



**Analyse der hydrologischen Prozesse
in den sub-humiden Tropen Westafrikas
unter besonderer Berücksichtigung
der Landnutzung am Beispiel des
Aguima-Einzugsgebietes in Benin**

Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Simone Giertz

aus

Wesseling

Bonn, im Mai 2004

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. B. Dieckrüger

2. Referent: Prof. Dr. B. Reichert

Tag der Promotion: 08.07.2004

Danksagung

Diese Arbeit ist im Rahmen des IMPETUS-Projektes entstanden und wurde finanziell gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), Förder-Kennziffer 01 LW 0301A und vom Ministerium für Wissenschaft und Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen (MWF), Förder-Kennziffer 223-21200200. Für die Förderung seien dem BMBF und dem MWF gedankt.

Danken möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. B. Diekkrüger für die gute Betreuung, die Anregungen und Diskussionen und für das Vertrauen in meine Arbeit.

Frau Prof. Dr. B. Reichert sei für die Übernahme des Koreferates und für die gute Zusammenarbeit im Teilprojekt A2, sowohl in Bonn als auch in Benin, gedankt.

Besonders möchte ich mich bei Dr. Helge Bormann bedanken, der mich tatkräftig bei der Geländearbeit in Benin unterstützte, zahlreiche Anregungen für meine Arbeit gab und mir immer mit Rat und Tat zur Seite stand.

Des Weiteren möchte ich den Doktoranden der HRG danken, Johannes Krause für seine Hilfe bei Computerproblemen, Claudia Hiepe für das Korrekturlesen, Benedikt Weber für die Einführung in Surfer, Luc Sintondji für die Mithilfe bei der Geländearbeit in Benin und Dr. Klaus Stephan, der mit seiner hilfsbereiten Art immer ein offenes Ohr für alle Fragen hatte.

Besonders möchte ich mich auch bei den IMPETUS-Doktoranden Birte Junge, Thorsten Fass, Bettina Orthmann und Valens Mulindabigwi für das zur Verfügung stellen ihrer eigenen Messdaten, die gute Zusammenarbeit, anregende interdisziplinäre Diskussionen und die schöne Zeit in Benin danken.

Unserer Koordinatorin in Benin, Elisabeth van den Akker, möchte ich herzlich für ihren unermüdlichen Einsatz in allen organisatorischen Fragen danken, v.a. für die Hilfe bei der Frachtabwicklung und der Organisation des Datentransfers.

Den Kollegen des IMPETUS-Projektes, Dr. Hans-Peter Thamm, Dr. A. Fink, Volker Ermert, PD Dr. Jürgen Burkhardt sei für die Bereitstellung und Aufbereitung von Daten gedankt.

Das Zustandekommen dieser Arbeit wäre nicht ohne die Arbeiten der Laborantinnen des Geographischen Institutes und der Hilfskräfte der HRG möglich gewesen. Bei ihnen möchte ich mich herzlich für ihr Engagement bedanken, v.a. bei Annette Schäfermeier, die mir bei den aufwendigen Arbeiten der pF- und ku-Kurvenbestimmung half und die Korngrößenbestimmung durchführte.

Meinen beninischen Hilfskräften Yaya, Lamidi, de Gaulle, Boucé, Francois und Bertin möchte ich herzlich für ihre Mithilfe bei der anstrengenden Geländearbeit danken. Ohne ihre Mitarbeit wären die umfassenden bodenhydrologischen Untersuchungen unter den schwierigen Feldbedingungen in Benin nicht durchführbar gewesen.

Sébastien Cappy und Andrea Goetzke seien für das Korrekturlesen der französischen bzw. englischen Zusammenfassung gedankt.

Meiner Freundin Sylvia Kürpick danke ich für das Korrekturlesen, für die ‚moralische Unterstützung‘ und Aufheiterung in stressigen Phasen.

Besonders möchte ich auch Gero Steup für das intensive Korrekturlesen kurz vor Abgabe der Arbeit, die anregenden Diskussionen, die gute Zusammenarbeit im Gelände und die schöne Zeit in Benin danken.

Ein besonderer Dank gilt Sascha Kamphues, der meine langen Beninaufenthalte akzeptiert und mich während der stressigen Zeit der Doktorarbeit immer unterstützt hat.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Eltern danken, die mir durch die finanzielle Unterstützung das Studium ermöglicht und mir bei allen Entscheidungen viel Vertrauen entgegengebracht haben.

Vielen Dank!

Merci beaucoup!

O’shew!

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	I
Abbildungsverzeichnis.....	V
Tabellenverzeichnis.....	XI
Abkürzungsverzeichnis.....	XIII
1. Einleitung.....	1
1.1 Problemstellung.....	1
1.2 Integration der Arbeit in das IMPETUS-Projekt.....	2
1.3 Zielsetzung und methodisches Vorgehen.....	5
1.4 Aufbau der Arbeit.....	6
2. Charakterisierung des Untersuchungsgebietes.....	7
2.1 Klima.....	9
2.2 Hydrologie.....	12
2.3 Geologie.....	13
2.4 Geomorphologie.....	14
2.5 Böden und Bodenbildung.....	16
2.6 Vegetation und Landnutzung.....	19
2.7 Bevölkerung.....	24
2.8 Zusammenfassung der <i>Global Change</i> Effekte im Untersuchungsgebiet.....	25
3. Prozesse der Abflussbildung – Stand der Forschung.....	26
3.1 Prozesse der Abflussbildung.....	26
3.1.1 Oberflächenabfluss.....	27
3.1.2 Infiltration und Wasserbewegung in der ungesättigten Zone.....	27
3.1.3 Grundwasserabfluss.....	29
3.1.4 Anteile der Abflusskomponenten am Abflussbildungsprozess.....	29
3.2 Hydrologische Prozesse in den sub-humiden und humiden Tropen.....	30
3.2.1 Abflussbildungsprozesse und ihre Einflussfaktoren in tropischen Regionen.....	31
3.2.2 Einfluss von <i>Inland-Valleys</i> auf die Abflussbildungsprozesse.....	35
3.2.3 Einfluss der Landnutzung auf die hydrologischen Prozesse in tropischen Regionen.....	36

4. Hydrologische Modelle und ihre Anwendung in den sub-humiden und humiden Tropen	39
4.1 Hydrologische Modelle.....	39
4.2 Anwendung hydrologischer Modelle in tropischen Regionen.....	42
5. Methoden und Modelle	46
5.1 Messkonzept im Aguima-Einzugsgebiet	46
5.1.1 Niederschlags- und Klimamessungen.....	48
5.1.2 Messungen in Gerinnen	49
5.1.3 Erfassung der zeitlichen und räumlichen Dynamik des Bodenwassers..	51
5.1.4 Feldmessungen zur Bestimmung der Infiltrationsraten	52
5.1.5 Bestimmung bodenphysikalischer Eigenschaften.....	53
5.2 Beschreibung der verwendeten Modellsysteme.....	55
5.2.1 TOPLATS	55
5.2.2 SIMULAT	64
5.2.3 Modellmodifikation SIMULAT-H	76
5.2.4 UHP.....	77
6. Analyse der hydrologischen Prozesse im Aguima-Einzugsgebiet unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzung	80
6.1 Charakterisierung des Witterungsverlaufes im Messzeitraum 2001–2003.....	80
6.2 Bodenphysikalische Charakterisierung der Böden des Untersuchungsgebietes	85
6.2.1 Bodenphysikalische Charakterisierung der im Untersuchungsgebiet dominierenden Bodentypen.....	85
6.2.2 Einfluss der Landnutzung auf die bodenphysikalischen Eigenschaften .	95
6.2.3 Räumliche Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften.....	100
6.3 Bodenwasserdynamik	103
6.3.1 Jahreszeitliche Dynamik des Bodenwassers	103
6.3.2 Einfluss der Landnutzung auf die Bodenwasserdynamik	108
6.3.3 Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte.....	110
6.4 Abflussdynamik	112
6.4.1 Abflussdynamik der Teileinzugsgebiete der Jahre 2001-2003	112
6.4.2 Erläuterung der Unterschiede der Abflussdynamik in den Teileinzugsgebieten oberer Aguima und oberer Niaou.....	118
6.4.3 Entwicklung eines Konzeptes der Abflussbildung der Teileinzugsgebiete oberer Aguima und oberer Niaou	125

7. Anwendung verschiedener Modellkonzepte zur Analyse der Abflussbildungsprozesse	128
7.1 Methoden der Sensitivitätsanalyse, Modellkalibrierung und -validierung	129
7.1.1 Sensitivitätsanalyse	129
7.1.2 Modellkalibrierung	130
7.1.3 Modellvalidierung	131
7.2. Modellanwendung TOPLATS	134
7.2.1 Modellparametrisierung	134
7.2.2 Sensitivitätsanalyse	138
7.2.3 Kalibrierung und Validierung des Modells TOPLATS	141
7.3 Modellanwendung SIMULAT-H	146
7.3.1 Modellparametrisierung	146
7.3.3 Sensitivitätsanalyse	149
7.3.4 Kalibrierung und Validierung des Modells SIMULAT-H	151
7.4 Modellanwendung UHP	165
7.4.1 Modellparametrisierung	165
7.4.2 Sensitivitätsanalyse	165
7.4.3 Kalibrierung und Validierung des Modells UHP	167
7.5 Vergleich der Modellergebnisse von TOPLATS, SIMULAT-H und UHP	173
7.6 Analyse der Abflussbildungsprozesse auf Grundlage der Modellaussagen	176
7.6.1 Analyse der Abflusskomponenten	176
7.6.2 Analyse der Abflussbildungsprozesse am Hang	179
8. Diskussion der Unsicherheiten im Modellierungsprozess	183
8.1 Eingangsdaten	184
8.2 Modellannahmen und Algorithmen der Prozessbeschreibung	189
8.2.1 TOPLATS	189
8.2.2 SIMULAT und Modellmodifikation SIMULAT-H	191
8.2.3 UHP	192
8.3 Messdaten zur Validierung der Modellergebnisse	193
8.4 Bewertung der Unsicherheiten im Modellierungsprozess	196
9. Diskussion und Ausblick	197
9.1 Bodenphysikalische Eigenschaften	197
9.2 Bodenwasserdynamik	199
9.3 Abflussdynamik und Abflussbildungsprozesse	201

9.4 Anwendbarkeit der Modellkonzepte	203
9.4.1 TOPLATS	203
9.4.2 SIMULAT-H	204
9.4.3 UHP	205
9.5 Ausblick	207
10. Zusammenfassung	208
11. Abstract	210
12. Résumé	212
13. Literaturverzeichnis	214
14. Anhang	234

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1:	Integration der vorliegenden Arbeit (lokale Skala) in den multiskaligen Ansatz des Teilprojektes A2 des IMPETUS-Projektes.	4
Abbildung 2.1a:	Untersuchungsgebiete des IMPETUS-Projektes.....	7
Abbildung 2.1b:	Benin mit Einzugsgebietsgrenzen des Ouémé und HVO.....	7
Abbildung 2.2:	Lage des Untersuchungsgebietes	8
Abbildung 2.3:	Klimadiagramm der Stadt Parakou	9
Abbildung 2.4a:	Struktur der Innertropischen Frontalzone im Nordsommer über Westafrika	10
Abbildung 2.4b:	Lage der Witterungszonen in Westafrika.....	10
Abbildung 2.5:	Niederschlagsanomalien für Westafrika	11
Abbildung 2.6:	Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Abflussmenge verschiedener Jahre für Teileinzugsgebiete des HVO	12
Abbildung 2.7:	Anomalien des Abflusses des Ouémés am Pegel Beterou von 1950 bis 2000	13
Abbildung 2.8	Geologische Einheiten Benins	13
Abbildung 2.9:	Verbreitung von <i>Inland-Valleys</i> in Afrika	15
Abbildung 2.10:	Querschnitt durch einen <i>Inland-Valley</i> der Sudan-Guinea-Zone.....	16
Abbildung 2.11:	Bodenkarte des HVO	17
Abbildung 2.12:	Bodenkarte des Aguima-Einzugsgebietes.....	18
Abbildung 2.13:	Landnutzungsklassifikation des HVO und des Aguima-Einzugsgebietes.....	23
Abbildung 3.1:	Abflussbildungsprozesse am Hang	26
Abbildung 3.2.:	Anteile der Abflusskomponenten in Abhängigkeit von den Gebietseigenschaften.....	30
Abbildung 4.1:	Klassifizierung hydrologischer Modelle.....	40
Abbildung 5.1:	Messvorrichtungen im Aguima-Einzugsgebiet.....	48
Abbildung 5.2:	H-Q-Beziehung für Pegel 3 mit gemessenen Abflüssen bei verschiedenen Wasserständen.....	50
Abbildung 5.3:	Aufbau der Bodenwasserstationen.....	51
Abbildung 5.4	Übersichtskarte aller bodenkundlichen Aufnahmen im Aguima-Einzugsgebiet	53
Abbildung 5.5:	Berechnung der Wasserbilanz in TOPLATS wahlweise im räumlich definierten und statistischen Modus.....	56
Abbildung 5.6:	Unterteilung der Bodensäule und berechnete Wasserflüsse bei SIMULAT	65
Abbildung 5.7:	Darstellung der LAI-Veränderung bei SIMULAT	68

Abbildung 5.8:	Geometrische Annahmen zur Berechnung des Basisabflusses bei SIMULAT	74
Abbildung 5.9:	Modifiziertes Modellkonzept (SIMULAT-H) zur Berechnung der Wasserflüsse am Hang	77
Abbildung 5.10:	Aufbau des konzeptionellen Modells UHP	78
Abbildung 6.1:	Wochenmittel der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte der Klimastation Savanne des Messzeitraumes 20.06.01 – 31.12.03 ..	80
Abbildung 6.2:	Wochenmittel der Globalstrahlung des Messzeitraumes 20.06.01 – 31.12.03 an der Klimastation Savanne.....	81
Abbildung 6.3:	Isoplethendiagramm der Globalstrahlung des Jahres 2002 der Klimastation Savanne Inselberg.....	82
Abbildung 6.4:	Berechnete Monatssummen der Evapotranspiration (ET_0) der Jahre 20.06.01 – 31.12.01 anhand der Messwerte der Klimastation Savanne und Inselberg	83
Abbildung 6.5:	Monatssummen des erfassten Niederschlags der Jahre 2001-2003 verschiedener Regenmesser im Untersuchungsgebiet	85
Abbildung 6.6:	Typische Catena des Aguima-Einzugsgebietes	86
Abbildung 6.7:	pF-Kurven eines Plinthosols	87
Abbildung 6.8:	Tiefenfunktionen von Textur und C_{org} -Gehalt eines Plinthosols	87
Abbildung 6.9:	Tiefenfunktionen von Textur und C_{org} -Gehalt eines Acrisols.....	88
Abbildung 6.10:	pF-Kurven eines Acrisols.....	89
Abbildung 6.11a:	Makroporenreicher Lixisol.....	89
Abbildung 6.11b:	Makropore in Bt-Ct-Horizont	89
Abbildung 6.11c:	Makropore im Saprolith	89
Abbildung 6.12:	pF-Kurven eines Acrisols (Inselbergrand)	90
Abbildung 6.13:	Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Acrisols (Inselbergrand).....	90
Abbildung 6.14:	Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Gleysols 1	91
Abbildung 6.15:	Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Gleysols 2.....	92
Abbildung 6.16:	pF-Kurven eines Gleysols 1	92
Abbildung 6.17:	pF-Kurven eines Gleysols 2	92
Abbildung 6.18:	pF-Kurven eines Fluvisols	93
Abbildung 6.19:	Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Fluvisols	93
Abbildung 6.20:	Boxplot der in-situ gemessenen gesättigten Wasserleitfähigkeit des Oberbodens verschiedener Bodentypen mit unterschiedlicher Vegetation /Landnutzung	96

Abbildung 6.21:	Regenwurmlosung an der Bodenoberfläche	97
Abbildung 6.22a:	Korngrößendreieck Ah-Horizont	100
Abbildung 6.22b:	Korngrößendreieck 2. Horizont	100
Abbildung 6.23:	Kumulierte Varianz der <i>nested sampling</i> Beprobung der Lagerungsdichte	103
Abbildung 6.24:	Bodenwasserdynamik Baumwollfeld und savane boisée, 2001	104
Abbildung 6.25:	Bodenwasserdynamik Baumwollfeld und savane boisée, 2002	105
Abbildung 6.26a:	Toposequenz des Transektes T52	107
Abbildung 6.26b:	Transektmessungen der Bodenfeuchte für ausgewählte Zeitpunkte des Transektes T52.....	107
Abbildung 6.27:	Vergleich der Bodenfeuchte von vier Messplots mit unterschiedlicher Landnutzung in vier Messtiefen, 2001	109
Abbildung 6.28:	Kumulierte Varianz der <i>nested sampling</i> Beprobung der Bodenfeuchte im Bereich natürlicher Vegetation und Ackerflächen	111
Abbildung 6.29:	Abflussganglinien der Pegel 1-4 für die Jahre 2001-2003	113
Abbildung 6.30:	Abflusskoeffizienten der Pegel 1-4 für Niederschlagsereignisse > 30 mm des Jahres 2002	115
Abbildung 6.31:	Abflussganglinie und elektrische Leitfähigkeit, gemessen an Pegel 1 und Pegel 4 am 24.08.02 und 15.09.02	116
Abbildung 6.32:	Beziehung zwischen Gesamtabflussmenge und Oberflächenabfluss für auswertbare Ereignisse des Jahres 2002	117
Abbildung 6.33:	Abweichung des Bestandesniederschlags vom Freilandniederschlag verschiedener Pflanzenbestände ausgewählter Niederschlagsereignisse des Jahres 2002	119
Abbildung 6.34:	Gemessener Oberflächenabfluss auf Erosionsparzellen mit verschiedener Landnutzung und Anbausystemen	121
Abbildung 6.35:	Abflussbildungskonzept des oberen Aguima-Einzugsgebietes	126
Abbildung 6.36:	Abflussbildungskonzept des oberen Niaou-Einzugsgebietes.....	126
Abbildung 7.1:	Ableitung des Topographischen Index auf Grundlage eines DGMs am Beispiel des Einzugsgebietes des Aguima	136
Abbildung 7.2:	Prozentuale Veränderung des Gesamtabflusses bei Veränderung des gesättigten Wassergehaltes (θ_s), berechnet mit TOPLATS für Pegel 1	140
Abbildung 7.3:	Prozentuale Veränderung der Abflussanteile bei Veränderung des initialen Grundwasserstandes, berechnet mit TOPLATS für Pegel 1	140
Abbildung 7.4:	Mit TOPLATS simulierte Abflussanteile am Gesamtabfluss bei Verwendung unterschiedlicher K_{sat} -Werte.....	140

Abbildung 7.5:	Vergleich der gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflussganglinie, Pegel 1, Jahr 2001	141
Abbildung 7.6:	<i>Scatterplot</i> der gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2001	142
Abbildung 7.7:	Vergleich der gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflussganglinie, Pegel 1, Jahr 2002	143
Abbildung 7.8:	Vergleich der mit TOPLATS für die Wurzelzone simulierten und mit der Rohrsonde gemessenen Bodenfeuchte	145
Abbildung 7.9:	Räumliche Diskretisierung des oberen Aguima-Einzugsgebietes in Hänge und Hangabschnitte am Beispiel eines Hanges für die Simulation mit SIMULAT-H	147
Abbildung 7.10:	Prozentuale Veränderung des <i>Interflows</i> bei Veränderung der lateralen Leitfähigkeit, berechnet für einen repräsentativen Hang mit SIMULAT-H	150
Abbildung 7.11:	Prozentuale Veränderung des Gesamtabflusses bei Veränderung des gesättigten Wassergehaltes, berechnet für einen repräsentativen Hang mit SIMULAT-H	150
Abbildung 7.12:	Abflussanteile am Gesamtabfluss bei Verwendung unterschiedlicher K_{sat} -Werte für den Oberboden. Berechnet für eine Bodensäule (Lixisol) mit SIMULAT-H, Jahr 2002	151
Abbildung 7.13:	Vergleich der gemessenen und von SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2002	152
Abbildung 7.14:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2001	153
Abbildung 7.15:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2003	153
Abbildung 7.16:	<i>Scatterplot</i> der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahre 2001-2003	154
Abbildung 7.17:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2001	155
Abbildung 7.18:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2002	155
Abbildung 7.19:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2003	155
Abbildung 7.20:	<i>Scatterplot</i> der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahre 2001-2003	156
Abbildung 7.21:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 4, Jahr 2002	158

Abbildung 7.22:	Simulierter und anhand der Leitfähigkeitsmessungen ermittelter Oberflächenabflussanteil in % des Gesamtabflusses	160
Abbildung 7.23:	Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Bodenfeuchte für das Jahr 2001, Bodeneinheit Lixisol, Vegetation <i>forêt claire</i>	162
Abbildung 7.24:	Vergleich der gemessenen und simulierten Bodenfeuchte für das Jahr 2002, Bodeneinheit Lixisol, Vegetation <i>forêt claire</i>	163
Abbildung 7.25:	Prozentuale Veränderung des Gesamtabflusses bei Veränderung des Bodenspeichers, berechnet mit UHP für Pegel 1	166
Abbildung 7.26:	Prozentuale Veränderung des Gesamt- und Oberflächenabflusses bei Veränderung der <i>Curve Number</i> , berechnet mit UHP für Pegel 1.....	166
Abbildung 7.27:	Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2002	168
Abbildung 7.28:	Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2001	169
Abbildung 7.29:	Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2003	169
Abbildung 7.30:	<i>Scatterplot</i> der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahre 2001-2003	170
Abbildung 7.31:	Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2002	171
Abbildung 7.32:	Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2001	171
Abbildung 7.33:	Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2003	172
Abbildung 7.34:	<i>Scatterplot</i> der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahre 2001-2003	172
Abbildung 7.35:	Abweichung der mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP simulierten Abflussmengen vom gemessenen Abfluss für die Jahre 2001–2003 für Pegel 1	174
Abbildung 7.36:	Abweichung der mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP simulierten Abflussmengen vom gemessenen Abfluss für die Jahre 2001 – 2003 für Pegel 3	175
Abbildung 7.37:	Abflusskomponenten des mit SIMULAT-H simulierten Gesamtabflusses des Jahres 2001 für das obere Aguima-Einzugsgebiet und das obere Niaou-Einzugsgebiet.....	177
Abbildung 7.38:	Abflusskomponenten des mit SIMULAT-H simulierten Gesamtabflusses des Jahres 2002 für das obere Aguima-Einzugsgebiet und das obere Niaou-Einzugsgebiet	178

Abbildung 7.39:	Anteile des Oberflächenabflusses, <i>Interflows</i> und Grundwassers am Gesamtabfluss der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Aguima-Einzugsgebietes.....	180
Abbildung 7.40:	Anteile des Oberflächenabflusses, <i>Interflows</i> und Grundwassers am Gesamtabfluss der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Niaou-Einzugsgebietes.....	181
Abbildung 8.1:	Wirkung der Modellkomplexität auf die Unsicherheiten im Modellierungsprozess.....	183
Abbildung 8.2:	80 %-Vertrauensintervall der mit dem Parameter-Mittel simulierten Ganglinie für das Térou-Einzugsgebiet (Pegel Wanou 3133 km ²) der Jahre 1998 bis 1999.....	189

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1:	Vegetationstypen des Untersuchungsgebietes	21
Tabelle 5.1:	Übersicht der für diese Arbeit relevanten Messungen im Aguima-Einzugsgebiet	47
Tabelle 5.2:	Charakterisierung der Teileinzugsgebiete.....	48
Tabelle 6.1:	Jahresmittel der Windgeschwindigkeiten der Messstationen Savanne und Inselberg, Jahre 2001-2003	83
Tabelle 6.2:	Statistische Kennzahlen des K_{sat} -Wertes je Horizont aller beprobten Bodenprofile.....	94
Tabelle 6.3:	Mittelwerte des gesättigten Wassergehaltes und der Lagerungsdichte je Horizont für alle beprobten Bodenprofile	94
Tabelle 6.4:	Statistische Kennzahlen des in-situ K_{sat} -Wertes unterteilt nach Boden- und Vegetationstyp.....	96
Tabelle 6.5:	Ergebnisse des zweiseitigen t-Tests für die in-situ gemessenen gesättigten Leitfähigkeiten auf Ackerflächen und natürlicher Vegetation	97
Tabelle 6.6:	Anzahl der Bioporen und Regenwurmlösungen auf Flächen mit unterschiedlicher Nutzung im Aguima-Einzugsgebiet	98
Tabelle 6.7:	Arithmetisches Mittel der gesättigten Wasserleitfähigkeit, des gesättigten Wassergehaltes und der Lagerungsdichte aller ausgewerteten Bodenproben des Lixisols/Acrisols, klassifiziert nach Landnutzung ..	99
Tabelle 6.8:	Statistische Kennzahlen der <i>hillwash</i> -Mächtigkeiten im Bereich der Ackerflächen und der natürlichen Vegetation.....	99
Tabelle 6.9:	Deskriptive Statistik der bodenphysikalischen Eigenschaften für Bodentyp Lixisol/Acrisol	101
Tabelle 6.10:	Wasserbilanz der Teileinzugsgebiete der Pegel 1–4 für die Jahre 2001-2003.....	112
Tabelle 6.11:	Interzeptionsraten verschiedener Pflanzenbestände der im Jahr 2002 erfassten Ereignisse in % des Gesamtniederschlags der erfassten Ereignisse	120
Tabelle 6.12:	Charakterisierung der <i>Inland-Valley</i> -Bereiche der Einzugsgebiete oberer Aguima und oberer Niaou.....	123
Tabelle 6.13:	Vorherrschende Abflussbildungsprozesse der Hangabschnitte in den Einzugsgebieten oberer Aguima und oberer Niaou	125
Tabelle 7.1:	Anteile der Vegetationseinheiten in den Einzugsgebieten oberer Aguima, oberer Niaou und unterer Aguima.....	138
Tabelle 7.2:	Sensitivitätsindizes ausgewählter Eingabeparameter, berechnet mit TOPLATS für Pegel 1 für das Jahr 2001	139

Tabelle 7.3:	Gütemaße der Simulationen mit TOPLATS für die Jahre 2001 – 2002, Pegel 1	143
Tabelle 7.4:	Sensitivitätsindizes ausgewählter Eingabeparameter, berechnet mit SIMULAT-H für einen repräsentativen Hang für das Jahr 2002.....	149
Tabelle 7.5:	Gütemaße der Abflusssimulation mit SIMULAT-H für die Jahre 2001-2003, Pegel 1.....	154
Tabelle 7.6:	Gütemaße der Abflusssimulation mit SIMULAT-H für die Jahre 2001-2003, Pegel 3.....	156
Tabelle 7.7:	Gütemaße der Abflusssimulation mit SIMULAT-H für die Jahre 2001–2003, Pegel 4.....	158
Tabelle 7.8:	Simulierte Abflussanteile für Pegel 1, 3 und 4 für die Jahre 2001– 2003	159
Tabelle 7.9:	Mit SIMULAT-H simulierter und anhand der Leitfähigkeitsmessungen ermittelter Oberflächenabfluss in % des Gesamtabflusses	160
Tabelle 7.10:	Gütemaße der Bodenfeuchtesimulationen mit SIMULAT-H, Bodeneinheit Lixisol, Vegetation forêt claire, Jahre 2001 und 2002...	164
Tabelle 7.11:	Sensitivitätsindizes für ausgewählte Eingabeparameter des Modells UHP, berechnet für das obere Aguima-Einzugsgebiet für das Jahr 2002.....	166
Tabelle 7.12:	Gütemaße der Abflusssimulationen mit UHP für die Jahre 2001– 2003, Pegel 1	169
Tabelle 7.13:	Gütemaße der Abflusssimulationen mit UHP für die Jahre 2001– 2003, Pegel 3	172
Tabelle 7.14:	Gütemaße der Abflusssimulationen mit TOPLATS, SIMULAT-H und UHP für Pegel 1 und 3 für die Jahre 2001- 2003	176
Tabelle 7.15:	Simulierter Wasserhaushalt der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Aguima-Einzugsgebietes, Jahr 2002.....	180
Tabelle 7.16:	Simulierter Wasserhaushalt der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Niaou-Einzugsgebietes, Jahr 2002.....	181
Tabelle 8.1:	Bewertung der Unsicherheiten im Modellierungsprozess mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP im Aguima-Einzugsgebiet	196

Abkürzungsverzeichnis

AnnAGNPS	Annualized Agricultural Non-Point Source Pollution Model
ArcInfo	GIS-Software Paket der Firma ESRI
ArcView	GIS-Software der Firma ESRI
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
B.P.	before present
CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CV	coefficient of variation, Variationskoeffizient
DGM	Digitales Geländemodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
ET	Evapotranspiration
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
FAO	Food and Agriculture Organisation
GCM	General Circulation Model
GIS	Geographische(s) Informationssystem(e)
GLOWA	Globaler Wandel des Wasserkreislaufs, BMBF Programm
GPS	Global Positioning System
GW	Grundwasser
H	Wasserstand
HRU	hydrologic response unit
HVO	haute vallée de l'Ouémé, oberes Ouémé-Einzugsgebiet
IGN	Institut Géographique National
IMPETUS	Integratives Management Projekt für einen effektiven und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika
INSAE	Institut National de la Statistique et de l'Analyse Economique
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
K_{sat}	gesättigte Wasserleitfähigkeit des Bodens [cm/d]
IA	index of agreement nach Willmott (1981)
LAI	leaf area index, Blattflächenindex
LM	Lokal-Modell des deutschen Wetterdienstes
ME	Koeffizient der model efficiency nach Nash & Sutcliffe (1970)
MMS	Modular Modelling System
NN	Höhe über Normal Null
OF	Oberflächenabfluss
pF	dekadischer Logarithmus der Wasserspannung in cm Wassersäule
PTF	Pedotransferfunktion
Q	Abfluss

r^2	Bestimmtheitsmaß
SHE	System Hydrologique Européen
SHIFT	Studies on Human Impact on Forests and Floodplains in the Tropics
SI ₁₀	Sensitivitätsindex mit einer 10%igen Veränderung des betrachteten Eingabeparameters
sim.	simuliert
STORMA	Stability of Rainforest Margins in Indonesia
SVAT	Soil-vegetation-atmosphere-transfer-scheme
SWAT	Soil Water Assessment Tool
TDR	Time Domain Reflectometry
TOPAZ	Topographic Parametrization Tool
USDA	United States Department of Agriculture
UTM	Universal Transversal Mercator System
WAVES	Water availability and vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil
WEPP	Water Erosion Prediction Project
WGS	World Geodetic System

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Die Verknappung von Süßwasserressourcen stellt heute in vielen Regionen der Erde ein großes Problem dar. Für das Jahr 2025 wird prognostiziert, dass ca. vier Milliarden Menschen – etwa die Hälfte der Weltbevölkerung – in Ländern mit hohem Wasserstress leben werden (Cosgrove & Rijsberman 2000). Dies wird nicht nur durch die immer weiter steigende Weltbevölkerung und den zu hohen Pro-Kopf-Verbrauch von Süßwasser in manchen Ländern der Erde verursacht, sondern auch durch den immer größer werdenden Einfluss von globalen Umweltveränderungen auf den Wasserkreislauf (UNESCO 2003). Dazu gehören auch globale Klimaänderungen, deren Einfluss auf den Wasserkreislauf bereits in verschiedenen Regionen der Erde bestätigt wurde (Ojo et al. 2003, Gaiser et al. 2003, Bronstert et al. 2002, Mimikou et al. 2000, Orange et al. 1997). In diesem Kontext hat das BMBF (Bundesministerium für Bildung und Forschung) das GLOWA-Programm (GLOWA = Globaler Wandel des Wasserkreislaufes) ins Leben gerufen, das sich in fünf interdisziplinären Projekten mit der Analyse der Veränderung des Wasserkreislaufes in unterschiedlichen Klimazonen und der Entwicklung integrierter Strategien für eine nachhaltige und vorausschauende Bewirtschaftung von Wasser und Gewässern beschäftigt. Das IMPETUS-Projekt (**I**ntegratives **M**anagement-**P**rojekt für einen effizienten und **t**ragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika) ist Teil des GLOWA-Programms und analysiert die Auswirkungen des globalen Wandels auf die Wasserressourcen in Westafrika am Beispiel des Einzugsgebietes des Wadi Drâa in Marokko und des Ouémé in Benin. Da die Klimate der Regionen nördlich und südlich der Sahara vermutlich durch Telekonnektionsprozesse verbunden sind (Lamb & Peppler 1991), ist die Betrachtung beider Regionen in einem Ansatz sinnvoll. Seit den 70er Jahren ist Westafrika von einer Dürreperiode betroffen, die sich sowohl nördlich als auch südlich der Sahara durch unterdurchschnittliche Niederschläge manifestiert (Jenkins et al. 2002). Somit stellt Westafrika im Hinblick auf die Verknappung der Süßwasserressourcen eine besonders stark betroffene Region dar. Da die Verfügbarkeit des Süßwassers vom hydrologischen Kreislauf kontrolliert wird, untersucht das IMPETUS-Projekt in einem interdisziplinären Ansatz die verschiedenen Aspekte des Wasserkreislaufes und die ihn beeinflussenden Faktoren in den Untersuchungsregionen. Das übergeordnete Ziel des Projektes ist dabei die Entwicklung von Managementstrategien für einen tragfähigen und effizienten Umgang mit Süßwasser in diesen Regionen. Durch Szenarienanalysen soll die zukünftige Entwicklung der Ressource Wasser in den Zielregionen betrachtet werden.

Die Voraussetzung für die Analyse der Effekte globaler Umweltveränderungen auf den regionalen Wasserkreislauf ist, dass die dominierenden Abflussbildungsprozesse und ihre Einflussfaktoren verstanden sind. Nur so können sinnvolle Aussagen über zukünftige Veränderungen des Wasserkreislaufes und der Wasserressourcen gemacht werden.

Im Vergleich zu den gemäßigten Klimaten wurden in den Tropen nur sehr wenige Untersuchungen zu hydrologischen Prozessen durchgeführt. Vor allem in der sub-humiden Savannenzone Westafrikas, in der sich das IMPETUS-Untersuchungsgebiet in Benin befindet, wurden kaum Studien durchgeführt. Somit stellt eine detaillierte Analyse der hydrologischen Prozesse in der Untersuchungsregion und der wichtigsten Einflussfaktoren eine bedeutende Grundlage für die weiteren Untersuchungen des IMPETUS-Projektes dar. Für die Quantifizierung des Wasserkreislaufes und für die Berechnung von Zukunftsszenarien ist die Anwendung von hydrologischen Modellen sinnvoll. Jedoch wurden bisher nur wenige hydrologische Modelle in den Tropen angewendet, so dass ihre Anwendbarkeit v.a. im Hinblick auf die Verwendbarkeit für die Szenarienanalyse untersucht werden muss.

1.2 Integration der Arbeit in das GLOWA-IMPETUS Projekt

Das IMPETUS-Projekt analysiert in einem holistischen Ansatz die Auswirkungen globaler Umweltveränderungen auf den Wasserkreislauf der Länder Benin und Marokko, mit dem Ziel der Entwicklung von Managementstrategien für einen tragfähigen und effizienten Umgang mit Süßwasser in diesen Regionen. Das Projekt ist in drei Phasen gegliedert, in denen verschiedene Aspekte im Vordergrund stehen. Den Schwerpunkt der ersten Phase (2000–2003) stellten die Analyse des Ist-Zustandes und die Verbesserung des Prozessverständnisses dar. In der zweiten Phase (2003–2006) werden Szenarien der zukünftigen Entwicklung der Ressourcen in den Untersuchungsregionen mit Hilfe von Modellen analysiert. In der letzten Phase (2006–2008) sollen Managementempfehlungen und *Decision-Support-Systeme* für die jeweiligen Länder entwickelt werden.

Die holistische Analyse des Wasserkreislaufes wird durch den interdisziplinären Ansatz des Projektes gewährleistet. Die verschiedenen Aspekte des Wasserkreislaufes wurden in der ersten Phase im Projektbereich Benin in fünf Teilprojekten analysiert (IMPETUS 1999):

- A1:** Diagnose und Modellierung der räumlichen Niederschlagsvariabilität auf intrasaisonalen bis dekadischen Zeitskalen
- A2:** Bodenwasserdynamik, Oberflächenabfluss, Grundwasserneubildung und Bodendegradation auf der lokalen und der regionalen Skala

A3: Funktionale Beziehungen zwischen raumzeitlicher Vegetationsdynamik und Wasserkreislauf

A4: Sozio-demographische Entwicklung und Migration im Hinblick auf die Knappheit der Ressourcen

A5: Risiko und Unsicherheit im Umgang mit einer knappen Ressource: Ethnologische und medizinische Perspektiven auf Wasserverfügbarkeit, Wasserqualität und Wassermanagement

Die vorliegende Arbeit ist in das Teilprojekt A2 integriert, das sich mit der Analyse der hydrologischen Prozesse Bodenwasserdynamik, Oberflächenabfluss und Grundwasserneubildung sowie der Bodendegradation auf lokaler und regionaler Skala beschäftigt. Dies erfolgt in einem multiskaligen Ansatz, in dem verschieden große Einzugsgebiete (3 km² bis 14500 km²) betrachtet werden. Der multiskalige Ansatz des Teilprojektes A2 und die Integration dieser Arbeit in das Teilprojekt sind in Abbildung 1.1 dargestellt.

Die Untersuchungsregion des IMPETUS-Projektes in Benin stellt das Ouémé-Einzugsgebiet dar. Die Arbeiten des Projektes fokussieren sich auf das 14500 km² große obere Ouémé-Einzugsgebiet (Haute Vallée de l’Ouémé, im Folgenden als HVO bezeichnet). In diesem Einzugsgebiet werden seit 1997 hydrologische Messungen des Projektes CATCH (*Couplage de l’Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique*) durchgeführt, so dass eine für die afrikanischen Tropen verhältnismäßig gute Datengrundlage in Bezug auf Abfluss- und Niederschlagsdaten für regionale hydrologische Untersuchungen vorliegt. Die regionalen Arbeiten des Teilprojektes konzentrieren sich v.a. auf die Anwendung konzeptioneller hydrologischer Modelle auf der Grundlage vorhandener Messdaten (Bormann & Diekkrüger 2003a). Da auf der regionalen Skala eine Detailanalyse der hydrologischen Prozesse und ihrer Einflussfaktoren nicht möglich ist, wurde ein repräsentatives Einzugsgebiet, das Aguima-Einzugsgebiet, im Südwesten des HVO ausgewählt, in dem lokale Untersuchungen zu Abflussbildungsprozessen (vorliegende Arbeit), zur Grundwasserdynamik (Fass 2004), zur Bodenverbreitung und Bodendegradation (Junge 2004), zur Vegetationsdynamik (Orthmann in Vorbereitung) und zur Kohlenstoffdynamik (Mulindabigwi in Vorbereitung) durchgeführt werden.

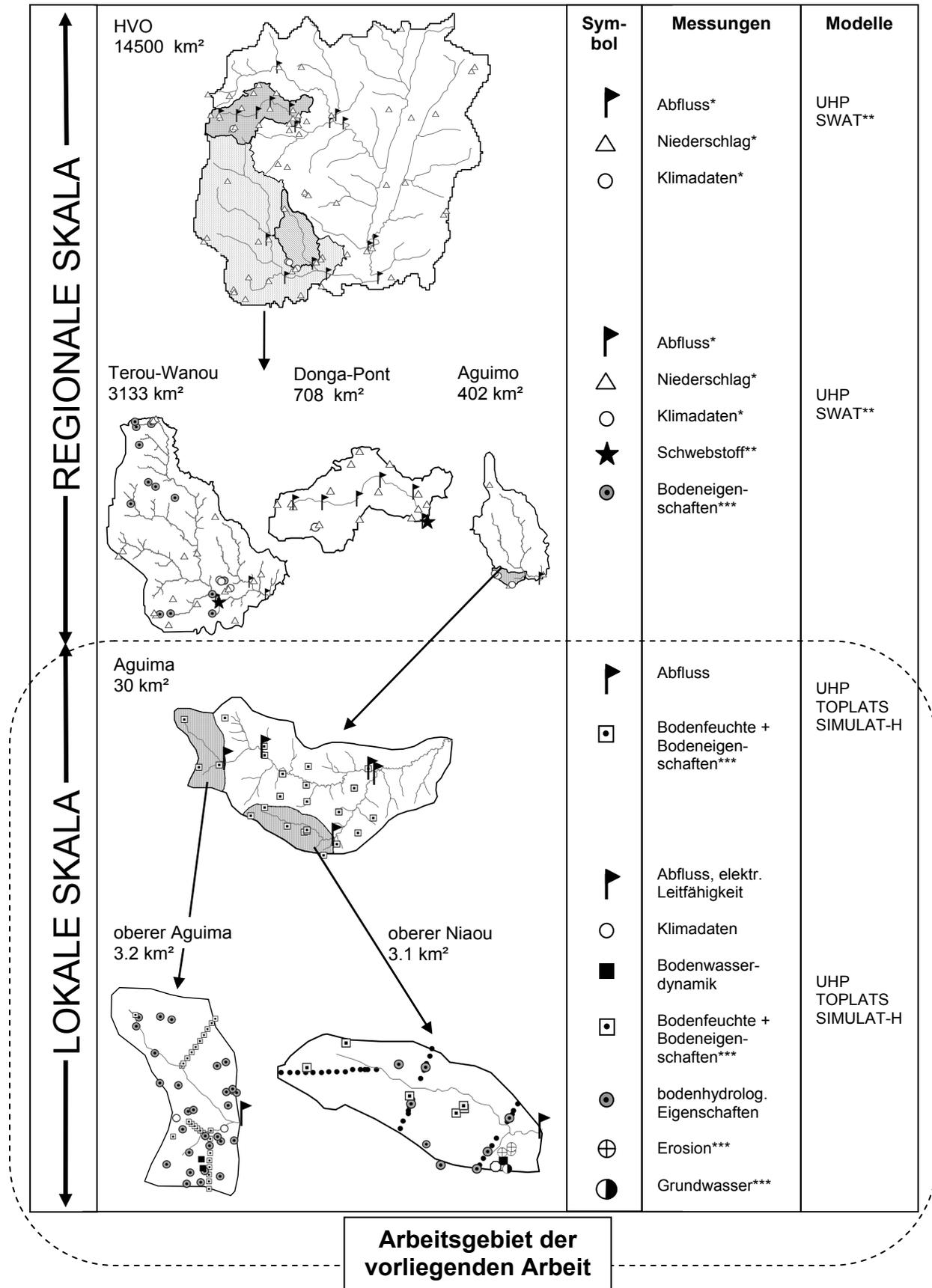


Abb. 1.1: Integration der vorliegenden Arbeit (lokale Skala) in den multiskaligen Ansatz des Teilprojektes A2 des IMPETUS-Projektes (* z.T. Messungen Catch-Projekt, ** Planungen 2. Phase, *** Messungen anderer IMPETUS-Teilnehmer, genaue Darstellung der Messstellen des Aguima-Einzugsgebietes in Abb. 5.1)

1.3 Zielsetzung und methodisches Vorgehen

Das Ziel der vorliegenden Arbeit stellt die Analyse der hydrologischen Prozesse und ihrer Einflussfaktoren auf der lokalen Skala im Aguima-Einzugsgebiet dar. Die Prozessanalyse erfolgt auf der Basis erhobener Messdaten und der Anwendung hydrologischer Modelle in verschiedenen Teileinzugsgebieten des Aguima-Einzugsgebietes. Es wurden mehrere Messstationen eingerichtet, an denen die Abflussdynamik, die Bodenwasserdynamik und Klimaparameter zeitlich hoch aufgelöst erfasst wurden. Des Weiteren wurden bodenphysikalische Eigenschaften der typischen Bodeneinheiten ermittelt und das Infiltrationsverhalten analysiert.

Da im HVO ein schneller Landnutzungswandel beobachtet wurde, steht der Einfluss der Landnutzung bei der Betrachtung der Einflussfaktoren des hydrologischen Kreislaufes im Vordergrund. Die aufgeführten Feldmessungen wurden in zwei Teileinzugsgebieten des Aguima durchgeführt, die eine unterschiedliche Landnutzung aufweisen (oberer Aguima: vorwiegend natürliche Savannenvegetation, oberer Niaou: stark landwirtschaftlich genutzt), so dass ein Vergleich der Abflussbildungsprozesse in einem natürlichen und einem anthropogen überprägten Einzugsgebiet möglich ist. Es werden aber auch andere Einflussfaktoren der Abflussbildung betrachtet, die in der Untersuchungsregion von Bedeutung sind, wie der Einfluss der sogenannten *Inland-Valleys* (vgl. Kapitel 2.4 und 3.2.2).

Auf der Grundlage der erhobenen Messdaten können die hydrologischen Modelle parametrisiert, kalibriert und validiert werden. Neben den eigenen Messdaten stehen dafür im Aguima-Gebiet auch die erhobenen Daten der anderen IMPETUS-Arbeitsgruppen (siehe Kapitel 1.2) zur Verfügung. Da in den humiden Tropen bisher nur wenige Modelle angewendet wurden (vgl. Kapitel 4.2), werden verschiedene Modellkonzepte im Hinblick auf ihre Anwendbarkeit in der Untersuchungsregion getestet. Dabei steht neben der Anwendung der Modelle zur Prozessanalyse auf der lokalen Skala auch die Beurteilung der Anwendbarkeit der Modellansätze auf der regionalen Skala im Fokus der Betrachtung. Auf der regionalen Skala des HVO ist eine Validierung nur eingeschränkt anhand einiger Abflusspegel möglich, so dass eine detaillierte Validierung der Abflussdynamik, der Abflussanteile und der Bodenfeuchtedynamik auf der lokalen Skala erfolgen muss. Neben physikalisch-basierten Modellen werden auch konzeptionelle Modellansätze getestet, da aufgrund der unzureichenden Datengrundlage auf der regionalen Skala eine Anwendung der parameterintensiven, physikalisch-basierten Modelle auf dieser Skala problematisch erscheint. Die verwendeten Modellkonzepte sind das auf dem TOPMODEL-Ansatz (Beven & Kirkby 1979) basierende Modell TOPLATS (Famgliettei & Wood 1994a), eine Modifikation des physikalisch-basierten Standortmodells SIMULAT

(Diekkrüger 1996) (SIMULAT-H, vgl. Kapitel 5.2.3) und das konzeptionelle Modell UHP (Bormann & Diekkrüger 2003b).

1.4 Aufbau der Arbeit

In Kapitel 2 wird das IMPETUS-Untersuchungsgebiet des HVO und im speziellen das Agui-ma-Gebiet charakterisiert. Hierbei werden neben physisch-geographischen Aspekten (Klima, Hydrologie, Geologie, Geomorphologie, Böden, Vegetation) auch für den Gesamtkontext der Arbeit bedeutende anthropo-geographische Themen (Migration, Demographie, Landwirtschaft) betrachtet. Kapitel 3 gibt nach einem kurzen allgemeinen Überblick über Abflussbildungsprozesse eine Übersicht über den derzeitigen Forschungsstand der hydrologischen Prozessforschung in den humiden Tropen. Ein Schwerpunkt dieses Kapitels stellt der Einfluss der Landnutzung und der *Inland-Valleys* auf die hydrologischen Prozesse dar. In Kapitel 4 wird nach einer allgemeinen Einführung in die Klassifikation hydrologischer Modelle der Stand der Forschung der hydrologischen Modellierung in den humiden Tropen erläutert. Das Messkonzept und die verwendeten Modelle werden in Kapitel 5 vorgestellt. Die Analyse der hydrologischen Prozesse auf Grundlage der Messergebnisse erfolgt in Kapitel 6. Hier werden nach einer bodenhydrologischen Charakterisierung der Bodentypen die Bodenwasser- und Abflussdynamik analysiert. Bei der Analyse steht der Einfluss der Landnutzung auf die hydrologischen Prozesse im Vordergrund. Die Grundlage der Bewertung der angewendeten Modellkonzepte stellt die Kalibrierung und Validierung der Modelle in Kapitel 7 dar. Unsicherheiten im Modellierungsprozess werden in Kapitel 8 analysiert. Eine abschließende Bewertung und Diskussion der Ergebnisse erfolgt in Kapitel 9.

2. Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet des IMPETUS-Projektes in Benin stellt das Ouémé-Einzugsgebiet dar (vgl. Abbildung 2.1). Der Ouémé ist der größte Fluss des Landes und mündet bei Cotonou in den Lac Nokoué, der als Lagune mit dem Meer verbunden ist. Die Untersuchungen des Projektes konzentrieren sich auf das ca. 14500 km² große HVO, das im Zentrum des Landes liegt (vgl. Abbildung 2.1b).

Die Felduntersuchungen dieser Arbeit wurden im ca. 30 km² großen Aguima-Einzugsgebiet durchgeführt, auf das sich auch die Untersuchungen der weiteren IMPETUS-Disziplinen (Bodenkunde, Hydrogeologie, Vegetationsökologie, Mikrometeorologie) fokussieren. Es befindet sich im Südwesten des HVO-Gebietes, am Ostrand der *Commune* Bassila (vgl. Abbildung 2.2). Das Aguima-Einzugsgebiet wurde vom IMPETUS-Projekt als repräsentatives lokales Intensivuntersuchungsgebiet ausgewählt, um die hydrologischen Prozesse und ihre Einflussfaktoren zu untersuchen. Kriterien für die Auswahl dieses Gebietes waren u.a. eine für das HVO repräsentative Vegetation (Vorhandensein agrarischer Nutzflächen und Savannenvegetation) und die Dominanz der für die Region typischen Böden (vgl. Kapitel 2.5). Des Weiteren weist das Aguima-Einzugsgebiet, wie der gesamte Süden des HVO, einen schnellen Landnutzungswandel auf und eignet sich somit auch langfristig für Untersuchungen der Auswirkungen des globalen Wandels auf den Wasserhaushalt.

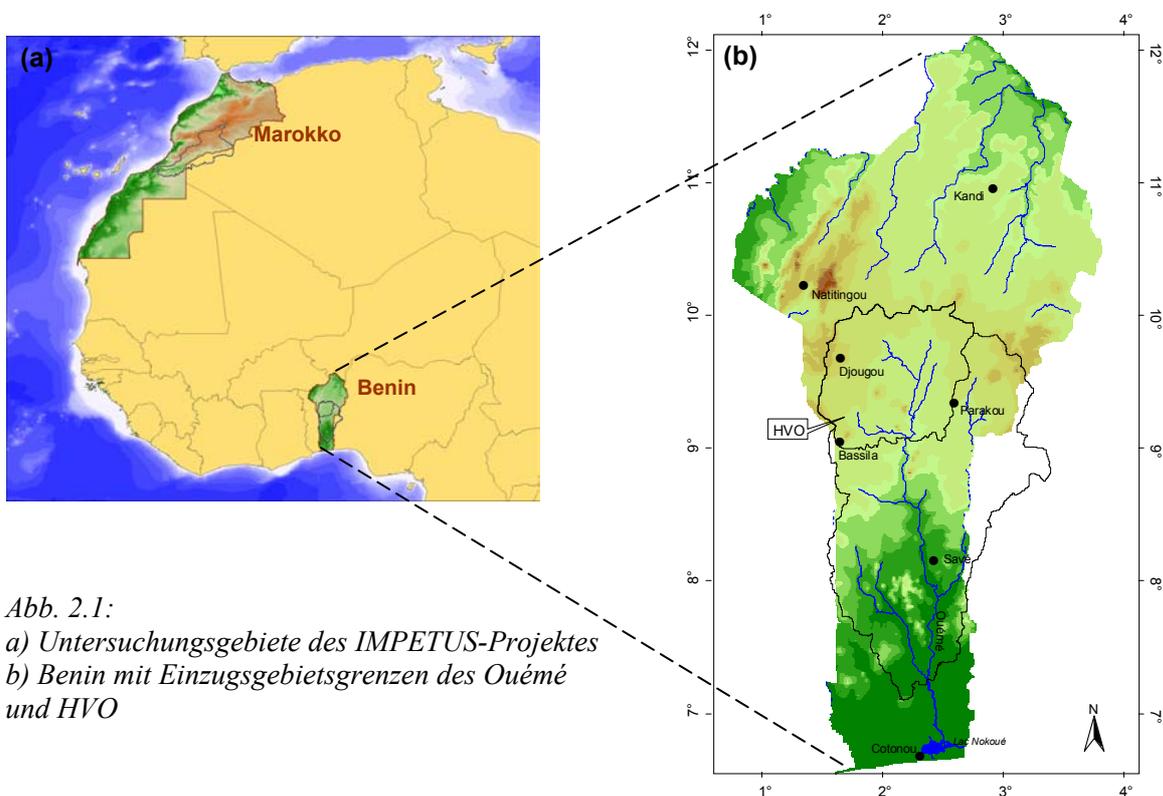


Abb. 2.1:
 a) Untersuchungsgebiete des IMPETUS-Projektes
 b) Benin mit Einzugsgebietsgrenzen des Ouémé
 und HVO

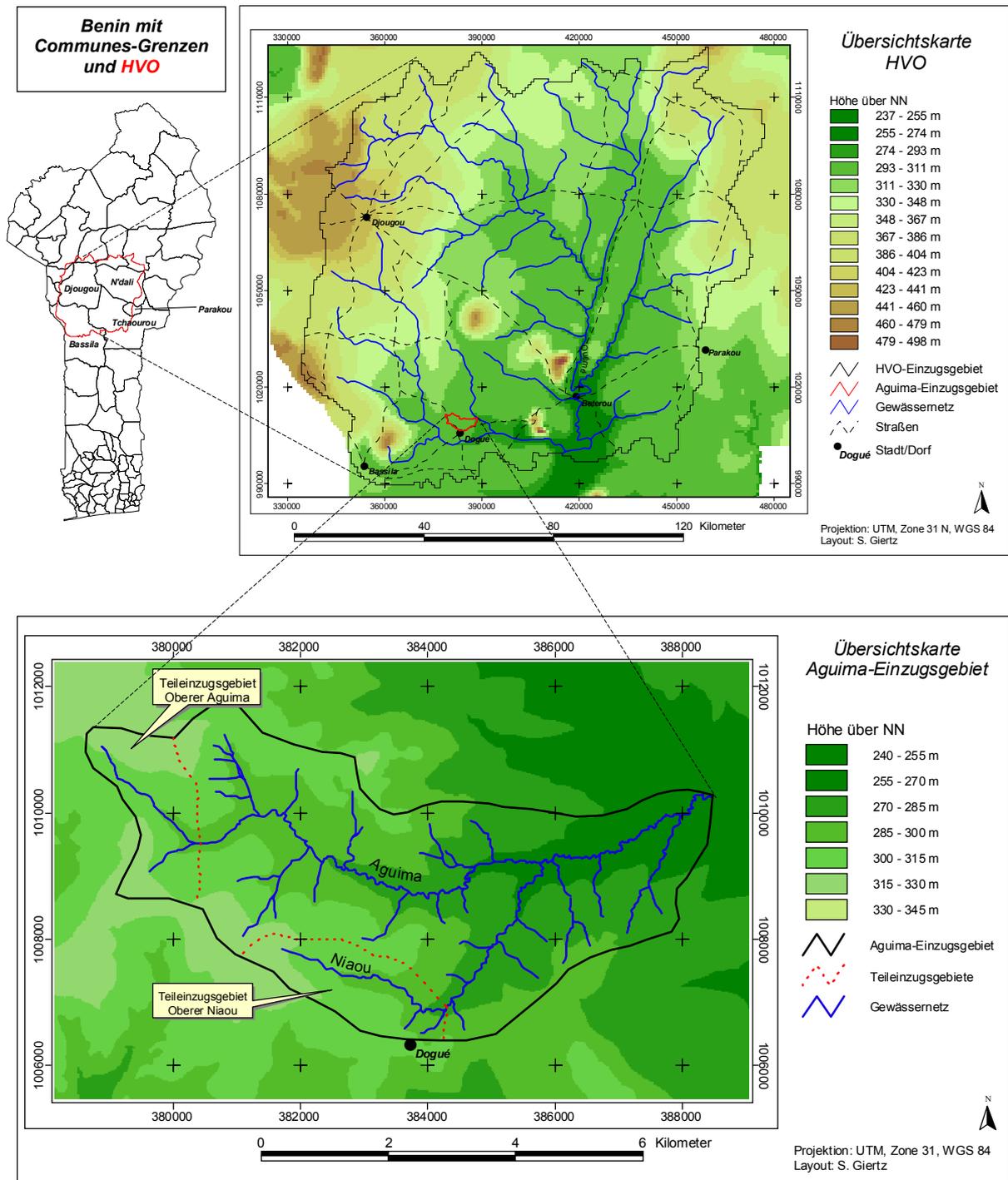


Abb. 2.2: Lage des Untersuchungsgebietes

2.1 Klima

Benin nimmt durch seine Lage im sogenannten *Dahomey Gap* eine klimatische Sonderstellung in der Küstenregion Westafrikas ein. Durch das Aufsteigen kalter Wassermassen vor der Küste Benins und Togos kommt es zu einer Abkühlung der annähernd küstenparallel verlaufenden Luftströmung, was eine deutliche Reduktion der Niederschlagsmengen im Vergleich zu den anderen Küstenländern zur Folge hat. Diese Niederschlagsdepression bewirkt auch eine deutliche Verschiebung der Vegetationszonen hin zu trockenen Formationen, so dass der Guinea-Kongo-Regenwald an der Küste Benins unterbrochen wird (Adams et al. 1996).

Großräumig lässt sich die Untersuchungsregion den tropischen Savannenklimaten (Aw-Klimaten) nach der Klassifikation von Köppen & Geiger (1961) bzw. den wechselfeuchten Tropenklimate (V3) nach Troll & Paffen (1964) zuordnen.

Während Südbenin mit einer bimodalen Regenzeit zur Guinea-Zone gehört, ist die Zone zwischen 8° und 11° nördlicher Breite, in der das Untersuchungsgebiet liegt, durch eine unimodale Regenzeit und eine 4 - 6 monatige Trockenzeit charakterisiert.

Das Klimadiagramm der Beobachtungsperiode 1961–1990 der Stadt Parakou (Abbildung 2.3), die am östlichen Rand des HVO liegt, verdeutlicht die Niederschlagsverteilung und den Temperaturverlauf der Region. Die Niederschläge erreichen ihr Maximum im August/September bei einer Gesamtniederschlagsmenge von knapp 1120 mm. Der Temperaturverlauf zeigt den für die monsun beeinflussten wechselfeuchten Tropen typischen Jahresgang mit einem Temperaturmaximum im März/April und einem Absinken der Temperatur zu Beginn der Regenzeit, aber insgesamt nur geringen Jahresschwankungen. Die mittlere reale Evapotranspiration der Region liegt bei ca. 800 mm pro Jahr (Walling 1996).

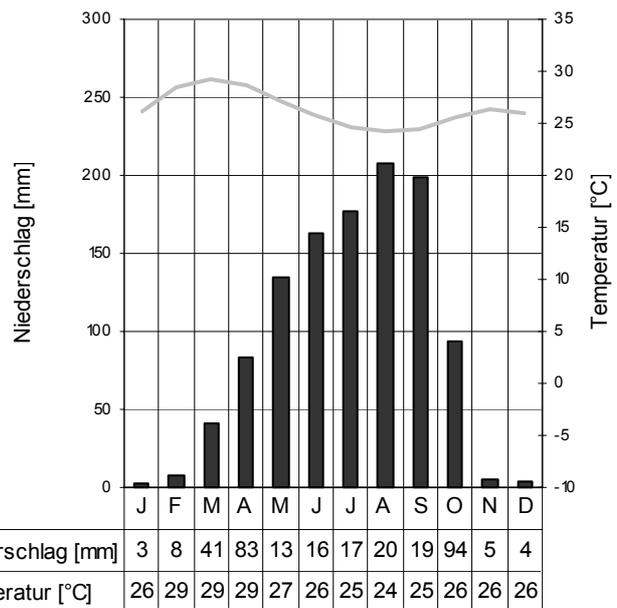


Abb. 2.3: Klimadiagramm der Stadt Parakou
 Langjähriges Niederschlagsmittel: 1119 mm
 Durchschnittstemperatur: 26.4°C
 (Datengrundlage Periode 1961 – 1990)

Der jahreszeitliche Verlauf der Witterung der Region kann v.a. durch die Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) erklärt werden. Im Bereich der Hadley-Zirkulation

Der jahreszeitliche Verlauf der Witterung der Region kann v.a. durch die Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) erklärt werden. Im Bereich der Hadley-Zirkulation

liegend, wird die Region durch zwei Luftmassensysteme beeinflusst: die feuchten monsunalen Luftmassen des SW-Monsuns während des Nord-Sommers und den trockenen *Harmattan* im Nord-Winter. Durch die Verlagerung der ITCZ im Jahresverlauf verschiebt sich auch die Luftmassengrenze dieser Systeme und damit ihr Einfluss auf die betrachtete Region. Es werden fünf verschiedene Witterungszonen im Bereich der Hadley-Zelle unterschieden (Weischet & Endlicher 2000), von denen jedoch nur vier Zonen für den Witterungsverlauf im Bereich zwischen 9° und 10° verantwortlich sind. Im Einflussbereich der verschiedenen Witterungszonen sind unterschiedliche Mechanismen für die Niederschlagsentstehung verantwortlich, was sich auf Art und Dauer der Niederschläge auswirkt. Da die Niederschlagscharakteristik einen großen Einfluss auf die hydrologischen Prozesse hat, werden im Folgenden die Witterungszonen und die verschiedenen Niederschlagstypen kurz erläutert.

Abbildung 2.4 zeigt die Lage der Witterungszonen im Zusammenhang mit der Struktur der Innertropischen Frontalzone über Westafrika im Nord-Sommer und die Verteilung der Wetterzonen über das Jahr.

Es wird deutlich, dass der Bereich des HVO (ca. zwischen 9° und 10° nördlicher Breite) von den vier Witterungszonen A bis D beeinflusst wird. Von Ende November bis Mitte Februar liegt das Gebiet in Zone A, die durch trockene Luftmassen und Niederschlagsarmut gekennzeichnet ist. Die ITCZ liegt während dieser Zeit auf der Südhalbkugel, so dass der trockene, staubgeladene Nordost-Passat aus der Sahara, der sogenannte *Harmattan*, die Region erreicht. Witterungszone B, mit höherer Luftfeuchte und geringen Niederschlägen, beeinflusst das Gebiet von Mitte Februar bis Mitte April und von Mitte Oktober bis Ende November. In dieser Zeit kommt es durch intensives Aufheizen der Bodenoberfläche zum Aufstieg feuchter Luftmassen und zur Ausbildung von Cumulus- oder Cumulonimbus-Wolken, die zu Konvektionsniederschlägen von kurzer Dauer (1–2 h) führen (Weischet & Endlicher 2000).

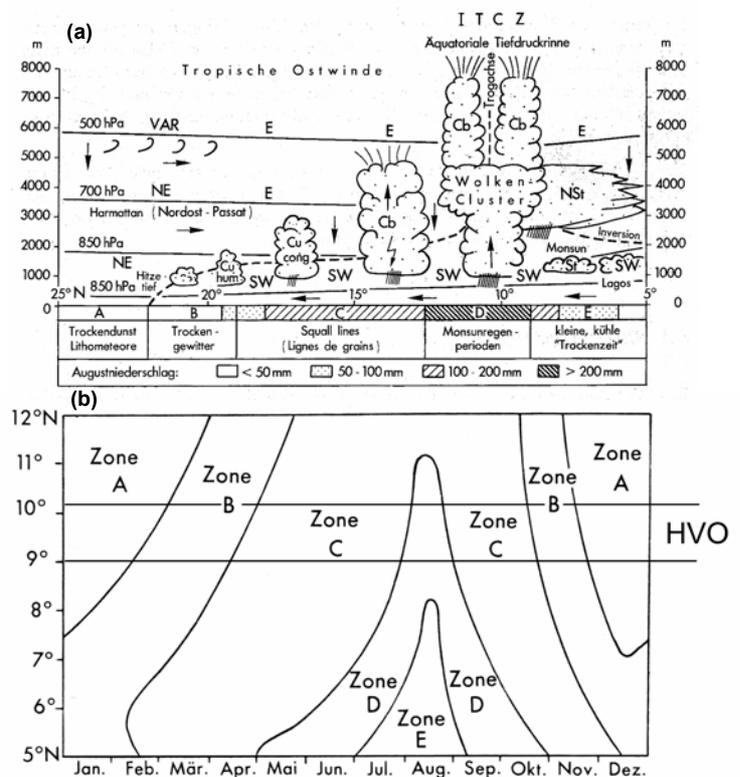


Abb. 2.4: (a) Struktur der Innertropischen Frontalzone im Nordsummer über Westafrika
(b) Lage der Witterungszonen in Westafrika
(verändert nach Weischet & Endlicher 2000)

Der Hauptteil der Niederschläge der Region wird jedoch im Einflussbereich der Zone C durch sogenannte *squall lines* gebildet (Leroux 2001). Hierbei handelt es sich um eine 300–500 km lange linienhafte Anordnung von Gewitterzellen, die sich westwärts bewegt (Kamara 1986). Der Durchgang einer *squall line* ist zu Beginn durch konvektive Niederschläge hoher Intensität und anschließenden schwächeren, stratiformen Niederschlägen charakterisiert. Ihre Lebensdauer beträgt 3 bis 20 Stunden (IMPETUS 1999). Die genaue Entstehung der *squall lines* ist bis heute noch nicht endgültig geklärt. Als Hauptauslöser gelten jedoch lokale Effekte wie thermische Erhitzung und/oder orographische Erhebungen, die zu Störungen der oberen Monsunschicht führen, so dass der darüber liegende *African Easterly Jet* die feuchten Luftmassen der Monsunschicht aufnimmt und einen Wolkenturm aufbaut, der sich dann in westliche Richtung bewegt.

Die meisten *squall lines*, die im HVO für Niederschläge sorgen, entstehen während der Nachmittagsstunden über dem Bergland von Jos in Nigeria und erreichen bei einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 15 m/s das Untersuchungsgebiet gegen zwei bis drei Uhr nachts. In diesem Zeitfenster liegt auch das Niederschlagsmaximum des HVO-Gebietes (IMPETUS 1999).

Monsunale Niederschläge, die im Einflussbereich der Zone D im August in der Region auftreten, entstehen, wenn die ITCZ im Nord-Sommer nach Norden wandert und der feuchte SW-Monsun auf den Westafrikanischen Kontinent vordringt. Dieser Niederschlagstyp sorgt für lang andauernde Niederschläge geringer Intensität. Im Vergleich zu den *squall lines*, die für ca. 75% der Niederschläge der Region sorgen, spielen monsunale Niederschläge im HVO eine untergeordnete Rolle. Ihr Anteil am Gesamtniederschlag ist in der Küstenregion Benins jedoch größer.

Seit den späten 60er Jahren wurde in Westafrika eine Abnahme der Niederschläge von der semiariden Sahelzone bis zur humiden Guineaküstenzone festgestellt (Jenkins et al. 2002) (vgl. Abbildung 2.5). Im Vergleich zur feuchten Periode von 1951–1970 liegt das mittlere Niederschlagsdefizit der Jahre 1971–1990 bei 180 mm pro Jahr (Lebel et al. 2000).

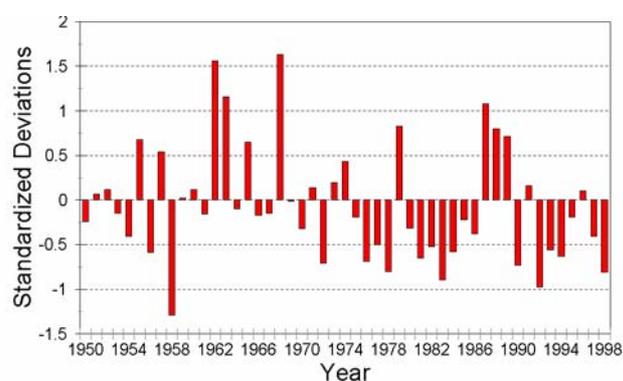


Abb.2.5: Niederschlagsanomalien für Westafrika (Guinea-Küste) (Speth et al. 2002)

Jenkins et al. (2002) geben basierend auf verschiedenen Studien anderer Autoren die veränderten Oberflächentemperaturen der Ozeane, den Landnutzungswandel und die Anomalien in der tropischen Atmosphärenzirkulation als mögliche Ursachen dieser Häufung von Dürrejahren an.

2.2 Hydrologie

Die Abflusssdynamik des Untersuchungsgebietes ist aufgrund des Witterungsverlaufes von einer starken Saisonalität geprägt. Abfluss tritt nur in der Regenzeit von Juni bis Anfang November auf, während in der Trockenzeit von November bis April alle Flüsse trocken fallen. Eine genauere Charakterisierung der Abflusssdynamik des Untersuchungsgebietes wird in Kapitel 6.4 vorgenommen.

Die starken Schwankungen der Jahresniederschlagsmengen bewirken eine starke inter-annuelle Variabilität der Abflussmengen. Abbildung 2.6 zeigt den Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge und Abflussmenge verschiedener Einzugsgebiete des HVO.

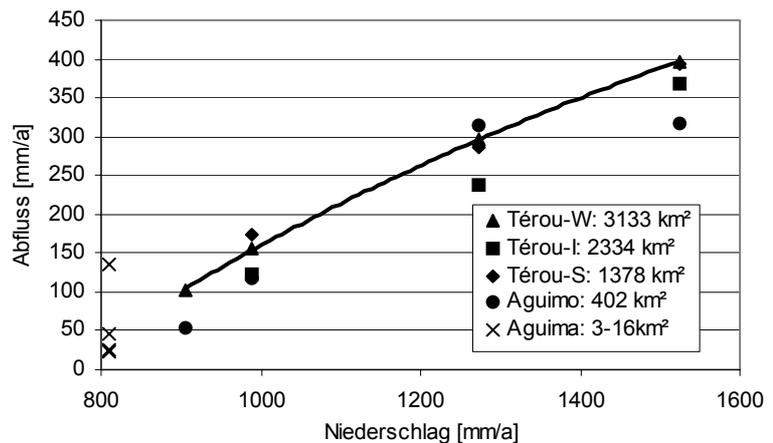


Abb. 2.6: Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Abflussmenge verschiedener Jahre für Teileinzugsgebiete des HVO (Diekkrüger et al. 2002)

Schwarze Linie: logarithmische Regression Térou-Wanou

zwischen Niederschlagsmenge und Abflussmenge verschiedener Einzugsgebiete des HVO.

Die in Kapitel 2.1 erläuterten Niederschlagsanomalien, die seit den späten 60er Jahren in Westafrika beobachtet wurden, spiegeln sich auch in den Abflussmengen des Ouémé wider. Abbildung 2.7 zeigt die Abweichung vom mittleren Jahresabfluss des Ouémé am Pegel Beterou. Es wird deutlich, dass die Abflussmengen in den 70er und 80er Jahren deutlich unter dem mittleren Jahresabfluss liegen.

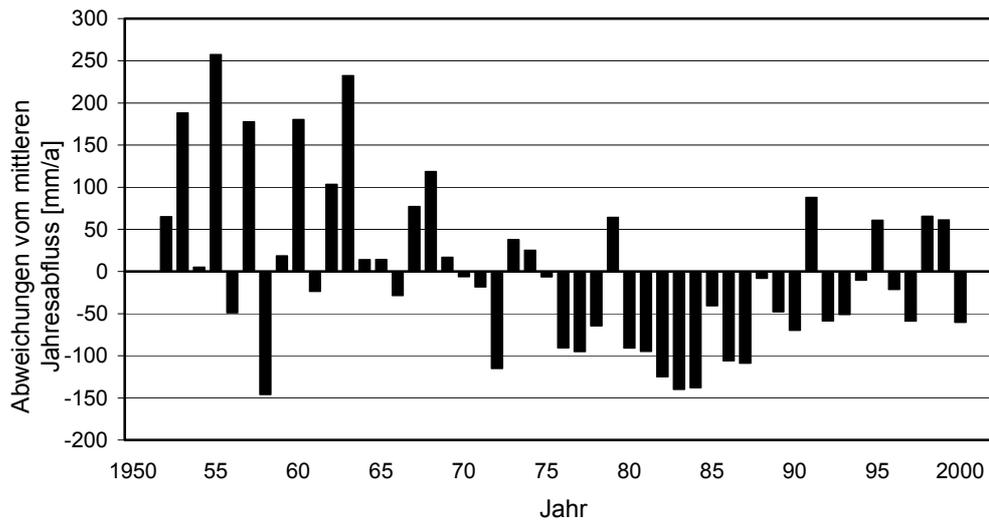


Abb. 2.7: Anomalien des Abflusses des Ouémés am Pegel Beterou von 1950 bis 2000 (Einzugsgebietsgröße Ouémé, Pegel Beterou: 10 326 km²) (Speth et al.2002)

2.3 Geologie

Das im Jungpräkambrium im Zuge der panafrikanischen Orogenese remetamorphisierte dahomeyische Grundgebirge, auch *Plaine du Bénin* genannt, stellt die dominierende geologische Einheit Benins und des HVO dar (Swoboda 1994) (vgl. Abbildung 2.8). Es wird durch eine von NNO nach SSW verlaufende Störung (*Kandi-fault*) in zwei Einheiten geteilt. Während der östliche Block überwiegend aus amphibolitischen und biotitischen Gneisen besteht, ist der westliche Teil deutlich stärker metamorph überprägt. Er besteht aus granulitischen Gneisen, aluminiumreichen Gneisen und Gneisen mit Pyroxenen (Faure & Volkoff 1998). Zusammen mit den im Nordwesten des Landes angrenzenden Einheiten des *Atacoras* und des *Buem* bildet die *Plaine du Benin* den dahomeyidischen Falteingürtel (Dahomeyiden) (Trompette 1979), der Teil eines weiter ausgedehnten Orogens, des Transsaharischen Falteingürtels, ist. Weitere geologische Haupteinheiten Benins stellen drei Sedimentbecken (Volta-Becken, Kandi-Becken und Küstenbecken, vgl. Abbildung 2.8) dar. Sie befinden sich jedoch außerhalb des Untersuchungsgebietes.

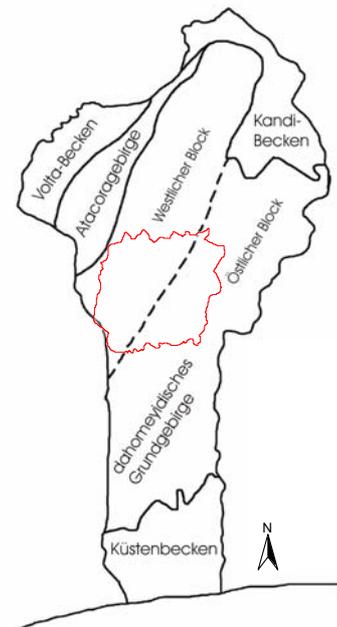


Abb. 2.8: Geologische Einheiten Benins (verändert nach Faure & Volkhoff 1998)

Anhand der Geologischen Karte 1: 200 000 (Blatt Djougou-Parakou-Nikki, Office Béninois des Mines 1984, vgl. Anhang A1) lassen sich im Aguima-Gebiet zwei lithostratigraphische

Einheiten unterscheiden, deren Ausgangsmaterial granitische bzw. pelitisch-psammitische Gesteine bildeten:

- Wé-Wé-Einheit mit Migmatiten und migmatitischen Granitoiden
- Sonoumon-Bariénou Einheit mit Migmatiten und migmatitischen Gneisen, Einlagerungen aus basischen und ultrabasischen Metamorphiten, Leptyniten und sillimantisch-aluminosen Gneisen

Die Einheiten sind zum größten Teil birrimischen Alters (ca. 500 – 600 Ma) und weisen eine Hauptstreichrichtung von N 10 – 20 ° E auf (IMPETUS 2001).

2.4 Geomorphologie

Geomorphologisch ist das Gebiet als Pediplain, also als flachwellige Rumpffläche, die durch Hangpedimentation entstanden ist, anzusprechen (Rohdenburg 1969). Das für Pediplains charakteristische flache Relief mit vereinzelt aufragenden Inselbergen ist auch im Geländemodell (Abbildung 2.2) zu erkennen. Diese isolierten Bergformen können bis zu 300 m über die Geländeoberfläche hinausragen, wie z.B. der Soubakpérou bei Wari-Marou, ca. 25 km östlich von Dogué. Auch im Aguima-Einzugsgebiet befindet sich am westlichen Rand ein kleiner Inselberg, der allerdings nur einige Meter über die Geländeoberfläche hinausragt. Inselberge stellen typische morphologische Erscheinungen der Rumpfflächenlandschaften dar. Ihre Entstehung wird nach heutigen Erklärungsmodellen nicht mehr der Petrovarianz zugeschrieben, sondern durch Variationen in der Durchfeuchtungs- und damit der Verwitterungsintensität in einer Landschaft erklärt (vgl. Bremer 1995). Ein charakteristisches Foto der Landschaft des Untersuchungsgebietes ist in Anhang A2 dargestellt.

Neben den Rumpfflächen und Inselbergen sind als weitere charakteristische morphologische Erscheinungsformen der Untersuchungsregion die *Inland-Valleys* zu nennen.

Hierbei handelt es sich um jahreszeitlich versumpfte, vorwiegend grasbedeckte, lineare Depressionen, oft ohne ausgeprägten Flusslauf (Acres et al. 1985), die v.a. in Einzugsgebieten erster Ordnung auftreten. Der regionale Begriff dieser Talform im frankophonen Westafrika ist *bas fond*. Es werden in der Literatur auch die regionalen Begriffe *Dambos*, *Bolis*, *Mbugas* oder *Fadamas* für andere afrikanische Regionen genannt. Im Einzugsgebiet des Aguima sind *Inland-Valleys* an allen Oberläufen der Bäche ausgebildet. Besonders ausgeprägt sind sie am Oberlauf des Niaou, der in den Aguima mündet. Ein Foto eines *Inland-Valleys* des Niaou Einzugsgebietes ist in Anhang A3 dargestellt. Für Benin wird ein *Inland-Valley*-Anteil von 1.4 % der Landesfläche angegeben (Assigbé & Mama 1993).

Die Talform der *Inland-Valleys* stellt ein spezielles morphologisches Phänomen des tropischen Afrikas dar, das außerhalb Afrikas nicht bekannt ist. Schwerpunktartig treten sie in Regionen mit 600 bis 1500 mm Niederschlag und 4 bis 6 Trockenmonaten und in Verbindung mit Miombo-Savannen bzw. dem sudanesischen Äquivalent auf (Acres et al. 1985). Sie bilden sich typischerweise in Gebieten mit intensiver Tiefenverwitterung und ausgedehnten präquartären Verwitterungsrinden, d.h. auf Verebnungsflächen des afrikanischen Granit-Gneis-Sockels (Grunert et al. 2000). Abbildung 2.9 zeigt eine Karte der Verbreitung der *Inland-Valleys* in Afrika.

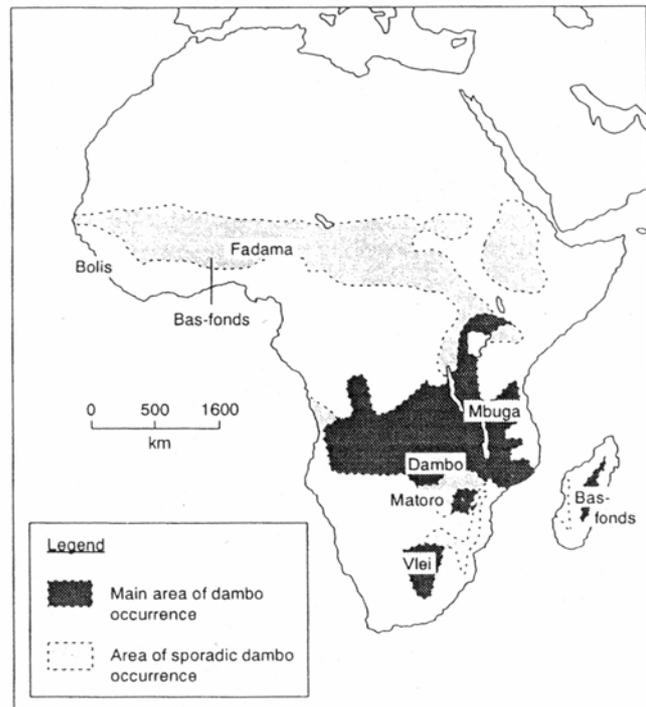


Abb. 2.9: Verbreitung von *Inland-Valleys* in Afrika (Goudie 1996)

Von Raunet (1985) wurden vier klimagenetische *Inland-Valley*-Zonen unterschieden:

- Zone 1: immerfeuchtes tropisches Afrika (*humide tropical*): Zone in Zentral- und Westafrika mit Jahresniederschlägen über 1400 mm
- Zone 2: Sudan-Guinea-Zone (*sudano-guineen*): Zone im nördlichen Zentralafrika und Westafrika mit 1000-1400 mm Jahresniederschlag
- Zone 3: Zambesische Zone (*zambézien*): Zone in Ost- und Südafrika mit 900-1300 mm Jahresniederschlag
- Zone 4: Sahel-Sudan-Zone (*sahelo-sudanienne*): Zone mit 500-1000 mm Jahresniederschlag in einer Regenzeit

Der *Inland-Valley*-Typ der Sudan-Guinea-Zone, zu der das Untersuchungsgebiet gehört, ist durch ein konkaves Querschnittsprofil gekennzeichnet. Die Breite des *Inland-Valley*-Bereiches ist im Vergleich zu den anderen Typen von geringer Ausdehnung (unter 300 m). Die Höhenunterschiede zwischen Wasserscheide und Talboden betragen zwischen 10 und 30 Metern. Das Profil dieses *Inland-Valley*-Typs zeichnet sich durch einen flachen, zentralen Teil aus, der aus tonigem Material besteht, während die leicht konkaven Hänge mit einer Neigung von 1–2 % aus kolluvialen Sanden bestehen (vgl. Abbildung 2.10).

Hydrologisch sind *Inland-Valleys* der Sudan-Guinea-Zone durch den Einfluss der saisonalen Grundwasserschwankungen und des zufließenden Oberflächen- und Zwischenabflusses von den Hängen charakterisiert. Durch die höheren Niederschläge in der Sudan-Guinea-Zone kann im Gegensatz zur Sahel-Sudan-Zone ein recht

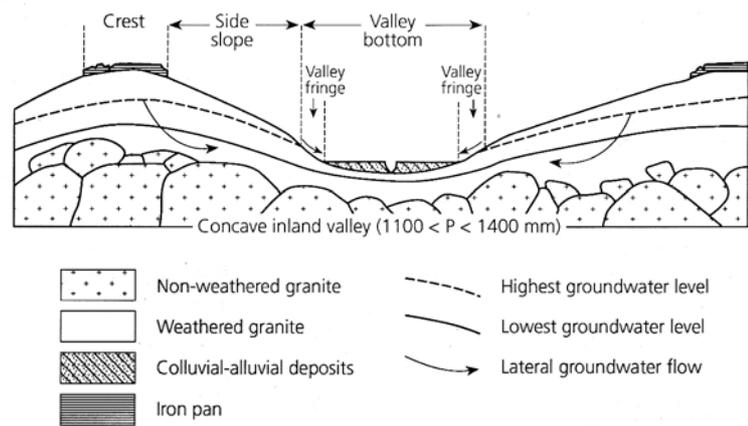


Abb. 2.10: Querschnitt durch ein Inland-Valley der Sudan-Guinea-Zone (Windmeijer & Andriess 1993)

stetiger *Interflow* oder Grundwasserstrom in Richtung der Talsole auftreten (Grunert et al. 2000). Der Einfluss der *Inland-Valleys* auf den lokalen und regionalen Wasserkreislauf wird schon seit den 70er Jahren diskutiert. Eine Zusammenfassung des Forschungsstandes wird in Kapitel 3.2.2 gegeben.

Vor dem Hintergrund des raschen Bevölkerungswachstums und der dadurch bedingten Ressourcenverknappung in den Ländern des tropischen Afrikas werden die Nutzungsmöglichkeiten der traditionell ungenutzten, jedoch fruchtbaren Talböden der *Inland-Valleys* in den letzten Jahrzehnten verstärkt untersucht. Auch in Benin und anderen westafrikanischen Ländern wie Mali, Elfenbeinküste, Ghana, Sierra Leone, Burkina Faso und Nigeria wurden seit den 70er Jahren (in einzelnen Ländern erst später) Projekte zur Nutzung der *Inland-Valleys* zum Reis- und Gemüseanbau ins Leben gerufen (Jamin & Andriess 1993). In Zentral-Benin wurden 1995 jedoch nur knapp 8 % der *Inland-Valleys* bewirtschaftet, wie eine Studie des IITA (International Institute of Tropical Agriculture) herausfand (Thenkabail & Nolte 1995).

2.5 Böden und Bodenbildung

Den Hauptbodentyp des HVO stellen, ausgehend von der Bodenkarte 1:200 000 von Faure (1977) (Abbildung 2.11), die *sols ferrugineux tropicaux lessivés* dar. Hierbei handelt es sich um fersialitische Böden, die nach der FAO Klassifikation als Lixisols angesprochen werden. Sie sind durch vertikale Tonverlagerung charakterisiert und weisen ein Ah – Bt – C-Profil auf. Häufig besitzen diese Böden einen skelettreichen Schutt-Horizont (Btc) aus Pisolithen, der durch quartäre Ablagerung entstanden ist (siehe Abschnitt Bodenbildung).

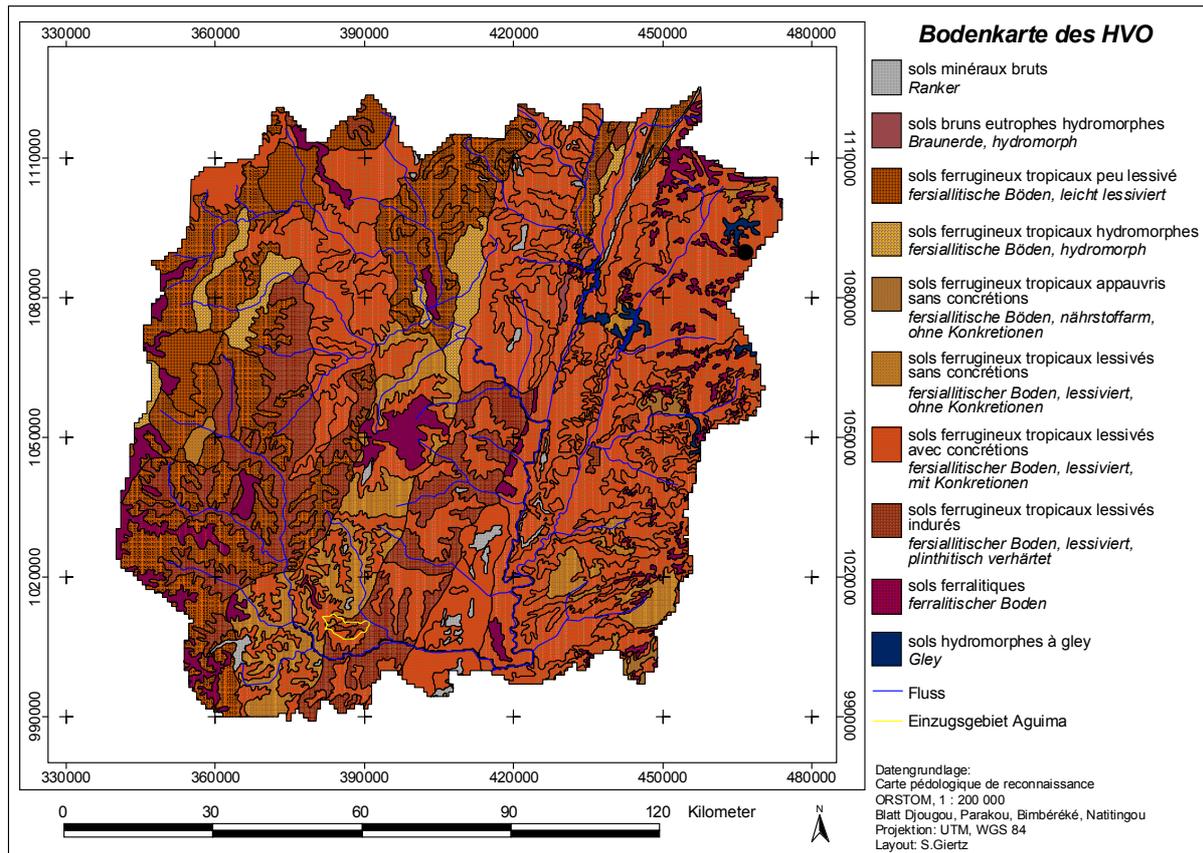


Abb. 2.11: Bodenkarte des HVO (Faure 1977)

Obwohl Lixisols im allgemeinen aufgrund ihrer mäßigen Nährstoffversorgung als wenig fruchtbar charakterisiert werden (ISSS Working Group 1998b), stellen sie in der Region die besten Ackerböden dar und werden somit auch häufig für Ackerbau genutzt. Bei geringen Mächtigkeiten des Ah- und Bt-Horizontes (z.B. durch Bodenerosion) kann die landwirtschaftliche Nutzbarkeit durch den nah an die Bodenoberfläche reichenden Schutthorizont eingeschränkt sein.

Tiefgründig verwitterte Ferralsols (*sol ferralitiques*) treten im Untersuchungsgebiet nur sehr vereinzelt auf.

Für das Aguima-Einzugsgebiet hat Junge (2004) auf der Grundlage von zahlreichen Bodenaufnahmen eine Bodenkarte erstellt (vgl. Abbildung 2.12), die die Bodenverbreitung stärker differenziert darstellt als die Bodenkarte von Faure (1977). Auch hier zeigt sich die Dominanz der Lixisols bzw. Acrisols (mit den Lixisols vergleichbare Böden, die jedoch basenärmer sind als diese). Weitere Böden sind Plinthosols, die auf Kuppenbereichen und an Unterhängen auftreten. Hierbei handelt es sich um flachgründige Böden mit einem eisenreichen plinthitischen Horizont, der durch wiederholtes Befeuchten und Abtrocknen irreversibel verhärtet kann oder bereits zu einer Plinthit-Kruste verhärtet ist (ISSS Working Group 1998a).

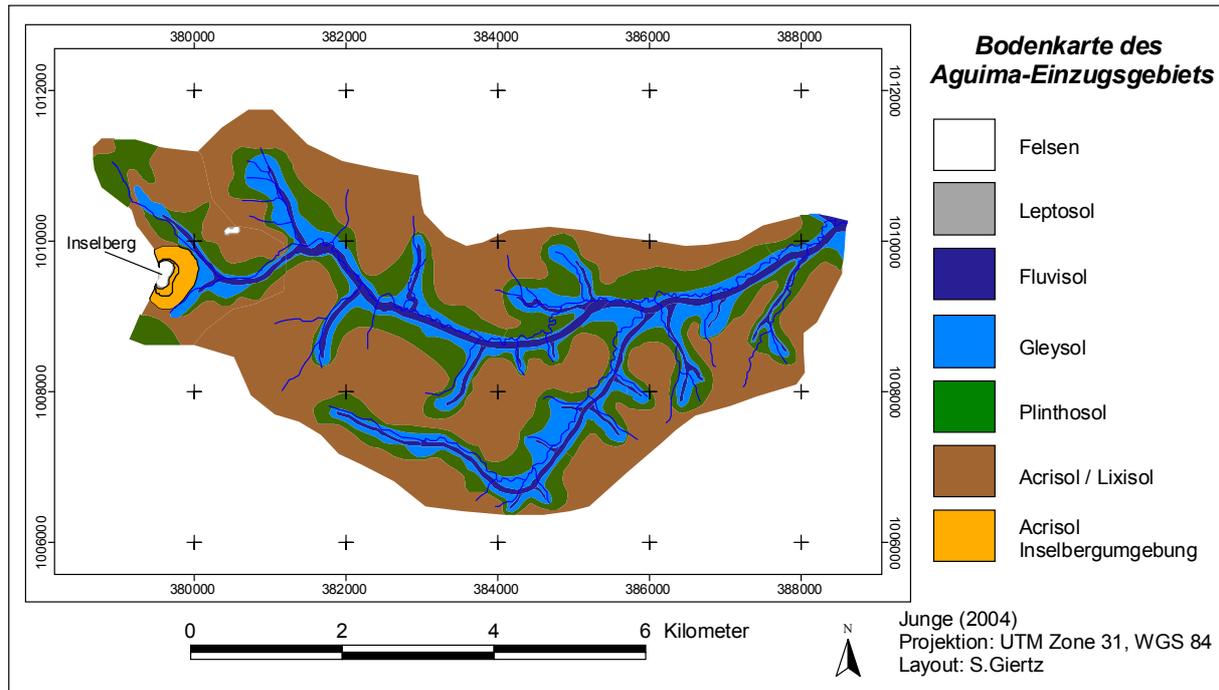


Abb. 2.12: Bodenkarte des Aguima-Einzugsgebietes (Junge 2004)

Gleysols treten in den saisonal vernässten *Inland-Valley*-Bereichen auf.

Eine Beschreibung charakteristischer Bodenprofile der genannten Bodentypen und ihre bodenphysikalische Charakterisierung befinden sich in Kapitel 6.2.

Bodenbildung

Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Böden weisen einen polyzyklischen Aufbau auf, d.h. sie entstanden in mehreren Bodenbildungsphasen. Autochthone Böden, die sich unmittelbar aus der Verwitterung des anstehenden Gesteins entwickelt haben, sind als Ausnahmen in der Region anzusehen (Faust 1991).

Während Bodenkundler früher versuchten, die Bodengenese in den Tropen als Ergebnis örtlicher, vertikaler Differenzierungs- und Ausscheidungsvorgänge anzusehen, wird heute ein Erklärungsmodell nach Fölster (1983) verfolgt, das die heutigen Böden Westafrikas als ein Produkt von Abtragungs- und Sedimentationsprozessen verschiedener Klimaphasen und autochthoner Bodenbildung versteht.

Demnach liegen dem autochthonen Boden eine oder mehrere Deckschichten auf, deren Entstehung verschiedenen Klimaphasen des Quartärs zugeordnet wird. In sogenannten Aktivitätsphasen, die durch viel Oberflächenabfluss und eine lichte Vegetationsdecke charakterisiert waren, kam es zur Aufarbeitung von Plinthitkrusten, die dann als Pedimentschutt flächig ab-

gelagert wurden. In den auslaufenden Aktivitätsphasen mit verringertem Oberflächenabfluss wurde dann feinkörniges Substrat (sog. *hillwash*) abgelagert, das als sandiges Decksediment über dem Pedimentschutt liegt. Der letzten Phase großflächiger *hillwash*-Ablagerungen in Westafrika, die nach Fölster (1983) auf 2000 B.P. datiert wurde, folgte die rezente Bodenbildung.

Aufgrund der intensiven Verwitterungsbedingungen in den feuchten Tropen kommt es zur Auflösung der primären Silikate (Prozess der Desilifizierung) und somit zu einer relativen Anreicherung von Al- und Fe-Oxiden und neu gebildetem Kaolinit (Fölster 1983). Weitere wichtige Prozesse der Bodenbildung sind die vertikale Tonverlagerung (Lessivierung), die für die im Einzugsgebiet vorherrschenden Lixisols/Acrisols charakteristisch ist, und die laterale Eisenverlagerung, bei der in Lösung gegangenes Eisen durch laterales Hangwasser verlagert wird. Am Unterhang können so durch eisenreiches Hangzugswasser die Pisolith-Deckschichten zu Pisolithkrusten verhärten (Faust 1991), so dass die für die Unterhänge im Einzugsgebiet typischen Plinthosols entstehen.

Als wichtiger bodenbildender Faktor in den Tropen Afrikas werden auch Termiten angesehen, v.a. die Gattung *Macrotermes* (Goudie 1996). Sie fördern große Mengen an Feinmaterial (v.a. Ton) aus dem Boden, aus dem sie bis 9 m hohe Termitenhügel bauen. Dies kann zur Tonverarmung des Unterbodens führen (Fölster 1983). Durch Verfall und Verspülung des feinkörnigen Materials des Termitenbaus kann es zur Ausbildung eines zoogenen Auflage-Horizontes kommen. Aufgrund der im Untersuchungsgebiet beobachteten hohen Dichte an Termitenbauten darf der Einfluss der Termiten auf die Bodenbildung und auf die Bodenstruktur nicht vernachlässigt werden. Das Anlegen von Gangsystemen und Höhlen führt zu einer erhöhten Makroporosität des Bodens, die großen Einfluss auf die bodenhydrologischen Prozesse hat (vgl. Kapitel 3.2.1).

2.6 Vegetation und Landnutzung

Das Untersuchungsgebiet des HVO liegt der Vegetationszonierung von Knapp (1973) folgend im Bereich der Feuchtsavannen-Zone (nördliche Guinea-Zone).

Aufgrund der klimatischen Voraussetzungen würden sich auf nicht grund- oder stauwasserbeeinflussten Böden zonale Trockenwaldgesellschaften entwickeln, mit dichten, laubabwerfenden Wäldern als Klimaxgesellschaft. Meist ist jedoch in dieser Vegetationszone ein Mosaik verschiedener Gras-, Savannen- und Waldformationen zu finden, deren Verbreitung nicht allein durch klimatische und edaphische Faktoren erklärt werden kann.

Schon seit den 50er Jahren werden die Einflussfaktoren, die für die Verbreitung der westafrikanischen Savannenökosysteme in der Sudan- und Guinea-Zone verantwortlich sind, diskutiert (vgl. Anhuf & Frankenberg 1991). Die bisher in der Region durchgeführten paläobotanischen Arbeiten und Untersuchungen in heutigen Waldreliktstandorten zeigen deutlich, dass dem Menschen in Fragen der Entstehung, der Zusammensetzung, der Aufrechterhaltung und der räumlichen und zeitlichen Entwicklungsdynamik der Savannen eine zentrale Bedeutung zukommt (Anhuf 1994). Das Feuer, das aus Gründen der Jagd, der Viehzucht, gegen Tse-Tse-Fliegen und zur Bahnung von Wegen zu Beginn der Trockenzeit gelegt wird, scheint der bedeutendste Einflussfaktor zu sein. Die regelmäßigen Feuer verhindern die Verjüngung der erst im Alter feuerresistenten Bäume, so dass mit dem Absterben alter Bäume die notwendige Verjüngung fehlt. Die Baumvegetation wird artenärmer, offener und weitständiger (Anhuf 1994). Verschiedene Untersuchungen auf Flächen, die nicht mehr gebrannt wurden (vgl. Anhuf 1994), belegen eindeutig eine Entwicklung der Savannen in Richtung Wald. Weitere anthropogene Faktoren, die eine Entwicklung der ursprünglichen Waldgesellschaften zu Savannenformationen begünstigen, sind ackerbauliche Nutzung, Holzeinschlag und Beweidung (Will 1996). Somit müssen die heute in der nördlichen Guinea-Zone und der nördlich angrenzenden Sudanzone vorkommenden Savannen als Ersatzgesellschaften bzw. Stadien regressiver bzw. progressiver sekundärer Sukzessionsreihen aufgefasst werden, die durch den seit Jahrtausenden andauernden anthropogenen Einfluss (v.a. Feuer) und durch zoogenen Einfluss entstanden sind (Reiff 1998, Anhuf 1994).

Die heute in der Region vorkommenden Vegetationseinheiten werden nach der Nomenklatur der ‚Yangambi-Konferenz‘ in acht Vegetationstypen (siehe Tabelle 2.1) klassifiziert. Hierbei wird als Klassifikationskriterium v.a. der Deckungsgrad der Gehölzschichten herangezogen. Die Festsetzung der physiognomischen Grenzwerte basiert auf Arbeiten von Green (1979) und Le Houérou (1988).

Tab. 2.1: Vegetationstypen des Untersuchungsgebietes (Sturm 1993, verändert)

Vegetationstyp	Definition der Vegetationsformation nach der Yangambi-Konferenz	Deckung der Baumschicht	Dominierende Arten Baumschicht*
forêt galerie (Galeriewald)	Geschlossene Waldformation entlang von Wasserläufen	> 75 %	
forêt dense (dichter Trockenwald)	Halbimmergrüne Formation; ein Großteil der Bäume in der oberen Baumschicht laubwerfend; Unterwuchs: immergrüne oder regengrüne Arten; nur wenige Gräser	> 75 %	Anogeissus leiocarpus
forêt claire (lichter Trockenwald)	Lichte Bestände aus Bäumen niedriger bis mittlerer Höhe; mehr oder weniger geschlossenes Kronendach; Unterwuchs: Gräser, Kräuter, Halbsträucher	50 – 75 %	Isoberlinia doka, Uapaca togoensis
savane boisée (Waldsavanne)	Bäume und Sträucher bilden einen lockeren Bestand mit sehr lichtdurchlässigem Kronendach	25 – 50 %	Isoberlinia doka, Uapaca togoensis, Monotes kerstingii
savane arborée (Baumsavanne)	Grassavanne mit mehr oder weniger locker verteilten Bäumen und Sträuchern	2 – 25 %	Isoberlinia doka, Uapaca togoensis, Monotes kerstingii
savane arbustive (Strauchsavanne)	Grassavanne mit mehr oder weniger auf der Fläche locker verteilten Sträuchern	Baumschicht < 2 % Strauchschicht < 5 %	Terminalia avicennoides
savane herbeuse (Grassavanne)	Bäume und Sträucher fehlen völlig; die Krautschicht wird nur von Gräsern dominiert	Bäume und Sträucher < 2 %	Terminalia macroptera, Daniellia olivearii

* schriftliche Mitteilung von Orthmann (in Vorbereitung), keine Angabe: keine Dominanz feststellbar

Abbildung 2.13 zeigt die Landnutzungsklassifikation des HVO und einen vergrößerten Ausschnitt des Aguima-Einzugsgebietes basierend auf Landsat 7 ETM+-Aufnahmen nach einem Klassifikationsansatz von Thamm (2003). Neben den in Tabelle 2.1 aufgeführten Wald- und Savannenformationen wurden als weitere Klassen anthropogene Landnutzungen (Siedlungsfläche, Feld, Brache), Felsflächen und Inselbergvegetation eingeführt.

Es wird deutlich, dass die potenziell natürliche Vegetation der dichten Trockenwälder (*forêt dense*) nur noch vereinzelt vorhanden ist. Bei diesen Standorten handelt es sich meist um sogenannte *forêts classées*, staatlich unter Schutz gestellt Waldgebiete, oder *forêts sacrées*, also heilige Wälder, die häufig an Dorfrändern zu finden sind.

Bei den lichten Waldstandorten (*forêt claire*) und den Savannen handelt es sich, wie oben erläutert, meist um anthropo-zoogene Ersatzgesellschaften, die v.a. durch regelmäßiges Brennen entstanden sind. Der *forêt claire* kann als Klimaxvegetation für feuerbeeinflusste Standorte angesehen werden (Reiff 1998).

Lichtere Savannengesellschaften treten unter den Klimabedingungen der Region nur auf edaphisch ungünstigen Standorten, wie geringmächtigen Plinthosols mit Plinthitkrusten und an Inselbergen, auf. Grassavannen stellen die natürliche Vegetation in jahreszeitlich versumpften Depressionen (*Inland-Valleys*) dar.

Entlang der asphaltierten Straßen und in der Nähe größerer Städte ist die deutliche Dominanz anthropogen überprägter Vegetation (Siedlungsflächen, Felder, Brachen) festzustellen. Während im nordwestlichen und südöstlichen Teil des HVO im Bereich der Städte Djougou und Parakou die anthropogen überprägten Flächen vorherrschen, sind v.a. im Südwesten, wo das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, das Aguima-Einzugsgebiet, liegt, noch großflächig Trockenwälder und Savannen vorhanden. Sie dominieren die Vegetation des Aguima-Gebietes, das als vergrößerter Ausschnitt der Landnutzungsklassifikation in Abbildung 2.13 dargestellt ist. Das obere Aguima-Einzugsgebiet liegt am westlichen Rand des Aguima-Gebietes und besteht überwiegend aus natürlicher Wald- und Savannenvegetation. Im südlichen Teil, nahe des Dorfes Dogué, konzentrieren sich Feld- und Brachflächen. Hier befindet sich auch das zweite intensiv untersuchte Teileinzugsgebiet des oberen Niaou. Bei den weiter nördlich gelegenen Feldflächen handelt es sich um Nutzungen der in der Region halbnomadisch lebenden Peul (siehe Kapitel 2.7). Die Viehherden der Peul, die durch die Wald- und Savannenbereiche getrieben werden, stellen neben den zu Beginn der Trockenzeit von den Dorfbewohnern gelegten Feuern, dem kommerziellen Holzeinschlag und der Holzentnahme zur Brennholznutzung, die bedeutendsten Störungen dieser Ökosysteme dar.

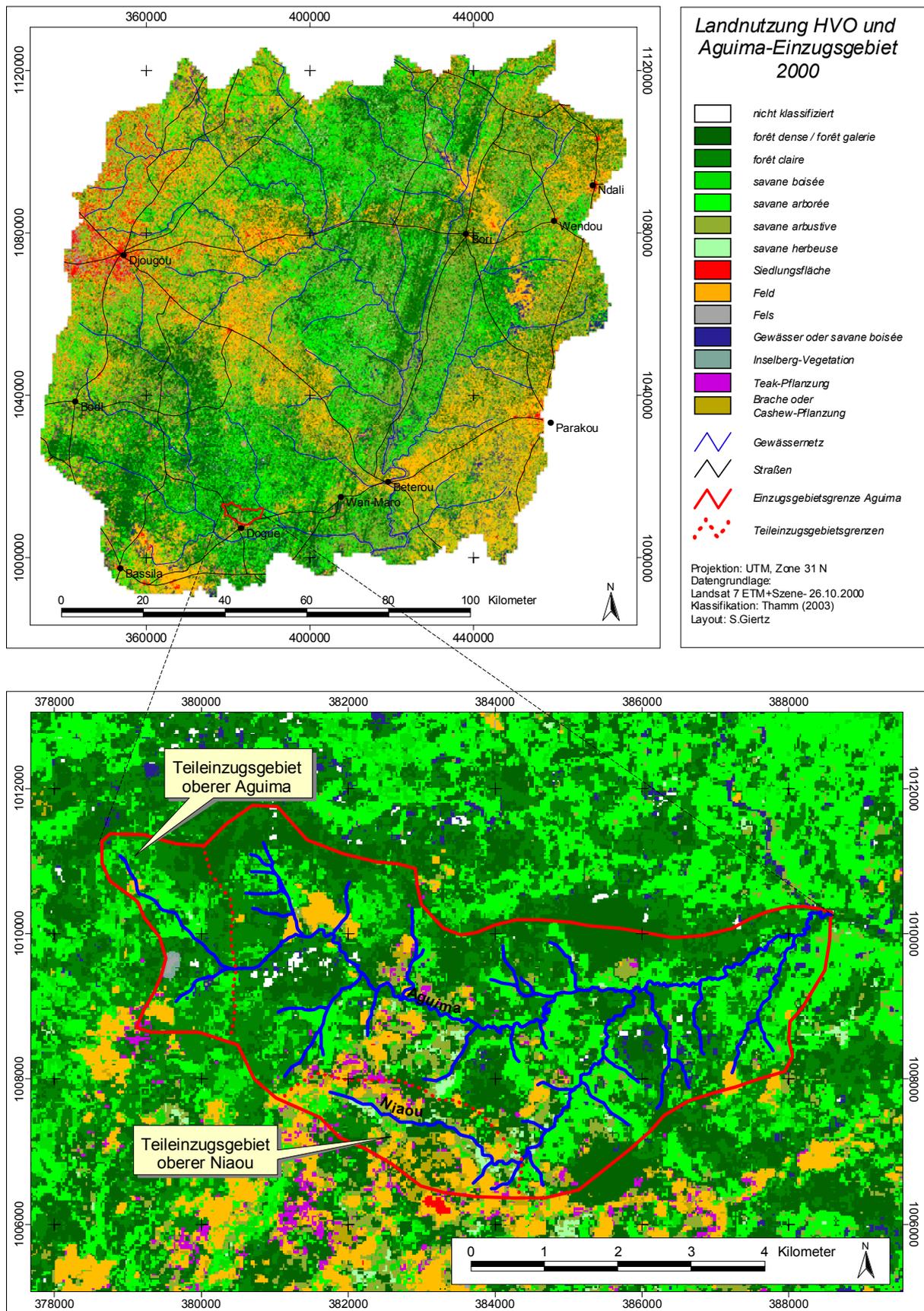


Abb. 2.13: Landnutzungsklassifikation des HVO und des Aguima-Einzugsgebietes

2.7 Bevölkerung

Die Bevölkerungsdichte Benins ist regional sehr unterschiedlich. Der Hauptteil der Bevölkerung konzentriert sich auf den Süden des Landes. Das HVO ist mit Ausnahme der *Commune* Parakou (320 E/km²) recht dünn besiedelt. So weist die *Commune* Bassila, in der auch das Aguima-Gebiet liegt, eine Bevölkerungsdichte von nur 13 E/km² auf. Jedoch ist gerade in den dünn besiedelten *Communes* im Süden des HVO ein sehr hohes Bevölkerungswachstum zu verzeichnen (4.86 % im Jahr 2002) (INSAE 2003), was v.a. durch hohe Migrationsraten zu erklären ist. Seit drei Jahrzehnten gilt das Gebiet als Ziel von Migranten aus den nördlichen Landesteilen, wo die Bauern mit degradierten Böden und Landknappheit zu kämpfen haben (vgl. IMPETUS 2001 und Doevenspeck 2004).

Aufgrund des hohen Bevölkerungswachstums unterliegt diese Region auch extrem starken Landnutzungsveränderungen, wie die Untersuchung von Judex (2003) zeigt. Anhand von Fernerkundungsdaten konnte eine Zunahme der Feldflächen von 1991 bis 2000 um 127 % in der *Commune* Bassila und sogar um 261 % in der *Commune* Tchaourou nachgewiesen werden. Im Gegensatz zu den Regionen im Norden des HVO (*Commune* Djougou), ist im Süden noch genügend ungenutztes Land vorhanden, was als *Pull*-Faktor für Migranten wirkt. So wurden an der Piste Oubérou – Bassila, an der auch das Dorf Dogué liegt, in den letzten Jahren zahlreiche neue Siedlungen von Migranten aus dem Nordwesten des Landes gegründet.

Das HVO zeichnet sich - wie auch der Rest des Landes – durch ethnische Heterogenität aus. Die wichtigsten Ethnien des Gebietes sind die Yom, Dendi, Bariba¹, Nagot² und Peul³. Während Yom und Dendi mehr im Norden des HVO in der Region von Djougou ansässig sind, leben die Bariba in der Region um Parakou. Die Nagot, die v.a. im Süden des HVO vorkommen, stellen die dominierende Ethnie im Dorf Dogué dar, das am Rande des Aguima-Einzugsgebietes liegt. Die oben genannten Ethnien betreiben mit Ausnahme der durch Pastoralnomadismus charakterisierten Peul Ackerbau in Brachewechselwirtschaft. Die Brachezeiten können je nach Landverfügbarkeit stark variieren. Hettig (2002) gibt für das Dorf Dogué eine drei bis fünfjährige Brache an. Häufig wird auf den Bracheflächen Cashew gepflanzt, das neben Baumwolle als *Cash Crop* eine große Bedeutung hat. Die Untersuchung von Hettig (2002) ergab für Dogué einen Anteil des Cashews an der Gesamtanbaufläche von 12 %.

Neben den Hauptanbaufrüchten Baumwolle, Yams und Maniok werden auch Mais, Erdnüsse, Sorghum, Sesam, Bohnen und Chili angebaut. Häufig werden die Felder nicht nur mit einer

¹ Bariba: auch Baatonou, Bootombu

² Nagot; auch Nago, Anago

³ Peul: frz., auch Ful, Fulbe; engl.: Fulani

Kultur bestellt, sondern es wird *Intercropping* praktiziert. Der Anbau erfolgt meist in Reihen (Baumwolle, Mais, Maniok etc.) oder in Hügeln (Yams). Zwischen die Reihen werden in Mischkulturen häufig strauchige Pflanzen wie Bohnen, Chili etc. gepflanzt.

Im Norden des HVO spielt der Baumwollanbau eine wesentlich größere Rolle als im Süden in den *Communes* Bassila und Tschaurou, wo eher Yams und Maniok vorherrschen. Da Yams in Bezug auf die Nährstoffversorgung die anspruchvollste Anbaufrucht der Region ist, wird er immer auf frisch angelegten Feldern, also als erstes in der Rotationsfolge, angebaut. Danach folgen andere Anbaufrüchte wie Sesam, Mais oder Maniok. Der Anbau in Längsreihen und Hügeln fördert die Bodenerosion durch die Konzentration des Oberflächenabflusses in Reihen, wie die Untersuchungen von Junge (2004) zeigen.

Die Peul sind voll- oder halbnomadisch lebende Viehzüchter, die in ganz West- und z.T. auch in Zentralafrika zu finden sind. In Benin konzentrieren sie sich auf die nördlichen und mittleren Landesteile. Meist siedeln sie sich in kleinen *Campments* einige Kilometer abseits der Dörfer an, wie auch im Aguima-Einzugsgebiet, wo sich Peul-Siedlungen nördlich des Aguima befinden (Feldflächen nördlich des Aguimas, vgl. Abbildung 2.13). Um die Peul-Siedlungen wird Getreide und Yams angebaut. Im Gegensatz zu den anderen ethnischen Gruppen verwenden die Peul den Dung der Tiere zur Düngung der Ackerflächen, was ihnen längere Anbauperioden sichert und für höhere Flächenerträge sorgt (Sturm 1993).

2.8 Zusammenfassung der *Global Change* Effekte im Untersuchungsgebiet

Die Ausführungen über Klima, Hydrologie, Vegetation, Bevölkerung und Landnutzung haben gezeigt, dass die Region von vielen Aspekten des *Global Change* betroffen ist. Die beschriebenen Niederschlagsanomalien manifestieren sich in der Region v.a. durch eine Verkürzung der Regenzeit. Dies hat eine Verkürzung der Anbauperiode zur Folge, die zu einer Verringerung der Ernteerträge führen kann. Die Auswirkungen der Niederschlagsanomalien auf die Abflussmengen des HVO wurden in Kapitel 2.2 erläutert.

Einen weiteren Aspekt des *Global Change* stellt der schnelle Landnutzungswandel dar, der sich durch die extreme Zunahme an Feldflächen im südlichen HVO ausdrückt. Außerdem sind massive Eingriffe in die Wald- und Savannenökosysteme durch Feuer, Vieh, kommerziellen Holzeinschlag und Brennholzgewinnung zu nennen.

3. Prozesse der Abflussbildung – Stand der Forschung

Im folgenden Kapitel wird nach einer kurzen Darstellung der Abflussbildungsprozesse im Allgemeinen ein Überblick über den Stand der Forschung dieses Themenkomplexes in den humiden Tropen gegeben. Des Weiteren wird der Einfluss der Landnutzung und der für das tropische Afrika typischen *Inland-Valleys* auf die Abflussbildungsprozesse näher erläutert. Hierbei wird ein Schwerpunkt auf die Region der sub-humiden Tropen Westafrikas gelegt, jedoch - aufgrund fehlender Forschungsarbeiten in dieser Region - auch auf Arbeiten in anderen feucht-tropischen Regionen zurückgegriffen.

3.1 Prozesse der Abflussbildung

Der Niederschlag, der nach der Passage durch den Bestand die Bodenoberfläche erreicht, unterliegt hier den Prozessen der Abflussbildung. In Abbildung 3.1 sind die Hauptprozesse der Abflussbildung am Hang dargestellt: die Bildung von Oberflächenabfluss, die Infiltration und Wasserbewegung im Boden, der Zwischenabfluss und der Grundwasserabfluss.

Diese Komponenten der Abflussbildung werden im Folgenden beschrieben.

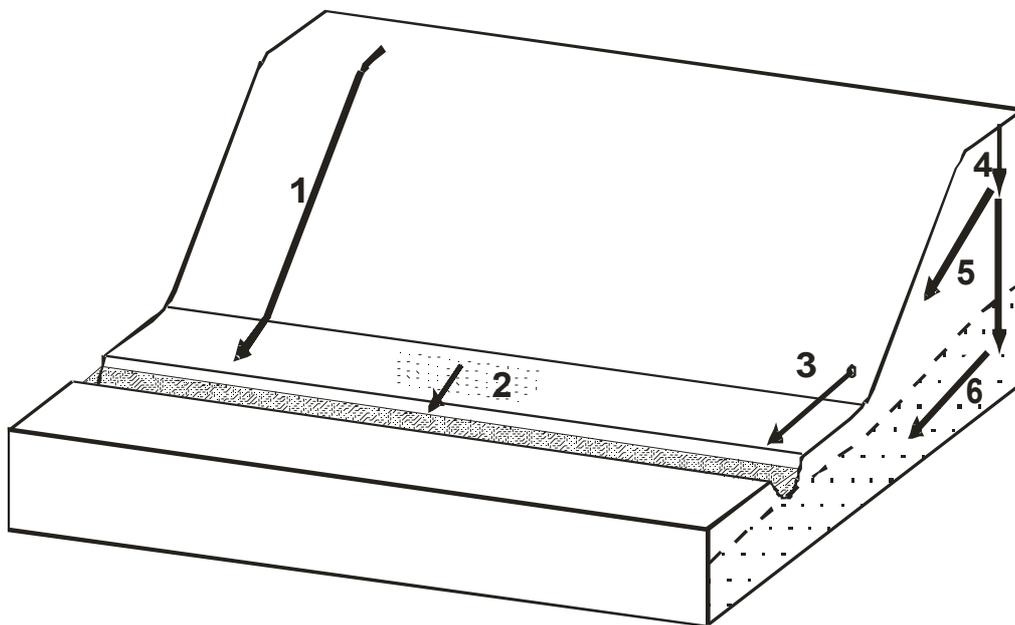


Abb. 3.1: Abflussbildungsprozesse am Hang:

1. Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss, 2. Oberflächenabfluss infolge Sättigungsüberschuss, 3. Returnflow, 4. Infiltration, 5. Zwischenabfluss, 6. Grundwasserabfluss (verändert nach Anderson & Burt 1990a)

3.1.1 Oberflächenabfluss

Als Oberflächenabfluss wird der Anteil des Niederschlags verstanden, der oberflächlich dem nächsten Vorfluter zufließt, wobei er auch vor Erreichen des Vorfluters an anderer Stelle wieder infiltrieren kann (Maniak 1992).

Man unterscheidet drei Mechanismen der Oberflächenabflussbildung:

1. Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss

Dieser Typ der Oberflächenabflussbildung wird nach der Theorie von Horton (1933) durch Überschreiten der Infiltrationskapazität während eines Regen- oder Schneeschmelzereignisses gebildet. Er wird auch als Hortonscher Oberflächenabfluss oder im englischen als *infiltration excess overland flow* bezeichnet. Er tritt v.a. bei Niederschlagsereignissen mit hoher Intensität auf Böden mit geringer Infiltrationskapazität auf.

2. Oberflächenabfluss infolge Sättigungsüberschuss

Kann der Boden infolge von vollständiger Sättigung kein Niederschlagswasser mehr aufnehmen, kommt es ebenfalls zur Bildung von Oberflächenabfluss, den man im englischen als *saturation excess overland flow* bezeichnet. Dieser Prozess ist häufig in humiden Klimaten auf gesättigten Flächen am Hangfuß zu beobachten und stellt damit auch einen typischen Abflussbildungsprozess in diesen Gebieten dar. Häufige Sättigung des Bodens kann auch bei Böden mit geringer Wasserspeicherkapazität und geringer Durchlässigkeit in tieferen Bodenschichten und bei geringer Hangneigung entstehen. Während eines Niederschlagsereignisses nimmt die gesättigte Bodenoberfläche und damit die Neigung zur Bildung von Oberflächenabfluss infolge Sättigungsüberschuss zu (Beven 2001).

3. Returnflow

Ein weiterer Mechanismus der Oberflächenabflussbildung ist der sogenannte *Returnflow*, der entsteht, wenn infiltriertes Niederschlagswasser aus oberflächennahen Bodenschichten wieder an die Oberfläche austritt und oberirdisch abfließt. Dieser Prozess kann durch Abnahme der Permeabilität am Unterhang, aber auch durch die Hangmorphologie verursacht werden (Bronstert 1994), z.B. durch das Ausstreichen gering durchlässiger Bodenhorizonte.

3.1.2 Infiltration und Wasserbewegung in der ungesättigten Zone

Als Infiltration bezeichnet man den Vorgang des Durchtritts des Niederschlagswassers durch die Bodenoberfläche (Hartge & Horn 1999). Der Infiltrationsvorgang ist ein sehr komplexer

Vorgang, der von vielen ereignisunabhängigen (z.B. Bodentextur, ungesättigte und gesättigte Wasserleitfähigkeit der Bodenmatrix) und ereignisabhängigen Faktoren (z.B. Niederschlagsintensität, Anfangswassergehalt, Verschlämmung) abhängt. Beim Infiltrationsprozess spielen neben den Eigenschaften der Bodenmatrix auch die an die Bodenoberfläche reichenden Makroporen für die Infiltrationskapazität des Bodens eine entscheidende Rolle. Makroporen sind nach der Definition von Beven & Germann (1982) die Hohlräume, in denen das darin befindliche Wasser nicht maßgeblich durch Kapillarkräfte beeinflusst wird. Sie können durch Bodenrisse, Bodenlebewesen oder durch andere biologische Prozesse gebildet werden (Davie 2003). Die Definitionen der Makroporen über den Durchmesser sind in der Literatur uneinheitlich. Häufig wird ein Durchmesser von > 2 mm angegeben (Beven & Germann 1982). Extrem hohe Infiltrationsraten bei Starkregenereignissen werden meist Makroporen zugeschrieben. Das durch Makroporen infiltrierte Wasser kann bei einem verzweigten Makroporensystem in diesem weiter transportiert werden oder auch in die Bodenmatrix fließen. Die Ausbildung des Makroporenflusses hängt jedoch stark von der aktuellen Bodenfeuchte ab. Ist der Boden zu trocken, fließt das Makroporenwasser in die Bodenmatrix (Anderson & Burt 1990b).

Die Bewegung des in die Bodenmatrix durch Mikro- und eventuelle Makroporeninfiltration eingetretenen Wassers wird üblicherweise durch das Potenzialkonzept (Hartge & Horn 1999) beschrieben. Als Potenzial wird hierbei die Arbeit bezeichnet, die notwendig ist, um eine Einheitsmenge Wasser von einem gegebenen Punkt eines Kraftfeldes zu einem Bezugspunkt zu transportieren (Scheffer & Schachtschabel 1998). Die Fließbewegung erfolgt von den höheren Potenzialen zu niedrigeren. Die Fließgeschwindigkeit des Wassers in der Bodenmatrix hängt von der Leitfähigkeit des Bodens in Abhängigkeit von der Wasserspannung und dem Potenzialunterschied ab.

In den im Boden vorhandenen Makroporen können wesentlich höhere Fließgeschwindigkeiten erreicht werden als in der Bodenmatrix selbst. Germann (1981) beobachtete einen 100- bis 400-mal schnelleren Fluss im Makroporensystem als in der Bodenmatrix. Bei Verbindung der Makroporen können Makroporensysteme entstehen, die eine wichtige Komponente der Bodenwasserbewegung am Hang darstellen. Sie stellen dann sogenannte präferenzielle Fließwege dar. Germann (1986) zeigte in Lysimeter-Versuchen, dass Niederschlagswasser in durchgängigen Makroporen ohne Passage durch die Bodenmatrix (sogenannter *bypass flow*) direkt die gesättigte Bodenzone erreichen und somit zur schnellen Grundwasserneubildung führen kann.

Bei hangparallel ausgebildeten Makroporen bzw. bei horizontaler Verbindung des Makroporensystems kann es zu lateralem, hangparallelen Abfluss kommen, der auch als Zwischenabfluss oder *Interflow* bezeichnet wird (Bronstert 1994). Auch andere Bodeneigenschaften können zur Bildung von *Interflow* führen, wie z.B. das Vorhandensein einer stärker durchlässigen Schicht über einer undurchlässigen bzw. schwach durchlässigen Schicht, auf der dann bei Sättigung des Bodens das Bodenwasser hangparallel abfließt (Anderson & Burt 1990b). Hierbei ist neben der Hangneigung auch das Verhältnis der hydraulischen Leitfähigkeit der stärker durchlässigen oberen Bodenschicht zu der darunter liegenden undurchlässigen Schicht für die Menge und Fließrichtung verantwortlich. Je größer dieses Verhältnis wird, desto mehr Zwischenabfluss wird gebildet und desto stärker ist die Fließrichtung hangparallel ausgerichtet (Anderson & Burt 1990b).

Oberflächenabfluss und der oberflächennahe Zwischenabfluss sind schnelle Abflusskomponenten, die zusammen als Direktabfluss bezeichnet werden.

3.1.3 Grundwasserabfluss

Durch Perkolation durch die ungesättigte Bodenzone erreicht das infiltrierte Wasser die gesättigte Zone, also den Grundwasserkörper. Hier fließt es dann dem Gefälle folgend (meist) Richtung Vorfluter (Davie 2003). Der Grundwasserabfluss ist ein langsamer Prozess und stellt den größten Teil des Basisabflusses. Durch den in Kapitel 3.1.2 erwähnten *bypass flow* kann es aber auch zu einer schnellen Grundwasserneubildung und damit auch zum Beitrag des Grundwassers bei Abflussereignissen kommen. Hierbei trägt jedoch meist nicht das aktuell durch die Makroporen zugeflossene Niederschlagswasser zum Abflussereignis im Vorfluter bei, sondern sogenanntes ‚altes‘ Grundwasser (*old water*), das durch das zugeflossene Wasser verdrängt wurde (Davie 2003, Anderson & Burt 1990b).

3.1.4 Anteile der Abflusskomponenten am Abflussbildungsprozess

Welche Komponenten maßgeblich zum Abfluss eines Einzugsgebietes beitragen, hängt von den spezifischen Gebietseigenschaften wie Bodeneigenschaften, Landnutzung, Morphologie etc. ab.

In Kapitel 3.1.1 und 3.1.2 wurden die Einflussfaktoren der Oberflächenabflussbildung infolge Sättigungs- und Infiltrationsüberschuss und der Zwischenabflussbildung bereits erwähnt.

Abbildung 3.2 zeigt schematisch die Anteile der Abflusskomponenten am Abflussereignis in Abhängigkeit von den Gebietscharakteristika eines Einzugsgebietes.

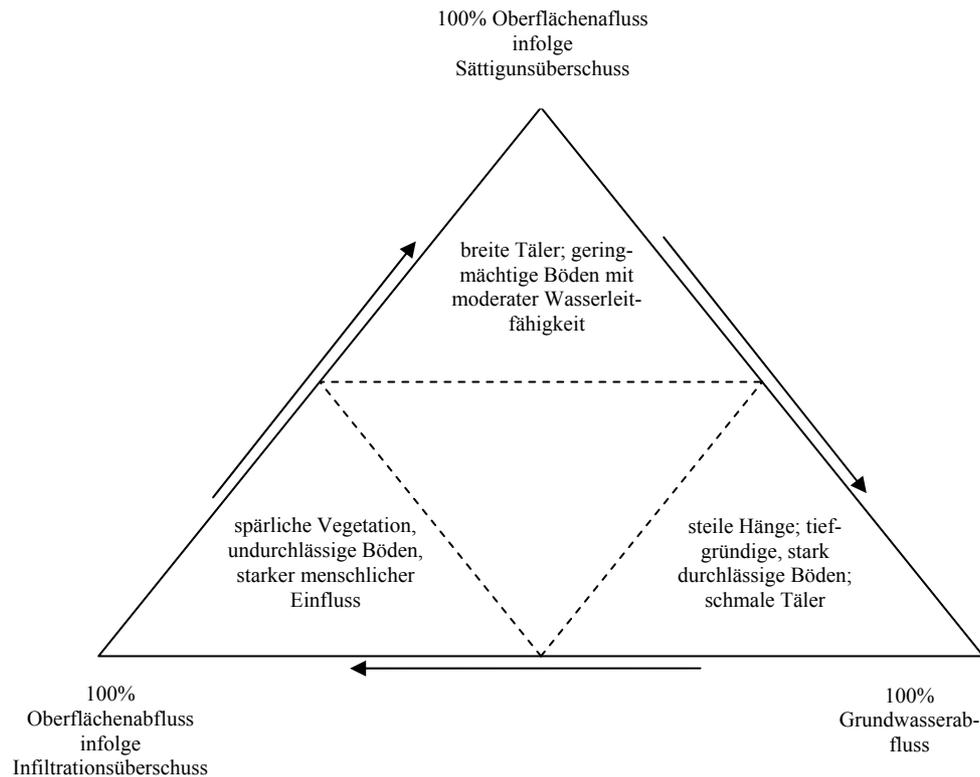


Abb. 3.2 Anteile der Abflusskomponenten in Abhängigkeit von den Gebietseigenschaften (verändert nach Anderson & Burt 1990b)

Weitere wichtige Einflussfaktoren sind die ereignisabhängigen Faktoren wie die Vorbodenfeuchte, die Niederschlagsintensität, der Grundwasserstand etc.. Sie spielen bei den beschriebenen Abflussbildungsprozessen eine entscheidende Rolle.

3.2 Hydrologische Prozesse in den sub-humiden und humiden Tropen

In den letzten Jahrzehnten wurden viele Untersuchungen zur Verbesserung des Verständnisses der hydrologischen Prozesse und ihrer Einflussfaktoren durchgeführt. Der Hauptteil der Untersuchungen bezieht sich jedoch auf die gemäßigten Klimate, während in den Tropen die hydrologische Prozessforschung nur langsam voranschritt (van de Giesen et al. 2000). Bonell & Balek (1993) gaben eine Zusammenfassung des Forschungsstandes und des Forschungsbedarfs für alle Bereiche der hydrologischen Prozessforschung in den feuchten Tropen.

In der westafrikanischen Feuchtsavannenzone, in der das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit liegt, wurden bisher nur vereinzelt Arbeiten durchgeführt, die sich mit der Erforschung der hydrologischen Prozesse befassen. Hier seien v.a. die Arbeiten der Equipe HYPERBAV (1990) erwähnt, die auf der Grundlage verschiedener Feldmessungen (Regensimulatoren, TDR-Sonden, Tensiometer, Abflusspegel etc.) die hydrologischen Prozesse in dem 1.36 km²

großen Einzugsgebiet Booro-Borotou in der Savannenzone der Elfenbeinküste analysieren. Die Hauptergebnisse dieser Arbeiten sind in Chevallier & Planchon (1993) veröffentlicht.

Der Themenkomplex der Oberflächenabflussbildung und Infiltration wurde im Rahmen der Arbeiten der Equipe HYPERBAV von Valentin et al. (1990) und Planchon & Janeau (1990) untersucht. Weitere Untersuchungen zur Oberflächenabflussbildung im Bereich der Feuchtsavannen Westafrikas wurden von van de Giesen et al. (2000) an der Elfenbeinküste durchgeführt. Mbagwu (1997) untersuchte den Einfluss der Landnutzung auf die Infiltrationseigenschaften von Böden unter verschiedenen Landnutzungen.

Bodenhydrologische Forschungen wurden von Fölster (1978) und Fritsch et al. (1990) in westafrikanischen Savannengebieten durchgeführt.

Die folgenden Kapitel geben eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse der hydrologischen Feldforschung im tropischen Westafrika. Aufgrund der geringen Anzahl der Forschungsarbeiten in dieser Region wurden auch Arbeiten aus anderen tropischen Regionen für die Darstellung der wichtigen Faktoren der Abflussbildung herangezogen.

3.2.1 Abflussbildungsprozesse und ihre Einflussfaktoren in tropischen Regionen

Oberflächenabfluss

Die Bedeutung des Oberflächenabflusses bei der Abflussbildung in tropischen Regionen wird in der Literatur häufig diskutiert. Aufgrund der extrem hohen gesättigten Wasserleitfähigkeit (K_{sat}) im Oberboden ist Hortonscher Oberflächenabfluss unter natürlicher Vegetation selbst bei extrem hohen Niederschlagsintensitäten nicht zu erwarten (Bonell & Balek 1993). Durch anthropogene Beeinflussung (z.B. Umwandlung von Flächen mit natürlicher Vegetation in Ackerflächen) kann es zu starker Reduktion der Permeabilität (z.B. durch Verdichtung) und damit auch zu Hortonschem Oberflächenabfluss kommen (siehe Kapitel 3.2.3).

Sättigungsoberflächenabfluss dagegen ist ein wichtiger Abflussbildungsmechanismus in den feuchten Tropen, auch unter natürlicher Vegetation.

Zur genauen Analyse der Bedeutung des Oberflächenabflusses für die Gesamtabflussbildung sind neben K_{sat} -Messungen auch direkte Messungen des Oberflächenabflusses auf Messplots notwendig (Elsenbeer 2001).

Felduntersuchungen zum Oberflächenabfluss wurden von Planchon & Janeau (1990) in einem kleinen Einzugsgebiet in der humiden Savannenzone an der Elfenbeinküste im Rahmen einer Gesamtstudie zu hydrologischen Prozessen dieses Einzugsgebietes durchgeführt. An zwei Hängen unterschiedlicher Landnutzung (Feld und Savanne) wurden sogenannte *Mini-Traps* entlang einer Entwässerungslinie installiert, die mit Hilfe einer 30 cm langen Rinne das ober-

flächlich abfließende Hangwasser in einen 60 l Tank leiten. Die Untersuchungen zeigen, dass in der natürlichen Savanne die Oberflächenabflussmenge am Unterhang (also bei größter Hanglänge) am geringsten ist, da der am Ober- und Mittelhang entstehende Oberflächenabfluss in den extrem durchlässigen Böden des Unterhangs wieder versickert. Für den Bereich der Felder wurde dies nicht bestätigt. Hier zeigte sich eine kumulative Bildung des Oberflächenabflusses, da die Infiltrationseigenschaften durch anthropogene Überformung verändert wurden. Van de Giesen et al. (2000) untersuchten den Einfluss der Hanglänge auf die gemessene Oberflächenabflussmenge bei Feldexperimenten an Messplots mit unterschiedlicher Hanglänge in einem Untersuchungsgebiet der sub-humiden Savanne an der Elfenbeinküste. Hier wurde eine deutliche Reduktion des Hortonschen Oberflächenabflusses bei zunehmender Hanglänge festgestellt.

Infiltration und Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone

Die ungesättigte und gesättigte Wasserleitfähigkeit des Bodens spielen eine zentrale Rolle bei der Infiltration und der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone.

In den feuchten Tropen sind nur sehr vereinzelt Untersuchungen zu hydrologischen Bodeneigenschaften durchgeführt worden. Es gibt wenige detaillierte Untersuchungen in kleinen Einzugsgebieten, die sich mit den bodenhydrologischen Eigenschaften wie der Durchlässigkeit beschäftigen. Für das Amazonasgebiet seien hier Nortcliff & Thornes (1981) und Elsenbeer et al. (1992), die zahlreiche Untersuchungen zur Durchlässigkeit der Böden durchführten, und die Arbeiten in Nordost Queensland von Bonell et al. (1983) erwähnt.

Bei der Mehrheit der Studien wurde eine sehr hohe Durchlässigkeit der oberen Bodenschicht der unterschiedlichen Tropenböden festgestellt (Zusammenfassungen in: Bonell & Balek 1993, Reading et al. 1995), die je nach Bodentyp und Vegetation von 12 bis über 6000 mm/h reichen. Der große Einfluss der Landnutzung auf die Durchlässigkeit der Böden wird bei allen Untersuchungen herausgestellt (vgl. Kapitel 3.2.3)

Die hohe Permeabilität der tropischen Böden wird v.a. der starken Makroporosität der Böden zugeschrieben. Bei niedrigen Saugspannungen und hohen Niederschlagsintensitäten, wie sie in den humiden Tropen häufig auftreten, spielt die Makroporeninfiltration eine dominante Rolle bei den Infiltrations- und Perkulationsprozessen. Obwohl die Bodenmatrix selbst häufig niedrige Leitfähigkeiten aufweist, können durch eine erhöhte Makroporosität extrem hohe Durchlässigkeiten erreicht werden. Dies wurde z.B. bei Untersuchungen von Ayra et al. (1999) an Ultisols und Oxisols in Indonesien gezeigt, wo K_{sat} -Werte von 1 cm/d für die Bodenmatrix und 300–400 cm/d für den Boden mit Makroporen bestimmt wurden. Der Anteil

der Makroporosität an der Gesamtporosität der untersuchten Böden war jedoch nur im Oberboden hoch (28.7%) und lag bei 30 cm Tiefe nur noch bei 4.6 %. Jedoch zeigt die Untersuchung, dass der durchschnittliche Porenradius mit der Tiefe zunimmt, so dass die Fließrate trotz geringerem Makroporenvolumen sehr groß sein kann. Somit spielen die Makroporen nicht nur bei Infiltrationsprozessen, sondern auch als präferenzielle Fließwege im Unterboden eine entscheidende Rolle.

Die in situ K_{sat} -Messungen von Sobieraj et al. (2002) an Böden entlang einer Regenwald-Catena in Brasilien zeigen den deutlichen Einfluss der Makroporen auf die Permeabilität der betrachteten Böden. Es wurden trotz deutlicher Unterschiede der primären Bodenmerkmale (z.B. Textur) entlang des Hanges keine Korrelation zwischen Lage am Hang und K_{sat} festgestellt. Dieses Phänomen wurde von den Autoren v.a. dem alle primären Bodeneigenschaften überlagernden Effekt der biogenen Makroporen zugeschrieben.

Die intensive Makroporosität tropischer Böden wird v.a. durch die Aktivität der Makrofauna hervorgerufen. Hierbei stellen Regenwürmer, Termiten und Ameisen die wichtigsten Bodenlebewesen dar. Sie treten sowohl im voll humiden wie auch im sub-humiden bis semi-ariden Klima auf. Jedoch nimmt die Populationsdichte der Regenwürmer mit abnehmender Niederschlagsmenge ab, so dass in den semi-ariden bis ariden Tropen Termiten and Ameisen dominieren (Lal 1988). Der Einfluss dieser Bodenlebewesen auf die Infiltration wurde in Detailstudien untersucht (Eldridge 1994, Lobry de Bruyn & Conacher 1994, Mando et al. 1996, Nkem et al. 2000, Léonard & Rajot 2001). In allen Studien wurden deutlich höhere Infiltrationsraten bei höherer Populationsdichte und Aktivität der Makrofauna festgestellt.

Basierend auf K_{sat} -Messungen in unterschiedlichen Bodentiefen entlang von Catenen und z.T. zusätzlichen Untersuchungen wie der Niederschlagsintensität wurden von Nortcliff & Thornes (1981), Elsenbeer et al. (1992) und Bonell et al. (1983) Analysen zu Abflussbildungsprozessen und Fließwegen durchgeführt. Elsenbeer (2001) stellt in einer zusammenfassenden Analyse aller in tropischen Regenwäldern durchgeführten bodenhydrologischen Untersuchungen ein Hangabflusskonzept für Acrisols und Ferralsols dar. Die Analysen zeigen eine große Bedeutung des oberflächennahen *Interflows* bei den betrachteten Acrisols (Elsenbeer 2001). Durch das Auftreten einer undurchlässigeren Schicht kommt es zu einer Änderung des Fließweges von vertikalen Perkulationsprozessen zu horizontalen Fließprozessen. Dieser stauende Horizont tritt in den unterschiedlichen Untersuchungsregionen in unterschiedlichen Tiefen auf. Während Bonell et al. (1989) für einen Acrisol in Nordwest Queensland das Auf-

treten der stauenden Schicht bereits bei 0.1 m beobachtet, ist sie bei untersuchten Acrisols in Sabah (Malaysia) erst ab 1 m zu beobachten (Chappell et al. 1998).

Für den Bereich der westafrikanischen Savannenregion Nigerias weist schon Fölster (1978) auf die große Bedeutung des lateralen, oberflächennahen Hangwassers bei den Abflussprozessen hin. Geringe Leitfähigkeiten im Unterboden können bei einer Hangneigung von 10 % und einer homogenen Wassersättigung dazu führen, dass die Hälfte des Sickerwassers als oberflächennahes Hangwasser abfließt. Auch die Untersuchungen der Equipe HYPERBAV (1990) im Einzugsgebiet Booro-Borotou an der Elfenbeinküste zeigen, dass v.a. am Mittelhang die Entstehung von *Interflow* eine bedeutende Rolle spielt. Hier erzeugt die plinthitische Verhärtung der *sols ferrugineux* eine völlige Undurchlässigkeit des Unterbodens, was zu Zwischenabfluss führt, der jedoch in den sandigen hydromorphen Böden des Unterhangs wieder eine vertikale Fließrichtung annehmen kann (Chevallier et al. 1990).

Der *Interflow* kann auch als *Returnflow* wieder auf die Oberfläche gelangen und hier als Oberflächenabfluss weiterfließen. Bei Untersuchungen der Abflussbildungsprozesse in einem Einzugsgebiet im westlichen Amazonasgebiet wurde von Eisenbeer & Vertessy (2000) der *Returnflow* als entscheidender Prozess der Oberflächenabflussbildung herausgestellt. Jedoch handelt es sich hier nicht um *Returnflow*, der durch topographische Gegebenheiten initiiert wurde, sondern um *Returnflow* infolge biogener Makroporen.

Bodenwasserdynamik

Untersuchungen zur Bodenwasserdynamik am Unterhang des Einzugsgebietes Booro-Borotou an der Elfenbeinküste wurden von Fritsch et al. (1990) im Rahmen der Forschungsarbeiten der Equipe HYPERBAV an einem Mini-Transekt mittels Neutronensonden und Tensiometern durchgeführt. Die Messungen zeigen, dass eine Sättigung des Oberbodens schon zu Beginn der Regenzeit vorliegt, die Sättigungsfront jedoch sehr langsam in die Tiefe bis 200 cm vorschreitet (über drei Monate) (Chevallier & Planchon 1993). In 300 cm Tiefe dagegen ist eine sehr schnelle Aufsättigung mit einer aufsteigenden Sättigungsfront zu beobachten.

Die bodenhydrologischen Untersuchungen von Fölster (1978) mit Neutronensonden in Nigeria und Dahomey (heutiges Benin) zeigen, dass deutliche Wassergehaltsschwankungen im Verlauf des Jahres sich nur auf die oberen ein bis zwei Meter beschränken, d.h. auf den Bereich der Bodenzone. Der Verwitterungsmantel weist ein homogenes Feuchteprofil auf.

3.2.2 Einfluss von *Inland-Valleys* auf die Abflussbildungsprozesse

In Kapitel 3.1.4 wurde erläutert, dass bestimmte Gebietscharakteristika einen deutlichen Einfluss auf die Anteile der beschriebenen Abflusskomponenten am Gesamtabfluss haben. In diesem Zusammenhang ist für die tropischen Regionen Afrikas die geomorphologische Besonderheit der *Inland-Valleys* zu nennen, deren Verbreitung und geomorphologische Charakteristika bereits in Kapitel 2.4 erläutert wurden.

Der große Einfluss der *Inland-Valleys* auf den lokalen und regionalen Wasserkreislauf wurde schon seit den 70er Jahren unterstrichen, jedoch ihr Einfluss auf die lokalen hydrologischen Prozesse noch wenig verstanden. Untersuchungen, die v.a. in der Zambesischen Zone durchgeführt wurden, zeigen kontroverse Resultate bezüglich des Einflusses der *Inland-Valleys* auf das Abflussverhalten der Bäche. Die weit verbreitete Auffassung, dass *Inland-Valleys* Abflussspitzen durch die höhere Wasserspeicherkapazität der tonigen Böden und die Verringerung des Oberflächenabflusses durch die Grasvegetation abschwächen, wurde z.B. von Drayton et al. (1980) veröffentlicht. Untersuchungen von Balek & Perry (1973) zeigen dagegen, dass Einzugsgebiete mit größerer *Inland-Valley*-Fläche höhere Abflussspitzen und größere Oberflächenabflussmengen produzieren.

Bullok (1992) analysierte den Einfluss von *Inland-Valleys* auf das Abflussverhalten von Fließgewässern, indem er Abflussdaten von 110 Einzugsgebieten mit *Inland-Valley*-Anteilen von 1–63 % statistisch auswertete. Die Untersuchung zeigt, dass die *Inland-Valley*-Fläche keinen statistisch signifikanten Einfluss auf den Basisabfluss oder auf die Höhe oder Variabilität der Abflussspitzen hat. Die Analyse der Hochwasserereignisse zeigt jedoch, dass Einzugsgebiete mit größerer *Inland-Valley*-Dichte eine größere Tendenz zu extremen Hochwasserereignissen haben, als Einzugsgebiete mit geringerer *Inland-Valley*-Dichte.

Zur Verbesserung des Verständnisses des Einflusses der *Inland-Valleys* auf die Abflussbildungsprozesse führten McCartney et al. (1998) eine Ganglinienseparation mit Hilfe von Deuterium durch. Die Untersuchung zeigte, dass bei völlig aufgesättigtem *Inland-Valley* bei einem Abflussereignis 70% des Gesamtabflusses neues Wasser ist, das direkt aus dem Niederschlagsereignis stammt. Somit trägt die *Inland-Valley*-Fläche deutlich zur Bildung von Sättigungsflächenabfluss bei.

Masiyandima et al. (2003) führten eine Untersuchung zu Abflussbildungsprozessen in einem 130 ha großen Einzugsgebiet an der Elfenbeinküste mit einer *Inland-Valley*-Fläche von 1200 m * 20 m durch. Er stellte bei der Ganglinienanalyse das Auftreten von einfachen und zweigipfligen Abflusspeaks fest. Während erstere bei hoher initialer Bodenfeuchte zu beobachten waren, traten die Doppel-Peaks bei geringeren Bodenfeuchtwerten zu Beginn des

Ereignisses auf. Die Autoren erklären sich die Bildung der doppelten Abflussspitze durch das Auftreten zweier unterschiedlich schneller Abflusskomponenten bei trockeneren Bodenfeuchtebedingungen. Während der erste Peak durch Sättigungsflächenabfluss auf den in der Regenzeit immer gesättigten Inland-Valley-Flächen gebildet wird, ist der zweite, verzögerte Peak dem *Interflow* zuzuschreiben.

Die Ausführungen haben gezeigt, dass das Vorhandensein von *Inland-Valleys* in einem Einzugsgebiet bei der Betrachtung der Abflussbildungsprozesse in den afrikanischen Tropen mit berücksichtigt werden muss. Zusammenfassend kann jedoch festgestellt werden, dass die Aussagen der verschiedenen Autoren über ihren Einfluss auf die hydrologischen Prozesse uneinheitlich sind.

3.2.3 Einfluss der Landnutzung auf die hydrologischen Prozesse in tropischen Regionen

Der Einfluss der Landnutzung auf den hydrologischen Kreislauf wurde schon früh erkannt und in den 60er und 70er Jahren v.a. mit Vergleichsstudien von Einzugsgebieten unterschiedlicher Landnutzung belegt (Bonell & Balek 1993). In den 80er Jahren stand v.a. die Problematik der Regenwaldabholzung und deren Effekte auf die hydrologischen Prozesse im Fokus der Forschung. Bruijnzeel (1990) stellte die Ergebnisse von bisher durchgeführten Feldexperimenten zur Regenwaldabholzung in den feuchten Tropen zusammen. Die Ergebnisse zeigen, dass die Rodung des Waldes eine extreme Erhöhung der Abflussmenge zur Folge hatte. Unabhängig vom Typ der neuen Landnutzung wurde die stärkste Erhöhung im ersten Jahr nach der Abholzung beobachtet.

Allgemein kann man die Effekte der Abholzung auf die hydrologischen Prozesse wie folgt charakterisieren (nach Calder 1992):

1. Verringerung der Interzeption

Folgen: mehr Niederschlagswasser gelangt auf die Bodenoberfläche und unterliegt hier Abflussbildungsprozessen → mehr Abfluss

2. Verringerung der Wasseraufnahme durch Pflanzen

Folgen: Verringerte Transpiration: höhere Bodenfeuchte → höhere Perkolation, höhere Vorbodenfeuchte bei Niederschlagsereignissen, mehr Abfluss

3. Veränderung der Bodeneigenschaften, z.B. Verdichtung, Verringerung der Bio-turbation

Folgen: geringere Infiltrationsraten, mehr Oberflächenabfluss

4. *Veränderung der Bodeneigenschaften durch Bodenerosion*

Folgen: Verringerung des Bodenwasserspeichers durch geringere Bodenmächtigkeiten → mehr Perkolation, mehr Abfluss

Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf der Analyse der Abflussbildungsprozesse liegt, behandelt die folgende Darstellung des Einflusses der Landnutzung schwerpunktmäßig die Veränderung bodenphysikalischer Eigenschaften (Punkte 3 und 4).

Eine umfassende Analyse des Einflusses der Abholzung auf die Wasserbilanz eines tropischen Regenwalds führte Jetten (1995) in Französisch Guyana auf der ‚Baumskala‘ und Einzugsgebietsskala auf Grundlage von Feldmessungen und Modellanwendungen durch. Die Untersuchungen zeigen, dass sich die Interzeptionsverdunstung auf der ‚Baumskala‘ in den durch die Abholzung entstandenen Baumrücken von 16 % des Niederschlags auf 0 % und die Transpiration von 40 auf 0 % reduzierte. Die Perkolation nahm aufgrund geringerer Evapotranspiration von 40 auf 70 % zu. Eine signifikante Veränderung der Abflussdynamik auf der Einzugsgebietsebene konnte jedoch nicht festgestellt werden. Jetten (1995) begründet dies mit zu geringem Ausmaß des Holzeinschlags, der ‚nur‘ 23 % des Einzugsgebietes betraf.

Bodenphysikalische Veränderungen konnte Jetten (1995) v.a. bei der gesättigten Wasserleitfähigkeit und dem gesättigten Wassergehalt feststellen. Die gemessenen K_{sat} -Werte verringerten sich auf den Transportpfaden bei Arenosols deutlich, z.T. auf nur 10 % des K_{sat} -Wertes ungestörter Flächen.

Auch die Untersuchungen von Spaans et al. (1989) in Costa Rica zeigen ähnliche Ergebnisse bei der Ermittlung der K_{sat} -Werte vor und nach anthropogenen Eingriffen. Der gemessene K_{sat} -Wert reduzierte sich drei Jahre nach der Änderung der Landnutzung von 410 mm/h unter Wald auf 21 mm/h unter Brache. Auch Malmer (1990) stellte eine deutliche Reduktion der Infiltrationsraten auf Acrisols in Sabah (Malaysia) nach der Regenwaldabholzung fest, die auch noch 5-9 Jahre nach dem Eingriff vorhanden war.

Die Folgen der Regenwaldabholzung werden auch derzeit in deutschen Forschungsprojekten in Indonesien (STORMA-Projekt der Universität Göttingen, www.storma.de) und im Amazonasgebiet (SHIFT-Projekt, Zentrum für Entwicklungsforschung, Bonn) untersucht.

Auch Feldexperimente, die die hydrologischen Eigenschaften verschiedener Landnutzungen in Einzugsgebieten in Westafrika vergleichen, bestätigen den großen Einfluss der Landnutzung auf die bodenhydrologischen Eigenschaften. Die bereits erwähnten Untersuchungen von Planchon & Janeau (1990) an der Elfenbeinküste zeigen höhere Oberflächenabflussmengen am Unterhang landwirtschaftlich genutzter Hänge als von Hängen mit natürlicher Savanne.

Auch Chevallier & Planchon (1993) betonen den dominanten Einfluss der Landnutzung auf die Abflussbildungsprozesse im Booro-Borotou-Einzugsgebiet. Lal (1981) zeigt mit seinen Untersuchungen in Süd-Nigeria, dass Landnutzung und Bodenbearbeitung einen deutlichen Einfluss auf die Menge des gebildeten Oberflächenabflusses und die Bodenerosion haben. Während bei den bewaldeten Einzugsgebieten kein Oberflächenabfluss gemessen wurde, zeigten die entwaldeten Gebiete je nach Art der Entwaldung (traditionell oder mit Maschinen) unterschiedlich hohen Oberflächenabfluss (von 15.5 mm/a bis 153.1 mm/a). Die höchsten Oberflächenabflussmengen wurden bei maschineller Entwaldung mit anschließendem Ackerbau gemessen (250.3 mm/a).

Die in Nigeria durchgeführten Infiltrationsexperimente von Mbagwu (1997) zeigen ebenfalls, dass bei gleichen Bodeneigenschaften auf verschiedenen Landnutzungen unterschiedliche Infiltrationsraten gemessen wurden. Die höchsten Infiltrationsraten wurden auf sandigen Böden bei Waldbedeckung gemessen.

In den letzten Jahren konzentrieren sich die Forschungen zum Themenkomplex ‚Einfluss der Landnutzungsänderung auf die hydrologischen Prozesse‘ in den Tropen wie in den gemäßigten Klimaten vermehrt auf die Analyse von Landnutzungsszenarien mittels hydrologischer Modelle (z.B. Waterloo et al. 1997, Huges & Smakhtin 1998, Legesse et al. 2003). Der Stand der Forschung der hydrologischen Modellierung in den humiden Tropen wird im folgenden Kapitel zusammengefasst.

4. Hydrologische Modelle und ihre Anwendung in den sub-humiden und humiden Tropen

Dieses Kapitel gibt nach einer allgemeinen Einführung in die Entwicklung und Klassifikation hydrologischer Modelle einen Überblick über die Modellanwendungen in den humiden Tropen. Hierbei werden Modellanwendungen größerer Skalen oder anderer Themenkomplexe nur kurz mit Beispielen erwähnt, Arbeiten auf vergleichbaren Skalen oder mit ähnlichen Fragestellungen wie in dieser Arbeit werden näher erläutert.

4.1 Hydrologische Modelle

Im Bereich der hydrologischen Modellierung sind zahlreiche Modellkonzeptionen zur Bearbeitung verschiedener Fragestellungen entwickelt worden. Neben Niederschlags-Abfluss-Modellen sind in der quantitativen Hydrologie Strömungsmodelle, Wasserstandsmodelle zur Abschätzung von Überschwemmungen und Grundwassermodelle zu nennen. Weitere Modelltypen, die neben Wasserflüssen auch Stoffflüsse betrachten, sind Bodenerosionsmodelle und Modelle zur Simulation des Austrags und der Dynamik von Nährstoffen und Pflanzenschutzmitteln. Häufig sind aber auch verschiedene Modellansätze in einem Modellsystem integriert, da viele Prozesse miteinander gekoppelt ablaufen.

Singh (1995) gibt einen Überblick über verschiedene Modellkonzepte der Einzugsgebietsmodellierung mit Beschreibungen verschiedener Modelle.

Im Bereich der Niederschlags-Abfluss-Modellierung, die in diesem Kapitel schwerpunktmäßig betrachtet werden soll, hat Beven (2001) die Entwicklung, Anwendung, Parameterabschätzung und Unsicherheitsanalyse dieser Modelle zusammenfassend dargestellt. Laut seinen Angaben gehen erste Versuche der Vorhersage von Abflussereignissen bis ins 19. Jahrhundert zurück, während die Entwicklung der hydrologischen Modelle erst durch die Einführung von Computern vorangetrieben wurde.

In den 60er und 70er Jahren entwickelten sich die zwei Grundtypen der hydrologischen Modelle, die deterministischen und die stochastischen Modelle, die ausgehend von völlig unterschiedlichen Ansätzen in verschiedenen ‚hydrologischen Schulen‘ entwickelt wurden (Refsgaard 1996). In den letzten Jahrzehnten wurden jedoch vermehrt Kombinationen der Modelltypen vorgenommen (gekoppelte deterministisch-stochastische Modelle, siehe Abbildung 4.1) Von diesen zwei Modelltypen ausgehend kann man die Modelle nach verschiedenen Kriterien klassifizieren.

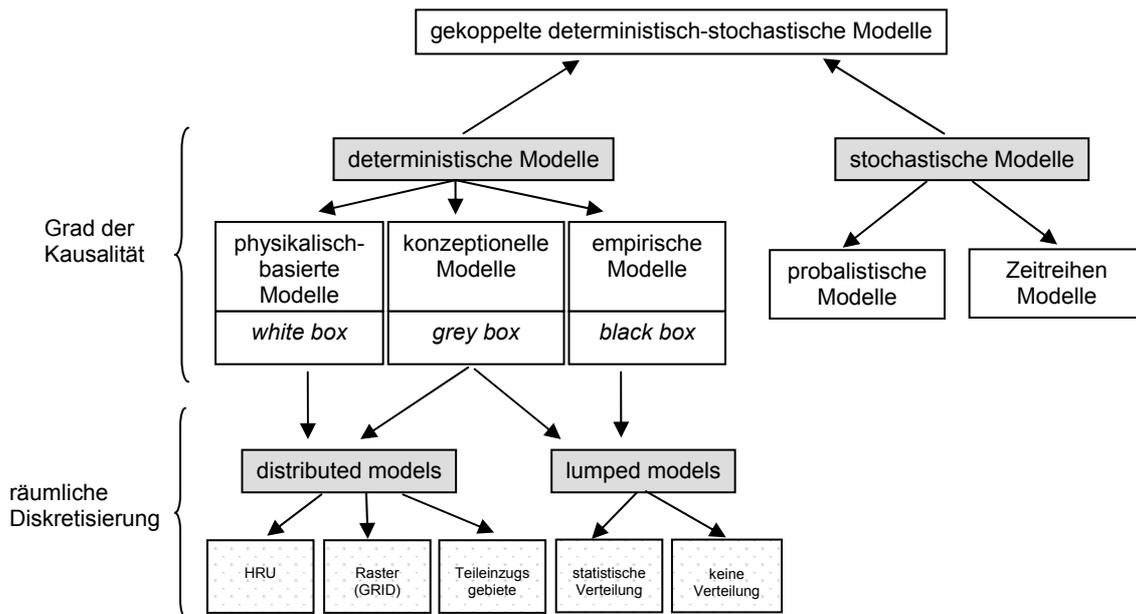


Abb. 4.1: Klassifizierung hydrologischer Modelle (verändert nach Dyck & Peschke 1995)

Abbildung 4.1 zeigt ein Klassifikationsschema nach Dyck & Peschke (1995), das die Modelle nach dem Grad ihrer Komplexität und der räumlichen Diskretisierung untergliedert. Dem Klassifikationsschema folgend unterscheidet man die deterministischen Modelle in empirische, konzeptionelle und physikalisch basierte Modelle.

Empirische Modelle (sog. *black-box* Modelle) beruhen auf empirisch ermittelten Gleichungen, wie z.B. einfache Regressionsgleichungen zwischen gemessenem Jahresniederschlag und Abfluss, und besitzen somit kein Prozessverständnis. Konzeptionelle Modelle versuchen mit einfachen Gleichungen die Prozesse anzunähern, können jedoch auch noch empirische Elemente enthalten. Häufig bestehen konzeptionelle Modelle aus Speicherelementen (Interzeptionsspeicher, Bodenspeicher, Grundwasserspeicher), die durch Austauschvorgänge miteinander verbunden sind. Physikalisch basierte Modelle beschreiben die Prozesse mit Hilfe von physikalischen Grundgleichungen und beinhalten damit ein hohes Prozessverständnis. Sie sind somit auf andere Regionen und Zeiträume übertragbar. Ein Nachteil der physikalisch basierten Modelle ist ihr hoher Parameterbedarf, weshalb ihr Einsatz meist auf kleine, intensiv untersuchte Einzugsgebiete beschränkt bleibt. Eins der ersten physikalisch basierten Modelle zur Simulation der hydrologischen Prozesse von Einzugsgebieten ist das SHE (Système Hydrologique Européen), das in den 70er und 80er Jahren von französischen, dänischen und britischen Wissenschaftlern entwickelt wurde (Abbott et al. 1986).

Des Weiteren klassifiziert man die Modelle nach ihrer räumlichen Diskretisierung in *distributed models*, die mit räumlich verteilten Parametern rechnen, und *lumped models*, die das

ganze Einzugsgebiet als eine Einheit mit homogenen Parametern betrachten. Meist handelt es sich bei den einfacheren empirischen und konzeptionellen Modellen um *lumped models*, während die physikalisch basierten Modelle mit räumlich verteilten Parametern arbeiten. Ein typisches einfaches konzeptionelles Modell ist das HBV-Modell, das aus mehreren Speichern besteht (Bergström 1995). Bei *distributed models* wird die räumliche Diskretisierung häufig in der Form von Teileinzugsgebieten, HRUs (*hydrologic response units*) oder Hängen ermöglicht, wie z.B. bei SWAT (Arnold et al. 1995) oder AnnAGNPS (Cronshey & Theurer 1998). Des Weiteren werden auch Rasterzellen (*grids*) als räumliche Bezugseinheit verwendet, wie bei dem sehr weit verbreiteten TOPMODEL (Beven & Kirkby 1979), das lokale Grundwasserstände auf der Grundlage des topographischen Indexes (siehe Gleichung 5.3) berechnet.

An dieser Stelle muss darauf hingewiesen werden, dass viele Modelle nicht als Einzugsgebietsmodelle konzipiert sind, sondern auf anderen Bezugseinheiten arbeiten. So modellieren Hangmodelle, wie z.B. Hillflow 2D (Bronstert 1994), HYDRUS 2D (Simunek et al. 1994) oder Hills (Smith & Hebbert 1983), Wasser oder auch Stoffflüsse einzelner Hänge, und Standortmodelle den Wasser- und häufig auch Stoffhaushalt einzelner Bodensäulen. Diese Modellansätze können aber z.B. durch Kombination der berechneten Flüsse der Einzelelemente (Hänge, Bodensäulen) auch zur Einzugsgebietsmodellierung verwendet werden, wie z.B. in Bormann (2001) und Bogena (2001) gezeigt wurde.

Während in den 70er Jahren noch davon ausgegangen wurde, dass physikalisch basierte Modelle aufgrund der genaueren Prozessbeschreibung auch wahrheitsgetreuere Modellierungsergebnisse liefern, wurde Ende der 80er Jahre, vorangetrieben durch Beven (1989) und später Grayson et al. (1992), vermehrt Kritik an physikalisch basierten Modellen geäußert. Aufgrund des hohen Parameterbedarfs und des großen Einflusses der Randbedingungen auf die Modellergebnisse beinhaltet die Modellierung mit diesen Modellen ein hohes Maß an Unsicherheit.

Die Auswahl des Modelltyps sollte in Abhängigkeit von der Fragestellung getroffen werden. Bei der Simulation einer Abflussganglinie in meso- bis makroskaligen Einzugsgebieten liefert ein einfaches konzeptionelles Modell häufig bessere Ergebnisse als ein physikalisch basiertes Modell, da letzteres aufgrund seines hohen Parameterbedarfs auf größeren Skalen meist mit einer hohen Unsicherheit behaftet ist. Bei Fragestellungen im Bereich der Prozessanalyse sollte jedoch auf physikalisch basierte Modelle zurückgegriffen werden, da diese ein größeres Prozessverständnis beinhalten.

4.2 Anwendung hydrologischer Modelle in tropischen Regionen

Während in den letzten Jahren in der feucht-gemäßigten Klimazone unzählige Arbeiten über Modellanwendungen aller Art veröffentlicht wurden, sind in den feucht-tropischen Gebieten nur wenige Studien zu Anwendungen von hydrologischen Modellen bekannt. Bonell & Balek (1993) begründen den Mangel an Modellanwendungen in den humiden Tropen mit der schlechten Datenverfügbarkeit. Meist fehlen nicht nur elementare Eingangsdaten wie DGM, Klimadaten, Bodenkarte etc., sondern auch Daten zur Modellvalidierung. So sind in ganz Afrika insgesamt nur knapp 280 Pegelstellen registriert (Shahin 2002), während allein in Nordrhein-Westfalen über 450 Pegel des staatlichen Umweltamtes vorhanden sind (schriftliche Mitteilung des staatlichen Umweltamtes).

Im Kontext der *Global Change* Forschung und durch das wachsende Bewusstsein bezüglich des überregionalen Einflusses des Wasserkreislaufes der Tropen auf das globale Klima wächst auch das Interesse an hydrologischen Untersuchungen und an Anwendungen von hydrologischen Modellen in diesen Regionen (Brasington et al. 1998). Hierbei handelt es sich aber meist um großskalige Anwendungen mit einem 0.5°-Raster, die - häufig gekoppelt mit meteorologischen Modellen - Wasserbilanzen über lange Zeiträume berechnen, wie die von Paturel et al. (2003) für Westafrika. In diesem Kontext sind auch die globalen Ansätze zur Modellierung der zukünftigen Wasserbilanz und Wasserverfügbarkeit von Döll et al. (2003) und Oki et al. (2003) auf der Basis von GCM-Szenarien zu nennen. Wie schon in Kapitel 3.2.3 erwähnt, finden hydrologische Modelle auch in den Tropen vermehrt Anwendung bei der Analyse der Landnutzungsänderung mittels Szenarien. Legesse et al. (2003) analysierten unter Verwendung des PRMS-Modells, das in das *Modular Modelling System* (MMS) (Leavesley et al. 1996) implementiert ist, mittels Szenarien den Einfluss von Klima- und Landnutzungsänderung in Zentral-Äthiopien. Ihre Studien zeigen, dass die Veränderung der Klimaparameter einen deutlich größeren Einfluss auf die Abflussmenge hatte als die Veränderung der Landnutzung. So wurden durch eine 10 % Verringerung des Niederschlags 30 % weniger Abfluss simuliert, während eine Veränderung der Landnutzung von Weide in Wald nur zu einer achtprozentigen Abnahme des Abflusses führte. Für Westafrika wurde von Kunstmann & Jung (2003) auch der Einfluss der Landnutzung und der Bodenfeuchte auf die Niederschläge mit Hilfe des mesoskaligen meteorologischen Modells MM5 simuliert. Im Bereich der kleinskaligen Anwendung hydrologischer Modelle zur Analyse des Einflusses der Landnutzungsänderung auf die hydrologischen Prozesse ist die Arbeit von Waterloo et al. (1997) zu nennen. Er verwendete das SWATRE Teilmodell des LISEM Modells (de Roo 1994), um mittels Landnutzungsszenarien (bewaldet, abgeholzt) die Veränderung des Abflusses und der

Sedimentfracht in einem kleinen Einzugsgebiet in Kamerun zu simulieren. Jedoch wurde das Modell vorher nicht validiert und auch nur ein Niederschlagsereignis simuliert, so dass die Ergebnisse wenig aussagekräftig sind.

Aufgrund fehlender Studien mit detaillierten Feldmessungen von bodenphysikalischen, hydrologischen und meteorologischen Parametern in tropischen Einzugsgebieten wurde auch die Anwendung von physikalisch basierten Modellen in diesen Gebieten nur sehr vereinzelt durchgeführt.

Ein Beispiel für eine makroskalige Anwendung eines physikalisch-basierten Modells in den westafrikanischen Tropen stellt die Untersuchung von Andersen et al. (2001) dar. Sie führten eine hydrologische Modellierung im 375000 km² großen Senegal-Einzugsgebiet auf der Grundlage allgemein verfügbarer Daten mit einer modifizierten Version des MIKE SHE Modells (Refsgaard & Storm 1995) durch. Die Wasserflüsse des *Interflows* und des Grundwassers wurden in dieser Version durch einfache lineare Speicher dargestellt. Trotz der Verwendung globaler Datensätze (FAO Soil Map, USGS DGM, USGS NOAA Land Cover) konnten nach der Kalibrierung sehr gute Modellergebnisse für mehrjährige Simulationen erzielt werden. Jedoch weisen die Autoren darauf hin, dass v.a. die fehlenden Informationen über Bodenmächtigkeiten zu großen Unsicherheiten im Modellierungsprozess führen.

Das in den gemäßigten Breiten zahlreich validierte TOPMODEL (Beven & Kirkby 1979) wurde auch in den Tropen in drei Studien auf der Mesoskala und Mikroskala getestet.

In Westafrika wendeten Campling et al. (2002) eine modifizierte Version des TOMODELS in einem 379 km² großen Einzugsgebiet im Süden Nigerias an. Die Modellstruktur wurde in der Form verändert, dass in den oberen Hangbereichen ein Grundwasserspiegel angenommen werden kann, der einen größeren Abstand zur Geländeoberfläche hat, als der des Unterhangs. Das verhindert eine Ausbreitung der gesättigten Flächen in die oberen Hangbereiche und vergrößert das effektive Speicherdefizit für Bereiche mit großem Topographischem Index. Mittels Durchführung einer Unsicherheitsanalyse nach der GLUE-Methode (Beven 2001) wurde ein Parametersatz ermittelt, der für die beiden simulierten Jahre die besten Ergebnisse (*model efficiency* 0.849 und 0.943) erzeugte. Die simulierte Abflussganglinie zeigt die beste Übereinstimmung mit dem gemessenen Abfluss in der Mitte der Regenzeit, während es zu Beginn und am Ende der Regenzeit meist zu Unterschätzungen kommt. Eine weitere Anwendung von TOPMODEL in Westafrika wurde von Quinn et al. (1991) in dem schon in Kapitel 3.2 erwähnten Booro-Borotou-Einzugsgebiet an der Elfenbeinküste zur Ermittlung der Fließwege durchgeführt. Jedoch handelt es sich hier um eine Verwendung des Modells

zur digitalen Reliefanalyse und nicht um eine klassische Anwendung als Niederschlags-Abfluss-Modell. Somit wurde auch keine Validierung der Abflusssimulation durchgeführt. Außerhalb Westafrikas wendeten Molicova et al. (1997) TOPMODEL in einem mikroskali- gen Regenwald-Einzugsgebiet (1 ha) in Französisch Guyana an. Die ‚erfolgreiche Anwen- dung‘ bezieht sich jedoch nur auf zwei Abflussereignisse bei völlig freier Wahl der Eingabe- parameter. Zur Erzeugung eines guten Ergebnisses erfolgte beim zweiten untersuchten Peak sogar eine Anpassung der Niederschlagswerte, so dass diese Untersuchung nach Auffassung von Vertessy & Elsenbeer (1999) nicht als ‚erfolgreiche Anwendung‘ des TOPMODELS in den Tropen bewertet werden kann.

Die Untersuchungen von Vertessy & Elsenbeer (1999) und Vertessy et al. (2000) im 0.75 ha großen La Cuenca-Einzugsgebiet im westlichen Amazonasgebiet stellen für die humiden Tro- pen eins der wenigen Beispiele für die erfolgreiche Anwendung eines physikalisch basierten Modells zur Analyse der Abflussbildungsprozesse auf der lokalen Skala dar. Das betrachtete Einzugsgebiet wurde, wie in Kapitel 3.2.1 dargestellt, von Elsenbeer et al. (1992) und Elsen- beer & Lack (1996) detailliert auf physikalische Bodeneigenschaften und Abflussbildungs- prozesse untersucht. Hier wurde, aufbauend auf den Messergebnissen, das TOPOG_SBM- Modell verwendet, was eine modifizierte Version des CSIRO TOPOG_dynamic-Modells (Vertessy et al. 1993) darstellt. Im Vergleich zum TOPOG_dynamic wurde für die Beschrei- bung der Bodenwasserflüsse in TOPOG_SBM anstelle des Darcy-Ansatzes ein einfacher Speicheransatz verwendet (Vertessy & Elsenbeer 1999). Die Wasserflüsse (oberirdisch wie auch unterirdisch) wurden wie bei allen TOPOG-Anwendungen auf der Grundlage eines so- genannten *streamtube*-Netzwerkes mit Hilfe des eindimensionalen Kinematische-Welle- Ansatzes simuliert. Zur Analyse des Einflusses der Qualität bodenphysikalischer Eingangsda- ten verwendeten Vertessy & Elsenbeer (1999) verschiedene Datensätze zur Parametrisierung des K_{sat} -Wertes im Modell (1: ein Mittelwert für das gesamte Gebiet, 2: ein Wert pro Land- schaftseinheit, 3: zufällige Verteilung der K_{sat} -Werte der Verteilungsfunktion über das gesam- te Gebiet, 4: zufällige Verteilung innerhalb der Landschaftseinheiten). Da das Modell keine Evapotranspiration simuliert, konnten nur Einzelereignisse mit vorher angepasster Boden- feuchte simuliert werden. Nach Kalibrierung des Modells für ein Abflussereignis wurden 34 weitere Ereignisse mit dem gleichen Parametersatz, jedoch mit veränderter Anfangsboden- feuchte simuliert. Es zeigten sich sehr gute Modellergebnisse bei allen Parametersätzen für die Gesamtabflussmenge der Ereignisse (r^2 von 0.95 bis 0.97). Für die anderen Parameter (Spitzenabfluss und Anstiegszeit des Abflusspeaks) wurden die besten

Validierungsergebnisse mit dem Eingangssparametersatz 4 (zufällige Verteilung über den Landschaftseinheiten) erzielt.

Abraham & Tiwari (1999) entwickelten für ein 3.64 ha großes, stark reliefiertes Einzugsgebiet in Indien ein Modell, das die vertikale Simulation der Wasserflüsse einzelner Bodensäulen durch laterale Flüsse koppelt. Die Validierung des Modells erfolgte v.a. mit Grundwasserstandsdaten, während der simulierte und gemessene Abfluss nur für wenige Tage verglichen wurde.

Als weiteres Beispiel im Bereich der Modellanwendung zur Analyse der hydrologischen Prozesse in den humiden Tropen sei die Untersuchung von Brasington et al. (1998) genannt. Sie entwickelten ein räumlich verteiltes, konzeptionelles Modell, das in einem 4.2 km² großen Einzugsgebiet in Nepal getestet wurde. Die Wiedergabe des Abflusses war zufrieden stellend, jedoch wurde trotz durchgeführter Kalibrierung keine Trennung in Kalibrierungs- und Validierungsergebnisse dargestellt.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass bisher kaum Anwendungen von physikalisch basierten Modellen auf der lokalen Skala in den Tropen veröffentlicht wurden. Die aufgeführten Beispiele zeigen, dass es sich bei den kleinskaligen Untersuchungen um Modellierungen von Einzelereignissen handelt oder andere Fragestellungen (Grundwasserstände, Reliefanalyse) im Vordergrund der Modellanwendung standen.

5. Methoden und Modelle

5.1 Messkonzept im Aguima-Einzugsgebiet

Wie in Kapitel 2 erläutert wurde, stellt das Aguima-Einzugsgebiet das Hauptuntersuchungsgebiet des IMPETUS-Projektes auf lokaler Ebene dar. Hier konzentrieren sich alle Messungen der Arbeitsbereiche Hydrologie, Hydrogeologie, Bodenverbreitung und Bodendegradation, Vegetationsökologie und Bodennutzungssysteme.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden im Aguima-Einzugsgebiet verschiedene Messvorrichtungen (Pegel, Klimastationen, Bodenwasserstationen) installiert und zahlreiche Untersuchungen zu bodenphysikalischen Eigenschaften durchgeführt, die die Grundlage für die hydrologische Prozessanalyse bilden. Die erhobenen Messdaten sind auch für die Modellparametrisierung und –validierung notwendig, da vor Beginn des IMPETUS-Projektes keinerlei Messungen im Untersuchungsgebiet durchgeführt wurden.

Die Datenbasis eigener Messungen wird durch die erhobenen Messdaten anderer Teildisziplinen des Projektes ergänzt, die als zusätzliche Informationen zur Analyse der hydrologischen Prozesse und zur Modellparametrisierung und –validierung zur Verfügung stehen.

Eine Auflistung der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Messungen und Messungen anderer Arbeitsgruppen, die für diese Arbeit von Bedeutung sind, ist in Tabelle 5.1 zu finden.

Tab. 5.1: Übersicht der für diese Arbeit relevanten Messungen im Aguima-Einzugsgebiet
 * Messungen anderer IMPETUS-Teilnehmer

gemessene Variable	Messapparatur	räumliche Ebene	zeitliche Auflösung	Messzeitraum
Klimadaten				
Niederschlag	Regenmesser mit Kippwaage	3 Regenmesser	10 min	seit Juni 2001
Klimadaten	Klimastationen	3 Klimastationen	10 min	seit Juni 2001
Bestandesniederschlag	Regensammler	9 Messplots mit je 5 Regensammlern	täglich	27.08.02 - 26.10.02
Oberflächenhydrologie				
Wasserstand	Schwimmerpegel	5 Pegelmessstellen	10 min	seit Juni 2001
Elektrische Leitfähigkeit Gewässer	Leitfähigkeitssonde	2 Messstellen	10 min	22.08.02 – 31.10.02
Oberflächenabfluss* (Junge 2004)	Erosionsparzellen	6 Messparzellen	ereignisbezogen	Regenzeit 2001 und 2002
Bodenwasserdynamik				
Bodenfeuchte, Saugspannung	TDR-Sonde Tensiometer	4 Messplots in je 4 Messtiefen	10 min	seit Juni 2001 (mit Messlücken)
Bodenfeuchte	mobile TDR-Sonde	3 Transekte, Messung im Oberboden	wöchentlich	März 2002 bis November 2002
Bodenfeuchte* (Fass 2004)	Rohrsonde	35 Rohre, je nach Boden 3 – 7 Messtiefen	wöchentlich	seit Juni 2001
Bodenphysikalische Eigenschaften				
Infiltrationsmessungen	Doppelring, Einfachring, Haubeninfiltrometer	15 Messplots		Messkampagne
Bodenphysikalische Parameter (K_{sat} , K_u , pF , Lagerungsdichte)	Labormethoden (siehe Text)	50 Bodenprofile		Messkampagne

Um Aussagen über den Einfluss der Landnutzung auf den Wasserkreislauf treffen zu können, wurden zwei kleine Teileinzugsgebiete mit völlig unterschiedlicher Landnutzung (oberer Aguima: vorherrschend natürliche Baumsavanne, oberer Niaou: vorherrschend landwirtschaftliche Nutzflächen, Teileinzugsgebietsgrenzen siehe Tabelle 5.2 und Abbildung 5.1) intensiv untersucht. In jedem Teileinzugsgebiet wurden Bodenwasserstationen auf verschiedenen Landnutzungen und Klimastationen installiert. Im Jahr 2002 wurden zusätzlich Leitfähigkeitssonden an den entsprechenden Pegeln installiert, um Aussagen über die Anteile des Direktabflusses und des Basisabflusses am Gesamtabfluss machen zu können. Des Weiteren wurden Infiltrationsversuche auf verschiedenen landwirtschaftlichen Nutzflächen und natürlichen Vegetationseinheiten in den beiden Teileinzugsgebieten durchgeführt.

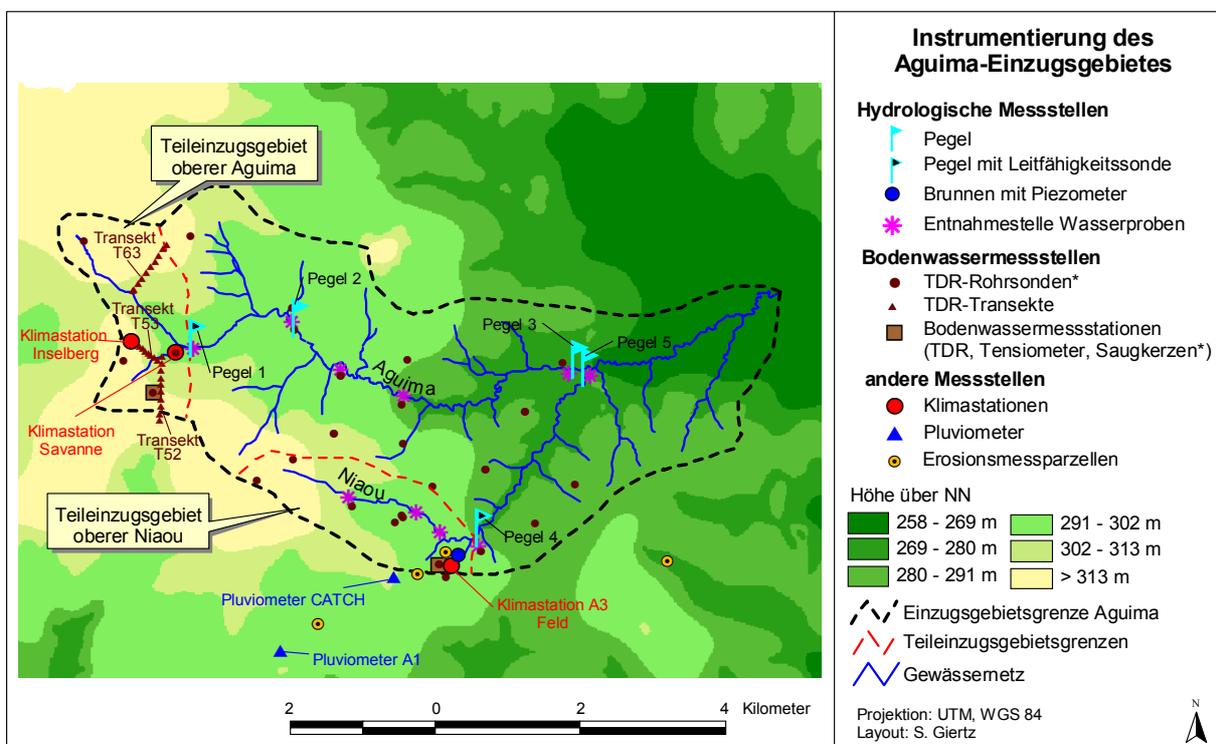
Die Einzugsgebietsgröße und die Landnutzung der betrachteten Teileinzugsgebiete sind in Tabelle 5.2 dargestellt.

Tabelle 5.2: Charakterisierung der Teileinzugsgebiete

	Pegel 1	Pegel 2	Pegel 3	Pegel 4
Einzugsgebietsbezeichnung	oberer Aguima	mittlerer Aguima	unterer Aguima	oberer Niaou
Einzugsgebietsgröße [km²]	3.2	6.9	16.5	3.1*
Landnutzung [%]:				
<i>Wald</i>	64.7	67.8	61.1	31.2
<i>Savanne</i>	29.7	25.3	31.2	32.1
<i>Brache/Cashew/Teak</i>	0.4	0.2	1.6	13.5
<i>Feld</i>	3.1	5.6	5.6	23.2
<i>Inselberg/Inselbergrand</i>	2.1	1.1	0.5	0.0

* die Einzugsgebietsgröße des oberen Niaou wurde auf Grundlage eines neuen DGMS, was durch Integration der im Gelände kartierten Tiefenlinie verbessert wurde, neu berechnet (Methode: vgl. Kapitel 7.2.1). Es wurde ein 0.4 km² kleineres Einzugsgebiet für den oberen Niaou bestimmt als mit dem alten DGM (vgl. IMPETUS 2002)

Abbildung 5.1 zeigt eine Übersicht der im Aguima-Einzugsgebiet installierten Messvorrichtungen.



*Messeinrichtungen anderer Arbeitsgruppen

Abb. 5.1: Messvorrichtungen im Aguima-Einzugsgebiet

5.1.1 Niederschlags- und Klimamessungen

Da für die Modellierung zeitlich hoch aufgelöste Klimadaten notwendig sind, wurden im Rahmen dieser Arbeit zwei Klimastationen der Firma Campbell Scientific (England) im Aguima-Einzugsgebiet installiert (Abbildung 5.1). Als Standorte für Klimastation 1 wurde der Inselberg am westlichen Rand des Einzugsgebietes ausgewählt, da hier eine von der Vegetation weitgehend unbeeinflusste Messung des Windes und der Einstrahlung möglich ist. Die zweite Station wurde im *Inland-Valley*-Bereich des oberen Aguima-Einzugsgebietes instal-

liert. Eine weitere Klimastation des IMPETUS-Teilprojektes A3 wurde auf einem Maisfeld neben der Bodenwasserstation im Niaou-Teileinzugsgebiet errichtet.

Die Klimastationen speichern in einem 10-minütigen Intervall die Mittelwerte der Lufttemperatur, Luftfeuchte, Ein- und Ausstrahlung, Strahlungsbilanz, Bodenwärmefluss, Bodentemperatur, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Eine genaue Auflistung der erfassten Parameter, der Gerätetypen und der Speicherintervalle befindet sich in Anhang A4.

Zur Abschätzung des Bestandesniederschlags wurden in verschiedenen agrarischen Landnutzungen und natürlichen Vegetationseinheiten je fünf Mini-Regensammler installiert, die im Zeitraum vom 27.08.02 bis 26.10.02 täglich um 9 Uhr abgelesen wurden. Diese Vorgehensweise ermöglicht zwar eine grobe Abschätzung des Bestandesniederschlags und der Interzeption, stellt jedoch keine zuverlässige Messmethode zur Bestimmung dieser Parameter dar.

5.1.2 Messungen in Gerinnen

Das Einzugsgebiet wurde mit fünf Schwimmerpegeln des Typs *Thalimedes* (Ott Messtechnik GmbH, Kempten) ausgestattet (vgl. Abbildung 5.1).

An den Pegeln wird der Wasserstand in einem Zehnminutenintervall kontinuierlich gemessen und mit einem automatischen *Datalogger* gespeichert. Zur Erstellung einer Wasserstands–Abfluss–Beziehung (H-Q-Beziehung) wurden in der Regenzeit 2001 und 2002 zahlreiche Abflussmessungen an allen Pegeln bei unterschiedlichen Wasserständen nach der *velocity-area*-Methode (Davie 2003) durchgeführt. Hierzu wird das Gewässerbett in homogene Segmente gegliedert und der Abfluss jeden Segmentes nach folgender Gleichung bestimmt:

$$Q = v \cdot A \quad [m^3 s^{-1}] \quad [5.1]$$

mit Q = Abfluss [$m^3 s^{-1}$]
 v = Fließgeschwindigkeit [$m s^{-1}$]
 A = Durchflussquerschnitt [m^2]

Die Fließgeschwindigkeit v wird dazu in mehreren Tiefen an der Messlotrechten an der Querschnittsmitte des Segmentes gemessen.

Zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit wurde der Strömungssensor *Nautilus* (Ott Messtechnik GmbH, Kempten) verwendet, der im Vergleich zum herkömmlichen hydraulischen Messflügel auch bei sehr geringen Fließgeschwindigkeiten (bis 0.001 cm/sec) und bei stark bewachsenem Flussbett einsetzbar ist. Somit konnten die Fließgeschwindigkeitsmessungen

auch bei Niedrigwasserständen in den Oberläufen zu Beginn und am Ende der Abflussperiode und in stärker verkrauteten Bereichen (z.B. in Überschwemmungsbereichen bei Hochwasserstand) durchgeführt werden.

Abbildung 5.2 zeigt die H-Q-Beziehung für Pegel 3 mit den entsprechenden Abflussmessungen bei verschiedenen Wasserständen.

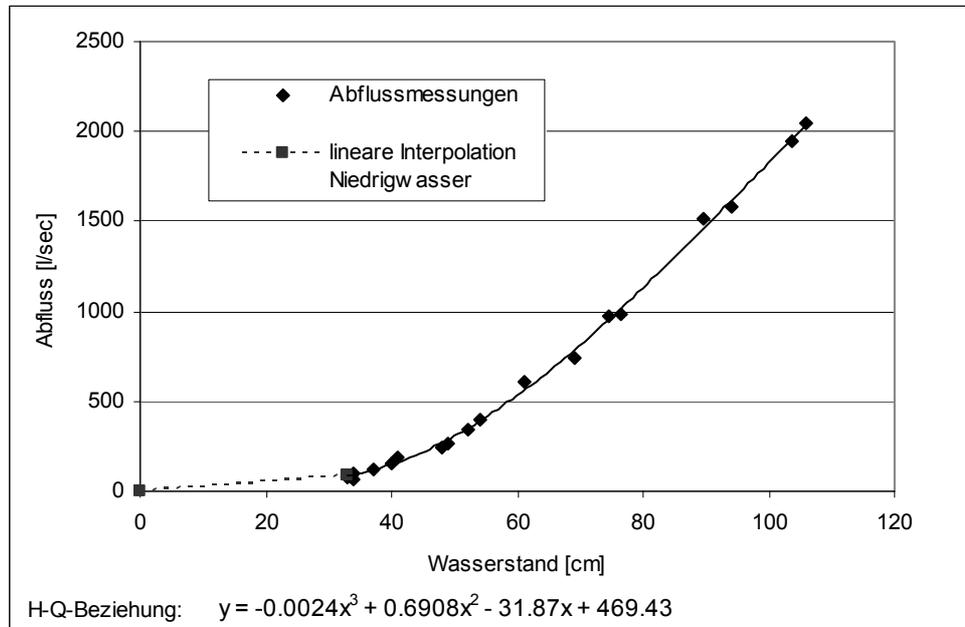


Abb. 5.2: H-Q-Beziehung für Pegel 3 mit gemessenen Abflüssen bei verschiedenen Wasserständen

Zur Abschätzung des Anteils des Direktabflusses am Gesamtabfluss der intensiver untersuchten Teileinzugsgebiete oberer Niaou und oberer Aguima wurden diese Pegel in der Regenzeit 2002 mit Leitfähigkeitssonden ausgestattet, die in einem Zehnminutenintervall die elektrische Leitfähigkeit des Gewässers bestimmen. Ausgehend von der Annahme, dass jede Abflusskomponente ihre spezifische elektrische Leitfähigkeit hat, kann unter Berücksichtigung des Massenwirkungsgesetzes nach folgender Gleichung der Anteil des Oberflächenabflusses berechnet werden:

$$q_o = (c_g - c_b) \cdot \frac{q_g}{(c_n - c_b)} \quad [5.2]$$

mit q_o = Oberflächenabfluss [l/sec]
 q_g = Gesamtabfluss [l/sec]
 c_g = elektrische Leitfähigkeit des Gesamtabflusses [μ s]

- cb = elektrische Leitfähigkeit des Basisabflusses [μs]
 cn = elektrische Leitfähigkeit des Niederschlags [μs]

5.1.3 Erfassung der zeitlichen und räumlichen Dynamik des Bodenwassers

Zur kontinuierlichen Erfassung der Bodenwasserdynamik wurden im Frühjahr 2001 zwei Bodenwassermessstationen der Firma IMKO Mikromodultechnik GmbH mit je zwei Messplots im Aguima-Einzugsgebiet installiert, die pro Plot mit vier TDR-Sonden und vier Tensiometern ausgestattet sind. Bodenfeuchte und Saugspannung werden in einem Zehnminutenintervall in vier verschiedenen Tiefen (0-20 cm, 30-50 cm, 80-100 cm, 120-140 cm) gemessen und von einem automatischen *Datalogger* aufgezeichnet.

Abbildung 5.3 zeigt den schematischen Aufbau der Bodenwassermessstationen mit je zwei Messplots.

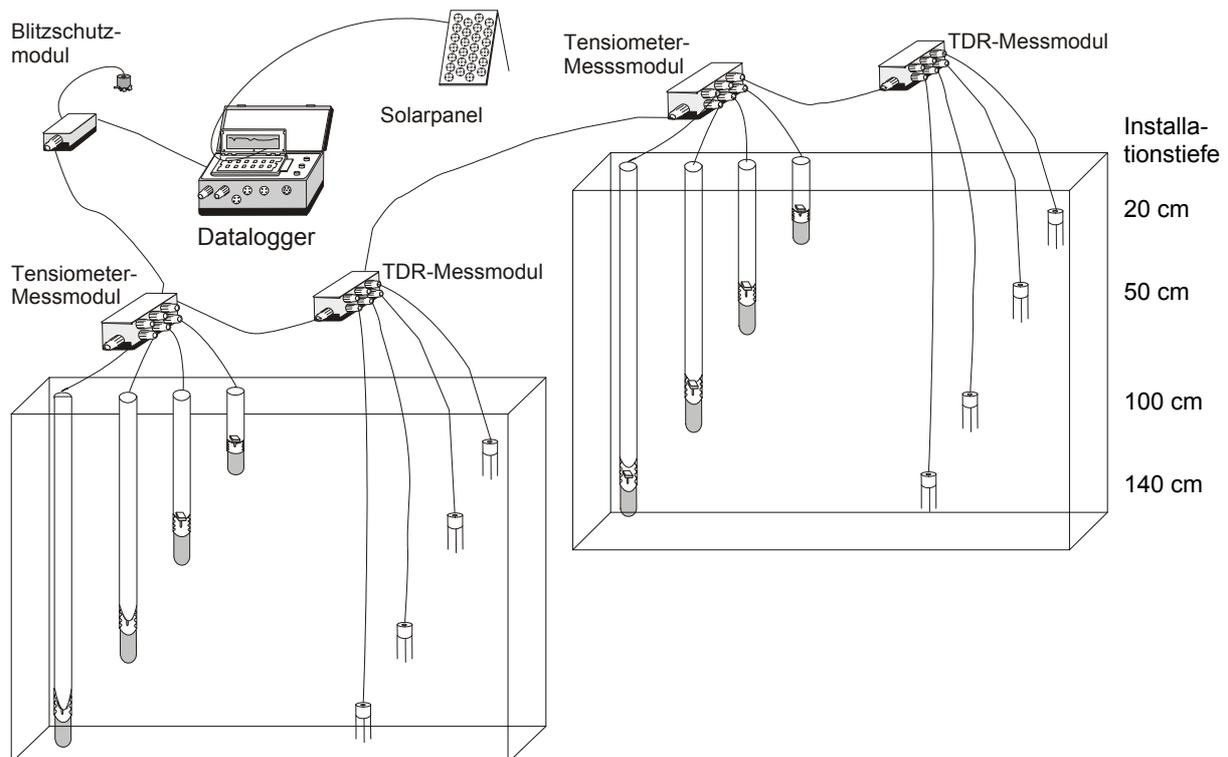


Abb. 5.3: Aufbau der Bodenwasserstationen

Es wurden vier Messplots mit unterschiedlicher Landnutzung gewählt, um den Einfluss der Landnutzung auf die Bodenwasserdynamik zu untersuchen. Im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen (Einzugsgebiet oberer Niaou) wurden die Sonden auf einem Maisfeld und einem Baumwollfeld eingebaut, da dies die vorherrschenden Anbaufrüchte im Jahr 2001 im Einzugsgebiet waren. Im oberen Aguima-Einzugsgebiet wurden die Sonden auf Messplots

mit *savane boisée* und *fôret claire* installiert, die die dominanten natürlichen Vegetationseinheiten im Aguima-Einzugsgebiet darstellen.

Leider kam es technisch bedingt häufig zu Ausfällen der gesamten Messeinrichtung, so dass keine kontinuierlichen Messzeitreihen der Bodenfeuchte und Saugspannung der Plots vorhanden sind.

Um neben der zeitlichen Dynamik auch die räumliche Struktur der Bodenfeuchte zu erfassen, wurde mit einer mobilen TDR-Sonde (Type Trime, IMKO Mikromodultechnik GmbH) entlang von drei Transekten in 50 bzw. 100 m Schritten (siehe Abbildung 5.1) der volumetrische Bodenwassergehalt im Oberboden (0-20 cm) einmal wöchentlich gemessen. An jeder Messstelle wurde die Messung an je vier Punkten in ca. 15 cm Abstand zur Markierung je dreimal durchgeführt, um einen repräsentativen Wert für den Messstandort zu erhalten.

Des Weiteren wurden Messungen nach dem *nested sampling* Verfahren (Oliver & Webster 1986) zur Analyse der räumlichen Variabilität der Bodenfeuchte durchgeführt.

Die Bodenfeuchtemessungen mittels TDR-Rohrsonde (Trime-System, IMKO Mikromodultechnik GmbH), die von Fass (2004) an 35 Standorten wöchentlich durchgeführt wurden (siehe Abbildung 5.1), wurden zusätzlich zur Modellvalidierung herangezogen.

5.1.4 Feldmessungen zur Bestimmung der Infiltrationsraten

Zur Bestimmung der Infiltrationsraten und der gesättigten Wasserleitfähigkeit an der Bodenoberfläche wurde neben der klassischen Methode des Doppelringinfiltrometers (Schlichting et al. 1995) auch das Einfachringinfiltrometer und das Haubeninfiltrometer (Umwelt-Geräte-Technik GmbH, Müncheberg) verwendet.

Im Gegensatz zum Doppelringinfiltrometer hat der Einfachring den Nachteil der entstehenden Randeffekte bei der Ausbreitung des Wassers im ungesättigten Boden, weshalb standardmäßig nur der Doppelring für Infiltrationsmessungen verwendet wird. Der Vorteil des Einfachrings ist jedoch, dass wesentlich weniger Wasser für den Versuch benötigt wird. Somit ist die Methode auch bei geringer Wasserverfügbarkeit anwendbar. Der K_{sat} -Wert wird dann anhand der Infiltrationskurve nach Brooks & Corey (1964) berechnet (de Candappa & Soria Ugalde 2002).

Beim Haubeninfiltrometer erfolgt die Infiltration über eine auf den Boden gesetzte Haube, die an eine Mariotte'sche Wasserzuführung angeschlossen ist. Im Gegensatz zum Doppelringinfiltrometer muss dabei die Messhaube nicht in die Bodenoberfläche eingebaut werden, so dass die Bodenoberfläche ungestört bleibt. Somit können besondere Eigenschaften der Oberfläche wie Verschlammung oder Verdichtung unbeeinflusst gemessen werden. Die wirksame hyd-

raulische Druckhöhe an der Bodenoberfläche ist beim Haubeninfiltrometer zwischen Null und einem Unterdruck bis zum Lufttrittspunkt des Bodens frei wählbar, so dass hydraulische Leitfähigkeiten bei unterschiedlichen Wasserspannungen bestimmt werden können (Prinzip des Tensionsinfiltrometers). Die hydraulische Leitfähigkeit wird dann nach Wooding (1968) ermittelt.

Die Messungen wurden auf verschiedenen landwirtschaftlichen Nutzflächen und natürlichen Vegetationseinheiten und verschiedenen Bodentypen durchgeführt.

Es wurden auf jedem Messplot jeweils zwei Versuche mit Doppelring und Haubeninfiltrometer und mindestens vier Versuche mit dem Einfachring durchgeführt.

5.1.5 Bestimmung bodenphysikalischer Eigenschaften

Zur Erfassung der bodenphysikalischen Eigenschaften wurden gestörte und ungestörte Bodenproben für Laboruntersuchungen entnommen. Die ungestörten Zylinderproben wurden an Bodenprofilen entnommen, die in Absprache mit den Bodenkundlern und den Botanikern direkt neben Vegetationsplots angelegt wurden, um Synergieeffekte der interdisziplinären Zusammenarbeit zu erzielen. Da sich die Arbeiten der genannten Arbeitsgruppen v.a. auf das Gebiet des oberen Aguima beziehen, wurden zusätzlich noch Profilgruben im Einzugsgebiet des oberen Niaou angelegt.

Eine Übersicht über alle beprobten Profilgruben ist in Abbildung 5.4 zu finden.

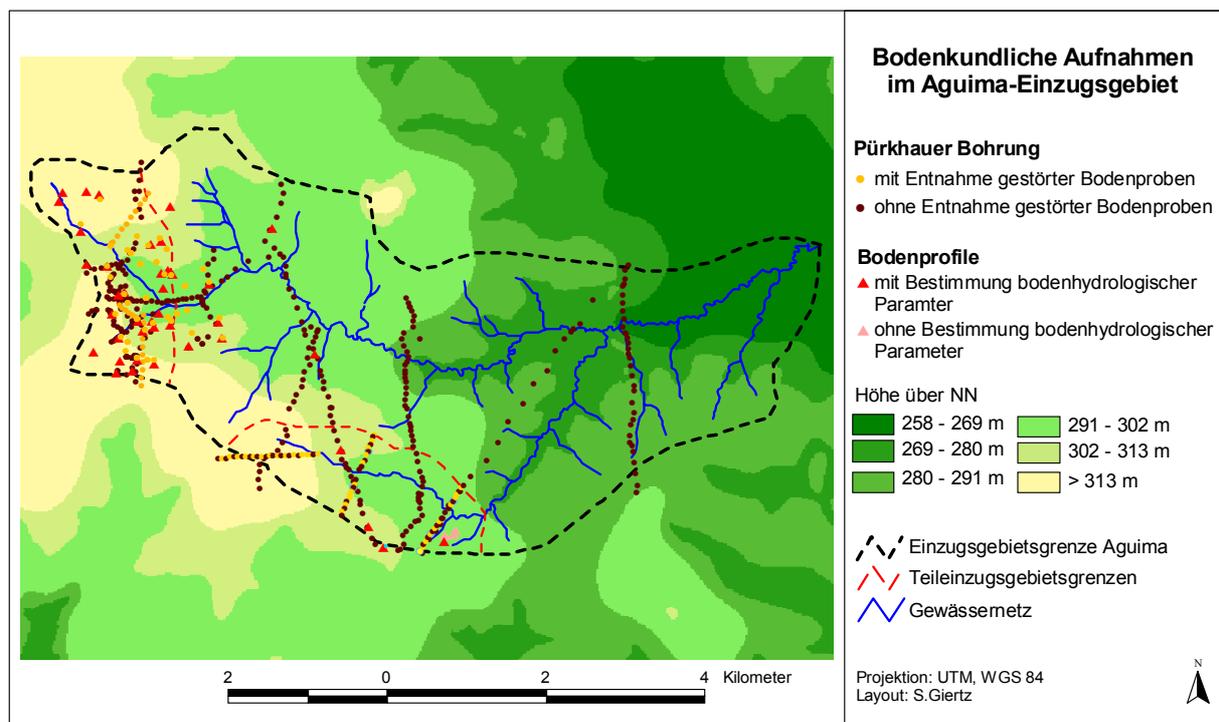


Abb. 5.4: Übersichtskarte aller bodenkundlichen Aufnahmen im Aguima-Einzugsgebiet (inkl. Aufnahmen von Junge 2004, Steup 2004 und Orthmann in Vorbereitung)

Des Weiteren wurden zur Verbesserung der räumlichen Information der Bodendaten Bodenaufnahmen entlang von Transekten durchgeführt und gestörte Bodenproben entnommen, an denen die Korngrößenverteilung mit Sieb- und Sedimentationsanalyse (Köhn 1928) und der Humusgehalt nach Lichterfeld bestimmt wurde.

Gesättigte Wasserleitfähigkeit

Die gesättigte Wasserleitfähigkeit wurde an ungestörten Stechzylinderproben (870 cm³) im Labor gemessen. In insgesamt 50 Profilgruben wurden in verschiedenen Horizonten je vier Parallelproben entnommen.

Die Proben wurden aufgesättigt und die Leitfähigkeit nach der *constant-head*-Methode, die auf der Transportgleichung von Darcy basiert, bestimmt (Hartge & Horn 1989).

Ungesättigte Wasserleitfähigkeit und pF-Kurve

Zur Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit (K_u) und der pF-Kurve wurden ungestörte Zylinderproben (250 cm³) in verschiedenen Horizonten in den Profilgruben entnommen. Aufgrund des Transportaufwandes von Benin nach Deutschland wurden nur zwei Parallelproben pro Grube und Horizont entnommen.

Die Messungen der ungesättigten Leitfähigkeit wurden mit dem K_u -pF-Probenwechsler der Firma Umwelt-Geräte-Technik (UGT, Müncheberg) durchgeführt, der auf einem von Schindler (1980) vorgestellten Verfahren nach dem Gesetz von Darcy basiert. Zwei Mini-Tensiometerkerzen werden in einem 3-cm-Abstand parallel übereinander in die aufgesättigte Probe eingebaut. Aus der basal abgedichteten Stechzylinderprobe evaporiert das Bodenwasser von der Bodenoberfläche. Der dadurch entstandene Wasserspannungsgradient wird durch die Tensiometer und der Wasserverlust durch Wägung automatisch ermittelt.

Die Erstellung der pF-Kurve kann von 0 – 800 hPa (Messbereich der Tensiometer der K_u -pF-Apparatur) auf Grundlage der Messergebnisse der K_u -pF-Apparatur erfolgen. Zur Erstellung einer vollständigen pF-Kurve wurden die Wassergehalte der Bodenproben bei höheren Saugspannungen (1000 – 15000 hPa) mit der Überdruckmethode auf keramischen Platten in Drucktöpfen bestimmt (Hartge & Horn 1989).

5.2 Beschreibung der verwendeten Modellsysteme

5.2.1 TOPLATS

Das Modellsystem TOPLATS (*topmodel-based land atmosphere transfer scheme*) wurde an der Princeton Universität in den USA von Famiglietti et al. (1992) entwickelt. Es stellt eine Kombination der Simulation der lokalen vertikalen Wasserflüsse von Rasterzellen mit einem SVAT-Schema (*soil-vegetation-atmosphere-transfer* Schema) und deren lateralen Umverteilung nach dem TOPMODEL-Konzept (Beven & Kirkby 1979) dar. Es wurde seit seiner Entwicklung in verschiedenen Untersuchungsgebieten getestet (Famiglietti & Wood 1994b, Pauwels & Wood 1999b) und auch weiterentwickelt (Famiglietti & Wood 1994a, Peters-Lidard et al. 1997, Pauwels & Wood 1999a). Da TOPLATS sowohl die Wasser- als auch die Energiebilanz berechnet, wurde es auch bei der Atmosphärenmodellierung mit dem LM-Modell (Lokalmodell des Deutschen Wetterdienstes) als Landoberflächenschema verwendet (Seuffert 2001). Die Anwendungen des Modells liegen im meso- bis makroskaligen Bereich mit Rasterweiten von 30 m bis 1 km.

Das rasterbasierte TOPLATS-Modell kann nach der in Kapitel 4.1 vorgestellten Klassifikation zu den physikalisch basierten, deterministischen, räumlich verteilten (*distributed*) Modellen gezählt werden. Bei der Anwendung kann man jedoch neben dem räumlich verteilten Modus, bei dem die vertikalen Wasserflüsse jeder Rasterzelle berechnet werden, auch einen statistischen Modus wählen. Hier werden Verteilungsfunktionen der Schlüsselparameter (z.B. des *soil-topographic index*) gebildet und Simulationen für alle gebildeten Intervalle durchgeführt. Dieser Modus wurde in TOPLATS implementiert, um die Anwendung des Modells in makroskaligen Einzugsgebieten bei akzeptabler Rechenzeit zu ermöglichen.

Abbildung 5.5 zeigt das Modellkonzept mit räumlich verteiltem und statistischem Modus.

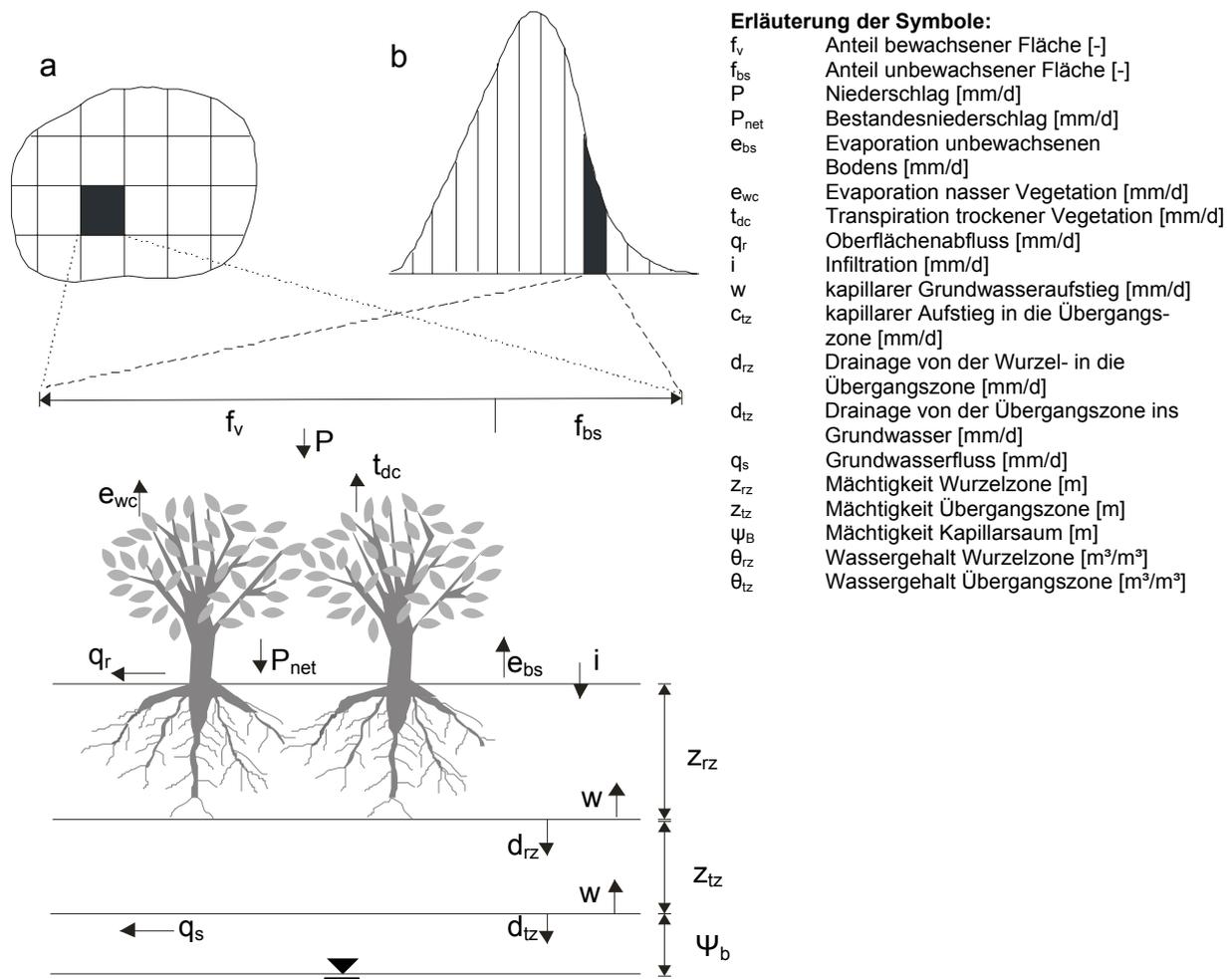


Abb. 5.5: Berechnung der Wasserbilanz in TOPLATS wahlweise im räumlich definierten (a) und statistischen (b) Modus (verändert nach Peters-Lidard et al. 1997; Seuffert 2001)

Die Bodensäulen werden in eine Wurzelzone, aus der Wasser zur Evapotranspiration zur Verfügung steht, und eine Übergangszone zum Grundwasser (*transmission zone*), aus der durch vertikale Aufstiegsprozesse Wasser in die Wurzelzone und durch Perkolationsprozesse Wasser in den Grundwasserkörper abströmen kann, unterteilt. Eine weitere Diskretisierung der beiden Zonen in unterschiedliche Bodenhorizonte ist nicht möglich. Auf der Ebene der Bodensäulen (Pixelebene) werden dann die Prozesse der Evapotranspiration, Infiltration, Oberflächenabfluss, Bodenwasserfluss sowie die Energiebilanz berechnet. Auf der Einzugsgebietsebene erfolgt die Berechnung des Grundwasserstandes durch das TOPMODEL-Konzept. Die berechneten Grundwasserstände werden dann wieder auf die Pixelebene disaggregiert. Die folgende Beschreibung der Modellkomponenten bezieht sich nur auf die Berechnung der Wasserbilanz, basierend auf Famiglietti et al. (1992), Famiglietti & Wood (1994b) und Peters-Lidard et al. (1997).

Beschreibung der Modellkomponenten

Lateraler Grundwasserfluss und Dynamik des Grundwasserstandes

Während in der ungesättigten Bodenzone nur vertikale Flüsse simuliert werden, die nicht mit den Flüssen der Nachbarzellen interagieren, wird in der gesättigten Zone durch das TOPMODEL-Konzept ein Wasserfluss zwischen den Zellen ermöglicht.

Die Grundlage des TOPMODEL-Konzepts ist der sogenannte Topographische Index (TI) (Beven & Kirkby 1979), der folgendermaßen definiert ist:

$$TI_i = \ln \frac{\alpha_i}{\tan \beta_i} \quad [5.3]$$

mit TI_i = Topographischer Index des Pixels i [-]
 α_i = Fläche, die in das Pixel i entwässert [m²]
 β_i = Hangneigung des Pixels i [%]

In TOPLATS ist jedoch der *soil-topographic-index* TI_s implementiert, der neben den topographischen Eigenschaften des Pixels auch die Bodeneigenschaft der Transmissivität des Pixels und des gesamten Einzugsgebietes berücksichtigt (Famiglietti et al. 1992):

$$TI_{si} = \ln \frac{\alpha_i T_e}{T_i \tan \beta_i} \quad [5.4]$$

mit TI_{si} = soil-topographic-index des Pixels i [-]
 T_e = mittlere Transmissivität des Einzugsgebietes [m²/s]
 T_i = Transmissivität des Pixels i [m²/s]

Die Transmissivität ist das Produkt aus der gesättigten hydraulischer Leitfähigkeit K_{sat} und der Mächtigkeit des Grundwasserkörpers.

Der lokale Grundwasserstand wird basierend auf dem *soil-topographic-index* wie folgt berechnet (Sivapalan et al. 1987):

$$z_i = \bar{z} - \frac{1}{f} \left\{ \ln \left(\frac{\alpha T_e}{T_i \tan \beta} \right) - \lambda \right\} \quad [5.5]$$

mit	z_i	=	lokaler Grundwasserflurabstand des Pixels i [m]
	\bar{z}	=	durchschnittlicher Grundwasserflurabstand des Einzugsgebietes [m]
	f	=	Parameter zur Beschreibung der exponentiellen Abnahme des K_{sat} -Wertes mit der Tiefe [-]
	λ	=	mittlerer Topographischer Index TI des Einzugsgebietes [-]

Die Grundlage für die Berechnung des Grundwasserflusses jeden Pixels ist das Abflussmodell von Sivapalan (1987):

$$q_i = \alpha_i r \quad [5.6]$$

mit	q_i	=	Grundwasserfluss des Pixels i [mm/d]
	α_i	=	Fläche, die in das Pixel i entwässert [m ²]
	r	=	mittlere Grundwasserneubildungsrate des Einzugsgebietes [mm/d]

Mit der Annahme, dass die Grundwasseroberfläche nahezu parallel zur Bodenoberfläche verläuft, kann der lokale hydraulische Gradient nahezu mit dem Winkel der lokalen Hangneigung, $\tan \beta$, angenommen werden. Somit ergibt sich für q_i bei der Annahme der exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe (Beven 1982):

$$q_i = T_i \exp(-fz_i) \tan \beta \quad [5.7]$$

Der Grundwasserabfluss des Einzugsgebietes zum Zeitpunkt t wird nach Sivapalan et al. (1987) in TOPLATS wie folgt berechnet:

$$Q_b(t) = Q_0 \cdot e^{-\bar{z}(t) \cdot f} \quad [5.8]$$

mit $Q_0 = \alpha \cdot T_e \cdot e^{-\lambda}$

Die Parameter Q_0 und f sind für jedes Einzugsgebiet zu kalibrieren.

Infiltration und Oberflächenabfluss

Wie bereits in Kapitel 3.1 beschrieben tritt Oberflächenabfluss infolge Sättigungsüberschuss auf gesättigten Flächen im Einzugsgebiet auf. Nach Sivapalan et al. (1987) werden in TOPLATS gesättigte Flächen definiert, wenn gilt:

$$z_{wi} \leq \psi_B \quad [5.9]$$

mit z_{wi} = lokaler Grundwasserflurabstand des Pixels [m]
 ψ_B = Mächtigkeit des Kapillarsaums [m]

Somit wird für jedes Pixel i , bei dem diese Bedingung wahr ist Sättigungsoberflächenabfluss Q_{sei} gebildet:

$$Q_{se} = \Delta A \sum_{i \in S} p_i \Delta t + \Delta A \sum_{i \in U} (p_i \Delta t - S_i) \quad [5.10]$$

mit ΔA = Anteil der gesättigten Flächen [-]
 S = Gesamtheit der gesättigten Flächen [m²]
 p_i = Bestandesniederschlag am Pixel i im Zeitschritt Δt
 U = Gesamtheit der ungesättigten Flächen
 S_i = lokales Sättigungsdefizit

Die Infiltrationsrate wird in TOPLATS nach Philip (1957) berechnet:

$$d_i^* = \frac{1}{2} s t^{-1/2} + c K_{sat} \quad [5.11]$$

mit d_i^* = Infiltrationsrate [mm/d]
 s = Sorptivität [mm/d^{1/2}]
 K_{sat} = gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/d]
 c = Konstante [-]
 t = Zeit [d]

Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss Q_{ie} wird somit gebildet, wenn gilt:

$$p_i > d_{I_i}^* \quad [5.12]$$

Der Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss Q_{ie} für das gesamte Einzugsgebiet wird dann wie folgt berechnet:

$$Q_{ie} = \Delta A \sum_{i \in V} (p_i - d_{I_i}^*) \Delta t \quad [5.13]$$

mit $V =$ Gesamtheit der ungesättigten Flächen mit $p_i > d_{I_i}^*$
(mit $d_{I_i}^* =$ Infiltrationskapazität des Pixels i)

Der Gesamtabfluss des Einzugsgebietes Q_s ergibt sich aus der Summe des Oberflächenabflusses Q_{se} und Q_{ie} aller Pixel und des Grundwasserflusses des Einzugsgebietes Q_{bs} (Famiglietti et al. 1992):

$$Q_s = Q_{se} + Q_{ie} + Q_{bs} \quad [5.14]$$

Bodenwasserbilanz

Die mathematische Beschreibung der Wasserspannungskurve erfolgt in TOPLATS durch den Ansatz von Brooks & Corey (1964). Es werden fünf Parameter benötigt: die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_{sat} , der gesättigte Wassergehalt θ_s , der residuale Wassergehalt θ_r , der Porengrößenindex B und der Lufteintrittspunkt ψ_c (vgl. Gleichung 5.47).

Die Mächtigkeit des Kapillarsaums ψ_B entspricht dem Lufteintrittspunkt ψ_c .

Wie in Abbildung 5.5 dargestellt ist die Bodensäule jedes SVAT-Pixels in Wurzel- und Übergangszone unterteilt, für die jeweils eine Bodenwasserbilanz berechnet wird.

Es werden nach Famiglietti & Wood (1994a) je nach Lage des lokalen Grundwasserspiegels zwei Fälle unterschieden:

1. Der Kapillarsaum liegt unterhalb der Grenze der Wurzelzone rz , so dass die ungesättigte Bodenzone in eine Wurzelzone mit der Tiefe z_{rz} und eine darunter liegende Übergangszone tz unterteilt ist. Die Länge der Übergangszone z_{tz} ist die Distanz zwischen dem Kapillarsaum und dem unteren Rand der Wurzelzone
2. Der Kapillarsaum liegt innerhalb der Wurzelzone, so dass keine Übergangszone vorhanden ist.

Für Fall 1 wird die Wasserbilanz der Wurzelzone wie folgt berechnet:

$$z_{rz} \frac{d\theta_{rz}}{dt} = f_{bs} i_{bs} + f_v i_v + w - f_{bs} e_{bs} - f_v e_{dc} - g_{rz} \quad [5.15]$$

für

$$z - \psi_c \geq z_{rz} \quad \text{und} \quad \theta_r \leq \theta_{rz} \leq \theta_s \quad [5.16]$$

mit	f_{bs}	=	Anteil der vegetationsfreien Bodenoberfläche an der gesamten Landoberfläche [-]
	i_{bs}	=	Infiltrationsrate in vegetationsfreien Boden [mm/d]
	f_v	=	Anteil des bewachsenen Bodens [-]
	i_v	=	Infiltrationsrate in bewachsenen Boden [mm/d]
	w	=	kapillarer Grundwasseraufstieg [mm/d]
	e_{bs}	=	Evaporation von der vegetationsfreien Bodenoberfläche [mm/d]
	e_{dc}	=	Transpirationsrate der trockenen Vegetation [mm/d]
	g_{rz}	=	Wasserfluss aus der Wurzelzone in die Übergangszone [mm/d]
	θ_{rz}	=	aktueller Wassergehalt der Wurzelzone [cm ³ /cm ³]

Die Wasserbilanz der Übergangszone tz lautet:

$$z_{tz} \frac{d\theta_{tz}}{dt} = g_{rz} - g_{tz} \quad \text{wenn} \quad z_{tz} > 0 \quad [5.17]$$

für

$$z_{tz} = z - \psi_c - z_{rz} \quad \text{und} \quad \theta_r \leq \theta_{tz} \leq \theta_s \quad [5.18]$$

mit	g_{rz}	=	Wasserfluss vom unteren Rand der Übergangszone ins Grundwasser [mm/d]
	θ_{tz}	=	aktueller Wassergehalt der Übergangszone [cm ³ /cm ³]

Für Fall 2 (keine Übergangzone vorhanden) gilt:

$$z_{rz}^* \frac{d\theta_{rz}}{dt} = f_{bs} i_{bs} + f_v i_v + w - f_{bs} e_{bs} - f_v e_{dc} - g_{rz} \quad [5.19]$$

für

$$\begin{aligned} z_{rz}^* &= z - \psi_c & [5.20] \\ z_{rz} &> z - \psi_c \geq 0 \\ \theta_r &\leq \theta_{tz} \leq \theta_s \end{aligned}$$

Die Bodenwasserbewegung vom unteren Rand der Wurzelzone g_{rz} bzw. Übergangzone g_{tz} wird durch

$$g_{rz} = K_s = \left[\frac{\theta_{rz} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^\eta \quad [5.21]$$

mit

$$\eta = \frac{2 + 3B}{B} \quad [5.22]$$

berechnet.

Der kapillare Aufstieg wird wie folgt berechnet:

$$w = Ca / (z - \psi_c)^b \quad [5.23]$$

mit w = kapillarer Grundwasseraufstieg [mm/d]
 C, a, b = Bodenparameter nach Eagleson (1978), die in Beziehung zu den Bodenparametern nach Brooks & Corey (1964) stehen

Evapotranspiration und Interzeption

Die Wasserbilanz der Vegetationsoberfläche wird wie folgt berechnet:

$$\frac{dw_c}{dt} = p - e_{wc} - p_{net} \quad \text{für} \quad 0 \leq w_c \leq w_{sc} \quad [5.24]$$

mit

$$e_{wc} = \omega_{wc} e_{wct} \quad [5.25]$$

mit	w_c	=	gespeicherte Wassermenge [mm]
	p	=	Niederschlagsrate [mm/d]
	e_{wc}	=	Evaporation von der feuchten Bestandesoberfläche [mm/d]
	p_{net}	=	Nettoniederschlag (= Bestandesniederschlag) [mm/d]
	w_{sc}	=	maximaler Interzeptionsspeicher [mm]
	e_{wct}	=	Evaporationsrate von der gesamten feuchten Bestandesoberfläche [mm/d]
	ω_{wc}	=	Anteil der feuchten Bestandesoberfläche an der Gesamtoberfläche des Bestandes [-]

Der Anteil der feuchten Bestandesoberfläche an der Gesamtoberfläche ω_{wc} wird nach Dear-dorff (1978) bestimmt:

$$\omega_{wc} = (w_c / w_{sc})^{2/3} \quad \text{für} \quad e_{wct} > 0 \quad [5.26]$$

$$\omega_{wc} = 1 \quad \text{für} \quad e_{wct} \leq 0$$

Der Interzeptionsspeicher wird nach Dickinson (1984) in Abhängigkeit vom *leaf area index* (LAI) berechnet:

$$w_{sc} = 0.0002LAI \quad [5.27]$$

Die potenzielle Evapotranspiration wird wahlweise über die Energiebilanzmethode oder nach Penman-Monteith berechnet. Da für die vorliegende Arbeit der letztere Ansatz gewählt wur-

de, wird auf die Energiebilanzmethode nicht weiter eingegangen. Die Penman-Monteith-Gleichung der potenziellen Evapotranspiration ist in Kapitel 5.2.2 zu finden.

Die aktuelle Transpiration der trockenen Bestandesoberfläche t_{dc} jeder Rasterzelle wird durch das Minimum der Transpirationskapazität τ^* und der Transpirationsrate ohne Wasserstress t_{unst} bestimmt:

$$t_{dc} = (1 - \omega_{wc}) \cdot \min[\tau^*, t_{unst}] \quad [5.28]$$

Die Transpirationsrate t_{unst} kann wahlweise durch das Modell von Feyen et al. (1980) oder durch eine lineare Funktion zwischen der Bodenfeuchte des Welkepunktes und der Feldkapazität gewählt werden.

Die Evaporation wird wie folgt berechnet:

$$e_{bs} = \min[e^*(E_c), e_{pe}] \quad [5.29]$$

mit e_{bs} = Evaporation der unbewachsenen Bodenoberfläche [mm/d]
 $e^*(E_c)$ = Exfiltrationskapazität [mm/d]
 e_{pe} = potenzielle Evaporation [mm/d]

5.2.2 SIMULAT

Das Modellsystem SIMULAT (Diekkrüger 1996, Diekkrüger & Arning 1995) ist ein physikalisch basiertes, eindimensionales Modell (Standortmodell), das die Wasserflüsse im Boden und an den Grenzschichten simuliert. Außerdem stehen Module zur Berechnung der Nährstoff- und Pflanzenschutzmitteldynamik, der Bodentemperatur, des Pflanzenwachstums und der Populationsdynamik von Mikroorganismen zur Verfügung.

Nach der in Kapitel 4.1 vorgestellten Klassifikation wird SIMULAT zu den physikalisch basierten, deterministischen Modellen gezählt. Die räumliche Bezugsebene des Modells stellt zunächst die Punktskala dar (Standortmodell). Bei der Modellierung von Wasserflüssen von Einzugsgebieten muss daher eine Übertragung des Modellkonzepts in die Fläche erfolgen (siehe Kapitel 5.2.3).

Die betrachtete Bodensäule zur Berechnung der Flüsse kann vom Benutzer in Horizonte unterteilt werden, die wiederum in beliebig viele numerische Kompartimente unterteilt werden können. Die Zustandsvariablen werden dann für die numerischen Kompartimente berechnet.

Abbildung 5.6 zeigt die Unterteilung der Bodensäule und die simulierten Prozesse in SIMULAT.

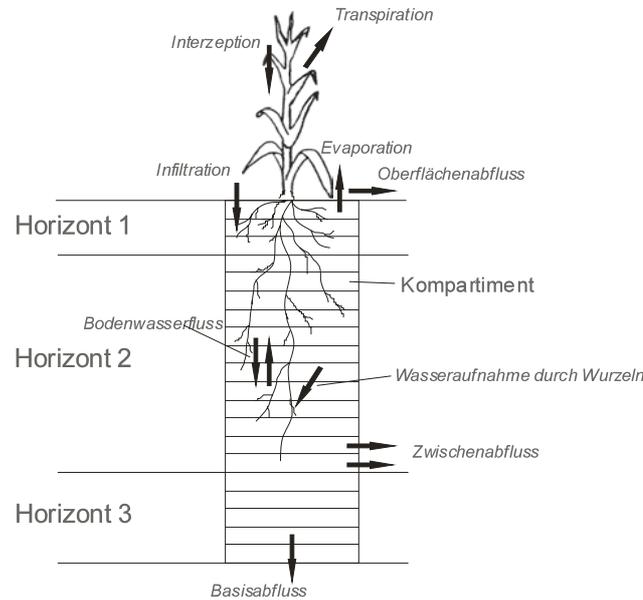


Abb. 5.6: Unterteilung der Bodensäule und berechnete Wasserflüsse bei SIMULAT

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die von SIMULAT berechneten Prozesse Evapotranspiration, Interzeption, Infiltration, Oberflächenabfluss, Muldenrückhalt, Bodenwasserfluss, *Interflow*, Grundwasserneubildung und Pflanzenentwicklung betrachtet. Die folgende Modellbeschreibung dieser Komponenten basiert auf Dieckkrüger (1996) und Bormann (2001).

Beschreibung der Modellkomponenten

Evapotranspiration

In diesem Abschnitt werden folgende Bezeichnungen verwendet:

ET_{pot}	=	potenzielle Verdunstung [$\text{kg} (\text{m}^2 \text{s})^{-1}$]
Δ	=	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [-]
λ	=	latente Verdunstungsenthalpie [J kg^{-1}]
c_p	=	spezifische Wärme der Luft [$1005 \text{ J} (\text{kg K})^{-1}$]
ρ	=	Dichte der Luft [kg m^{-3}]
e_s, e_a	=	Sättigungsdampfdruck bzw. aktueller Dampfdruck [hPa]
γ	=	Psychrometerkonstante [0.68 hPa K^{-1}]
r_s	=	Bulk-Stomata-Widerstand, Bestandeswiderstand [s m^{-1}]
r_a	=	aerodynamischer Widerstand [s m^{-1}]
R_n	=	Strahlungsbilanz [W m^{-2}]
G	=	Bodenwärmestrom [W m^{-2}]
LAI	=	Blattflächenindex [-]

E_{pot}	=	potenzielle Evapotranspiration [$\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$]
E_{akt}	=	aktuelle Evapotranspiration [$\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$]
E_{max}	=	maximale Evapotranspiration [$\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$]
ξ	=	Bodenfaktor [-]
i	=	Tage seit dem letzten Niederschlag mit vorgegebenem Mindestniederschlag [d]
T_{pot}	=	potenzielle Transpiration [$\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$]
T_{akt}	=	aktuelle Transpiration [$\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$]
$L(t)$	=	Durchwurzelungstiefe zum Zeitpunkt t [m]
$\tau(\psi, z)$	=	Reduktionsfaktor [-]
ψ_1	=	minimales Matrixpotenzial, bei dem noch eine Wasseraufnahme durch die Pflanzenwurzeln erfolgt [hPa]
ψ_2	=	Matrixpotenzial, bei dem eine Reduzierung der Wasseraufnahme durch die Pflanzenwurzeln einsetzt [hPa]
ψ_3	=	permanenter Welkepunkt [hPa]
C_s	=	maximale Speicherkapazität [mm]
g	=	pflanzenabhängiger Parameter der Interzeption [mm LAI^{-1}]
z	=	Bodentiefe unter Geländeoberfläche [m]
w	=	relative Durchwurzelungsdichte [-]
a	=	Parameter zur Bestimmung der räumlichen Verteilung der Durchwurzelung [-]

Zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration wird zunächst die potenzielle Evapotranspiration berechnet und diese dann getrennt für Evaporation und Transpiration in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte reduziert.

Die Berechnung der potenziellen Evapotranspiration erfolgt nach Penman-Monteith:

$$\lambda ET_{\text{pot}} = \frac{\Delta(R_n - G) + c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad [5.30]$$

Zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration wird zunächst eine Aufteilung der potenziellen Gesamtverdunstung in potenzielle Evaporation (E_{pot}) und potenzielle Transpiration (T_{pot}) nach dem Ansatz von Ritchie (1972) über den Blattflächenindex (LAI) vorgenommen:

$$\begin{aligned} E_{pot} &= ET_{pot} e^{-0.4LAI} \\ T_{pot} &= ET_{pot} (1 - e^{-0.4LAI}) \end{aligned} \quad [5.31]$$

Die Ermittlung der aktuellen Evaporation erfolgt nach einem empirischen Ansatz von Ritchie (1972). Es werden zwei Fälle unterschieden:

1. Bis zum Erreichen der maximalen Evaporation (E_{\max}) entspricht die Evaporationsrate der vorher ermittelten potenziellen Evaporation, da der Boden feucht genug ist, um das Wasser mit der potenziellen Rate zu verdunsten.
2. Nach Erreichen der maximalen Evaporation nimmt die aktuelle Evaporationsrate kontinuierlich mit der Zeit ab. Der Bodenfaktor ξ , der in Abhängigkeit vom Tongehalt des Bodens ermittelt wird, bestimmt die Abnahmerate der aktuellen Evaporation.

Es gilt also:

$$E_{akt} = \begin{cases} E_{pot} & \text{für } E_{pot} < E_{\max} \\ E_{\max} & \text{für } E_{pot} \geq E_{\max} \end{cases} \quad [5.32]$$

$$E_{\max} = \begin{cases} \xi(\sqrt{i} - \sqrt{i-1}) & \text{wenn } \sum E > 9(\xi - 3)^{0.42} \\ \infty & \text{wenn } \sum E \leq 9(\xi - 3)^{0.42} \end{cases} \quad [5.33]$$

Es wird wieder auf den ersten Fall umgeschaltet, wenn die Summe der Niederschläge die Wassermenge, die seit Erreichen des Grenzwerts verdunstet ist, überschreitet.

Zur Berechnung der aktuellen Transpiration ist der Ansatz von Feddes et al. (1978) in SIMULAT implementiert. Die potenzielle Transpiration T_{pot} wird hierbei durch den Reduktionsfaktor τ , der in Abhängigkeit vom Matrixpotenzial bestimmt wird, zur aktuellen Transpiration T_{akt} reduziert.

Die Transpirationsrate wird über die räumliche Verteilung der Wurzellängendichte $w(z,t)$ auf die numerischen Kompartimente verteilt:

$$T_{akt} = \int_0^{L(t)} T_{pot} \tau(\psi, z) w(z, t) dz \quad [5.34]$$

mit T_{pot} = potenzielle Transpiration [$\text{kg (m}^2 \text{ s)}^{-1}$]
 T_{akt} = aktuelle Transpiration [$\text{kg (m}^2 \text{ s)}^{-1}$]

$$\begin{aligned} L(t) &= \text{Durchwurzelungstiefe zum Zeitpunkt } t \text{ [m]} \\ \tau(\psi, z) &= \text{Reduktionsfaktor [-]} \end{aligned}$$

Der Reduktionsfaktor wird in Abhängigkeit vom Matrixpotenzial des jeweiligen Kompartiments bestimmt. Nach dem Ansatz von Feddes et al. (1978) wird angenommen, dass nahe der Sättigung und unterhalb des permanenten Welkepunktes keine Transpiration stattfindet. Optimale Bedingungen herrschen zwischen den Matrixpotenzialen ψ_2 und ψ_3 , so dass keine Reduktion der potenziellen Transpiration stattfindet.

Es gilt:

$$\tau(\psi, z) = \begin{cases} 0 & \text{für } \psi > \psi_1 \quad \vee \quad \psi \leq \psi_3 \\ 1 & \text{für } \psi \leq \psi_1 \quad \wedge \quad \psi \geq \psi_2 \\ \frac{\psi - \psi_3}{\psi_2 - \psi_3} & \text{für } \psi < \psi_2 \quad \wedge \quad \psi > \psi_3 \end{cases} \quad [5.35]$$

Wird die Evapotranspiration für längere Zeiträume (mehrere Monate, Jahre) berechnet, können die Durchwurzelung und der Blattflächenindex zur Berechnung des Reduktionsfaktors der Transpiration und zur Ermittlung der Interzeption nicht als konstant über die simulierte Zeit betrachtet werden, da es im Jahresverlauf bei den meisten Beständen zur Änderung dieser Parameter kommt.

Um die jahreszeitliche Dynamik des Blattflächenindex (LAI) zu beschreiben wird in SIMULAT ein einfacher Ansatz verwendet, der die Änderung des LAIs durch lineare Interpolation zwischen vier Werten ermittelt (vgl. Abbildung 5.7). Neben dem minimalen und dem maximalen LAI zum Zeitpunkt dt_s bzw. dt_m muss auch ein Zwischenwert zum Zeitpunkt dt_z angegeben werden, der zur Verbesserung der Darstellung der LAI-Entwicklung zwischen minimalem und maximalem Wert dient. Der Wert dt_x stellt den LAI zum Zeitpunkt des Verwelkens der Pflanze dar.

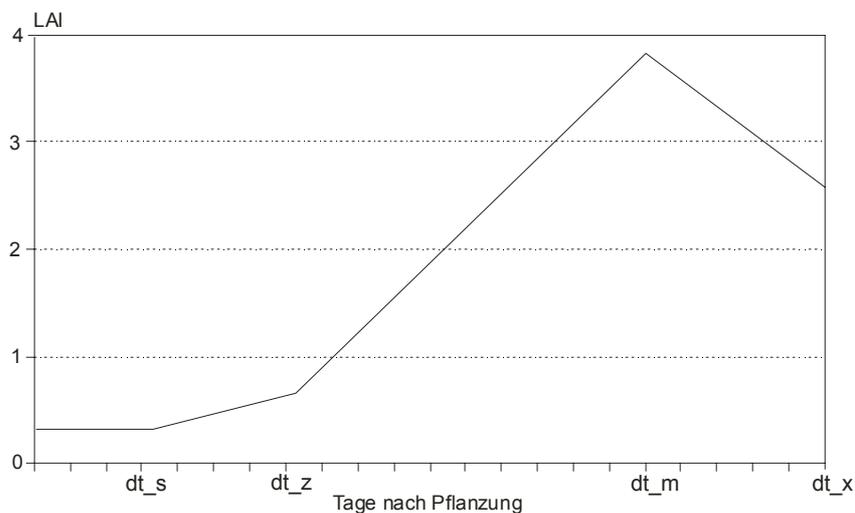


Abb. 5.7: Darstellung der LAI-Veränderung bei SIMULAT

Die Durchwurzelung wird als relative Durchwurzelung durch eine empirische Funktion beschrieben:

$$w(z, t) = \exp\left(\frac{-a z}{L(t)}\right) \quad [5.36]$$

$$\int_0^{L(t)} w(z, t) dz = 1$$

mit w = relative Durchwurzelungsdichte [-]
 a = Parameter zur Bestimmung der räumlichen Verteilung der Durchwurzelung [-]
 $L(t)$ = Durchwurzelung zum Zeitpunkt t [m]

Interzeption

Der eingegebene Freilandniederschlag wird in SIMULAT durch einen empirischen Ansatz um die Interzeptionsverluste reduziert. In Abhängigkeit vom Blattflächenindex (LAI) wird die maximale Speicherkapazität des Bestandes empirisch durch folgende Beziehung ermittelt:

$$C_s = g LAI \quad [5.37]$$

mit C_s = maximale Speicherkapazität der Pflanzen [mm]
 g = pflanzenunabhängiger Parameter [mm/LAI]
 LAI = Blattflächenindex [m²/m²]

Die berechnete interzeptierte Wassermenge wird mit der potenziellen Evaporationsrate verdunstet.

Infiltration und Oberflächenabfluss

Die Infiltration wird in SIMULAT mit der semi-analytischen Lösung der Richardsgleichung nach Smith & Parlange (1978) berechnet.

Es gilt:

$$f = K_{sat} \frac{e^{F/B}}{e^{F/B} - 1} \quad [5.38]$$

mit der kumulativen Infiltration F und B definiert als:

$$B = G(\theta_s - \theta_i) \quad [5.39]$$

mit	f	=	Infiltrationsrate [cm d^{-1}]
	F	=	kumulative Infiltrationsrate [cm]
	G	=	Kapillarkraft [hPa]
	Θ_s	=	Sättigungswassergehalt [$\text{Vol-}\%$]
	Θ_i	=	Anfangswassergehalt [$\text{Vol-}\%$]
	K_{sat}	=	gesättigte Wasserleitfähigkeit [cm d^{-1}]

Der Parameter G kann wie folgt aus der Leitfähigkeitskurve berechnet werden:

$$G = \frac{1}{K_{\text{sat}}} \int_{-\infty}^0 K(\psi) d\psi \quad [5.40]$$

Wie schon in Kapitel 3.1.2 erläutert wurde, ist die gesättigte Wasserleitfähigkeit ein Parameter mit einer hohen kleinräumigen Variabilität. Aufgrund der großen Bedeutung dieses Parameters bei der Berechnung der Infiltration und somit auch des Oberflächenabflusses ist eine Wiedergabe dieser starken Streuung sinnvoll. Viele Untersuchungen haben gezeigt, dass der K_{sat} -Wert log-normal verteilt ist.

Zur Berücksichtigung der Variabilität des K_{sat} -Wertes wird für den angegebenen K_{sat} -Wert eine log-normal Verteilung angenommen, die nach der sogenannten Latin-Hypercube-Methode (McKay et al. 1979) in eine bestimmte Anzahl äquidistanter Abschnitte unterteilt wird. Für die daraus resultierenden K_{sat} -Werte wird bei jedem Niederschlagsereignis die Smith-Parlange-Infiltrationsgleichung berechnet (Gleichung 5.38). Der Mittelwert der durchgeführten Simulationen stellt die Infiltrationsrate dar, die dann an die Bodenmatrix weitergegeben wird.

Die Wassermenge, die nicht infiltriert, wird von dem vom Benutzer zu definierenden Muldenrückhalt reduziert, der nach Ende des Niederschlagsereignisses infiltriert. Die restliche Wassermenge ist als Oberflächenabfluss definiert.

Interflow

In Kapitel 3.2.1 wurde erläutert, dass die Voraussetzung für die Entstehung von *Interflow* neben der Abnahme der Wasserdurchlässigkeit mit der Tiefe auch eine gewisse Neigung und gesättigte Verhältnisse im Boden sind.

In SIMULAT wird *Interflow* als Senke bei der Richards-Gleichung berücksichtigt. Die berechnete Menge des lateralen Abstroms ist proportional zur lateralen Leitfähigkeit $K_{\text{sat},\text{lat}}$ und zum Gefälle α .

$$q_l = K_{\text{sat},\text{lat}} \cdot \sin(\alpha) \quad \text{wenn} \quad \psi > 0 \quad [5.41]$$

mit:	q_l	=	<i>Interflow</i> [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{d}^{-1}$]
	$K_{\text{sat, lat}}$	=	laterale Leitfähigkeit [cm d^{-1}]
	α	=	Gefälle [-]

Wassertransport in der Bodenmatrix

Es werden folgende Bezeichnungen in den Gleichungen verwendet:

θ	=	volumetrischer Wassergehalt [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$]
ψ	=	Matrixpotenzial [hPa]
Q	=	$Q(z,t)$ = Quellen und Senken [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{d}^{-1}$]
z	=	Tiefe unter der Geländeoberfläche [cm]
q	=	Wasserfluss [cm d^{-1}]
Θ	=	$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ = relative Sättigung [-]
θ_s	=	gesättigter Wassergehalt [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$]
θ_r	=	residualer Wassergehalt [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$]
$K(\theta)$	=	$K_r K_{\text{sat}}$ = hydraulische Wasserleitfähigkeit [cm d^{-1}]
K_r	=	relative hydraulische Wasserleitfähigkeit [-]
K_{sat}	=	gesättigte hydraulische Wasserleitfähigkeit [cm d^{-1}]
$C(\psi)$	=	spezifische Wasserkapazität [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{hPa}^{-1}$]
ψ_{eff}	=	effektives Matrixpotenzial [hPa]
ψ_b	=	Lufttrittspunkt [hPa]
λ	=	Porengrößenindex [-]
c	=	Konstante [-]

Der Wasserfluss in der Bodenmatrix wird in SIMULAT mit Hilfe der Richardsgleichung berechnet. Diese stellt eine Kombination des Darcy'schen Gesetzes

$$\vec{q} = -K(\Theta) \text{grad}(\psi - z) \quad [5.42]$$

mit dem Massenerhaltungsgesetz

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div}(\vec{q}) + Q \quad [5.43]$$

dar.

Die Richardsgleichung für den dreidimensionalen Raum reduziert sich bei Annahme ausschließlich vertikaler Flüsse auf:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} (\psi - z) \right) + Q \quad [5.44]$$

Durch Einführung der spezifischen Wasserkapazität $C(\psi)$ wird der Wassergehalt θ eliminiert:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} (\psi - z) \right) + Q \quad [5.45]$$

Daraus folgt:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} (\psi - z) \right) + Q \quad [5.46]$$

Diese Gleichung wird nach einem Quasi-Newton-Verfahren (Hornung & Messing 1984) iterativ voll implizit gelöst. Somit ist es möglich, ungesättigte und gesättigte Bedingungen zu simulieren.

Die mathematische Beschreibung der pF-Kurve, also der Beziehung zwischen θ und ψ , erfolgt wahlweise durch die Ansätze von van Genuchten (1980) oder durch folgende durch Smith (1992) modifizierte Version von Brooks & Corey (1964):

$$\Theta = \begin{cases} \frac{1}{\left(1 + \left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^c \right)^{c/\lambda}} & \text{für } \psi \leq 0 \\ 1 & \text{für } \psi > 0 \end{cases} \quad [5.47]$$

Die aktuelle Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden wird durch relative Leitfähigkeitskurven bestimmt, die wahlweise nach dem Ansatz von Van Genuchten (1980) oder Brooks & Corey (1964) berechnet werden. Van Genuchten wendet die Modellvorstellung von Mualem (1976) auf seine Beschreibung der Retentionskurve an. Beim Ansatz von Smith (1992) und Brooks & Corey (1964) wird der Ansatz von Burdine (1953) verwendet:

$$K_r = \Theta^{3+2/\lambda} \quad [5.48]$$

Die aktuelle Wasserleitfähigkeit des Bodens wird dann durch folgenden Term berechnet:

$$K = K_s \cdot K_r \quad [5.49]$$

In der vorliegenden Arbeit wurde der Ansatz von Brooks & Corey (1964) verwendet, da mit diesem Ansatz eine bessere Anpassung an die gemessenen pF-Kurven erreicht wurde.

Untere Randbedingung und Basisabfluss

Als untere Randbedingung stehen in SIMULAT folgende Optionen zur Auswahl:

- Zeitlich variable Wasserspannung bzw. Grundwasserstände (Dirichlet-Randbedingung)
- Zeitlich variabler Wasserfluss (Neumann-Randbedingung)
- Gradient der Wasserspannung ist bekannt (z.B. freie Drainage)
- Lysimeterrandbedingung
- Grundwasserabstrom

Der Basisabfluss wird in Anlehnung an die Grundwasserströmungsgleichung für gesättigte Verhältnisse berechnet. Dabei wird die Strömungsgleichung unter Betrachtung bestimmter Randbedingungen mit der Dupuit-Forchheimer Näherung berechnet (van Schilfgaard 1970). Es werden für die Herleitung folgende Annahmen getroffen (Abbildung 5.8):

- Unterhalb des flachen Grundwasserleiters befindet sich eine undurchlässige Stauschicht als untere Randbedingung
- Die obere Randbedingung besteht aus einer konstanten Grundwasserneubildungsrate R
- Im Aquifer dominieren horizontale Stromlinien gegenüber den vertikalen
- Die Fließgeschwindigkeit ist proportional zur Neigung der Grundwasseroberfläche und unabhängig von der Tiefe
- Die Grundwasseroberfläche kann durch eine elliptische Form angenähert werden

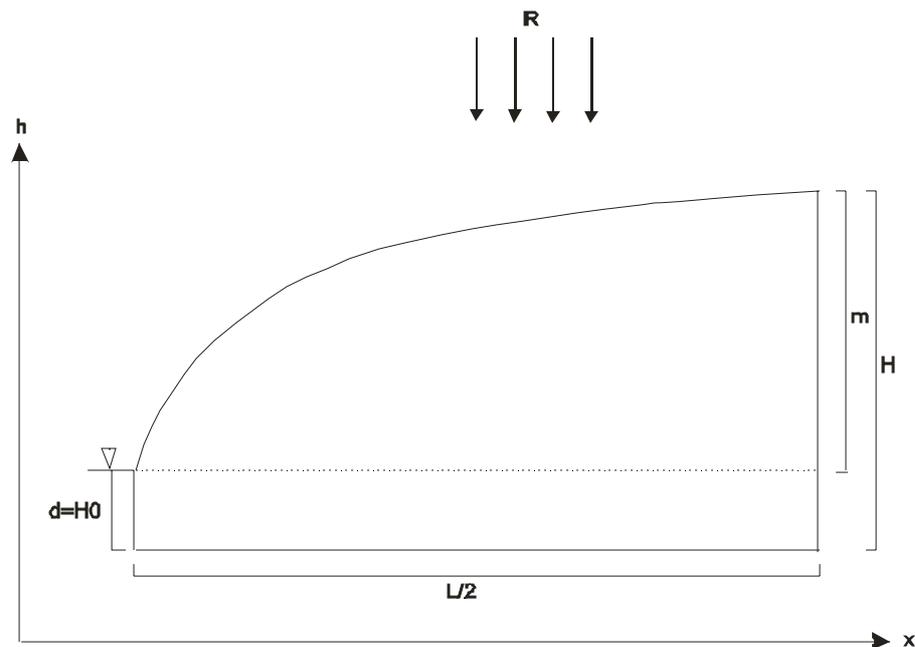


Abbildung 5.8: Geometrische Annahmen zur Berechnung des Basisabflusses bei SIMULAT (Dieckrüger 1996)

Es werden folgende Bezeichnungen in den Gleichungen verwendet:

- R = Grundwasserneubildungsrate [cm d⁻¹]
- K_{sat} = gesättigte Wasserleitfähigkeit [cm d⁻¹]
- x = horizontaler Abstand [cm]
- L/2 = Entfernung zur Wasserscheide [cm]
- h = Höhe über der Stauschicht [cm]
- H = maximale Höhe der Geländeoberkante über der Stauschicht [cm]
- d = Dränhöhe über der Stauschicht [cm]
- q = gesättigter Basisabfluss [cm³ d⁻¹]

Für den zweidimensionalen Fall beschreibt die folgende partielle Differenzialgleichung die stationären gesättigten Wasserflüsse:

$$K_s \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + K_s \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + R = 0 \quad [5.50]$$

mit R = 0 folgt:

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0 \quad [5.51]$$

Im eindimensionalen Fall gilt:

$$K_s \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + R = 0$$

Nach zweifacher Integration und Berechnung der Konstanten aus den Randbedingungen folgt für einen symmetrischen Hang die Gleichung einer Ellipse. Dabei ist $x = L/2$ (Entfernung zur Wasserscheide) und $h = H$ (maximale Höhe).

$$K_s (h^2 H_0^2) = R \cdot L \cdot x - R \cdot x^2 \quad [5.52]$$

Mit $m = H - H_0$ folgt:

$$L^2 = 4 \cdot \frac{K_s}{R} \cdot (2d + m) \cdot m = \frac{8 \cdot K_s \cdot d \cdot m}{R} + \frac{4 \cdot K_s \cdot m^2}{R} \quad [5.53]$$

Der gesättigte Basisabfluss q wird dann nach Arnold et al. (1993) folgendermaßen berechnet:

$$q = \frac{8 \cdot K_s \cdot d \cdot m}{L^2} + \frac{4 \cdot K_s \cdot m^2}{L^2} = \frac{4 \cdot K_s \cdot m \cdot (2 \cdot d + m)}{L^2} \quad [5.54]$$

Die allgemeine Form der Gleichung ist:

$$q = \alpha \cdot m + \beta \cdot m^2 \begin{cases} \text{mit } d > m \Rightarrow q = \alpha \cdot m \\ \text{mit } d = m \Rightarrow q = 1.5 \cdot \alpha \cdot m = 3 \cdot \beta \cdot m^2 \\ \text{mit } d < m \Rightarrow q = \beta \cdot m^2 \end{cases} \quad [5.55]$$

Je nach Größenordnung von d und m kann aufgrund dieser Herleitung ein linearer oder auch nichtlinearer Speicheransatz gewählt werden. Folgende Ansätze stehen in SIMULAT zur Berechnung des Basisabflusses q zur Verfügung:

$$\begin{aligned} q &= c \cdot h && \text{linearer Speicher} \\ q &= c \cdot h^2 && \text{quadratischer Speicher} \\ q &= c_1 \cdot h + c_2 \cdot h^2 && \text{Polynom 2. Grades} \\ q &= c_1 \cdot e^{(c_2 \cdot h)} && \text{exponentieller Speicher} \end{aligned} \quad [5.56]$$

In der vorliegenden Arbeit wurde der lineare Speicheransatz verwendet.

5.2.3 Modellmodifikation SIMULAT-H

Da SIMULAT für die Berechnung der Wasser- und Stoffflüsse an Standorten entwickelt wurde, stellt die Bezugseinheit der Simulation eine Bodensäule dar. Zur Anwendung des Modells auf Einzugsgebietsebene muss somit eine Übertragung von der Punkt- auf die Einzugsgebietsskala erfolgen. Während bei Bormann (2001) die Regionalisierung des Modells durch HRUs erfolgte, wird in dieser Arbeit ein Hang-Konzept verwendet, wie es auch in anderen Modellkonzepten wie KINEROS (Smith et al. 1995) und AnnAGNPS (Cronshey & Theurer 1998) realisiert wurde. Das Einzugsgebiet wird in eine Vielzahl von Hängen unterteilt (siehe Kapitel 7.3.2), die alle in den Vorfluter entwässern. Die Gebietswasserflüsse werden dann aus den simulierten Wasserflüssen der Einzelhänge über die Flächenanteile der Hänge ermittelt. Durch eine Superposition der einzelnen simulierten Abflussganglinien kann ein Vergleich mit den Messwerten erfolgen.

Die Messergebnisse dieser Arbeit (siehe Kapitel 6.4) und die in Kapitel 3.2 dargestellten Forschungsergebnisse anderer Studien unterstreichen die Bedeutung lateraler Prozesse bei der Abflussbildung am Hang. Um die Hangprozesse zu berücksichtigen, wurde die in Abbildung 5.9 dargestellt Hangversion des Modells SIMULAT entwickelt, die im Folgenden als SIMULAT-H bezeichnet wird. Jeder Hang ist in beliebig viele Abschnitte unterteilt, die dann durch eine Bodensäule repräsentiert werden. Eine laterale Verknüpfung erfolgt durch Weitergabe des entstandenen Oberflächenabflusses und optional auch des Zwischenabflusses an den nächsten Hangabschnitt. Zur Simulation des Grundwasserabflusses wurde das Modellkonzept um einen linearen Grundwasserspeicher erweitert, der das an den Hangsegmenten gebildete Grundwasser aufnimmt und mit einer Ausflussrate, die proportional zum Füllungsstand des Grundwasserspeichers ist, an das Gerinne weitergibt.

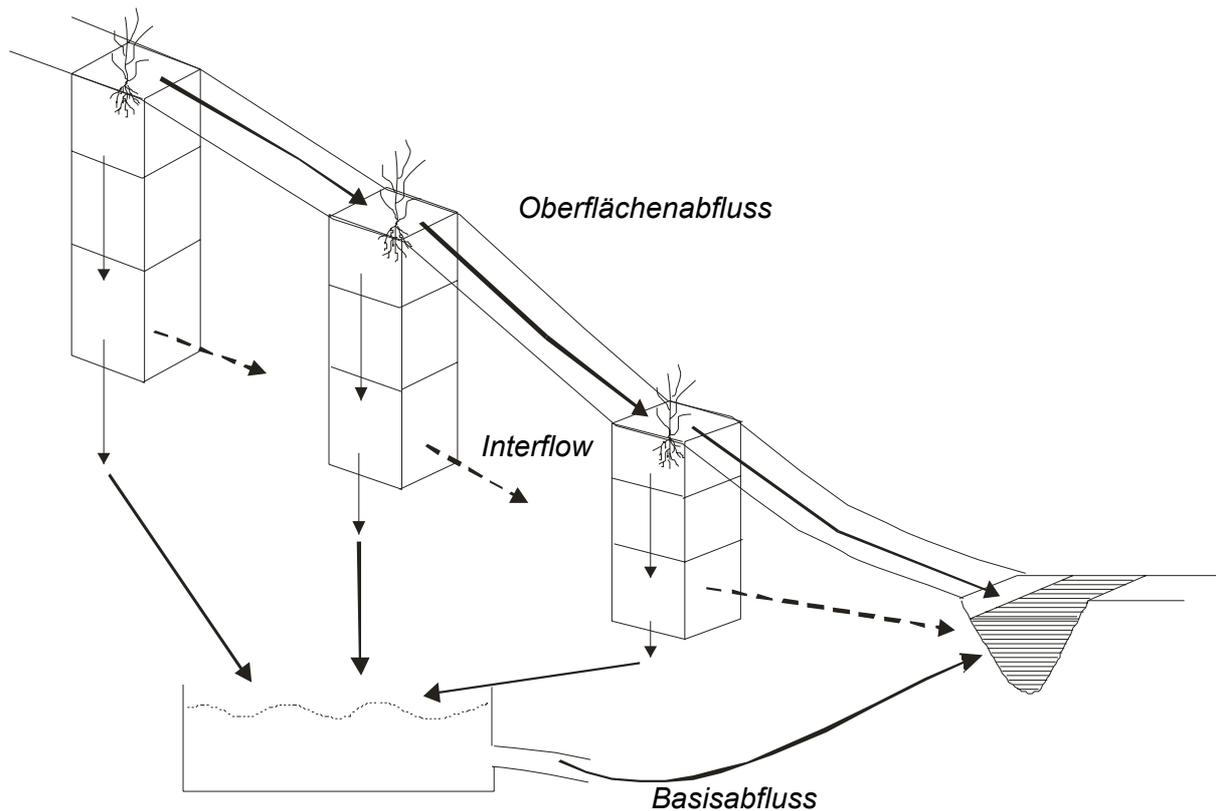


Abbildung 5.9: Modifiziertes Modellkonzept (SIMULAT-H) zur Berechnung der Wasserflüsse am Hang

5.2.4 UHP

Das Modell UHP ist ein konzeptionelles Modell vom HBV-Typ (Bergström 1995), das von Bormann & Dieckkrüger (2003b) bereits erfolgreich im HVO-Gebiet in mesoskaligen Einzugsgebieten angewendet wurde. Es ist ein räumlich konzentriertes *lumped* Modell und basiert auf vier in Reihe geschalteten Speichern: Interzeptionsspeicher, Wurzelzonenspeicher, Bodenspeicher und Grundwasserspeicher (vgl. Abbildung 5.10).

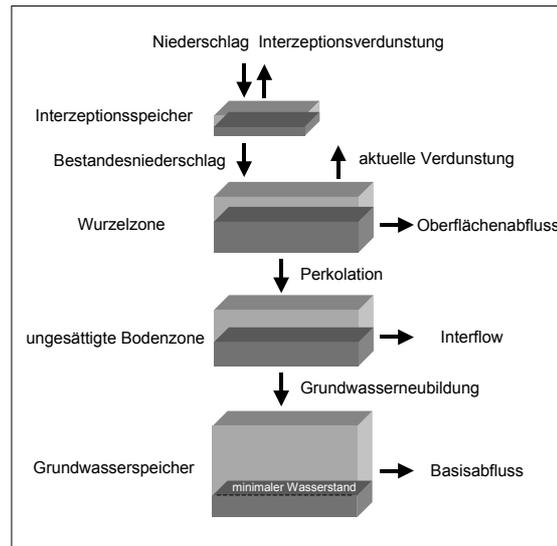


Abb. 5.10: Aufbau des konzeptionellen Modells UHP (Bormann & Dieckrüger 2003b)

Aktuelle Evapotranspiration und Interzeption

Die potenzielle Evapotranspiration wird in UHP nicht berechnet, sondern muss vom Benutzer in Tagesschritten eingegeben werden. Sie kann somit nach verschiedenen Methoden berechnet werden. Bormann & Dieckrüger (2003b und 2004) verwendeten für ihre Anwendung im Térou-Einzugsgebiet den Ansatz von Priestley & Taylor (1972). In der vorliegenden Arbeit wurde die potenzielle Evapotranspiration nach Penman-Monteith berechnet, da dieser Ansatz auch in den beiden anderen verwendeten Modellen integriert ist.

Die aktuelle Evapotranspiration wird in UHP durch lineare Reduktion der potenziellen Evapotranspiration über den Grad der Bodenspeicherfüllung ermittelt (Bormann & Dieckrüger 2004):

$$ET_{act} = ET_{pot} \cdot \left(\frac{rzSS}{rzSC} \right) \quad [5.57]$$

- mit
- ET_{act} = aktuelle Evapotranspiration [mm/d]
 - ET_{pot} = potenzielle Evapotranspiration [mm/d]
 - $rzSS$ = aktuelle Füllung des Wurzelzonenspeichers [mm]
 - $rzSC$ = Speicherkapazität des Wurzelzonenspeichers [mm]

Oberflächenabfluss

Anstelle des *index of wetness*-Ansatzes des HBV-Modells wurde in UHP die SCS *Curve Number* (CN) Methode des USGS (United States Geological Survey) (SCS 1972) zur Berechnung des Oberflächenabflusses integriert. In Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge und der Vorbodenfeuchte wird der Oberflächenabfluss mit Hilfe der sogenannten *Curve Number* ermittelt, die die Boden- und Landnutzungsbedingungen mit einbezieht.

Perkolation, Interflow und Basisabfluss

Die Perkolation aus der Wurzelspeicherzone in die ungesättigte Bodenzone erfolgt bei Überschreiten der Feldkapazität der Wurzelzone. Hier wird das Wasser nach einem linearen Speicheransatz an den Grundwasserspeicher weitergeben oder fließt bei Sättigung der Bodenzone in Abhängigkeit von den definierten lateralen und vertikalen Leitfähigkeitskoeffizienten als *Interflow* ab.

Der Basisabfluss wird ebenfalls nach einem linearen Speicherkonzept wie folgt berechnet (Bormann & Diekkrüger 2004):

$$Q_t = \begin{cases} k \cdot S_t & \text{wenn } S_t > S_{\min} \\ 0 & \text{wenn } S_t \leq S_{\min} \end{cases} \quad [5.58]$$

mit	Q_t	=	Basisabfluss zum Zeitpunkt t [mm/d]
	k	=	Ausflusskonstante [mm/d]
	S_t	=	Grundwasserspeicherfüllung zum Zeitpunkt t [mm]
	S_{\min}	=	minimale Speicherfüllung [mm]

Grundwasserabfluss erfolgt nur, wenn ein minimaler Grundwasserstand überschritten wird. Diese Annahme ist notwendig, um das Versiegen des Abflusses in der Trockenzeit simulieren zu können.

Optional kann eine Versickerung des gebildeten Abflusses bis zum Erreichen des minimalen Grundwasserstandes im Flussbett angenommen werden.

6. Analyse der hydrologischen Prozesse unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzung

Der Schwerpunkt dieses Kapitels liegt auf der Analyse der hydrologischen Prozesse auf Basis der erhobenen Messdaten. Zu Beginn des Kapitels wird eine Charakterisierung der Witterung des Messzeitraumes (2001 bis 2003) anhand der erhobenen Klimadaten vorgenommen. Im Anschluss an die bodenhydrologische Charakterisierung der typischen Böden des Untersuchungsgebietes, deren Beeinflussung durch Landnutzung sowie ihrer räumlichen Variabilität erfolgt eine Analyse der raum-zeitlichen Dynamik der Bodenfeuchte. Die Abflussdynamik wird auf Grundlage der Abflussganglinien und der Leitfähigkeitsmessungen der verschiedenen Teileinzugsgebiete charakterisiert, wobei der Schwerpunkt auf den Vergleich der Teileinzugsgebiete oberer Niaou und oberer Aguima gelegt wird.

Die zusammenfassende Darstellung der Abflussbildungsprozesse erfolgt in Kapitel 6.4.3 auf der Basis der vorangehenden Analysen der Messdaten.

6.1. Charakterisierung des Witterungsverlaufes im Messzeitraum 2001–2003

Da der hydrologische Kreislauf in entscheidendem Maße von der Witterung beeinflusst wird, werden im Folgenden die für den Wasserkreislauf bedeutenden klimatologischen Einflussfaktoren im Jahresverlauf für den Messzeitraum (20.06.01–31.12.03) auf Grundlage der erhobenen Messdaten (vgl. Kapitel 5.1) dargestellt.

Lufttemperatur und Luftfeuchte

Die Wochenmittel der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte des Messzeitraumes sind in Abbildung 6.1 dargestellt.

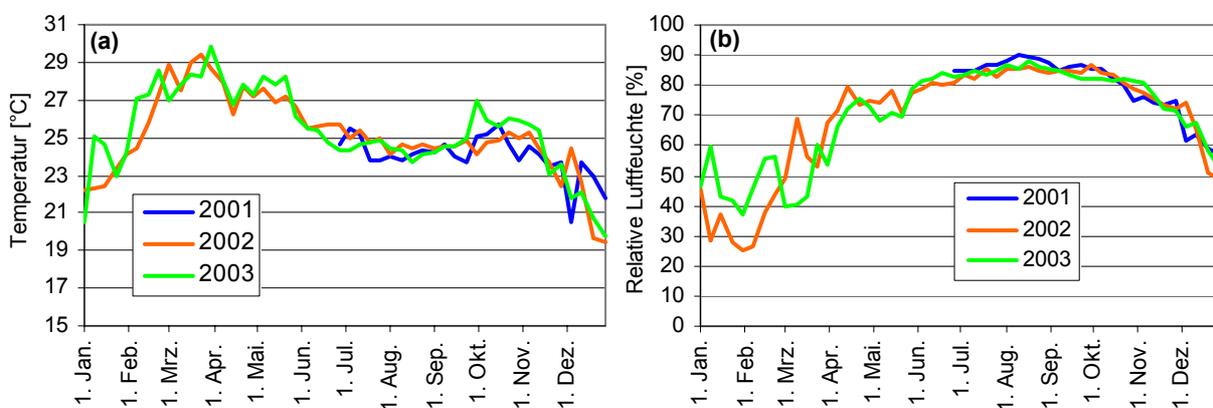


Abb. 6.1: Wochenmittel der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte der Klimastation Savanne (vgl. Abbildung 5.1) des Messzeitraumes 20.06.01 – 31.12.03

Der Jahresverlauf dieser Parameter ist in den betrachteten Jahren ähnlich. Die größten Abweichungen sind in der Trockenzeit zu erkennen. In allen betrachteten Jahren treten die niedrigsten Temperaturwerte im Dezember auf, während die höchsten Temperaturen im März erreicht werden. Das Maximum der Luftfeuchte liegt in der Regenzeit im Monat August.

Einstrahlung

Die Globalstrahlung ist als Wochenmittel für die Jahre 2001 bis 2003 in Abbildung 6.2 dargestellt. Das Jahresmaximum von ca. 250 w/m^2 liegt in den Jahren 2002 und 2003 am Ende der Trockenzeit Ende April/Anfang Mai. Im Isoplethendiagramm der Globalstrahlung des Jahres 2002 (Abbildung 6.3) wird deutlich, dass Strahlungsmaxima von 800 w/m^2 in der Trockenzeit erreicht werden können. Das Minimum der mittleren Globalstrahlung liegt in der Regenzeit (Mitte August), wo ein hoher Bewölkungsgrad vorherrscht.

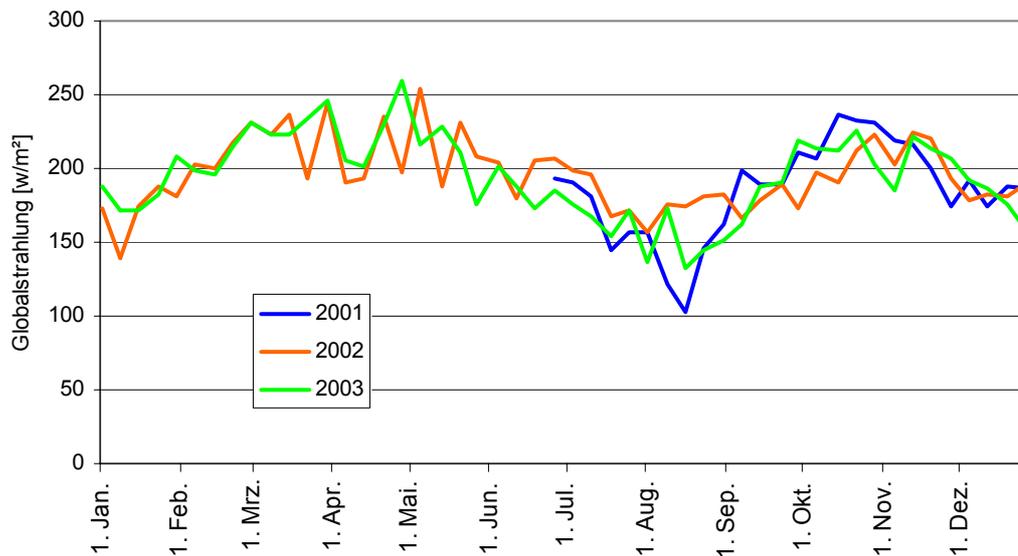


Abb. 6.2: Wochenmittel der Globalstrahlung des Messzeitraums 20.06.01 – 31.12.03 an der Klimastation Savanne

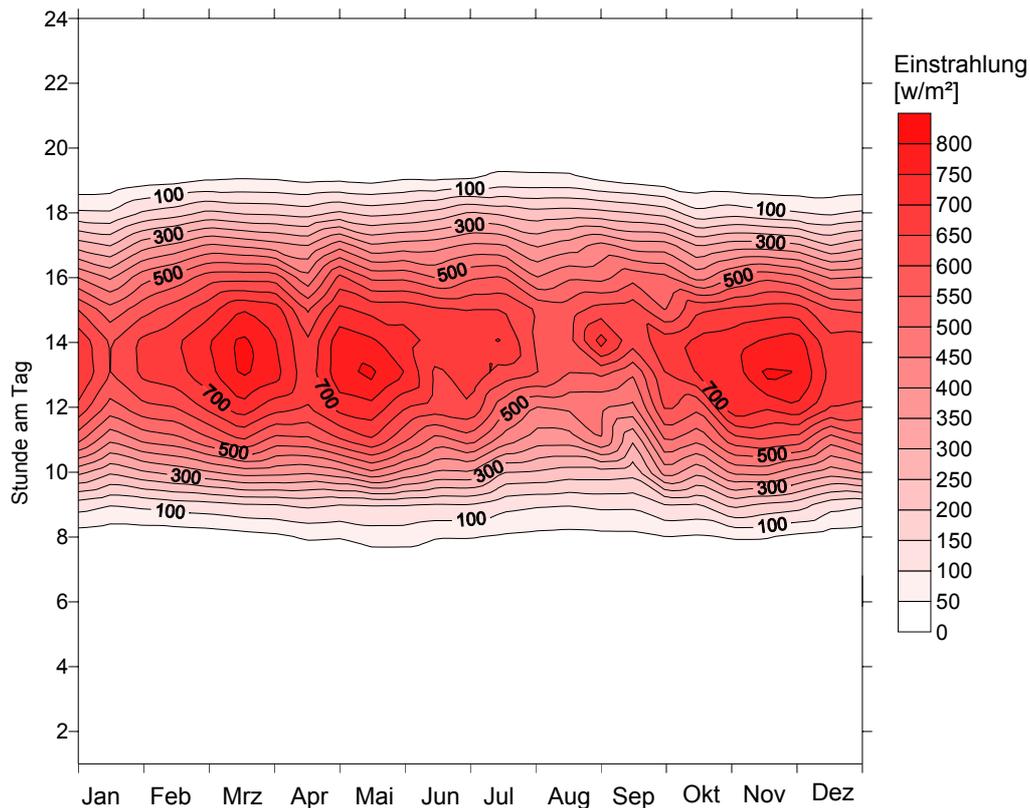


Abb. 6.3: Isoplethendiagramm der Globalstrahlung [w/m^2] des Jahres 2002 der Klimastation Savanne

Evapotranspiration

In Kapitel 2.1 wurde bereits erwähnt, dass in der Region ca. 800 mm reelle Evapotranspiration erreicht werden, was über $2/3$ der durchschnittlichen Jahresniederschlagsmenge darstellt.

Für die betrachtete Messperiode wurde die potenzielle Evapotranspiration einer Referenzfläche, die sogenannte *reference crop evapotranspiration* (ET_0), basierend auf der Penman-Monteith-Gleichung (vgl. Formel 5.30) nach der FAO-Methode (FAO 1998) berechnet. Bei der Berechnung wird eine 0.12 m hohe Grassfläche mit einem Stomatawiderstand von 70 sm^{-1} und einer Albedo von 0.23 angenommen, die keinem Wasserstress unterliegt.

Abbildung 6.4 zeigt die ET_0 der betrachteten Messperiode, berechnet mit den Daten der Klimastationen Savanne und Inselberg. Es wird deutlich, dass die Unterschiede der Monatssummen der ET_0 der Jahre 2001 bis 2003 für die Savannenstation relativ gering sind. Nur im August sind Abweichungen von ca. 15 mm zwischen dem Jahr 2001 und 2002 erkennbar. Die höchsten ET_0 -Summen werden in den Monaten März und Oktober erreicht. Vergleicht man die berechnete Evapotranspiration der verschiedenen Stationen, zeigen sich v.a. in der Trockenzeit von November bis April große Unterschiede. Die ET_0 der Station Inselberg ist in diesen Monaten deutlich höher. Dies ist durch die höheren Windgeschwindigkeiten an der

Station Inselberg im Vergleich zur Station Savanne zu erklären (vgl. Tabelle 6.1). Durch umliegende Bäume werden die Windgeschwindigkeiten an der Savannenstation reduziert, was bei dem nur von Gras bewachsenen Inselberg nicht der Fall ist (vgl. Fotos in Anhang A5). Die mittleren Windgeschwindigkeiten der Klimastationen des Beninischen Wetterdienstes in Parakou betragen für das Jahr 2000 1.41 m/sec, was noch über dem Jahresmittel der Inselbergstation liegt. Für die anderen Jahre sind derzeit noch keine Daten der Station Parakou in digitaler Form verfügbar. Aufgrund der hohen Luftfeuchte in der Regenzeit (vgl. Abbildung 6.1b) sind die Auswirkungen der unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten der Stationen auf die Evapotranspiration in den Monaten Juli bis Oktober nicht so ausgeprägt. Die Differenz der Jahressumme der Evapotranspiration der beiden Stationen beträgt für das Jahr 2003 fast 300 mm (Savanne: 1098 mm, Inselberg: 1391 mm).

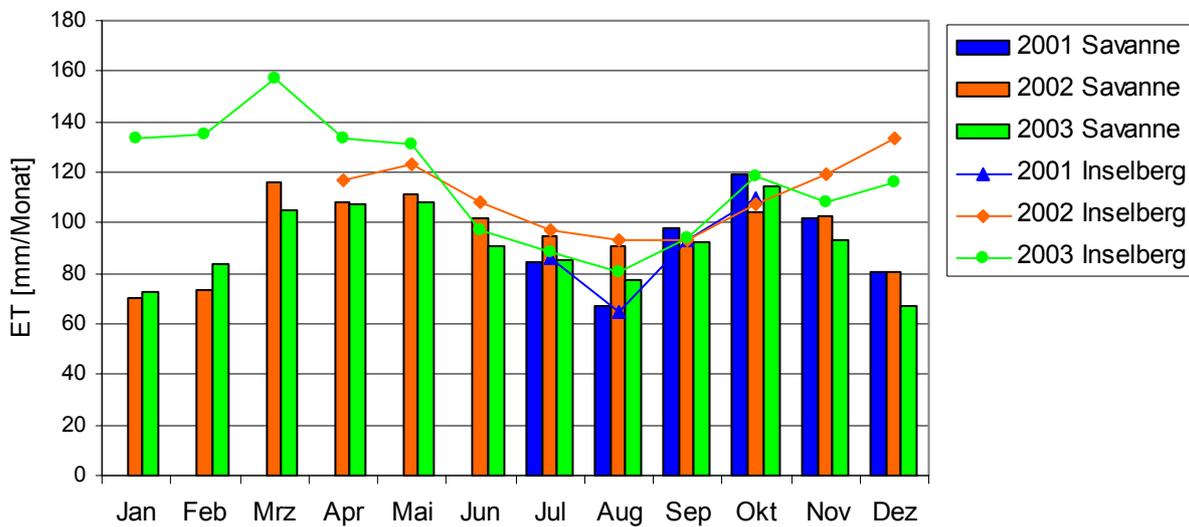


Abb. 6.4: Monatssummen der Evapotranspiration (ET₀) der Jahre 2001-2003 anhand der Messwerte der Klimastationen Savanne und Inselberg (vgl. Abbildung 5.1). Messausfall Station Inselberg: November 2001 bis März 2002

Ein Vergleich der Jahressummen ist für 2001 und 2002 nicht möglich, da nur unvollständige Datenreihen der Inselbergstation vorliegen (Ausfall der Station November 2001 bis März 2002 durch Brandschaden).

Tab. 6.1: Jahresmittel der Windgeschwindigkeiten (2.8 m Höhe) der Messstationen Savanne und Inselberg, Jahre 2001 bis 2003

	Savanne [m/sec]	Inselberg [m/sec]
2001	0.35	1.15
2002	0.39	1.21
2003	0.35	1.14

Niederschlag

Wie schon in Kapitel 2.1 erläutert wurde, ist die Variabilität der Jahresniederschläge in der Untersuchungsregion sehr groß. Dies wurde auch im untersuchten Zeitraum bestätigt.

Im Untersuchungsgebiet befinden sich drei Klimastationen mit Regenwaagen (Inselberg, Savanne, A3). Des Weiteren sind zwei Pluviometer südlich des Einzugsgebietes vorhanden (A1, CATCH, vgl. Abbildung 5.1). Jedoch wurde der A1-Regenmesser erst 2002 in Betrieb genommen. Abbildung 6.5 zeigt die Monatssummen der Niederschläge der erwähnten Regenmesser für die Jahre 2001 bis 2003. Leider kam es häufig zu Messausfällen, so dass nicht für alle Stationen kontinuierliche Niederschlagsdaten vorliegen. Es wird deutlich, dass die Unterschiede zwischen den monatlichen Niederschlagssummen der verschiedenen Messstationen aller Jahre hoch sind. Die geringsten Abweichungen sind zwischen den Stationen Inselberg und Savanne zu beobachten, die ca. 800 m von einander entfernt sind (vgl. Abbildung 5.1). Die Station CATCH zeigt in manchen Monaten der Jahre 2001 und 2002 50 bis 250 mm mehr Niederschlag als die anderen Stationen, was zum Teil aber auf Messfehler zurückzuführen sein muss, da alle anderen Regenmesser deutlich geringere Werte anzeigen wie beispielsweise im Juli 2002.

Die Abbildung 6.5 belegt die bereits in Kapitel 2.1 erläuterte hohe interannuelle Variabilität der Niederschläge. Vor allem zu Beginn und am Ende der Regenzeit sind große Unterschiede erkennbar. So fällt im Juni 2002 nur 130 mm Niederschlag während im Juni 2003 ca. 250 mm erfasst werden. Im Oktober werden im Jahr 2001 nur ca. 40 mm gemessen, im Jahr 2002 ca. 100 mm und 2003 115 (A1-Station) bzw. 150 mm (Station Inselberg). Ein Vergleich der Jahressummen der verschiedenen Regenmesser ist aufgrund der häufigen Ausfälle nicht möglich. Auf Grundlage der Messdaten der Stationen Savanne und Inselberg, die direkt im oberen Aguima-Einzugsgebiet liegen, wurde eine Niederschlagssumme für 2001 (ab 20.06.01) von 609 mm berechnet, während für 2002 1145 mm ermittelt wurden. Da die Stationen im Einzugsgebiet für das Jahr 2003 für längere Zeiträume ausgefallen sind, musste für die Monate April bis September auf die Niederschlagsdaten der Regenmesser von A1 und CATCH zurückgegriffen werden. Für das Jahr 2003 wurde eine Jahressumme von 1216 mm ermittelt. Diese Niederschlagssummen wurden auch für die Modellierung (vgl. Kapitel 7) verwendet.

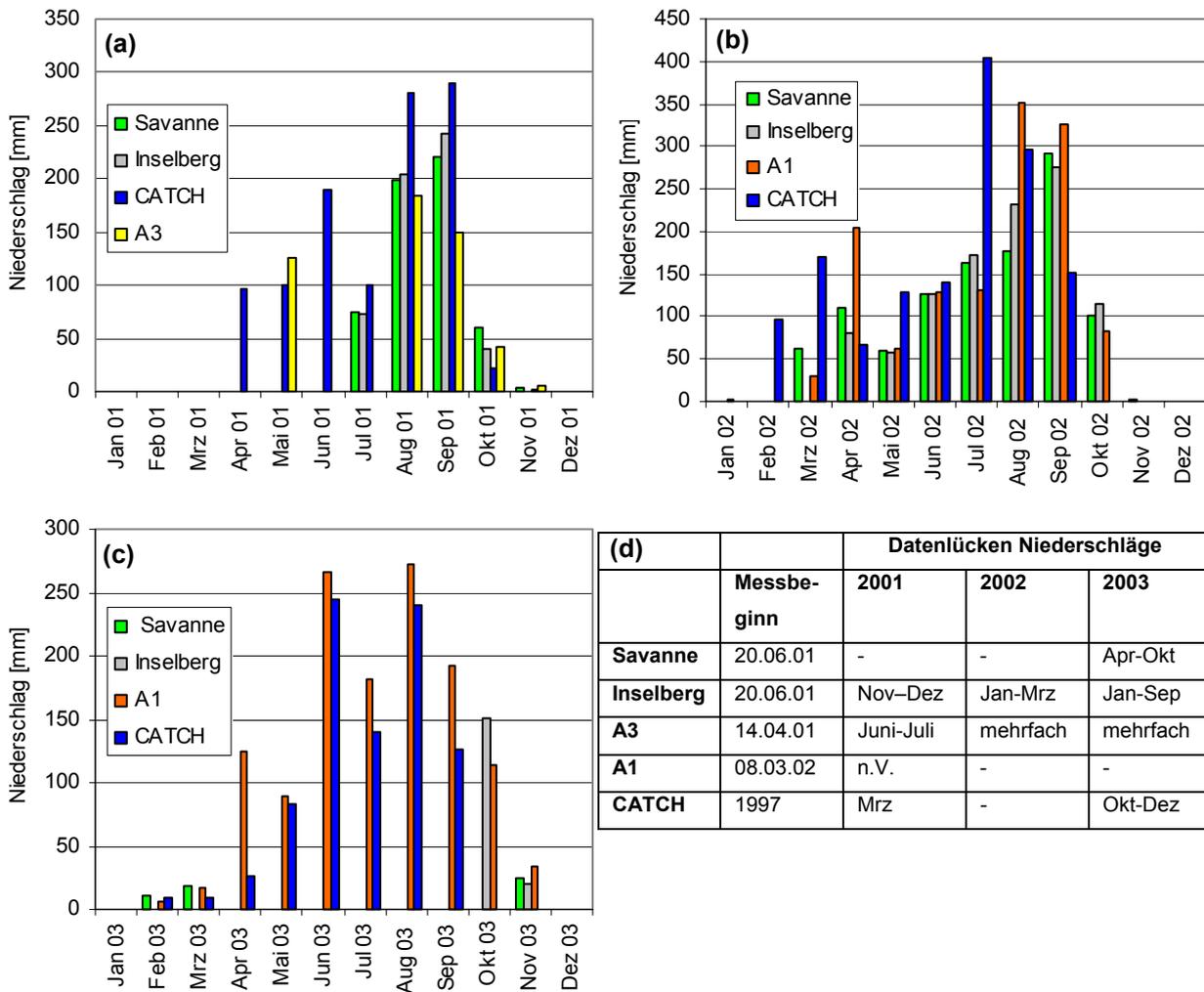


Abb. 6.5: Monatssummen des erfassten Niederschlages der Jahre 2001- 2003 verschiedener Regenmesser im Untersuchungsgebiet. Es wurden nur Monate ohne Datenlücken dargestellt

- (a) 2001
- (b) 2002 (Station A3 nicht dargestellt, da häufige Messausfälle in jedem Monat)
- (c) 2003 (Station A3 nicht dargestellt, da häufige Messausfälle in jedem Monat)
- (d) Übersicht der Zeiträume mit Messausfällen

6.2 Bodenphysikalische Charakterisierung der Böden des Untersuchungsgebietes

6.2.1 Bodenphysikalische Charakterisierung der im Untersuchungsgebiet dominierenden Bodentypen

In Kapitel 2.5 (Abbildung 2.12) wurde bereits die von Junge (2004) erstellte Bodenkarte des Aguima-Gebietes vorgestellt und die Bodeneinheit des Lixisols/Acrisols als dominierend charakterisiert. Abbildung 6.6 zeigt anhand einer typischen Catena die Abfolge der Bodentypen am Hang mit charakteristischen Profilen und ihrer Substratschichtung.

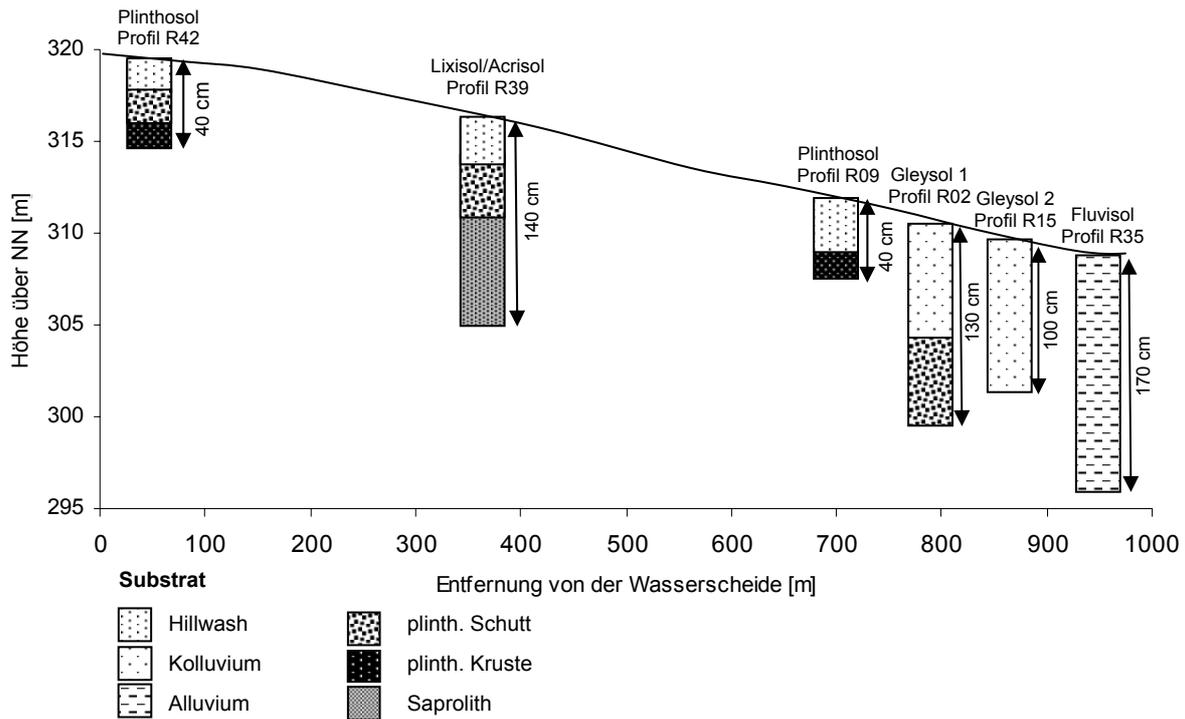


Abb. 6.6: Typische Catena des Aguima-Einzugsgebietes

Während der Lixisol an den mittleren Hangabschnitten dominiert, befinden sich auf Ober- und Unterhang geringmächtige Plinthosols. Am Hangfuß im Bereich der *Inland-Valleys* treten Gleysols auf, die am äußeren Rand des *Inland-Valleys* von sandiger Textur (Gleysol 1) und im zentralen Bereich deutlich toniger sind (Gleysol 2). Fluvisols kommen an Uferbereichen der Bäche vor.

Am Fuß des Inselberges am Westrand des Einzugsgebietes treten sehr tonreiche, schutfreie Acrisols auf, die in dieser Form im restlichen Einzugsgebiet nicht zu finden sind. Aufgrund dieser Sonderstellung wurden sie in der Bodenkarte und auch in der folgenden Beschreibung der Bodentypen getrennt von den eher sandigen, schutführenden Acrisols betrachtet.

Plinthosol

Wie schon in Kapitel 2.5 beschrieben wurde, zeichnet sich der Plinthosol durch das Vorkommen eines sequioxidreichen Plinthit-Horizontes aus, der bei Austrocknung irreversibel verhärtet kann. Bei den im Einzugsgebiet vorkommenden Plinthosols tritt die Plinthitkruste häufig schon bei 30–50 cm auf. Die Textur der darüber liegenden schutfreien Ah- und E-Horizonte ist meist schwach lehmiger Sand (vgl. Abbildung 6.8). Der Humusgehalt ist im Oberboden mit 1.4 % relativ gering. Die pF-Kurven des Ah- und des E-Horizontes der Plinthosols (vgl. Abbildung 6.7) zeigen den charakteristischen Kurvenverlauf eines Sandbodens mit einer

schnellen Entwässerung bei Wasserspannungen unterhalb von pF 2. Die mittleren Wasserleitfähigkeiten dieser Horizonte sind mit durchschnittlich 56 cm/d für den Ah-Horizont und mit 80 cm/d für den E-Horizont nach AG Boden (1994) als hoch einzustufen (vgl. Tabelle 6.2). Die Lagerungsdichte bei der Horizonte ist relativ gering (vgl. Tabelle 6.3). Der plinthitische Horizont konnte aufgrund seiner verfestigten Struktur nicht beprobt werden. Seine bodenhydrologische Wirkung als stauender Horizont wurde jedoch bei den Geländeuntersuchungen durch Stauwassermerkmale der darüber liegenden Horizonte deutlich.

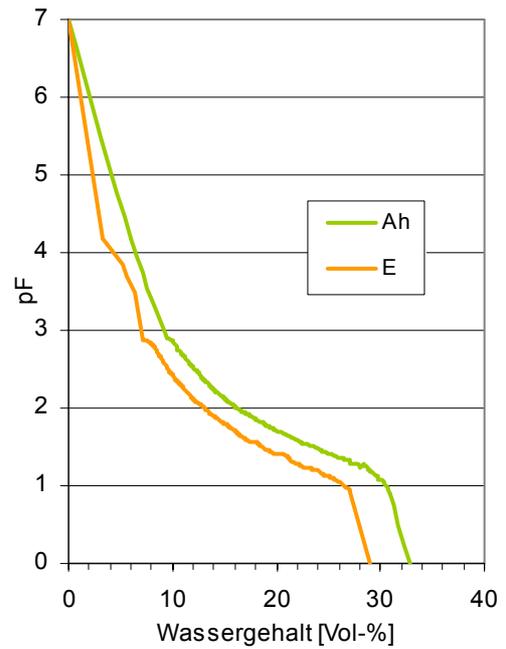


Abb. 6.7: pF-Kurven eines Plinthosols (Profil R 09)

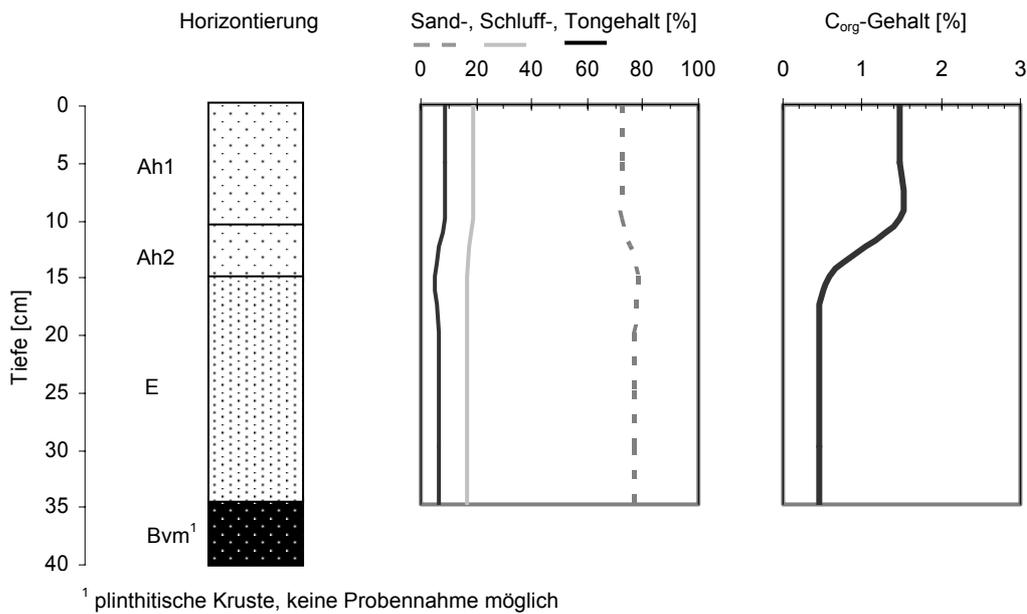


Abb. 6.8: Tiefenfunktionen von Textur und C_{org}-Gehalt eines Plinthosols (Profil R09), keine Darstellung des Skelettgehaltes, da dieser in allen beprobten Horizonten < 1% (Profilaufnahme: Junge 2004), Foto des Profils in Anhang A6-1

Lixisol/Acrisol

Bei Acrisols und Lixisols handelt es sich um lessivierte Böden, die sich jedoch in Bezug auf die Basensättigung unterscheiden (Lixisol: basenreich, Acrisol: basenarm). Die Horizontfolge und auch die bodenphysikalischen Eigenschaften sind bei den betrachteten Böden im Einzugsgebiet (mit Ausnahme der schutfreien Acrisols in direkter Nachbarschaft zum Inselberg

am Westrand des Einzugsgebietes) ähnlich, weshalb sie im Folgenden als eine Gruppe betrachtet werden. Sie weisen typischerweise die Horizontfolge Ah – E – Bt – Ct auf. Während sie im Ah- und E-Horizont wie die Plinthosols aus schwachlehmigen Sanden bestehen, sind bei den darunter liegenden, schuttführenden Horizonten durch die Lessivierung höhere Tongehalte vorhanden (vgl. Abbildung 6.9). Das verwitterte Ausgangsmaterial (Saprolith, Ct) ist durch sandig-tonigen Lehm charakterisiert. Trotz des relativen hohen Tongehaltes des Bt-Horizontes ist aufgrund des hohen Schuttanteils der gesättigte Wassergehalt des Profils R39 mit 26 % relativ gering. Der Kurvenverlauf der pF-Kurve in Abbildung 6.10 macht jedoch deutlich, dass die Entwässerung in den niedrigen pF-Bereichen nicht so stark ist wie bei den sandigen Ah- und E-Horizonten. Der Saprolith zeigt den charakteristischen Kurvenverlauf eines tonreichen Bodens.

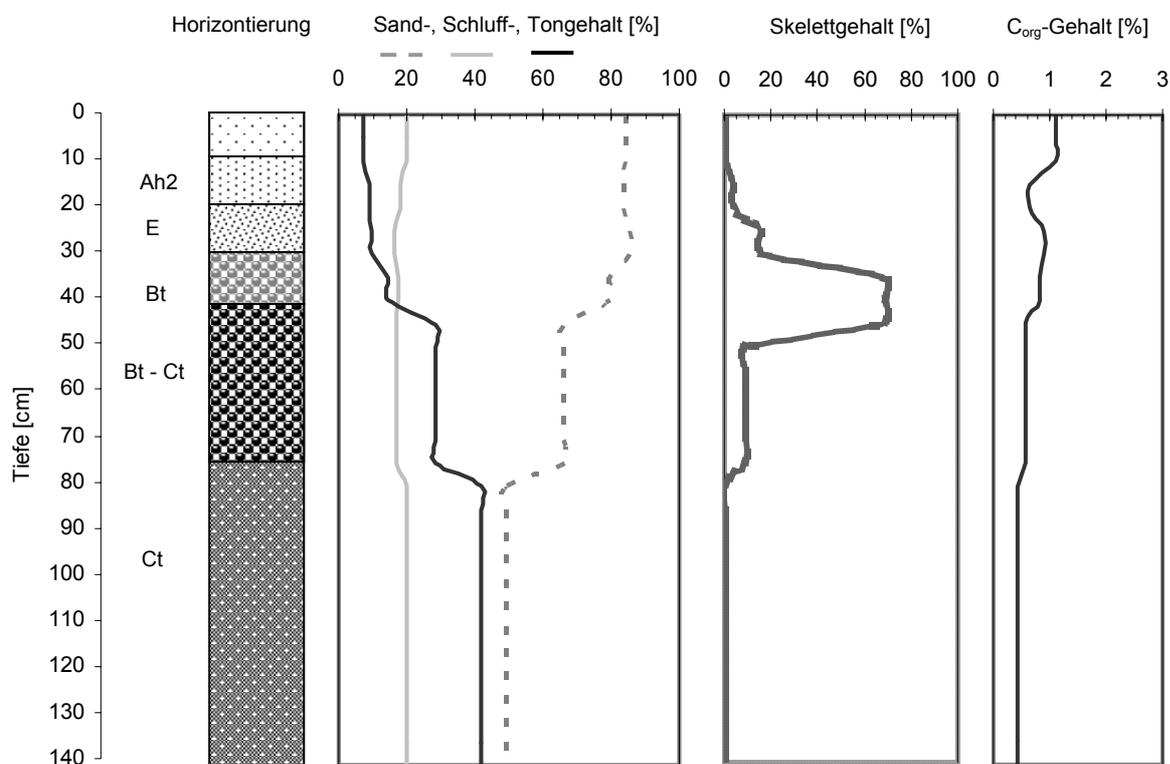


Abb. 6.9: Tiefenfunktionen von Textur, Skelett und C_{org} -Gehalt eines Acrisols (Profil R39), (Profilaufnahme Junge 2004), Foto des Profils in Anhang A6-2

Während die mittleren K_{sat} -Werte des Ah- Horizontes ähnlich wie beim Plinthit Werte von ca. 50 cm/d aufweisen, zeigt der B-Horizont im Mittel geringere Leitfähigkeiten von 32 cm/d auf. Im tonreichen Saprolith erreicht die Durchlässigkeit im Mittel nur 20 cm/d mit Minimalwerten von unter 1 cm/d. Die hohen Standardabweichungen (siehe Tabelle 6.2) machen deutlich, dass der K_{sat} -Wert sehr variabel ist. Dies ist v.a. durch Makroporen zu erklären, die vom Ah- bis zum Ct-Horizont deutlich an den Profilen zu erkennen waren (siehe Abbildung 6.11 a-c).

Wie in Kapitel 3.1.2 erläutert wurde, können Makroporen die Durchlässigkeit des Bodens um ein Vielfaches erhöhen. Abbildung 6.11 zeigt einen makroporenreichen Lixisol mit Makroporen in verschiedenen Horizonten.

Da durchgängige Makroporen bei den Stechzylinderproben (Durchmesser 10 cm) häufig nicht in der Bodenmatrix enthalten sind, können die in-situ Durchlässigkeiten der Horizonte noch wesentlich höher sein, was bei den Infiltrationsversuchen gezeigt wurde (vgl. Kapitel 6.2.2).

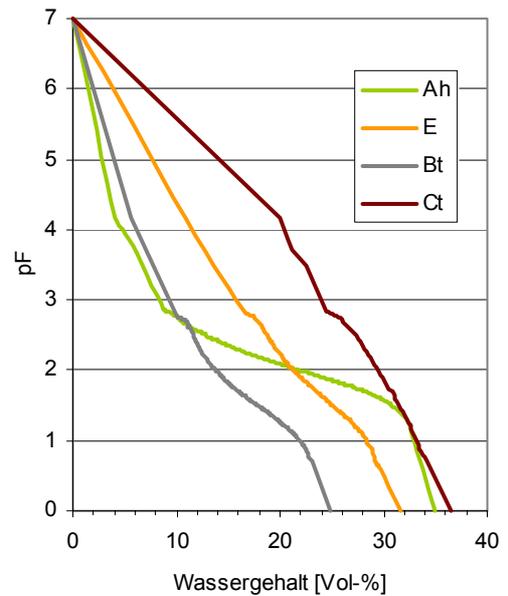


Abb. 6.10: pF-Kurven eines Acrisols (Profil R39)



Abb. 6.11a: Makroporenreicher Lixisol (Profil Bodenwasserstation Savanne)



Abb. 6.11b: Makropore in Bt-Ct-Horizont (mit Termite)



Abb. 6.11c: Makropore im Saprolith

Um den Einfluss der Makroporen auf die Durchlässigkeit im Saprolith zu verdeutlichen, wurde an zwei Bodenprofilen der Boden bis zum Saprolith abgetragen und Messungen mit dem Haubeninfiltrometer auf dem Saprolith durchgeführt. Es zeigten sich deutlich höhere

K_{sat} -Werte bei den Haubeninfiltrationsmessungen (123 cm/d) als bei den Labormessungen desselben Horizontes (9.8 cm/d).

Acrisol – Inselberg

Der Acrisol am Fuß des Inselberges weist einen deutlich höheren Tongehalt auf als die Lixisols/Acrisols des restlichen Einzugsgebietes. Schon im Oberboden liegt der Tongehalt bei 20 % und steigt im Unterboden auf über 50 % an (vgl. Abbildung 6.13). Der höhere Tongehalt spiegelt sich auch in den bodenphysikalischen Eigenschaften wider. Die in Abbildung 6.12 dargestellte pF-Kurve der Bt-Horizonte zeigt den typischen Verlauf für einen tonreichen Boden mit hohen gesättigten Wassergehalten und einer langsamen Entwässerung bei niedrigen Saugspannungen.

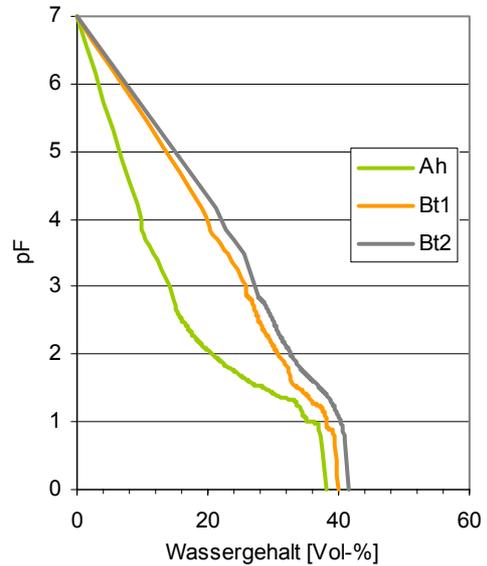


Abb. 6.12: pF-Kurven eines Acrisols (Inselbergrand, Profil R23)

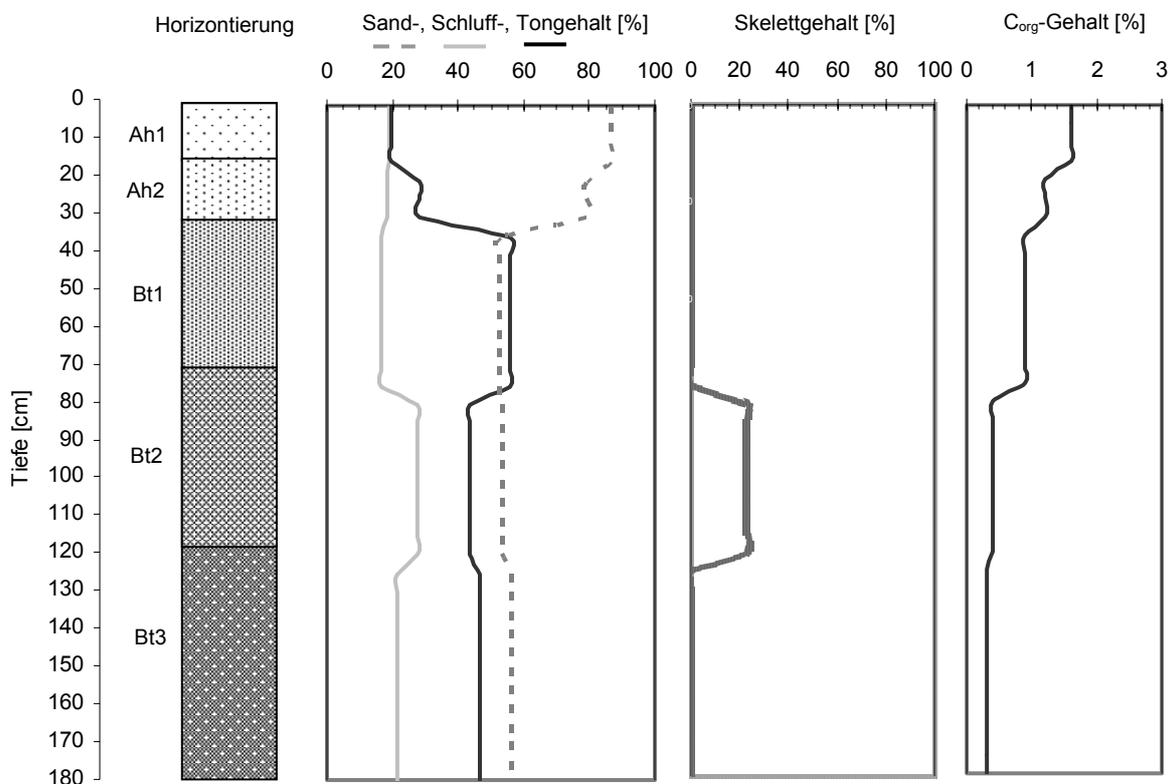


Abb. 6.13: Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Acrisols (Inselbergrand, Profil R23) (Profilaufnahme Junge 2004), Foto des Profils in Anhang A6-3

Die gesättigten Wasserleitfähigkeiten sind in allen Horizonten geringer als die der anderen Lixisols, was auch durch die Infiltrationsmessungen (vgl. Kapitel 6.2.2) bestätigt wird. Jedoch

ist die Stichprobenanzahl der Acrisols (Inselberg) aufgrund der geringen Verbreitung im Einzugsgebiet deutlich niedriger.

Gleysol

Die im Bereich der *Inland-Valleys* vorherrschenden Gleysols weisen aufgrund ihrer saisonalen Vernässung in der Regenzeit hydromorphe Merkmale auf. Ihr Substrat besteht v.a. aus kolluvialem Material, das in der Nähe der Wasserläufe zusätzlich mit alluvialen Substraten vermengt sein kann. Aufgrund der stark abweichenden bodenhydrologischen Eigenschaften werden in der vorliegenden Arbeit die Gleysols in zwei Gruppen unterteilt.

Der sandige Gleysol (Gleysol 1, vgl. Abbildung 6.14) ist am äußeren Rand der *Inland-Valleys* anzutreffen. Im Zentrum der *Inland-Valleys* hingegen herrschen feinkörnigere Substrate, meist Lehme, vor, die für den Gleysol 2 charakteristisch sind (vgl. Abbildung 6.15).

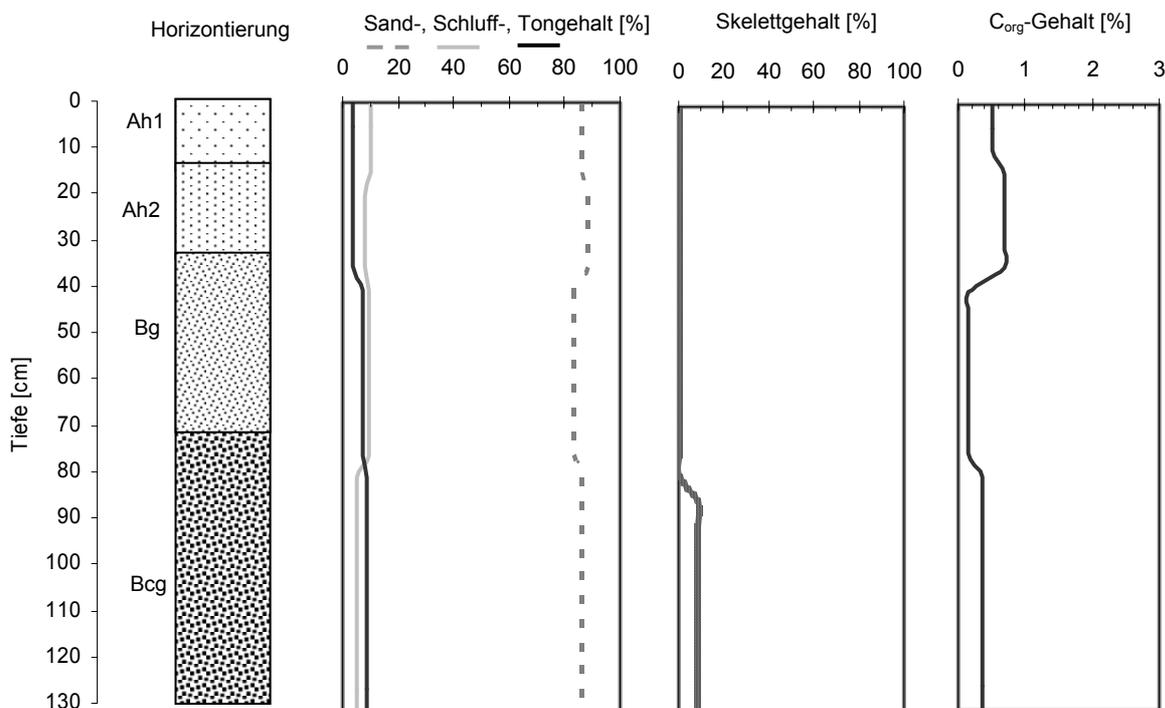


Abb. 6.14: Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org}-Gehalt eines Gleysols 1 (Rand Inland-Valley, Profil R02) (Profilaufnahme Junge 2004), Foto des Profils in Anhang A6-4

Der deutliche Texturunterschied zeigt sich auch in den Durchlässigkeiten und der Bodenwassercharakteristik. Während Gleysol 1 sehr hohe gesättigte Leitfähigkeiten von über 200 cm/d aufweist, hat Gleysol 2 geringe Leitfähigkeiten (unter 10 cm/d) in allen beprobten Horizonten (vgl. Tabelle 6.2). Die pF-Kurven des Gleysols 2 (vgl. Abbildung 6.17) zeigen deutlich, dass durch einen hohen Anteil an Feinporen ein hohes Matrixpotenzial vorhanden ist, das zur Entwässerung bei hohen Wasserspannungen führt. Gleysol 1 dagegen zeigt die für Sandboden

typische pF-Kurve mit einer schnellen Entwässerung bei niedrigen Wasserspannungen, wie Abbildung 6.16 erkennen lässt.

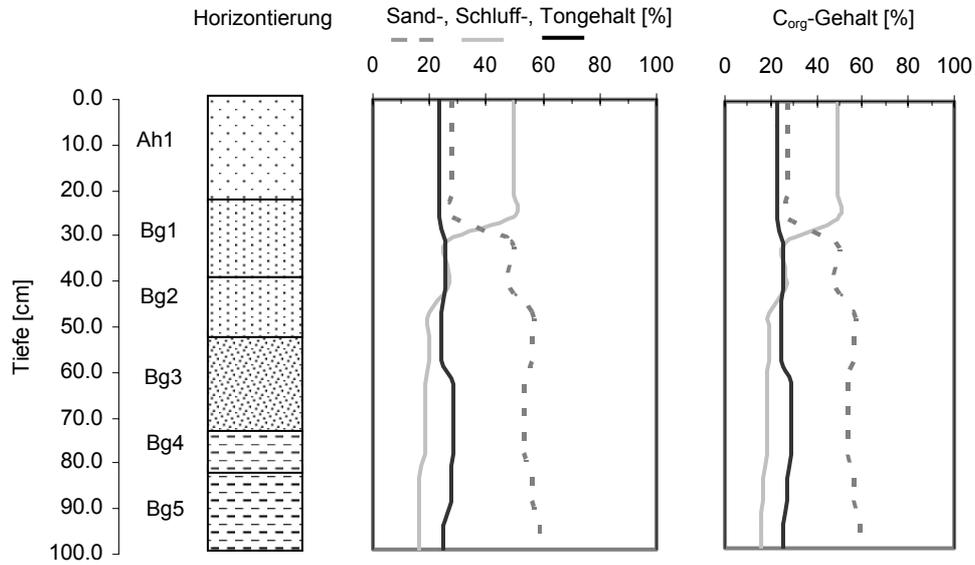


Abb. 6.15: Tiefenfunktion von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Gleysols 2 (Zentrum Inland-Valley, Profil R14), keine Darstellung des Skelettgehaltes, da dieser in allen Horisonten $< 1\%$ (Profilaufnahme Junge 2004), Foto des Profils in Anhang A6-5

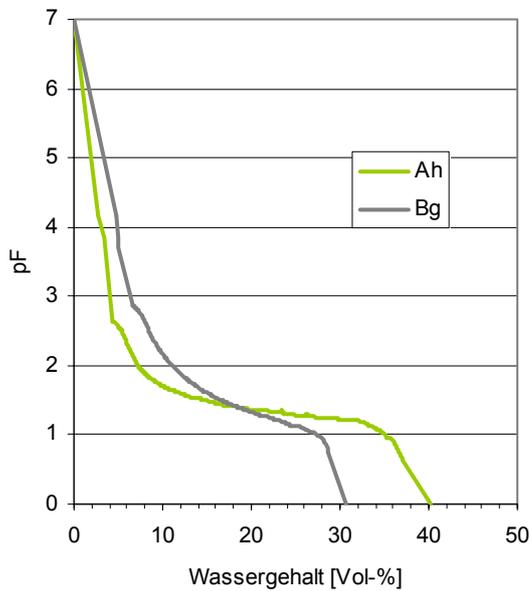


Abb. 6.16: pF-Kurven Gleysol 1 (Rand Inland-Valley, Profil R02)

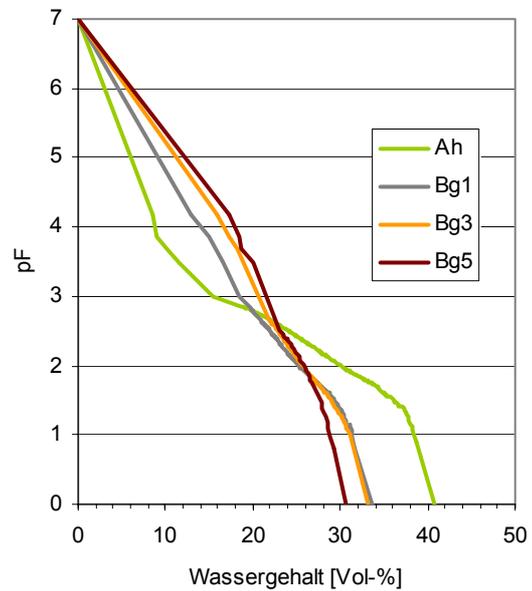


Abb. 6.17: pF-Kurven Gleysol 2 (Zentrum Inland-Valley, Profil R14)

Fluvisol

Fluvisols kommen in Überschwemmungsbereichen von Flussläufen vor und bestehen aus alluvialen Substrat. Sie treten im Untersuchungsgebiet entlang der Bäche auf und nehmen nur einen geringen Teil der Fläche ein, wie in Abbildung 2.12 ersichtlich ist.

Das wenig differenzierte Profil (vgl. Abbildung 6.19) besteht v.a. aus alluvialen Sanden. Trotz des hohen Sandgehaltes sind die Durchlässigkeiten im Vergleich zu den Gleysols (Typ 1) recht gering (vgl. Tabelle 6.2). Dies ist v.a. durch einen höheren Feinsandanteil zu erklären, der auch zu einer deutlich höheren Lagerungsdichte führt. Die pF-Kurven in Abbildung 6.18 zeigen dagegen eine deutliche Übereinstimmung mit denen des sandigen Gleysols (vgl. Abbildung 6.16).

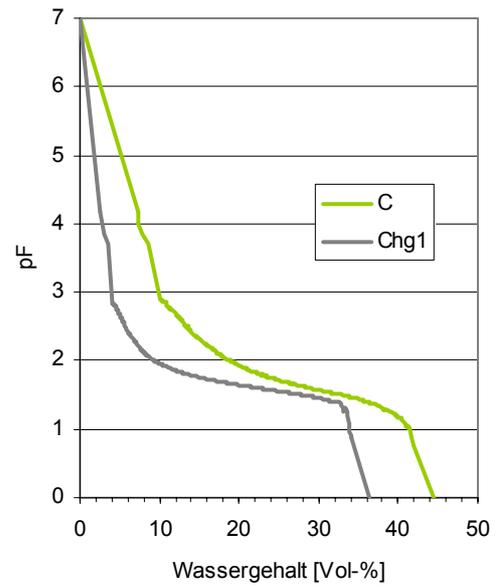


Abb. 6.18: pF-Kurven eines Fluvisols (Profil R35)

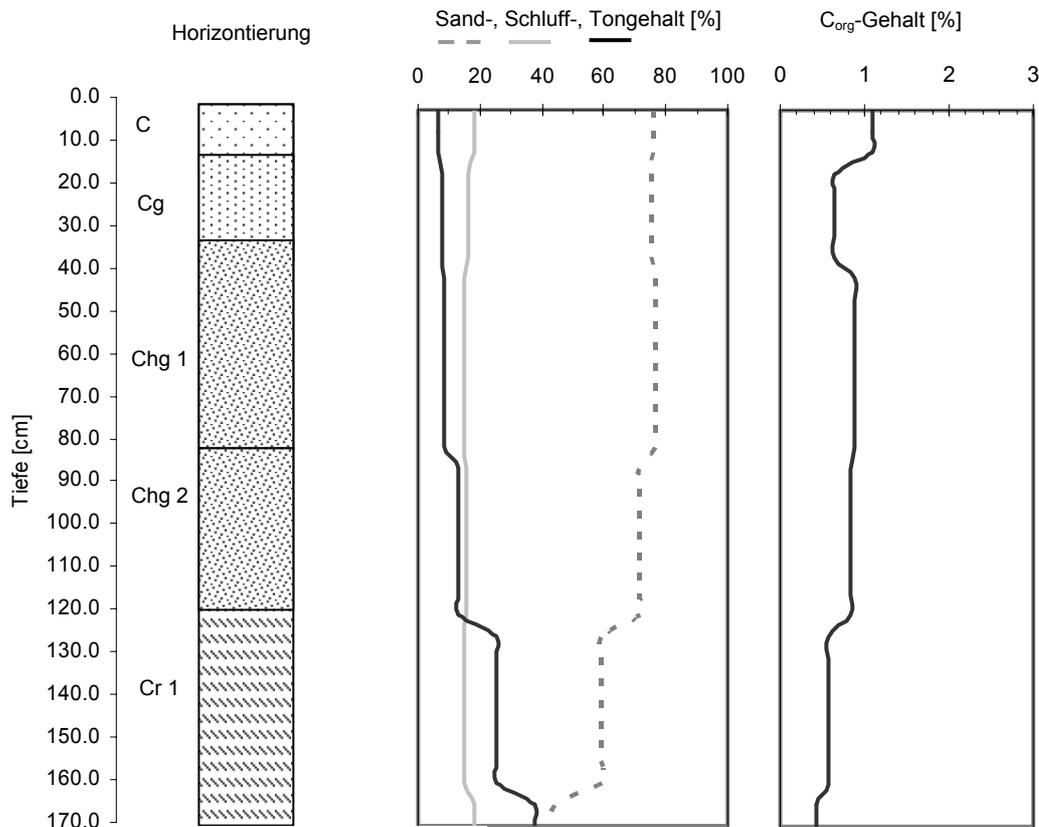


Abb. 6.19: Tiefenfunktionen von Textur, Skelett- und C_{org} -Gehalt eines Fluvisols (Profil R35), keine Darstellung des Skelettgehaltes, da dieser in allen Horizonten < 1% (Profilaufnahme Junge 2004)

Tab. 6.2: Statistische Kennzahlen des K_{sat} -Wertes [cm/d] je Horizont aller beprobten Bodenprofile, klassifiziert nach Bodentypen

Profil	Horizont	Mittel	Median	Min	Max	Standard- abweichung	n ¹
Lixisol/ Acrisol	Ah	49.7	31.6	0.01	237.5	52.9	63
	Bt	32.0	17.1	1.3	144.4	36.3	41
	Bct	96.4	48.5	2.2	768.0	146.0	38
	Cw	21.1	13.3	0.2	160.7	28.2	38
Acrisol Inselberg	Ah	22.2	17.2	5.3	48.9	19.1	4
	Bt1	10.2	1.9	0.5	36.5	17.6	4
	Bt2	9.3	9.6	1.1	17.1	8.9	4
Plinthosol	Ah	56.4	32.0	1.8	274.7	61.0	32
	B	80.7	68.0	4.6	213.2	54.0	26
Gleysol 1	Ah	280.0	193.4	15.6	1009.0	287.2	16
	Bg	268.0	159.8	29.7	743.4	228.0	15
	Bcg	1.2	0.6	0.2	3.2	1.4	4
Gleysol 2	Ah	34.3	8.0	3.2	130.1	41.2	12
	Bg1	9.6	2.8	0.3	56.9	16.0	12
	Bg4	6.7	5.8	2.5	10.4	3.0	6
	Bg5	4.0	1.4	0.9	12.8	4.4	8
Fluvisol	C	18.7	13.2	6.3	42.0	16.5	4
	Chg 1	6.3	6.3	5.6	7.1	0.8	4
	Chg 2	46.6	46.6	11.2	82.1	28.9	4

¹Die wesentlich geringere Probenanzahl der hydromorphen Böden ist durch die lange Vernässungsdauer während und nach der Regenzeit zu erklären. In der Trockenzeit ist eine Probenahme aufgrund der Bodenverhärtung nur erschwert möglich.

Tab. 6.3: Mittelwerte des gesättigten Wassergehaltes und der Lagerungsdichte je Horizont für alle beprobten Bodenprofile, klassifiziert nach Bodentyp und Horizont

Profile	Horizont	Lagerungs- dichte [cm ³ /cm ³]	gesättigter Wassergehalt [Vol-%]
Lixisol/Acrisol	Ah	1.51	34.9
	Bt	1.69	30.3
	Bct	1.67	31.2
	Cw	1.63	34.0
Acrisol/Inselberg	Ah	1.37	37.6
	Bt1	1.51	36.2
	Bt2	1.46	40.7
Plinthosol	Ah	1.48	36.0
	B	1.58	31.8
Gleysol 1	Ah	1.38	39.7
	Bg	1.56	31.6
	Bcg	1.76	24.8
Gleysol 2	Ah	1.29	42.0
	Bg1	1.52	35.2
	Bg4	1.69	28.2
	Bg5	1.81	23.6
Fluvisol	C	1.28	47.2
	Chg1	1.48	34.7
	Chg2	1.49	26.3

Zusammenfassend kann man sagen, dass bei den terrestrischen Böden des Einzugsgebietes (Lixisol/Arcisol und Plinthosol) sandige Oberböden mit mittleren bis hohen Leitfähigkeiten und relativ geringen Wasserhaltekapazitäten dominieren. Im Unterboden sind geringdurchlässige Lehme (Saprolith) oder undurchlässiger Plinthit vorhanden, was zu Stauwirkungen und lateralen Wasserbewegungen führen kann. Der Acrisol am Fuß des Inselberges nimmt aufgrund seines relativ hohen Tonanteils eine Sonderstellung ein. Wegen seiner geringen räumlichen Verbreitung ist er für die hydrologischen Prozesse des gesamten Einzugsgebietes eher von untergeordneter Bedeutung. Die hohen Leitfähigkeiten des Gleysols 1 begünstigen zusammen mit der geringen Wasserhaltekapazität vertikale Wasserflüsse. Die Gleysols im Inneren der *Inland-Valleys* dagegen können aufgrund der hohen Wasserhaltekapazität große Wassermengen speichern.

6.2.2 Einfluss der Landnutzung auf die bodenphysikalischen Eigenschaften

In-situ K_{sat} -Werte des Oberbodens

Mit Hilfe von Infiltrationsversuchen mit Hauben-, Doppelring- und Einfachringinfiltrimeter (vgl. Kapitel 5.1.4) wurden in verschiedenen Boden- und Vegetationseinheiten Infiltrationsversuche durchgeführt. Ist der Boden am Ende des Infiltrationsversuches aufgesättigt, wird ein konstanter Wasserfluss erreicht, der dem in-situ K_{sat} -Wert des Oberbodens entspricht. Da die Messungen direkt an der Bodenoberfläche durchgeführt werden, können auch oberflächenspezifische Eigenschaften des Bodens erfasst werden. In Abbildung 6.20 sind die Messergebnisse in einem *boxplot* dargestellt. Zusätzlich zu den in Giertz & Dieckkrüger (2003) veröffentlichten Messungen wurden im Herbst 2003 weitere Messungen auf einigen Messplots, auf einem Yams-Feld und einer Mais-Brache (Bodentyp Gleysol1) vorgenommen, die mit in die hier dargestellten Auswertungen eingeflossen sind.

Tabelle 6.4 fasst die Ergebnisse der Messungen, klassifiziert in Boden- und Vegetationstypen zusammen. Es wird deutlich, dass bei allen Bodentypen -ungeachtet des Vegetationstyps- wesentlich höhere K_{sat} -Werte erreicht werden, als bei den Labormessungen des Oberbodens des gleichen Bodentyps. Die Extremwerte und die Standardabweichung zeigen, dass die Variabilität des in-situ K_{sat} -Wertes noch höher ist, als bei den Labormessungen.

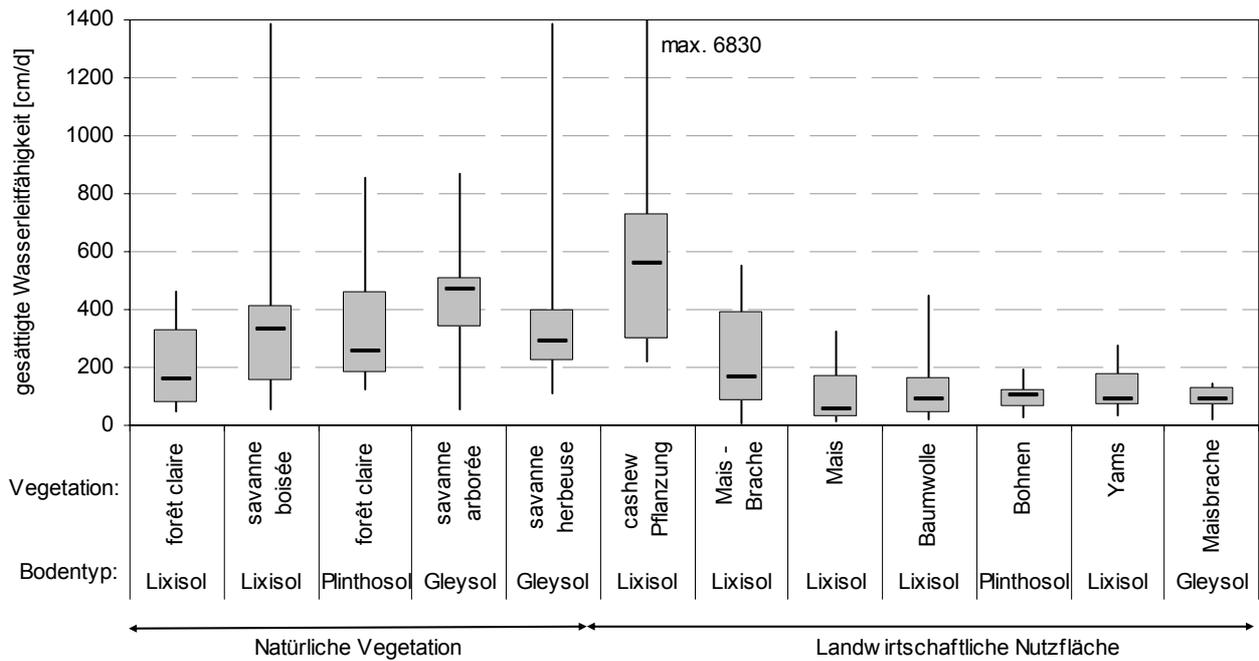


Abb. 6.20: Boxplot der in-situ gemessenen gesättigten Wasserleitfähigkeit des Oberbodens verschiedener Bodentypen mit unterschiedlicher Vegetation/Landnutzung

Symbole:
 Linie: Spanne
 Box: Interquartiler Bereich
 Balken: Median

Die großen Unterschiede der K_{sat} -Werte der Feld- und Labormessungen sind v.a. durch den großen Einfluss der Makroporen auf die gesättigte Wasserleitfähigkeit zu erklären. Bei den Feldmessungen ist durch die größere Messoberfläche bei Hauben- und Doppelringinfiltrometer die Wahrscheinlichkeit höher, dass im Messvolumen eine Makropore vorhanden ist. Betrachtet man die Ergebnisse der in-situ K_{sat} -Messungen der unterschiedlichen Vegetations- bzw. Landnutzungseinheiten in Abbildung 6.20, wird deutlich, dass die Durchlässigkeiten auf den Ackerflächen insgesamt wesentlich niedriger sind als auf den Savannenflächen.

Tab. 6.4: Statistische Kennzahlen des in-situ K_{sat} -Wertes, unterteilt nach Boden- und Vegetationstyp

Bodentyp	Vegetation	Mittel	Median	Min	Max	Standardabweichung	n
Lixisol/Acrisol	Wald/Savanne	261.1	171.8	50.0	1389.0	253.7	32
Lixisol/Acrisol	Brache-Anacardium	1186.7	437.0	221.3	6831.0	1928.6	9
Lixisol/Acrisol	Feld	151.6	102.1	7.9	550.3	139.2	38
Plinthosol	Savanne	348.9	254.6	122.6	854.0	235.6	8
Plinthosol	Feld	100.9	101.5	24.2	189.9	48.9	9
Gleysol 1	Savanne	435.1	467.3	57.9	870.2	220.7	10
Gleysol 1	Mais-Brache	90.3	96.5	21.5	142.4	40.7	9
Gleysol 2	Savanne herbeuse	496.3	342.3	113.7	1384.1	402.1	8

Auch die Spanne der Messwerte ist auf den Ackerflächen geringer als bei natürlicher Vegetation. Eine Ausnahme bildet hier die Brachefläche mit Cashew-Bäumen, die extrem hohe Durchlässigkeiten zeigt. Auf dieser Fläche wurde auch eine extrem hohe Dichte von Regenwurmlosungen auf der Oberfläche beobachtet. Im Gegensatz zu allen anderen Flächen (sowohl Acker als auch Savannenflächen), auf denen Messungen durchgeführt wurden, wird diese Fläche seit mehreren Jahren nicht gebrannt (mündl. Mitteilung des Besitzers), was eine Erklärung für die hohe bodenbiologische Aktivität und auch für die extrem hohen, durch Makroporen bedingten Durchlässigkeiten sein kann.

Zum Nachweis des statistischen Unterschiedes der Durchlässigkeiten der Böden unter natürlicher Vegetation und landwirtschaftlichen Nutzflächen wurde ein zweiseitiger t-Test (Bahrenberg et al. 1990) für alle Messungen und aufgeteilt in die drei Messmethoden durchgeführt. Die Messungen der Cashew-Pflanzung wurden aufgrund der erläuterten Sonderstellung nicht mit einbezogen. Das Ergebnis in Tabelle 6.5 zeigt, dass der Unterschied der K_{sat} -Werte der beiden Gruppen ‚natürliche Vegetation‘ und ‚Ackerflächen‘ bei Betrachtung aller Messmethoden eine hohe statistische Signifikanz zeigt. Diese wird auch bei den Tests der Einzelmethoden bei Hauben- und Einfachringinfiltrrometer bestätigt. Lediglich bei den Messungen mit dem Doppelringinfiltrrometer können keine statistisch signifikanten Unterschiede festgestellt werden.

Tab. 6.5: Ergebnisse des zweiseitigen t-Tests für die in-situ gemessenen gesättigten Leitfähigkeiten auf Ackerflächen und natürlicher Vegetation

	n natürliche Vegetation	n Acker- flächen	t-Wert T-Test	stat. Signifikanz (P-Wert)
alle Messungen	58	54	4.71	0.0001
Haubeninfiltrrometer	16	12	2.96	0.0065
Doppelring	14	16	1.75	0.0906
Einzelring	28	28	3.42	0.0012

Wie schon in Bezug auf die Cashew-Pflanzung und in Kapitel 3.2.1 erläutert wurde, kann der Unterschied der Durchlässigkeiten der Ackerflächen und Wald- und Savanneflächen durch die Unterschiede in der Intensität der bodenbiologischen Aktivität erklärt werden, was durch Untersuchungen von Junge (2004) bestätigt wurde. Zur Bestimmung der Aktivität der Bodenlebewesen auf Acker- und Savannenstandorten wurden die an der Bodenoberfläche sichtbaren



Abb. 6.21: Regenwurmlosung an der Bodenoberfläche

Regenwurmlosungen (vgl. Abbildung 6.21) und Bioporen auf Testflächen mit unterschiedlicher Landnutzung im Aguima-Einzugsgebiet mit Hilfe eines Zählrahmens (0.25m²) in drei Wiederholungen ermittelt. Es wurde eine deutlich reduzierte bodenbiologische Aktivität auf Ackerstandorten im Vergleich zu Savannenflächen festgestellt, was sowohl bei der Anzahl der bestimmten Regenwurmlosungen und der Bioporen deutlich wird (vgl. Tabelle 6.6).

Tab. 6.6: Anzahl (Mittelwert der drei Auszählungen \pm Standardabweichung) der Bioporen und Regenwurmlosungen auf Flächen mit unterschiedlicher Nutzung im Aguima-Einzugsgebiet (Junge 2004)*

	Anzahl Bioporen	Anzahl Regenwurmlosung
Mais	60 \pm 16	32 \pm 10
Baumwolle	5 \pm 4	0 \pm 0
Yams	8 \pm 7	0 \pm 0
Savanne	219 \pm 20	564 \pm 64

Neben der festgestellten verringerten bodenbiologischen Aktivität auf Ackerstandorten ist auch die Verschlämmung des Oberbodens ein Grund für die Verringerung der Infiltrationsraten auf den Feldern. Die Feldfrüchte werden meist in Reihen angebaut. Das von den erhöhten Anbaureihen und Hügeln abfließende Wasser sammelt sich in den Reihen und sorgt hier für Verschlämmung und bei ausreichender Hangneigung auch für Oberflächenabfluss (vgl. Kapitel 6.5.2)

Bodenphysikalische Parameter Lixisol/Acrisol

Da der Ackerbau schwerpunktmäßig auf Lixisols und Acrisols durchgeführt wird, ist nur bei diesen Böden eine ausreichende Anzahl bodenphysikalischer Messungen zur statistischen Auswertung vorhanden.

Tabelle 6.7 zeigt das arithmetische Mittel der gesättigten Wasserleitfähigkeit, des gesättigten Wassergehaltes und der Lagerungsdichte für Stechzylinderproben von Profilen auf Ackerflächen und Wald- und Savannenstandorten. Es wird deutlich, dass die mittleren Durchlässigkeiten an den landwirtschaftlich genutzten Standorten im Oberboden und auch im Btc- und Ct-Horizont deutlich niedriger sind als die der Wald- und Savannenprofile. Jedoch ist der Unterschied nur für den Ah-Horizont statistisch signifikant (P-Wert: 0.0005). Die gesättigten Wassergehalte unterscheiden sich bei den betrachteten Stichproben kaum. Die Lagerungsdichte der Ackerstandorte liegt bei Ah-, E- und Btc-Horizont leicht über der der Wald- und Savannenbereiche, jedoch ist der Unterschied auch hier nicht statistisch signifikant.

Tab. 6.7: Arithmetisches Mittel der gesättigten Wasserleitfähigkeit, des gesättigten Wassergehaltes und der Lagerungsdichte aller ausgewerteten Bodenproben des Lixisols/Acrisols, klassifiziert nach Landnutzung (n.Veg = natürliche Vegetation)

Horizont	n	Mittelwert K_{sat} [cm/d]		Mittelwert ges. Was- sergehalt [Vol-%]		Mittelwert Lage- rungsdichte [cm ³ /cm ³]	
		Acker	n. Veg.	Acker	n. Veg.	Acker	n.Veg.
Ah/Ap	64	17.17	64.85	34.88	34.87	1.54	1.51
E	46	30.89	33.21	30.08	30.58	1.71	1.68
Btc	45	55.81	112.98	30.27	31.66	1.72	1.65
Ct	38	13.02	24.46	36.35	33.02	1.58	1.65

Unterschiede der hillwash-Mächtigkeiten der terrestrischen Böden

Bei den im Rahmen des Projektes durchgeführten Bodenaufnahmen (Bohrstockkartierungen und Profilaufnahmen) wurde deutlich, dass die Mächtigkeiten des *hillwashes* der terrestrischen Böden (Lixisol, Acrisol, Plinthosol) in den Bereichen, die derzeit oder in vorangegangenen Jahren landwirtschaftlich genutzt wurden, geringer sind als in den nicht genutzten Wald- und Savannenbereichen. Dieses durch Erosion zu erklärende Phänomen konnte auch statistisch anhand einer Auswertung der kartierten *hillwash*-Mächtigkeiten bestätigt werden. Die kartierten terrestrischen Böden wurden in die Gruppen ‚landwirtschaftlich genutzt/Brache‘ und ‚natürliche Vegetation‘ eingeteilt. Zur Klassifizierung diente die Vegetation, die bei der Bodenaufnahme kartiert wurde oder, bei fehlenden Angaben, die Landnutzung laut Landnutzungs-klassifikation (Thamm 2003, vgl. Abbildung 2.13).

Es konnten insgesamt 419 kartierte Bodenaufnahmen (Bohrstockkartierung und Bodenprofilgruben), davon 117 auf landwirtschaftlichen Flächen/Brache und 312 auf natürlicher Vegetation, aus Aufnahmen von Junge (2004), Steup (2004) und aus eigenen Aufnahmen ausgewertet werden. Die mittleren *hillwash*-Mächtigkeiten, der Median und die Standardabweichung sind in Tabelle 6.8 dargestellt. Im Mittel ist die *hillwash*-Mächtigkeit auf landwirtschaftlich genutzten Flächen ca. 20 cm geringer als bei natürlicher Vegetation. Bei einem mittleren Wassergehalt des Ah-Horizonts von 24 Vol-% bei pF 1.8 (vgl. Tabelle 6.9) entspricht das einer Reduktion der Feldkapazität um 46.8 mm. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass die Variabilität der *hillwash*-Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet insgesamt sehr hoch ist, was auch die Standardabweichungen zeigen.

Tab. 6.8: Statistische Kennzahlen der *hillwash*-Mächtigkeiten im Bereich der Ackerflächen und der natürlichen Vegetation

	Acker/Brache	natürliche Vegetation
Mittelwert der <i>hillwash</i>-Mächtigkeit	39.3 cm	58.8 cm
Median der <i>hillwash</i>-Mächtigkeit	29 cm	51 cm
Standardabweichung	28.5 cm	38.3 cm
n	117	312

Wie bei den Infiltrationsversuchen wurde zur Beurteilung der statistischen Signifikanz der Unterschiede der mittleren *hillwash*-Mächtigkeiten der beiden Gruppen ein zweiseitiger t-Test durchgeführt. Der P-Wert von 0.0001 macht deutlich, dass der Unterschied der Mittelwerte der untersuchten Gruppen statistisch sehr signifikant ist.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass ein signifikanter Einfluss der Landnutzung auf die bodenphysikalischen Eigenschaften der untersuchten Böden nur in Bezug auf die gesättigte Leitfähigkeit des Oberbodens und die *hillwash*-Mächtigkeiten vorhanden ist. Während die Unterschiede der gesättigten Wasserleitfähigkeiten v.a. durch die Verringerung der bodenbiologischen Aktivität und damit durch die Verringerung der Makroporosität zu erklären sind, kann die Verringerung der *hillwash*-Mächtigkeit auf die Bodenerosion zurückgeführt werden. Aufgrund der relativ langen Siedlungsgeschichte Dogués (Gründung Ende des 18. Jh., vgl. Hettig 2002) kann davon ausgegangen werden, dass die dorfnahen Bereiche schon seit vielen Jahrzehnten landwirtschaftlich genutzt werden und somit der *hillwash* in Dorfnähe durch Erosion bereits deutlich reduziert wurde.

6.2.3 Räumliche Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften

Die in Abbildung 6.22 dargestellten Korngrößendreiecke geben einen Überblick über die Textur des 1. (Ah) und 2. Horizontes aller beprobten Böden im gesamten Untersuchungsgebiet.

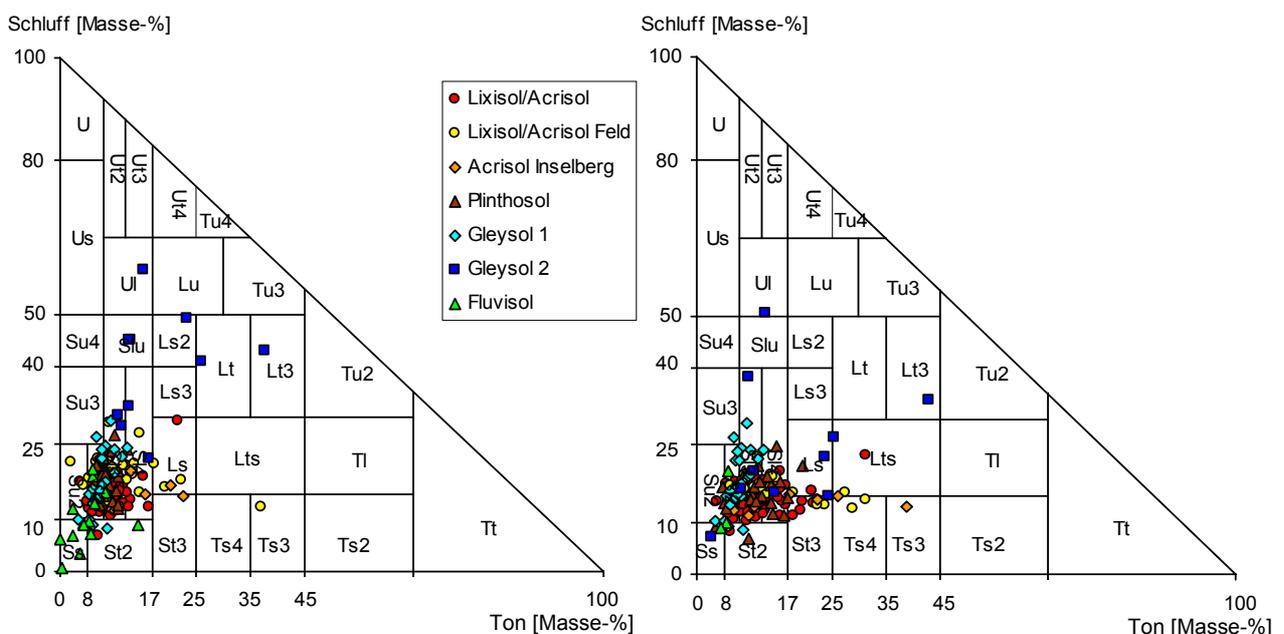


Abb. 6.22a: Korngrößendreieck Ah-Horizont

Abb. 6.22b: Korngrößendreieck 2. Horizont

Es wird deutlich, dass die Variabilität in Bezug auf die Bodentextur in allen Horizonten relativ gering ist¹. Es zeigt sich bei beiden Horizonten eine deutliche Dominanz der Sandfraktion. Die vorherrschenden Bodenarten sind schwach, mittel und stark lehmiger Sand (SI2, SI3, SI4). Ausnahmen bilden hier der Gleysol 2, der Inselberg-Acrisol und wenige Lixisols, v.a. solche, die auf landwirtschaftlichen Nutzflächen liegen. Dies ist durch die bereits erwähnte Abtragung des sandigen *hillwash*-Sedimentes und durch Bodenbearbeitung zu erklären, wodurch Bodenmaterial aus dem tonigeren Btc-Horizont näher an die Oberfläche gelangt. Auch bei dem Ausreißer der Gruppe Lixisol/Acrisol handelt es sich um ein Bodenprofil, das sich in einem Savannenbereich befindet, der nach Aussagen der Dorfbewohner früher besiedelt war (alter Siedlungskern).

Für den dominanten Bodentyp des Lixisols/Acrisols sind in Tabelle 6.9 statistische Kenngrößen zur Charakterisierung der Variabilität ausgewählter physikalischer Bodeneigenschaften aufgelistet.

Tab. 6.9: Deskriptive Statistik der bodenphysikalischen Eigenschaften für Bodentyp Lixisol/Acrisol (CV = Variationskoeffizient)

	Horizont	Mittelwert	Median	Min	Max	Standardabweichung	CV
Sandgehalt [Masse-%]	Ah	74.0	75.0	48.9	86.3	5.9	8.0
	Bt	73.0	73.9	45.5	85.8	6.1	8.4
	Bct	64.1	66.1	33.0	81.4	9.6	14.9
	Cw	49.5	49.4	30.6	77.6	10.3	20.9
Schluffgehalt [Masse-%]	Ah	16.7	16.5	6.9	29.7	3.8	22.9
	Bt	14.8	14.6	8.2	23.0	2.4	16.4
	Bct	15.3	14.8	10.1	27.8	3.0	19.5
	Cw	18.7	17.7	11.9	36.0	5.1	27.0
Tongehalt [Masse-%]	Ah	9.4	8.6	2.2	37.1	4.0	42.8
	Bt	12.2	11.0	3.8	31.5	5.2	43.0
	Bct	20.6	17.8	5.5	50.8	9.3	45.0
	Cw	31.8	33.9	4.8	50.5	9.8	30.7
Lagerungsdichte [cm ³ /cm ³]	Ah	1.5	1.5	1.2	1.7	0.1	6.2
	Bt	1.7	1.7	1.5	1.9	0.1	5.5
	Bct	1.7	1.7	1.5	1.9	0.1	7.2
	Cw	1.6	1.6	1.5	2.2	0.2	9.1
θ_s [Vol-%]	Ah	34.9	35.1	27.6	40.2	3.0	8.5
	Bt	30.3	30.3	21.5	36.7	3.3	10.9
	Bct	31.2	32.2	23.1	40.8	3.5	11.1
	Cw	34.0	35.2	23.1	39.4	3.7	11.0
$\theta(pF\ 1.8)$ [Vol-%]	Ah	24.2	24.3	16.3	30.9	3.5	14.4
	Bt	22.4	21.4	15.1	30.0	4.5	20.2
	Bct	26.3	25.7	22.4	38.8	4.0	15.2
	Cw	28.0	27.2	23.8	33.6	3.4	12.2
$\theta(pF\ 4.2)$ [Vol-%]	Ah	6.5	6.3	4.2	11.6	1.9	29.5
	Bt	9.8	9.6	5.6	15.6	2.9	29.2
	Bct	14.1	14.2	9.3	21.7	2.9	20.5
	Cw	18.3	17.7	14.4	25.5	3.4	18.5

¹ Viele Punkte werden in der Darstellung überlagert, da sie eine sehr ähnliche Textur haben. Der dargestellte Stichprobenumfang beträgt 208 Proben.

Der Variationskoeffizient (CV) als normiertes Streuungsmaß lässt im Gegensatz zu den absoluten Maßen wie Standardabweichung und Spanne einen Vergleich der Variabilität zu.

Im Allgemeinen werden Variablen mit Variationskoeffizienten unter 15 % als schwach variabel, mit 15–35 % als mittel variabel und mit über 35 % als hoch variabel angesprochen (Kuhn 1998). Folglich können die meisten hier aufgeführten Eigenschaften als schwach bis mittel variabel beurteilt werden. Eine Ausnahme bildet der Tongehalt, der für alle Bodenschichten eine hohe Variabilität besitzt.

Die relativ geringe Variabilität der hier aufgeführten bodenphysikalischen Eigenschaften unterstreicht die Aussage, dass die hohe Variabilität der gesättigten Leitfähigkeit v.a. auf Makroporen und nicht auf die Textur zurückzuführen ist.

Nested sampling-Beprobung

Zur Analyse der kleinräumigen Variabilität der Bodeneigenschaften wurde zusätzlich eine *nested-sampling*-Beprobung (Oliver & Webster 1986) für Lagerungsdichte und Bodenfeuchte im Bereich der natürlichen Vegetation im oberen Aguima-Einzugsgebiet und im Bereich von Feld- und Bracheflächen im oberen Niaou-Einzugsgebiet in der Bodeneinheit Lixisol/Acrisol durchgeführt. Es wurden die Parameter Lagerungsdichte und Bodenfeuchte ausgewählt, weil diese mit einem relativ geringen Aufwand in großer Stichprobenanzahl zu erfassen sind.

Beim *nested sampling* wird davon ausgegangen, dass eine Population hierarchisch strukturiert, also in Klassen, Unterklassen etc. gegliedert ist. Nach der Theorie der regionalisierten Variablen geht man davon aus, dass jede Einzelbeobachtung eine Variation enthält, zu welcher jede Stufe der Hierarchie beigetragen hat, einschließlich einer nicht weiter aufgesplitteten Variation der kleinsten Unterkategorie. Bei der *nested sampling* Beprobung können die einzelnen Varianzkomponenten jeder Stufe ermittelt werden, die zu der Gesamtvarianz beigetragen haben.

Es wurden sechs Entfernungsstufen (0.3 m, 1 m, 3 m, 10 m, 30 m, 100 m) ausgewählt. Ausgehend von einem Punkt wurden in zufällig gewählten Richtungen drei Punkte mit einer Distanz von 100 m vom Ausgangspunkt bestimmt, von der dann die weiteren Entfernungsstufen in zufällig ausgewählten Richtungen abgemessen wurden.

In Abbildung 6.23 ist die kumulierte Varianz der Entfernungsstufen für die Lagerungsdichte im Bereich der Savannenvegetation und im ackerbaulich genutzten Bereich dargestellt. Die *nested-sampling*-Beprobung der Lagerungsdichte zeigt, ähnlich wie die Messung der Bodenfeuchte (vgl. Abbildung 6.28), dass die kleinräumige Variabilität der Lagerungsdichte auf den Feldflächen höher ist als in der Savanne. Im landwirtschaftlich genutzten Bereich werden

über 60% der Varianz schon bei einer Entfernung von 0.3 m erreicht, während im Bereich der natürlichen Vegetation bei der gleichen Entfernungstufe ca. 35% der Varianz erzielt wird.

Die hohe kleinräumige Variabilität der Lagerungsdichte auf den Feldflächen ist v.a. den unterschiedlichen Bodeneigenschaften der Anbaureihen bzw. -hügel und der Zwischenreihenbereiche zuzuschreiben. Die durch Bodenbearbeitung aufgehäuften Saatzeilen sind sehr aufgelockert und haben somit eine geringe Lagerungsdichte, während die Zwischenreihenbereiche durch Verschlammung und Betreten durch Personen eher verdichtet sind.

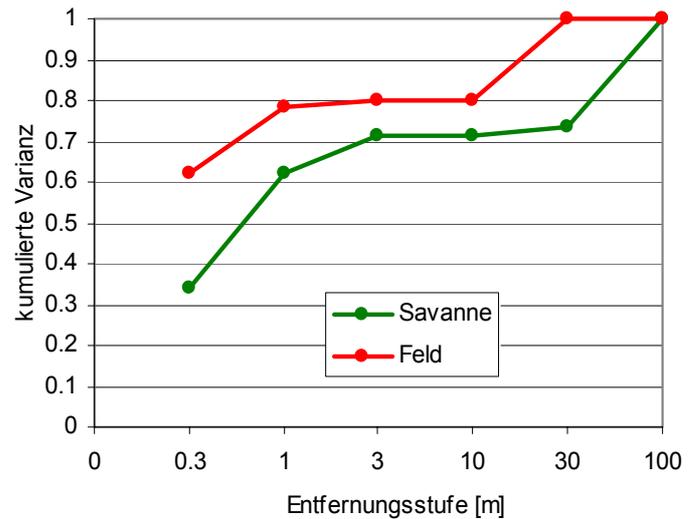


Abb. 6.23: Kumulierte Varianz der nested sampling Beprobung der Lagerungsdichte

Die durch Bodenbearbeitung aufgehäuften Saatzeilen sind sehr aufgelockert und haben somit eine geringe Lagerungsdichte, während die Zwischenreihenbereiche durch Verschlammung und Betreten durch Personen eher verdichtet sind.

6.3 Bodenwasserdynamik

6.3.1 Jahreszeitliche Dynamik des Bodenwassers

Standortmessungen Lixisol/Acrisol (Bodenwasserstationen)

Im Folgenden wird die jahreszeitliche Dynamik des Bodenwassers der Jahre 2001 und 2002 anhand der Messdaten der Bodenwasserstationen exemplarisch für das Messfeld Savanne und Baumwolle dargestellt. Allerdings sind die Datenreihen aufgrund zahlreicher technischer Defekte der Anlage sehr lückenhaft, so dass durch langfristige Ausfälle im Juni/Juli die Periode der Aufsättigung des Bodens nicht interpretiert werden kann. Die in den Abbildungen 6.24 und 6.25 dargestellten Diagramme des Bodenwassergehaltes und der Saugspannung zweier Messplots der Jahre 2001 (Messbeginn Ende Juni) und 2002 zeigen eine starke, durch Regen- und Trockenzeit bedingte jahreszeitliche Dynamik des Bodenwassers im Untersuchungsgebiet.

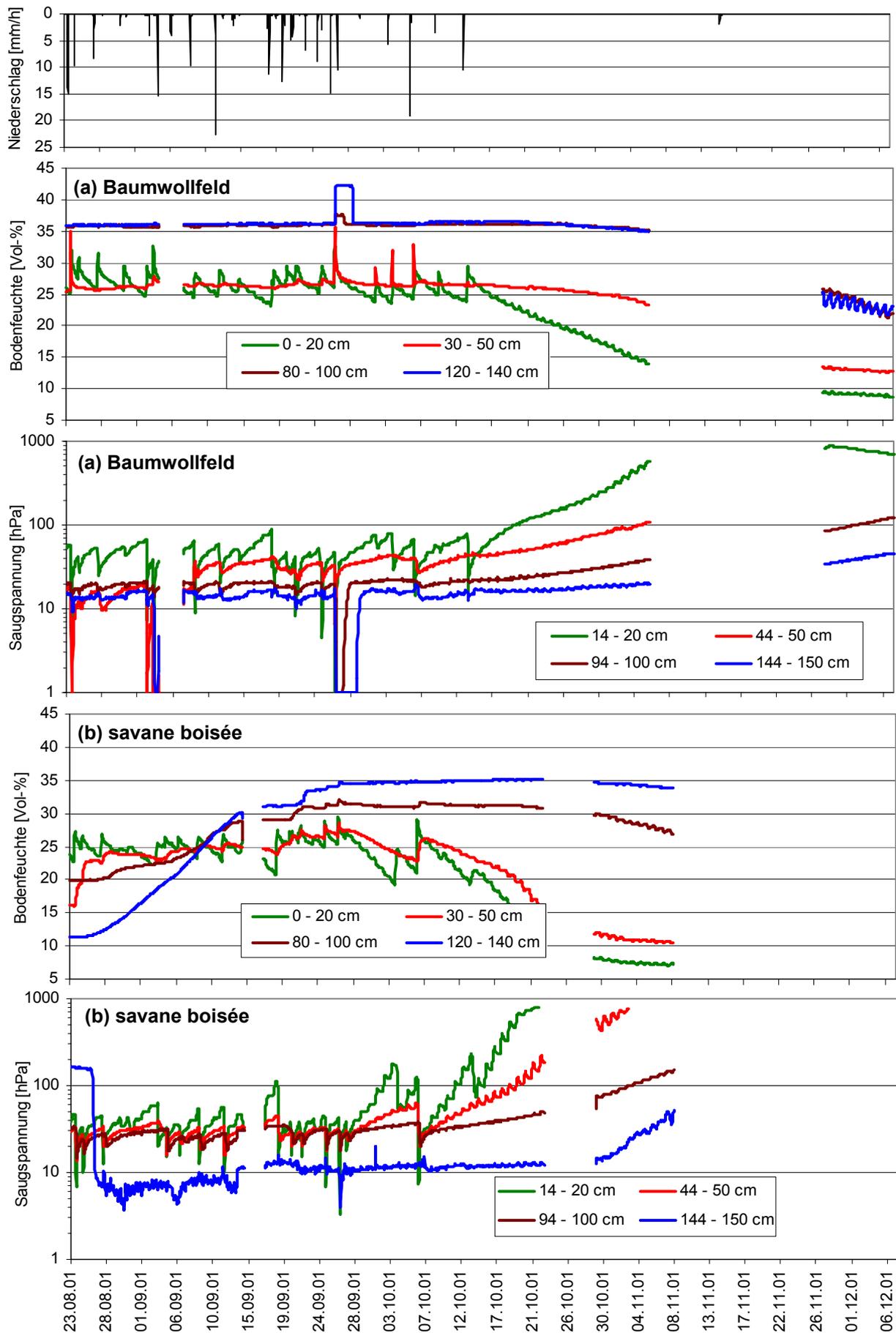


Abb. 6.24: Bodenwasserdynamik Baumwollfeld (a) und savane boisée (b), 2001, (Lücken = Messdatenausfälle)

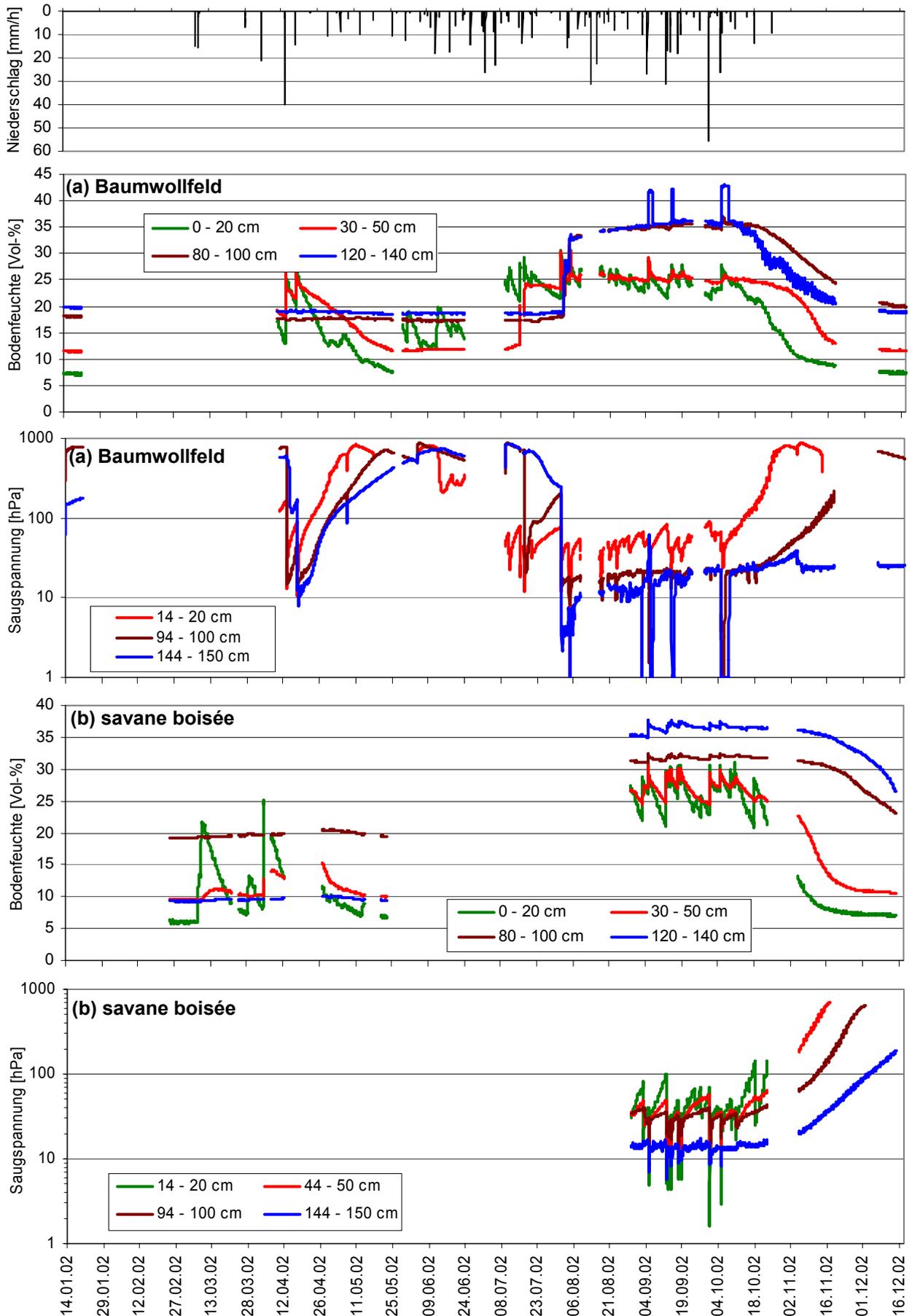


Abb. 6.25: Bodenwasserdynamik Baumwollfeld (a) und savane boisée (b), 2002, (Lücken = Messdatenausfälle)

Zu Beginn des Jahres ist der Oberboden stark ausgetrocknet, während im Unterboden ab 80 cm noch Wassergehalte von über 15 % vorherrschen können. Die Regenereignisse der Monate März bis Juli verursachen eine deutliche Erhöhung der Bodenwassergehalte in den Tiefen 0–20 cm und 30–50 cm, jedoch trocknet der Boden einige Tage nach dem Niederschlagsereignis wieder auf den Ausgangswert ab. Die Bodenfeuchte in über 80 cm Tiefe zeigt in diesen Monaten keine Reaktion auf die Niederschlagsereignisse, da die gefallene Wassermenge nicht ausreicht, den gesamten Porenraum des ausgetrockneten Bodens bis zu dieser Tiefe aufzufüllen. Aufgrund der hohen Saugspannung des Bodens in der Trockenzeit ist eine Messung mit den Tensiometern in dieser Periode nicht möglich, da sie nur für Saugspannungen bis ca. 800 hPa einsetzbar sind, da bei niedrigeren Matrixpotenzialen (= höhere Saugspannungen) Luft in die Kerzen eindringt. Somit ist eine kontinuierliche Erfassung der Saugspannung erst ab Anfang August möglich.

Von Mitte bis Ende August ist das gesamte Bodenprofil bis 140 cm aufgesättigt. Die TDR-Sonden in 80–100 cm und 120–140 cm Tiefe zeigen eine relativ konstante Bodenfeuchte für die Monate September und Oktober an. Zum Teil kommt es jedoch schon ab Mitte Oktober zum Abtrocknen dieser Bodenschichten (Baumwollfeld, 2002). Im Saprolith werden in dieser Periode häufig Saugspannungen von Null oder kleiner (= Überdrücke) erreicht. Folglich liegt eine vollständige Sättigung des Bodens vor. Dies kann durch stauende Effekte des wenig durchlässigen Saproliths verursacht sein.

Nach dem letzten Niederschlagsereignis kommt es zu einem schnellen Abtrocknen des Oberbodens. Die TDR-Kurve dieser Schicht sinkt im Jahr 2002 deutlich schneller ab als 2001.

Transektmessungen Oberboden

Die Messungen der Bodenwasserstationen geben aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung ein detailliertes Bild über die kurzfristigen und jahreszeitlichen Bodenfeuchteveränderungen, sind jedoch auf wenige Messplots beschränkt. So können auf der Grundlage dieser Messungen keine Aussagen über die raum-zeitliche Veränderung gemacht werden, weshalb zusätzlich wöchentliche Messungen der Bodenfeuchte des Oberbodens an drei Transekten durchgeführt wurden. In Abbildung 6.26 ist am Beispiel des Transektes T52 (vgl. Abbildung 5.1) für repräsentative Messzeitpunkte des Jahres 2002 die Bodenfeuchte des Oberbodens eines Hanges dargestellt. Es handelt sich um Mittelwerte der drei Messungen an den vier Messpunkten (vgl. Kapitel 5.1.3) pro Standort. Die Lage der Messstandorte auf der Toposequenz und der Bodentyp des Standortes sind in Abbildung 6.26a ersichtlich.

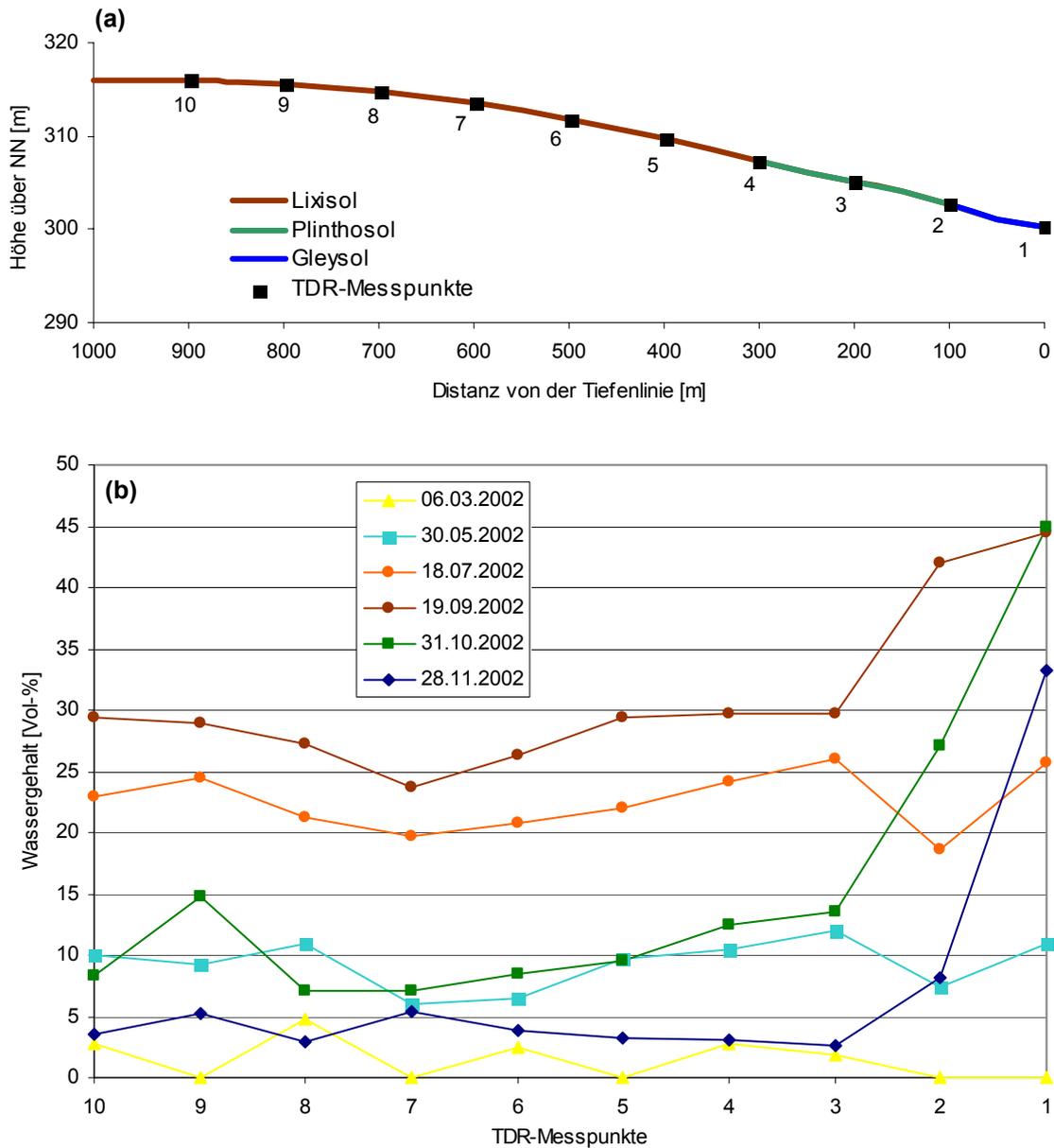


Abb. 6.26: (a) Toposequenz des Transektes T52, (b): Transektmessungen der Bodenfeuchte für ausgewählte Zeitpunkte des Transektes T52

Anfang März (Ende der Trockenzeit, vor dem ersten Niederschlagsereignis) bleibt die Bodenfeuchte an allen Standorten unter 5 Vol-%, z.T. werden sogar Werte von 0 Vol-% gemessen. Es muss an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass bei extrem geringen Wassergehalten der Fehlerbereich der TDR-Geräte relativ hoch ist und außerdem bei den extrem ausgetrockneten Böden das Einstechen der Sonde in den Boden nicht gut durchzuführen ist. Die Messwerte dieses Tages können somit nicht als zuverlässig bewertet werden. Es kann jedoch festgehalten werden, dass sich kein räumliches Muster der Bodenfeuchte entlang des Hanges erkennen lässt. Ende Mai ist die Bodenfeuchte im Mittel auf ca. 9 Vol-% angestiegen, zeigt jedoch immer noch kein räumliches Muster an der Toposequenz. Ähnlich verhält es sich

Mitte Juli, wo der Wassergehalt zwar insgesamt auf einem höheren Niveau liegt (zwischen 19 und 26 %), aber kein Unterschied zwischen Unterhang und Oberhang erkennbar ist.

Erst Mitte September wird eine räumliche Differenzierung deutlich. Der Grundwasserstand ist bis zur Geländeoberkante angestiegen, so dass der Oberboden des Gleysols (Messstellen 1 und 2 im *Inland-Valley* bzw. am Rand des *Inland-Valleys*) vollständig gesättigt ist. Die Bodenfeuchte der terrestrischen Böden hat mit einem Mittelwert von 28 Vol-% auch ihr Jahresmaximum erreicht, ist jedoch deutlich geringer als die der hydromorphen Böden. Am Ende der Regenzeit (Ende Oktober; das letzte Niederschlagsereignis war am 25.10.02) ist die Bodenfeuchte der terrestrischen Böden schon auf Werte unter 15 Vol-% abgesunken, während im zentralen Bereich des *Inland-Valleys* die Wassergehalte auf dem Niveau vom September gehalten werden. Diese extremen Unterschiede der Feuchte sind auch Ende November noch zu erkennen, wo der Bodenwassergehalt der Böden am Mittel- und Oberhang im Mittel auf unter 4 Vol-% abgesunken ist, während am Unterhang noch 33 Vol-% gemessen wurden. Die vollständigen Datenreihen der Bodenfeuchtemessungen der drei Transekte sind in Anhang A6 aufgeführt.

6.3.2 Einfluss der Landnutzung auf die Bodenwasserdynamik

Die Standorte der Bodenwasserstationen wurden so ausgewählt, dass ein Vergleich der Bodenfeuchtedynamik landwirtschaftlich genutzter Standorte und solcher mit natürlicher Vegetation ermöglicht wird. Die Bodentypen aller Standorte sind Lixisols/Acrisols. Abbildung 6.27 zeigt die Bodenfeuchtedynamik der Regenzeit 2001 der verschiedenen Landnutzungseinheiten aller Messtiefen. Es wird deutlich, dass in allen Messtiefen die Bodenwassergehalte der Standorte mit natürlicher Vegetation unter denen der Feldflächen liegen. Im Oberboden ist die Dynamik aller Standorte sehr ähnlich, jedoch weist der am dichtesten bewachsene Standort (*forêt claire*) die geringsten Bodenfeuchten im Oberboden auf, was zum einen durch Interzeptionsverluste aber auch durch höhere Wasseraufnahme durch die Pflanzen zu erklären ist. Die höheren Durchlässigkeiten der Böden der Savannen- bzw. Waldstandorte führen zu einer schnelleren Tiefenversickerung im Vergleich zu den Feldern, so dass die Wassergehalte im Oberboden auf den Feldflächen höher sind als bei natürlicher Vegetation.

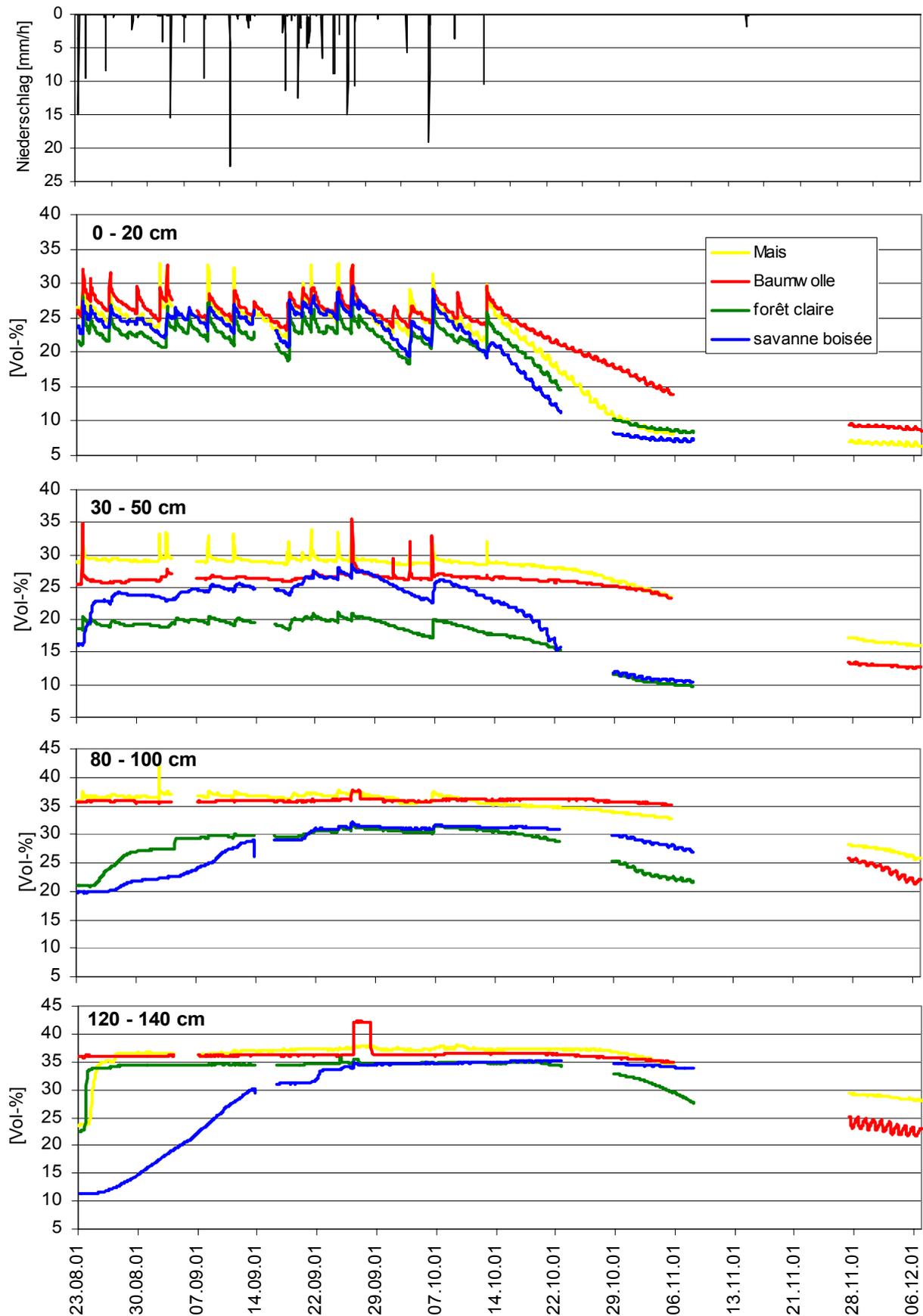


Abb. 6.27: Vergleich der Bodenfeuchte von vier Messplots mit unterschiedlicher Landnutzung in vier Messtiefen, 2001, (Lücken = Messdatenausfälle)

Die TDR-Sonden mussten auf den Äckern aus anbautechnischen Gründen in den Zwischenreihenbereichen installiert werden, in denen sich bei den Niederschlagsereignissen das von den angehäuften Reihen und Hügeln abfließende Wasser sammelt. Bei der *nested-sampling*-Messung (vgl. Kapitel 6.3.3) wurden große Unterschiede der Bodenfeuchte der Anbaureihen bzw. -hügel (geringe Bodenfeuchte) und der Zwischenreihenbereiche (hohe Bodenfeuchte) festgestellt, so dass bei Messungen zwischen den Reihen immer eine höhere Bodenfeuchte gemessen wird, als sie für das gesamte Feld charakteristisch wäre. Dieser Effekt beeinflusst v.a. die Messungen im Oberboden.

In den tieferen Bodenschichten zeigt sich, dass die Bodenfeuchte an den Savannen- und Waldstandorten später ansteigt und früher absinkt. Auch hier wird deutlich, dass im dichter bewachsenen *forêt claire* die Bodenfeuchte früher und stärker absinkt, als bei der *savane boisée*. Die beschriebenen Phänomene können durch den höheren Bodenwasserentzug durch Pflanzen erklärt werden. Das späte Ansteigen des Bodenwassergehaltes der Tiefe 120–140 cm des Standortes *savane boisée* scheint jedoch v.a. substratbedingt zu sein. Das Bodenprofil dieses Standortes ist durch beginnende Plinthitisation in Tiefen ab 70 cm und folglich geringere Durchlässigkeiten in dieser Schicht charakterisiert, so dass es zu einer verzögerten Aufsättigung der darunter liegenden Bodenhorizonte kommt.

6.3.3 Räumliche Variabilität der Bodenfeuchte

Wie in 6.2.3 erwähnt, wurden auch für die Bodenfeuchte des Oberbodens Messungen nach der *nested-sampling*-Methode durchgeführt, um eine genauere Analyse der kleinräumigen Variabilität durchführen zu können. Die Ergebnisse sind in Abbildung 6.28 dargestellt. An den Messpunkten wurde an drei Tagen die Bodenfeuchte mit einer TDR-Sonde erfasst. Dabei wurde jeweils eine Beprobung an einem Tag vorgenommen, der auf eine Nacht mit einem Niederschlagsereignis folgte (04.09.02: 23 mm Niederschlag in der Nacht vom 03.09 auf den 04.09.02; 27.09.02: 12 mm Niederschlag in der Nacht vom 26.09 auf den 27.09.02). Die anderen Messungen erfolgten an Tagen ohne Niederschlagsereignis am Vortag.

Insgesamt zeigt die Bodenfeuchte ein ähnliches Muster der kumulierten Varianz wie die Lagerungsdichte (vgl. Abbildung 6.23).

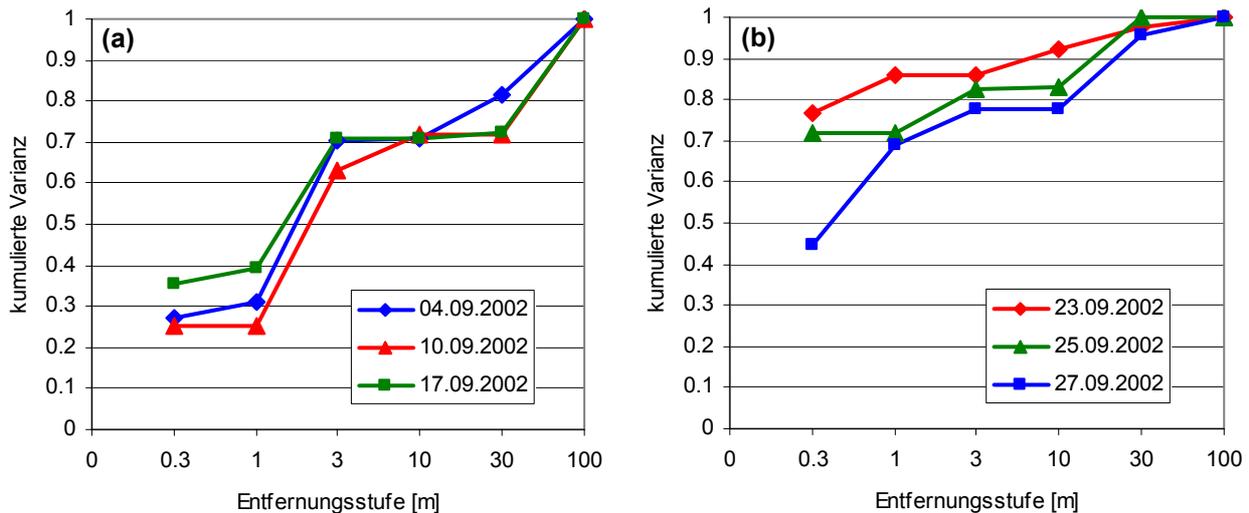


Abb. 6.28: Kumulierte Varianz der nested sampling Beprobung der Bodenfeuchte im Bereich natürlicher Vegetation (a) und auf Ackerflächen (b) (Bodeneinheit Lixisol/Acrisol, Bodenart Oberboden: lehmiger Sand)

Es wird deutlich, dass die kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte bei beiden Standorten sehr hoch ist, im Bereich der Feldflächen jedoch deutlich höher als an Savannen/Waldstandorten. Letztere erreichen bei der Entfernungsstufe 0.3 ca. 30 % der Gesamtvarianz, während die Nutzflächen bei dieser Entfernungsstufe schon ca. 70 % erreichen (mit Ausnahme der Messung vom 27.09.03). Im Entfernungsbereich von 30–100 m ist bei den Feldflächen kaum noch eine Steigerung der kumulierten Varianz zu beobachten, da diese bereits bei 30 m fast 100 % erreicht hat. Im Bereich der natürlichen Vegetation ist hier noch eine Zunahme von ca. 20–30 % zu erkennen.

Die extreme kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte im landwirtschaftlich genutzten Bereich ist durch die schon erwähnten Unterschiede der Anbaureihen und Zwischenreihenbereiche der Anbausysteme zu erklären.

Bei den drei Messungen je Vegetationseinheit sind Unterschiede der Varianz zu erkennen. Obwohl die Messungen an den gleichen, markierten Stellen durchgeführt wurden, mussten die Sonden neu eingestochen werden, so dass durch die extrem hohe kleinräumige Variabilität Unterschiede in der kumulierten Varianz entstehen. Im Bereich der Ackerflächen zeigt die Messung nach dem Niederschlagsereignis (27.09.02) eine geringere kleinräumige Variabilität, was durch die insgesamt sehr hohen Bodenwassergehalte nahe der Sättigung zu erklären ist. Folglich sind weniger Unterschiede zwischen den Anbaureihen und den Zwischenreihen vorhanden. Im Bereich der natürlichen Flächen ist kein deutlicher Unterschied zwischen den Messtagen nach einem Niederschlagsereignis und den anderen Messtagen sichtbar.

6.4 Abflussdynamik

Zur Analyse der Abflussdynamik werden im Folgenden die Abflussganglinien der Jahre 2001 bis 2003 der verschiedenen Teileinzugsgebiete miteinander verglichen und die möglichen Ursachen der Unterschiede erörtert. Der Schwerpunkt wird v.a. auf den Vergleich der beiden kleinen Teileinzugsgebiete oberer Aguima (Pegel 1) und oberer Niaou (Pegel 4) gelegt, um die Unterschiede der Abflussdynamik von Einzugsgebieten mit weitgehend natürlicher Vegetation und mit vorwiegend landwirtschaftlichen Nutzflächen zu analysieren. Die Anteile des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss werden auf der Grundlage von Leitfähigkeitsmessungen und Oberflächenabflussmessungen an Erosionsparzellen analysiert.

6.4.1 Abflussganglinien der Teileinzugsgebiete der Jahre 2001-2003

In Abbildung 6.29 sind die Abflussganglinien der Jahre 2001 bis 2003 für die verschiedenen Pegelmessstellen des Aguima-Einzugsgebietes dargestellt. Tabelle 6.10 gibt die Wasserbilanz der Teileinzugsgebiete der Jahre 2001 bis 2003 wieder. Zur besseren Vergleichbarkeit der Abflussmengen der einzelnen Einzugsgebiete wird bei der Darstellung der Abflussganglinien der Abfluss auf die Einzugsgebietsgröße bezogen und als Abflusshöhe in mm/d angegeben.

Tab. 6.10: Wasserbilanz der Teileinzugsgebiete der Pegel 1 – 4 für die Jahre 2001 bis 2003

	Pegel 1	Pegel 2	Pegel 3	Pegel 4
2001 (18.06.01 – 31.12.01)				
Niederschlag [mm]	609	609	609	609
Abfluss [m ³]	74145	178194	752415	483054
Abflusshöhe [mm]	23.0	25.3	45.5	155.8
Abflusskoeffizient [%]	3.8	4.2	7.5	25.6
2002				
Niederschlag [mm]	1145	1145	1145	1157
Abfluss [m ³]	351633	675259*	2323637	568804
Abflusshöhe [mm]	109.2	117.8	139.6	183.5
Abflusskoeffizient [%]	9.5	10.3	12.2	15.8
2003				
Niederschlag [mm]	1216	1216	1216	1230
Abfluss [m ³]	631473	Pegel defekt	3033868	714710
Abflusshöhe [mm]	196.1		183.3	230.6
Abflusskoeffizient [%]	16.1		15.2	18.7

*Ausfall Pegel 2 vom 25.09.02 bis 04.10.02, Fehlwerte wurden auf Basis der Daten von Pegel 1 durch Korrelation der Abflüsse von Pegel 1 und 2 berechnet

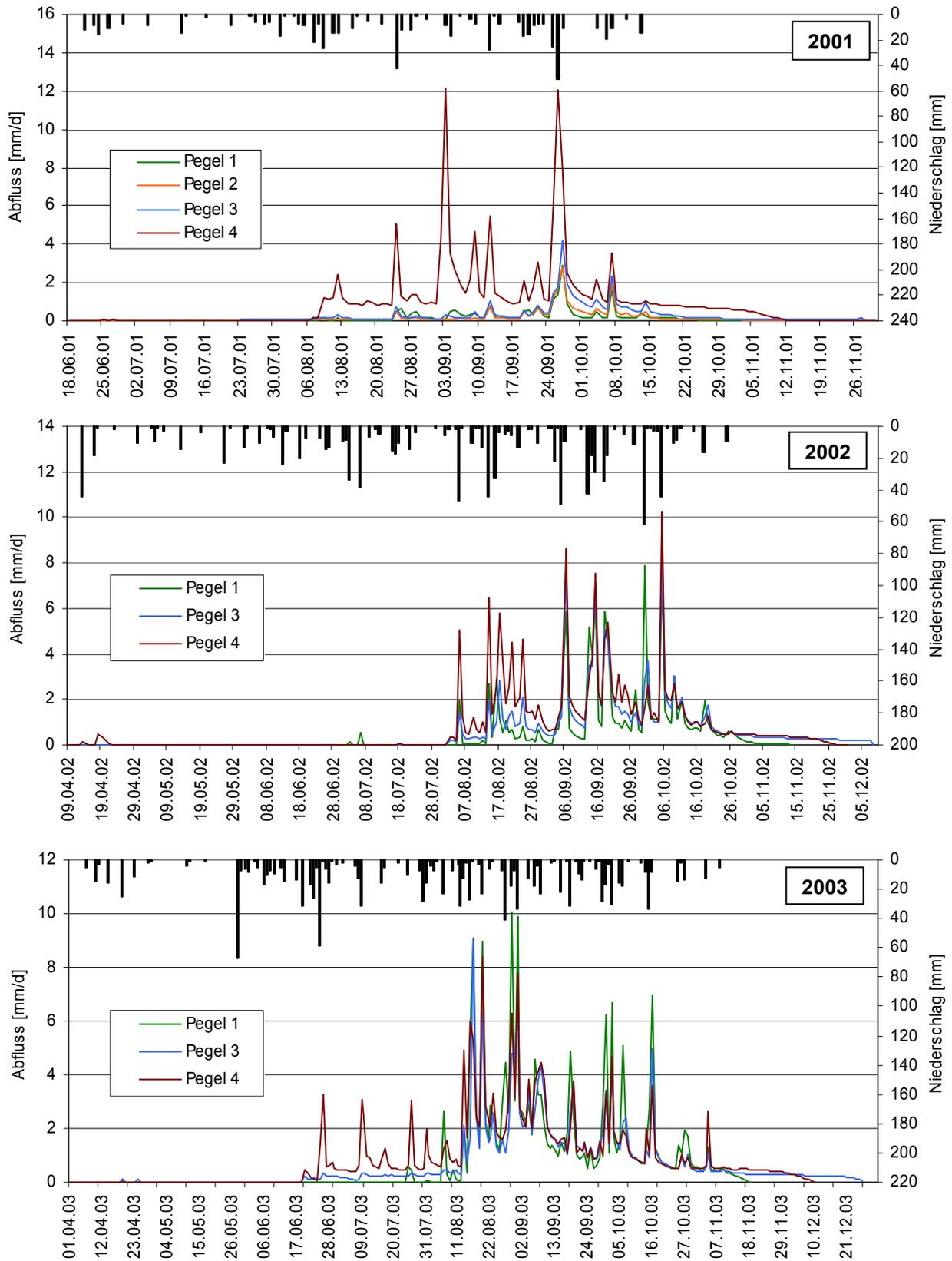


Abb. 6.29: Abflussganglinien der Pegel 1-4 für die Jahre 2001, 2002 und 2003. Die Abflussganglinie von Pegel 2 ist für 2002 und 2003 aufgrund von Messausfällen und wegen besserer Übersichtlichkeit nicht dargestellt

Die Abflussganglinien aller Teileinzugsgebiete zeigen die für die Region typische Saisonalität des Abflusses. In der Trockenzeit von Dezember bis April führen alle Bäche kein Wasser. Zu Beginn der Regenzeit von April bis Juli können durch extreme Niederschlagsereignisse einzelne Abflussspitzen beobachtet werden, die durch Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss entstehen. Wie die Analyse der Bodenwasserdynamik in Kapitel 6.3 gezeigt hat, kommt es in dieser Periode zur Aufsättigung des Bodenspeichers. Basisabfluss und *Interflow* wird dementsprechend nicht gebildet. Eine kontinuierliche Wasserführung beginnt in den Bächen erst Ende Juli bis Mitte August. In Abhängigkeit vom Ende der Regenzeit und der gefallenen Niederschlagsmenge in der Regenzeit fallen die Bäche in dem Zeitraum von Anfang November bis Mitte Dezember trocken.

Beim Vergleich der Abflussganglinien wird deutlich, dass sich die Abflussdynamik der einzelnen Teileinzugsgebiete z.T. sehr stark unterscheidet. Vor allem für das niederschlagsarme Jahr 2001 sind die Abweichungen der Abflussganglinie und auch der Abflusshöhe des Teileinzugsgebiets oberer Niaou (Pegel 4) von den restlichen Teileinzugsgebieten (Pegel 1–3) sehr groß.

Für das wesentlich feuchtere Jahr 2002 fallen die Unterschiede in der Gesamtabflusshöhe nicht mehr so deutlich aus, jedoch sind v.a. zu Beginn der Abflussperiode starke Abweichungen zwischen Pegel 1 und 4 erkennbar. Das Abflussverhalten des oberen Niaou zeichnet sich im Vergleich zu den anderen Teileinzugsgebieten in beiden Jahren durch ein früheres Auftreten des Basisabflusses und einen insgesamt höheren Basisabfluss aus. Des Weiteren wird deutlich, dass der Wasserstand des oberen Niaou am Ende der Regenzeit deutlich langsamer zurückgeht als der des oberen Aguima, der bereits Ende Oktober bzw. Anfang November trocken fällt. Die Abflussspitzen sind bei der Ganglinie des oberen Niaou im Jahr 2001 und zu Beginn der Regenzeit 2002 und 2003 deutlich höher als die der anderen Teileinzugsgebiete, was jedoch ab Anfang September 2002 und Anfang August 2003 nicht mehr zu beobachten ist. Der deutlich höhere Abflusspeak von Pegel 1 am 30.09.02 ist durch kleinräumige Niederschlagsvariabilität zu erklären (vgl. Tabelle in Abbildung 6.30)

Die beobachtete Saisonalität der Abflussdynamik spiegelt sich auch bei den berechneten Abflusskoeffizienten (Abflussmenge/Niederschlagsmenge) großer Niederschlagsereignisse im Verlauf des Jahres 2002 wider (vgl. Abbildung 6.30).

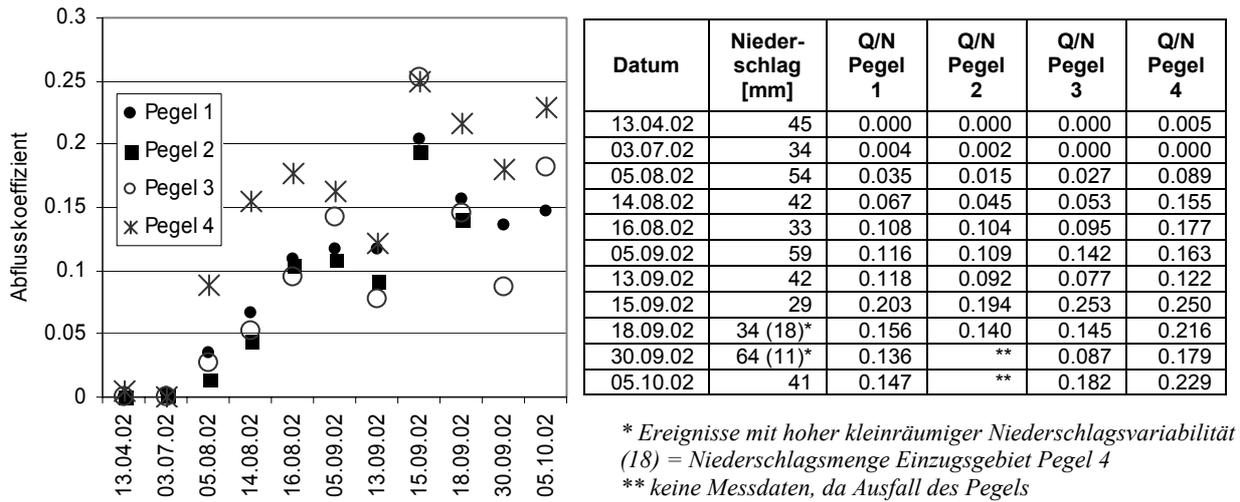


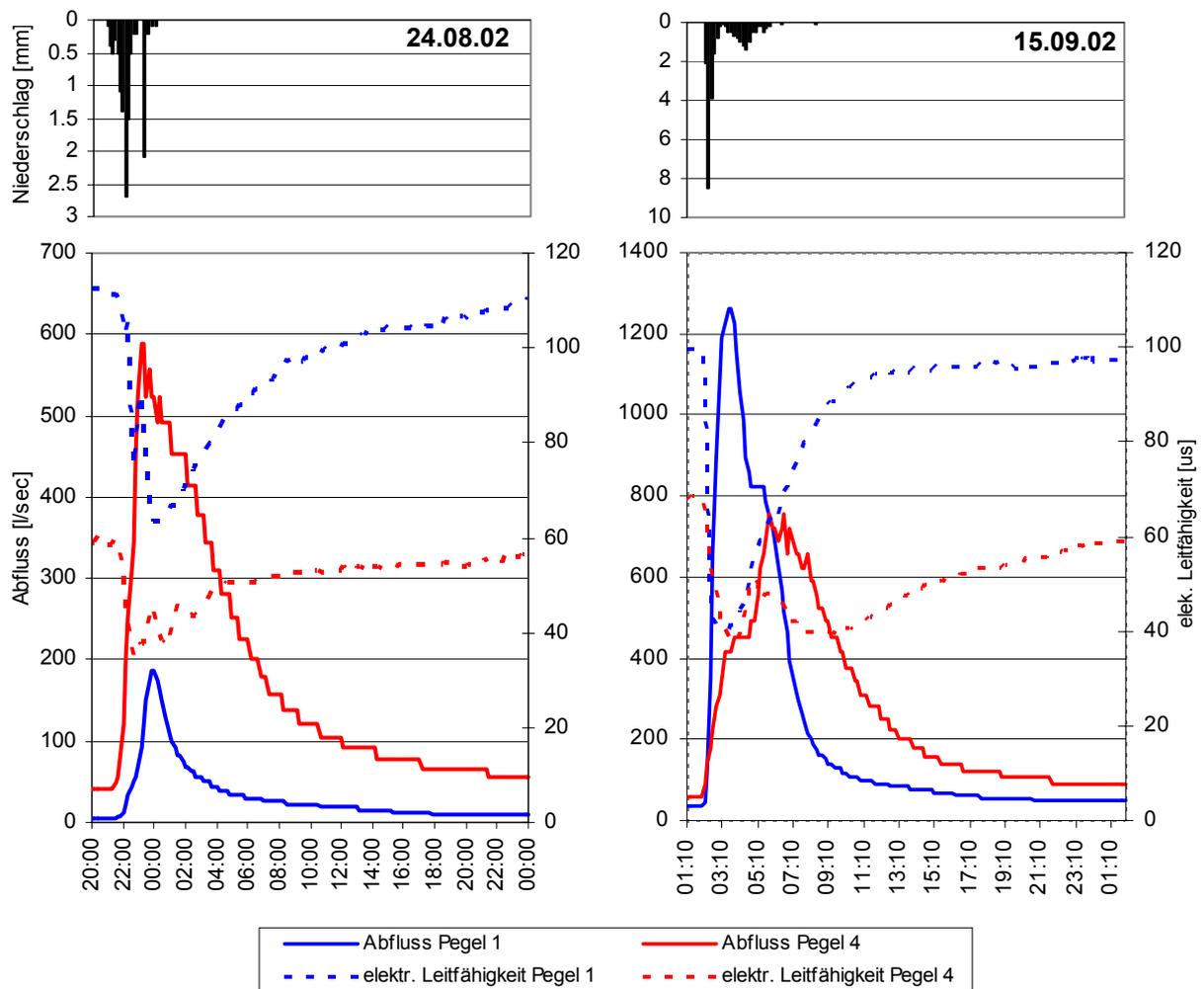
Abb. 6.30: Abflusskoeffizienten der Pegel 1 bis 4 für Niederschlagsereignisse > 30 mm des Jahres 2002

Zu Beginn der Regenzeit ist der Abflusskoeffizient sehr gering bzw. null, da Abfluss nur bei sehr starken Niederschlagsintensitäten als Oberflächenabfluss infolge Infiltrationsüberschuss entsteht. Andere Abflussbildungsprozesse treten in dieser Periode nicht auf, da das Sättigungsdefizit des Bodens sehr groß ist. Im Zeitraum von Anfang Juli bis Anfang August zeigt sich eine deutliche Steigerung des Abflusskoeffizienten von 0 auf Werte über 0.1. Die höchsten Abflusskoeffizienten werden bei dem Ereignis am 15.09.02 erreicht, obwohl dieses mit nur 29 mm kleiner ist als die anderen aufgeführten Ereignisse und auch keine höhere Niederschlagsintensität aufweist. Die großen Abflussmengen sind durch die hohen Niederschlagsmengen (60 mm) zu erklären, die an den zwei vorhergehenden Tagen gefallen sind, so dass eine hohe Vorbodenfeuchte vorhanden ist. Der Vergleich der Abflusskoeffizienten der Pegel 1 und 4 bestätigt, dass im landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet (Pegel 4) v.a. zu Beginn der Abflussperiode deutlich höhere Abflussmengen entstehen.

In Kapitel 5.1.2 wurde erläutert, dass in der Regenzeit 2002 zur Analyse der Abflussanteile Messungen der elektrischen Leitfähigkeit an Pegel 1 und 4 vorgenommen wurden. Aufgrund technischer Defekte konnten nur wenige Abflussereignisse an Pegel 1 und 4 parallel aufgezeichnet werden, so dass ein direkter Vergleich nur an wenigen Tagen möglich ist. Eine Darstellung der gesamten Leitfähigkeitsmessungen ist in Anhang A8 zu finden. Abbildung 6.31 zeigt den Verlauf des Abflusses und der Leitfähigkeit der Abflussereignisse vom 24.08.02 und 14.09.02.

Zu Beginn der Abflussperiode Ende August sind die Gesamt- und Direktabflussmengen an Pegel 1 wesentlich geringer als an Pegel 4, bei dem ein 5fach höherer Direktabfluss auf

Grundlage der Leitfähigkeitsmessungen bestimmt wurde. Wie schon in Abbildung 6.29 gezeigt wurde, steigt der Basisabfluss des oberen Aguima erst Mitte September deutlich an, so dass für das Ereignis vom 15.09.02 nur geringe Unterschiede in den Gesamtabflussmengen der beiden Pegel beobachtet werden können. Pegel 4 zeigt leicht höhere Werte für Basis- und Direktabfluss. Die für dieses Ereignis erkennbare Verzögerung des Abflusspeaks bei Pegel 4 im Vergleich zu Pegel 1 ist dem Einfluss des *Inland-Valleys* zuzuschreiben, was in Kapitel 6.4.2 noch näher erläutert wird.



	oberer Aguima (Pegel 1)			oberer Niaou (Pegel 4)	
	Niederschlag [mm]	Direktabfluss [mm]	Basisabfluss [mm]	Direktabfluss [mm]	Basisabfluss [mm]
24.08.02	12.1	0.31	0.87	1.52	5.33
15.09.02	29	2.72	5.65	3.22	6.89

Abb. 6.31: Abflussganglinie und elektrische Leitfähigkeit, gemessen an Pegel 1 und Pegel 4 am 24.08.02 und 15.09.02 und Separation des Direktabflusses anhand der elektrischen Leitfähigkeit (Tabelle)

Das Verhältnis von Direktabfluss zu Gesamtabfluss aller auswertbaren Abflussereignisse in Abbildung 6.32 zeigt bei beiden Bächen eine starke positive Korrelation zwischen Gesamtabflussmenge und Direktabfluss. Die Abbildung zeigt, dass die Direktabflussanteile bei Pegel 1 immer leicht über denen von Pegel 4 liegen. Der höchste Anteil des Direktabflusses wird bei beiden Pegeln bei den höchsten Gesamtabflussmengen erreicht und beträgt bei Pegel 1 ca. 40 % und bei Pegel 4 ca. 34 % des Gesamtabflusses.

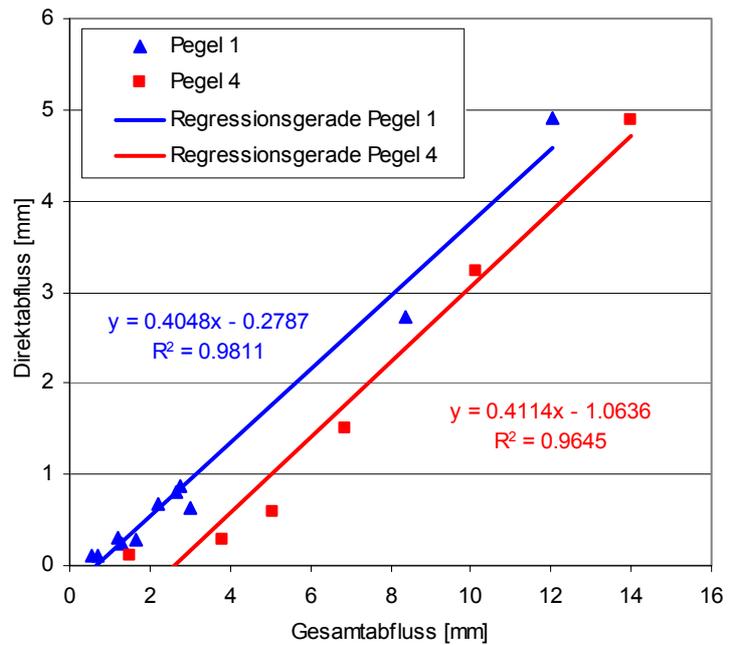


Abb. 6.32: Beziehung zwischen Gesamtabflussmenge und Direktabfluss für auswertbare Ereignisse des Jahres 2002 auf der Grundlage der Messungen der elektrischen Leitfähigkeit für Pegel 1 und 4

Der für landwirtschaftlich genutzte Gebiete zu erwartende höhere Anteil des Direktabflusses als Folge größerer Oberflächenabflussmengen wird auf der Grundlage der Leitfähigkeitsmessungen nicht bestätigt. Die dargestellte Separation von Basis- und Direktabfluss auf Basis der elektrischen Leitfähigkeit lässt keine direkte Aussage über den Anteil des Oberflächenabflusses zu, da zum Direktabfluss auch der schnelle Basisabfluss gezählt werden muss. Aufgrund der in Abschnitt 6.2 erläuterten bodenhydrologischen Charakteristika der Böden (geringe Durchlässigkeiten von tieferen Bodenhorizonten, hohe Makroporosität) ist davon auszugehen, dass der schnelle Zwischenabfluss v.a. im oberen Aguima-Gebiet einen großen Anteil des Direktabflusses ausmacht. Große Oberflächenabflussmengen sind außer auf Wegen aufgrund der hohen Durchlässigkeiten und der hohen Oberflächenrauigkeit durch Bioturbation (vgl. Kapitel 6.2.2) nicht zu erwarten. Die Ergebnisse der Simulation mit dem physikalisch-basierten Modell SIMULAT-H bestätigen, dass der *Interflow* einen großen Anteil am Gesamtabfluss im oberen Aguima-Gebiet hat, was in Kapitel 7.6 näher erläutert wird.

6.4.2 Erläuterung der Unterschiede der Abflussdynamik in den Teileinzugsgebieten oberer Aguima und oberer Niaou

Die beobachteten Unterschiede der Abflussdynamik können nicht vollständig durch die Unterschiede der Landnutzung erklärt werden. Der höhere Basisabfluss und die länger andauernde Abflussperiode sind für landwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiete eher untypisch, weshalb zusätzlich zur Landnutzung auch Unterschiede der Talmorphologie betrachtet werden müssen.

Im Folgenden werden die Aspekte der Auswirkungen der Landnutzungsunterschiede und der Morphologie in Bezug auf die Unterschiede der Abflussdynamik der betrachteten Teileinzugsgebiete erläutert.

Interzeption und Evapotranspiration

In Kapitel 3.2.3 wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Evapotranspiration dicht bewachsener Wald- und Savannenstandorte höher als die von landwirtschaftlichen Nutzflächen ist. Dies ist v.a. auf die Unterschiede im Blattflächenindex zurückzuführen, der einen maßgeblichen Einflussfaktor für die Interzeption und die Transpiration darstellt.

Die Ackerflächen der Untersuchungsregion sind im Vergleich zu hiesigen landwirtschaftlichen Anbauflächen in einer geringeren Pflanzendichte bestellt und besitzen eine geringere Blattfläche als natürliche Wald- und Savannenstandorte. Die Unterschiede sind v.a. im Frühjahr groß, da durch das Abbrennen im Dezember auf den noch nicht bestellten Feldern kaum Pflanzen gewachsen sind, während auf den Wald- und Savannenflächen, die ebenfalls im Dezember gebrannt werden, der Baumbestand vorhanden ist. In der Regenzeit können auch auf den Feldern hohe Blattflächenindizes erreicht werden, v.a. auf dicht bewachsenen Maniok- oder Yamsfeldern. Von Mulindabigwi (in Vorbereitung) wurden auf Maniokfeldern im Juni LAI-Werte von nur 0.4 bis 1.3 gemessen, während im September ein Blattflächenindex von bis zu 4.4 ermittelt wurde. Neben der Entwicklung der Ackerpflanzen selbst sind auch die auf den Äckern häufig vorhandenen Teak- oder Cashew-Bäume bei der Betrachtung der LAI-Werte mit einzubeziehen.

In der Regenzeit 2002 wurde der Bestandesniederschlag mit Mini-Regenmessern in verschiedenen Vegetationstypen und Anbaufrüchten erfasst (vgl. Kapitel 5.1). Diese Messmethode ermöglicht jedoch nur eine sehr grobe Abschätzung des Bestandesniederschlags, da dieser je nach Standort sehr variabel ist und für zuverlässige Messungen eine höhere Anzahl an Messeinheiten notwendig wäre. Abbildung 6.33 zeigt die prozentuale Abweichung des Bestandes-

6.4.2 Erläuterung der Unterschiede der Abflussdynamik in den Teileinzugsgebieten oberer Aguima und oberer Niaou

Die beobachteten Unterschiede der Abflussdynamik können nicht vollständig durch die Unterschiede der Landnutzung erklärt werden. Der höhere Basisabfluss und die länger andauernde Abflussperiode sind für landwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiete eher untypisch, weshalb zusätzlich zur Landnutzung auch Unterschiede der Talmorphologie betrachtet werden müssen.

Im Folgenden werden die Aspekte der Auswirkungen der Landnutzungsunterschiede und der Morphologie in Bezug auf die Unterschiede der Abflussdynamik der betrachteten Teileinzugsgebiete erläutert.

Interzeption und Evapotranspiration

In Kapitel 3.2.3 wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Evapotranspiration dicht bewachsener Wald- und Savannenstandorte höher als die von landwirtschaftlichen Nutzflächen ist. Dies ist v.a. auf die Unterschiede im Blattflächenindex zurückzuführen, der einen maßgeblichen Einflussfaktor für die Interzeption und die Transpiration darstellt.

Die Ackerflächen der Untersuchungsregion sind im Vergleich zu hiesigen landwirtschaftlichen Anbauflächen in einer geringeren Pflanzendichte bestellt und besitzen eine geringere Blattfläche als natürliche Wald- und Savannenstandorte. Die Unterschiede sind v.a. im Frühjahr groß, da durch das Abbrennen im Dezember auf den noch nicht bestellten Feldern kaum Pflanzen gewachsen sind, während auf den Wald- und Savannenflächen, die ebenfalls im Dezember gebrannt werden, der Baumbestand vorhanden ist. In der Regenzeit können auch auf den Feldern hohe Blattflächenindizes erreicht werden, v.a. auf dicht bewachsenen Maniok- oder Yamsfeldern. Von Mulindabigwi (in Vorbereitung) wurden auf Maniokfeldern im Juni LAI-Werte von nur 0.4 bis 1.3 gemessen, während im September ein Blattflächenindex von bis zu 4.4 ermittelt wurde. Neben der Entwicklung der Ackerpflanzen selbst sind auch die auf den Äckern häufig vorhandenen Teak- oder Cashew-Bäume bei der Betrachtung der LAI-Werte mit einzubeziehen.

In der Regenzeit 2002 wurde der Bestandesniederschlag mit Mini-Regenmessern in verschiedenen Vegetationstypen und Anbaufrüchten erfasst (vgl. Kapitel 5.1). Diese Messmethode ermöglicht jedoch nur eine sehr grobe Abschätzung des Bestandesniederschlags, da dieser je nach Standort sehr variabel ist und für zuverlässige Messungen eine höhere Anzahl an Messeinheiten notwendig wäre. Abbildung 6.33 zeigt die prozentuale Abweichung des Bestandes-

niederschlags zum Referenzniederschlag (Freilandniederschlag) für drei natürliche und drei landwirtschaftliche Standorte für ausgewählte Niederschlagsereignisse.

Die Messungen zeigen, dass der Bestandesniederschlag bei den Wald- und Savannenparzellen deutlich niedriger ist als der Referenzniederschlag, während beim Maisfeld häufig kein oder nur ein sehr geringer Unterschied vorhanden ist. Beim dichter bewachsenen Maniokfeld werden z.T. höhere Interzeptionswerte ermittelt, als auf *savane arborée* Parzellen. Die Cashew-Pflanzung weist im Gegensatz zu den Ackerflächen eine große Interzeption auf, die z.T. die der Wald- und Savannenstandorte übertrifft. Die mittleren Interzeptionsraten für die erfassten Ereignisse sind in Tabelle 6.11 aufgeführt. Die Messungen auf der Cashew-Pflanzung und dem Maniok-Feld konnten erst Ende September bzw. Anfang Oktober begonnen werden. Da die interzeptierte Wassermenge stark von der Niederschlagsmenge und -intensität abhängt, ist ein Vergleich der Interzeption aller Vegetationstypen nur für die gemeinsame Messperiode sinnvoll. Im Mittel wurden die höchsten Interzeptionsraten im *forêt claire* gemessen. Die Cashew-Pflanzung erreicht im Mittel (gemeinsame Messperiode) ähnliche Interzeptionsraten wie die *savane boisée*.

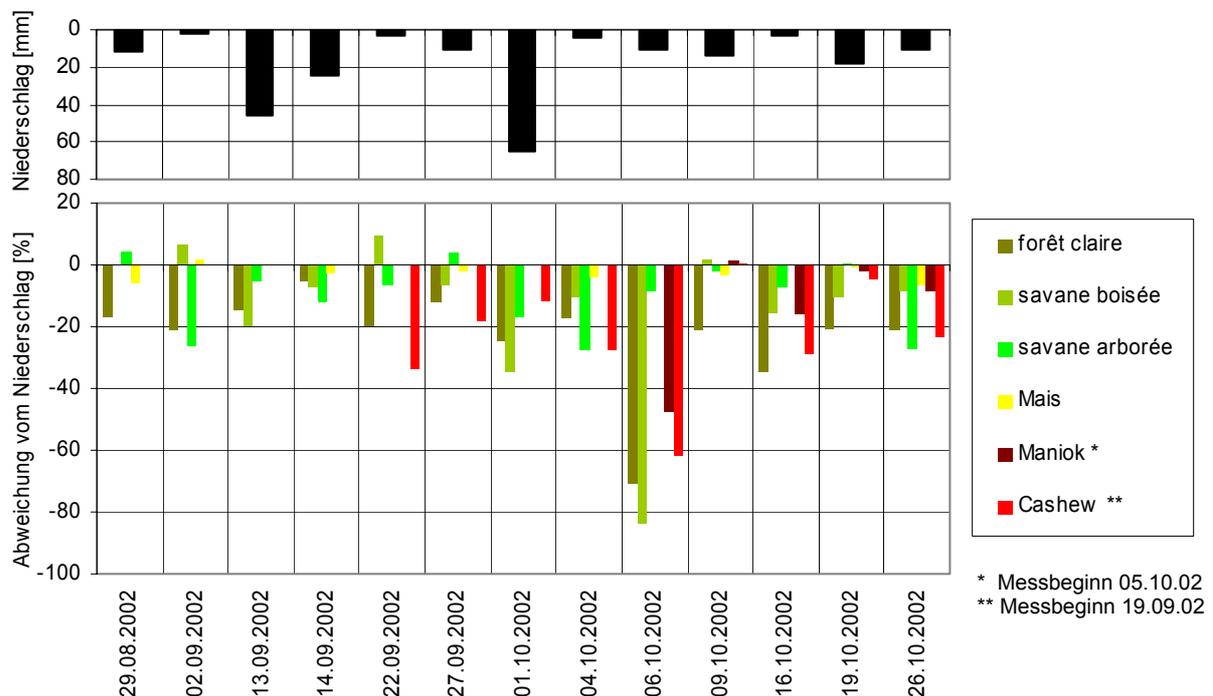


Abb. 6.33: Abweichung des Bestandesniederschlags vom Freilandniederschlag verschiedener Pflanzenbestände ausgewählter Niederschlagsereignisse des Jahres 2002

Tab. 6.11: Interzeptionsraten verschiedener Pflanzenbestände der im Jahr 2002 erfassten Ereignisse in % des Gesamtniederschlags der erfassten Ereignisse

	forêt claire	savane boisée	savane arborée	Mais	Maniok	Cashew
Anzahl erfasster Ereignisse	23	23	23	23	9	15
Interzeption [% des Nieder- schlags] <i>alle erfassten Ereignisse</i>	11.4	8.4	5.9	1.4	14.5	18.9
Interzeption [% des Nieder- schlags] <i>nur gemeinsame Messperiode</i>	31.3	21.1	7.4	1.6	14.5	21.5

Bei den Flächen mit hohen Interzeptionsraten wird die Niederschlagsmenge, die den Abflussbildungsprozessen unterliegt, deutlich verringert. Die Messungen haben gezeigt, dass bei einzelnen Niederschlagsereignissen (6.10.02) bis zu 80 % des Niederschlagswassers durch Interzeption zurückgehalten werden kann.

Neben der höheren Interzeptionsverdunstung ist auch die Transpiration der dicht bewachsenen Standorte höher als die der Ackerflächen. Leider konnten die Messungen der Evapotranspiration mit einem auf einem Maisfeld installierten Lysimeter des Teilprojektes A3 aufgrund technischer Defekte nicht durchgeführt werden, so dass keine Messdaten zur aktuellen Evapotranspiration vorliegen. Der höhere Wasserentzug durch Transpiration auf Wald- und Savannenstandorten im Vergleich zu Ackerstandorten wird jedoch bei der Bodenfeuchtedynamik deutlich, wie in Kapitel 6.3.2 erläutert wurde. Die Modellierung der Gesamtverdunstung der Teileinzugsgebiete oberer Niaou und oberer Aguima mit SIMULAT-H zeigte eine ca. 100 mm höherer Evapotranspiration im Aguima-Gebiet (vgl. Kapitel 7.6).

Die höhere Gesamtverdunstung von Gebieten mit Wald- und Savannenvegetation im Vergleich zu landwirtschaftlich genutzten Gebieten stellt eine entscheidende Ursache für die geringeren Abflussmengen des oberen Aguima-Gebietes dar. Vor allem in trockenen Jahren wie 2001 werden seltener eine vollständige Sättigung (vgl. Abbildung 6.27) des Bodens und somit seltener Bedingungen erreicht, bei denen Grundwasserneubildung, Zwischenabfluss oder gesättigter Oberflächenabfluss gebildet werden können.

Bodenspeicher

Die Auswertungen der *hillwash*-Mächtigkeiten haben gezeigt, dass auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen Bodenerosion bereits zu einer Verringerung des sandigen Auflagehorizontes geführt hat. Die Plinthitkruste oder die pisolithreichen Horizonte, die aufgrund ihres hohen Skelettgehaltes einen geringen gesättigten Wassergehalt besitzen, treten im Mittel schon bei 39 cm auf. Somit ist die Wasserspeicherkapazität der Böden der landwirtschaftlichen Flächen im Vergleich zu den nicht degradierten Böden im Mittel um ca. 48 mm reduziert. Dies kann

neben der höheren Evapotranspiration als weitere wichtige Ursache für die höheren Abflussmengen und das frühere Einsetzen des Abflussgeschehens im oberen Niaou gesehen werden, da durch die schnellere Füllung des Bodenspeichers früher Grundwasser-, Zwischen- und auch gesättigter Oberflächenabfluss gebildet wird als in Wald- und Savannengebieten.

Infiltrationsraten und Oberflächenabfluss

Viele Studien in den gemäßigten Breiten und auch in den Tropen (vgl. Kapitel 3) haben gezeigt, dass in Einzugsgebieten mit einem großen Anteil landwirtschaftlicher Nutzflächen die Oberflächenabflussmenge höher ist als in Einzugsgebieten mit natürlicher Vegetation. Der Vergleich der Abflussganglinien des oberen Niaou und des oberen Aguima zeigt deutlich höhere Abflussspitzen beim oberen Niaou im Jahr 2001 und zu Beginn der Abflussperiode 2002, jedoch nicht mehr im September und Oktober 2002. Es wurde bereits erörtert, dass die Abflussspitzen nicht allein dem Oberflächenabfluss zugeschrieben werden können, sondern auch dem schnellen Zwischenabfluss eine große Bedeutung zukommt. Die Infiltrationsmessungen (vgl. Kapitel 6.3.2) haben jedoch gezeigt, dass die gesättigte Wasserleitfähigkeit des Oberbodens auf den Ackerflächen deutlich geringer ist, als auf den Wald- und Savannenflächen, woraus höhere Oberflächenabflussmengen auf den Feldflächen resultieren. Dies wird durch Messungen des Oberflächenabflusses auf 16 m² großen Erosionsparzellen mit unterschiedlichen Anbaufrüchten und Anbaumethoden und Referenzflächen mit natürlicher Savannenvegetation von Junge (2004) bestätigt. Die Ergebnisse der Messungen sind in Abbildung 6.34 dargestellt.

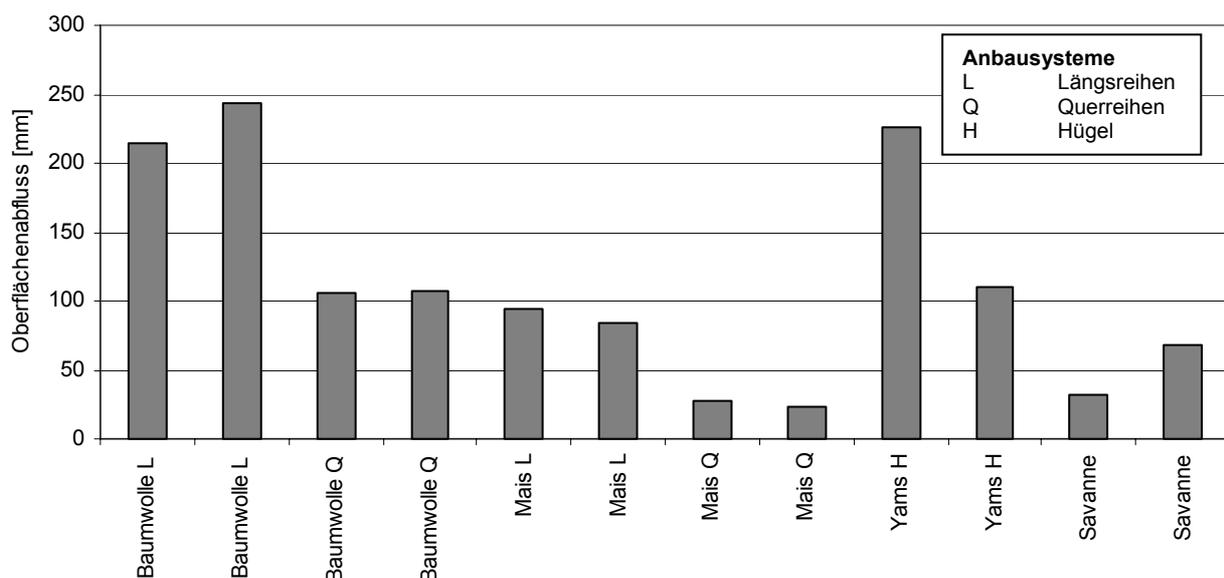


Abb. 6.34: Gemessener Oberflächenabfluss auf Erosionsparzellen mit unterschiedlicher Landnutzung und unterschiedlichen Anbausystemen, Jahressumme 2002 (Junge 2004). Jahresniederschlag 2002: 1145 mm

Auf Baumwoll- und Yamsfeldern wird - je nach Anbaumethode - in der Jahressumme ein Oberflächenabfluss von 100 bis knapp 250 mm erreicht, während auf der Referenzfläche mit Savanne im Mittel nur 50 mm oberflächlich abfließen. Eine Ausnahme bilden die Maisparzellen in Querreihenbau, die nur 25 mm Oberflächenabfluss aufweisen, was durch einen außergewöhnlich dichten Bewuchs dieses Feldes und den Anbau in Querreihen erklärt werden kann (Junge 2004).

Bei der Betrachtung des Oberflächenabflusses als Anteil des Gesamtabflusses im Gerinne können jedoch die Ergebnisse von kleinen Messplots nur bedingt herangezogen werden, da die mögliche Reinfiltration am Unterhang nicht berücksichtigt wird. Wie in Kapitel 3.2.3 erläutert, zeigen Untersuchungen zur Oberflächenabflussbildung in der Elfenbeinküste von van de Giesen et al. (2000) und Planchon & Janeau (1990), dass die Hanglänge bei Messungen des Oberflächenabflusses eine bedeutende Rolle spielt.

Da am Unterhang am Rande der *Inland-Valleys* sandige Gleysols mit sehr hohen Durchlässigkeiten im Einzugsgebiet vorherrschen, ist der Prozess der Infiltration des Oberflächenabflusses am Unterhang von großer Bedeutung. Dies wurde durch Geländebeobachtungen bei Starkregen im Frühjahr und Herbst 2002 bestätigt.

Ein weiterer wichtiger Faktor, der bei der Diskussion der Bedeutung des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss der untersuchten Teileinzugsgebiete beachtet werden muss, ist die Oberflächenabflussbildung und -konzentration auf Wegen (vgl. Foto in Anhang A9). Beide Teileinzugsgebiete besitzen nur unbefestigte Pisten, die v.a. von Holzfällern genutzt werden, oder kleine Pfade, die von Dorfbewohnern und Peul als Fußwege oder mit Zweirädern genutzt werden. Während im oberen Aguima nur eine Hauptpiste vorhanden ist, sind im oberen Niaou-Gebiet neben einer Piste und mehreren Pfaden auch zahlreiche kleine Wege zwischen den Feldern vorhanden. Bei Niederschlagsereignissen konnte beobachtet werden, dass sich auf diesen Feldwegen der Oberflächenabfluss der Felder konzentriert und auf den größeren Wegen in den Vorfluter fließt, der beim oberen Niaou vorwiegend aus gerinnelosem *Inland-Valley* besteht (vgl. nachfolgender Abschnitt ‚Einfluss der *Inland-Valleys*‘). Im oberen Aguima-Gebiet konnte auf den Wald- und Savannenflächen während der Niederschlagsereignisse kein Oberflächenabfluss beobachtet werden, jedoch bildet sich bei Niederschlagsereignissen Oberflächenabfluss auf der Hauptpiste, der dann hangabwärts direkt in den Bach abgeführt wird. Beobachtungen bei großen Niederschlagsereignissen zeigten, dass der Oberflächenabfluss auf den Wegen eine Wasserhöhe über 5 cm und hohe Fließgeschwindigkeiten aufweisen kann. Die Wege können somit als bevorzugte Abflussbahnen in beiden Teileinzugsgebieten betrachtet werden, die bei der Analyse der Abflussbildungsprozesse dieser kleinen Einzugs-

gebiete nicht vernachlässigt werden dürfen. Jedoch ist ihnen im Teileinzugsgebiet des oberen Niaous aufgrund eines stärker verzweigten Netzes von Feldwegen und Pfaden und höherer Oberflächenabflussbildung auf den Feldflächen eine größere Bedeutung zuzuschreiben.

Einfluss der Inland-Valleys

Dass *Inland-Valleys* einen maßgeblichen Einfluss auf die Hydrologie eines Einzugsgebietes haben, wurde bei der Darstellung des Forschungsstandes in Kapitel 3.2.2 erläutert. Jedoch sind die Aussagen der verschiedenen Forschungsarbeiten in Bezug auf die Auswirkungen der *Inland-Valleys* auf die Abflussbildungsprozesse nicht eindeutig. Es wird sowohl von einer Abschwächung als auch von einer Erhöhung der Spitzenabflüsse durch *Inland-Valleys* berichtet.

In der Charakterisierung der Einzugsgebietsmorphologie (Kapitel 2.4) wurde bereits darauf hingewiesen, dass der obere Niaou durch große *Inland-Valley*-Bereiche charakterisiert ist und kaum Bachbereiche mit ausgeprägtem Gerinne vorzufinden sind. Der obere Aguima weist nur an seinem südlichen Zweig und im Quellbereich des nördlichen Bachs *Inland-Valleys* auf. Zur genaueren Quantifizierung der *Inland-Valley*-Fläche wurde die Fläche mit Hilfe eines GPS kartiert. Die Ergebnisse der Kartierung (Tabelle 6.12) zeigen, dass der *Inland-Valley* des Teileinzugsgebietes des oberen Niaou eine 2.7fach größere Fläche einnimmt, als im oberen Aguima-Gebiet.

Tab. 6.12: Charakterisierung der *Inland-Valley*-Bereiche der Einzugsgebiete oberer Aguima und oberer Niaou

	Einzugsgebietsgröße [km²]	Inland-Valley-Bereich [km²]	Länge des Bachs [km]
Einzugsgebiet oberer Aguima (Pegel 1)	3.2	0.07	2.7 davon 0.8 km Inland-Valley
Einzugsgebiet oberer Niaou (Pegel 4)	3.1	0.19	3.0 davon 3 km Inland-Valley

Der für das Untersuchungsgebiet charakteristische konkave *Inland-Valley* Typ der Guinea-Sudan-Zone zeichnet sich durch sandige Böden in den Randbereichen und tonreiche Böden im zentralen Bereich aus. Die bodenhydrologischen Eigenschaften dieser Gleysols wurden bereits in Abschnitt 6.2 erläutert. Für die Abflussprozesse am Hang ist der sandige Randbereich der *Inland-Valleys* von entscheidender Bedeutung, da hier der an den Hängen gebildete Oberflächenabfluss reinfiltrieren kann. Bei hohen Oberflächenabflussmengen – wie im landwirtschaftlich genutzten Teileinzugsgebiet des oberen Niaou - führt dies zu einer schnelleren

Aufsättigung des *Inland-Valleys* als bei Einzugsgebieten mit nur geringem oder keinem Oberflächenabfluss. Somit ist das beobachtete frühere Eintreten des Abflussgeschehens im oberen Niaou neben den bereits erwähnten Faktoren (geringerer Bodenspeicher der terrestrischen Böden, geringer Wasserentzug durch Evapotranspiration) auch diesem Prozess zuzuschreiben. Die Ergebnisse von McCartney et al. (1998), die bei einer Ganglinienseparation mit Deuterium bei aufgesättigtem *Inland-Valley* einen 70 %igen Anteil von ‚neuem‘ Wasser am Gesamtabfluss feststellen konnten, wurden durch die Leitfähigkeitsmessungen in den betrachteten Einzugsgebieten nicht bestätigt. Es zeigte sich sogar, dass im oberen Niaou die Anteile des Direktabflusses am Gesamtabfluss geringer sind, als beim oberen Aguima. Ein Erklärungsansatz für dieses Phänomen kann die bereits beschriebene Infiltration von Oberflächenabfluss in die Randbereiche des *Inland-Valleys* sein. Dadurch wird ‚altes‘ im *Inland-Valley* gespeichertes Wasser verdrängt, das dann zum Abfluss beiträgt, so dass keine deutliche Verringerung der elektrischen Leitfähigkeit – wie sie bei hohen Oberflächenabflussmengen zu erwarten wäre – auftritt. Auch die in Abbildung 6.31 erkennbare Verzögerung des Abflusspeaks von Pegel 4 im Vergleich zu Pegel 1 kann durch diesen Prozess erklärt werden.

Obwohl die Abflussspitzen des oberen Niaou selbst nicht die von Masiyandima et al. (2003) bei Abflussganglinien von Einzugsgebieten mit *Inland-Valleys* in der Elfenbeinküste beobachteten Doppelpeaks aufweisen, ist eine zweigipflige Abnahme der Leitfähigkeit bei beiden betrachteten Abflussereignissen zu erkennen. Folgt man der Interpretation von Masiyandima et al. (2003), ist der erste Peak durch Sättigungsoberflächenabfluss auf den gesättigten *Inland-Valleys* verursacht, während der zweite dem Zwischenabfluss zuzuschreiben ist. Die den *Inland-Valleys* aufgrund ihres hohen Tongehalts zugeschriebene hohe Wasserspeicherkapazität (vgl. Kapitel 3.2.2) stellt einen Erklärungsansatz für das ca. 15 Tage spätere Ende der Abflussperiode im oberen Niaou im Vergleich zum oberen Aguima dar.

6.4.3 Entwicklung eines Konzeptes der Abflussbildung für die Teileinzugsgebiete oberer Aguima und oberer Niaou

Auf der Basis der in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Einflussfaktoren der Abflussbildungsprozesse wurde für beide Teileinzugsgebiete ein schematisches Abflussbildungskonzept erstellt (Abbildungen 6.35 und 6.36) und die dominierenden Prozesse der Abflussbildung der Hangabschnitte in Tabelle 6.13 zusammengefasst.

Tab. 6.13: Vorherrschende Abflussbildungsprozesse der Hangabschnitte in den Einzugsgebieten oberer Aguima und oberer Niaou

Hangabschnitt	Vorherrschende Prozesse	
	oberer Aguima	oberer Niaou
Oberhang, Plinthosol	Zwischenabfluss	-
Oberhang, Lixisol	Grundwasserabfluss (Saprolith), Zwischenabfluss	Oberflächenabfluss (abhängig von Landnutzung), Grundwasserabfluss (Saprolith), Zwischenabfluss
Unterhang Plinthosol	Zwischenabfluss	Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss
Inland-Valley-Rand, sandiger Gleysol	Grundwasserabfluss	Infiltration des Oberflächenabflusses -> hohe Grundwasserneubildungsraten (Saprolith)
Inland-Valley-Zentrum, toniger Gleysol	Gesättigter Oberflächenabfluss, Grundwasserabfluss	Gesättigter Oberflächenabfluss, Grundwasserabfluss
Wege	Oberflächenabfluss	Oberflächenabfluss

Im oberen Aguima-Einzugsgebiet kommt es aufgrund der hohen Durchlässigkeiten des Oberbodens zu hohen Infiltrationsraten am gesamten Hang. Durch die geringe Permeabilität des plinthitischen Horizontes und auch des Saproliths kommt es vorwiegend zu *Interflow*. Bei höherer Durchlässigkeit des Saproliths durch Makroporen kann es auch zur Perkolation in tiefere Schichten kommen. Der *Inland-Valley* spielt im oberen Aguima-Gebiet aufgrund seiner geringen Ausdehnung eine untergeordnete Rolle.

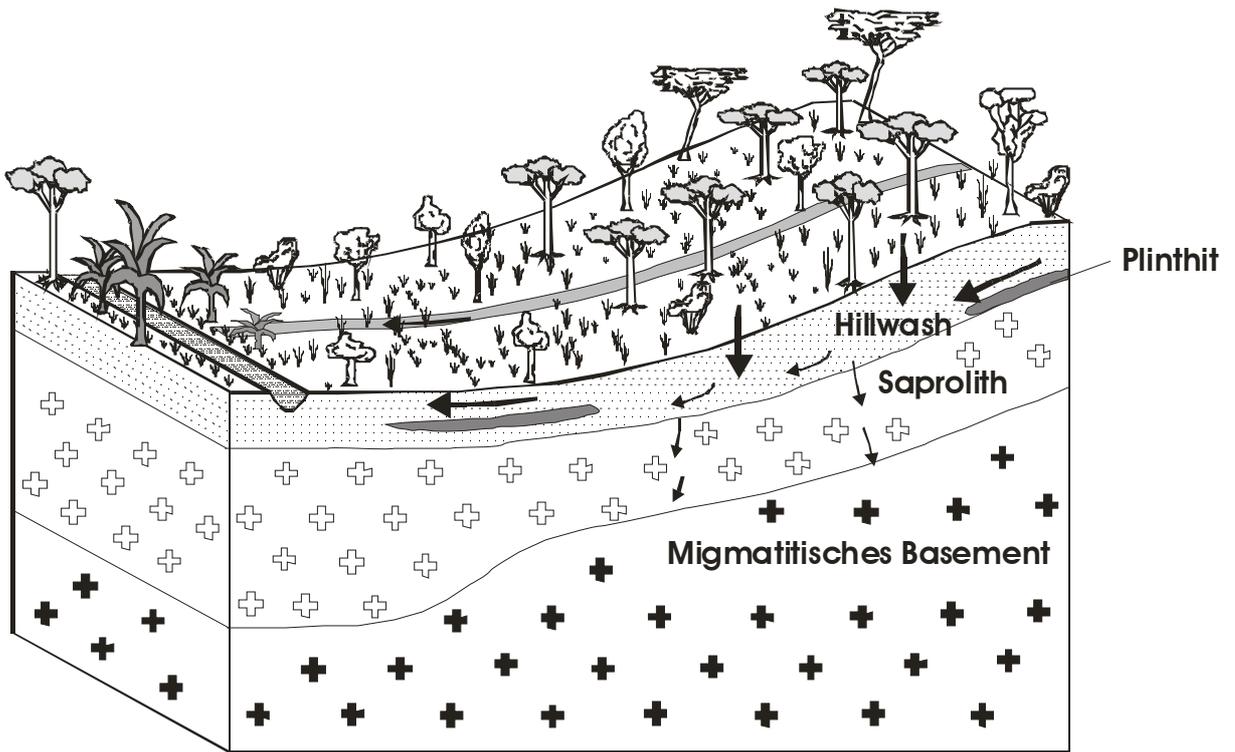


Abb. 6.35: Abflussbildungskonzept des oberen Aguima-Einzugsgebietes, geologisches Konzept verändert nach Fass (2004)

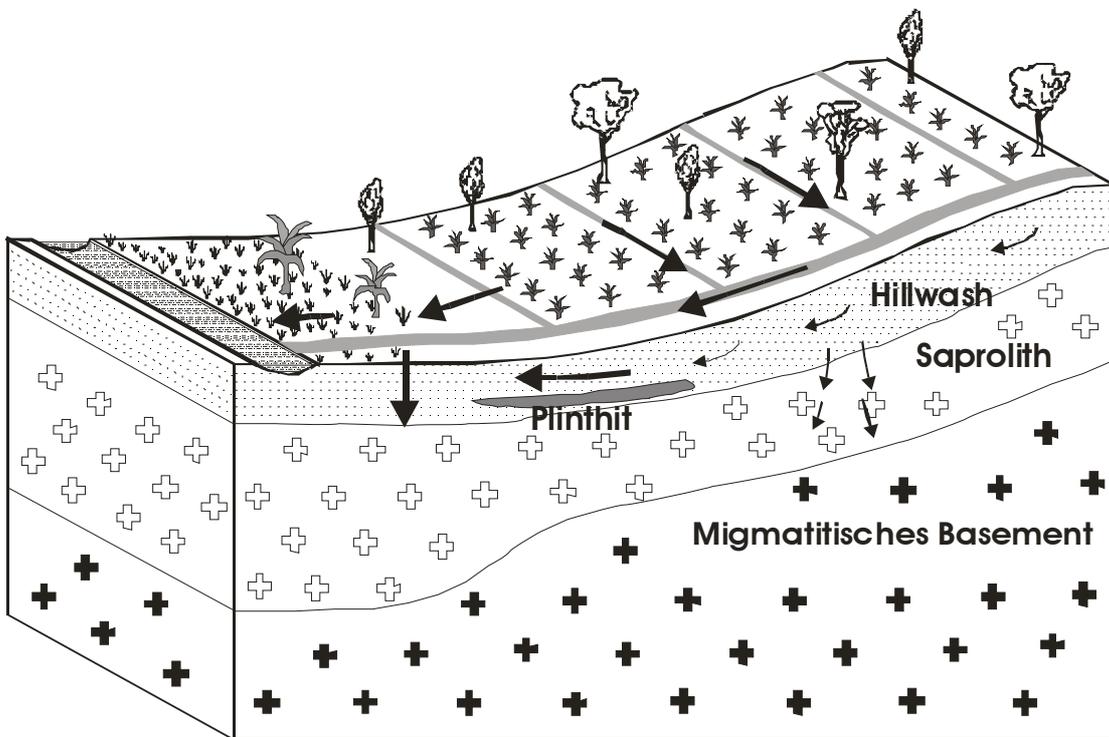


Abb. 6.36: Abflussbildungskonzept des oberen Niaou-Einzugsgebietes, geologisches Konzept verändert nach Fass (2004)

Das Gebiet des oberen Niaou ist durch die geringeren Infiltrationsraten der Ackerflächen am Ober- und Mittelhang durch Oberflächenabfluss gekennzeichnet, der auf den Wegen konzentriert abfließt. Die großen Oberflächenabflussmengen erreichen am Hangfuß den Rand des *Inland-Valleys*, können hier aufgrund der hohen Durchlässigkeit infiltrieren und tragen so lokal zur Grundwasserneubildung bei.

Bei höheren Durchlässigkeiten des Oberbodens, wie sie z.B. auf Bracheflächen beobachtet wurden, sind am Oberhang wie in der Savanne hohe Infiltrationsraten möglich. Das infiltrierte Wasser fließt dann je nach Durchlässigkeit des Untergrundes vertikal oder lateral ab.

7. Anwendung verschiedener Modellkonzepte zur Analyse der Abflussbildungsprozesse

Die Zusammenfassung des Forschungsstandes der hydrologischen Modellierung in den Tropen (vgl. Kapitel 4.2) zeigt deutlich, dass die Erfahrung mit hydrologischen Modellen in dieser Klimazone bisher sehr gering ist. Somit wurden verschiedene Modellkonzepte im Untersuchungsgebiet getestet, um ihre Anwendbarkeit in der Untersuchungsregion zu bewerten.

Neben dem Hauptziel dieser Arbeit – der Analyse der hydrologischen Prozesse – musste bei der Modellauswahl auch die weitere Zielsetzung des IMPETUS-Projektes (vgl. Kapitel 1.2 und 1.3) einbezogen werden. Die ausgewählten Modelle sollten folglich auf größeren Skalen (HVO, 400 – 14 500 km²) anwendbar, mit Modellen anderer Disziplinen koppelbar und zur Berechnung von Szenarien geeignet sein.

Als potenziell geeignetes Modell wurde zu Projektbeginn das Modell TOPLATS ausgewählt, das aufgrund seiner Auswahlmöglichkeiten des räumlichen Bezuges (räumlich explizite Parametrisierung oder statistische Verteilung der Parameter, vgl. Kapitel 5.2.1) auf verschiedenen Skalen angewendet werden kann. Ein weiterer Vorteil stellt die in das Modell integrierte Berechnung der Energiebilanz dar, die als untere Randbedingung für Klimamodelle genutzt werden kann. Somit kann das Modell für eine integrierte Modellierung, wie sie im IMPETUS-Projekt geplant ist, mit meteorologischen Modellen gekoppelt werden. TOPLATS wurde bereits von Seuffert (2001) mit dem LM-Modell des Deutschen Wetterdienstes gekoppelt.

Die Felduntersuchungen haben gezeigt, dass v.a. in den landwirtschaftlich genutzten Gebieten Hangprozesse wie Reinfiltration von Oberflächenabfluss am Hangfuß eine bedeutende Rolle spielen, was im TOPLATS-Modell durch die fehlende Interaktion der Oberflächenabflussprozesse zwischen den Rasterzellen nicht simuliert werden kann. Aufgrund dieser Tatsache wurde zusätzlich das Hangmodell HILLFLOW 2D (Bronstert 1994) getestet, das durch sein Hangkonzept und weitere Modellkomponenten (Simulation des Wasserflusses in Makroporen) als geeignet erschien. Während die Bodenfeuchte zufrieden stellend simuliert werden konnte, zeigte sich bei der Simulation der Wasserflüsse, dass es aufgrund des Auftretens periodisch gesättigter Verhältnisse (*Inland-Valley*-Bereich am Hangfuß und oberhalb des plinthitischen Horizonts im Plinthosol) zu numerischen Problemen kommt, die zu fehlerhaften Wasserbilanzen führen. Somit musste die Verwendung dieses Modells eingestellt werden. Da weitere verfügbare Hangmodelle wie z.B. das HYDRUS 2D (Simunek et al. 1994) aufgrund der fehlenden Integration der Oberflächenabflusssimulation für eine Anwendung nicht in Frage

kamen, wurde das physikalisch-basierte Standortmodell SIMULAT (Diekkrüger 1996) in einer für die Hangsimulation modifizierten Version angewendet (SIMULAT-H, vgl. Kapitel 5.2.3). SIMULAT ist aufgrund des verwendeten numerischen Schemas in der Lage, gesättigte und ungesättigte Verhältnisse zu berücksichtigen und auch vollständig gesättigte Bodenprofile zu simulieren.

Des Weiteren wurde im Hinblick auf eine regionale Modellanwendung ein Speicher-basiertes, konzeptionelles Modell verwendet, das von Bormann & Diekkrüger (2003b) in Anlehnung an das HBV-Modell (Bergström 1995) konzipiert wurde. Hierbei handelt es sich um das Modell UHP, das bereits auf regionaler Skala im HVO von Bormann & Diekkrüger (2004) erfolgreich angewendet wurde.

Vor der modellspezifischen Darstellung der Sensitivitätsanalyse, Parametrisierung und Validierung werden im Folgenden die allgemeinen Methoden der Sensitivitätsanalyse, Modellkalibrierung und Validierung erläutert.

7.1 Methoden der Sensitivitätsanalyse, Modellkalibrierung und -validierung

7.1.1 Sensitivitätsanalyse

Die Sensitivitätsanalyse dient der Beurteilung des Einflusses der Eingabeparameter auf die Modellergebnisse. Auf Grundlage der Sensitivitätsanalyse können durch unsichere Eingangsdaten hervorgerufene Modellierungsfehler abgeschätzt und die Bedeutung der Qualität der Erfassung abgeleitet werden.

Als Maßzahl für die Sensitivität wird der Sensitivitätsindex SI verwendet. Er stellt eine relative Größe dar und eignet sich somit für den Vergleich der Sensitivitäten unterschiedlicher Parameter (de Roo 1993).

$$SI_{10} = \frac{|O_{P10} - O_{M10}|}{O_o} \quad [7.1]$$

mit O_{P10} = Modellergebnis mit 10%iger Erhöhung des Eingabeparameters
 O_{M10} = Modellergebnis mit 10%iger Verminderung des Eingabeparameters
 O_o = Modellergebnis mit Basiswert des Eingabeparameters

Da bei der Berechnung des Sensitivitätsindex immer nur ein Parameter verändert wird, können die Wechselwirkungen zwischen den Parametern nicht erfasst werden.

Die verwendeten physikalisch basierten Modelle TOPLATS und SIMULAT-H benötigen eine Vielzahl von Eingabeparametern, so dass die Sensitivitätsanalyse nur für ausgewählte Parameter durchgeführt werden kann. In der vorliegenden Arbeit werden v.a. die Boden- und Pflanzenparameter betrachtet.

7.1.2 Modellkalibrierung

Das Ziel der Modellkalibrierung ist, durch Variation der Parameter eine Minimierung der Abweichungen zwischen der simulierten und der gemessenen Variablen vorzunehmen, also eine ‚optimale‘ Parameterkombination zu ermitteln. Beven (2001) weist jedoch darauf hin, dass verschiedene Parametersätze gleiche Ergebnisse liefern können (*concept of equifinality*), so dass eine ‚optimale‘ Parameterkombination nicht immer bestimmbar ist. Eine Kalibrierung muss v.a. für Parameter vorgenommen werden, die nicht durch Messdaten erfasst werden können oder für die keine Daten aus Messungen oder aus der Literatur vorliegen.

Refsgaard & Storm (1996) unterscheiden drei Methoden der Modellkalibrierung:

1. Manuelles Anpassen der Parameter nach dem *trial-and-error*-Verfahren
2. Automatische Kalibrierung
3. Kombination manueller und automatischer Kalibrierung

Am häufigsten wird eine manuelle Anpassung der Modellparameter nach dem *trial-and-error*-Verfahren vorgenommen, welches nach Refsgaard & Storm (1996) v.a. für komplexere Modelle die zu bevorzugende Methode darstellt.

Die automatische Kalibrierung ermittelt unter Verwendung numerischer Algorithmen durch eine Vielzahl von Parameterkombination die ‚optimalen‘ Parameter zur Minimierung der Unterschiede zwischen modelliertem und gemessenen Ergebnis. Obwohl sie meist schneller durchgeführt werden kann und objektiver ist als die manuelle Kalibrierung, wird sie nur selten angewendet. Gründe hierfür sind, dass nur wenige Modelle entsprechende Routinen zur automatischen Kalibrierung anbieten und dass ihr Einsatz im Vergleich zur manuellen Kalibrierung auch Nachteile haben kann. So kann z.B. ein durch automatische Kalibrierung erzeugter Parametersatz unrealistische Werte für einzelne Parameter enthalten, so dass die Prozesse vom Modell nicht korrekt abgebildet werden können. Dies kann in der Validierungsperiode zu schlechten Modellergebnissen führen (Refsgaard & Storm 1996). Eine ausführliche Diskussion der Vor- und Nachteile der Kalibrierungsmethoden ist in Refsgaard & Storm (1996) zu finden.

Der Erfolg der Kalibrierung hängt nach Janssen & Heuberger (1995) neben der Kalibrierungsmethode von vielen anderen Faktoren ab, wie der Anzahl und Qualität der Messdaten, der zur Verfügung stehenden Zeit, der Verfügbarkeit von Computerleistung und *Man-Power*, der Expertise etc.. In der vorliegenden Arbeit wurde bei allen Modellen eine manuelle Kalibrierung vorgenommen.

7.1.3 Modellvalidierung

Durch die Optimierung der Eingangsdaten im Kalibrierungsprozess kann möglicherweise auch bei unrealistischen Eingabeparametern oder einem ungeeigneten Modellkonzept ein gutes Modellergebnis erzielt werden. Somit muss zur Beurteilung der Güte der Modellanwendung eine Validierung für Zeiträume oder Einzugsgebiete vorgenommen werden, für die das Modell nicht kalibriert wurde. Beruhend auf den Vorschlägen für die systematische Validierung von Niederschlags-Abfluss-Modellen von Klemes (1986) haben Refsgaard & Storm (1996) vier Kategorien definiert:

1. *split-sample test*

Der *split-sample test* stellt den klassischen Validierungsansatz dar, bei dem das Modell für einen Zeitraum kalibriert, für einen anderen validiert wird. Die Anwendung dieser Methode erfordert eine ausreichend lange Datenaufzeichnung, was häufig in neu instrumentierten Gebieten ein Problem darstellt.

2. *differential split-sample test*

Beim *differential split-sample test* wird das Modell für verschiedene Klimabedingungen getestet, indem es für eine feuchte Periode kalibriert und für eine trockene Periode validiert wird (oder umkehrt). Somit wird sichergestellt, dass das Modell bei unterschiedlichen klimatischen Bedingungen anwendbar ist.

3. *proxy-basin test*

Das Modell wird für ein Einzugsgebiet kalibriert und mit dem ermittelten Parametersatz in einem anderen Einzugsgebiet angewendet. Mit dieser Methode können nach erfolgreicher Kalibrierung und Validierung an zwei unterschiedlichen Einzugsgebieten auch Vorhersagen für Gebiete ohne Messdaten getroffen werden.

4. *proxy-basin differential split-sample test*

Bei diesem Test wird das Modell wie beim *proxy-basin test* für eine Periode kalibriert und dann für eine Periode mit anderen Bedingungen in einem anderen Einzugsgebiet validiert. Dieser Test stellt aufgrund der Anwendung des Modells unter instationären Bedingungen in einem Gebiet, an dem es nicht kalibriert wurde, den schwierigsten Test dar.

Des Weiteren könnten zur Modellvalidierung auch Modell-Modell-Vergleiche durchgeführt werden, v.a. wenn keine Messdaten vorliegen. Dies wurde z.B. von Bogena (2001) zur räumlichen Validierung bei der Anwendung verschiedener Bodenerosionsmodelle durchgeführt.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Methode des *split-sample tests* und des *proxy-basin tests* angewendet. Da die Messperiode von 2001 bis 2003 dauerte, wurde ein Jahr für die Kalibrierung genutzt, während die anderen Jahre für die Validierung verwendet wurden. Wie in Kapitel 6.1 erläutert wurde, handelte es sich beim Jahr 2001 um ein relativ trockenes, und bei den Jahren 2002 und 2003 um relativ feuchte Jahre, so dass die Validierung auch als *differential split-sample test* angesehen werden kann.

Für den *proxy-basin test* wurden die Modelle für das kleine Teileinzugsgebiet oberer Aguima (3.2 km²) kalibriert und für das 16 km² große untere Aguima-Gebiet validiert. Für das Modell TOPLATS war jedoch die Kalibrierung mit Hilfe des *proxy-basin tests* nicht möglich, da die Grundwasserparameter für jedes Einzugsgebiet neu kalibriert werden müssen.

Obwohl bei der Modellierung mit physikalisch basierten, räumlich verteilten Modellen zahlreiche Modellergebnisse in hoher zeitlicher und auch räumlicher Auflösung zur Validierung zur Verfügung stehen (sogenannte *multi criteria validation*, nach Refsgaard & Storm 1996), erfolgt in der Praxis bei der hydrologischen Modellierung meist nur ein Vergleich der Abflussganglinien am Auslass des Einzugsgebietes, da häufig keine weiteren Messdaten zur Validierung zur Verfügung stehen. Modelle ohne räumliche Diskretisierung (*lumped models*, vgl. Kapitel 4.1), wie das Modell UHP, können aufgrund der Modellstruktur immer nur durch Vergleich der Abflussganglinie am Auslass validiert werden (*single criteria validation*).

In der vorliegenden Arbeit werden neben der Abflussganglinie auch Messwerte des Bodenwassergehaltes und der Abflussanteile zur Validierung herangezogen. Zusätzlich stehen zur räumlichen Validierung der Bodenfeuchte wöchentliche Messungen der im gesamten Einzugsgebiet verteilten Rohrsonden zur Verfügung. Die Abflüsse wurden für alle Modelle auf der Basis von Tageswerten validiert. Da das konzeptionelle Modell UHP für die Modellierung der Wasserbilanzen von längeren Zeiträumen konzipiert wurde, verwendeten Bormann & Diekkrüger (2003b) und (2004) zur Validierung Tageswerte des über eine Woche berechneten gleitenden Mittels. Dies wurde in der vorliegenden Arbeit zusätzlich zu den Tageswerten zur Validierung von UHP herangezogen.

Gütemaße der Modellvalidierung

Zur objektiven Beurteilung der Güte der Modellergebnisse stehen zahlreiche statistische Indizes zur Verfügung. In der vorliegenden Arbeit werden folgende Indizes angewendet:

- das Bestimmtheitsmaß r^2 (Quadrat des Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach Pearson (Gleichung 7.2))
- die *model efficiency* (ME) nach Nash & Sutcliffe (1970) (Gleichung 7.3)
- der *index of agreement* (IA) nach Willmott (1981) (Gleichung 7.4)

Der am häufigsten verwendete Index ist der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r nach Pearson (de Roo 1993). Er wird folgendermaßen berechnet:

$$r = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot x'_i - (\sum_{i=1}^n x_i) \cdot (\sum_{i=1}^n x'_i)}{\sqrt{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \cdot \sqrt{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i'^2 - (\sum_{i=1}^n x'_i)^2}} \quad [7.2]$$

mit: n = Anzahl der verglichenen Werte
 x_i = gemessene Variable
 x'_i = simulierte Variable

Das Bestimmtheitsmaß (r^2) stellt das Quadrat des Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten dar (Legates & McCabe 1999).

Da der Korrelationskoeffizient die lineare Abhängigkeit zwischen gemessenen und simulierten Werten und nicht den Grad der Übereinstimmung beschreibt, wird häufig auch der Koeffizient der *model efficiency* (ME) nach Nash & Sutcliffe (1970) als Beurteilungskriterium verwendet. Er berechnet sich wie folgt:

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 - \sum_{i=1}^n (x'_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad [7.3]$$

mit: x_i = gemessene Variable
 \bar{x} = arithmetisches Mittel von x_i für alle Ereignisse von $i = 1$ bis n
 x'_i = simulierte Variable

Wird die gemessene Variable exakt vom Modell simuliert, ergibt sich $ME = 1$. Ist der Koeffizient negativ, ist die Güte der Modellergebnisse geringer als der Mittelwert der gemessenen Variablen. Ein Nachteil des Effizienzkoeffizienten ist, dass größere Ereignisse bei der Berechnung stärker ins Gewicht fallen. Damit wirkt sich eine Abweichung bei größeren Ereignissen stärker auf den Koeffizienten aus, als eine Abweichung bei kleineren Ereignissen.

Zur Beurteilung der Güte der zeitlichen Wiedergabe der Abflüsse wird der *index of agreement* (IA) (Willmott 1981) verwendet, der sich wie folgt berechnet:

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|x_i - \bar{x}| + |x'_i - \bar{x}'|)} \quad [7.4]$$

Legates & McCabe (1999) sehen den IA im Vergleich zum Korrelationskoeffizienten als besser zur Bestimmung der Modellgüte geeignet an. Sie kritisieren allerdings die hohe Sensitivität des IA auf Extremwerte. Sein Wertebereich liegt zwischen 0 und 1.

Die *model efficiency* hat einen Wertebereich von $-\infty$ bis 1, während das Bestimmtheitsmaß Werte von -1 bis 1 erreichen kann. Bei allen Gütemaßen stellt der Wert 1 die vollständige Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Werte dar. Im Allgemeinen wird ein Modellergebnis der *model efficiency* > 0.5 als zufrieden stellend bewertet. Für den Wertebereich 0.8 bis 0.9 wird das Ergebnis meist als gut und > 0.9 als sehr gut bezeichnet (Andersen et al. 2001).

7.2 Modellanwendung TOPLATS

7.2.1 Modellparametrisierung

Bei TOPLATS (vgl. Kapitel 5.2.1) handelt es sich um ein rasterbasiertes Modell mit räumlich verteilten Parametern. Eine Anwendung von GIS-Systemen zur Bestimmung und Bearbeitung der notwendigen Modellparameter ist somit von Vorteil. In der vorliegenden Arbeit wurde mit den GIS-Systemen ArcInfo und ArcView gearbeitet.

Topographische Eingabedaten

Die Grundlage einer Einzugsgebietsmodellierung stellt in der Regel ein digitales Geländemodell (DGM) dar, da von diesem die morphologischen Einzugsgebietsparameter (z.B. Hangneigung, Fließrichtung etc.) abgeleitet werden können, die zur Modellparametrisierung benötigt werden. Bei räumlich verteilten Modellen dient häufig das DGM selbst als Eingabedatensatz für die Modellierung.

Da für die Untersuchungsregion kein DGM vorlag, wurde, basierend auf digitalisierten Höhenlinien der Topographischen Karte 1:50 000 des IGN (1978), ein DGM mit einer Rasterweite von 20 m erstellt. Die DGM-Generierung erfolgte in ArcInfo unter Verwendung des TOPOGRID-Tools, das auf dem von Hutchinson (1988) entwickelten ANUDEM-Programm zur DGM-Ableitung basiert. Es ist speziell für die Generierung ‚hydrologisch korrekter‘ DGMs – also DGMs ohne Senken und ebenen Flächen – für Anwendungen in der hydrologi-

schen Modellierung entwickelt worden. Die Grundlage der räumlichen Interpolation bildet nicht nur die Höheninformation in Form eines *coverages* mit Höhenlinien oder Höhenpunkten, sondern auch das digitalisierte Gewässernetz des Gebietes. Diese Integration zusätzlicher morphologischer Informationen ermöglicht eine für die hydrologische Modellierung wichtige wahrheitsgetreue Abbildung der Tiefenlinien und vermindert die Nachteile, die bei der räumlichen Interpolation entstehen können. Um die Qualität des von den Höhenlinien abgeleiteten DGMS für das Aguima-Gebiet zu verbessern, wurde für die Nutzung des TOPOGRID-Tools ein Gewässernetz verwendet, das auf der Topographischen Karte basiert, jedoch durch GPS-Messungen im Gelände modifiziert wurde. Dadurch konnte eine Verbesserung der Abbildung der Tiefenlinien und somit auch der Modellierung der gesättigten Flächen im Bereich der Tiefenlinien erzielt werden.

Die räumliche Grundlage der Simulation mit TOPLATS bildet ein *grid* des Topographischen Indexes. Der Topographische Index wird nach Gleichung 5.3 für jedes Pixel mit Hilfe der Hangneigung des Pixels und der in dieses Pixel entwässernden Fläche (sogenannte *flow accumulation*) berechnet.

Abbildung 7.1 zeigt die Herleitung des Topographischen Indexes als *grid* am Beispiel des Aguima-Einzugsgebietes.

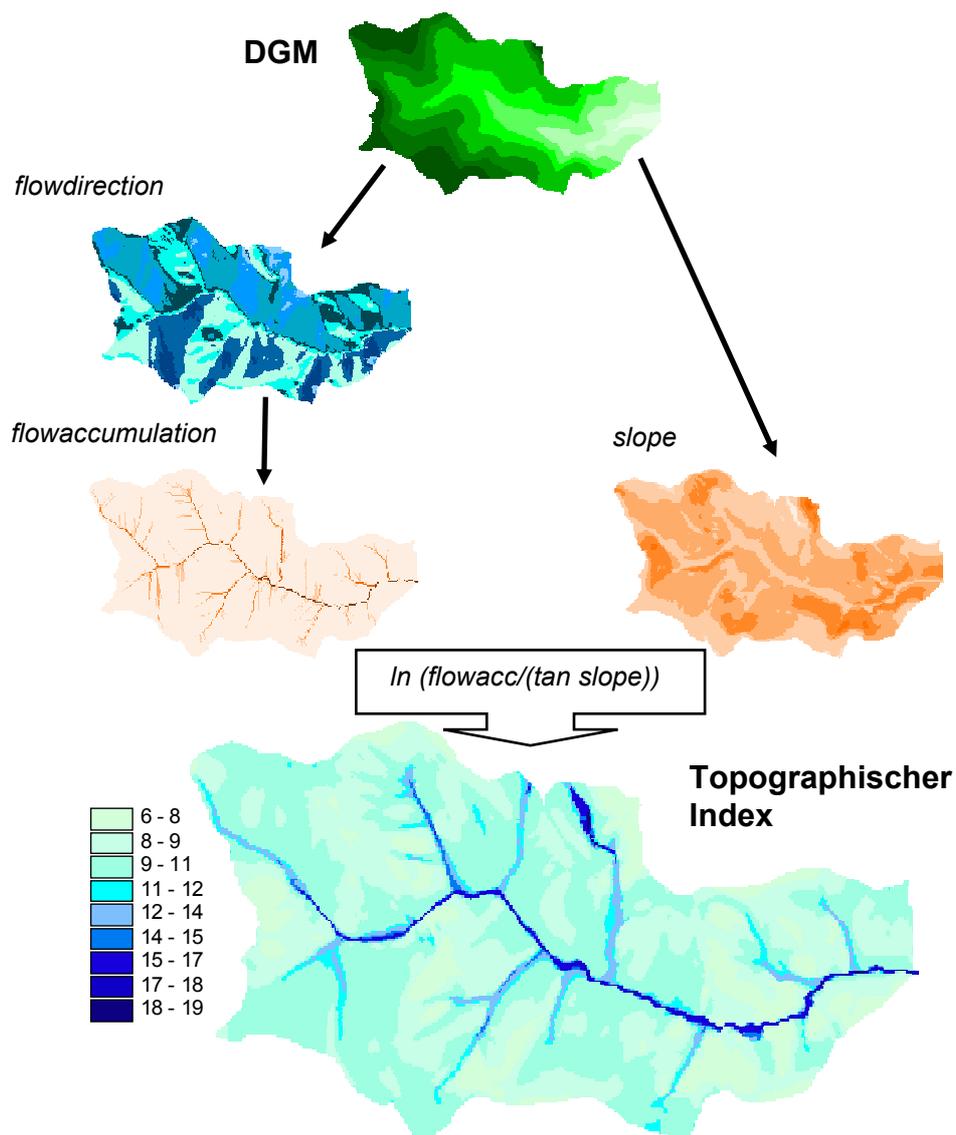


Abb. 7.1: Ableitung des Topographischen Indexes auf Grundlage eines DGMs am Beispiel des Einzugsgebietes des Aguima (Pegel 3)

Bodenparameter

Die räumliche Zuordnung der Bodendaten wurde für das Aguima-Einzugsgebiet von der im Rahmen des IMPETUS-Projektes entstandenen Bodenkarte (Junge 2004, vgl. Kapitel 2.5) verwendet. Für das obere Niaou-Einzugsgebiet wurden im Rahmen der Diplomarbeit von Steup (2004) zusätzliche Bodenaufnahmen durchgeführt und die Bodenkarte angepasst. Da die Infiltrationsversuche einen signifikanten Unterschied des K_{sat} -Wertes bei gleichem Bodentyp mit agrarischer Nutzung und natürlicher Vegetation gezeigt haben, wurden die Bodeneinheiten mit Hilfe der Landnutzungskarte in Bereiche ‚natürliche Vegetation‘ und ‚landwirtschaftliche Nutzfläche‘ unterteilt.

Die Parametrisierung der räumlichen Bodeneinheiten erfolgt in TOPLATS über eine der Bodenkarte zugeordneten Datei mit den Brooks & Corey-Parametern (Brooks & Corey 1964). Wie schon in Kapitel 5.2.1 erläutert wurde, kann die Bodensäule in TOPLATS nicht in einzelne Horizonte diskretisiert werden. Somit kann für jede Bodeneinheit nur ein Parametersatz angegeben werden. Bezüglich des K_{sat} -Wertes bietet TOPLATS jedoch optional an, eine exponentielle Abnahme des K_{sat} -Wertes anzunehmen. Da die Messwerte eine deutliche Abnahme der gesättigten Leitfähigkeit mit der Tiefe ergeben haben, wurde diese Option ausgewählt. Die Parameter θ_s und θ_r wurden direkt aus den Labormessungen ermittelt. Zur Berechnung der Parameter ψ_b und λ wurde das Programm SOPHY (Diekkrüger 1997) verwendet, das auf der Basis der gemessenen pF- und ku-Kurven ψ_b und λ berechnet. Der K_{sat} -Wert wurde je nach Bodeneinheit und Landnutzung (natürliche Vegetation/agrarische Nutzfläche) auf Grundlage der Infiltrationsversuche bestimmt.

Die räumliche Zuordnung der initialen Bodenfeuchte erfolgte über die Bodeneinheiten der Bodenkarte. Dafür wurden die Messstandorte der TDR-Rohrsonden (Fass 2004, siehe Kapitel 5.1.3) nach den Bodeneinheiten gruppiert und für jede Bodeneinheit ein Mittelwert der Bodenfeuchte für den Anfangszeitpunkt der Simulation für die Wurzelzone (0–80 cm) und die Übergangszone (80–200 cm) berechnet. Auf eine räumliche Interpolation zur Ermittlung des räumlichen Musters der Bodenfeuchte wurde verzichtet, da die Anzahl der Rohrsonden und deren Verteilung keine wahrheitsgetreue Abbildung der Bodenfeuchte ermöglichen. So sind z.B. im mittleren Bereich des Aguima-Einzugsgebietes vermehrt Sonden in hydromorphen Böden installiert worden, während im westlichen Einzugsgebiet eher terrestrische Böden dominieren. Dies führt bei der räumlichen Interpolation zu einer verzerrten Darstellung der Bodenfeuchte.

Vegetationsparameter

Als räumliche Grundlage der Vegetationsparametrisierung diente die Landnutzungsklassifikation, die von Thamm (2003) im Rahmen des IMPETUS-Projektes mit Hilfe von Landsat 7 ETM+-Daten erstellt wurde. Die Anteile der Vegetationseinheiten an der Fläche der Teileinzugsgebiete sind in Tabelle 7.1 dargestellt.

Tab. 7.1: Anteile der Vegetationseinheiten in den Einzugsgebieten oberer Aguima, oberer Niaou und unterer Aguima. Erläuterung der Vegetationseinheiten vgl. Tabelle 2.1.

Vegetationseinheit	oberer Aguima (Pegel 1)		oberer Niaou (Pegel 4)		unterer Aguima (Pegel 3)	
	[km ²]	%	[km ²]	%	[km ²]	%
forêt dense	0.59	18.49	0.84	24.72	4.68	28.72
forêt claire	1.48	46.20	0.22	6.47	5.12	31.43
savane boisée	0.34	10.64	0.14	4.00	1.26	7.73
savane arborée	0.59	18.54	0.22	6.58	2.86	17.56
savane arbustive	0.01	0.30	0.61	18.03	0.87	5.35
savane herbeuse	0.01	0.21	0.12	3.50	0.15	0.94
Siedlungsfläche	0.00	0	0	0	0.00	0.01
Feld	0.10	3.09	0.79	23.22	0.96	5.88
Fels	0.02	0.66	0	0	0.02	0.14
Teak	0.01	0.43	0.14	4.11	0.10	0.61
Brache / Cashew	0.05	1.45	0.32	9.37	0.19	1.17

Die Vegetationsparameter (Bestandeshöhe, LAI) wurden auf Grundlage von Messungen von Orthmann (in Vorbereitung) und Mulindabigwi (in Vorbereitung) ermittelt. Bei fehlenden oder zweifelhaften Messwerten musste auf Abschätzungen aus der Literatur zurückgegriffen werden (Cournac et al. 2002, de Wasseige et al. 2003, Scourlock et al. 2001).

Klimaparameter

Die für die Simulation benötigten Klimaparameter Strahlungsbilanz, Bodenwärmestrom, Lufttemperatur und Luftfeuchte wurden in einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde aus den Messdaten der Klimastation Savanne zusammengestellt, da diese im Zentrum des oberen Aguima-Einzugsgebietes liegt (vgl. Abbildung 5.1). Aufgrund der starken Reduktion der Windgeschwindigkeit an der Station Savanne (vgl. Kapitel 6.1) wurden die Winddaten der Inselbergstation verwendet. Als Niederschlagsinput wurde der Mittelwert der erfassten Niederschläge der beiden Stationen verwendet. Bei Fehlwerten wurde auf Niederschlagsdaten der anderen Regenmesser zurückgegriffen (vgl. Kapitel 6.1).

7.2.2 Sensitivitätsanalyse

Die Sensitivitätsanalyse des TOPLATS-Modells wurde für das obere Aguima-Einzugsgebiet durchgeführt. Der Sensitivitätsindex wurde für ausgewählte Boden-, Pflanzen- und Grundwasserparameter berechnet und ist, bezogen auf die Veränderung des Oberflächen-, Basis- und Gesamtabflusses sowie die Evapotranspiration, in Tabelle 7.2 dargestellt.

Tab. 7.2.: Sensitivitätsindizes ausgewählter Eingabeparameter, berechnet mit TOPLATS für Pegel 1 für das Jahr 2001 (SI-Werte über 1 sind fett gedruckt)

	SI₁₀ Gesamtabfluss	SI₁₀ Oberflächenab- fluss	SI₁₀ Basisabfluss	SI₁₀ Evapotrans- piration
Bodenparameter				
θ_s	2.6260	1.7256	3.9627	0.0108
θ_r	0.0780	0.0568	0.1097	0.0131
K_{sat}	0.0326	0.0296	0.0371	0.0020
Pflanzenparameter				
LAI	0.1306	0.0775	0.2094	0.0473
Stomatawiderstand	0.1288	0.0764	0.2066	0.0473
Wurzeltiefe	0.0450	0.0138	0.0913	0.0211
Grundwasserparameter				
GW-Stand	1.0086	0.7622	1.3744	0.0834
Q_0	0.0743	0.0014	0.1868	0.0011
Konstante	0.3471	0.2177	0.5392	0.0011

Die höchste Sensitivität, bezogen auf den Gesamtabfluss, wird durch Veränderung des gesättigten Wassergehaltes verursacht. Der Grundwasserstand, der zu Beginn der Simulation als Mittel für das gesamte Einzugsgebiet angegeben werden muss, zeigt ebenfalls eine hohe Sensitivität. Bezüglich der Evapotranspiration haben die betrachteten Parameter eine relativ geringe Sensitivität.

Eine umfangreichere Sensitivitätsanalyse wurde für die Eingabeparameter gesättigter Wassergehalt und initialer Grundwasserstand durchgeführt, da diese den höchsten Sensitivitätsindex aufweisen. Die Abbildungen 7.2 und 7.3 zeigen die Veränderung des Abflusses bei Veränderung der Eingabeparameter um einen bestimmten Prozentsatz. Es wird deutlich, dass die Verringerung des gesättigten Wassergehaltes eine extreme Erhöhung der Abflussmenge erzeugt. Diese ist v.a. ab einer Verringerung des gesättigten Wassergehaltes von 20% zu beobachten, so dass der Sensitivitätsindex SI_{10} in diesem Fall nur bedingt aussagekräftig ist. Ein SI_{50} -Index mit 50%iger Veränderung der Eingabeparameter würde deutlich höhere Sensitivitäten liefern. Bei Erhöhung des θ_s -Wertes kann keine extreme Veränderung des Modellergebnisses beobachtet werden. Die Veränderung des Gesamtabflusses und der Abflusskomponenten zeigt bei Veränderung des initialen Grundwasserstandes ein ähnliches Verhalten.

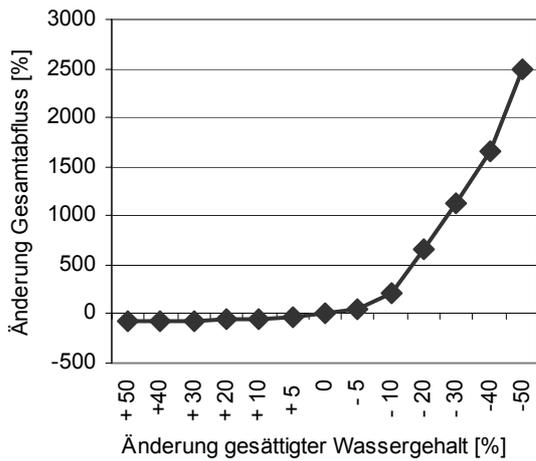


Abb.7.2: Prozentuale Veränderung des Gesamtabflusses bei Veränderung des gesättigten Wassergehaltes (θ_s), berechnet mit TOPLATS für Pegel 1

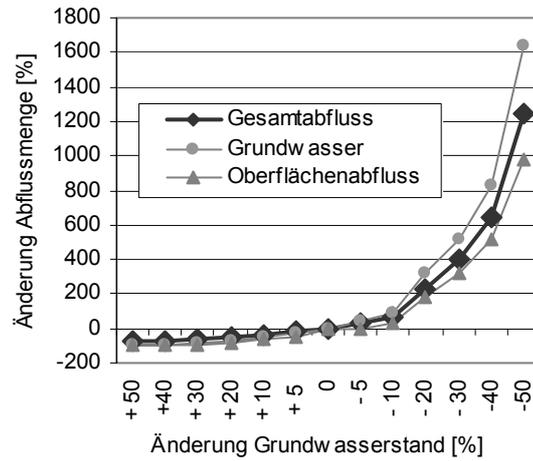


Abb.7.3: Prozentuale Veränderung der Abflussanteile bei Veränderung des initialen Grundwasserstandes, berechnet mit TOPLATS für Pegel 1

Obwohl für den K_{sat} -Wert durch Berechnung des Sensitivitätsindex nur eine geringe Sensitivität ermittelt wurde, zeigen die Simulationen mit unterschiedlichen K_{sat} -Werten (Minimum, Maximum, Mittelwert der Labormessungen, Mittelwert der in-situ-Messungen, Pedotransferfunktion (PTF)) (Abbildung 7.4), dass aufgrund der hohen Variabilität große Abweichungen in der simulierten Wasserbilanz entstehen können.

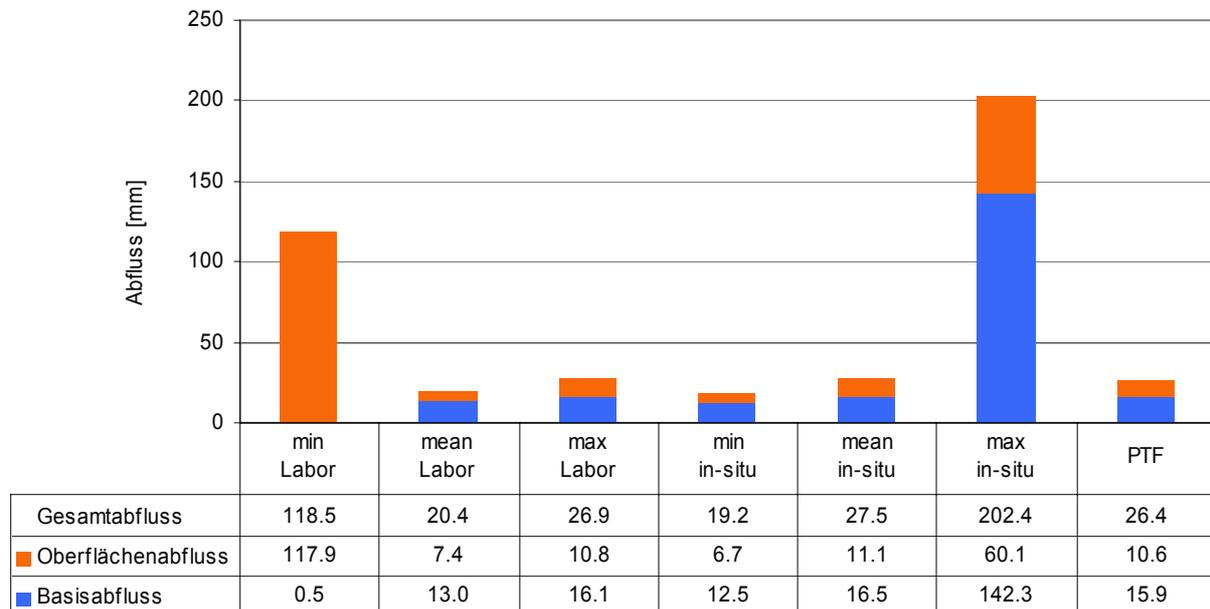


Abb. 7.4: Mit TOPLATS simulierte Abflussanteile am Gesamtabfluss bei Verwendung unterschiedlicher K_{sat} -Werte, Bodentyp Lixisol für gesamtes oberes Aguima-Einzugsgebiet angenommen
min Zylinder: Minimaler im Labor gemessener K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation
mean Zylinder: arithmetischer Mittelwert aller im Labor gemessenen K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation
max Zylinder: Maximaler im Labor gemessener K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation
min in-situ: Minimaler in-situ- K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation
mean in-situ: arithmetischer Mittelwert aller in-situ- K_{sat} -Werte für Lixisol, natürliche Vegetation
max in-situ: Maximaler in-situ- K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation
PTF: K_{sat} -Wert bestimmt mit der PTF nach Rawls & Brakensiek (1985) für Lixisol, natürliche Vegetation

7.2.3 Kalibrierung und Validierung des Modells TOPLATS

Abfluss

Kalibrierung Pegel 1, Jahr 2001

Da das Modell TOPLATS bereits nach Beenden der ersten Messkampagne 2001 zur Anwendung kam, wurde es im Gegensatz zu den anderen Modellen (vgl. Kapitel 7.3 und 7.4) für das Jahr 2001 kalibriert. Die Kalibrierung wurde ausschließlich für die Grundwasserparameter vorgenommen. Das Ergebnis ist in Abbildung 7.5 dargestellt.

Der Vergleich der Abflussganglinien zeigt, dass das Modell den Basisabfluss Ende August bis Mitte September unterschätzt. Erst ab Ende September ist eine gute Übereinstimmung des Basisabflusses und auch der Abflussspitzen zu erkennen. Jedoch ist der Abflusspeak Ende September zeitlich um einen Tag verschoben, was im *Scatterplot* in Abbildung 7.6 deutlich wird. Dies ist durch das fehlende *Routing* zu erklären. Die Messdaten zeigen, dass schon ab Ende Oktober kein Abfluss mehr vorhanden ist, während TOPLATS bis Dezember Abfluss simuliert. Insgesamt ist die Simulation mit einer *model efficiency* von 0.62 als zufrieden stellend zu bezeichnen. Die Gesamtabflussmenge wird vom Modell sehr gut wiedergeben (vgl. Tabelle 7.3)

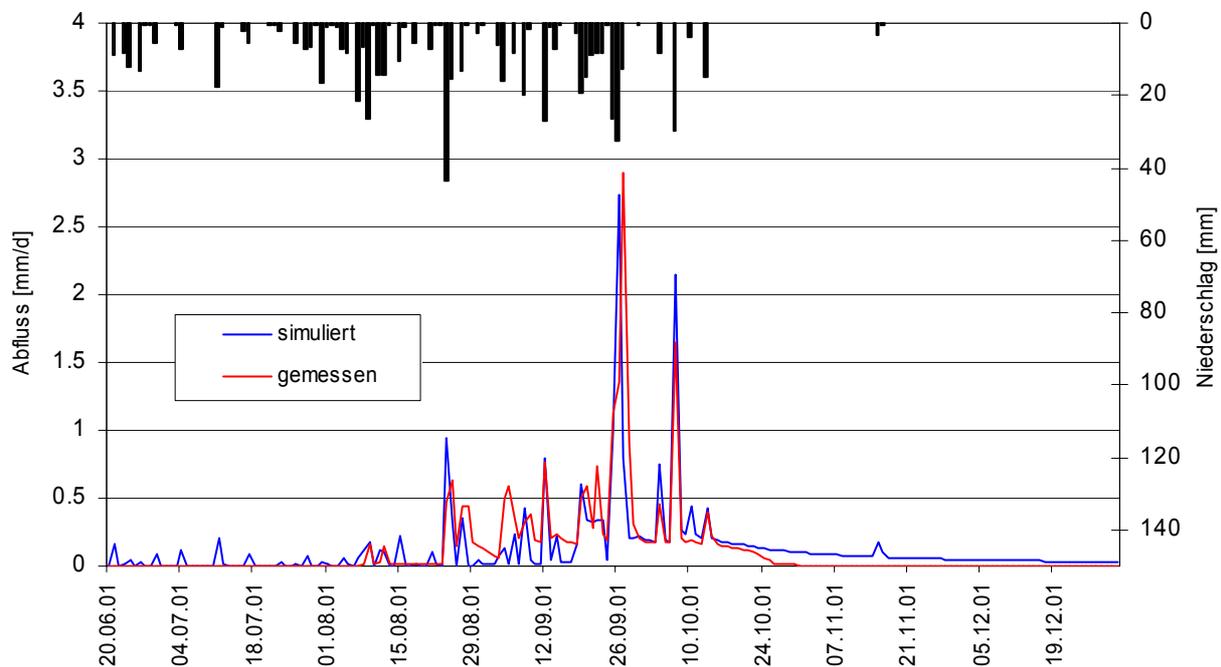


Abb. 7.5: Vergleich der gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflussganglinie, Pegel 1, Jahr 2001

Die ersten Ergebnisse der Anwendung des TOPLATS-Modells im Aguima-Einzugsgebiet wurden in IMPETUS (2003) veröffentlicht. Hierbei handelt es sich jedoch um ein vorläufiges Ergebnis, da zu dem Zeitpunkt der Erstellung noch keine Bodenkarte des Aguima-Gebietes

vorlag und auch die bodenphysikalischen Eigenschaften noch nicht für alle Böden bestimmt waren. Somit wurde für die Anwendung zusätzlich zu den Grundwasserparametern auch der Bodenparameter gesättigter Wassergehalt kalibriert. Die Modellgüte des vorläufigen Ergebnisses ist durch die zusätzliche Kalibrierung der Bodenparameter besser als die der hier dargestellten Kalibrierung. Es wurden ein ME-Wert und ein Bestimmtheitsmaß von 0.72

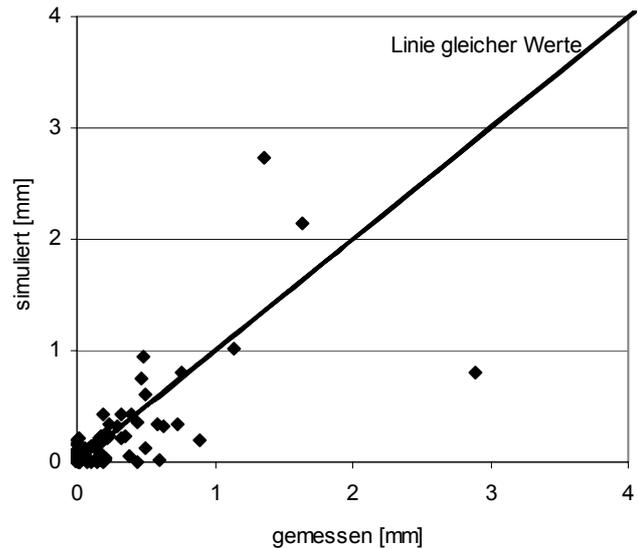


Abb. 7.6: Scatterplot der gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2001

erreicht. Aufgrund der extrem hohen Sensitivität des Modells auf den gesättigten Wassergehalt kann durch geringe Veränderung dieses Parameters eine deutliche Veränderung des Modellergebnisses erzeugt werden.

Validierung Pegel 1, Jahr 2002

Das Modell wurde ohne Veränderung der Parameter auf das Jahr 2002 angewendet. Lediglich die initiale Bodenfeuchte musste aufgrund des Simulationsbeginns Anfang Januar angepasst werden. Der Vergleich der gemessenen mit der simulierten Abflussganglinie in Abbildung 7.7 zeigt eine schlechte Übereinstimmung von gemessenen und simulierten Werten. Zu Beginn der Abflussperiode wird der Abfluss wie im Jahr 2001 eher unterschätzt. Ab Mitte September werden die Abflussspitzen um ein Vielfaches überschätzt. Der simulierte Gesamtabfluss ist mit 239.8 mm doppelt so hoch wie der gemessene. Diese extreme Überschätzung des Abflusses wird durch die Simulation ausgedehnter gesättigter Bereiche hervorgerufen, auf denen der Niederschlag fast vollständig als Oberflächenabfluss infolge Sättigungsüberschuss abfließt. Die Simulation der gesättigten Flächen wird durch simulierte Erhöhung des Grundwasserstandes nach dem TOPMODEL-Konzept erzeugt. Eine Diskussion der Anwendbarkeit dieses Konzeptes in flach reliefierten Gebieten erfolgt in den Kapiteln 8 und 9. Insgesamt ist die Simulation als nicht zufrieden stellend zu beurteilen, wie auch der ME-Wert von 0.32 bestätigt (vgl. Tabelle 7.3).

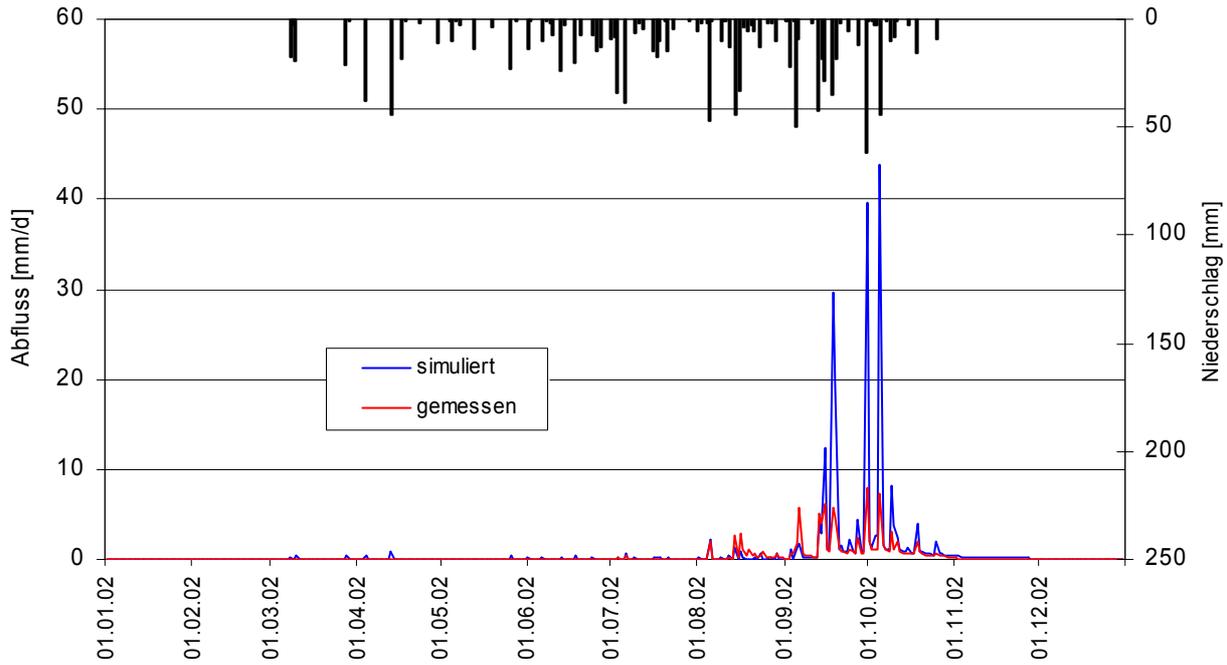


Abb. 7.7: Vergleich der gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflussganglinie, Pegel 1, Jahr 2002

Tab. 7.3: Gütemaße der Simulationen mit TOPLATS für die Jahre 2001 – 2002, Pegel 1

	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME	r ²	IA
K 2001*	23.0	24.7	0.62	0.52	0.84
V 2002	109.2	239.8	0.32	0.66	0.57

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01
 K = Kalibrierungszeitraum
 V = Validierungszeitraum

Die Anwendung des Modells in anderen Aguima-Teileinzugsgebieten zeigten ähnliche Ergebnisse. Die Ergebnisse für Pegel 3 sind in Anhang A10 dargestellt. Das Modell ließ sich für das Jahr 2001 kalibrieren, jedoch ist eine zufrieden stellende Simulation der Abflussdynamik der niederschlagsreicheren Jahre 2002 und 2003 nicht möglich. Selbst bei einer erneuten Kalibrierung wurde keine Verbesserung der Simulation für das Jahr 2002 erreicht. Auf eine weitere Darstellung der Modellanwendung in anderen Teileinzugsgebieten wird aufgrund der unbefriedigenden Modellergebnisse verzichtet.

Validierung der Bodenfeuchte

Aufgrund der räumlichen Diskretisierung im Rasterformat bietet TOPLATS die Möglichkeit, verschiedene Modellergebnisse für jeden Zeitschritt als räumliches Bild auszugeben. Somit ist ein Vergleich des räumlichen Musters der simulierten und der gemessenen Bodenfeuchte möglich. TOPLATS berechnet pro Rasterzelle und Zeitschritt je einen Wert für die Bodenfeuchte der Wurzelzone und für die Übergangszone. Die Wurzelzone wurde von 0-80 cm definiert, so dass der Vergleich der Messungen mit dem Mittelwert der drei Messtiefen 0-30 cm,

30-60 cm und 60-90 cm erfolgte. Es wurden die Bodenfeuchten der von Fass (2004) durchgeführten Messungen mit TDR-Rohrsonden verwendet. Die in Kapitel 6.3 vorgestellten Transektmessungen sind für die Validierung nicht verwendbar, da sie nur die Bodenfeuchte bis 20 cm Tiefe erfassen. Der Vergleich der simulierten Bodenfeuchte mit der an den Bodenwasserstationen erfassten Bodenwasserdynamik (vgl. Kapitel 6.3.1) ist nicht durchführbar, da TOPLATS die Bodenwassergehalte nur als räumliche Bilder für bestimmte Zeitpunkte ausgibt und somit zeitlich hoch aufgelöste, simulierte Wassergehalte für bestimmte Punkte schwer bestimmbar sind. Folglich wurden nur die Messungen der Rohrsonden verglichen. Abbildung 7.8 stellt die simulierte Bodenfeuchte und die Punktmessungen der TDR-Rohrsonden für vier Zeitpunkte des Jahres 2001 dar. Für jeden Zeitpunkt ist die Simulation als 20m-grid mit der gemessenen Bodenfeuchte als Punktinformation und ein *Scatterplot* der gemessenen und der simulierten Bodenfeuchte der den Messpunkten entsprechenden Rasterzellen abgebildet.

Das von TOPLATS simulierte Muster der Bodenfeuchte wird am 02.07.01 v.a. von den unterschiedlichen Bodeneigenschaften und den Landnutzungsunterschieden dominiert. An den Ober- und Mittelhängen wird eine Bodenfeuchte von 12-15 % simuliert, was auch mit den Messwerten an den meisten Messpunkten gut übereinstimmt. Jedoch wird die Bodenfeuchte vom Modell meist überschätzt, wie im *Scatterplot* deutlich wird. Man erkennt bei der Simulation einige feuchtere Bereiche an den Ober- und Mittelhängen, die durch landwirtschaftliche Flächen charakterisiert sind. Hier wird aufgrund der geringeren Evapotranspiration eine höhere Bodenfeuchte von TOPLATS berechnet. Im Bereich der sandigen Böden am Unterhang werden geringere Bodenfeuchten simuliert. Am östlichen Rand des Einzugsgebietes erkennt man den Inselberg, der bei allen dargestellten Zeitpunkten Bodenfeuchten von 0-5 % aufweist. Die Struktur des Topographischen Index zeichnet sich durch deutlich höhere Bodenwassergehalte von über 30 % im Bereich der Tiefenlinien ab. Die gemessenen Bodenfeuchten liegen jedoch Anfang Juli auch in Gewässernähe unter 20 %.

Mitte September werden die höchsten Bodenwassergehalte gemessen. In Bachnähe steigen sie auf bis zu 45 % an. Die simulierten Werte liegen in den Tiefenlinien zwischen 36–50 %. Jedoch stimmt die simulierte Tiefenlinie nicht exakt mit der reellen überein, so dass beim Vergleich der Messwerte der Rohrsonden und der simulierten Bodenfeuchte der entsprechenden Rasterzellen im *grid* eine große Differenz im *Scatterplot* zu erkennen ist. An den Ober- und Mittelhängen stimmt die simulierte Bodenfeuchte, die zwischen 18 und 21 % liegt, gut mit den Messwerten überein. An den Unterhängen bleibt die simulierte Bodenfeuchte jedoch meist noch unter 20 %.

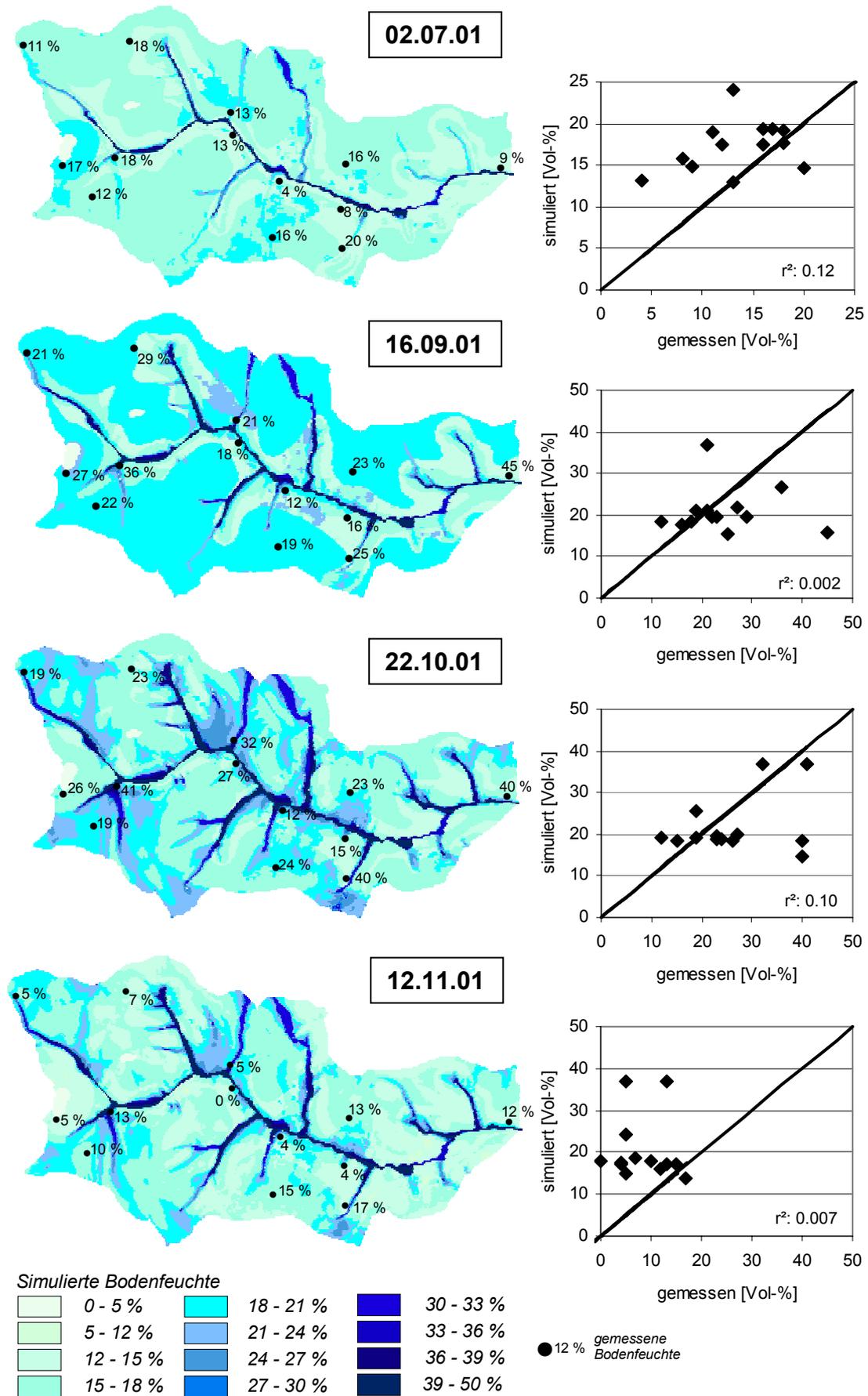


Abb. 7.8: Vergleich der mit TOPLATS für die Wurzelzone simulierten und mit der Rohrsonde gemessenen Bodenfeuchte (Mittel 0 – 90 cm Tiefe)

Mitte Oktober wird die berechnete Feuchte deutlich durch die Struktur des Topographischen Indexes dominiert. Bodenbedingte Unterschiede sind kaum noch zu erkennen. Meist ist eine gute Übereinstimmung der Bodenwassergehalte vorhanden. Nur der direkte Vergleich der Messwerte in Bachnähe mit den entsprechenden Rasterzellen des simulierten *grids* weist große Unterschiede auf, wie im *Scatterplot* deutlich wird. Dies ist auf die bereits erwähnte schlechte Repräsentation der Tiefenlinie zurückzuführen. In Inselbergnähe simuliert TOPLATS im September bereits einen Rückgang der Bodenfeuchte, während durch die Messungen noch höhere Bodenwassergehalte erfasst wurden (26 %). Mitte November sinkt die gemessene Bodenfeuchte im gesamten Einzugsgebiet unter 20 % ab, häufig sogar unter 10 %. Die simulierte Bodenfeuchte ist jedoch insgesamt noch deutlich höher und gibt das Muster des Topographischen Indexes wieder. Das TOPMODEL-Konzept, das zur Berechnung der lokalen Grundwasserstände verwendet wird, berechnet am Ende der Regenzeit zu hohe Grundwasserstände, so dass die Bodenfeuchte überschätzt wird. Dies wird auch im *Scatterplot* deutlich.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass die Bodenfeuchte zu Beginn und im Verlauf der Regenzeit meist gut simuliert wird. Jedoch ist das Bestimmtheitsmaß bei allen Vergleichstagen sehr niedrig, da einige Werte deutlich abweichen. Das beobachtete schnelle Abtrocknen des Bodens ab Ende Oktober (vgl. auch Kapitel 6.3.1) wird bei der Simulation mit TOPLATS nicht wiedergegeben. Die Abflusssimulation des Modells ist nur für das Kalibrierungsjahr zufrieden stellend. Die Anwendung des Modells in niederschlagsreichen Jahren zeigte große Probleme bei der Wiedergabe der Abflussspitzen im September und Oktober. Die Gesamtabflussmenge wurde stark überschätzt.

7.3 SIMULAT-H

7.3.1 Modellparametrisierung

Räumliche Diskretisierung und topographische Parameter

Um die Modellanwendung von SIMULAT-H nach dem in Kapitel 5.2.3 beschriebenen Hangkonzept durchzuführen, muss zuvor eine räumliche Diskretisierung des Einzugsgebietes in Hänge erfolgen. Dies wurde mit dem Programm TOPAZ (**T**opographic **P**arametrization) (Garbrecht & Martz 1997) durchgeführt. TOPAZ ist ein Softwarepaket zur automatischen Analyse digitaler Geländedaten, das v.a. für die räumliche Diskretisierung und zur Bestimmung von Oberflächenparametern für die hydrologische Modellierung entwickelt wurde. Zur Abgrenzung der Teileinzugsgebiete und Hänge wird die Fließrichtung jeder Zelle mittels der D8-Methode bestimmt (Fairchild & Leymarie 1991).

Jedes Teileinzugsgebiet wird von TOPAZ in drei Hänge unterteilt. Zur Anwendung von SIMULAT-H nach dem beschriebenen Hang-Konzept wurde jeder Hang auf Grundlage der Bodenkarte und der zusätzlichen Bodenkartierungen in Hangabschnitte gegliedert. Abbildung 7.9 visualisiert am Beispiel des oberen Aguima-Einzugsgebietes die Hanguntergliederung durch TOPAZ und die Unterteilung eines Beispielhanges in homogene Bodeneinheiten.

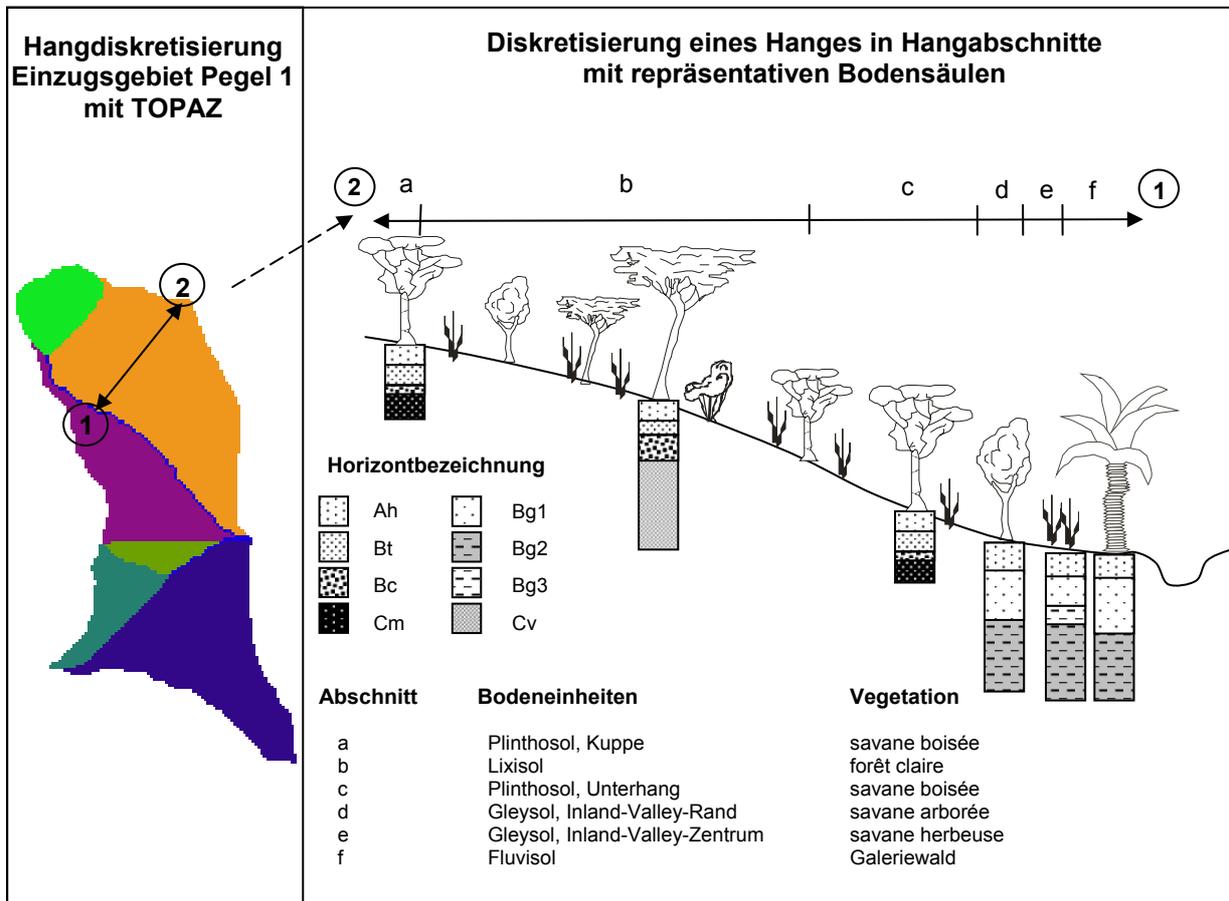


Abb.7.9: Räumliche Diskretisierung des oberen Aguima-Einzugsgebietes in Hänge und Hangabschnitte am Beispiel eines Hanges für die Simulation mit SIMULAT-H

Die für die Berechnung des *Interflows* benötigte Hangneigung wurde auf Grundlage des DGMs für jeden Hangabschnitt mit der *zonalmean*-Funktion in ArcView berechnet.

Während bei den kleinen Teileinzugsgebieten des oberen Aguima und des oberen Niaou alle durch TOPAZ definierten Hänge für die Simulation der Wasserflüsse betrachtet wurden, wurde beim 16 km² großen unteren Aguima-Einzugsgebiet (Pegel 3) zehn repräsentative Hänge von den insgesamt 68 Hängen ausgewählt. Das Hauptkriterium bei der Auswahl der Hänge war eine gute Repräsentation der Boden- und Landnutzungseinheiten.

Die Geländebeobachtungen haben gezeigt, dass bei Starkniederschlägen auf den Wegen viel Oberflächenabfluss entsteht, der über das Wegenetz direkt in den Vorfluter geleitet wird (vgl. Kapitel 6.4 und Anhang A9). Um diesen Prozess wiederzugeben, wurde der Wegeanteil an-

hand der mit dem GPS im Gelände kartierten Wege abgeschätzt und als zusätzliche Simulationseinheit mit geringer Permeabilität hinzugefügt. Der auf den Wegen entstehende Oberflächenabfluss wird direkt dem Gesamtabfluss zugerechnet.

Bodenparameter

Da SIMULAT-H eine variable Horizontierung der Bodensäule ermöglicht, konnten für jede Bodeneinheit die im Gelände aufgenommenen Bodenhorizonte parametrisiert werden. Wie bei TOPLATS wurden auch hier die Parameter θ_s und θ_r direkt aus den bodenphysikalischen Messungen ermittelt und ψ_b und λ unter Verwendung des Programms SOPHY (Diekkrüger 1997) aus den gemessenen k_u - und pF -Kurven für jeden Bodenhorizont bestimmt. Im Niaou-Einzugsgebiet wurde bei der Modellierung von Steup (2004) aufgrund fehlender Messwerte der k_u - und pF -Kurven z.T. auf die Pedotransferfunktion nach Rawls & Brakensiek (1995) zurückgegriffen.

Der K_{sat} -Wert des Oberbodens wurde aus den in-situ Messungen ermittelt, während für den Unterboden auf Labormessungen an Stechzylindern (siehe Kapitel 6.2) zurückgegriffen wurde. Der laterale K_{sat} -Werte wurde im Gelände nicht ermittelt. Da auch in der Literatur keine einheitlichen Aussagen über das Verhältnis von vertikaler zu lateraler Leitfähigkeit vorlagen (Schoeneberger & Amoozegar 1990), musste dieser Wert kalibriert werden.

Vegetationsparameter

Aufgrund der räumlichen Diskretisierung in Hangabschnitte muss eine Zuordnung der Landnutzung zu jedem Hangabschnitt erfolgen. Durch die Modellmodifikation von Stephan (2003) können jeder Bodensäule beliebig viele Landnutzungen zugeordnet werden, für die Interzeption, Evapotranspiration und Infiltration getrennt berechnet und dann über die Flächenanteile gemittelt werden. Die Flächenanteile der verschiedenen Landnutzungsarten aller Hangabschnitte wurden in ArcView auf Grundlage des *coverages* der Hangabschnitte und der Landnutzungsklassifikation ermittelt. SIMULAT-H ermöglicht bei der Definition mehrerer Landnutzungen auf einer Bodensäule auch eine Korrektur des K_{sat} -Wertes des Oberbodens. Basierend auf den Infiltrationsmessungen wurde der K_{sat} -Wert für landwirtschaftliche Nutzflächen reduziert. Die Vegetationsparameter wurden wie bei TOPLATS ermittelt (siehe 7.2.1)

7.3.3 Sensitivitätsanalyse

Die Untersuchungen zur Sensitivität des Modells auf Veränderung der Eingabeparameter wurden an einem repräsentativen Hang des oberen Aguima-Einzugsgebietes durchgeführt. Schwerpunktartig wurden Boden- und Pflanzenparameter betrachtet.

Tabelle 7.4 listet den Sensitivitätsindex (vgl. Gleichung 7.1) für ausgewählte Boden-, Pflanzen- und Grundwasserparameter in Bezug auf den Gesamtabfluss, die Abflusskomponenten und die Evapotranspiration auf.

Tab. 7.4: Sensitivitätsindizes ausgewählter Eingabeparameter, berechnet mit SIMULAT-H für einen repräsentativen Hang für das Jahr 2002 (SI-Werte über 1 sind fett gedruckt)

	SI₁₀ Gesamtabfluss	SI₁₀ Oberflächen- abfluss	SI₁₀ Interflow	SI₁₀ Grundwasser	SI₁₀ Evapotrans- piration
Bodenparameter					
θ_s	0.9167	0.2468	0.7876	1.2858	0.0084
θ_r	0.0479	0.0150	0.0339	0.0832	0.0158
K_{sat}	0.0420	1.0563	0.0424	0.0834	0.0050
$K_{sat-lat}$	0.0033	0.0000	0.0367	0.0704	0.0002
$K_{sat-sigma}$	0.0194	0.4868	0.0190	0.0372	0.0000
Pflanzenparameter					
LAI	0.0826	0.0185	0.0889	0.0766	0.0042
Stomataw.	0.2833	0.0551	0.2321	0.4249	0.0228
Pflanzenhöhe	0.0844	0.0169	0.0326	0.3566	0.0044
Wurzeltiefe	-0.0250	0.0425	0.0233	0.0370	0.0110
Grundwasserparameter					
Gw-Konstante	0.0030	0.0000	0.0099	0.0320	0.0000
Gw-Speicher	0.0001	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000

Es wird deutlich, dass auch bei SIMULAT-H der gesättigte Wassergehalt den größten Einfluss auf die Simulation des Gesamtabflusses hat.

Da die Parametrisierung des lateralen K_{sat} -Wertes aufgrund nicht vorhandener Messwerte und uneinheitlicher Aussagen in der Literatur (Schoeneberger & Amoozgar 1990) problematisch ist und der Parameter somit kalibriert wurde, ist eine genauere Betrachtung der Sensitivität dieses Parameters von Interesse. Abbildung 7.10 zeigt die Veränderung des *Interflows* bei einer schrittweisen Veränderung des $K_{sat-lat}$ -Wertes. Man erkennt, dass die Veränderung des *Interflows* bei Änderung der lateralen Leitfähigkeit relativ gering ist.

Des Weiteren wurde der durch den Index als stark sensitiv bestimmte Parameter θ_s genauer auf seinen Einfluss auf den Gesamtabfluss untersucht (vgl. Abbildung 7.11). Es zeigt sich wie bei TOPLATS (Abbildung 7.2) eine starke Erhöhung der Abflussmenge bei Verringerung des Parameters. Allerdings ist die Veränderung der Gesamtabflussmenge nicht so extrem wie bei TOPLATS.

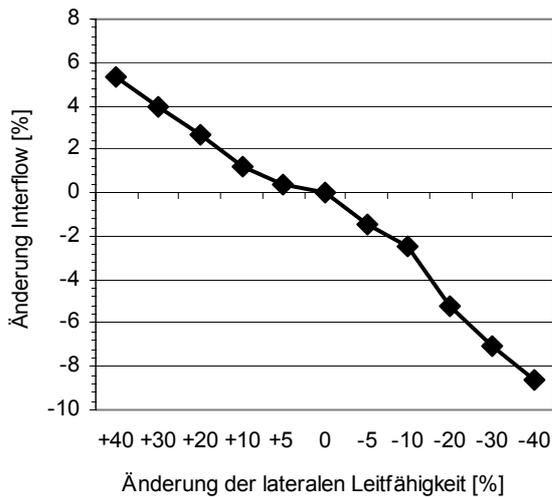


Abb. 7.10: Prozentuale Veränderung des Interflows bei Veränderung der lateralen Leitfähigkeit ($K_{sat-lat}$), berechnet für einen repräsentativen Hang mit SIMULAT-H

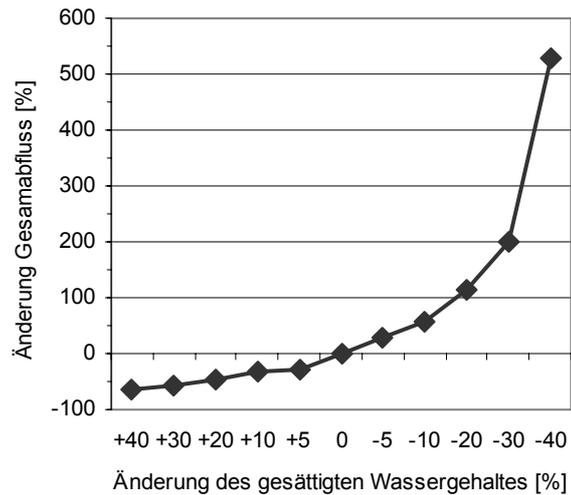


Abb. 7.11: Prozentuale Veränderung des Gesamtabflusses bei Veränderung des gesättigten Wassergehaltes (θ_s), berechnet für einen repräsentativen Hang mit SIMULAT-H

Ein Vergleich der simulierten Abflussmengen bei Verwendung verschiedener Datengrundlagen zur Parametrisierung des K_{sat} -Wertes ist in Abbildung 7.12 für die Bodeneinheit Lixisol dargestellt.

Obwohl der K_{sat} -Wert einen relativ geringen Sensitivitätsindex besitzt, werden aufgrund der hohen Variabilität dieses Parameters starke Veränderungen im Modellergebnis bei Verwendung verschiedener Messdaten (vgl. Abbildung 7.12) hervorgerufen. Sowohl Abflussmenge als auch Abflussanteile differieren je nach verwendeter Datengrundlage für die Parametrisierung des K_{sat} -Wertes. Es wird deutlich, dass bei Verwendung des Mittels der Laborwerte für den betrachteten Boden (Lixisol) nur Oberflächenabfluss gebildet würde. Die Gesamtabflussmenge ist bei Verwendung des Labormittels deutlich höher, als bei der Simulation mit dem in-situ-Mittelwert. Die Abflussmengen und -anteile bei Verwendung der durch PTF ermittelten K_{sat} -Werte zeigen keine großen Abweichungen zu den Simulationsergebnissen, die bei Verwendung der in-situ-Mittelwerte erreicht wurden. Da nur die Durchlässigkeit des Oberbodens verändert wurde, variieren die Anteile der Abflusskomponenten *Interflow* und Grundwasserabfluss kaum.

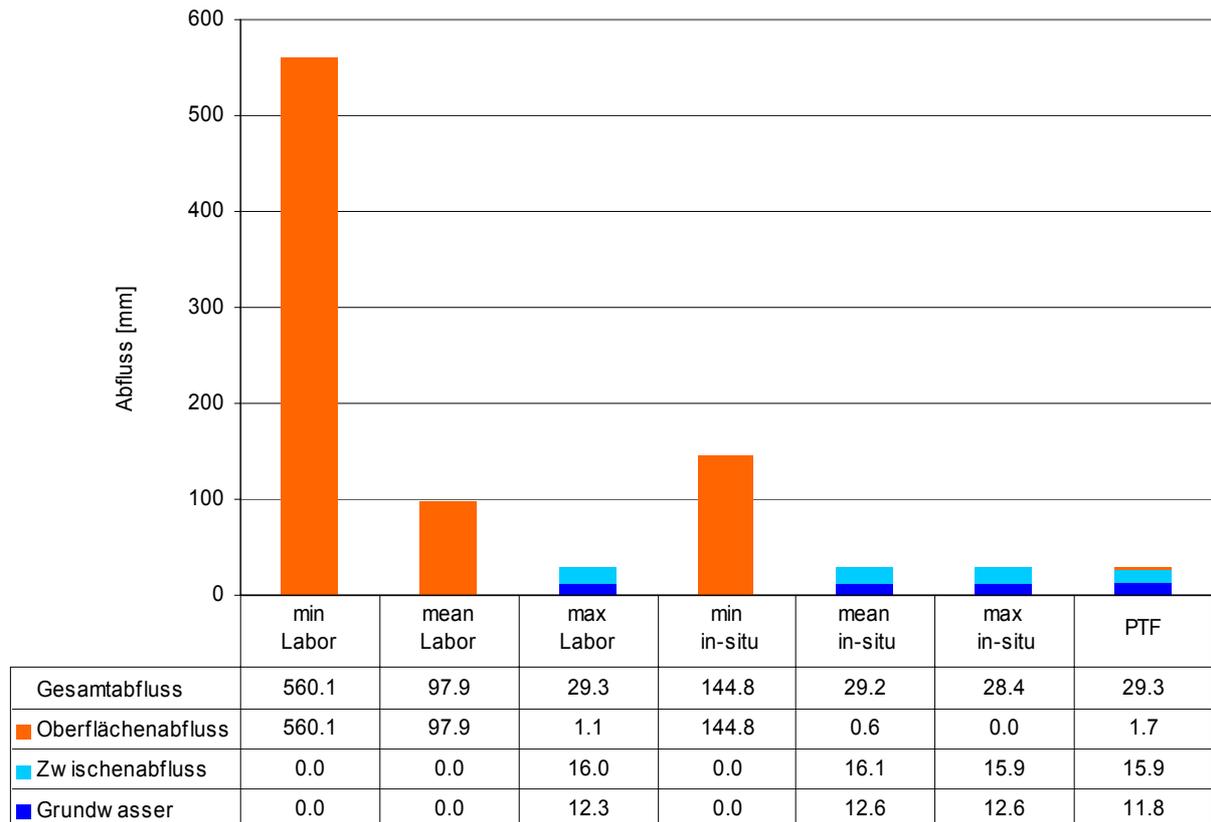


Abb. 7.12: Abflussanteile am Gesamtabfluss bei Verwendung unterschiedlicher K_{sat} -Werte für den Oberboden. Berechnet für eine Bodensäule (Lixisol) mit SIMULAT-H, Jahr 2002

min Zylinder: Minimaler im Labor gemessener K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation

mean Zylinder: arithmetischer Mittelwert aller im Labor gemessenen K_{sat} -Werte für Lixisol, natürliche Vegetation

max Zylinder: Maximaler im Labor gemessener K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation

min in-situ: Minimaler in-situ- K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation

mean in-situ: arithmetischer Mittelwert aller in-situ- K_{sat} -Werte für Lixisol, natürliche Vegetation

max in-situ: Maximaler in-situ- K_{sat} -Wert für Lixisol, natürliche Vegetation

PTF: K_{sat} -Wert bestimmt mit der PTF nach Rawls & Brakensiek (1985) für Lixisol, natürliche Vegetation

7.3.4 Kalibrierung und Validierung des Modells SIMULAT-H

Modellkalibrierung Pegel 1 (oberes Aguima-Einzugsgebiet, 3.2 km²)

Die Kalibrierung des Modells SIMULAT-H wurde für das obere Aguima-Einzugsgebiet (Pegel 1) vorgenommen, da hier die beste Datengrundlage für die Modellparametrisierung und -validierung vorlag. Als Kalibrierungszeitraum wurde das Jahr 2002 gewählt, für das ganzjährig Abfluss- und Klimadaten vorlagen. Es wurden die Grundwasserkonstante, die laterale gesättigte Wasserleitfähigkeit und die Varianz des K_{sat} -Wertes kalibriert, da für diese Parameter keine Werte aus Messungen oder Literatur vorlagen.

Abbildung 7.13 zeigt den Vergleich der gemessenen und simulierten Ganglinie für den Kalibrierungszeitraum. Zu Beginn der Abflussperiode Anfang August sind größere Abweichungen

zu beobachten. In dieser Periode sind sehr große Unterschiede der erfassten Niederschlagsmenge bei den Regenmessern zu erkennen (vgl. Abbildung 6.5), so dass die Unterschätzung auch aufgrund fehlerhafter Niederschlagsdaten hervorgerufen worden sein kann. Ab Anfang September ist die Übereinstimmung der simulierten und gemessenen Ganglinie gut. Die Abflussspitzen werden gut getroffen und auch der Abfall der Ganglinie am Ende der Regenzeit wird gut abgebildet.

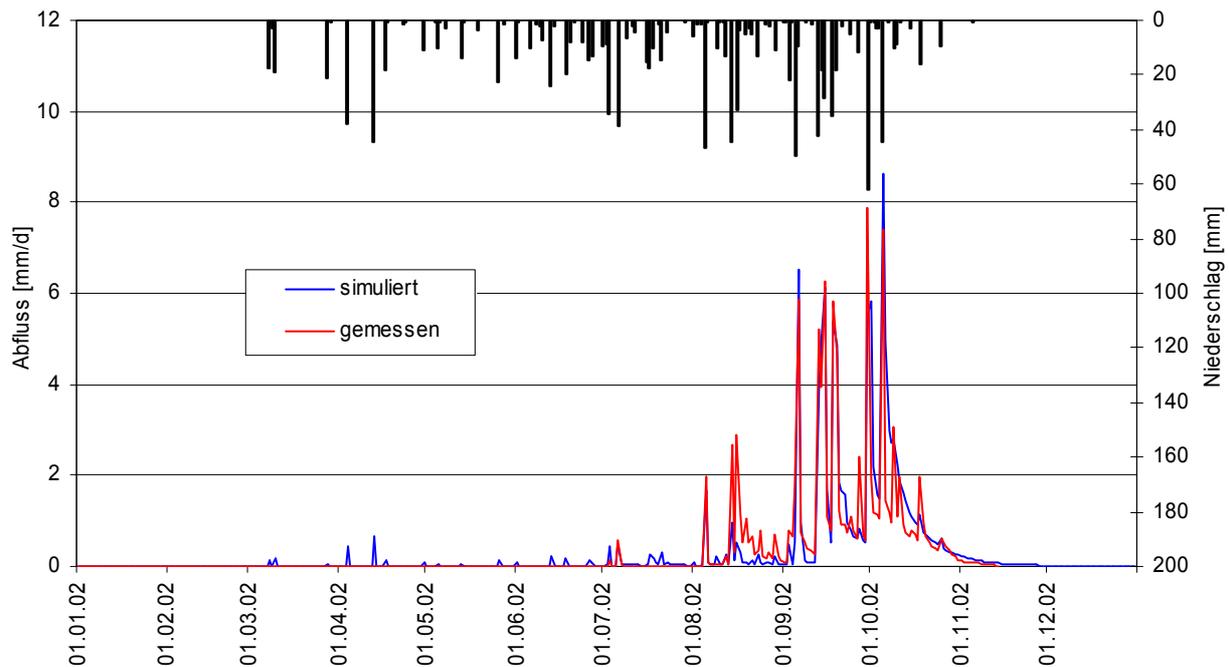


Abb. 7.13: Vergleich der gemessenen und von SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2002

Es wird eine *model efficiency* und ein Bestimmtheitsmaß von 0.82 erreicht (vgl. Tabelle 7.5). Der *index of agreement* beträgt 0.95. Der *Scatterplot* in Abbildung 7.16 zeigt, dass sowohl Über- als auch Unterschätzungen der gemessenen Abflusswerte auftreten, jedoch ist die Übereinstimmung insgesamt gut. Extreme Ausreißer sind nicht zu erkennen. Der simulierte Gesamtabfluss des Jahres 2002 liegt mit 117 mm etwas über dem gemessenen (109 mm).

split-sample-test: Validierung Abflussganglinie Pegel 1 (oberes Aguima-Einzugsgebiet, 3.2 km²)

Für das Jahr 2001 liegen leider nur unvollständige Datensätze für Abflüsse und Klimaparameter vor, da die verfügbare Messdatenreihe erst im Juni 2001 beginnt.

Die Simulation für das Jahr 2001 in Abbildung 7.14 zeigt zu Beginn der Abflussperiode eine sehr gute Übereinstimmung mit den Messwerten. Der Abflusspeak am 27.09.01 wird vom Modell deutlich überschätzt. In Kapitel 6.4.1 wurde bereits darauf hingewiesen, dass die H-Q-Beziehung für diesen Pegel im Jahr 2001 problematisch ist. Es wurden keine Spitzenabflüsse

erfasst, so dass die Berechnung des Abflusspeaks sehr unsicher ist. Somit ist eine Validierung schwierig. Die statistischen Gütemaße sind mit einer *model efficiency* von 0.67, einem Bestimmtheitsmaß von 0.78 und einem *index of agreement* von 0.87 zufrieden stellend. Der Gesamtabfluss wird jedoch deutlich überschätzt (vgl. Tabelle 7.5).

Die Simulation der Abflussganglinie für das Jahr 2003 (Abbildung 7.15) zeigt eine relativ schlechte Übereinstimmung mit der gemessenen Abflussganglinie. Die Abflusspeaks werden z.T. stark unterschätzt, Ende Juni jedoch deutlich überschätzt.

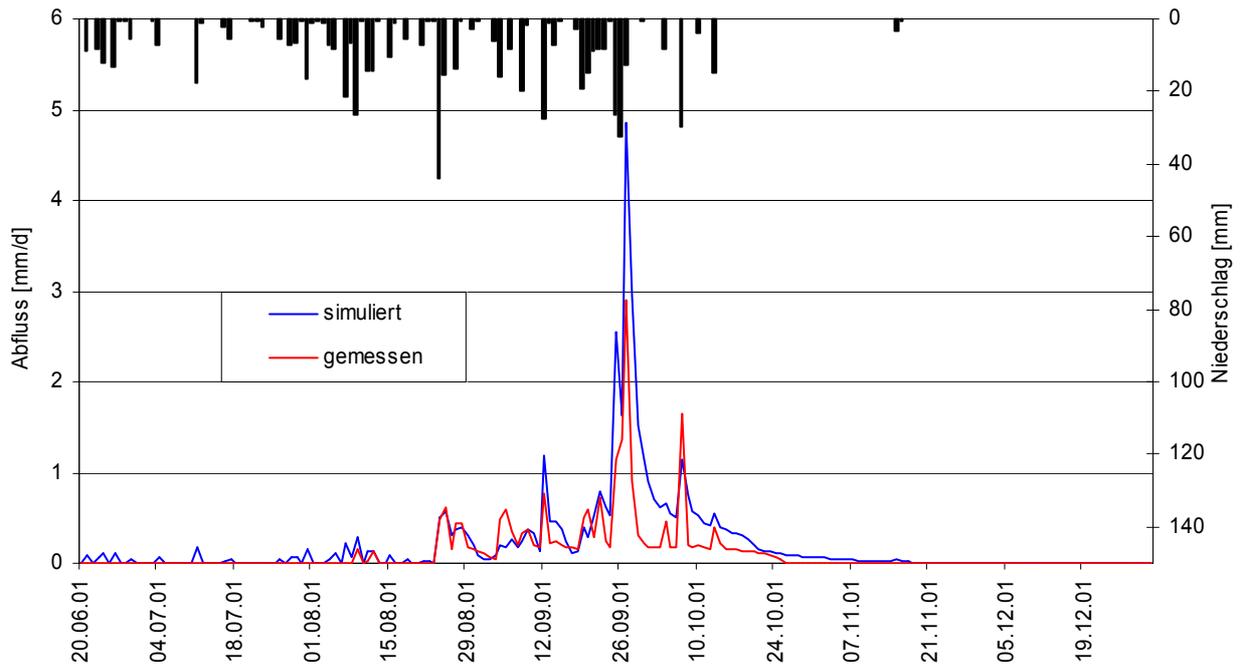


Abb. 7.14: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2001

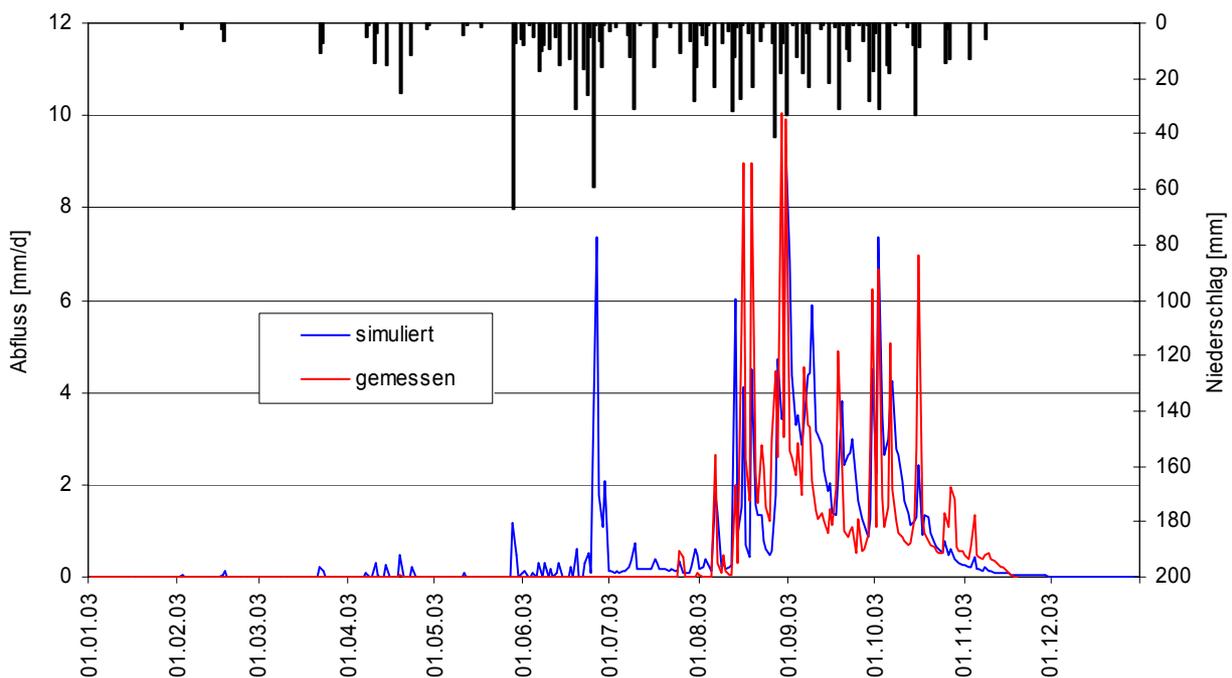


Abb. 7.15: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2003

Die schlechte Wiedergabe der Abflussspitzen wird auch im *Scatterplot* in Abbildung 7.16 deutlich. Die Dynamik des Basisabflusses wird dagegen gut abgebildet. Die schlechte Wiedergabe der Abflussspitzen ist z.T. durch die Niederschlagsdaten zu erklären. Im Jahr 2003 kam es von April bis September zum Totalausfall der Niederschlagsschreiber im Untersuchungsgebiet, weshalb auf Daten der Regenmesser des IMPETUS- und des CATCH-Projektes (vgl. Abbildung 5.1 und Abbildung 6.5) südlich des Aguima-

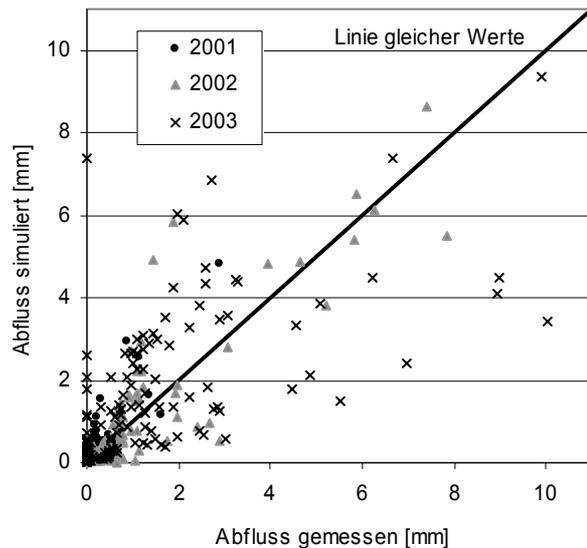


Abb. 7.16: Scatterplot der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahre 2001 - 2003

Einzugsgebietes zurückgegriffen werden musste. Die Gütemaße der Simulation sind mit einem ME-Wert von 0.42 und einem Bestimmtheitsmaß von 0.53 deutlich niedriger als die des Kalibrierungszeitraumes, was z.T. auf Unsicherheiten in den Niederschlagsdaten und auch der Abflussdaten zurückzuführen ist. Eine ausführliche Diskussion der durch Messdaten verursachten Unsicherheiten wird in Kapitel 8.3 durchgeführt.

Tabelle 7.5 gibt einen Überblick der statistischen Gütemaße der Simulationen für Pegel 1.

Tab. 7.5: Gütemaße der Abflusssimulation mit SIMULAT-H für die Jahre 2001–2003, Pegel 1

	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME	r ²	IA
V 2001*	23.0	40.2	0.67	0.78	0.87
K 2002	109.2	117.2	0.82	0.82	0.95
V 2003	196.1	225.1	0.42	0.53	0.84

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01

K: Kalibrierungsperiode

V: Validierungsperiode

proxy-basin-test: Validierung Abflussganglinie Pegel 3 (unteres Aguima-Einzugsgebiet, 16 km²)

Das im oberen Aguima-Einzugsgebiet kalibrierte Modell wurde ohne Veränderung der Parameter auf das 16 km² große untere Aguima-Einzugsgebiet angewendet. Da in diesem Einzugsgebiet keine zusätzlichen bodenphysikalischen Untersuchungen durchgeführt wurden, wurden die Bodenparameter der Bodentypen direkt aus dem oberen Aguima-Gebiet übertragen. In den Abbildungen 7.17 – 7.19 sind die Ergebnisse der Abflusssimulationen für die Jahre 2001 bis 2003 dargestellt.

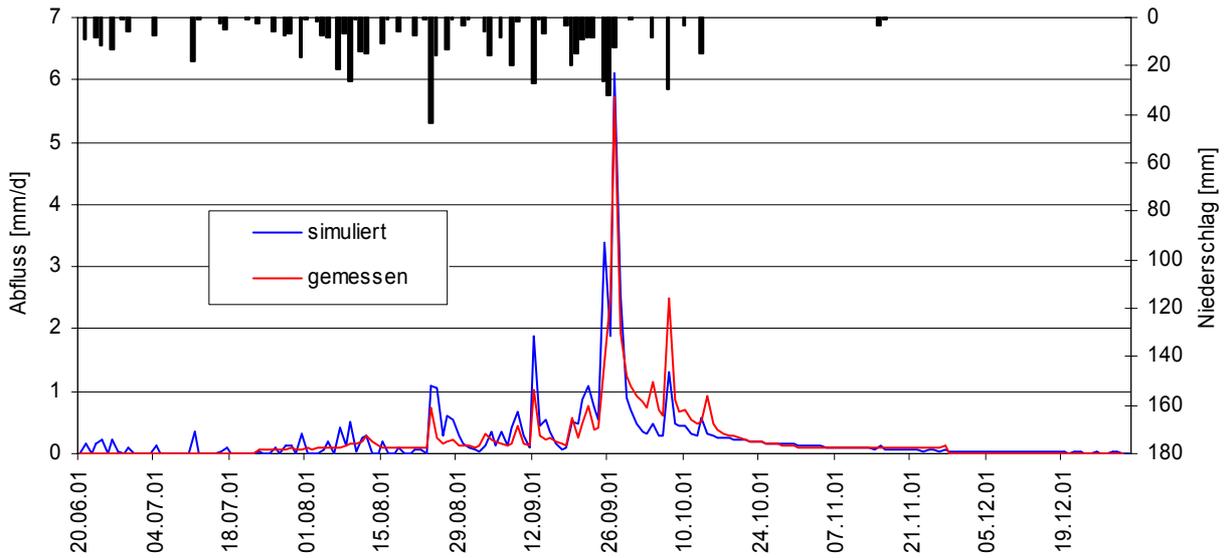


Abb. 7.17: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2001

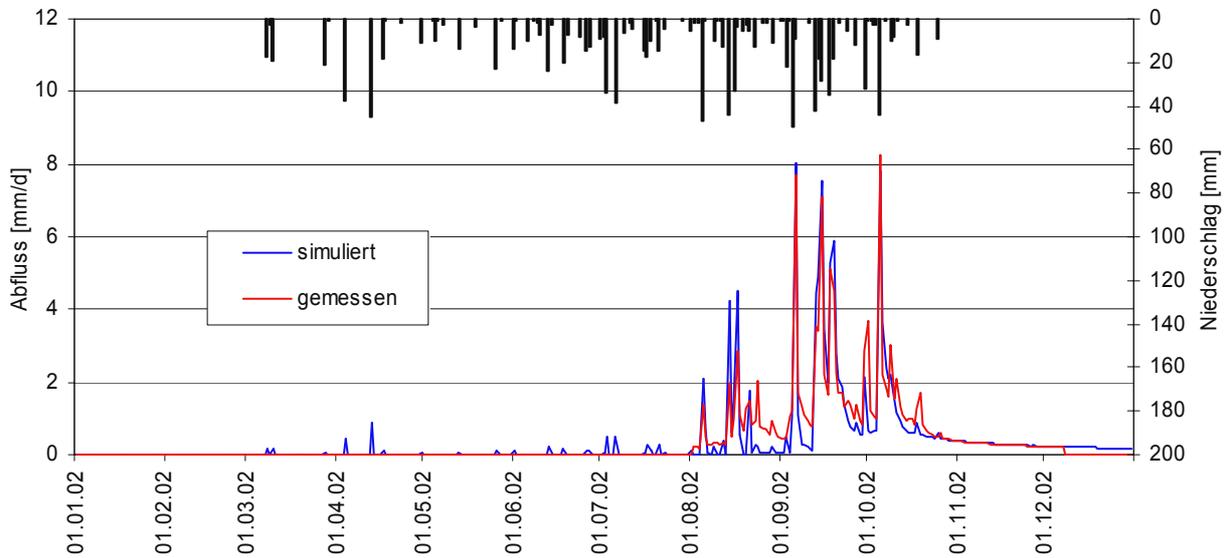


Abb. 7.18: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2002

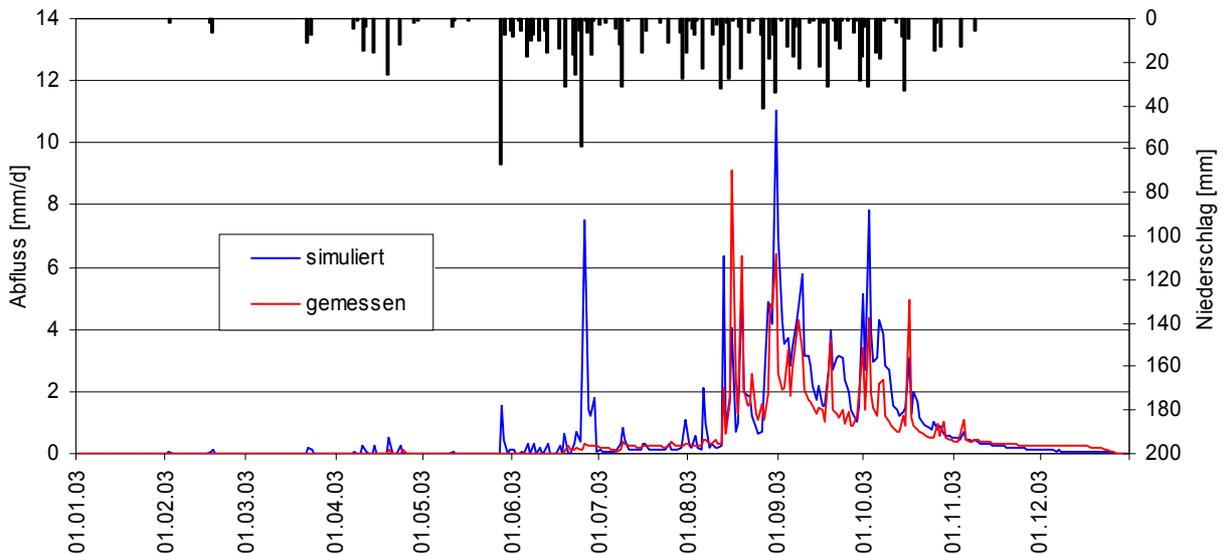


Abb. 7.19: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2003

Tabelle 7.6 zeigt die statistischen Gütemaße der Simulationen der Jahre 2001 bis 2003 für Pegel 3 und den Vergleich der gemessenen und simulierten Gesamtabflussmengen.

Tab. 7.6: Gütemaße der Abflusssimulation mit SIMULAT-H für die Jahre 2001–2003, Pegel 3

	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME	r ²	IA
V 2001*	45.5	47.4	0.82	0.82	0.95
V 2002	139.6	132.5	0.86	0.87	0.96
V 2003	183.3	254.7	0.64	0.67	0.87

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01

V: Validierungsperiode

Die Simulation des Abflusses im Jahr 2001 zeigt für Pegel 3 (vgl. Abbildung 7.17) eine deutlich bessere Übereinstimmung mit der gemessenen Abflussganglinie als bei Pegel 1. Der Abflusspeak Ende September wird sehr gut getroffen. Die Modellgüte ist somit deutlich höher als bei der Simulation des gleichen Jahres für Pegel 1. Der ME-Wert und das Bestimmtheitsmaß liegen bei 0.82, während ein *index of agreement* von 0.95 erreicht wird. Die gemessene Gesamtabflussmenge liegt nur 2 mm unter der simulierten.

Auch für das Jahr 2002 wird die Abflussganglinie für Pegel 3 vom Modell gut simuliert, wie der Vergleich der gemessenen und simulierten Ganglinie in Abbildung 7.18 zeigt. Die berechneten Gütemaße übersteigen die der Kalibrierung für Pegel 1 desselben Zeitraumes (vgl. Tabelle 7.5 und 7.6). Die gemessene Gesamtabflussmenge (139.6 mm) wird vom Modell gut wiedergegeben (132.5 mm).

Die Ergebnisse der Simulation des Jahres 2003 sind aufgrund der Niederschlagsdaten auch für Pegel 3 deutlich schlechter als die der Jahre 2001 und 2002. Der Vergleich der gemessenen und simulierten Abflussganglinie in Abbildung 7.19 zeigt, dass es wie bei Pegel 1 zu einer Überschätzung der Peaks im Juni kommt. Jedoch wird die Abflussganglinie ab August deutlich besser wiedergegeben als bei Pegel 1 im gleichen Simulationszeitraum. Jedoch werden einige Abflusspeaks zum Teil überschätzt (31.08.03 und 02.10.03). Die Dynamik des Basis-

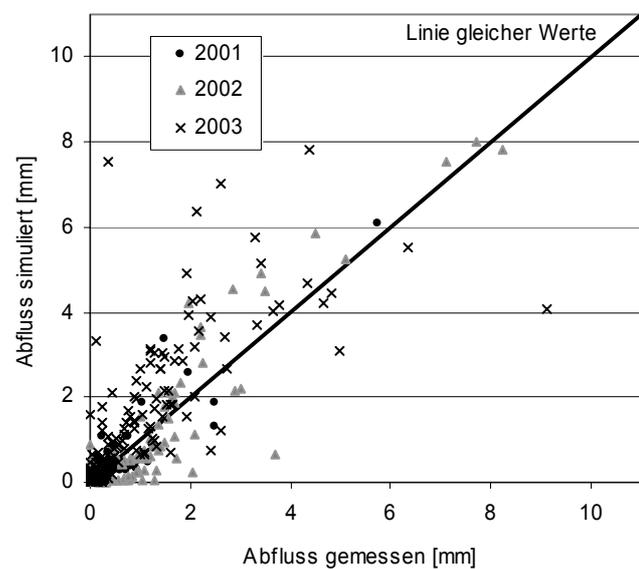


Abb. 7.20: Scatterplot der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahre 2001 - 2003

abflusses wird gut modelliert. Der Einfluss der Qualität der Niederschlagsdaten wird v.a. am 15.08.03 deutlich, wo der höchste Peak des Jahres gemessen wurde, jedoch kaum Niederschlag aufgezeichnet wurde und folglich auch die Simulation den Peak deutlich unterschätzt. Die statistischen Gütemaße sind jedoch mit einem ME-Wert von 0.64 und einem Bestimmtheitsmaß von 0.67 zufrieden stellend. Die simulierte Gesamtabflussmenge ist durch die Überschätzung einiger Abflussereignisse deutlich höher als die gemessene. Der *Scatterplot* in Abbildung 7.20 ermöglicht einen Vergleich der Abweichungen der simulierten und der gemessenen Abflüsse auf Tagesbasis für die drei Jahre. Die Abweichungen sind v.a. für die Jahre 2001 und 2003 deutlich geringer als bei Pegel 1 (vgl. Abbildung 7.16).

Validierung Abflussganglinie Pegel 4 (oberes Niaou-Einzugsgebiet, 3.1 km²)

Steup (2004) wendete das Modell SIMULAT-H im oberen Niaou-Einzugsgebiet an. Wie in Kapitel 5.1 und 6.4 dargestellt wurde, unterscheidet sich dieses Gebiet in Morphologie (*Inland-Valley*-Anteil), Landnutzung und z.T. auch in pedologischen Eigenschaften vom Aguima-Einzugsgebiet. Es wurde daher mit von Steup (2004) erhobenen Bodendaten parametrisiert. Eine Darstellung der typischen Catena des oberen Niaou-Einzugsgebietes befindet sich in Anhang A12. Die kalibrierten Parameter Grundwasserkonstante, Verhältnis der lateralen zur vertikalen Wasserleitfähigkeit und die Varianz des K_{sat} -Wertes wurden aber aus der Kalibrierung des oberen Aguima-Gebietes übernommen. Die Anteile der Landnutzungen an den einzelnen Hangabschnitten wurden wie bereits erläutert auf der Grundlage der Landnutzungs-klassifikation von Thamm (2003) ermittelt. Eine detaillierte Beschreibung der Parametrisierung ist in Steup (2004) zu finden.

Der Vergleich der simulierten und gemessenen Abflussganglinie für das Jahr 2002 ist in Abbildung 7.21 dargestellt.

Ähnlich wie bei der Simulation des gleichen Jahres bei Pegel 1 werden zu Beginn der Abflussperiode die Abflusspeaks schlecht wiedergegeben. Ab Anfang September ist die Übereinstimmung der Ganglinie deutlich besser, jedoch wird der Peak am 05.10.02 überschätzt. Die Modellgüte ist mit einem ME-Wert von 0.67 und einem Bestimmtheitsmaß von 0.71 als zufrieden stellend zu bewerten (vgl. Tabelle 7.7).

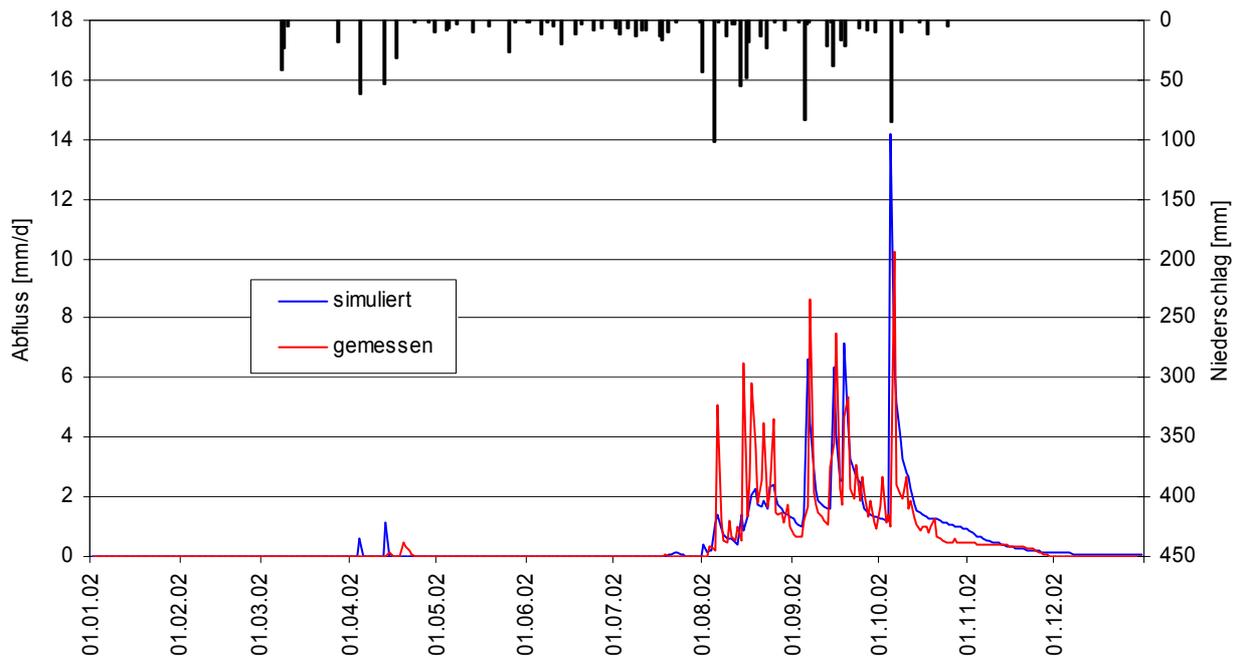


Abb. 7.21: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Abflüsse, Pegel 4, Jahr 2002

Die Validierung des Modells im oberen Niaou-Einzugsgebiet für die Jahre 2001 und 2003 ist in Anhang A11 dargestellt. Die Dynamik wird auch in diesen Jahren gut erfasst, jedoch ist die Modellgüte aufgrund der Über- bzw. Unterschätzung einiger Abflussspitzen etwas schlechter. Es wurden für das Jahr 2001 ein ME-Wert von 0.42, Bestimmtheitsmaß von 0.49 und ein IA-Wert von 0.84 erreicht. Für das Jahr 2003 liegt die *model efficiency* bei 0.58, während ein r^2 von 0.66 und ein *index of agreement* von 0.89 ermittelt wurden. In allen drei Jahren wird der Abfluss vom Modell überschätzt.

Tab. 7.7: Gütemaße der Abflusssimulation mit SIMULAT-H für die Jahre 2001 – 2003, Pegel 4

	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME	r^2	IA
V 2001*	155.8	187.5	0.42	0.49	0.84
K 2002	183.5	202.1	0.67	0.71	0.91
V 2003	230.6	265	0.58	0.66	0.89

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01

K: Kalibrierungsperiode

V: Validierungsperiode

Validierung Abflusskomponenten

Fass (2004) ermittelte anhand von hydrochemischen Analysen des Bachwassers des Aguima und Niaou (Darstellung der Probenahmestellen in Abbildung 5.1) und verschiedener Wässer des Einzugsgebietes (Niederschlagswasser, Grundwasser, Saprolithwasser und Bodenwasser) die Anteile dieser Wässer am Gerinneabfluss der Bäche des Einzugsgebietes. Das folgende Mischungsverhältnis wurde mit dem Modell PHEREEQC-2 (Parkhurst & Appello 1999) be-

stimmt und zeigte die beste Übereinstimmung der gemessenen chemischen Signaturen in den von Fass (2004) entnommenen Bachwasserproben:

- Oberflächenwasser (Niederschlag, Oberflächenabfluss, Bodenwasser): 73 %
- Saprolithwasser: 25%
- Grundwasser: 2%

Dieses Mischungsverhältnis wurde auf der Grundlage aller Wasserproben, die in den Jahren 2001 und 2002 an verschiedenen Probenahmestellen (vgl. Abbildung 5.1) der Bäche Niaou und Aguima entnommen wurden, ermittelt. Die angegebenen Werte stellen also Mittelwerte für die Bäche des Einzugsgebietes über den angegebenen Zeitraum dar. Eine bachspezifische Analyse des Mischungsverhältnisses konnte aufgrund zu geringer Probenanzahl von Fass (2004) nicht durchgeführt werden.

Die von SIMULAT-H berechneten Abflusskomponenten für die Jahre 2001 bis 2002 sind für Pegel 1, 3 und 4 in Tabelle 7.8 aufgeführt.

Tab. 7.8: Simulierte Abflusskomponenten für Pegel 1, 3 und 4 für die Jahre 2001 – 2002 (Angaben in %)

	Pegel 1		Pegel 3		Pegel 4	
	2001	2002	2001	2002	2001	2002
Oberflächenabfluss	14	15	24	13	8	10
Zwischenabfluss	64	59	58	67	43	39
Grundwasserabfluss	22	26	18	20	48	51

Vergleicht man die ermittelten Anteile der hydrochemischen Analysen mit dem Mittelwert der Simulationen aller Teileinzugsgebiete der Jahre 2001 und 2002, erkennt man eine gute Übereinstimmung der Grundwasseranteile (hydrochemische Analyse : Saprolithwasser + Grundwasser = 27 %, Simulation: 31 %) und der Direktabflusskomponenten (73 % hydrochemische Analysen, 69 % Simulation (= Zwischenabfluss + Oberflächenabfluss)). Sowohl Messungen als auch Simulationen zeigen deutlich, dass die schnellen, lateralen Abflusskomponenten die dominanten Abflussbildungsprozesse im Einzugsgebiet darstellen.

Eine Validierung der Abflusskomponenten ist auch anhand der in der Regenzeit 2002 durchgeführten Messungen der elektrischen Leitfähigkeit möglich (vgl. Kapitel 5.1.2). Auf Grundlage dieser Messungen kann der Oberflächenabfluss vom Gesamtabfluss separiert werden, wie bereits in Kapitel 6.4.1 dargestellt wurde. Diese Separation ist jedoch nicht immer eindeutig, da auch der schnelle Zwischenabfluss geringere elektrische Leitfähigkeiten als der Basisabfluss aufweisen kann und somit bei der Berechnung die ermittelte Oberflächenabflussmenge erhöht. Abbildung 7.22 zeigt einen *Scatterplot* der ‚gemessenen‘ (= auf Grundlage der Leitfähigkeitsmessungen ermittelten) und der simulierten Oberflächenabflussanteile am Ge-

samtabfluss der Pegel 1 und 4. Die Übereinstimmung der simulierten und der anhand der Leitfähigkeit ermittelten Anteile des Oberflächenabflusses ist unter Berücksichtigung der erwähnten Unsicherheiten für Pegel 1 relativ gut. Nur bei einem Ereignis wird der Oberflächenabfluss vom Modell deutlich überschätzt. Bei den anderen Ereignissen sind sowohl Über- als auch Unterschätzungen zu erkennen.

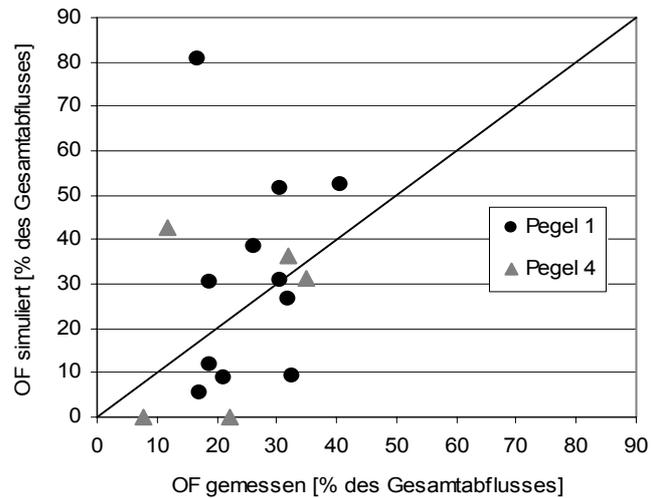


Abb. 7.22: Simulierter und anhand der Leitfähigkeitsmessungen ermittelter Oberflächenabflussanteil in % des Gesamtabflusses für Abflussereignisse des Jahres 2002 für Pegel 1 und 4 (OF = Oberflächenabfluss)

Tab. 7.9: Mit SIMULAT-H simulierte und anhand der Leitfähigkeitsmessungen ermittelter Oberflächenabfluss in % des Gesamtabflusses für auswertbare Abflussereignisse des Jahres 2002 für Pegel 1 und 4 (OF = Oberflächenabfluss, sim. = simuliert, gem. = gemessen, keine Angabe = keine Messdaten vorhanden)

	Pegel 1			Pegel 4		
	Abfluss [mm]	OF gem. [%]	OF sim. [%]	Abfluss [mm]	OF gem. [%]	OF sim. [%]
24.08.02	1.18	26.1	38.4	6.85	22.0	0
29.08.02	0.71	16.8	80.6			
03.09.02	2.19	30.4	51.6			
05.09.02	12.02	40.8	52.6	14.01	34.8	31.2
15.09.02	8.37	32.5	9.2	10.11	31.9	36.5
19.09.02				5.05	11.8	42.49
21.09.02				1.48	7.7	0
27.09.02	2.65	30.5	30.8			
05.10.02	1.30	18.7	11.7			
09.10.02	2.99	21.1	8.7			
11.10.02	1.65	17.2	5.4			
19.10.02	2.75	31.8	26.6			
25.10.02	0.56	18.7	30.4			

Es ist jedoch kein Zusammenhang zwischen der Abflussmenge und Über- bzw. Unterschätzungen der Simulation erkennbar (vgl. Tabelle 7.9). Bei Pegel 4 stehen nur wesentlich weniger Ereignisse zum Vergleich zur Verfügung, da die Messanlage häufig defekt war. Bei den größeren Abflussereignissen Anfang und Mitte September ist die Übereinstimmung der simulierten und gemessenen Oberflächenanteile gut, wie Tabelle 7.9 verdeutlicht. Bei zwei Ereignissen (24.08. und 21.09.) wird vom Modell kein Oberflächenabfluss simuliert, obwohl anhand der Messungen Oberflächenabfluss ermittelt wurde. Die schlechte Wiedergabe des Oberflächenabflusses Anfang August ist durch den Einfluss der Wege auf die Oberflächenabflussbildung zu erklären, die im oberen Niaou-Einzugsgebiet eine bedeutende Rolle spielen,

wie bereits in Kapitel 6.4.3 erläutert wurde. Die Wege werden bei der Modellierung mit SIMULAT-H nur als eine Teilfläche des Einzugsgebietes mit geringer Durchlässigkeit berücksichtigt, die direkt in den Vorfluter entwässert (vgl. Kapitel 7.2.1). Der Zufluss von anderen Feldflächen, der in der Realität vorhanden ist, kann nicht berücksichtigt werden. Somit kann der Oberflächenabfluss zu Beginn der Abflussperiode, wo noch keine Sättigung des Bodens und der *Inland-Valleys* vorhanden ist, vom Modell unterschätzt werden. Die simulierte Abflusskurve in Abbildung 7.21 zeigt, dass im August die Wiedergabe der Abflussspitzen generell sehr schlecht ist. Die fehlende Simulation des Oberflächenabflusses am 21.09.02 ist durch fehlenden Niederschlagsinput zu erklären. Die Niederschlagsstation im Niaou-Einzugsgebiet (Station A3, siehe Abbildung 5.1) hat an diesem Tag keinen Niederschlag aufgezeichnet. An der Savannenstation wurden 8 mm registriert, so dass es sich hier um ein Niederschlagsereignis mit hoher räumlicher Variabilität gehandelt hat.

Validierung Bodenfeuchte

Die Validierung der Bodenfeuchtedynamik erfolgt über den Vergleich mit den Messwerten der Bodenwasserstationen. Aufgrund der vertikalen Differenzierung des Bodenprofils bei SIMULAT-H ist ein direkter Vergleich der gemessenen Bodenfeuchte einer bestimmten Tiefe mit dem simulierten Wert dieser Tiefe möglich. Die für die Parametrisierung der Bodenhorizonte verwendeten Werte (K_{sat} , θ_s , θ_r , Brooks & Corey Parameter) entstammen den Messwerten und wurden nicht kalibriert. Es werden nur die Jahre 2001 (Abbildung 7.23) und 2002 (Abbildung 7.24) dargestellt, da für 2003 aufgrund technischer Ausfälle kaum Messdaten vorhanden sind.

In beiden Jahren wird die Bodenfeuchtedynamik des Oberbodens (0-30 cm) gut vom Modell wiedergegeben. Die Peaks werden meist gut getroffen, die jahreszeitliche Dynamik sowie das Abtrocknen des Oberbodens am Ende der Regenzeit werden gut abgebildet. Es wird für beide Jahre ein r^2 und ein *index of agreement* von über 0.94 erreicht (vgl. Tabelle 7.10). Die *model efficiency* liegt für das Jahr 2001 bei 0.86 und für 2002 bei 0.72. Im B-Horizont (30–50 cm) nimmt die Güte der Simulation leicht ab. Die Dynamik wird zwar noch gut wiedergegeben, jedoch werden im Jahr 2001 die Spitzen meist überschätzt. Im Jahr 2002 wird die Abtrocknung des Bodens nach den Niederschlagsereignissen vom Modell stärker simuliert, als sie im Boden gemessen wurde. Insgesamt wird die Dynamik aber gut vom Modell wiedergegeben, was auch die Gütemaße in Tabelle 7.10 belegen.

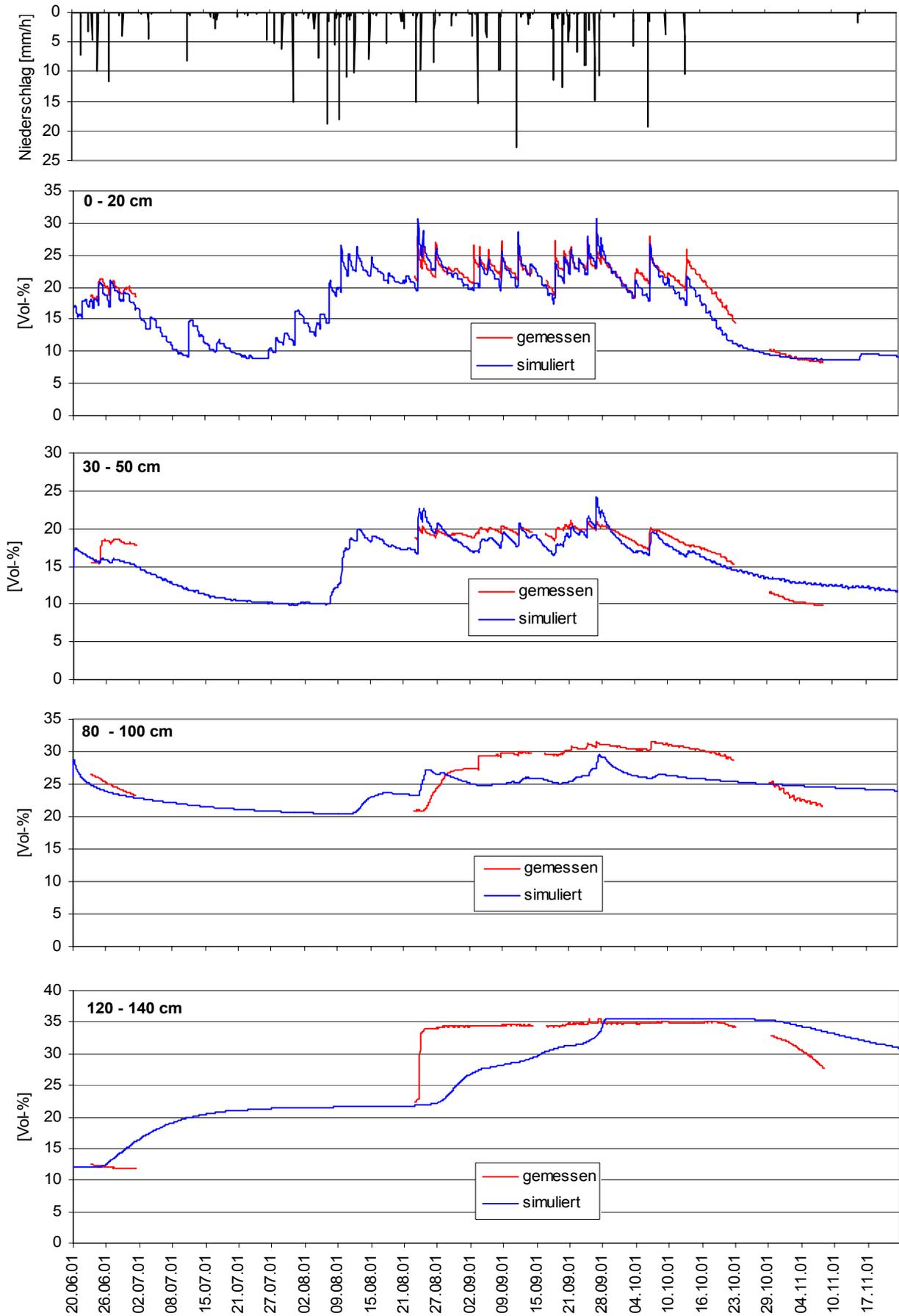


Abb. 7.23: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Bodenfeuchte für das Jahr 2001, Bodeneinheit Lixisol, Vegetation forêt claire

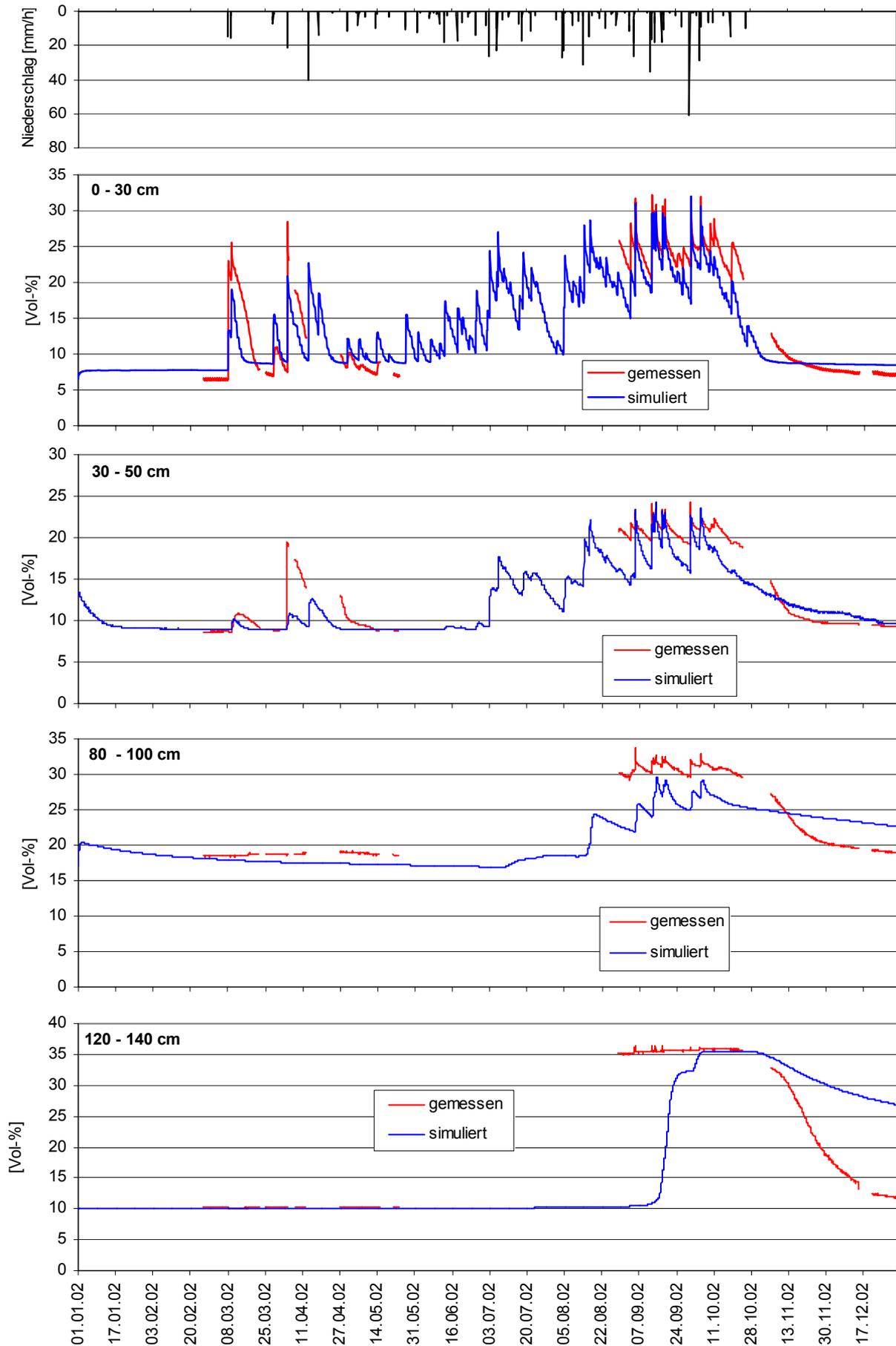


Abb. 7.24: Vergleich der gemessenen und mit SIMULAT-H simulierten Bodenfeuchte für das Jahr 2002, Bodeneinheit Lixisol, Vegetation forêt claire

Tab. 7.10: Gütemaße der Bodenfeuchtesimulationen mit SIMULAT-H, Bodeneinheit Lixisol, Vegetation forêt claire, Jahre 2001 und 2002

	ME	r ²	IA
2001			
0 – 20 cm	0.86	0.95	0.97
30 – 50 cm	0.55	0.86	0.91
80 – 100 cm	-0.25	0.57	0.45
120 – 140 cm	0.51	0.79	0.88
2002			
0 – 20 cm	0.72	0.94	0.95
30 – 50 cm	0.71	0.94	0.94
80 – 100 cm	0.57	0.81	0.85
120 – 140 cm	0.19	0.54	0.76

Im skelettreichen Btc-Horizont (80-100 cm) stimmt das Simulationsergebnis nicht gut mit der gemessenen Bodenfeuchte überein. Die gemessene Bodenfeuchte beträgt in der Regenzeit über 30 Vol-%, während vom Modell nur Werte unter 30 Vol-% simuliert werden. Die Simulationsergebnisse zeigen eine langsamere Abnahme der Bodenfeuchte am Ende der Regenzeit als die Messdaten. Während die Gütemaße für 2002 noch als zufrieden stellend zu bewerten sind, liegt die *model efficiency* im Jahr 2001 im negativen Bereich (vgl. Tabelle 7.10). Die schlechte Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Werte in diesem Horizont kann v.a. durch den hohen Skelettanteil des Bodens erklärt werden. Sowohl die Messergebnisse der TDR-Sonden als auch die Ermittlung der pF-Kurven sind bei sehr hohen Skelettgehalten problematisch. Eine ausführliche Diskussion der möglichen Ursachen ist in Kapitel 8 zu finden. Im Saprolith (120-140 cm) wird zu Beginn der Regenzeit ein gleichförmiger Wassergehalt von ca. 10 % gemessen, der 2002 auch vom Modell simuliert wird. 2001 dagegen kommt es schon Anfang Juli zum Anstieg der Bodenfeuchte. Den Messwerten folgend kommt es innerhalb weniger Tage zu einer Steigerung der Bodenfeuchte von 10 auf 35 %. Diese extrem schnelle Aufsättigung ist auf sekundäre Porensysteme zurückzuführen, durch die bei gesättigten Verhältnissen das Wasser schnell in tiefere Bodenschichten geleitet wird. Ein Makroporenmodell ist in der verwendeten SIMULAT-Version nicht verfügbar. Die schnelle Aufsättigung wird im Jahr 2002 gut nachgebildet. Sie erfolgt jedoch später als die gemessene. Die Güte der Simulationen für diesen Horizont ist bezogen auf die statistischen Gütemaße für 2001 als gut bis zufrieden stellend, für 2002 als nicht zufrieden stellend zu bewerten (vgl. Tabelle 7.10).

Zusammenfassend kann man die Anwendung des Modells SIMULAT-H im Untersuchungsgebiet als zufrieden stellend bis gut beurteilen. Bezüglich der Validierung der Abflüsse lieferte der *split-sample-test* für Pegel 1 und 4 nur zufrieden stellende Ergebnisse. Jedoch sind hier die Unsicherheiten der Validierungsdaten und auch der Niederschlagsdaten zu beachten, was

in Kapitel 8.3 noch weitergehend diskutiert wird. Der *proxy-basin-test* zeigt mit den Simulationen für Pegel 3, dass das Modell in der Lage ist, ohne erneute Kalibrierung gute Ergebnisse für andere Einzugsgebiete und andere Zeiträume zu simulieren. Die anhand von hydrochemischen Analysen von Fass (2004) ermittelten Abflusskomponenten wurden von SIMULAT-H gut wiedergegeben. Die Übereinstimmung der simulierten und auf der Basis von Leitfähigkeitsmessungen ermittelten Oberflächenabflussanteile einzelner Ereignisse waren für Pegel 1 für die Mehrzahl und für Pegel 4 für die Hälfte der betrachteten Ereignisse zufrieden stellend. Es wurden aber auch erhebliche Abweichungen festgestellt. Jedoch beinhaltet die Methode der Ganglinienseparation mittels der elektrischen Leitfähigkeit viele Unsicherheiten, die in Kapitel 8.3 noch weitergehend diskutiert werden. Die Modellierung der Bodenfeuchte kann insgesamt als zufrieden stellend beurteilt werden. Die Wiedergabe der Bodenfeuchte in den A- und B-Horizonten war gut, jedoch wurden im Btc- und Cw-Horizont größere Abweichungen zwischen Simulation und Messung deutlich.

7.4 Modell UHP

7.4.1 Modellparametrisierung UHP

Das Modell UHP benötigt aufgrund seines konzeptionellen und räumlich konzentrierten Modellansatzes deutlich weniger Eingabeparameter als die Modelle TOPLATS und SIMULAT-H. Da die meisten Parameter keine physikalische Bedeutung haben, müssen sie kalibriert werden, wie die Auslaufkonstanten des Grundwasserspeichers, des *Interflow*-Speichers etc.. Zur Parametrisierung des Bodenspeichers, der mit einem Wert für das ganze Einzugsgebiet angegeben werden muss, wurde ein Wert aus den Messdaten abgeschätzt. Ausgehend von diesem Wert wurde dann kalibriert. Die *Curve Number* wurde aus Literaturdaten (SCS 1972) abgeleitet und wenn notwendig nachkalibriert. Die LAI- und Niederschlagswerte wurden parallel zu den beiden anderen Modellen ermittelt.

7.4.2 Sensitivitätsanalyse UHP

Die Sensitivitätsanalyse wurde für Pegel 1 für das Jahr 2002 durchgeführt. Der Sensitivitätsindex wurde für den maximalen Wassergehalt des Bodens, die Anfangsbedingungen, die Speicherkonstanten und die *Curve Number* bestimmt (siehe Tabelle 7.11).

Tab. 7.11: Sensitivitätsindizes für ausgewählte Eingabeparameter des Modells UHP, berechnet für das obere Aguima-Einzugsgebiet für das Jahr 2002 (SI-Werte über 1 sind fett gedruckt)

	SI ₁₀ Gesamtabfluss	SI ₁₀ Oberflächen- abfluss	SI ₁₀ Interflow	SI ₁₀ Basisabfluss
Max Wassergehalt Boden	0.150	0.005	0.110	4.901
Anfangswassergehalt Boden	0.024	0.000	0.000	2.064
Anfangsfüllung GW	0.070	0.000	0.000	5.965
Speicherkonstante GW	0.000	0.000	0.000	0.000
Speicherkonstante UZ	0.035	0.000	0.106	4.560
Speicherkonstante Interflow	0.030	0.000	0.106	4.929
Curve Number	0.107	2.111	0.184	6.014

GW = Grundwasser

UZ = Ungesättigte Bodenzone

Es wird deutlich, dass die Simulation des Gesamtabflusses eine geringe Sensitivität gegenüber der Veränderung der Eingabeparameter besitzt. Die Parameter mit der höchsten Sensitivität bezogen auf den Gesamtabfluss stellen der maximale Wassergehalt des Bodens und die *Curve Number* dar. Der Sensitivitätsindex ist jedoch für fast alle Parameter, bezogen auf den Basisabfluss, relativ hoch. Dies ist durch den geringen Grundwasseranteil der Basisimulation zu erklären, durch den bei der Berechnung des Sensitivitätsindex die Differenz der Ergebnisse bei 10 % Erhöhung und Verringerung dividiert wird. Für die beiden Parameter mit dem höchsten Sensitivitätsindex bezüglich des Gesamtabflusses wurde eine Erhöhung der Eingabeparameter in 5-10 % Stufen vorgenommen. Die Veränderung der Abflussmenge bei Veränderung der Eingabeparameter ist in den Abbildungen 7.25 und 7.26 dargestellt.

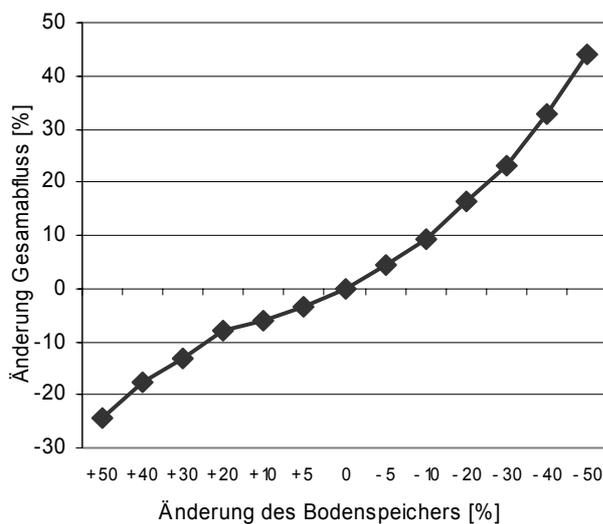


Abb. 7.25: Prozentuale Veränderung des Gesamtabflusses bei Veränderung des Bodenspeichers, berechnet mit UHP für Pegel I

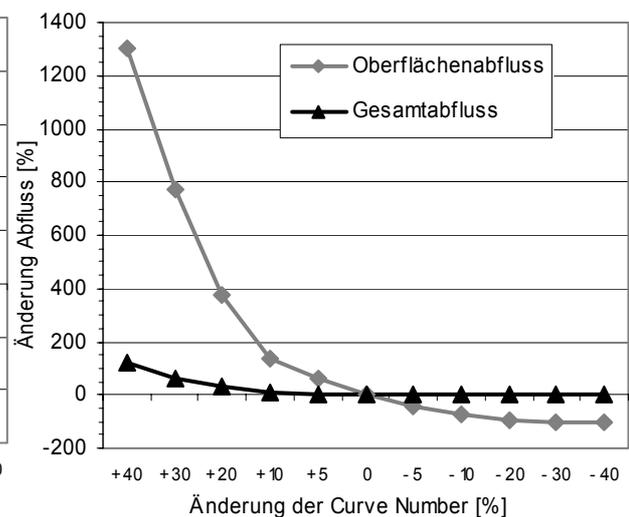


Abb. 7.26: Prozentuale Veränderung des Gesamt- und Oberflächenabflusses bei Veränderung der Curve Number, berechnet mit UHP für Pegel I

Es wird deutlich, dass die Veränderung des Gesamtabflusses fast linear mit der Veränderung des maximalen Bodenwasserspeichers verläuft. Eine extreme Sensitivität, wie sie bei dem Parameter ‚gesättigter Wassergehalt‘ beim Modell TOPLATS festgestellt wurde, ist hier nicht zu erkennen. Betrachtet man die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse des Parameters *Curve Number* in Abbildung 7.26, wird deutlich, dass mit der Erhöhung dieses Parameters eine extreme Erhöhung des Oberflächenabflusses einhergeht. Jedoch steigt die Gesamtabflussmenge nicht so deutlich an, da bei hoher *Curve Number* fast der gesamte Abfluss als Oberflächenabfluss simuliert wird.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass das Modell bezogen auf die Gesamtabflussmenge eine relativ geringe Sensitivität besitzt. Jedoch können durch Veränderung der Parameter deutliche Veränderungen der Abflussanteile hervorgerufen werden.

7.4.3 Kalibrierung und Validierung des Modells UHP

Im Gegensatz zu der Modellkalibrierung von SIMULAT-H konnte bei UHP nur der *split-sample-test* angewendet werden. Ein *proxy-basin-test* ist aufgrund des *lumped*-Ansatzes des Modells nicht anwendbar, da für alle Modellparameter ein mittlerer Wert für das gesamte Einzugsgebiet definiert werden muss. Da die Gebiete unterschiedliche Anteile landwirtschaftlicher Nutzflächen haben, ist somit eine Übertragung der für ein Einzugsgebiet ermittelten *Curve Number* auf ein anderes nicht möglich. Die Modellkalibrierung wurde wie bei SIMULAT-H für das Jahr 2002 durchgeführt.

Modellkalibrierung Pegel 1 (oberes Aguima-Einzugsgebiet, 3.2 km²)

Das Modell UHP konnte für Pegel 1 zufrieden stellend kalibriert werden, wie der Vergleich der Abflussganglinien in Abbildung 7.27 zeigt. Die jahreszeitliche Abflussdynamik und auch die Abflusspeaks werden gut vom Modell abgebildet. Der Peak am 06.09.02 wird überschätzt, während die anderen Abflussspitzen eher unterschätzt werden. Die Modellgüte auf Tagesbasis ist mit einer *model efficiency* von 0.69, einem Bestimmtheitsmaß von 0.7 und einem *index of agreement* von 0.91 als zufrieden stellend bis gut zu bewerten. Verwendet man wie Bormann & Diekkrüger (2003b und 2004) auf der regionalen Skala das gleitende Mittel über eine Woche zur Berechnung der Gütemaße, werden bei allen drei Indizes Werte über 0.9 erreicht, was als sehr gut zu bewerten ist. Die Gesamtabflussmenge wird leicht überschätzt (vgl. Tabelle 7.12).

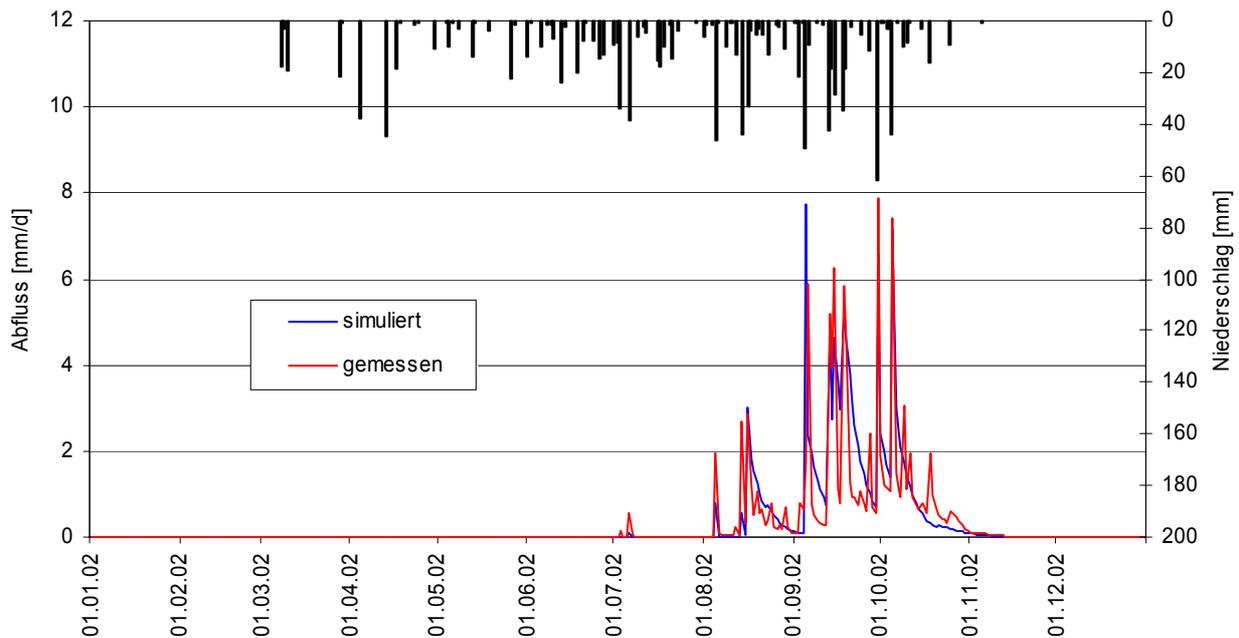


Abb. 7.27: Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2002

split-sample-test: Validierung Abflussganglinie Pegel 1

(oberes Aguima-Einzugsgebiet, 3.2 km²)

Die Validierung wurde für die Jahre 2001 und 2003 durchgeführt. Die Ergebnisse der Validierung weisen ein schlechteres Ergebnis als im Kalibrierungsjahr auf. Abbildung 7.28 zeigt den Vergleich der gemessenen und simulierten Ganglinie für das Jahr 2001.

Die jahreszeitliche Dynamik wird vom Modell gut abgebildet, jedoch werden der Abflusspeak am 27.09.01 und die Gesamtabflussmenge wie bei der Modellierung mit SIMULAT-H deutlich überschätzt. Dies deutet auf die schon erwähnte Unsicherheit der H-Q-Beziehung des Pegels 1 im Jahr 2001 hin, die in Kapitel 8.3 noch diskutiert wird. Die *model efficiency* ist sowohl für tägliche als auch für wöchentliche Werte als noch zufrieden stellend, aber nicht als gut einzustufen (Tabelle 7.12). Das Bestimmtheitsmaß ist bei den Wochenwerten deutlich höher (0.91). Der *Scatterplot* (vgl. Abbildung 7.30) verdeutlicht die großen Abweichungen der simulierten und gemessenen täglichen Abflüsse im Jahr 2001.

Der Vergleich der Abflussganglinien des Jahres 2003 ist in Abbildung 7.29 dargestellt. Es wird deutlich, dass das Modell hier die jahreszeitliche Dynamik schlechter erfasst als in den Jahren 2001 und 2002.

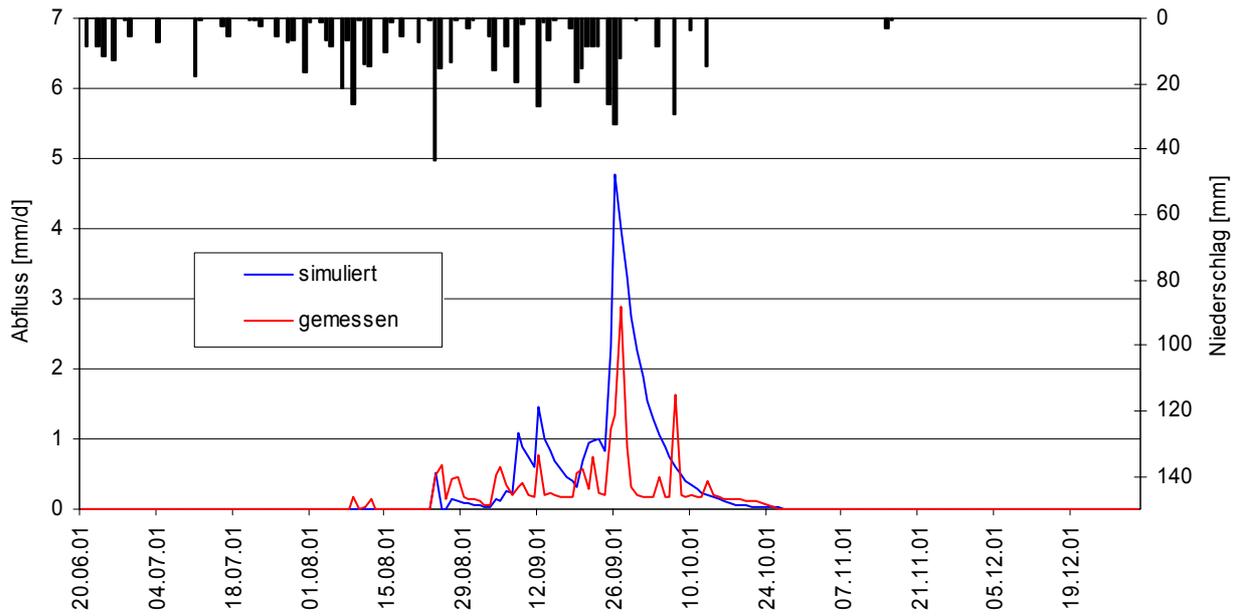


Abb. 7.28: Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2001

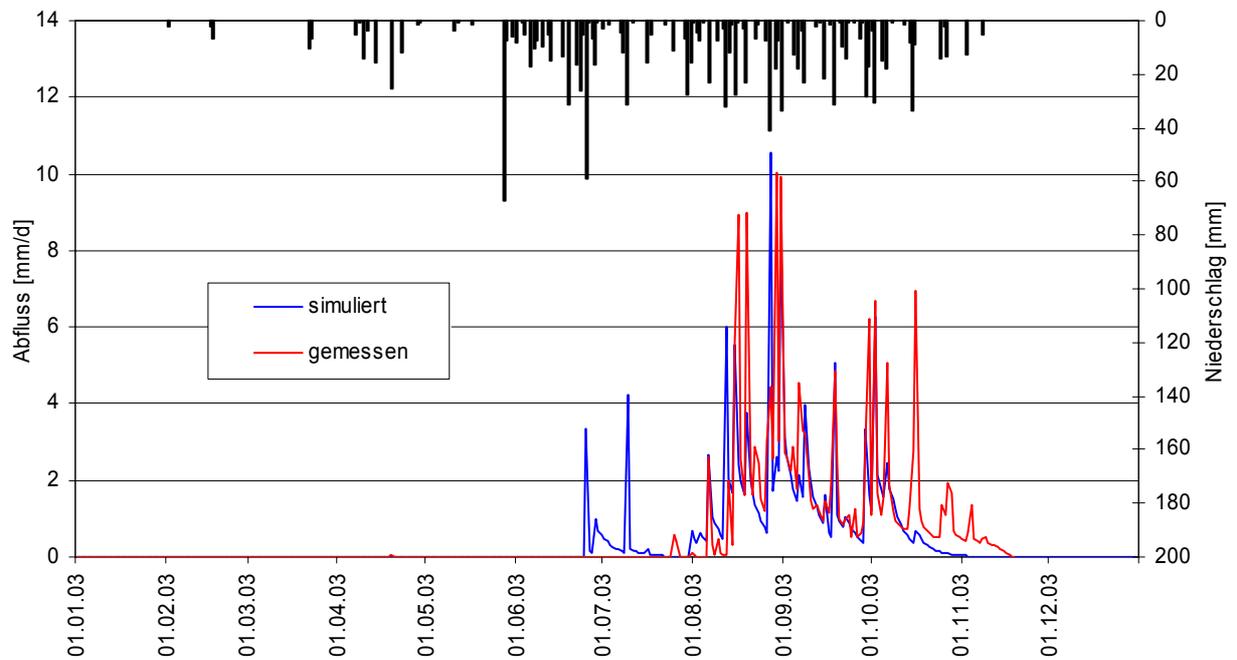


Abb. 7.29: Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahr 2003

Tab. 7.12: Gütemaße der Abflusssimulationen mit UHP für die Jahre 2001–2003, Pegel 1

	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME		r ²		IA	
			Tage	Wochen	Tage	Wochen	Tage	Wochen
V 2001*	23.0	45.6	0.45	0.53	0.58	0.91	0.72	0.75
K 2002	109.2	120.6	0.69	0.91	0.70	0.93	0.91	0.97
V 2003	196.1	158.2	0.28	0.75	0.52	0.86	0.83	0.95

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01

K: Kalibrierungsperiode

V: Validierungsperiode

Zu Beginn der Abflussperiode werden zu hohe Abflüsse simuliert und am Ende der Regenzeit wird ein zu schnelles Abfallen der Abflusskurve modelliert. Die Abflusspeaks werden meist unterschätzt, so dass auch die Gesamtabflussmenge unterschätzt wird (vgl. Tabelle 7.12). Auf Grundlage der auf Tagesbasis berechneten Modellgütemaße ist die Modellierung als nicht zufrieden stellend zu bewerten. Betrachtet man die Modellgüte auf Wochenbasis, können zufrieden stellende bis gute Werte erreicht werden. Der *Scatterplot* in Abbildung 7.30 verdeutlicht für alle simulierten Jahre die Güte der simulierten Tageswerte.

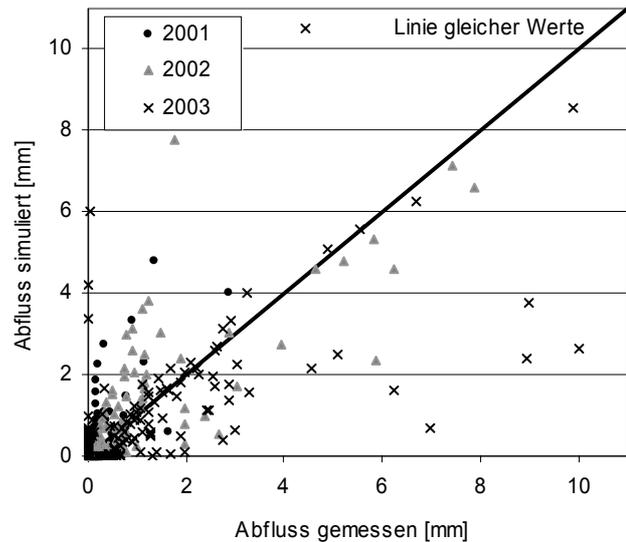


Abb. 7.30: *Scatterplot der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 1, Jahre 2001 - 2003*

Modellkalibrierung Pegel 3, Jahr 2002

Bei Pegel 3 wurde die Kalibrierung wie bei Pegel 1 für das Jahr 2002 vorgenommen. Aufgrund des höheren Anteils an landwirtschaftlichen Nutzflächen wurden höhere *Curve Numbers* gewählt. Der Vergleich der Abflussganglinien in Abbildung 7.31 zeigt, dass die Abflussdynamik bis Anfang Oktober recht gut wiedergegeben wird. Der Abflusspeak am 05.10.02 wird jedoch unterschätzt. Am Ende der Regenzeit zeigt die Simulation einen schnelleren Abfall der Abflussganglinie als die Messung. Insgesamt ist die Simulation mit einem ME-Wert und einem r^2 von 0.61 und 0.62 als zufrieden stellend zu bewerten. Die Gesamtabflussmenge wird nur leicht überschätzt.

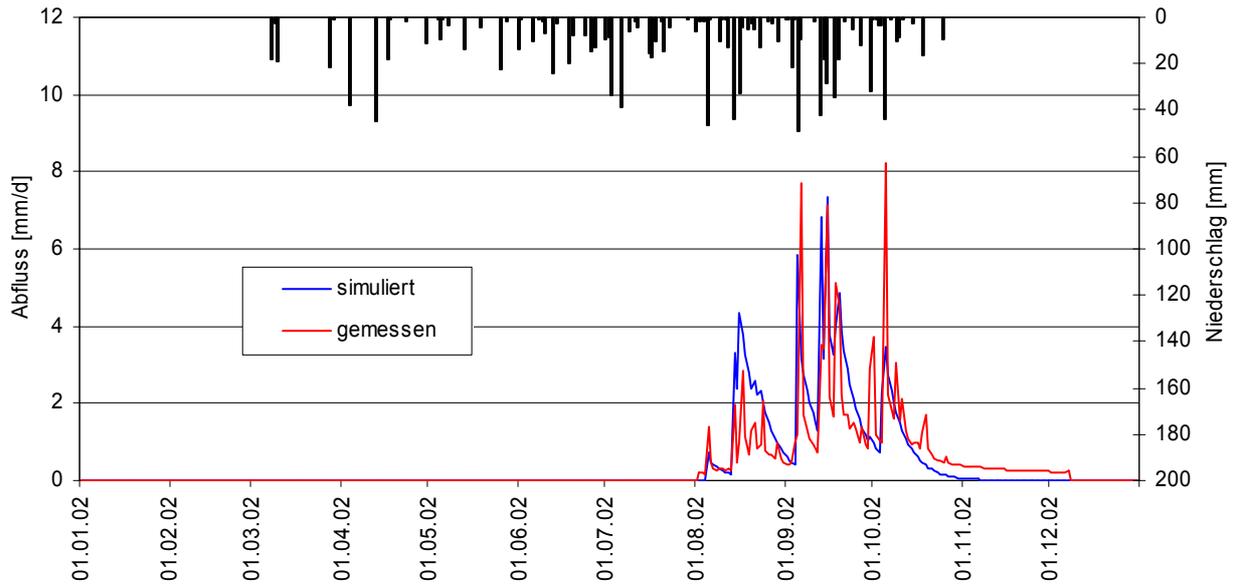


Abb. 7.31: Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2002

Modellvalidierung Pegel 3, Jahre 2001 und 2003

Die Simulation der Abflussganglinie ist für die Jahre 2001 (vgl. Abbildung 7.32) und 2003 (vgl. Abbildung 7.33) ebenfalls als zufrieden stellend zu bewerten. Die Gütemaße *model efficiency* und Bestimmtheitsmaß erreichen Werte von 0.63 bis 0.67 (Tageswerte). Wie im Kalibrierungsjahr wird jedoch ein zu schnelles Abfallen der Abflussganglinie simuliert. Die Gesamtabflussmenge wird in beiden Jahren vom Modell sehr gut wiedergegeben (vgl. Tabelle 7.13).

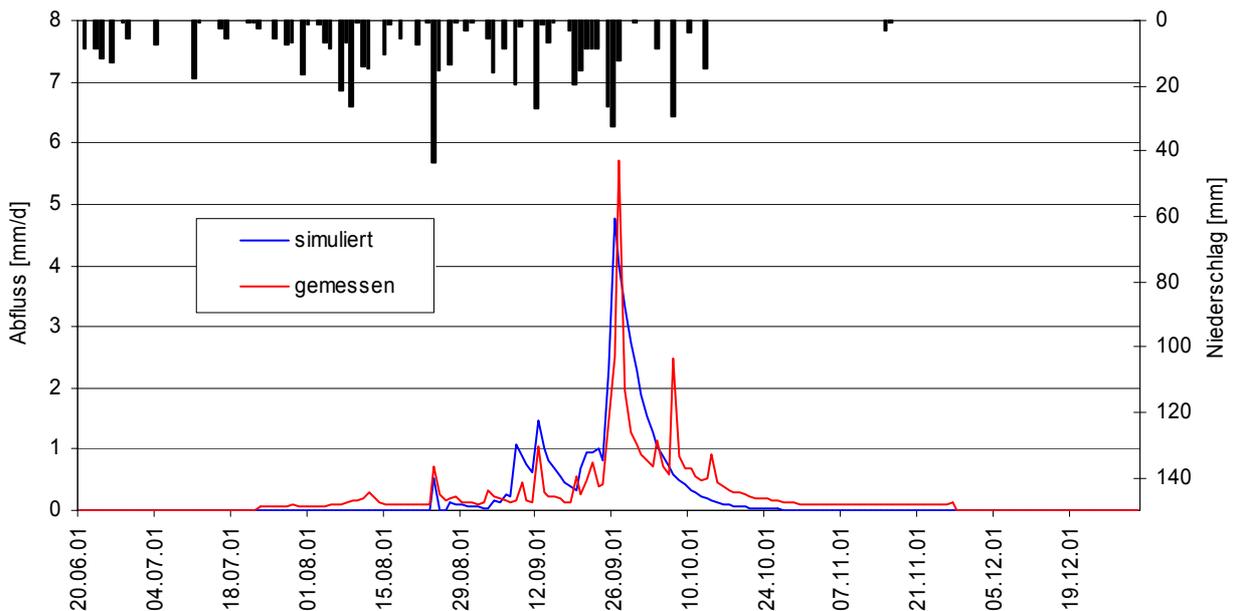


Abb. 7.32: Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2001

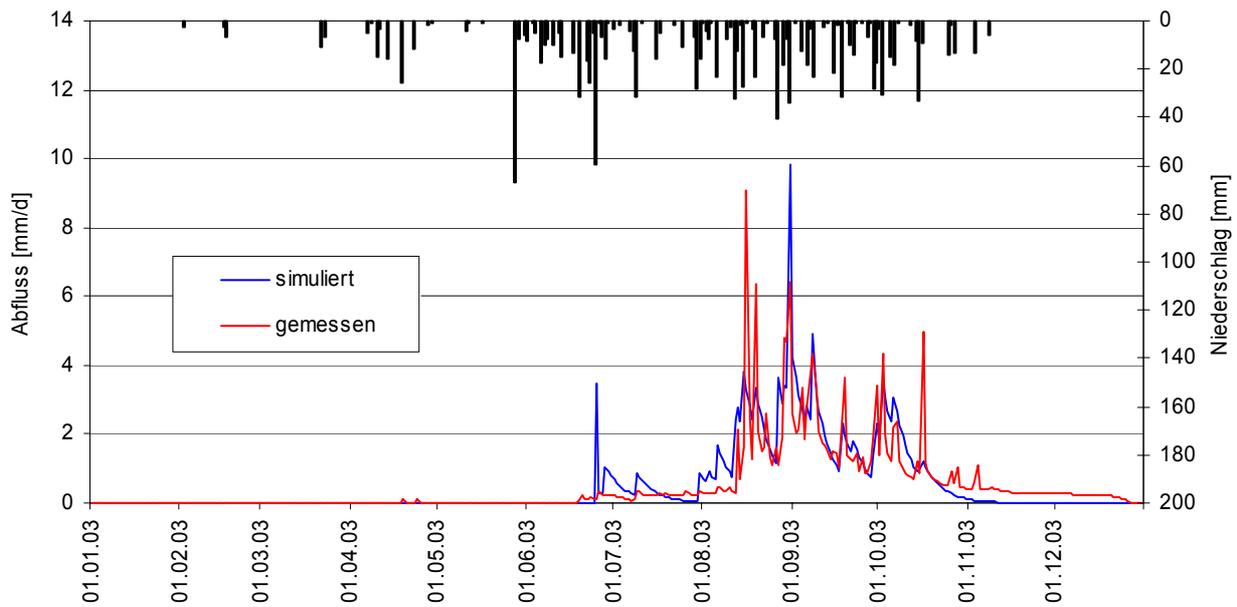


Abb. 7.33: Vergleich der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahr 2003

Tab. 7.13: Gütemaße der Abflusssimulationen mit UHP für die Jahre 2001–2003, Pegel 3

	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME		r ²		IA	
			Tage	Wochen	Tage	Wochen	Tage	Wochen
V 2001*	45.5	45.6	0.67	0.85	0.67	0.91	0.89	0.95
K 2002	139.6	149.2	0.61	0.92	0.62	0.93	0.88	0.98
V 2003	183.3	189.9	0.63	0.90	0.67	0.91	0.90	0.97

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01

K: Kalibrierungsperiode

V: Validierungsperiode

Insgesamt kann die Anwendung des UHP-Modells als zufrieden stellend bewertet werden. Wie bei SIMULAT-H wird deutlich, dass die Validierung der Jahre 2001 und 2003 bei Pegel 3 deutlich bessere Ergebnisse liefert als bei Pegel 1, was auch beim Vergleich der Scatterplots in den Abbildungen 7.30 und 7.34 zu erkennen ist.

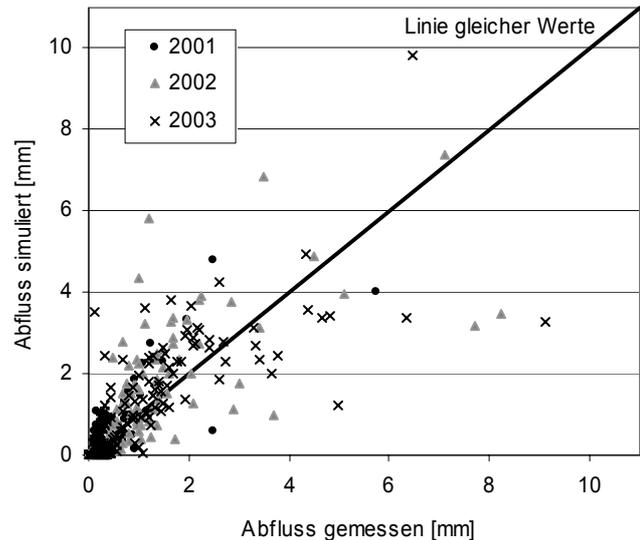


Abb. 7.34: Scatterplot der gemessenen und mit UHP simulierten Abflüsse, Pegel 3, Jahre 2001 - 2003

7.5 Vergleich der Modellergebnisse von TOPLATS, SIMULAT-H und UHP

Die zuvor dargestellten Abflusssimulationen der angewendeten Modelle TOPLATS, SIMULAT-H und UHP werden im Folgenden für Pegel 1 und 3 verglichen. Die Abbildungen 7.35 und 7.36 zeigen die Abweichungen des simulierten Abflusses vom gemessenen Abfluss für die Jahre 2001 bis 2003 für Pegel 1 und Pegel 3. Tabelle 7.14 fasst die Gütemaße und den Quotienten der simulierten und gemessenen Abflussmenge zusammen.

Die Abflusssimulationen der Modelle SIMULAT-H und UHP zeigen einen ähnlichen Verlauf der Abweichungen in den drei betrachteten Jahren, jedoch sind bei UHP für die Jahre 2001 und 2002 größere Abweichungen vom gemessenen Abfluss zu erkennen. Im Jahr 2003 sind bei beiden Modellen die größten Unterschiede zwischen Simulation und Messung sichtbar. Die Abweichungen zwischen gemessener und simulierter Ganglinie erreichen bei UHP bei einem Ereignis über 10 mm. TOPLATS, das nur 2001 und 2002 angewendet wurde, zeigt eine andere Dynamik der Abweichungen als die anderen Modelle. Bei der Abflussspitze Ende September 2001 wird der Abfluss nicht so deutlich überschätzt wie bei den anderen Modellen. Jedoch wird durch eine zu frühe Simulation dieses Peaks erst eine Über- und am folgenden Tag eine Unterschätzung der Abflussmenge hervorgerufen. Für das Jahr 2002 kommt es bei der Simulation mit TOPLATS zu den bereits erläuterten extremen Überschätzungen der Abflussspitzen in der Regenzeit. Es werden Abweichungen von über 35 mm erreicht. Für Pegel 3 sind die Abweichungen von den Messungen bei den Simulationen von UHP und SIMULAT-H geringer als für Pegel 1. Sie bleiben im Jahr 2001 bei beiden Modellen unter 2.5 mm. Im Jahr 2002 sind die Unterschiede zwischen Modellergebnissen und Messungen bei UHP größer als bei SIMULAT-H. Die maximale Abweichung der Simulation mit SIMULAT-H beträgt im Jahr 2002 nur 2.2 mm. Die Wiedergabe des Abflusses ist im Jahr 2003 auch für Pegel 3 bei den beiden Modellen schlechter als in den anderen Jahren. Es kommt sowohl zu Beginn als auch im Verlauf der Regenzeit zu Abweichungen von über 4 mm. SIMULAT-H überschätzt den Abfluss jedoch deutlicher als UHP. Die Modellergebnisse von TOPLATS für Pegel 3 ähneln denen von Pegel 1. Die Abweichungen sind im Jahr 2001 für Pegel 3 jedoch größer (> 3 mm). Im Jahr 2002 wird die Abflussmenge zu Beginn der Regenzeit von TOPLATS meist unterschätzt. Am Ende der Regenzeit kommt es zu den deutlichen Überschätzungen, die auch für das obere Aguima-Einzugsgebiet beobachtet wurden.

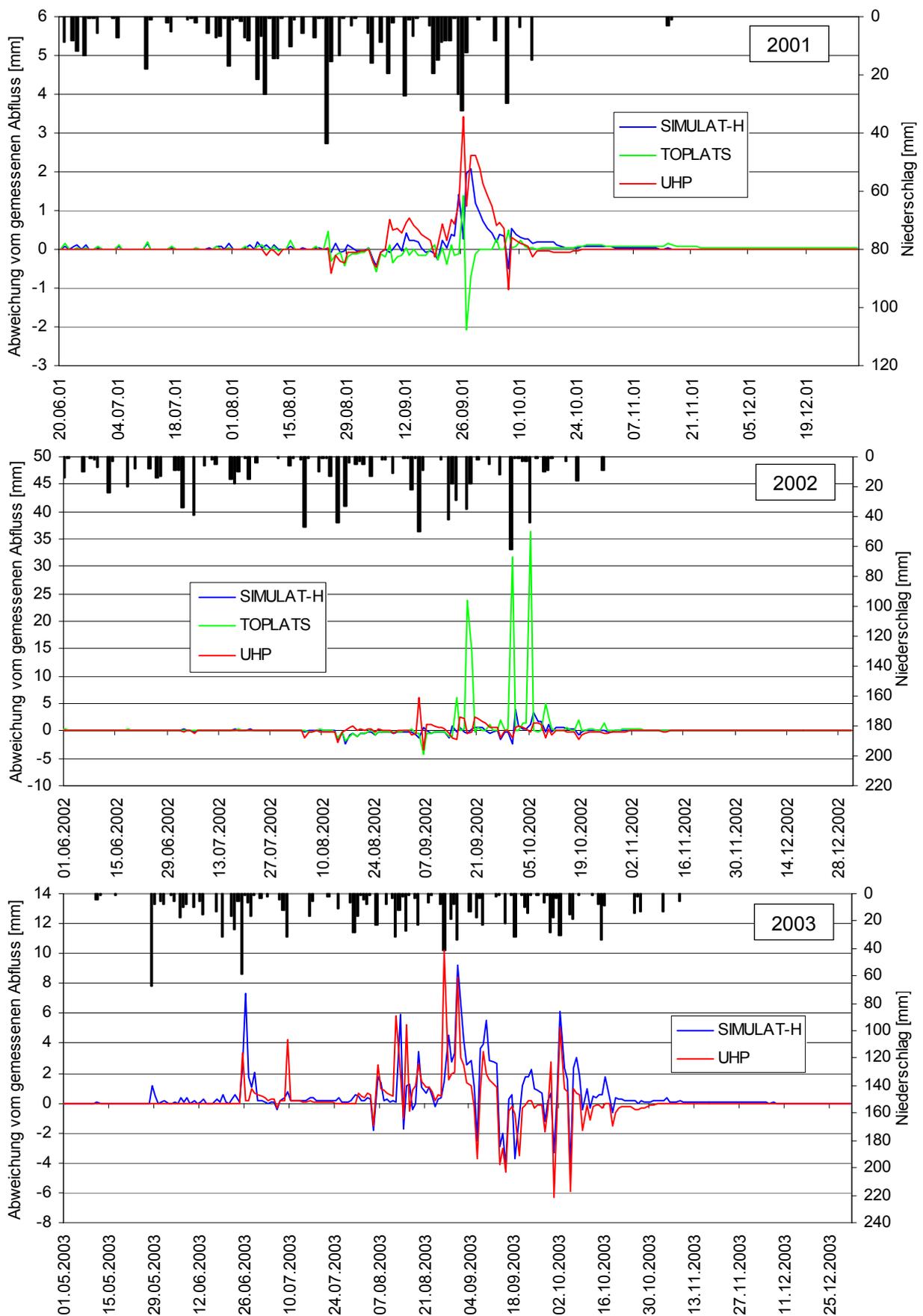


Abb. 7.35: Abweichung der mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP simulierten Abflussmengen vom gemessenen Abfluss für die Jahre 2001 – 2003 für Pegel 1. TOPLATS wurde für das Jahr 2003 aufgrund nicht zufrieden stellender Modellergebnisse des Vorjahres nicht angewendet.

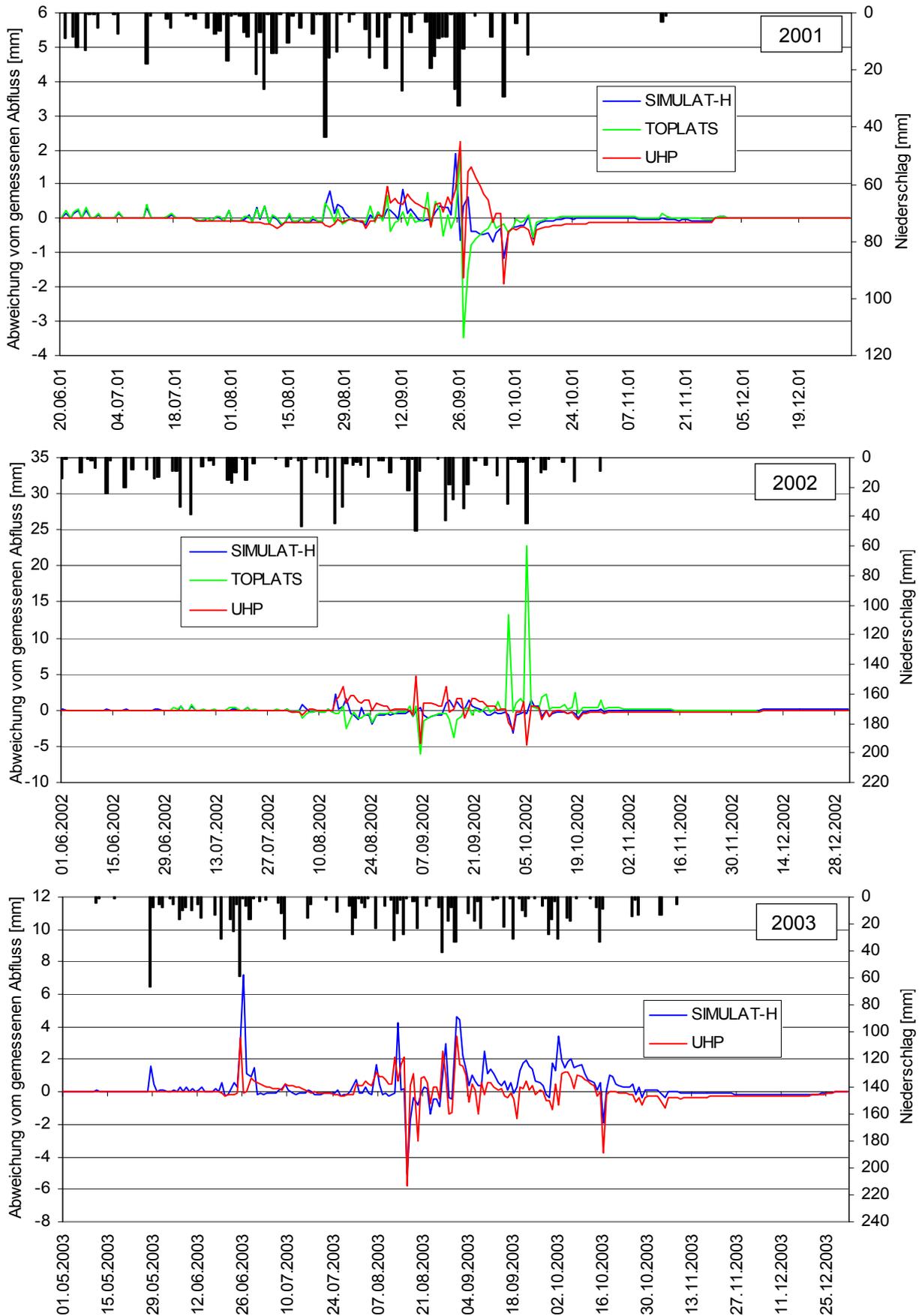


Abb. 7.36: Abweichung der mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP simulierten Abflussmengen vom gemessenen Abfluss für die Jahre 2001 – 2003 für Pegel 3. TOPLATS wurde für das Jahr 2003 aufgrund nicht zufrieden stellender Modellergebnisse des Vorjahres nicht angewendet.

Tab. 7.14: Gütemaße der Abflusssimulationen mit TOPLATS, SIMULAT-H und UHP für Pegel 1 und 3 für die Jahre 2001 bis 2003 (Q_s = simulierter Gesamtabfluss, Q_g = gemessener Gesamtabfluss)

	2001				2002				2003			
	ME	r ²	IA	Q _s /Q _g	ME	r ²	IA	Q _s /Q _g	ME	r ²	IA	Q _s /Q _g
Pegel 1												
TOPLATS	0.62	0.52	0.84	1.07	0.32	0.66	0.57	2.20	-	-	-	-
SIMULAT-H	0.67	0.78	0.87	1.75	0.82	0.82	0.95	1.07	0.42	0.53	0.84	1.15
UHP	0.45	0.58	0.72	1.98	0.69	0.70	0.91	1.10	0.28	0.52	0.83	0.81
Pegel 3												
TOPLATS	0.38	0.56	0.82	0.96	0.42	0.46	0.69	1.26	-	-	-	-
SIMULAT-H	0.82	0.82	0.95	1.04	0.86	0.87	0.96	0.95	0.64	0.67	0.87	1.39
UHP	0.67	0.67	0.89	1.00	0.61	0.62	0.88	1.07	0.63	0.67	0.90	1.04

Der direkte Vergleich der Modellergebnisse hat verdeutlicht, dass die Modelle UHP und SIMULAT-H eine ähnliche Abflussdynamik in den jeweiligen Jahren simulieren. Die Modellergebnisse von TOPLATS zeigen einen anderen Verlauf, was der Vergleich der Abweichungen der Jahre 2001 und 2002 gezeigt hat. Die besten Ergebnisse wurden mit dem Modell SIMULAT-H für Pegel 3 erreicht. Dies belegen auch die Gütemaße und der Quotient des Gesamtabflusses in Tabelle 7.14.

Eine Diskussion und abschließende Bewertung der Modellanwendungen wird in Kapitel 9 durchgeführt.

7.6 Analyse der Abflussbildungsprozesse auf Grundlage der Modellaussagen

Die in Kapitel 6.4 getroffenen Aussagen über die vorherrschenden Abflussbildungsprozesse der Einzugsgebiete oberer Aguima (Pegel 1) und oberer Niaou (Pegel 4) können auf Basis der Simulationsergebnisse des Modells SIMULAT-H weitergehend analysiert werden. Dabei soll auch eine Differenzierung der dominierenden Prozesse der Abflussbildung für die einzelnen Bodentypen vorgenommen werden. Für die Analyse werden nur die Ergebnisse des Modells SIMULAT-H verwendet, da UHP aufgrund des *lumped*-Ansatzes keine räumlich differenzierte Analyse zulässt. Die Ergebnisse des Modells TOPLATS wurden aufgrund der nicht zufrieden stellenden Simulationen der Abflussganglinie nicht verwendet.

7.6.1 Analyse der Abflusskomponenten

Der Vergleich der simulierten Abflusskomponenten des oberen Aguima- und des oberen Niaou-Einzugsgebietes in den Abbildungen 7.37 und 7.38 veranschaulicht die bereits erwähnte Dominanz des *Interflows* bei beiden Einzugsgebieten. Er trägt in hohem Maße zum Abflussvolumen der Abflussspitzen bei. Vergleicht man den Grundwasseranteil der beiden Einzugs-

gebiete im Jahresverlauf, wird deutlich, dass die Bildung von Grundwasser im oberen Niaou-Einzugsgebiet in beiden Jahren früher einsetzt und der Grundwasseranteil am Gesamtabfluss größer ist. Dies wird durch die Infiltration des Oberflächenabflusses in den ausgedehnten *Inland-Valleys* verursacht. Dies stellt auch den Grund für das geringe Oberflächenabflussvolumen zu Beginn der Regenzeit dar. Im niederschlagsärmeren Jahr 2001 beginnt der Grundwasserabfluss im oberen Aguima-Gebiet erst Mitte September.

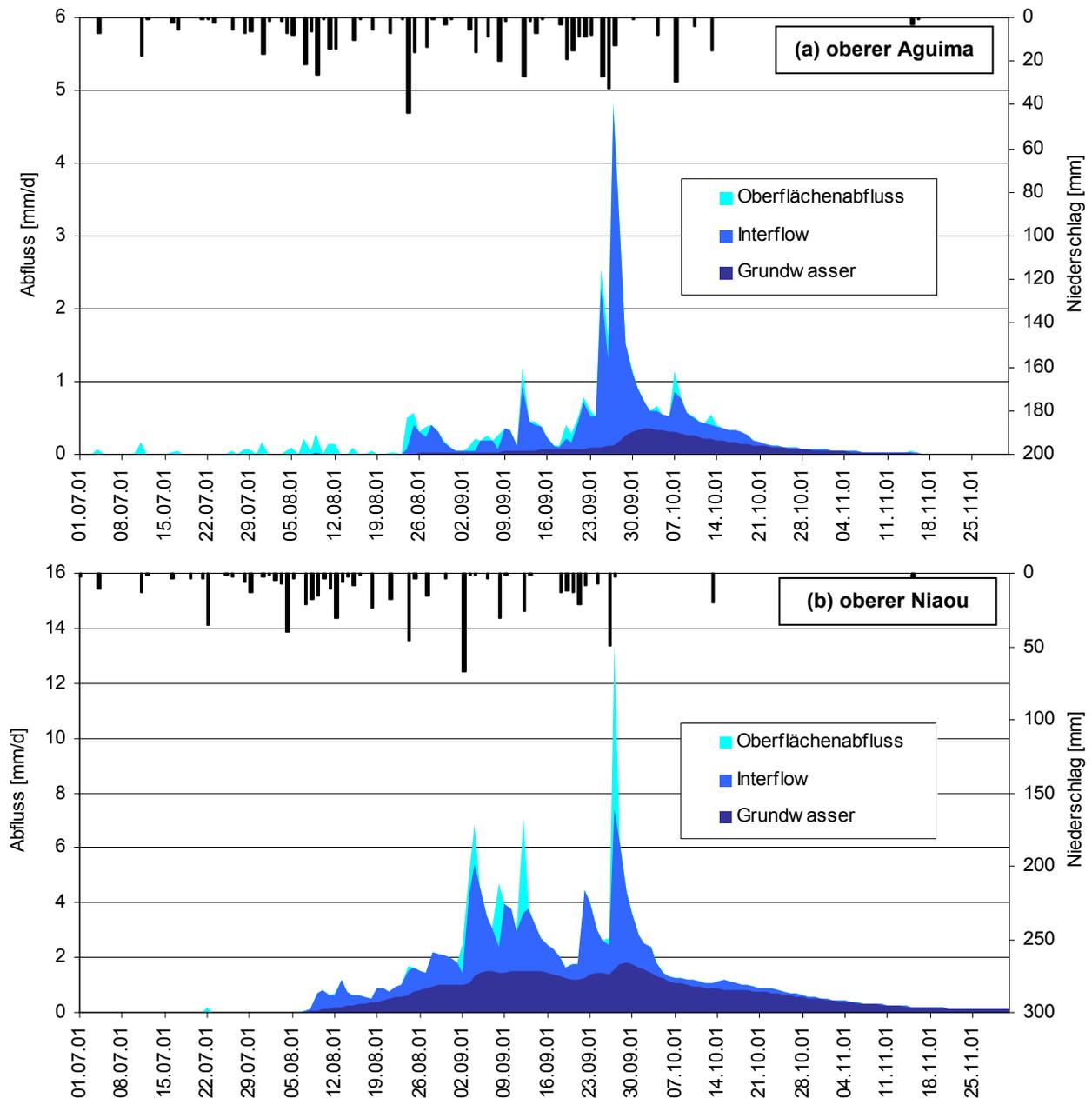


Abb. 7.37: Abflusskomponenten des mit SIMULAT-H simulierten Gesamtabflusses des Jahres 2001 für das obere Aguima-Einzugsgebiet (a) und das obere Niaou-Einzugsgebiet (b)

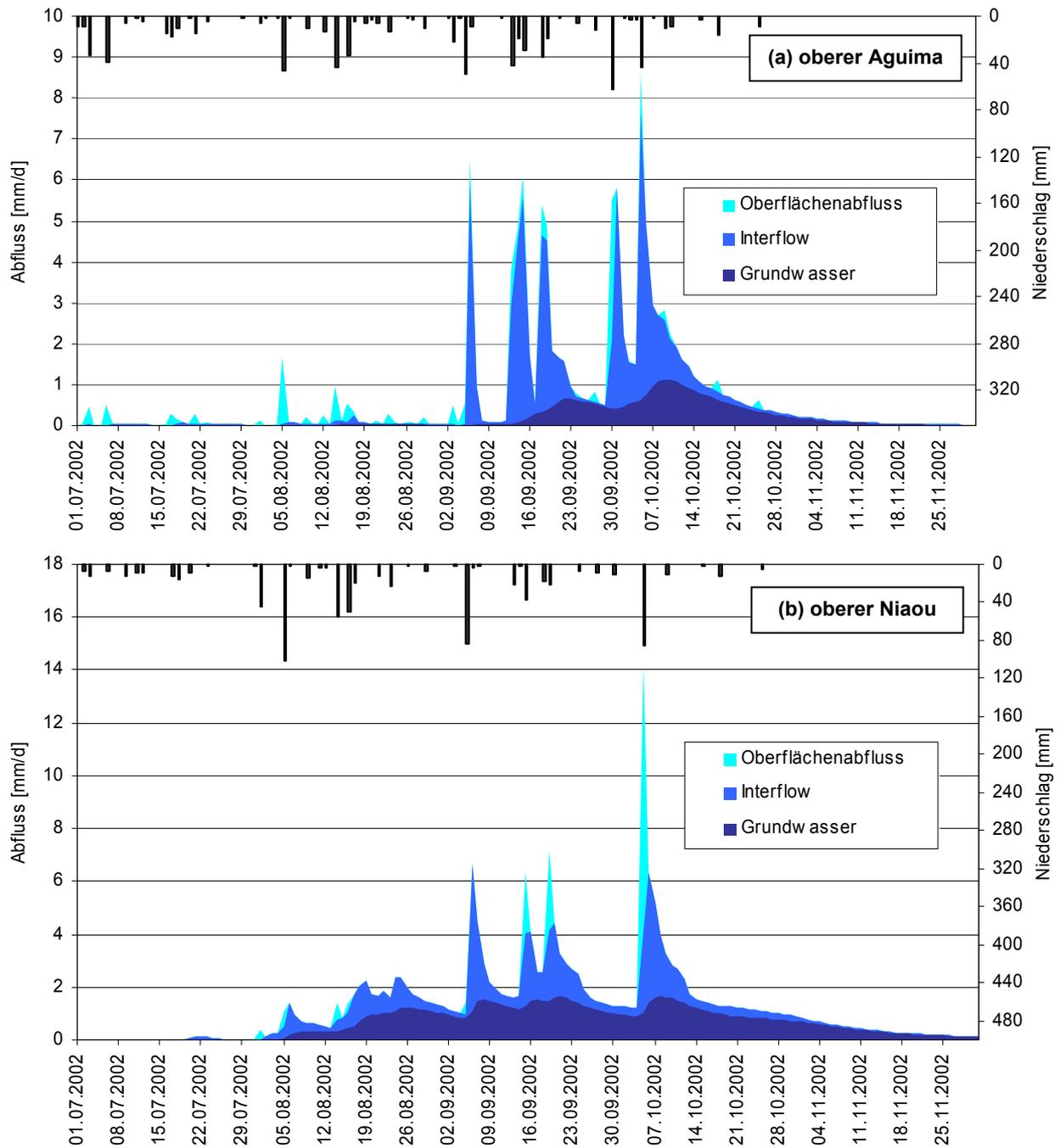


Abb. 7.38: Abflusskomponenten des mit SIMULAT-H simulierten Gesamtabflusses des Jahres 2002 für das obere Aguima-Einzugsgebiet (a) und das obere Niau-Einzugsgebiet (b)

Der im oberen Aguima-Gebiet zu Beginn der Abflussperiode simulierte Oberflächenabfluss ist durch die Abflussbildung auf den Wegen zu erklären, die mit sehr geringen Durchlässigkeiten parametrisiert wurden.

7.6.2 Analyse der Abflussbildungsprozesse am Hang

Die bodenphysikalische Charakterisierung in Kapitel 6.2.1 hat gezeigt, dass die Bodeneigenschaften, die für die Abflussbildung von Bedeutung sind (K_{sat} -Wert und pF-Kurve), bei den verschiedenen Bodentypen z.T. große Unterschiede aufweisen. Auf Grundlage der Felduntersuchungen wurden in Kapitel 6.4.3 die dominanten Abflussbildungsprozesse für die Bodentypen der Teileinzugsgebiete oberer Niaou und oberer Aguima zusammengefasst. Zur Verifizierung und Quantifizierung dieser Aussagen können die Ergebnisse des Modells SIMULAT-H herangezogen werden. Die differenzierte Darstellung der simulierten Abflussbildungsprozesse am Hang wird jeweils am Beispiel eines repräsentativen Hanges der beiden Teileinzugsgebiete für das Jahr 2002 aufgezeigt. Die Anteile des Wasserhaushaltes (Abfluss, Bodenspeicher und Evapotranspiration) der jeweiligen Hangabschnitte sind in den Tabellen 7.15 und 7.16 zusammengefasst. Eine Darstellung der Abflussbildungsprozesse der Bodentypen der repräsentativen Hänge befindet sich in Abbildung 7.39 (oberer Aguima) und 7.40 (oberer Niaou).

Im oberen Aguima-Einzugsgebiet (vgl. Abbildung 7.39) stellt bei den Bodentypen Plinthosol und Lixisol/Acrisol *Interflow* den dominanten Abflussbildungsprozess dar. Während im Plinthosol keine Grundwasserneubildung stattfindet, wird im Lixisol/Acrisol knapp ein Viertel des Gesamtabflusses als Grundwasser gebildet. Bei Betrachtung der Wasserbilanz wird deutlich, dass im Lixisol/Acrisol deutlich mehr Bodenwasser gespeichert wird als im Plinthosol, was durch größere Bodenmächtigkeit und die relativ hohe Wasserspeicherkapazität des Saproliths zu erklären ist. Am Unterhang im Bereich der Gleysols stellt der Grundwasserabfluss die Hauptkomponente des Abflusses dar. Durch die hohen Durchlässigkeiten im gesamten Profil (Gleysol 1) kommt es hier zu einem Grundwasseranteil von 88 %. Trotz deutlich geringerer gesättigter Leitfähigkeit des Gleysols 2 (vgl. Kapitel 6.2.1) wurden auch hier sehr hohe Grundwasseranteile von SIMULAT-H berechnet. Die Texturunterschiede (Gleysol 1: sandig, Gleysol 2: lehmig, vgl. Kapitel 6.2.1) spiegeln sich im Bodenwasserspeicher wider. An dem betrachteten Hang ist kein ausgeprägter *Inland-Valley* vorhanden. Der Fluvisol ist durch Zwischenabfluss charakterisiert, was durch die geringen lateralen Leitfähigkeiten des Unterbodens hervorgerufen wird. Er hat wie der Hangabschnitt Lixisol/Acrisol nur einen geringen Abflussanteil und aufgrund der dichten Vegetation (Galeriewald) eine hohe Evapotranspirationsrate.

Tab. 7.15: Simulierter Wasserhaushalt der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Aguima-Einzugsgebietes (in % des Freilandniederschlags), Jahr 2002 (Niederschlag 1145 mm, Gesamtabfluss 117 mm, Evapotranspiration 892 mm + 103 mm Interzeptionsverdunstung)

Bodentyp	Plinthosol Kuppe	Lixisol/Acrisol	Plinthosol Unterhang	Gleysol 1	Gleysol 2	Fluvisol
Abfluss	15.6	2.9	21.6	19.6	16.7	6.0
Bodenspeicher	1.4	9.4	0.9	-1.9	7.0	8.2
ET	82.9	87.7	77.5	82.3	76.3	85.9

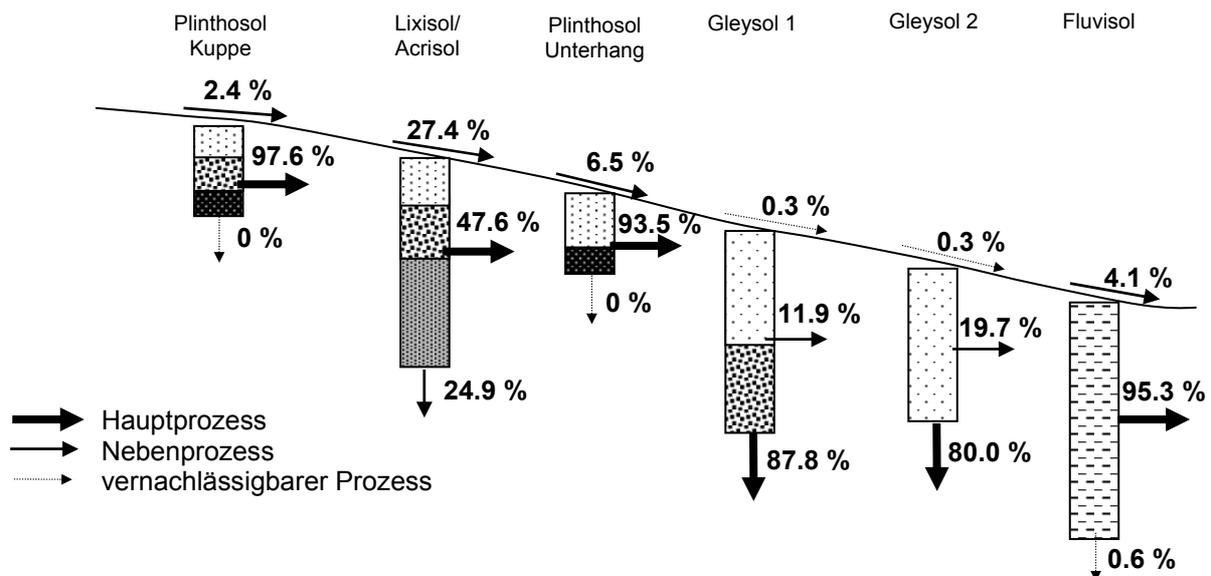


Abb. 7.39: Anteile des Oberflächenabflusses, Interflows und Grundwassers am Gesamtabfluss der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Aguima-Einzugsgebietes (Jahr 2002). Simulationsergebnis SIMULAT-H.

Die Profile sind in der Darstellung aufgrund besserer Übersichtlichkeit gleichmäßig am Hang verteilt. Die wahrheitsgetreue Position der Profile am Hang ist in Abbildung 6.6 dargestellt. Die verwendeten Schraffuren sind ebenfalls in Abbildung 6.6 erläutert.

Das obere Niaou-Einzugsgebiet ist durch die in Abbildung 7.40 dargestellte Profilabfolge charakterisiert. Plinthosols sind im Gegensatz zum oberen Aguima nur am Unterhang, aber nicht am Oberhang vertreten. Fluvisols treten nicht auf, da durch die ausgedehnten *Inland-Valley*-Flächen kein Bachlauf mit Uferbereich vorhanden ist. Eine genaue Darstellung der Position der Profile am Hang und die Anteile der Bodentypen an der Einzugsgebietsfläche sind im Anhang A12 dargestellt.

Der abflusswirksame Niederschlag ist im Lixisol/Acrisol relativ niedrig, jedoch ca. 5 % höher als im gleichen Hangabschnitt im Einzugsgebiet des oberen Aguima. Dies ist durch die geringere Evapotranspiration zu erklären, da im Niaou-Einzugsgebiet Ackerflächen und Bracheflächen dominieren. Es sind auch viele Cashew-Pflanzungen vorhanden, die sehr hohe Durchlässigkeiten des Oberbodens aufweisen (vgl. Kapitel 6.2.1), so dass der Anteil des Oberflächenabflusses sogar geringer ist als im Bereich der Lixisols/Acrisols im Savannenbereich des oberen Aguima.

Tab. 7.16: Simulierter Wasserhaushalt der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Niaou-Einzugsgebietes (in % des Freilandniederschlags), Jahr 2002 (Niederschlag 1157 m, Gesamtabfluss 200 mm, Evapotranspiration 783 mm + 100 mm Interzeptionsverdunstung)(Angaben aus Steup 2004)

Bodentyp	Lixisol/Acrisol	Plinthosol Unterhang	Gleysol 1	Gleysol 2
Abfluss	7.3	35.6	41.3	32.5
Bodenspeicher	10.0	-0.1	2.9	5.8
ET	82.7	64.4	55.8	61.8

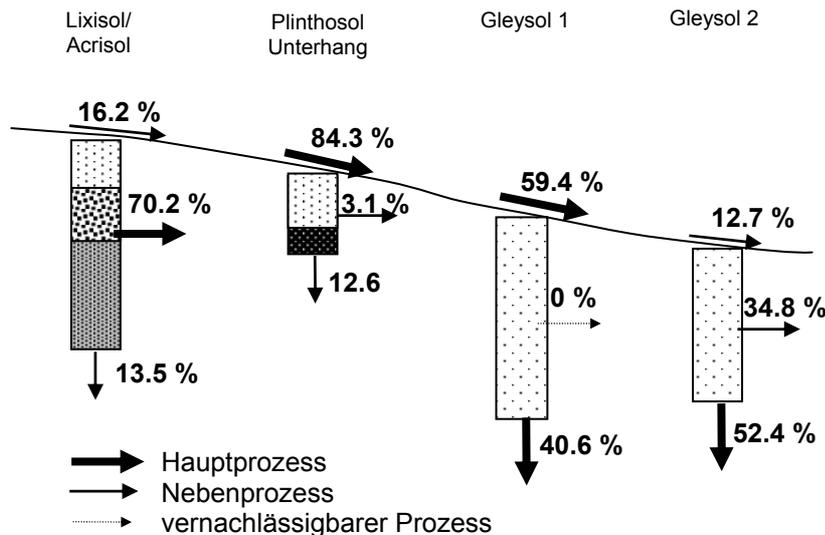


Abb. 7.40: Anteile des Oberflächenabflusses, Interflows und Grundwassers am Gesamtabfluss der Hangabschnitte eines repräsentativen Hanges des oberen Niaou-Einzugsgebietes (Jahr 2002). Simulationsergebnis SIMULAT-H (Datengrundlage Steup 2004).

Die Profile sind in der Darstellung aufgrund besserer Übersichtlichkeit gleichmäßig über den Hang verteilt. Die wahrheitsgetreue Position der Profile am Hang ist in Anhang A12 dargestellt.

Der *Interflow* stellt wie im oberen Agui-ma-Gebiet den dominanten Abflussbildungsprozess dieses Hangabschnittes dar. Der Plinthosol hat einen deutlich höheren Oberflächenabflussanteil als die anderen Hangabschnitte und als die Plinthosols im Savannenbereich des oberen Agui-ma. Bei den Infiltrationsversuchen wurden auf den Feldern der Plinthosols geringe gesättigte Leitfähigkeiten festgestellt, die v.a. durch Verschlammung der Oberfläche verursacht sind. Aufgrund der großen Oberflächenabflussmenge sind die anderen Prozesse nur von geringer Bedeutung. Der Oberflächenabfluss fließt hangabwärts in den *Inland-Valley*-Bereich. Hier dominieren sowohl Oberflächenabfluss als auch Grundwasserabfluss. Die große Oberflächenabflussmenge, die vom Plinthosol hangabwärts fließt (326 mm/a im Jahr 2002), führt trotz der hohen Durchlässigkeiten auch im Gleysol zu hohen Anteilen des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss. Dies ist v.a. durch Sättigungsoberflächenabfluss zu erklären, der auf den in der Regenzeit gesättigten *Inland-Valley*-Flächen bevorzugt entsteht.

Die hohen Leitfähigkeiten fördern jedoch auch die Bildung von Grundwasserabfluss. *Interflow* wird aufgrund der geringen Hangneigung und der hohen Permeabilität des Untergrundes nicht gebildet. Im Zentrum des *Inland-Valleys* kommt es durch geringere K_{sat} -Werte im Untergrund auch zur Bildung von *Interflow*, jedoch stellt der Grundwasserabfluss wie im oberen Aguima den dominanten Prozess dieses Hangabschnittes dar.

Zusammenfassend kann man festhalten, dass im oberen Niaou der Oberflächenabfluss einen deutlich höheren Anteil am Mittelhang aufweist als im oberen Aguima. Allerdings ist durch die Infiltration des Oberflächenabflusses am Unterhang nur ein geringer Oberflächenabflussanteil am Gerinneabfluss des Einzugsgebietes zu verzeichnen. Bei beiden Einzugsgebieten stellt im Bereich der Gleysols der Grundwasserabfluss den dominanten Prozess dar. Die Evapotranspiration ist im oberen Aguima-Gebiet aufgrund der dichteren Vegetation deutlich höher als im oberen Niaou-Gebiet.

Die durch SIMULAT-H ermittelten Abflussbildungsprozesse der Hangabschnitte bestätigen das in Kapitel 6.4.3 dargestellte Konzeptmodell der Abflussbildung, das auf Basis der Messdaten erstellt wurde.

8. Diskussion der Unsicherheiten im Modellierungsprozess

Grundsätzlich können im Modellierungsprozess drei Unsicherheitsquellen unterschieden werden:

1. Eingabeparameter
2. Modellannahmen und Algorithmen zur Prozessbeschreibung
3. Messdaten zur Validierung der Modellergebnisse

In Kapitel 4 wurde bereits auf den Zusammenhang zwischen Modellkomplexität und Unsicherheit hingewiesen. Während bei physikalisch-basierten Modellen die Unsicherheiten bezüglich der Modellannahmen aufgrund der genaueren Wiedergabe der Prozesse gering sind, ist dieser Typ der Unsicherheit bei einfachen konzeptionellen Modellen größer. Jedoch sind physikalisch-basierte Modelle aufgrund ihres hohen Parameterbedarfs auch mit vielen Unsicherheiten durch die Ermittlung der Eingabeparameter behaftet.

Abbildung 8.1 fasst die Zusammenhänge zwischen Modellkomplexität und Unsicherheit zusammen.

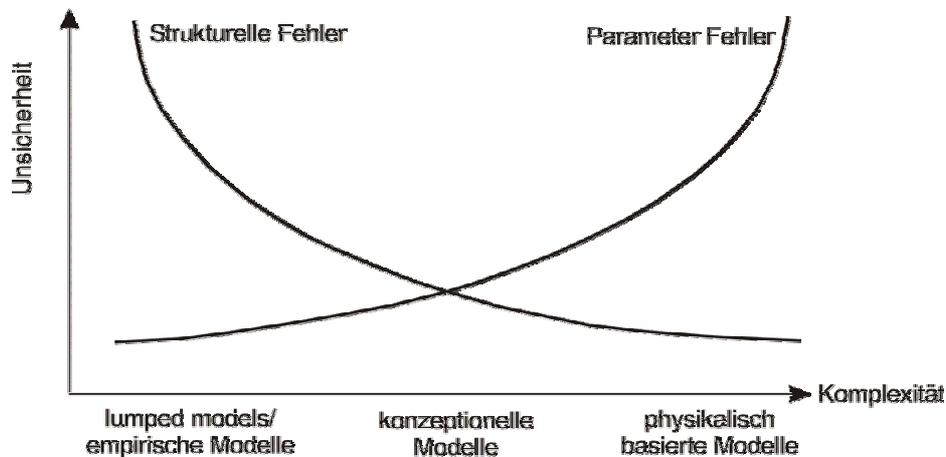


Abb. 8.1: Wirkung der Modellkomplexität auf die Unsicherheiten im Modellierungsprozess (verändert nach Grunwald 1997)

Da die drei verwendeten Modellkonzepte eine unterschiedlich hohe Modellkomplexität besitzen, ist der Schwerpunkt der Diskussion der Unsicherheiten vom jeweiligen Modelltyp abhängig.

8.1 Eingangsdaten

Reliefdaten

Das verwendete DGM zur Berechnung der Reliefparameter der Modelle (TOPLATS: topographischer Index; SIMULAT: Hangneigung, Exposition) wurde auf der Grundlage der Topographischen Karte (IGN 1978) und dem im Gelände aufgenommenen Gewässernetz mit der TOPOGRID-Funktion in ArcInfo erstellt. Die Qualität des DGMs wurde zwar durch Verwendung des Anudem-Ansatzes (vgl. Kapitel 7.2.1) verbessert, jedoch ist bei der Äquidistanz der Höhenlinien von 20 m bei den geringen vorhandenen Reliefunterschieden keine ausreichende Qualität für eine lokale rasterbasierte Modellierung zu erwarten. Eine im Frühjahr 2001 gestartete Höhengaufnahme mittels DGPS musste eingestellt werden, da es aufgrund der relativ dichten Vegetation häufig zum Signalausfall kam.

Die Qualität und Auflösung des DGMs spielt bei rasterbasierten Modellen eine große Rolle, wie zahlreiche Arbeiten gezeigt haben (Band et al. 1995, Bruneau et al. 1995, Higy & Musy 2000). Bei TOPLATS ist, wie bei TOPMODEL, der topographische Index der einzige reliefbezogene Eingabeparameter. Untersuchungen von Higy & Musy (2000) haben gezeigt, dass der Einfluss des Höhenmodells auf den ermittelten topographischen Index groß ist. Somit stellen die ungenauen Reliefdaten eine große Unsicherheit im Modellierungsprozess mit TOPLATS dar.

Die Untersuchungen von Stephan (2003) zeigen, dass bei SIMULAT die Reliefparameter nur einen sehr geringen Einfluss auf die Modellergebnisse haben. Bei der Aggregation des DGM von 62.5 m auf 1000 m Auflösung ermittelte Stephan (2003) eine Veränderung in der Gesamtabflussmenge von nur 1%. Somit können die reliefbezogenen Unsicherheiten für SIMULAT als gering bewertet werden.

Pflanzenparameter

Die räumliche Zuordnung der Vegetation wurde auf Grundlage der Landnutzungsklassifikation von Thamm (2003) durchgeführt, die auf LANDSAT 7 ETM+-Szenen basiert. Die Klassifikation wurde durch intensive *ground truth* verifiziert und ist somit als zuverlässig einzustufen. Jedoch sind durch die kleinräumige Heterogenität der Landnutzung viele Mischpixel vorhanden, die nicht eindeutig klassifizierbar sind. Die Ackerfrüchte konnten auf der Grundlage der Fernerkundungsdaten nicht differenziert werden, so dass hier nur die Information ‚Feld‘ vorliegt.

Aufgrund des rasterbasierten Modellierungskonzeptes von TOPLATS konnte die Landnutzungs-klassifikation direkt als räumlicher Eingangsdatensatz verwendet werden, so dass kein Informationsverlust durch die räumliche Diskretisierung entsteht.

Wie schon in Kapitel 7.3.2 erläutert wurde, konnten bei SIMULAT-H aufgrund der Modell-modifikation von Stephan (2003) trotz der räumlichen Bezugseinheit ‚Bodensäule‘ verschiedene Landnutzungstypen für eine Bodensäule parametrisiert werden. Auf diese Weise wurde die räumlich variable Landnutzung berücksichtigt.

Für die Parametrisierung der natürlichen Vegetation und der Feldfrüchte lagen zusätzlich zu eigenen Messdaten (z.B. Albedo) weitere Messwerte aus dem Untersuchungsgebiet über Pflanzhöhen, LAI, Wurzeltiefe sowie ungefähre Saat- und Erntetermine von Orthmann (in Vorbereitung) und Mulindabigwi (in Vorbereitung) vor. Jedoch musste teilweise auch auf Literaturwerte zurückgegriffen werden, da die Messdaten z.T. nicht plausibel waren (sehr niedrige LAI-Werte unter 1 für *forêt claire*). Messdaten über Stomatawiderstände und Wurzelverteilung lagen nicht vor, so dass diese auf der Grundlage von Literaturwerten ermittelt werden mussten. Die Sensitivitätsanalyse zeigte, dass v.a. der Stomatawiderstand ein relativ sensitiver Parameter ist (vgl. Tabelle 7.4).

Insgesamt ist die Datenverfügbarkeit zur Ermittlung der vegetationsbezogenen Eingangsdaten für die Untersuchungsregion der westafrikanischen Feuchtsavanne aufgrund der ausführlich verifizierten Klassifikation als relativ gut zu bewerten. Eine Einschätzung der Unsicherheit ist aufgrund der großen Heterogenität der Landnutzung und der z.T. hohen Sensitivität der Modelle bezüglich der Eingangsdaten schwierig.

Bodendaten

Im Untersuchungsgebiet wurden zahlreiche Untersuchungen zu Bodeneigenschaften durchgeführt. Daraus resultiert eine gute Datengrundlage zur Ermittlung der bodenbezogenen Eingabeparameter.

Unsicherheiten im Modellierungsprozess werden v.a. durch die hohe kleinräumige Variabilität des K_{sat} -Wertes erzeugt. Die Simulationen mit der Spannweite der gemessenen und durch PTF ermittelten K_{sat} -Werte (vgl. Abbildungen 7.4 und 7.12) zeigten einen großen Unterschied der simulierten Abflussmenge bei Verwendung der Laborwerte und der in-situ- K_{sat} -Werte. Da die Messung des K_{sat} -Wertes immer eine Punktmessung darstellt, ist bei der gegebenen kleinräumigen Variabilität eine Übertragung auf größere Bodeneinheiten äußerst problematisch. In SIMLUAT wird die große Variabilität des K_{sat} -Wertes durch Einbeziehung einer Verteilungsfunktion und eines Streuungsparameters (Varianz der K_{sat} -Werte) berücksichtigt. Bei

TOPLATS wird dagegen mit dem angegebenen K_{sat} -Wert für die gesamte definierte Bodeneinheit gerechnet. Zur besseren Repräsentation der Variabilität des K_{sat} -Wertes wäre eine zufällige räumliche Verteilung der K_{sat} -Werte der Verteilungsfunktion sinnvoll, wie sie von Veressy & Elsenbeer (1999) durchgeführt wurde (vgl. Kapitel 4.2).

Ein Bodenparameter, der für SIMLUAT-H benötigt wird und nicht im Gelände erhoben wurde, ist die laterale Leitfähigkeit $K_{\text{sat,lat}}$. Eine korrekte Erfassung dieses Parameters im Gelände ist aufgrund des hohen Skelettgehalts der Böden im Untersuchungsgebiet und des geringen Volumens der Stechzylinder schwierig. Bei der Sensitivitätsanalyse wurde ein relativ geringer Einfluss dieses Parameters auf den Gesamtabfluss und *Interflow* ermittelt. Bei der Kalibrierung wurde jedoch festgestellt, dass dieser Parameter einen großen Einfluss auf die Wiedergabe der Abflussspitzen hat.

Klimadaten

Zur Ermittlung der Klimaparameter wurden im Rahmen dieser Arbeit zwei Klimastationen installiert. Zusätzlich standen Daten von einer weiteren IMPETUS-Klimastation im Untersuchungsgebiet und zwei Regenmessern (IMPETUS und CATCH) zur Verfügung, die jedoch beide südlich des Einzugsgebietes liegen (vgl. Abbildung 5.1).

Die zur Berechnung der Evapotranspiration nach Penman-Monteith benötigten Klimaparameter Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Einstrahlung und Windgeschwindigkeit wurden von den im Untersuchungsgebiet installierten Klimastationen erfasst. In Kapitel 6.1 wurde verdeutlicht, dass sich die erfassten Windgeschwindigkeiten der Klimastationen stark unterscheiden, was in der Trockenzeit einen großen Einfluss auf die Berechnung der potenziellen Evapotranspiration hat. Jedoch ist in diesen Monaten die verfügbare Wassermenge relativ gering, so dass die Auswirkung auf die im Modell berechnete reelle Evapotranspiration nicht so groß ist wie auf die potenzielle. Die anderen Klimaparameter zeigen geringe Abweichungen zwischen den Stationen und auch im Jahresverlauf, so dass hier eine geringe parameterbedingte Unsicherheit anzunehmen ist.

Wie in Kapitel 2.1 und 6.1 erläutert wurde, ist die räumliche und interannuelle Variabilität der Niederschläge sehr hoch. Es sind große Unterschiede bei den erfassten Niederschlagsmengen der fünf Regenmesser, die im Einzugsgebiet selber oder in dessen Nähe liegen, im Messzeitraum erkennbar (vgl. Abbildung 6.5). In den Jahren 2001 und 2002 kam es nur zu wenigen Ausfällen der Regenmesser der Klimastationen Savanne und Inselberg, so dass die Daten dieser Stationen für die Simulation verwendet werden konnten.

Im Jahr 2003 waren diese Regenmesser für längere Zeiträume defekt, so dass für die Simulation des Jahres 2003 auf die Daten der Regenmesser außerhalb des Untersuchungsgebietes zurückgegriffen werden musste. Dies spiegelt sich in der Güte der Modellergebnisse wider, die für das Jahr 2003 schlechter ist als für die Jahre 2001 und 2002. Besonders deutlich wird der Einfluss der Niederschlagsdaten auf das Modellergebnis des Jahres 2003 bei Betrachtung des Abflussereignisses vom 15.8.–16.08.03. Hier wurde an allen Pegeln die höchste Abflussspitze des Jahres gemessen, jedoch wurden von den Niederschlagsstationen südlich des Einzugsgebietes nur 12 mm (IMPETUS-A1 Regenmesser) bzw. 27 mm (CATCH-Regenmesser, siehe Abbildung 5.1) registriert. Diese Niederschlagsmenge ist jedoch nicht ausreichend, um den beobachteten Abflusspeak zu erzeugen. Nach mündlicher Mitteilung von V. Ermert (Mitarbeiter des Meteorologischen Instituts der Universität zu Köln) wurde auf den Satellitenbildern an diesem Tag eine *squall-line* nördlich des Einzugsgebietes beobachtet, die – wie die Abflussmengen vermuten lassen – das Gebiet erreicht haben muss. Auf die Bedeutung der Niederschlagsdaten für die Güte der Simulation bei Modellanwendungen im Térou-Einzugsgebiet weisen auch Bormann & Dieckkrüger (2003b) hin. Sie stellten eine Verbesserung der statistischen Gütemaße und der Wiedergabe der Wasserbilanz bei Zunahme der verwendeten Niederschlagsstationen fest.

Anfangs- und Randbedingungen, Grundwasserparameter

Die Definition der Anfangs- und Randbedingungen stellt bei allen Modellierungen einen Unsicherheitsfaktor dar, da sie einen erheblichen Einfluss auf das Modellergebnis haben kann.

So zeigt Bormann (2001), dass bei Modellläufen mit SIMULAT Abweichungen im Anfangswert der Bodenfeuchte um 10 Vol-% erst nach 100 Tagen vollständig ausgeglichen werden. In der vorliegenden Arbeit spielt der Anfangswert der Bodenfeuchte bei einem Modellstart im Januar (Trockenzeit) nur eine sehr geringe Rolle, da es aufgrund der niedrigen Luftfeuchtigkeit und der hohen Einstrahlung bei zu hoher Bodenfeuchte aufgrund von Evapotranspiration schnell zu einer Reduktion der Bodenfeuchte bis zum residualen Wassergehalt kommt.

Als untere Randbedingung wurde die Option linearer Grundwasserspeicher gewählt, die die Definition einer Ausflusskonstante erfordert. Dieser Parameter zeigte eine relativ geringe Sensitivität auf die Gesamtabflussmenge, allerdings wurde bei der Kalibrierung ein stärkerer Einfluss auf die Abflussanteile und die Abflussdynamik festgestellt. Durch Kalibrierung konnte jedoch eine gute Wiedergabe der Abflussdynamik und der Abflussanteile erzielt werden.

Die Sensitivitätsanalyse des Modells TOPLATS zeigte, dass die definierten Grundwasserbedingungen einen großen Einfluss auf das Modellergebnis haben. Vor allem der Grundwasserstand stellt einen höchst sensitiven Parameter dar. Zu Beginn der Simulation muss ein mittlerer Grundwasserstand für das Einzugsgebiet definiert werden. Dies impliziert aufgrund der hohen Sensitivität dieses Parameters eine hohe Unsicherheit. Der Grundwasserstand wird zwar an einer Stelle im oberen Niaou-Einzugsgebiet gemessen, dies ist aber für eine Definition des mittleren Grundwasserstandes nicht ausreichend.

Insgesamt sind die durch Anfangs- und Randbedingungen verursachten Unsicherheiten bei TOPLATS als relativ hoch einzustufen. Bei SIMULAT sind dagegen relativ geringe Unsicherheiten durch diese Parameter zu erwarten.

Parameterunsicherheiten UHP

Für das UHP-Modell wurde bereits eine Unsicherheitsanalyse mit Hilfe von Monte-Carlo-Analysen unter Einsatz der *Latin-Hypercube*-Methode von Bormann & Dieckkrüger (2003b) durchgeführt. Von den neun Eingabeparametern des Modells wurden durch Vorgabe der statistischen Parameter Mittelwert und Standardabweichung mit Hilfe der *Latin-Hypercube*-Methode 100 Parametersätze ermittelt. Auf Grundlage der simulierten Abflussganglinien kann ein Vertrauensintervall ermittelt werden, das in Abbildung 8.2 dargestellt ist.

Mit der verwendeten *Latin-Hypercube*-Methode lässt sich der Vertrauensbereich und damit die parameterbedingte Unsicherheit gut ableiten. Der Vertrauensbereich, in dem 80 % der 100 simulierten Ganglinien liegen, ist relativ eng, so dass man die Unsicherheit, die durch die Parameter verursacht wird, als gering einstufen kann. Die gemessene Ganglinie liegt ausgenommen von wenigen Extremwerten in dem dargestellten Vertrauensintervall.

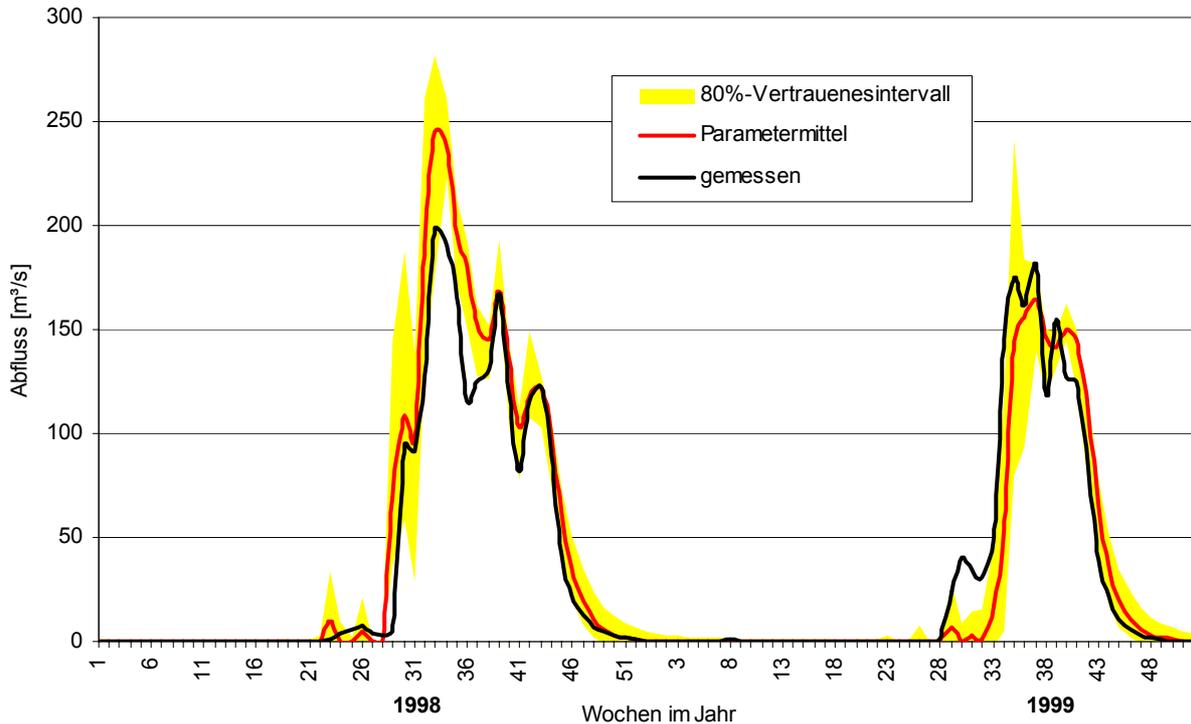


Abb. 8.2: 80 %-Vertrauensintervall der mit dem Parameter-Mittel simulierten Ganglinie für das Têrou-Einzugsgebiet (Pegel Wanou, Einzugsgebietsgröße: 3133 km²) der Jahre 1998 bis 1999 (Bor-mann & Diekkrüger 2003b, Darstellung verändert)

8.2 Modellannahmen und Algorithmen zur Prozessbeschreibung

8.2.1 TOPLATS

TOPMODEL-Konzept

Die Anwendung des TOPMODEL-Konzeptes in flachem Relief wird grundsätzlich als problematisch angesehen, da es für stärker reliefierte Bereiche entwickelt wurde. Bei sehr flachem Relief werden zu hohe Grundwasserstände in den oberen Hangbereichen simuliert. Für eine Anwendung des TOPMODELs von Campling et al. (2002) in Nigeria mit ähnlichen Reliefbedingungen wie in Benin wurde eine Modellanpassung vorgenommen, bei der der Grundwasserstand der oberen Hangbereiche nicht den gleichen Abstand zur Geländeoberfläche besitzt, wie die Flächen am Unterhang, sondern tiefer liegt. Mit dieser Veränderung konnte das Modell auch im flachen Relief erfolgreich angewendet werden (vgl. Kapitel 4.2).

Oberflächenabfluss

Die Rasterzellen stehen im Modell nur über den Grundwasserspiegel in Interaktion. Der gebildete Oberflächenabfluss wird von jeder Rasterzelle direkt dem Gerinneabfluss zugerechnet.

Das auf Grundlage der Messdaten und Geländebeobachtungen erstellte Abflussbildungsmodell (vgl. Kapitel 6.4.3 und 7.6) unterstreicht die Bedeutung der lateralen Hangprozesse, wie die Infiltration von Oberflächenabfluss am Unterhang. Dieser Prozess kann vom Modell TOPLATS aufgrund des Modellkonzepts nicht wiedergegeben werden.

Diskretisierungskonzept des Bodens

Das vereinfachte Diskretisierungskonzept des Bodens ist in zweierlei Hinsicht für die Anwendung des Modells im Untersuchungsgebiet problematisch:

1. Es ist keine vertikale Differenzierung des Bodens möglich, d.h. es kann nur ein Parametersatz pro Bodeneinheit definiert werden.
2. Die Bodenmächtigkeiten können räumlich nicht differenziert werden, d.h. alle Bodeneinheiten haben die gleiche Bodenmächtigkeit.

zu 1.:

Die Bodenuntersuchungen (vgl. Kapitel 6.1) haben gezeigt, dass die Bodeneigenschaften bei allen Böden (Ausnahme: Gleysols) vertikal sehr stark variieren. Während im Oberboden meist schwach lehmige Sande mit relativ hohen gesättigten Wasserleitfähigkeiten vorherrschen, dominieren im Unterboden skelettreiche Lehme mit niedrigen Leitfähigkeiten. Der bei den Plinthosols auftretende verfestigte Plinthit-Horizont stellt eine wasserstauende Schicht dar, die bei den Abflussbildungsprozessen eine bedeutende Rolle spielt.

Die Definition eines Bodens durch einen Parametersatz stellt somit eine sehr starke Vereinfachung dar, die kein wahrheitsgetreues Abbild der vorherrschenden Prozesse liefern kann. Stehen jedoch nur die Wasserbilanz und nicht die Abflussbildungsprozesse im Fokus der Betrachtung, kann dies von untergeordneter Bedeutung sein.

zu 2.:

Die fehlende räumliche Differenzierung der Bodenmächtigkeiten in TOPLATS wurde bereits in einem modifizierten TOPMODEL-Ansatz von Saulnier et al. (1998) eliminiert. Jedoch wurde er nicht in TOPLATS integriert. Für die Modellierung des Wasserhaushaltes im Untersuchungsgebiet ist dies nur für die Plinthosols und Leptosols von Bedeutung, da diese deutlich flachgründiger sind als die anderen Bodentypen.

Fehlende Routing-Routine

Das rasterbasierte Modell TOPLATS verfügt über kein *Routing*, d.h. der in den Rasterzellen gebildete Abfluss wird ohne Zeitverzögerung direkt dem Gerinne zugeführt. Dies stellt v.a.

bei Einzugsgebieten auf der oberen Mesoskala und Makroskala, für die das Modell auch konzipiert wurde, eine Ungenauigkeit dar. Für die Modellvalidierung auf der Mikro- und unteren Mesoskala ist durch das fehlende *Routing* bei einer Validierung auf Tagesbasis, so wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wurde, nur ein geringer Fehler zu erwarten. Die Konzentrationszeit des Abflusses liegt im Untersuchungsgebiet je nach Einzugsgebietsgröße bei ein bis zwei Stunden. Jedoch treten größere Abweichungen auf, wenn das Niederschlagsereignis kurz vor Mitternacht erfolgt. Die Abflussspitze wird dann für den Tag des Niederschlags simuliert, während der Abfluss in der Realität erst am nächsten Tag erfolgt. Dies wurde bei der Abflussspitze am 26.09.01 beobachtet (vgl. Abbildung 7.29).

Bei größeren Einzugsgebieten ist eine *Routing*-Routine zur korrekten Wiedergabe des Abflusses von größerer Bedeutung.

8.2.2 SIMULAT und Modellmodifikation SIMULAT-H

SIMULAT ist ein physikalisch-basiertes Modell, welches jedoch auch empirische Komponenten enthält, die in den gemäßigten Breiten entwickelt wurden, wie z.B. den Ansatz zur Berechnung der aktuellen Evaporation von Ritchie (1972). Die Übertragung empirischer Ansätze auf andere Gegebenheiten stellt grundsätzlich ein Problem dar. Der zur Berechnung der Evaporation verwendete Bodenfaktor zeigte jedoch bei Veränderung einen geringen Einfluss auf das Simulationsergebnis.

SIMULAT verfügt derzeit über kein funktionsfähiges Makroporenmodell. Die Messergebnisse zeigten jedoch einen sehr großen Einfluss der Makroporen auf die Abflussbildungsprozesse, so dass eine fehlende Berücksichtigung zur schlechteren Wiedergabe der Prozesse führen kann. Die Abflussganglinie wurde vom Modell trotz des fehlenden Makroporenmodells gut abgebildet. Bei der Simulation des Bodenwassergehaltes des Saproliths wurde eine langsamere Aufsättigung des Horizonts simuliert, als sie von den Messungen erfasst wurde. Der hier beobachtete Prozess der sehr schnellen Aufsättigung des Saproliths durch präferentiellen Fluss kann bei fehlender Integration der Makroporen im Modell nicht korrekt abgebildet werden.

Da SIMULAT ein Standortmodell ist, beinhaltet es keine *Routing*-Routine. Bei der Anwendung des Modells in größeren Einzugsgebieten empfiehlt es sich, ein externes *Routing* anzuschließen.

Auf der räumlichen Skala dieser Untersuchung wird durch das fehlende *Routing* bei Prozessanalysen auf täglicher Basis nur ein geringer Fehler erzeugt. Bei der Analyse von

Einzelereignissen, wie sie von Vertessy & Elsenbeer (1999) durchgeführt wurde, würde ein fehlendes *Routing* jedoch einen großen Einfluss haben.

Insgesamt sind die modellbedingten Unsicherheiten bei SIMULAT als relativ gering zu bewerten.

Modellmodifikation SIMULAT-H

Die Modellmodifikation von SIMULAT-H (vgl. Kapitel 5.2.3) basiert auf vereinfachten Annahmen über die Prozesse am Hang. Der entstehende Oberflächenabfluss einer Bodeneinheit gelangt dabei vollständig zur nächsten Bodeneinheit. In der Realität kann es durch die hohe kleinräumige Variabilität der Durchlässigkeiten des Oberbodens aber auch in der gleichen Bodeneinheit zur Reinfiltration des Oberflächenabflusses kommen. Ein weiteres Problem ist die fehlende Repräsentation des Wegenetzes, welches v.a. in landwirtschaftlich genutzten Gebieten einen großen Einfluss auf die Abflussbildungsprozesse am Hang hat, wie in Kapitel 6.4 erläutert wurde. Bei der Simulation konnten die Wege als eine Simulationseinheit mit sehr geringer Durchlässigkeit, die direkt in das Gerinne entwässert, integriert werden. Jedoch wird hierbei nicht beachtet, dass auch Oberflächenabfluss von angrenzenden Flächen auf die Wege gelangen kann, so wie es im Gelände beobachtet wurde. Zur Repräsentation dieser Prozesse wäre jedoch ein aufwendiges 3D-Modell und sehr detaillierte Kenntnisse des Wegenetzes und der kleinräumigen Geländemorphologie notwendig.

Trotz genannter Vereinfachungen konnten die vorherrschenden hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet realistisch abgebildet werden, wie die Darstellung in Kapitel 7.6 gezeigt hat.

8.2.3 UHP

Bei dem konzeptionellen Modell UHP handelt es sich um ein *lumped* Modell. Somit ist keine räumliche Differenzierung der Eingabeparameter möglich, sondern es muss ein Parametersatz für das betrachtete Einzugsgebiet definiert werden. Dies ist aufgrund der großen räumlichen Variabilität der Vegetations- und Bodeneigenschaften problematisch. Einfache konzeptionelle Modelle wie UHP liefern jedoch trotz dieses räumlich konzentrierten Ansatzes häufig gute Modellergebnisse, da sie einfach zu kalibrieren sind und eine geringe Parameterunsicherheit besitzen (vgl. Kapitel 4.1). Sie sind somit für Gebiete mit schlechter Datenbasis besser geeignet als physikalisch-basierte Modelle.

Das *Curve-Number*-Verfahren, welches zur Berechnung des Oberflächenabflusses bei UHP verwendet wird, ist ein empirischer Ansatz, der in den Vereinigten Staaten vom USDA entwickelt wurde. Das Verfahren wird in zahlreichen Niederschlags-Abfluss- und Wasserquali-

tätsmodellen verwendet und wurde bereits in vielen Regionen der Erde angewandt. Die Anwendung des UHP-Modells im HVO von Bormann & Diekkrüger (2003b) zeigt, dass auch in Westafrika eine gute Wiedergabe des Abflusses mit dem *Curve-Number*-Verfahren möglich ist.

8.3 Messdaten zur Validierung der Modellergebnisse

Die Datengrundlage zur Validierung der Modellergebnisse dieser Arbeit ist im Vergleich zu den meisten anderen Studien mit Modellanwendungen gut, da neben Abflussdaten auch andere Messdaten zur Evaluierung der Modellergebnisse zur Verfügung stehen.

Jedoch stellt die Validierung von Modellen anhand von Messdaten grundsätzlich ein Problem dar, da die meisten Messungen Messungenauigkeiten unterliegen. Schmidt (1993) sieht in den zur Validierung herangezogenen Messwerten nur empirische Abbildpunkte der Realität, die selbst Modellvorstellungen unterliegen.

Abflussdaten

Die Abflusskurven, die für die Validierung der Modellergebnisse herangezogen wurden, basieren auf Wasserstands-Abflussbeziehungen, die an den Pegelmessstellen aus kontinuierlichen Wasserstandsmessungen und zahlreichen Abflussmessungen abgeleitet wurden (vgl. Kapitel 5.1.2). Diese Methode wird trotz bekannter Ungenauigkeiten standardmäßig für die Ermittlung von kontinuierlichen Abflussganglinien verwendet, da die kontinuierliche Erfassung des Abflusses auch heute noch Schwierigkeiten bereitet. Die H-Q-Beziehung ist bei nicht stationären Bedingungen nicht eindeutig, da bei beschleunigtem (zunehmenden) Abfluss im Gerinnebett eine größere und bei verzögertem (abnehmendem) Abfluss eine geringere Abflussmenge zu beobachten ist (Baumgartner & Liebscher 1996). Weitere Faktoren, die die Wasserstands-Abflussbeziehung beeinflussen, sind jahreszeitliche Verkrautungen und Veränderungen in der Bachmorphologie durch Sedimentation und Erosion (Baumgartner & Liebscher 1996). Beide Faktoren sind bei den untersuchten Bächen, v.a. im oberen Aguima, zu beobachten. Durch das Trockenfallen der Bäche in der Trockenzeit stirbt vorhandene Bach- und Ufervegetation ab, so dass zu Beginn der Abflussperiode deutlich weniger Pflanzenbestand im Bachbereich vorhanden ist, als zum Ende der Regenzeit. Bei Pegel 1 wurden bei den Abflussmessungen im Verlauf der Regenzeit 2001 Veränderungen des Profilquerschnitts festgestellt, die durch Erosionsprozesse im Bachbett bei Spitzenabflüssen im September zu erklären sind. Im Jahr 2002 konnten diese Profilveränderungen nicht beobachtet werden. Dies ist durch das frühere Auftreten von Hochwasserereignissen zu erklären, die schon zu Beginn der

Regenzeit das im Gerinnebett abgelagerte Material abtransportierten. Bei den anderen Pegeln wurden keine Veränderungen des Querschnittsprofils beobachtet. Die größeren Unsicherheiten der H-Q-Beziehung bei Pegel 1 spiegeln sich auch bei der Güte der Modellergebnisse wider. Für das Jahr 2003 wurden keine zusätzlichen Abflussmessungen durchgeführt, so dass die Abflüsse mit der Wasserstands-Abfluss-Beziehung des Vorjahres bestimmt werden mussten. Dies könnte neben den Niederschlägen eine weitere Ursache für die schlechtere Wiedergabe der Abflüsse bei den Simulationen von Pegel 1 im Jahr 2003 sein.

Die Bestimmung von Hochwasserabflüssen ist aufgrund der Überschwemmung der Uferbereiche schwierig. Da selten Abflussmessungen für Hochwasserstände vorliegen, wird der Abfluss meist aus der vorhandenen H-Q-Beziehung extrapoliert.

Bei den Feldaufenthalten wurde beobachtet, dass die Bäche an allen Pegelstellen (Ausnahme Pegel 3) bei Hochwasser über die Ufer treten und z.T. sehr weite Flächen überschwemmen. Durch Verwendung des Fließgeschwindigkeitsmessgerätes *Nautilus* war es möglich, Messungen in den verkrauteten Überschwemmungsbereichen durchzuführen, um die Abflussmenge der überschwemmten Fläche abzuschätzen. Die Abflussmenge beim gemessenen Jahreshöchstwasserstand konnte jedoch nie erfasst werden, da die größten Abflussereignisse durch *squall-lines* verursacht werden, die das Untersuchungsgebiet meist nachts erreichen. Die Spitzenabflüsse, die durch Extrapolation ermittelt wurden, stellen somit eine Unsicherheit bei der Validierung des Abflusses dar. Dass diese bei den Gütemaßen der *model efficiency* besonders stark ins Gewicht fallen, ist bei der Bewertung der Ergebnisse zu beachten.

Trotz der genannten Fehlerquellen können die für die betrachteten Pegel erstellten H-Q-Beziehungen, mit Ausnahme der von Pegel 1 für das Jahr 2001, als zuverlässig bewertet werden, was auch die Wiederholungen der Abflussmessungen bei gleichen Wasserständen an unterschiedlichen Tagen gezeigt haben.

Die Validierung des simulierten Oberflächenabflusses einzelner Ereignisse wurde auf der Grundlage von Messungen der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt, die in einem 10-Minutenintervall von *Dataloggern* aufgezeichnet wurden. Die Berechnung des Oberflächenabflusses (vgl. Gleichung 5.2) erfolgt nach dem Massenwirkungsgesetz basierend auf der Tatsache, dass die Leitfähigkeit des Basisabflusses durch den Oberflächenabfluss während eines Ereignisses reduziert wird. Dabei wird angenommen, dass der Oberflächenabfluss die gleiche Leitfähigkeit wie das Niederschlagswasser besitzt. Die Reduktion der elektrischen Leitfähigkeit des Gerinneabflusses während eines Abflussereignisses kann jedoch auch durch schnellen

Interflow hervorgerufen werden, der nach einer kurzen Bodenpassage oder durch Makroporenfluss nur eine geringe Erhöhung der Leitfähigkeit erfährt.

Somit kann anhand dieser Methode nur eine grobe Abschätzung der Oberflächenabflussmenge erfolgen, so dass bei Abweichungen zwischen den Mess- und Simulationsergebnissen auch die Unsicherheiten dieser Messmethode berücksichtigt werden müssen.

Die Berechnung der Abflusskomponenten auf Grundlage der hydrochemischen Analysen ermöglicht aufgrund der kleinen Stichprobenanzahl (vgl. Fass 2004) nur einen Vergleich der Abflusskomponenten über den gesamten Messzeitraum (2001 und 2002).

Bodenfeuchte

Der Einsatz von TDR-Sonden stellt derzeit die Standardmethode zur zerstörungsfreien Bodenfeuchtemessung dar. Die Untersuchungen von Stacheder (1996) zeigen, dass Extreme in Temperatur, Dichte und Salinität zu Abweichungen bei den Messungen führen. Unter den meisten Umweltbedingungen sind die Messabweichungen jedoch gering, so dass mit der Standardkalibrierung der Sonden eine ausreichend hohe Messgenauigkeit erreicht werden kann. Eine standortspezifische Kalibrierung ist für sehr humusreiche Böden notwendig.

Erhebliche Messfehler können durch einen unzureichenden Kontakt zwischen Sondenstäben und Boden hervorgerufen werden, wie z.B. bei skelettreichen Böden. Die dabei entstehenden Hohlräume sind entweder luft- oder wassergefüllt und haben daher einen großen Einfluss auf die Messung. Die Bodenfeuchtemessungen im schuttreichen Btc-Horizont sind aufgrund dessen als problematisch anzusehen. In diesem Horizont wurden bei der Simulation mit SIMULAT-H die größten Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Bodenwassergehalten festgestellt. Dies kann auch auf mögliche Fehler bei den Bodenfeuchtemessungen im skelettreichen Horizont zurückgeführt werden.

Die Validierung der räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte mittels Punktmessungen ist aufgrund der hohen kleinräumigen Variabilität (vgl. Kapitel 6.2.3) grundsätzlich mit hohen Unsicherheiten behaftet. Abweichungen bei Vergleichen der simulierten und der durch TDR-Messungen ermittelten Bodenfeuchte eines Standortes an bestimmten Tagen sind daher nicht überraschend. Die Übereinstimmung der von TOPLATS simulierten Bodenfeuchte war für die meisten verglichenen Messpunkte zu Beginn und während der Regenzeit recht gut. Nur am Ende der Regenzeit wurde das räumliche Muster der Bodenfeuchte vom Modell nicht wiedergegeben.

8.4 Bewertung der Unsicherheiten im Modellierungsprozess

Die Diskussion hat gezeigt, dass bei der abschließenden Bewertung der Güte der Modellaussagen viele Unsicherheitsfaktoren berücksichtigt werden müssen. In Tabelle 8.1 werden die Unsicherheiten im Modellierungsprozess mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP für die Anwendung im Untersuchungsgebiet zusammengefasst.

Tabelle 8.1: Bewertung der Unsicherheiten im Modellierungsprozess mit SIMULAT-H, TOPLATS und UHP im Aguima-Einzugsgebiet

	Abnahme der Modellkomplexität →		
	SIMULAT-H	TOPLATS	UHP
Eingangsdaten			
Relief	(+ +)	++	*
Vegetation	+	+	-/+
Boden	-/+	-/+	-
Klima	-/+	-/+	-/+
Grundwasser	-/+	++	-/+
Modellannahmen			
Repräsentation Boden	-	++	++
Oberflächenabfluss	--	+	++
Grundwasser	-	++	+
Räuml. Diskretisierung	-	--	++

+ + sehr hohe Unsicherheit

+ hohe Unsicherheit

-/+ mittlere Unsicherheit

- geringe Unsicherheit

-- sehr geringe Unsicherheit

(+ +) hohe Unsicherheit der Eingangsdaten, aber keine Auswirkung, da geringe Sensitivität

* Eingabeparameter nicht notwendig

9. Diskussion und Ausblick

Im Folgenden werden verschiedene Aspekte der Arbeit abschließend diskutiert. Ein Schwerpunkt der Diskussion liegt auf der Übertragbarkeit der in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse auf die regionale Skala, da diese die Zielskala des IMPETUS-Projektes darstellt. Die verwendeten Modellkonzepte werden im Hinblick auf ihre Anwendbarkeit auf der lokalen und regionalen Skala in der Untersuchungsregion diskutiert. Da das IMPETUS-Projekt mit Hilfe von Szenarien Aussagen über mögliche Entwicklungen der Region treffen will, muss auch die Anwendbarkeit der Modelle für die Simulation von Szenarien betrachtet werden. Abschließend soll ein Ausblick auf mögliche Anwendungen der getesteten Modelle im Rahmen des Projektes und bei *Stakeholdern* diskutiert werden.

9.1 Bodenphysikalische Eigenschaften

Die Textur des Oberbodens zeigt innerhalb der terrestrischen Böden (Lixisol, Acrisol, Plinthosol) eine sehr geringe Variabilität. Meist herrscht die Textur SI2 vor. Bei den Gleysols dagegen ist die Variabilität der Textur recht hoch. Außerdem unterscheiden sich die Gleysols auch in Bezug auf die bodenphysikalischen Eigenschaften deutlich von den terrestrischen Böden. In den zentralen Bereichen der *Inland-Valleys* weisen sie einen hohen Tongehalt und hohe Wasserspeicherkapazitäten auf. Die Gleysols des Randbereiches der *Inland-Valleys* dagegen haben eine sehr sandige Textur. Bei der Ermittlung von Bodeneigenschaften auf der regionalen Skala sollte daher eine Trennung der terrestrischen Böden und der Gleysols auch für kleinere Bäche vorgenommen werden. Dies könnte bereits eine deutliche Verbesserung der im Maßstab 1:200 000 vorliegenden Bodenkarte von Faure (1977) bringen, die v.a. bodengenetische Aspekte berücksichtigt.

Die Messungen der gesättigten Wasserleitfähigkeit im Labor zeigten nur im *Inland-Valley*-Bereich eine gute Übereinstimmung mit den in-situ-Messwerten. Dies belegt, dass die hohen K_{sat} -Werte hier durch die sandige Textur und nicht von den Makroporen dominiert werden, wie es bei den übrigen Bodentypen der Fall ist.

Ein Vergleich verschiedener Messmethoden der gesättigten Leitfähigkeit von Davis et al. (1996) zeigte, dass die Messwerte bei Verwendung von kleinen Stechzylindern in Laborversuchen wesentlich geringer waren als bei in-situ-Messungen mit einem *constant-head*-Permeameter. Die Autoren führen dies auf eine zu geringe Repräsentation der Makroporosität des Bodens in den kleinen Stechzylinderproben zurück. Diese Unterschiede zwischen den Messungen mit Stechzylindern und in-situ-Messungen im Oberboden waren in der vorliegenden Arbeit sehr deutlich.

Der Einfluss der Messmethode auf die Modellergebnisse wurde für TOPLATS und SIMULAT-H in den Sensitivitätsanalysen betrachtet (vgl. Abbildung 7.4 und 7.12). Es wird deutlich, dass die Verwendung des Mittelwerts der Zylindermessungen (Durchmesser: 10 cm, Länge: 12 cm) zur Überschätzung des Oberflächenabflusses führt. Auch Davis et al. (1999) stellen in ihrer Studie fest, dass bei Verwendung der K_{sat} -Messwerte von kleinen Zylindern (Durchmesser: 6.3 cm, Länge: 7.3 cm) für die Modellierung mit dem Topog_Dynamic Modell der Oberflächenabfluss deutlich überschätzt wird.

Die Verwendung der mit der PTF nach Rawls & Brakensiek (1985) berechneten K_{sat} -Werte für die Modellierung mit TOPLATS und SIMULAT-H zeigen eine relativ gute Übereinstimmung der Gesamtabflussmenge und auch der Abflussanteile mit dem für die Parametrisierung der Modelle verwendeten mittleren in-situ- K_{sat} -Wert. Da für die regionalen Modellanwendungen nicht flächenhaft Infiltrationsversuche durchgeführt werden können, sind die geringen Abweichungen der Modellergebnisse bei Verwendung der gemessenen in-situ- und der mit der PTF berechneten K_{sat} -Werte für die Regionalisierung von Vorteil. Allerdings wurden bei den durchgeführten Sensitivitätsanalysen nur die Werte des Oberbodens verändert. Schwieriger stellt sich die Verwendung der PTF für die Ermittlung des gesättigten Wassergehaltes und des K_{sat} -Wertes der skelettreichen Horizonte dar. Aufgrund der hohen Lagerungsdichte dieser Horizonte wird der θ_s -Wert überschätzt und der K_{sat} -Wert unterschätzt. Außerdem werden bei der PTF keine Makroporen berücksichtigt, die einen großen Einfluss auf die gesättigte Leitfähigkeit haben. Da bei den verwendeten physikalisch-basierten Modellen der gesättigte Wassergehalt den sensitivsten Parameter darstellt, ist die Verwendung der PTF nach Rawls & Brakensiek (1985) bei der Ermittlung dieses Parameters bei skelettreichen Böden nicht sinnvoll. Es sollten PTFs verwendet werden, die den Skelettgehalt einbeziehen.

Außerdem ist zu beachten, dass die Berechnungen der PTF auf gemessenen Werten der Textur und Lagerungsdichte basieren. Diese Werte liegen derzeit für das HVO nicht in ausreichender Dichte vor. In der zweiten Phase des Projektes wird jedoch an einer Bodenkarte mit Informationen über Bodeneigenschaften gearbeitet.

Die gesättigte Wasserleitfähigkeit des Oberbodens zeigt eine extrem hohe räumliche Variabilität und keine Abhängigkeit vom Bodentyp. Bei Standorten mit natürlicher Vegetation steuern die Makroporen den K_{sat} -Wert. Der überlagernde Effekt der Makroporen wurde auch von Sobieraj et al. (2002) im Amazonas-Gebiet festgestellt. Hier konnte keine räumliche Korrelation der Durchlässigkeit mit den Bodentypen eines Transektes festgestellt werden.

Die Tracerversuche von Fass (2004) und Bauer (2004) im Aguima-Gebiet bestätigen die Bedeutung der Makroporen als präferenzielle Fließwege in der ungesättigten Bodenzone. Auch sie stellen eine hohe kleinräumige Variabilität der Bodenwasserflüsse auf den Testfeldern im Aguima-Gebiet fest, die auf Makroporen zurückzuführen ist.

In der vorliegenden Arbeit zeigt sich auch ein deutlicher Einfluss der Landnutzung auf die Infiltrationseigenschaften der Böden. Wie bereits in Kapitel 3 erläutert, wurde dieses Phänomen auch in anderen Studien in den Tropen bestätigt (Planchon & Janeau 1990, Spaans et al. 1989). Dass die Verringerung der Durchlässigkeit v.a. durch die Reduktion der Aktivität der Bodenfauna und der damit verbundenen Verringerung der Makroporosität des Bodens verursacht wird, haben die bodenbiologischen Untersuchungen von Junge (2004) gezeigt (vgl. auch Kapitel 6.2.2). Bei der Regionalisierung der Bodeneigenschaften muss der Einfluss der Landnutzung auf die Durchlässigkeit unbedingt beachtet werden. Dies könnte für das HVO durch eine Korrektur des K_{sat} -Wertes in landwirtschaftlich genutzten Bereichen durchgeführt werden, die durch die Landnutzungsklassifikation von Thamm (2003) einfach auszuweisen sind. Insgesamt kann man festhalten, dass viele der im Aguima-Gebiet gewonnenen Informationen über bodenphysikalische Eigenschaften auf das HVO-Gebiet übertragbar sind. Es fehlen jedoch Aussagen über Bodentypen, die im Aguima-Einzugsgebiet nicht vorkommen (z.B. Ferralsols). Außerdem sind zusätzliche bodenphysikalische Untersuchungen der stark degradierten Böden im Norden des HVO (Nähe Djougou, Ouaké) notwendig. Sie weisen durch lange landwirtschaftliche Nutzung und kurze Brachezeiten stärkere Degradierungserscheinungen auf, als die landwirtschaftlich genutzten Böden des Aguima-Gebietes (vgl. dazu auch Junge 2004 und Mulindabigwi in Vorbereitung).

9.2 Bodenwasserdynamik

Bisher sind nur wenige Studien zur Bodenwasserdynamik in den Tropen veröffentlicht worden (vgl. Kapitel 3.2). Im Rahmen des IMPETUS-Projektes wurden sowohl zeitlich hoch aufgelöste Standortmessungen als auch räumlich verteilte wöchentliche Messungen entlang von Transekten sowie an 35 im Einzugsgebiet verteilten Rohrsonden (von Fass 2004) durchgeführt.

Aufgrund der Saisonalität der Niederschläge sind deutliche jahreszeitliche Schwankungen der Bodenfeuchte zu erkennen, die sich durch extreme Austrocknung bis zum residualen Wassergehalt im Februar und Aufsättigung bis zum gesättigten Wassergehalt Anfang Oktober widerspiegeln. Auffällig war die extrem schnelle Aufsättigung des Saproliths, die nur durch präferentiellen Fluss erklärt werden kann.

Die beobachtete Bodenwasserdynamik konnte vom Modell SIMULAT-H gut wiedergegeben werden. Auch die starke Saisonalität wurde gut abgebildet. Größere Abweichungen waren nur in dem skelettreichen Btc-Horizont zu erkennen, was bereits in Kapitel 8 diskutiert wurde.

Für die humiden Tropen wurden bisher keine Studien über Bodenfeuchtesimulationen veröffentlicht, allerdings wurden in den semi-ariden Tropen (Nordosten Brasiliens) im Rahmen des Waves-Projektes ähnliche Analysen zur Bodenwasserdynamik von Halm (2000) durchgeführt (vgl. auch Lange et al. 2003). Hier wurde zur Simulation das Modell HILLFLOW (Bronstert 1994) verwendet, was auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit getestet wurde. Die Bodenfeuchtesimulationen von Halm (2000) zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten verschiedener Tiefen. Die Dynamik und Saisonalität wurde in den zwei beobachteten Tiefen gut abgebildet. In Kapitel 7 wurde erwähnt, dass auch für das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit gute Bodenwassersimulationen mit HILLFLOW erzielt wurden. Allerdings konnte es aufgrund der Probleme beim Auftreten gesättigter Verhältnisse nicht für die Analyse der Abflussbildungsprozesse verwendet werden. In Halm (2000) werden keine Abflusssimulationen dargestellt, so dass keine Aussagen über die Anwendbarkeit des Modells in semi-ariden Gebieten getroffen werden können.

Die Bodenfeuchtesimulationen der vorliegenden Arbeit und von Halm (2000) machen deutlich, dass physikalisch-basierte Modelle, die bisher nur in Deutschland getestet wurden, die extremen Schwankungen der Bodenwasserdynamik in den semi-ariden und sub-humiden Tropen gut wiedergeben können. Jedoch lagen in beiden Studien genaue Informationen über die Bodenwassercharakteristik vor. Stehen detaillierte bodenphysikalische Informationen zur Verfügung, ist folglich auch eine Analyse der Bodenwasserdynamik durch Modellierung an Standorten der Untersuchungsregion denkbar, an der keine Bodenfeuchtemessungen durchgeführt werden können.

Die im Untersuchungsgebiet durchgeführten Transektmessungen der Bodenfeuchte ermöglichen eine Identifikation von vorhandenen räumlichen Mustern in den verschiedenen Jahreszeiten. Die Messungen haben gezeigt, dass in der Trockenzeit kein räumliches Muster der Bodenfeuchte entlang der Transekte erkennbar ist. Es war kein Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Topographie identifizierbar. Erst am Ende der Regenzeit ließ sich ein räumliches Muster mit hohen Bodenfeuchten am Hangfuß und geringeren Bodenfeuchten am Mittel- und Oberhang erkennen. Ähnliche Beobachtungen wurden auch von Western & Grayson (2000) bei der Auswertung von Bodenfeuchtemustern im Tarrawarra-Einzugsgebiet in Südost-Australien gemacht. Sie stellten fest, dass in der trockenen Jahreszeit im Februar eine

zufällige Verteilung der Bodenfeuchte vorlag, während in feuchteren Monaten ein deutlich durch die Topographie geprägtes Muster dominiert.

Die *nested sampling* Analysen zeigen eine sehr hohe kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte, v.a. in landwirtschaftlich genutzten Flächen. Dies wurde durch die unterschiedlichen Eigenschaften der Anbaureihen und der Zwischenreihenbereiche hervorgerufen. Auch bei den Savannenflächen wurden 70 % der Variabilität schon bei der Distanzstufe von 30 cm erreicht. Trotz der hohen kleinräumigen Variabilität waren die Simulationen der Bodenfeuchte von TOPLATS zufrieden stellend. Der Vergleich mit den Punktmessungen der Rohrsonden zeigt unter Berücksichtigung der erläuterten Unsicherheiten meist eine gute Übereinstimmung. Das Abtrocknen des Bodens am Ende der Regenzeit konnte jedoch nicht vom Modell wiedergegeben werden. Eine Verwendung des Modells TOPLATS für regionale Vorhersage der Bodenfeuchte wäre daher, je nach vorher gefallener Niederschlagsmenge, nur bis September/Oktober möglich. Am Ende der Regenzeit wird die Bodenfeuchte durch die zu hohen simulierten Grundwasserstände überschätzt.

Eine Diskussion der Messdaten der Rohrsonden ist bei Fass (2004) zu finden.

9.3 Abflussdynamik und Abflussbildungsprozesse

Die Abflussdynamik des Untersuchungsgebietes zeigt - wie die Bodenfeuchte - eine starke Saisonalität. Abflüsse treten nur in der Periode von Juli bis November/Dezember auf. Die Saisonalität spiegelt sich in den Abflusskoeffizienten wider (vgl. Abbildung 6.30), die im Juli maximal 0.004 und im September bis zu 0.25 erreichen. Die Beobachtungen von Campling et al. (2002) in Nigeria zeigen ähnliche Ergebnisse. Hier wurden ebenfalls maximale Abflusskoeffizienten von 0.25 berechnet.

Die große Bedeutung lateraler Prozesse für die Abflussbildung, die bereits in anderen Studien in den Tropen unterstrichen wurde (Elsenbeer 2001, vgl. Kapitel 3.2.1), konnte auch in der vorliegenden Arbeit identifiziert werden. Die geringen Durchlässigkeiten des Unterbodens der Bodentypen Acrisol/Lixisol und des Plinthosols begünstigten die Bildung von *Interflow*. Die Modellaussagen des Modells SIMULAT-H (vgl. Kapitel 7.6) bestätigten die durch die Messungen getroffenen Aussagen über die Abflussbildungsprozesse. Der Oberflächenabfluss als lateraler Prozess spielt im landwirtschaftlich genutzten Niaou-Einzugsgebiet eine große Rolle, da der Oberboden hier geringere K_{sat} -Werte aufweist. Jedoch wurden bei der Analyse der Abflussanteile anhand der Leitfähigkeitsmessungen z.T. geringere Oberflächenabflussanteile am Gesamtabfluss ermittelt als im oberen Aguima-Gebiet. Die Geländebeobachtungen und die Modellergebnisse zeigen, dass der auf den Hängen gebildete Oberflächenabfluss am Unter-

hang im Bereich der *Inland-Valleys* wieder infiltriert. Dieses Phänomen wurde auch von Planchon & Janeau (1990) an der Elfenbeinküste beobachtet. Auch van de Giesen et al. (2000) unterstreichen den Einfluss der betrachteten Hanglänge auf die gemessene Oberflächenabflussmenge in einem Savannen-Einzugsgebiet an der Elfenbeinküste.

Modelle, die zur Analyse der Abflussbildungsprozesse in der Untersuchungsregion herangezogen werden, müssen in der Lage sein, laterale Flüsse zu berücksichtigen. Das in dieser Arbeit getestete Modell TOPLATS ist folglich für derartige Analysen in der Untersuchungsregion nicht verwendbar (vgl. Kapitel 8.2.1).

Auch für Wasserhaushaltsanalysen auf der regionalen Skala sollten Modelle verwendet werden, die *Interflow* simulieren können. Das konzeptionelle Modell UHP beinhaltet trotz des einfachen Speicheransatzes eine Routine zur Berechnung des *Interflows*. Bei Kalibrierung des Modells im Aguima-Einzugsgebiet konnten die besten Ergebnisse bei sehr geringem Speichervolumen (bzw. Speichervolumen = 0) der ungesättigten Bodenzone erzielt werden. Das aus der Wurzelzone fließende Wasser wird bei dieser Parametrisierung nicht weiter im Boden gespeichert, sondern fließt direkt als *Interflow* ab. Dies entspricht den Prozessen, die im Einzugsgebiet in den Böden mit geringen Durchlässigkeiten im Untergrund (v.a. Plinthosols, aber auch Lixisols/Acrisols) ablaufen.

Vor allem im trockenen Jahr 2001 wurden große Unterschiede zwischen der Abflussmenge und -dynamik des Teileinzugsgebietes oberer Niaou und der anderen Teileinzugsgebieten des Aguima beobachtet. Als Gründe hierfür wurden die geringere Evapotranspiration, der geringere Bodenspeicher und die *Inland-Valley*-Größe identifiziert (vgl. Kapitel 6.4.2). Die Ausführungen in Kapitel 3.2.2 machen deutlich, dass die Aussagen der bisherigen Studien über den Einfluss der *Inland-Valleys* auf die Abflussbildungsprozesse uneinheitlich sind. Die Ergebnisse der aktuelleren Studien (McCartney 1998 und Masiyandima et al. 2003) können nur zum Teil bestätigt werden, was bereits in Kapitel 6.4.2 diskutiert wurde.

Bei lokaler Betrachtung des Wasserhaushaltes auf der Mikro- und unteren Mesoskala ist der Einfluss der *Inland-Valleys* auf die hydrologischen Prozesse von Bedeutung. Da sie jedoch nur in Einzugsgebieten erster Ordnung auftreten, ist ihr Einfluss bei regionalen Betrachtungen des Wasserhaushaltes von untergeordneter Bedeutung.

Sowohl die Simulationen als auch die hydrochemischen Untersuchungen von Fass (2004) haben gezeigt, dass die Grundwasserneubildung und der Grundwasserabfluss keinen großen Anteil am hydrologischen Kreislauf haben. Die Wechselwirkungen zwischen Oberflächenwasser und tiefem Grundwasser scheinen sehr gering zu sein, was hydrochemische Analysen von Fass (2004) gezeigt haben. Die hydrochemische Zusammensetzung des tiefen Grundwas-

sers unterscheidet sich völlig von den anderen Wässern (Bachwasser, Bodenwasser, Saprolithwasser). Eine Abschätzung der regionalen Bedeutung der Grundwasserneubildung ist schwierig. Im Rahmen der zweiten Phase des IMPETUS-Projektes werden regionale Grundwasseranalysen und Grundwasserströmungssimulationen durchgeführt, die eine Verbesserung des Verständnisses der regionalen Grundwasserdynamik zum Ziel haben.

9.4 Anwendbarkeit der Modellkonzepte

Die Anwendbarkeit der getesteten Modelle wird im Hinblick auf die folgenden Aspekte diskutiert:

- Anwendbarkeit auf der lokalen Skala zur Analyse der Abflussbildungsprozesse
- Anwendbarkeit auf regionaler Skala zur Quantifizierung des Wasserhaushalts
- Anwendbarkeit für die Szenarienanalyse und integrierte Modellierung
- Anwendbarkeit für *Stakeholder*

9.4.1 TOPLATS

Wie in Kapitel 7 erläutert, wurde TOPLATS zu Beginn des Projektes als potenziell geeignetes Modell für lokale und regionale Simulationen und Modellkopplung mit meteorologischen Modellen ausgewählt. TOPLATS wurde bisher in den Vereinigten Staaten in einer Prärie-Landschaft (Famiglietti & Wood 1994b), im borealen Nadelwald (Pauwels & Wood 1999b) und in Deutschland von Seuffert (2001) verwendet. Anwendungen aus tropischen Regionen sind nicht bekannt. Jedoch wurde das in TOPLATS integrierte TOPMODEL-Konzept in einer Vielzahl von Einzugsgebieten in verschiedenen Regionen der Erde angewendet. Die Modellanwendungen in tropischen Gebieten beschränken sich auf die Arbeiten von Molicova et al. (1997) in Französisch Guyana und Campling et al. (2002) in Nigeria. Beide berichten von einer erfolgreichen Anwendung des TOPMODELS in den Tropen. Allerdings wurden von Molicova et al. (1997) nur zwei Abflussereignisse bei völlig freier Wahl der Parameter simuliert. Wie in Kapitel 4.2 erläutert, modifizierten Campling et al. (2002) den TOPMODEL-Ansatz, um bei Anwendungen des Modells in flach reliefierten Gebieten das Sättigungsdefizit der Hangbereiche zu erhöhen. Damit wurde das Problem der zu starken Ausweitung der Sättigungsflächen durch zu hohen Grundwasserstand an den Hängen, wie er in der vorliegenden Arbeit auftrat (vgl. Kapitel 7.2.3), vermieden.

Die Modellanwendungen des TOPLATS-Modells in Benin waren sowohl auf regionaler Skala (Koch 2001, Bormann & Diekkrüger 2003a) als auch auf lokaler Skala (vorliegende Arbeit) nicht zufrieden stellend. Neben dem bereits erwähnten Problem der Simulation großer Sätti-

gungsflächen und der damit verbundenen Überschätzung des Sättigungsoberflächenabflusses, ist v.a. auch die große Sensitivität des Modells bezüglich des initialen Grundwasserstandes und des gesättigten Wassergehaltes problematisch. Aufgrund der fehlenden Integration der *Interflow*-Berechnung und der fehlenden lateralen Verknüpfung der Abflussbildungsprozesse ist es für das betrachtete Einzugsgebiet auch für die Prozessanalyse auf lokaler Skala nicht geeignet.

Eine Anwendbarkeit von TOPLATS für Szenarienanalysen ist aufgrund der extrem hohen Sensitivität einzelner Parameter fragwürdig.

Da das Modell neben der Wasserbilanz auch die Energiebilanz berechnet, benötigt es zusätzlich zu den Parametern des TOPMODELS viele weitere Eingabeparameter. Die extrem aufwendige Modellparametrisierung ist für nicht wissenschaftliche Nutzer nicht durchführbar, so dass eine Verwendung des Modells durch *Stakeholder* in Benin nicht denkbar ist.

Die Ausführungen haben gezeigt, dass das Modell aufgrund der genannten Aspekte für die Fragestellungen dieser Arbeit und die des IMPETUS-Projektes nicht geeignet ist.

9.4.2 SIMULAT-H

Das physikalisch-basierte Standortmodell SIMULAT wurde bisher nur in Deutschland angewendet (Kuhn 1998, Bormann 2001, Stephan 2003). Bei Verwendung eines geeigneten Regionalisierungskonzeptes ist es auch für regionale Simulationen anwendbar (Bormann 2001, Stephan 2003). Durch Modifikation des Modells in eine Hang-Version konnten in der vorliegenden Arbeit die dominanten Prozesse der Abflussbildung im Untersuchungsgebiet wiedergegeben werden. Der Vergleich des Konzeptmodells der Abflussbildung und der Simulationsergebnisse zeigt eine gute Übereinstimmung (vgl. Kapitel 6.4.3 und 7.6). Das Modell ist aufgrund des numerischen Schemas in der Lage, vollständig gesättigte Verhältnisse über längere Zeiträume zu simulieren, was für die korrekte Abbildung der Prozesse in *Inland-Valleys* von Bedeutung ist.

Die Validierung des Modells war in Bezug auf die Abflusssimulation gut bis zufrieden stellend. Größere Abweichungen zwischen simulierter und gemessener Abflussganglinie wurden bei Pegel 3 nur für das Jahr 2003 und für den Beginn der Abflussperiode beobachtet. Die schlechtere Wiedergabe der ersten Wochen des Abflussgeschehens in Wasserläufen mit saisonalen Abflüssen wurde auch in anderen Studien mit anderen Modellen bei gleichen Klimabedingungen beobachtet (Campling et al. 2002).

Die durch hydrochemische Messungen festgestellten Abflussanteile konnten vom Modell gut wiedergegeben werden. Die Validierung des Oberflächenabflusses zeigte für einige Ereignis-

se große Abweichungen, was v.a. durch Unsicherheiten in der Bestimmungsmethode des Oberflächenabflusses und der fehlenden Repräsentation der Abflusskonzentration im Wegenetz im Modell verursacht wurde. Die Bodenwasserdynamik wurde zufrieden stellend simuliert. Somit kann das Modell für die Anwendung im Bereich der Prozessanalyse auf der lokalen Skala für die Region als geeignet beurteilt werden.

Eine Übertragung auf die regionale Skala ist derzeit jedoch aufgrund der schlechten Datenbasis bezüglich Bodendaten schwierig. Die Sensitivitätsanalysen haben gezeigt, dass das Modell relativ sensitiv auf Verringerung des gesättigten Wassergehalts reagiert. Somit ist eine korrekte Parametrisierung des Bodens für die Wiedergabe der Prozesse notwendig. Für eine regionale Anwendung wäre somit eine Verbesserung der regionalen Bodendaten notwendig. Dies wird derzeit im Rahmen des IMPETUS-Projektes durchgeführt. Insgesamt wäre jedoch eine Parametrisierung des Modells auf der regionalen Skala sehr aufwendig.

Aufgrund der physikalischen Bedeutung der Parameter ist das Modell auch für Szenarienanalysen gut geeignet. Somit ist es z.B. für die Simulation von Landnutzungsszenarien auf der lokalen Skala (*hot spot*-Szenarien) nutzbar. Die gute Wiedergabe des Abflusses in niederschlagsarmen (2001) und niederschlagsreichen (2002) Jahren zeigt, dass das Modell auch bei variablen Niederschlagsbedingungen einsetzbar ist. Somit ist das Modell auch zur Simulation von Klimaszenarien nutzbar. Der Einsatz für die integrierte Modellierung ist ebenfalls denkbar, z.B. für die Simulation der Nutzung der *Inland-Valleys* für Reis- oder Gemüseanbau in Kopplung mit einem Pflanzenproduktionsmodell.

Die Nutzung des Modells von nicht-wissenschaftlichen Anwendern ist allerdings nicht vorstellbar, da die Parametrisierung eine ausreichende Expertise erfordert.

Somit kann das Modell abschließend als geeignet für lokale Prozessmodellierung und die Modellierung von Szenarien in der Region, allerdings als nicht für *Stakeholder* nutzbar bewertet werden.

9.4.3 UHP

Die Arbeiten von Bormann & Dieckkrüger (2003b) und (2004) zeigen, dass das konzeptionelle Modell UHP nach Kalibrierung die Abflusssdynamik und Abflussmenge für längere Zeiträume auf der regionalen Skala gut wiedergibt. Die Modellierung auf der lokalen Skala ergab für die Validierung von Tageswerten meist zufrieden stellende Ergebnisse. Aufgrund des räumlich konzentrierten Modellkonzeptes ist es jedoch für kleinräumlich differenzierte Prozessanalysen nicht verwendbar. Das Modell zeigte in der Unsicherheitsanalyse (vgl. Kapitel 8.1) eine

relativ geringe parameterbedingte Unsicherheit, was für die Übertragung auf andere Regionen und für die Simulation von Szenarien von Vorteil ist.

Wie bereits in Kapitel 8.2.3 erläutert wurde, stellt das in UHP integrierte *Curve Number*-Verfahren einen empirischen Ansatz dar, der in den Vereinigten Staaten entwickelt wurde, so dass die Übertragbarkeit dieses Ansatzes auf andere Regionen und Zeiträume hinterfragt werden sollte. Die Übertragbarkeit auf die Untersuchungsregion wurde bereits von Bormann & Diekkrüger (2003b) belegt. Bormann & Diekkrüger (2004) untersuchten auch die Eignung des Modells für die Simulation von Szenarien, indem sie zwei Klimaszenarien berechneten: Szenario A: Verringerung der Niederschläge um 10 % für jedes Ereignis; Szenario B: Verkürzung der Regenzeit um die letzten 10 % des Niederschlags. Vor allem Szenario A hatte eine deutliche Verringerung des Abflusses zur Folge. Weitere Konsequenzen sind die Verminderung der Grundwasserneubildung und die Verkürzung der Vegetationsperiode. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass das Modell für die Berechnung von Szenarien geeignet ist. Allerdings wurden keine Szenarien der Landnutzungsveränderung oder Bodendegradierung berechnet, die im Gegensatz zum physikalisch-basierten Modell SIMULAT-H bei UHP schwieriger zu quantifizieren sind. Veränderungen in der Landnutzung müssten durch Änderung der *Curve Number* ausgedrückt werden. Verschlammung oder Verdichtung des Bodens müssten ebenfalls über die *Curve Number* reguliert werden. Bei Verringerung der Bodenmächtigkeit durch Bodenerosion kann ein geringerer Bodenspeicher angenommen werden.

Zur Zeit wird im Rahmen des IMPETUS-Projektes an einer rasterbasierten Version des Modells gearbeitet, die dann besser für eine Modellkopplung geeignet ist, da sie die Rasterinformationen der Landnutzung und der Klimaszenarien besser integrieren kann.

Aufgrund der wenigen Modelleingabeparameter des einfachen konzeptionellen Ansatzes ist das UHP-Modell auch für Anwender außerhalb der Wissenschaft geeignet. Durch die Erweiterung des Modells um ein benutzerfreundliches GIS-Interface könnte UHP zu einem einfach zu bedienenden Tool für *Stakeholder* in Benin (z.B. Direction de l'Hydraulique) werden.

Die Ausführungen haben gezeigt, dass das Modell für lokale und regionale Simulationen des Wasserhaushaltes und auch für die Modellierung von Klimaszenarien verwendbar ist. Die Anwendbarkeit des Modells zur Ermittlung der Änderung des Wasserhaushaltes durch Landnutzungsänderung oder Bodendegradierung muss noch überprüft werden.

9.5 Ausblick

Die Arbeit hat deutlich gemacht, dass durch angepasste Modellkonzepte eine erfolgreiche Simulation des Wasserkreislaufes im tropischen Westafrika auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen möglich ist.

Die Nutzbarkeit der vorgestellten Modellkonzepte SIMULAT-H und UHP für das Einzugsgebietsmanagement ist in Abhängigkeit von der Skala und Fragestellung zu sehen. Die Verwendung des Modells SIMULAT-H ist v.a. für die Modellierung von *hot-spot*-Szenarien auf der lokalen Skala denkbar, wie z.B. die Szenarienrechnung der Ausweitung der Agrarproduktion in den *Inland-Valleys* in Kopplung mit einem Pflanzenproduktionsmodell. Es könnte somit zur Lösung des Problemkomplexes Ernährungssicherung beitragen, der derzeit im Rahmen des IMPETUS-Projektes bearbeitet wird. Des Weiteren ist auch die Simulation des Einflusses von Landnutzungs- oder Klimaänderungen auf den lokalen Wasserhaushalt und die Wasserverfügbarkeit durch entsprechende Szenarien mit dem Modell SIMULAT-H möglich. Dies könnte ohne Modellkopplung über Verwendung der Ergebnisse der berechneten Klima- bzw. Landnutzungsszenarien der IMPETUS-Arbeitsgruppen Meteorologie bzw. Fernerkundung erfolgen.

Das Modell UHP kann auf regionaler Skala zur Berechnung der zukünftigen Wasserverfügbarkeit im Ouémé-Einzugsgebiet für unterschiedliche Szenarien eingesetzt werden. Eine Kopplung mit einem hydrogeologischen Modell ist hierbei sinnvoll, da v.a. im ländlichen Raum die Wasserversorgung durch Grundwasser (Brunnen, Pumpen) erfolgt. Durch Verwendung beider Modelle könnte sowohl die Oberflächen- als auch die Grundwasserverfügbarkeit und die Grundwasserstände im Ouémé-Einzugsgebiet für verschiedene Szenarien berechnet werden.

In einer rasterbasierten Version könnte das Modell UHP in Kopplung mit einem Pflanzenwachstumsmodell durch die Simulation von Szenarien die mögliche Entwicklung des Wasserhaushaltes und der Agrarproduktion im HVO berechnen. Zur Bearbeitung der verschiedenen Problemkomplexe sind allerdings zusätzliche Modelle für die Szenarienberechnungen notwendig (Agrarsektormodell, Bodenerosions- und Stofftransportmodell etc.), die derzeit von verschiedenen Teilprojekten des IMPETUS-Projektes bearbeitet werden. Diese Szenarienberechnungen bilden die Grundlage für ein mögliches Einzugsgebietsmanagement, welches Auswirkungen der globalen, regionalen und lokalen Umweltveränderungen auf Wasserquantität und -qualität, Bodendegradation und schließlich Ernährungssicherung der Bevölkerung betrachten.

10. Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit stellt die Analyse der hydrologischen Prozesse in einem kleinen Einzugsgebiet der sub-humiden Savannenzone Benins dar. Die Arbeit ist in das IMPETUS-Projekt integriert, das den Einfluss globaler Umweltveränderungen auf den Wasserkreislauf Westafrikas am Beispiel der Einzugsgebiete des Drâa in Marokko und des Ouémé in Benin untersucht. Zur Analyse der lokalen hydrologischen Prozesse wurde in der Untersuchungsregion in Benin ein repräsentatives Einzugsgebiet, das Aguima-Einzugsgebiet (ca. 30 km²), ausgewählt, in dem die lokalen Untersuchungen des Projektes durchgeführt werden. Im Aguima-Gebiet wurden im Rahmen dieser Arbeit mehrere Messstationen eingerichtet, an denen die Bodenwasserdynamik, das Klima sowie die Durchflüsse an den periodisch durchflossenen Gerinnen zeitlich hoch aufgelöst erfasst werden. Zusätzlich wurden zahlreiche bodenphysikalische Messungen durchgeführt und die Infiltrationseigenschaften der Böden untersucht. Um den Einfluss der Landnutzung auf die Abflussbildungsprozesse zu bestimmen, wurden zwei Teileinzugsgebiete des Aguimas mit unterschiedlicher Landnutzung (oberer Aguima: vorwiegend natürliche Vegetation, oberer Niaou: vorwiegend landwirtschaftlich genutzt) intensiver untersucht.

Die Ergebnisse der Messungen zeigen, dass im Einzugsgebiet laterale Abflussprozesse dominieren. Dies wird v.a. durch geringere Durchlässigkeiten des Unterbodens der terrestrischen Böden (Lixisol/Acrisol und Plinthosol) hervorgerufen. Im Oberboden ist die Permeabilität stark von der Landnutzung abhängig. Auf Feldflächen wurden deutlich geringere K_{sat} -Werte bei in-situ-Messungen festgestellt, als auf Flächen mit natürlicher Vegetation. Oberflächenabfluss spielt somit nur im Bereich landwirtschaftlicher Nutzflächen eine Rolle. Der Oberflächenabfluss reinfiltriert jedoch meist am Rand der *Inland-Valleys*, da hier stark sandige Gleysols mit hohen Durchlässigkeiten vorherrschen.

Zusätzlich zu den Feldmessungen wurde in der Arbeit auch die Anwendbarkeit verschiedener hydrologischer Modelle für die Prozessanalyse und zur Quantifizierung des Wasserkreislaufes getestet. Die Modelle sind für die im IMPETUS-Projekt geplanten Simulationen von Zukunftsszenarien möglicher Umweltveränderungen im Untersuchungsgebiet von Bedeutung. Da bisher nur wenige Studien über hydrologische Modellierung in den Tropen veröffentlicht wurden, wurden drei verschiedene Modellkonzepte auf ihre Anwendbarkeit in der Region untersucht. Das Modell TOPLATS (Famiglietti et al. 1992), welches lokale und vertikale Prozesse durch eine Kombination lokaler SVATs mit dem TOPMODEL-Ansatz simuliert, konnte im Untersuchungsgebiet nicht zufrieden stellend angewendet werden. Es zeigte sich bei der Abflusssimulation eine starke Überschätzung des Sättigungsflächenabflusses, was durch

den TOPMODEL-Ansatz hervorgerufen wird. Des Weiteren wurde das physikalisch-basierte Standortmodell SIMULAT (Diekkrüger 1996) in einer modifizierten Hang-Version (SIMULAT-H) angewendet. Mit diesem Modell konnten zufrieden stellende bis gute Ergebnisse bei der Simulation des Abflusses, der Bodenwasserdynamik und der Abflussanteile erzielt werden. Zusätzlich wurde das konzeptionelle Modell UHP getestet, das bereits bei regionalen Simulationen im oberen Ouémé-Gebiet von Bormann & Diekkrüger (2003b) und (2004) erfolgreich angewendet wurde. Die lokalen Simulationen im Aguima-Gebiet mit UHP waren zufrieden stellend.

Die Untersuchungen zeigen, dass durch angepasste Modellkonzepte eine erfolgreiche Simulation des Wasserkreislaufes im tropischen Westafrika auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen möglich ist. Die Modellkonzepte SIMULAT-H und UHP können abhängig von der Fragestellung und der Skala für zukünftige Szenarienberechnungen des IMPETUS-Projektes eingesetzt werden.

11. Abstract

The objective of this study is to analyse the hydrological processes in a small catchment in the sub-humid savannah-zone of Benin. The study is integrated in the IMPETUS-Project which investigates the effects of global change on the water cycle in two catchments in West Africa: the Drâa in Morocco and the Ouémé in Benin. The investigations of hydrological processes on a local scale in Benin were carried out in a representative catchment, the Aguima catchment (30 km²). Here, discharge, soil water dynamics and climate were measured by automatic data loggers in a high temporal resolution. In addition soil physical properties and infiltration capacity were determined for all soil types in the investigation area. To analyse the effects of land use on hydrological processes two sub-catchments of the Aguima with different land use types were investigated in detail (upper Niaou: agricultural land use, upper Aguima: natural vegetation).

The results of the measurements have shown, that interflow is the dominant process in the investigation area. This is caused by the low permeability of the sub-soil horizons of the dominant soil types (Plinthosol and Lixisol/Acrisol). The permeability of the soil surface depends on the land use. On fields the saturated conductivity is considerably lower than on soils with natural vegetation. Consequently surface runoff represents an important process in the agricultural areas, but not in catchments with natural vegetation. If surface runoff occurs, it mostly reinfilters downslope in inland-valleys, which are characterised by sandy Gleysols with high permeability.

In addition to the hydrological measurements, different hydrological models were applied to test the suitability of these models for a hydrological process analysis and for the quantification of the water cycle. Hydrological models represent an important tool for the IMPETUS project overall to simulate future scenarios of global change effects on the water cycle and water availability. Only few models have been applied in the tropics up to now. Therefore the applicability of three different model concepts to the investigation area was tested in this study. The model TOPLATS (Famiglietti et al. 1992) combines local SVATs with the TOPMODEL concept in order to simulate vertical and lateral processes. Because of the overestimation of saturated overland flow, this model was not able to reproduce the processes and the water balance of the investigation area, which is due to the representation of the groundwater table by the TOPMODEL concept. In addition, the physically-based 1D-model SIMULAT (Diekkrüger 1996) was applied in a modified hillslope version (SIMULAT-H). With this model good simulation results could be attained in a multi-criteria validation (discharge, soil water dynamics and discharge components). Furthermore the conceptual

model UHP (Bormann & Diekkrüger 2003b and 2004), which has already been tested on a regional scale in Benin, was applied on a local scale in the Aguima catchment. The model was able to reproduce the water balance and the discharge of the investigated catchments.

The study demonstrates that adapted model concepts are capable to simulate the water cycle in tropical West Africa on different spatial and time scales. Depending on scale and objective, the model concepts SIMULAT-H and UHP can be used in the context of the IMPETUS project to simulate future scenarios of global change effects on the water cycle and the water availability.

12. Résumé

L'objectif de cette étude est d'évaluer les processus hydrologiques d'un petit bassin versant en zone sub-humide au Bénin. Le travail est effectué au sein du projet IMPETUS qui analyse les effets du changement global sur le cycle de l'eau dans deux bassins versants en Afrique de l'Ouest : le Drâa au Maroc et l'Ouémé au Bénin. Les études concernant les processus hydrologiques locales au Bénin sont effectuées dans un bassin versant représentatif: l'Aguima (30 km²). Ce bassin versant a été largement équipé d'instruments de mesure tels que des limnigraphes, des stations climatiques, des sondes TDR's et des tensiomètres. De plus, les propriétés physiques du sol et les taux d'infiltration ont été déterminés pour différents sols dans le bassin de l'Aguima. Les effets de l'occupation du sol sur le cycle de l'eau ont été analysés par une comparaison des processus hydrologiques des deux sous-bassins versants présentant des occupations de sol différentes (Niaou supérieure: agriculture et jachère, Aguima supérieure: végétation naturelle (savane et forêt)).

Les résultats de cette étude ont montrés que l'écoulement latéral domine dans la région à cause des perméabilités réduites des horizons inférieure des sols dominants (Plinthosols et Lixisols/Acrisols). A la surface la perméabilité dépend de l'occupation du sol. Sur les champs la conductivité saturée est fortement réduite par rapport à la surface avec végétation naturelle. Par conséquent les écoulements de surface dominant dans le bassin versant cultivé. Mais l'écoulement de surface se réinfiltre souvent au bas du versant dans les bas-fonds, qui sont caractérisés par des sols sableux avec une perméabilité élevée.

L'objectif secondaire de cette étude est d'examiner l'applicabilité des différents modèles hydrologiques pour une analyse des processus hydrologiques et pour une quantification des composants du cycle de l'eau dans la région d'étude. Dans le cadre du projet IMPETUS les modèles hydrologiques sont un outil indispensable pour simuler des conséquences possibles du changement global sur le cycle de l'eau et la disponibilité de l'eau avec différents scénarios. Comme il existe seulement quelques études concernant la modélisation hydrologique dans les zones tropicales, trois différents modèles ont été testés dans le but d'être appliqué à la région d'étude. Le model TOPLATS (Famiglietti et al. 1992) simule les processus verticaux et latéraux en combinant des SVATs locales avec le concept TOPMODEL. L'application de ce model n'était pas satisfaisante. Causé par le concept TOPMODEL le model simule une grande quantité de ruissellement de surface saturée, qui ne concorde pas avec les processus réels. En plus le 1d-model SIMULAT (Diekkrüger 1996) était appliqué dans une version modifiée pour simuler les processus hydrologiques des versants (SIMULAT-H). Ce model pouvait atteindre des bons résultats pour la simulation du

débit, de la dynamique de l'eau dans le sol et des composants du débit. Le troisième modèle appliqué dans la région d'étude a été un modèle conceptuel UHP, qui était déjà employé pour la simulation hydrologique en échelle régionale (Bormann & Diekkrüger 2003b et 2004). Les simulations à l'échelle locale dans le bassin versant de l'Aguima se sont révélées satisfaisantes avec ce modèle.

Les études présentées ont montrées que des modèles adaptés sont applicables pour une simulation de cycle de l'eau dans la zone de l'Afrique de l'Ouest tropicale en échelles spatio-temporelles différentes. Les modèles SIMULAT-H et UHP seront des outils pouvant être employés pour simuler des scénarios dans le cadre du projet IMPETUS.

13. Literaturverzeichnis

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., Connell, P.E. & J. Rasmussen (1986): An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, 'SHE', 1. History and philosophy of a physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87, S. 45 – 59.
- Abraham, N. & K.N. Tiwari (1999): Modeling hydrological processes in hillslope watershed of humid tropics. *Journal of irrigation and drainage engineering*, S. 203 – 211.
- Acres, B.D., Blair Rains, A., King, R.B., Lawton, R.M., Mitchell, A.J.B. & L.J. Rackham (1985): African dambos: their distribution, characteristics and use. *Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl.-Bd. 52*, S. 63 – 86.
- Adams, W.M., Goudie, A.S. & A.R. Orme (1996.): *The Physical Geography of Africa*. Oxford University Press, 429 S.
- AG Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Schweizerbarth Verlag Stuttgart, 392 S.
- Andersen, J., Refsgaard, J.C. & K.H. Jensen (2001): Distributed hydrological modelling of the Senegal river basin – model construction and validation. *Journal of Hydrology* 247, S. 200 – 214.
- Anderson, M.G. & T.B. Burt (1990a): Process studies in hillslope hydrology: an overview. In: Anderson, M.G. & T.B. Burt (Hrsg.): *Process studies in hillslope hydrology*, S. 1 – 8.
- Anderson, M.G. & T.B. Burt (1990b): Subsurface runoff. In: Anderson, M.G. & T.B. Burt (Hrsg.): *Process studies in hillslope hydrology*, S. 365 – 400.
- Anhuf, D. & P. Frankenberg (1991): Die naturnahen Vegetationszonen Westafrikas. *Die Erde* 122, S. 243 – 265.
- Anhuf, D. (1994): Satellitengestützte Vegetationsklassifikation der Côte d'Ivoire. *Mannheimer Geographische Arbeiten* 45, 190 S.
- Arnold, J.G., Allen, P.M. & G. Bernhardt (1993): A comprehensive surface groundwater model. *Journal of Hydrology* 142, S. 47 – 69.
- Arnold, J.G., Williams, J.R., Srinivasan, R., King, K.W. & R.H. Griggs (1995): *SWAT - Soil and Water Assessment Tool: Draft Users Manual*, USDA-ARS, Temple, TX.

- Assigbé, P. & V.J. Mama (1993): Les recherches sur la mise en valeur des bas-fonds au Bénin. In : Jamin, J.Y., Andriessse, W., Thoimbiano, L. & P.N. Windmeijer: Inland Valley Research in Sub-Saharan Africa. Priorities for a Regional Consortium. Proceedings of the 1st Annual Workshop of the Inland Valley Consortium WARADA, Bouaké, June 8-10. 1993, S. 27 – 35.
- Ayra, L.M., Dierolf, T.S., Sofyan, A., Widjaja-Adhi, I.P.G. & M.T. van Genuchten (1999): Significance of macroporosity and hydrology for soil management and sustainability of agricultural production in a humid-tropical environment. *Soil Science* 164, S. 586 – 601.
- Bahrenberg, G., Giese, E. & J. Nipper (1990): *Statistische Methoden in der Geographie*, Band 1, univariate und bivariate Statistik. Teubner, Stuttgart, 233 S.
- Balek, J. & J.E. Perry (1973): Hydrology of seasonally inundated African headwater swamps. *Journal of Hydrology* 19, S. 227 – 249.
- Band, L.E., Vertessy, R. & R.B. Lammers (1995): The effect of different terrain representations and resolution on simulated watershed processes. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 101, S. 187 – 199.
- Bauer, F. (2004): Transportvorgänge in der ungesättigten Bodenzone (IMEPTUS-Testfeld Aguima, Benin, Westafrika). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geologisches Institut der Universität Bonn, 116 S.
- Baumgartner, A. & H.-J. Liebscher (1996): *Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie*, Lehrbuch der Hydrologie, Band 1. Gebrüder Bornträger Berlin, Stuttgart, 694 S.
- Bergström, S. (1995): The HBV Model. In: Singh, V.P. (Hrsg.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications. S.443 – 476.
- Beven, K. J. (1982): On subsurface stormflow, an analysis of response times. *Hydrological Science Journal* 27, S. 505 – 521.
- Beven, K.J. (1989): Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models. *Journal of Hydrology* 105, S. 157 – 172.
- Beven, K.J. (2001): *Rainfall-Runoff Modelling - The Primer*. Wiley Chichester, 360 S.
- Beven, K.J. & P.F. Germann (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research* 18, S. 1311 – 1325.

- Beven, K.J. & M.J. Kirkby (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrologic Science Bulletin* 24(1), S. 43 – 69.
- Bogena, H. (2001): Analyzing and modelling solute and sediment transport at different spatial and temporal scales. A case study of the catchment of the Wahnbach River, Germany. Dissertation Bonn, 182 S. Abrufbar unter: http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2001/bogena_hey
- Bonell, M., Gilmour, D.A. & D.S. Cassels (1983): Vertical soil water movement in a tropical rainforest catchment in north-east Queensland. *Earth Surf. Processes Landf.* 8, S. 253 – 272.
- Bonnell, M. & J. Balek (1993): Recent Scientific Developments and Research Needs in Hydrological Processes of the Humid Tropics. In: Bonell, M., Hufschmidt, M.M. & J.S. Gladwell (Hrsg.): *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, S. 167 – 260.
- Bormann, H. (2001): Hochskalieren prozeßorientierter Wassertransportmodelle – Methoden und Grenzen. Dissertation Bonn, Herbert Utz Verlag. München, 181 S.
- Bormann, H. & B. Diekkrüger (2003a): Possibilities and limitations of regional hydrological models applied within an environmental change study in Benin (West Africa), *Physics and Chemistry of the Earth* 28 (33-36), S. 1323 – 1332.
- Bormann, H. & B. Diekkrüger (2003b): Analyse der Unsicherheiten bei der hydrologischen Modellierung im Benin (West Afrika) im Rahmen des IMPETUS-Projektes. In: Hennrich, K., Rode, M. & A. Bronstert (Hrsg.): 6. Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie – Flussgebietsmanagement. Kassel University Press, S. 105 – 118.
- Bormann & Diekkrüger (2004): A conceptual, regional hydrological model for Benin (West Africa): Validation, uncertainty assessment and assessment of applicability for environmental change analyses. *Physics and Chemistry of the Earth*, im Druck.
- Brasington, J., El-Hames, A. & K. Richards (1998): Hydrological Modelling in Humid Tropical Catchments. In: Harper, D. & T. Brown (Hrsg.): *The Sustainable Management of Tropical Catchments*. Wiley Chichester, S. 313 – 336.
- Bremer, H. (1995): *Boden und Relief in den Tropen: Grundvorstellung und Datenbank. Relief, Boden, Paläoklima* 11. Gebrüder Bornträger Berlin, Stuttgart, 324 S.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe* 46, 192 S.

- Bronstert, A., Niehoff, D. & G. Bürger (2002): Effects of climate and land use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. *Hydrological Processes* 16(2), S. 509-529.
- Brooks, R.H. & A.T. Corey (1964): Hydraulic properties of porous media. In: *Hydrology Paper 3*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, S. 22 - 27.
- Bruijnzeel, L.A. (1990): *Hydrology of Moist Tropical Forests and Effects of Conversion: A State of Knowledge Review*. UNESCO IHP, Humid Tropics Programme, Paris.
- Bruneau, P., Gascuel-Oudou, C., Robin, P., Merot, P. & K. Beven (1995): Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data. *Hydrological Processes* 9, S. 69 – 81.
- Bullok, A. (1992): The role of dambos in determining river flow regimes in Zimbabwe. *Journal of Hydrology* 134, S. 349 – 372.
- Burdine, N.T. (1953): Relative permeability calculation from size distribution data. *Trans. AIME* 198, S. 71 – 78.
- Calder, I.R. (1992): Hydrologic effects of land use change. In: Maidment, D.R. (Hrsg.): *Handbook of Hydrology*, S. 13.1 – 13.50.
- Campling, R., Gobin, A., Beven, K. & J. Feyen (2002): Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes* 16, S. 231 – 253.
- Chappell, N.A., Franks, S.W. & J. Larenus (1998): Multi-scale permeability estimation for a tropical catchment. *Hydrological Processes* 12, S. 1507 – 1523.
- Chevallier, P., Planchon, O. & J.-M. Lapetite (1990): Le fonctionnement hydrologique du bassin versant. In: Equipe HYPERBAV (Hrsg.): *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide*. Editions de l'ORSTOM, S. 207 – 223.
- Chevallier, P. & O. Planchon (1993): Hydrological processes in a small humid savanna basin. *Journal of Hydrology* 151, S. 173 – 191.
- Cosgrove, W.J. & F.R. Rijsberman (2000): *World Water Vision. Making Water Everybody's Business*. World Water Council, 108 S.

- Cournac, L., Dubois, M.-A., Chave, J. & B. Riéra (2002): Fast determination of light availability and leaf area index in tropical forests. *Journal of Tropical Ecology* 18, S. 295 – 302.
- Cronshey, R.G. & F.D. Theurer (1998): AnnAGNPS – Non-Point Pollutant Loading Model. Proceedings First Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, 19 – 23 April 1998, Las Vegas, NV, 8 S.
- Davie, T. (2003): *Fundamentals of Hydrology*. Routledge London, 169 S.
- Davis, S.H., Vertessy, R.A., Dunkerley, D.L. & R.G. Mein (1996): The influence of scale on the measurement of saturated hydraulic conductivity in a forest soil. 23rd Hydrology and Water Resources Symposium, Hobart Australia 21-24 May, S. 103 – 108.
- Davis, S.H.; Vertessy, R.A. & R.P. Silberstein (1999): The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. *Hydrological Processes* 13, S. 677 – 688.
- Deardorff, J.W. (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research* 83, S. 1889 – 1903.
- De Candappa, D. & J. Soria Ugalde (2002): Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamique des sols non saturés. Rapport Interne, Laboratoire d'étude des Transfert en Hydrologie et Environnement. LTHE, Grenoble, 83 S.
- de Roo, A.D.J. (1993): Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using geographical information systems, Validity and applicability of the "ANSWERS" model in two catchments in the loess area of South Limburg (the Netherlands) and one in Deven (UK). *Netherlands Geographical Studies* 157, 304 S.
- de Roo, A.D.J. (1994): LISEM: a new physically-based hydrological and soil erosion model in a GIS-environment - Theory and implementation. In: Olive, R.J. & J.A. Kesby (Hrsg.): *Variability in stream erosion and sediment transport*. IAHS 224, S. 439 – 448.
- de Wasseige, C., Bastin, D. & P. Defourny (2003): Seasonal variation of tropical forest LAI based on field measurements in Central African Republic. *Agricultural and Forest Meteorology* 119, S. 181 – 194.
- Dieckkrüger, B. (1992): Standort und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. *Landschaftsökologie und Umweltforschung* 19, 159 S.

- Dieckkrüger, B. (1996): SIMULAT – Ein Modellsystem zur Berechnung der Wasser- und Stoffdynamik landwirtschaftlich genutzter Standorte. In: Richter, O., Söndgerath, D. & B. Dieckkrüger (Hrsg.): Sonderforschungsbereich 179. Wasser- und Stoffdynamik in Agrarökosystemen. Abschlußbericht Band 1. Landschaftsökologie und Umweltforschung 24, S. 30 – 47.
- Dieckkrüger, B. (1997): Systemhandbuch und Benutzerhandbuch für SIMLUAT 2.30a und Demonstrat 2.30a. Unveröffentlichtes Handbuch, Bonn.
- Dieckkrüger, B. & M. Arning (1995): Simulation of water fluxes using different methods for estimating soil parameters. *Ecological Modelling* 81, S. 83 – 95.
- Dieckkrüger, B., Bormann, H., Faß, T., Giertz, S., Junge, B., Reichert, B. & A. Skowronek (2002): Soil water dynamics, surface runoff, groundwater recharge and soil degradation on local and regional scale. In: GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH (Hrsg.): GLOWA – German Programme on Global Change in the Hydrological Cycle. Status Report, S. 72 – 75.
- Dickinson, R.E. (1984): Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Hansen, J.E. & T. Takahashi (Hrsg.): *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophys. Monogr. Ser. 29, S. 58 – 72.
- Döll, P., Kaspar, F. & B. Lehner (2003): A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *Journal of Hydrology* 270, S. 105 – 134.
- Doevenspeck (2004): Migration im ländlichen Benin. Sozialgeographische Untersuchungen an einer afrikanischen Frontier. Dissertation Universität Bayreuth.
- Drayton, R.S., Kidd, C.H.R., Mandeville, A.N. & J.B. Miller (1980): A regional analysis of river floods and low flows in Malawi. Institute of Hydrology, Report No. 72. Wallingford, UK, 77 S.
- Dyck & Peschke (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen Berlin, 536 S.
- Eagleson, P.S. (1978): Climate, soil and vegetation 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. *Water Resources Research* 14, S. 722 – 730.
- Eldridge, D.J. (1994): Nests of ants and termites influence infiltration in a semi-arid woodland. *Pedobiologia* 38, S. 481 – 492.

- Elsenbeer, H. (2001): Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soils – review. *Hydrological Processes* 15, S. 1751 – 1759.
- Elsenbeer, H., Cassel, K. & J. Castro (1992): Spatial Analysis of Soil Hydraulic Conductivity in a Tropical Rain Forest Catchment. *Water Resources Research* 28, S. 3201 – 3214.
- Elsenbeer, H. & A. Lack (1996): Hydrometric and hydrochemical evidence for fast flowpaths at La Cuenca, Western Amazonia. *Journal of Hydrology* 180, S. 237 – 250.
- Elsenbeer, H. & R. A. Vertessy (2000): Stormflow generation and flowpath characteristics in an Amazonian rainforest catchment. *Hydrological Processes* 14, S. 2367 – 2381.
- Equipe HYPERBAV (1990) (Hrsg.): Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Editions de l'ORSTOM. Paris, 307 S.
- Fairchild, J. & P. Leymarie (1991): Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research* 27 (3), 709 – 717.
- Famiglietti, J.S., Sivapalan, M., Thongs, D.J. & E.F. Wood (1992): A catchment scale water balance model for FIFE. *Journal of Geophysical Research* 91, S. 18997 – 19007.
- Famiglietti, J.S. & E.F. Wood (1994a): Multiscale modelling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research* 30, S. 3061 – 3078.
- Famiglietti, J.S. & E.F. Wood (1994b): Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie. *Water Resources Research* 30, 3079 – 3093.
- FAO (1998): Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Abrufbar unter: <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>
- Fass (2004): Hydrogeologie im Aguima-Einzugsgebiet, Benin, West Afrika. Dissertation Bonn. Abrufbar unter: http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2004/fass_thorsten
- Faure, P. (1977): Carte pédologique de Reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1 : 200,000 : Feuille Djougou, ORSTOM, Notice explicative no. 66 (4), 49 S.
- Faure, P. & B. Volkhoff (1998): Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa). *Catena* 32, S. 281 – 306.

- Faust, D. (1991): Die Böden der Monts Kabyè (N-Togo). Eigenschaften, Genese und Aspekte ihrer agrarischen Nutzung. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten D 13, 174 S.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J. & H. Zaradny (1978): Simulation of field water use and crop yield. Simulations Monograph, Pudoc Wageningen.
- Feyen, J., Belmans, C. & D. Hillel (1980): Comparison between measured and simulated plant water potential during soil water extraction by potted ryegrass. Soil Science 129, S. 180 – 185.
- Fölster, H. (1978): Bodenhydrologische Grundlagen der Bodenentwicklung in den feuchten Tropen Nigerias. In: Geomethodica 3, S. 137 – 170.
- Fölster (1983): Bodenkunde – Westafrika (Nigeria, Kamerun). Bodengesellschaften Berlin – Stuttgart, 101 S.
- Fritsch, E., Chevallier, P. & J.-L. Janeau (1990): Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In: Equipe HYPERBAV (Hrsg.): Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Editions de l'ORSTOM. Paris, S. 185 – 206.
- Gaiser, T., Krol, M., Frischkorn, H. & J.C. de Araújo (Hrsg.) (2003): Global Change and Regional Impacts: Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil. Springer Berlin Heidelberg, 428 S.
- Garbrecht, J. & L.W. Martz (1997): TOPAZ: An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation and subcatchment parameterization. TOPAZ user manual. U.S. Department of Agriculture, ARS Publication GRL 97 (4), El Reno, Oklahoma, 119 S.
- Germann, P.F. (1981): Untersuchungen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 51, ETH Zürich, 135 S.
- Germann, P.F. (1986): Rapid drainage response to precipitation. Hydrological Processes 1, S. 3 – 14.
- Giertz, S. & B. Diekkrüger (2003): Analysis of the hydrological processes in a small headwater catchment in Benin (West Africa). Physics and Chemistry of the Earth 28, S. 1333-1341.

- Goudie, A.S. (1996): The Geomorphology of the Seasonal Tropics. In: Adams, W.M., Goudie, A.S. & A.R. Orme (Hrsg.): The Physical Geography of Africa. Oxford University Press, S. 148 – 160.
- Grayson, R.B., Moore, I.D. & McMahon, T.A. (1992): Physically based hydrologic modelling. 2. Is the concept realistic? Water Resources Research 26, S. 2659 – 2666.
- Green, A.A. (1979): La végétation du Parc National de la Pendjari et des régions avoisinantes. Développement des parcs nationaux. FAO/PNUP, documents de travail 8, Cotonou.
- Grunert, J., Mund J.-P. & T. Christ (2000): Bas-Fonds, Dambos und Inland-Valleys – Vergleich und Systematisierung unterschiedlicher Definitionen von Talböden des tropischen Afrikas. In: Freiburger Geographische Hefte, H. 60, S. 29 – 46.
- Grunwald, S. (1997): GIS-gestützte Modellierung des Landschaftswasser- und Stoffhaushaltes mit dem Modell AGNPSm. Boden und Landschaft 14, 170 S.
- Halm, D. (2000): Soil Water Balance in the Semiarid Northeast of Brazil – Characterisation, Simulation, Evaluation, and Comparison of Hydrological Properties and Processes in Representative Soils of the Picos Region, Piauí. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte 55, 205 S.
- Hartge, K. H. & R. Horn (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. Enke Verlag, Stuttgart, 175 S.
- Hartge & Horn (1999): Einführung in die Bodenphysik. Enke Verlag Stuttgart, 304 S.
- Hettig, F. (2002): Haushaltsökonomie und soziale Organisation in Zentralbenin am Beispiel des Dorfes Doguè, Ouémé Region. Unveröffentlichte Magisterarbeit Köln, 86 S. Abrufbar unter: http://www.impetus.uni-koeln.de/content/a5/ma_hettig.pdf
- Higy, C. & A. Musy (2000): Digital terrain analysis of the Haute-Mentue catchment and scale effects for hydrological modelling with TOPMODEL. Hydrology & Earth System Sciences 4, S. 225 – 237.
- Hornung, U. & W. Messing (1984): Poröse Medien: Methoden und Simulation. Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten, 160 S.
- Horton R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans Amer. Geophys. Un. 14, S. 433 – 460.

- Hughes, D. & V. Smakhtin (1998): Simulating the impacts of land-use change on streamflow time series for southern African rivers. In: Servat, E., Hughes, D., Fritsch, J.-M. & M. Hulme (Hrsg.): *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century*. IAHS Publication 252. S. 419 – 428.
- Hutchinson, M.F. (1988): Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Third International Symposium on Spatial Data Handling, Sydney. Columbus, Ohio: International Geographical Union.
- IGN (1978): République populaire du Bénin – Carte topographique 1:50 000, Feuille Djougou 2b.
- IMPETUS (1999): Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flußeinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen. Band 1. Unveröffentlichter Projektantrag.
- IMPETUS (2001): Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flußeinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen. Erster Zwischenbericht. Abrufbar unter: <http://www.uni-koeln.de/globaler-wandel/impetus/oeffentliches/ZB2000/zwischenbericht2000.pdf>
- IMPETUS (2002): Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flußeinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen. Zweiter Zwischenbericht. Abrufbar unter: <http://www.uni-koeln.de/globaler-wandel/impetus/oeffentliches/ZB2001/zwischenbericht2001.pdf>
- IMPETUS (2003): Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flußeinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen. Dritter Zwischenbericht. Abrufbar unter: <http://www.uni-koeln.de/globaler-wandel/impetus/oeffentliches/ZB2002/zwischenbericht2002.pdf>
- INSAE (2003): Recensement général de la population et de l'habitation de février 2002. Résultats Provisoires, Cotonou.
- ISS Working Group RB (1998a): World Reference Base for Soil Resources: Introduction. Acco, Leuven, 165 S.
- ISS Working Group RB (1998b): World Reference Base for Soil Resources: Atlas. Acco, Leuven, 79 S.
- Janssen, P.H.M & P.S.C. Heuberger (1995): Calibration of process-oriented models. *Ecological Modelling* 83, S. 55 – 66.

- Jenkins, G.S., Adamou, G. & S. Fongang (2002): The challenges of modelling climate variability and change in West Africa. *Climatic Change* 52, S. 263 – 286.
- Jetten, V.G. (1995): Modelling the Effects of Logging on the Water Balance of a Tropical Rain Forest. A Study in Guyana. *Tropenbos Series* 6, 196 S.
- Judex, M. (2003): Analyse und Erklärung der Landbedeckungs- und Landnutzungsänderung im Upper Oueme Catchment (Benin, Westafrika) durch die Verknüpfung von LANDSAT-Daten mit sozioökonomischen Daten. Unveröffentlichte Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Bonn, 104 S. Abrufbar unter: http://www.rsr.uni-bonn.de/RSRGwww/Deutsch/Diplomarbeiten/Judex_Diplomarbeit_2003.pdf
- Junge (2004): Die Böden im oberen Ouémé-Einzugsgebiet: Pedogenese, Klassifikation, Nutzung und Degradierung. Dissertation Bonn. Abrufbar unter: http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/landw_fak/2004/junge_birte/index.htm
- Kamara, S.I. (1986): The origins and types of rainfall in West Africa. *Weather* 41 (2), S. 48 – 56.
- Klemes, V. (1986): Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31, S. 13 – 24.
- Knapp, R. (1973): Die Vegetation von Afrika unter Berücksichtigung von Umwelt, Entwicklung, Wirtschaft, Agrar- und Forstgeographie. Fischer Verlag, Stuttgart, 626 S.
- Koch, H. (2001): Hydrologische Simulation des Aguimo-Einzugsgebietes, Benin. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bonn, 119 S.
- Köhn, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse III: Ein neuer Pipettapparat. *Zeitschr. Pflanzenernähr. Düngung Bodenk.* 11, S. 50 – 54.
- Köppen, W.P. und R. Geiger (1961): *Klimate der Erde*. Perthes, Darmstadt.
- Kuhn, M. (1998): Untersuchungen zur Auswirkung der Variabilität von Bodeneigenschaften auf die Wasserflüsse – Feldversuch und Simulation. *Landschaftsökologie und Umweltforschung* 31, 173 S.
- Kunstmann, H. & G. Jung (2003): Investigation of feedback mechanisms between soil moisture, land use and precipitation in West Africa. In : Franks, S., Blöschl, G., Kumagai, M., Musiaka, K. & D. Rosbjerg (Hrsg.): *Water Resources Systems – Water Availability and Global Change*. IAHS Publication 280, S. 149 – 159.

- Lal, R. (1981): Deforestation of Tropical Rainforest and Hydrological Problems. In: R. Lal & E.W. Russell (Hrsg.): Tropical Agricultural Hydrology, S. 131 – 140.
- Lal, R. (1988): Effects of Macrofauna on Soil Properties in Tropical Ecosystems. Agriculture, Ecosystems and Environment 24, S. 101 – 116.
- Lamb, P.J. & R.A. Pepler (1991): West Africa. In: Glantz, M., Katz, R.W. & N. Nicholls (Hrsg.): Teleconnections linking worldwide climate anomalies, S. 121 – 188.
- Lange, F.-M., Halm, D. & T. Gaiser (2003): Seepage and Groundwater Recharge in Sandy/Loamy Chapada Soils of the Picos Region, Piauí. In: Gaiser, T., Krol, M., Frischkorn, H. & J.C. de Araújo (Hrsg.): Global Change and Regional Impacts: Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil. Springer, Berlin, Heidelberg, S. 291 – 301.
- Leavesley, G.H., Markstrom, S.L., Brewer, M.S. & R.J. Viger (1996): The modular modelling system (MMS) – The physical process modeling component of a database-centred decision support system for water and power management. Water, Air, and Soil Pollution 90, S. 303 – 311.
- Lebel, T., Delclaux, F., Le Barbé, L. & J. Polcher (2000): From GCM scales to hydrological scales: rainfall variability in West Africa. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 14, S. 275 – 295.
- Legates, D.R. & G.J. McCabe Jr. (1999): Evaluating the use of ‘goodness-of-fit’ measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resources Research 35, S. 233 – 241.
- Legesse, D., Vallet-Coulomb, C. & F. Gasse (2003): Hydrological response of a catchment to climate and land use change in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. In: Journal of Hydrology 275, S. 67 – 85.
- Le Houérou, H.N. (1988): Le climat, la végétation naturelle, les forêts, l’occupation des terres et l’érosion. Conséquences écologiques de la mise en eau du barrage. Gestion de l’espace rural. Schema Directeur de l’aménagement du bassin versant de la Kopinga. Burkina Faso.
- Léonard, J. & J.L. Rajot (2001): Influence of termites on runoff and infiltration: quantification and analysis. – Geoderma 104, S. 17-40.
- Leroux, M. (2001): The Meteorology and Climate of Tropical Africa. Springer London, 548 S.

- Lobry de Bruyn, L.A. & A.J. Conacher (1994): The effect of ant biopores on water infiltration in soils in undisturbed bushland and in farmland of semi-arid environment. *Pedobiologia* 38, S. 193 – 207.
- Malmer, A. (1990): Stream suspended sediment load after clear-felling and different forestry treatments in tropical rainforest, Sabah, Malaysia. In: *Research Needs and Applications to Reduce Erosion and Sedimentation in Tropical Steepland*. Inter. Assoc. of Hydrolo. Sci. Publ. 192, S. 62 – 71.
- Mando, A., Stroosnijder, L. & L. Burussaard (1996): Effects of termites on infiltration into drusted soil. – *Geoderma*, 74, S. 107-113.
- Maniak, U. (1992): *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure*. Springer, Berlin, 568 S.
- Masiyandima, M.C., van de Giesen, N., Diatta, S., Windmeijer, P.N. & T.S. Steenhuis (2003): The hydrology of inland valleys in the sub-humid zone of West Africa: rainfall-runoff processes in the M'bé experimental watershed. *Hydrological Processes* 17, S. 1213 – 1225.
- Mbagwu, J.S.C. (1997): Quasi-steady infiltration rates of highly permeable tropical moist savannah soils in relation to landuse and pore size distribution. *Soil Technology* 11, 185 – 195.
- McCartney, M.P., Neal, C. & M. Neal (1998): Use of deuterium to understand runoff generation in a headwater catchment containing a dambo. *Hydrology and Earth System Siences* 2, S. 65 – 76.
- McKay, M.D., Beckman, R.J. & W.J. Conover (1979): A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics* 21, S. 239 – 245.
- Mimikou, M.A., Baltas, E., Varanou, E. & K. Pantazis (2000): Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators, *Journal of Hydrology* 234, S. 95-109.
- Molicova, H., Grimaldi, M., Bonell, M. & P. Hubert (1997): Using TOPMODEL towards identifying and modelling the hydrological patterns within a headwater, humid, tropical catchment. *Hydrological Processes* 11, S. 1169 – 1196.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12, S. 513 – 522.

- Mulindabigwi (in Vorbereitung): Influence des systèmes agraires sur l'utilisation des terroirs, la séquestration du carbone et la sécurité alimentaire dans le bassin versant de l'Ouémé supérieur au Bénin. Dissertation Bonn.
- Nash, J.E. & J.V. Sutcliffe (1970): River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, S. 282 – 290.
- Nkem, J.N., Lobry de Bruyn, A.L., Grant, C.D. & N.R. Hulugalle (2000): The impact of ant bioturbation and foraging activities on surrounding soil properties. *Pedobiologia* 44, S. 609 – 621.
- Nortcliff, S. & J. B. Thornes (1981): Seasonal variations in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and the implications for its management. In: Lal, R. & E.W. Russell (Hrsg.): *Tropical Agricultural Hydrology*, S. 37 – 57.
- Office Béninois des Mines (1984): Notice explicative de la carte géologique à 1 : 200 000, feuille Djougou-Parakou-Nikki, 39 S. République Populaire du Bénin, Ministre des Finances et d l'Economie.
- Ojo, O., Oni, F. & O. Ogunkunle (2003): Implications of climatic variability and climate change on water resources availability and water resources management in West Africa. In : Franks, S., Blöschl, G., Kumagai, M., Musiake, K. & D. Rosbjerg (Hrsg.) *Water Resources Systems – Water Availability and Global Change*. IAHS Publication 280, S. 37 – 47.
- Oki, T., Agata, Y, Kanae, S., Saruhashi, T. & K. Musiake (2003): Global water resources assessment under climatic change in 2050 using TRIP. In : Franks, S., Blöschl, G., Kumagai, M., Musiake, K. & D. Rosbjerg (Hrsg.) *Water Resources Systems – Water Availability and Global Change*. IAHS Publication 280, S. 124 – 133.
- Oliver, M.A. & R. Webster (1986): Combining Nested and Linear Sampling for Determining the Scale and Form of Spatial Variation of Regionalized Variables. *Geographical Analyses* 18 (3), S. 227 – 242.
- Orange, D., Wesselink, A.J., Mahe, G. & C. Feizoure (1997): The effects of climate changes on river baseflow and aquifer storage in Central Africa. IAHS Publication 240, S. 113-123.
- Orthmann (in Vorbereitung): Vegetation analysis of savannas and woodlands and analysis of the impact of selective logging on vegetation dynamics in these systems (Benin, West Africa), Dissertation Rostock.

- Parkhurst, D.L. & C.A.J. Appello (1999): User's guide to PHEREQ (Version 2) – a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report 99-4259, 312 S.
- Paturel, J.-E., Ouedraogo, M., Mahé, G., Servat, E. & A. Dezetter (2003): Utilisation de modèles hydrologiques pour évaluer les ressources en eau de surface et leur évolution spatio-temporelle – application à l'Afrique de l'Ouest. In: Franks, S., Blöschl, G., Kumagai, M., Musiak, K. & D. Rosbjerg (Hrsg.) Water Resources Systems – Water Availability and Global Change. IAHS Publication 280, S. 117 – 123.
- Pauwels, V.R.N. & E.F. Wood (1999a): A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for the modeling of water and energy balance processes in high latitudes - 1. Model improvements. *Journal of Geophysical Research* 104, S. 27,811 – 27,822.
- Pauwels, V.R.N. & E.F. Wood (1999b): A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for the modeling of water and energy balance processes in high latitudes – 2. Application and validation. *Journal of Geophysical Research* 104, S. 27,823 – 27,839.
- Peters-Lidard, C.D., Zion, M.S. & E.F. Wood (1997): A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatial variable water and energy balance processes. *Journal of Geophysical Research* 102, S. 4303 – 4324.
- Philip, J.R. (1957): The theory of infiltration. *Soil Science* 83, S. 345 - 357.
- Planchon, O. & J.-L. Janeau (1990): Le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du versant. In: Equipe HYPERBAV (Hrsg.): Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Editions de l'ORSTOM. Paris, S. 165 – 183.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. & O. Planchon (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* 5, S. 59 – 79.
- Priestley, C.H.B. & R.J. Taylor (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, S. 82 – 92.
- Raunet, M. (1985): Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar. *Géomorphologie – Géochimie – Pédologie – Hydrologie. Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl.-Bd.* 52, S. 25 – 62.
- Rawls, W.J. & D.L. Brakensiek (1995): Prediction of soil water properties for hydrological models. In: Jones, E. & T.J. Ward (Hrsg.): Proceedings of the symposium watershed management in the eighties, Denver, S. 293 – 399.

-
- Reading, A.J., Thompson, R.D. & A.C. Millington (1995): Humid Tropical Environments. Blackwell, Oxford, Cambridge, 429 S.
- Refsgaard, J.C. (1996): Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. In: M.B. Abbott & J.C. Refsgaard (Hrsg.): Distributed Hydrological Modelling. Kluwer, Dordrecht, S. 17 – 39.
- Refsgaard, J.C. & B. Storm (1995): MIKE SHE. In: Singh, V. (Hrsg.): Computer Models of Watershed Hydrology, S. 809 – 846.
- Refsgaard, J.C. & B. Storm (1996): Construction, Calibration and Validation of Hydrological Models. In: M.B. Abbott & J.C. Refsgaard (Hrsg.): Distributed Hydrological Modelling. Kluwer, Dordrecht, S. 41 - 54.
- Reiff, K. (1998): Das Weidewirtschaftliche Nutzungspotential der Savannen Nordwest-Benins aus floristisch-vegetationskundlicher Sicht. In: Meurer, M. (Hrsg.): Geo- und weideökologische Untersuchungen in der subhumiden Savannenzone NW-Benins. Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie 1, S. 51 – 86.
- Ritchie, J.T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resources Research 8, S. 1204 – 1213.
- Rohdenburg, H. (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. Giessener Geographische Schriften 20, S. 57-152.
- Saulnier, G.-M., Beven, K. & C. Obled (1998): Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. Journal of Hydrology 202, S. 158 – 172.
- Scheffer, F. & P. Schachtschabel (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 494 S.
- Schindler, U. (1980): Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit im teilgesättigten Boden an Stechzylinderproben. Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde 24, S. 1 – 7.
- Schlichting, E., Blume, H.-P. & K. Stahr (1995): Bodenkundliches Praktikum. Pareys Studentexte 81. Blackwell Berlin, 295 S.

- Schmidt, F. (1993): Voraussetzung, Möglichkeiten und Grenzen von Modell-Validierungen anhand empirischer Meßwerte. In: Engel, T. & M Baldioli (Hrsg.): Expert-N und Wachstumsmodelle. Referate des Anwenderseminars im März 1993 in Weihenstephan. Agrarinformatik 24, S. 285 – 299.
- Schoeneberger, P. & A. Amoozegar (1990): Directional Saturated Hydraulic Conductivity and Macropore Morphology of a Soil-Saprolite Sequence. *Geoderma* 46, S.31 – 49.
- SCS (1972): Estimation of direct runoff from storm rainfall. National engineering handbook, section 4 – hydrology, USDA, S. 10.1 – 10.24.
- Scurlock, J.M.O., Asner, G.P. & S. T. Gower (2001) Global Leaf Area Index Data from Field Measurements, 1932-2000. The Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Seuffert, G. (2001): Two approaches to improve the simulation of near surface processes in numerical weather prediction models. *Bonner Meteorologische Abhandlungen* 55. ASGARD Verlag, St. Augustin, 128 S.
- Shahin, M. (2002): Hydrology and water resources of Africa. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande, 659 S.
- Simunek, J., Vogel, T. & M. Th. van Genuchten (1994): The SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media, Version 1.21. Research Report No. 132, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, 197 S.
- Singh, V.P. (Hrsg.) (1995): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, 1130 S.
- Sivapalan, M., Beven, K. & E.F. Wood (1987): On hydrologic similarity, 2, A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research* 23, S. 2266 – 2278.
- Smith, R.E. (1992): OPUS: An integrated simulation model for transport of nonpoint source pollutants at field scale. Vol. 1, Documentation. USDA-ARS Publication ARS-98.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A. & C.L. Unkirch (1995): KINEROS – A KINematic Runoff and EROSION Model. In: Singh (Hrsg.): Computer Models of Watershed Hydrology, S. 697 – 732.
- Smith, R.E., & R.H.B. Hebbert (1983): Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water Resources Research* 19, S. 987-1001.

- Smith, R.E. & J.-Y. Parlange (1978): A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research* 14, S. 533 – 538.
- Sobieraj, J.A., Elsenbeer, H., Coelho, R.M. & B. Newton (2002): Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. *Geoderma* 108, S. 79 – 90.
- Spaans, E.J.A., Baltissen, G.A.M., Bouma, J., Miedeme, R., Lansu, A.L.E., Schoonderbeek, D. & W.G. Wielemaker (1989): Changes in physical properties of young and old volcanic surface soils in Costa Rica after clearing of tropical rain forest. *Hydrological Processes* 3, S. 383 – 392.
- Speth, P., Dieckrüger, B. & M. Christoph (2002): IMEPTUS West Africa – An integrated approach to the efficient management of scarce water resources in West Africa. In: GSF (Hrsg.): *German Programme on Global Change in the Hydrological Cycle (Phase I, 2000 – 2003)*, Status Report, S. 61 -67.
- Stacheder, M. (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik. Messung von Wassergehalt, elektrischer Leitfähigkeit und Stofftransport. *Schriftenreihe angewandte Geologie Karlsruhe* 40, 166 S.
- Stephan, K. (2003): Möglichkeiten der Aggregation heterogener Eingangsdaten für eine prozessorientierte hydrologische Simulation der Wasserflüsse am Beispiel des Untersuchungsgebietes der Oberen Leine. Dissertation, Universität Bonn, 164 S. Abrufbar unter: http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2003/stephan_klaus
- Steup, G. (2004): Analyse und Simulation des Wasserhaushaltes in einem kleinen, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet in Benin, Westafrika. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bonn, 99 S.
- Sturm, H.-J. (1993): Produktions- und weideökologische Untersuchungen in der subhumiden Savannenzonen Nordbenins. In: *Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie* 2, 94 S.
- Swoboda, J. (1994): Geoökologische Grundlagen der Bodennutzung und deren Auswirkungen auf die Bodenerosion im Grundgebirgsbereich Nord-Benins – ein Beitrag zur Landnutzungsplanung. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten* D18, 120 S.
- Thamm (2003): Vorläufige Landnutzungsklassifikation des HVO auf Grundlage der LANDSAT 7 ETM+-Szene vom 26.10.2000. Unveröffentlichte ERDAS-IMAGINE-Daten.

- Thenkabail, P. & C. Nolte (1995): Regional Characterization of Inland Valley Agroecosystems in Save, Bante, Bassila, and Parakou Regions in South-Central Republic of Benin. Inland Valley Characterization Report 1. IITA Ibadan, Nigeria, 46 S.
- Troll, C. & K. Paffen (1964): Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. *Erkunde* 18, S. 5 – 28.
- Trompette, R. (1979): Les Dahomeyides au Bénin, Togo et Ghana : une chaîne de collision d'âge pan-africain. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 21 (5), S. 339 – 349.
- UNESCO (2003): Water for People, Water for Life. The United Nations World Water Development Report, 576 S.
- Valentin, C., Chevallier, P., Fritsch, E. & J.-L. Janeau (1990): Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. In: Equipe HYPERBAV (Hrsg.): Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Editions de l'ORSTOM. Paris, S. 147 – 163.
- Van de Giesen, N., Stomph, T.J. & N. de Ridder (2000): Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall – runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrological Processes* 14, S. 165 – 175.
- Van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, S. 892 – 898.
- Van Schilfgaarde, J. (1970): Theory of flow to drains. *Advances in Hydrosciences* 6, S. 43 – 106.
- Vertessy, R.A. & H. Elsenbeer (1999): Distributed modelling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: Effects of model parameterization. *Water Resources Research* 35, S. 2173 – 2187.
- Vertessy, R.A., Elsenbeer, H., Bessard, Y. & A. Lack (2000): Storm Runoff Generation at La Cuenca. In: Grayson, R. & G. Blöschl (Hrsg.): *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Cambridge University Press, S. 247 – 271.
- Vertessy, R. A., Hatton, T.J., O'Saughnessy, P.J. & M.D.A. Jayasuriya (1993): Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using terrain analysis-based catchment model. *Journal of Hydrology* 150, S. 665 – 700.
- Walling, D.E. (1996): Hydrology and Rivers. In: Adams, W.M., Goudie, A.S. & A.R. Orme (Hrsg.): *The Physical Geography of Africa*. Oxford University Press, S. 103 – 121.

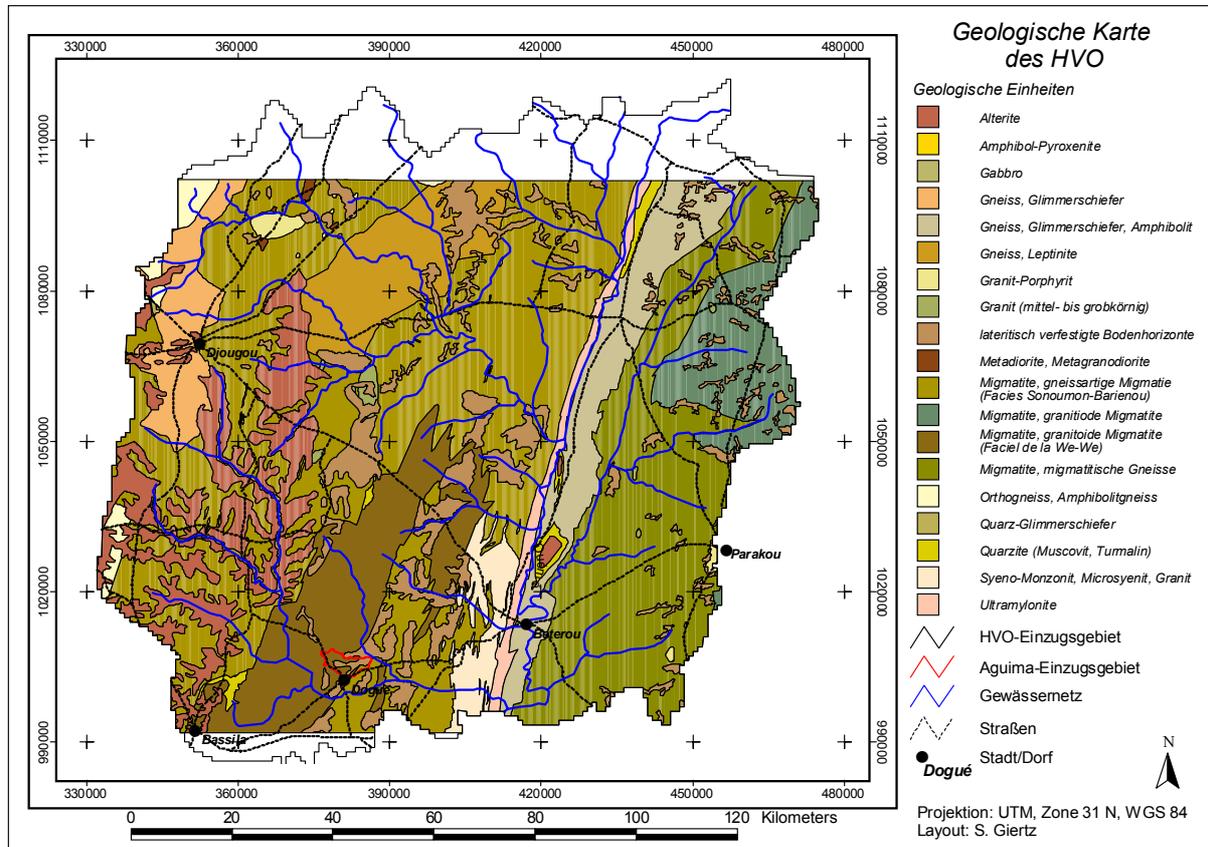
- Waterloo, M.J., Ntonga, J.C., Dolman, A.J. & A.B. Ayangma (1997): Impact of land use change on the hydrology and erosion of rain forest land in South Cameroon, 89 S.
- Weischet, W. & W. Endlicher (2000): Regionale Klimatologie – 2. Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien. Teubner, Stuttgart, 625 S.
- Western, A. & R. Grayson (2000): Soil Moisture and Runoff Processes at Tarrawarra. In: Grayson, R. & G. Blöschl (Hrsg.): Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. Cambridge University Press, S. 209 – 246.
- Will, H. (1996): Fernerkundung und Weideökologie in der subhumiden Savannenzzone NW-Benins. *Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie* 4, 118 S.
- Willmott, C.J. (1981): On the validation of models. *Physical Geography* 1, S. 184 – 194.
- Windmeijer, P.N. & W. Andriess (1993): Inland Valleys in West Africa: An agro-ecological characterization of rice-growing environments. ILRI publication 52, Wageningen, Niederlande, 160 S.
- Wooding, R. A. (1968): Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research* 4, S. 1259 – 1273.

14. Anhang

A-1: Geologische Karte des HVO	235
A-2: Charakteristisches Foto der Landschaft des südlichen HVOs	235
A-3: Foto eines Inland-Valleys im oberen Niaou-Einzugsgebiet	236
A-4: Ausstattung der Klimastationen Savanne und Inselberg	237
A-5: Fotos der Klimastationen Savanne und Inselberg	239
A-6: Fotos der Bodenprofile	240
A-7: Bodenfeuchtemessungen des Oberbodens mit TDR-Sonde der Transekte	242
A-8: Elektrische Leitfähigkeit Pegel 1 und Pegel 4, Regenzeit 2002	245
A-9: Abflussbildung auf Wegen im oberen Niaou Einzugsgebiet.....	246
A-10: Simulationsergebnisse TOPLATS, Pegel 3	247
A-11: Validierung des mit SIMULAT-H simulierten Abflusses für Pegel 4, Jahre 2001 und 2003	248
A-12: Typische Catena des Niaou-Einzugsgebietes	249

Anhang A-1: Geologische Karte des HVO

Geologische Karte, Blatt Djougou-Parakou-Nikki 1:200 000 (Office Béninois des Mines 1984), nördlich und südlich angrenzende Kartenblätter lagen nicht in digitaler Form vor



Anhang A2: Charakteristisches Foto der Landschaft des südlichen HVO



Anhang A3: Foto eines *Inland-Valleys* im oberen Niaou-Einzugsgebiet



Anhang A4: Ausstattung der Klimastationen Savanne und Inselberg*Ausstattung Klimastation Savanne*

Sensor	Gerätebezeichnung	Anzahl	Installations- höhe	Messbereich	Messintervall	Speicherintervall
Lufttemperatursensor	HMP45C	2	1 m 2 m	-40°C - +60C	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Luftfeuchtesensor	HMP45C	2	1 m 2 m	0.8 – 100 % RH	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Pyranometer-Sensor Kurzwellige Globalstrahlung	CM3 Pyranometer Sensor, Kipp&Zonen	2	2 m 1 nach oben, 1 nach unten ausgerichtet	Spektraler Messbereich 305 – 2800 nm	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Strahlungsbilanzsensor	NR-Lite Strahlungsbilanzsensor, Kipp&Zonen	1	2 m	Spektraler Messbereich 0.2 – 100um	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Windgeschwindigkeitssensor	A100R Windgeschwindigkeitssensor, Vector Instruments	2	1 m 2,8 m	0.25 – 75 m/s	20 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Windrichtungssensor	W200P Windrichtungssensor, Vector Instruments		2.8 m		20 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Regenwaage	52202 Tipping Bucket Rain Gauge, Young	1	1 m	Auflösung 0.1 mm	20 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Luftdrucksensor	PTB101B Luftdrucksensor, Vaisala	1		600 mB – 1060 mB	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Bodentemperatur	107 Temperatur Sensor	3	10 cm 20 cm 50 cm	-40°C - +50C	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Bodenwärmefluss	Bodenwärmeflussensor HFPO1, Hukseflux	2	5 cm	-2000 – + 2000 W/m²	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel

Ausstattung Klimastation Inselberg

Sensor	Gerätebezeichnung	Anzahl	Installationshöhe	Messbereich	Messintervall	Speicherintervall
Lufttemperatursensor	HMP45C	2	1 m 2 m	-40°C - +60C	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Luftfeuchtesensor	HMP45C	2	1 m 2 m	0.8 – 100 % RH	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Pyranometer-Sensor Kurzwellige Globalstrahlung	CM3 Pyranometer Sensor, Kipp&Zonen	2	2 m 1 nach oben, 1 nach unten ausgerichtet	Spektraler Messbereich 305 – 2800 nm	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Strahlungsbilanzsensor	NR-Lite Strahlungsbilanzsensor, Kipp&Zonen	1	2 m	Spektraler Messbereich 0.2 – 100um	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Windgeschwindigkeitssensor	A100R Windgeschwindigkeitssensor, Vector Instruments	2	1 m 2,8 m	0.25 – 75 m/s	20 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Windrichtungssensor	W200P Windrichtungssensor, Vector Instruments		2.8 m		20 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Regenwaage	52202 Tipping Bucket Rain Gauge, Young	1	1 m	Auflösung 0.1 mm	20 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Luftdrucksensor	PTB101B Luftdrucksensor, Vaisala	1		600 mB – 1060 mB	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Bodentemperatur	107 Temperatur Sensor	3	10 cm 20 cm	-40°C - +50C	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel
Bodenwärmefluss	Bodenwärmeflussensor HFP01, Hukseflux	2	5 cm	-2000 – + 2000 W/m ²	300 sec	10 min. Mittel 1 h Mittel Tagesmittel

Anhang A5: Fotos der Klimastationen Savanne und Inselberg

Foto Klimastation Savanne



Foto Klimastation Inselberg



Anhang A6: Fotos der Bodenprofile (Junge 2004)

A6-1: Profil R09



A6-2: Profil R39



A6-3: Profil R23



A6-4: Profil R02



A6-5: Profil R14



Anhang A7: Bodenfeuchtemessungen des Oberbodens mit TDR-Sonde der Transekte T52, T53 und T63

Bodenfeuchte Transekt T52 [Vol-%]

Datum	52-1	52-2	52-3	52-4	52-5	52-6	52-7	52-8	52-9	52-10
06.03.02	0.0	0.0	1.9	2.7		2.5	0.0	4.7		2.8
10.03.02	21.2	13.6	15.1	18.8	19.2	14.7	14.8	14.8	17.0	17.2
16.03.02	5.7		3.8	5.9	4.5	4.9	3.1	7.1	5.3	7.1
21.03.02	2.7						3.0	3.1	3.5	3.1
16.05.02	8.8	6.3	9.3	8.3	9.3	6.6	5.7	12.0	7.7	9.5
23.05.02	4.6	2.8	5.6	5.4	4.0	3.5	3.2	6.1	5.1	5.4
30.05.02	11.0	7.3	12.1	10.4	9.7	6.4	6.1	10.9	9.2	9.9
06.06.02	8.0	4.1	7.3	7.5	4.7	4.1	4.1	10.5	7.0	4.6
20.06.02	24.2	14.5	20.6	19.6	20.1	14.3	17.7	18.0	21.2	20.9
27.06.02	26.2	19.6	24.8	22.6	20.1	14.3	19.5	18.5	24.5	21.7
04.07.02	23.6	13.5	21.6	20.3	22.8	17.0	16.8	21.1	21.9	21.3
11.07.02	23.2	13.6	20.1	21.3	16.8	16.5	14.7	19.2	21.3	19.1
18.07.02	25.8	18.6	26.0	24.1	22.0	20.8	19.7	21.2	24.5	23.0
25.07.02	21.7	16.1	21.5	22.1	21.7	19.6	19.4	22.3	24.8	21.9
02.08.02	20.5	10.8	15.6	13.6	11.3	9.1	9.7	17.2	14.2	9.6
08.08.02	34.0	20.0	23.3	21.3	20.3	18.2	19.3	20.2	25.0	20.9
15.08.02	40.4	25.4	24.9	25.5	24.5	24.5	22.6	24.1	29.6	25.2
22.08.02	39.1	28.7	28.2	27.2	25.4	23.7	22.6	19.9	28.7	28.4
29.08.02	40.2	24.2	28.0	27.5	23.2	22.5	19.4	22.0	28.6	27.0
05.09.02	27.3	34.1	25.3	28.4	26.1	24.5	21.8	20.4	25.4	26.1
12.09.02	45.3	28.6	27.0	24.2	22.6	16.4	20.9	13.4	25.1	17.4
19.09.02	44.5	42.0	29.7	29.7	29.4	26.2	23.7	27.3	29.0	29.4
26.09.02	41.0	35.7	23.5	21.7	21.3	18.8	17.4	18.4	23.4	20.1
04.10.02	43.2	32.1	23.5	25.1	21.4	21.4	20.6	21.0	21.9	22.7
11.10.02	45.8	39.0	27.5	25.6	23.1	22.4	21.6	24.1	25.5	21.6
18.10.02	42.3	31.1	16.1	32.9	14.6	13.9	14.3	17.2	20.8	10.7
24.10.02	42.3	29.7	13.5	16.2	9.7	12.1	10.8	16.7	15.8	10.7
31.10.02	44.9	27.0	13.5	12.5	9.5	8.4	7.1	7.1	14.8	8.4
08.11.02	44.7	12.4	6.7	7.1	5.8	4.8	4.4	8.4	6.3	6.2
14.11.02	40.4	7.5	5.4	5.1	3.6	3.7	3.0	5.7	3.0	4.0
21.11.02	33.3	3.4	3.6	2.8	2.8	2.3	3.6	1.8	1.8	2.4
28.11.02	33.2	8.2	2.7	3.0	3.2	3.8	5.4	3.0	5.3	3.6

Bodenfeuchte Transekt T53 [Vol-%]

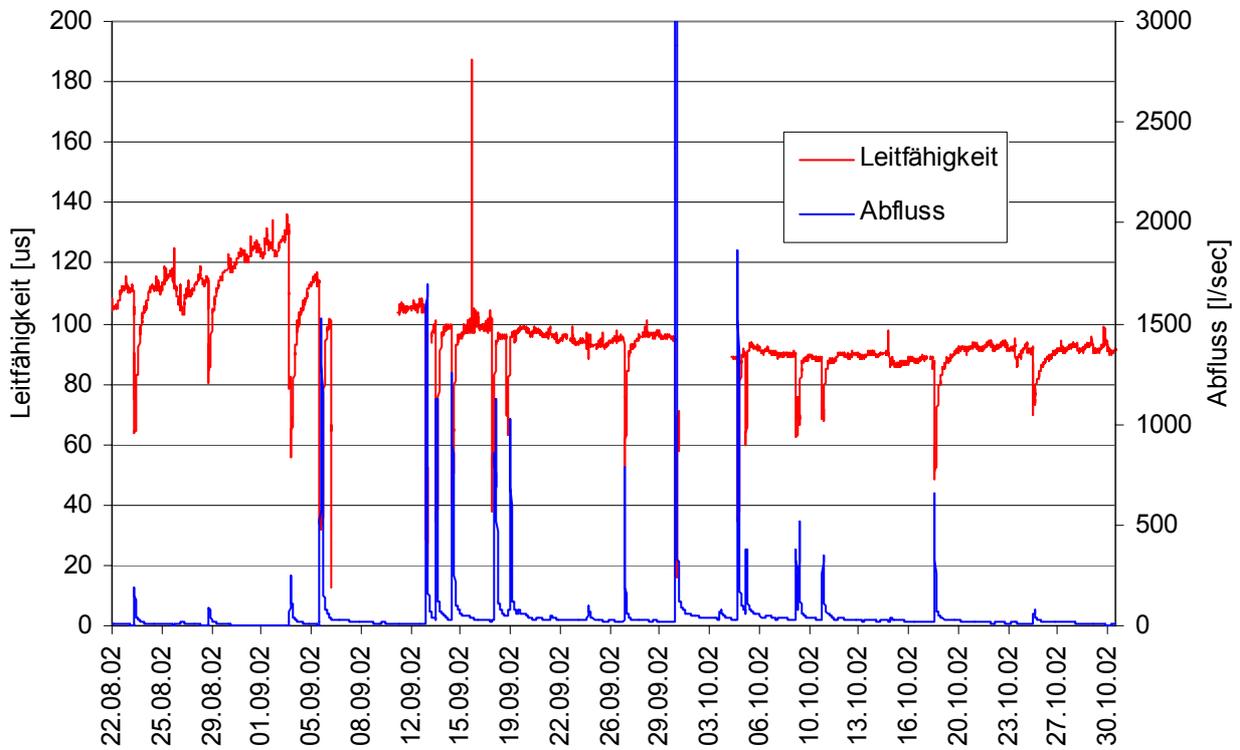
Datum	T53-1	T53-2	T53-3	T53-4	T53-5	T53-6	T53-7
28.02.02	1.5	0.1	4.0	3.5	3.4	1.4	2.2
10.03.02	22.6	18.8	30.7	22.5	25.3	26.5	22.8
16.03.02	7.1	7.1	9.4	7.6	5.8	5.4	8.7
21.03.02	4.3	3.4	6.0	4.8	4.0	4.6	5.5
16.05.02	7.3	7.8	9.3	11.4	10.6	9.3	8.1
23.05.02	5.3	4.2	5.1	7.3	5.5	5.3	5.3
30.05.02	12.1	8.4	16.6	15.9	15.8	13.2	9.8
06.06.02	13.3	6.9	12.4	15.8	9.3	14.6	9.2
20.06.02	22.9	15.6	26.8	23.7	24.0	25.2	17.3
27.06.02	24.7	24.1	28.8	27.6	27.9	28.7	26.9
04.07.02	24.7	19.1	24.2	26.1	24.7	27.7	21.9
11.07.02	24.1	14.3	23.8	22.1	21.6	24.3	24.1
18.07.02	28.6	23.6	29.6	26.8	29.0	31.3	27.1
25.07.02	24.9	18.5	25.1	25.5	23.4	26.2	24.0
02.08.02	20.8	7.1	21.2	21.9	19.9	25.9	12.6
08.08.02	25.4	20.6	26.1	24.9	24.8	27.4	22.0
15.08.02	32.9	24.8	28.5	27.5	28.4	29.2	26.7
22.08.02	35.3	25.0	28.2	29.4	27.7	30.6	35.3
29.08.02	41.8	27.2	31.0	29.8	31.0	31.8	29.3
05.09.02	42.1	27.3	32.0	27.1	30.2	32.5	29.0
12.09.02	45.4	28.6	26.4	24.0	22.7	30.2	22.2
19.09.02	42.6	42.6	33.0	30.7	33.2	32.8	30.3
26.09.02	42.9	37.4	30.2	21.9	25.3	24.5	22.9
03.10.02	44.1	38.8	31.4	25.4	82.9	29.8	26.7
11.10.02	45.0	38.9	34.6	30.9	29.8	32.4	28.7
18.10.02	46.4	24.7	28.2	19.9	18.8	21.3	19.0
24.10.02	40.0	25.0	31.0	18.8	17.8	22.3	18.7
31.10.02	42.6	20.6	18.6	14.0	14.0	18.0	15.0
08.11.02	39.3	8.4	10.5	6.5	8.8	8.9	7.5
14.11.02	40.1	5.9	9.5	7.5	6.2	7.1	5.1
21.11.02	39.2	4.3	5.0	4.3	3.6	4.8	3.2
28.11.02	36.2	4.6	4.0	3.6	3.0	3.7	2.2

Bodenfeuchte Transekt T63 [Vol-%]

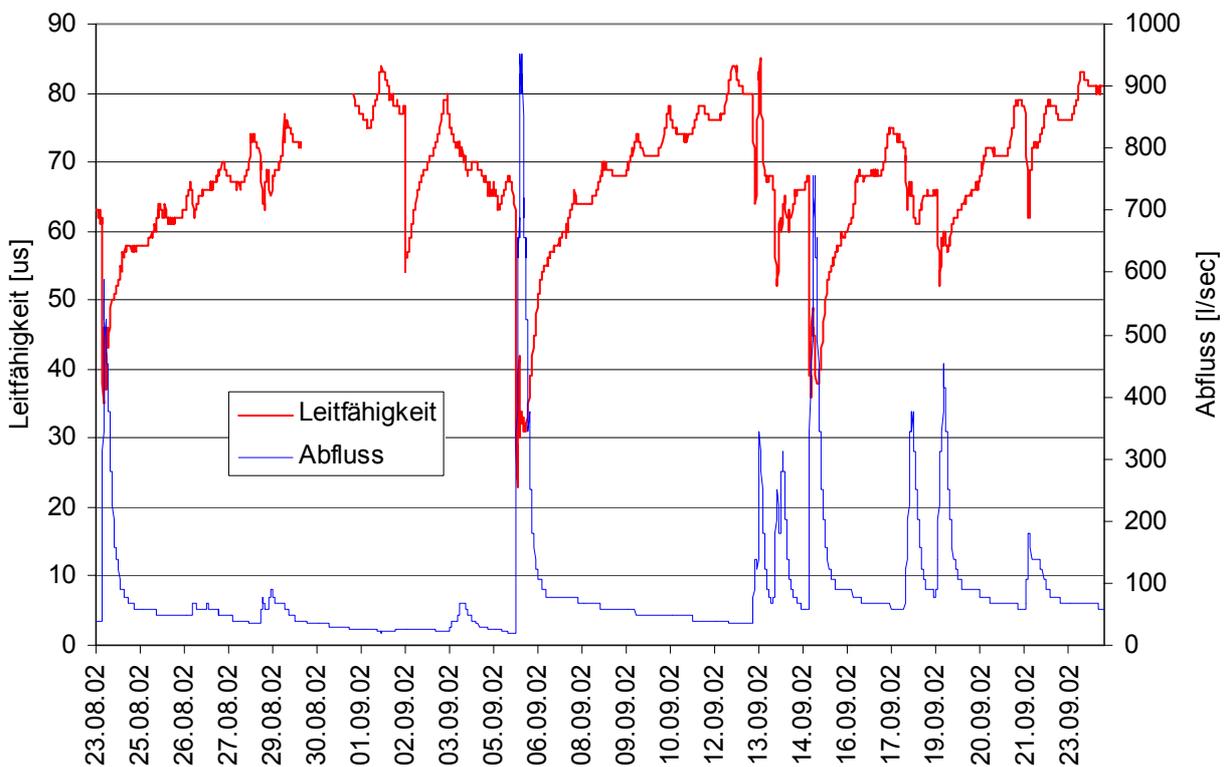
Datum	T63-1	T63-2	T63-3	T63-4	T63-5	T63-6	T63-7	T63-8	T63-9	T63-10
26.02.02	9.6	4.7	3.9	2.5	0.9	1.2	3.7	3.8	2.0	
10.03.02	28.0	18.6	20.9	12.8	9.7	11.3	14.4	20.0	19.0	22.2
16.03.02	5.0	5.0	8.2	4.3	3.0	3.1	5.0	5.0	6.9	4.4
21.03.02	7.4	3.2	2.8	3.8	1.3	2.0				
16.05.02	12.8	10.5	13.6	13.6	4.7	4.6	7.2	10.5	10.0	8.8
23.05.02	10.4	5.8	6.1	10.4	1.6	1.7	4.2	5.9	5.3	10.4
30.05.02	12.4	8.6	9.3	4.9	3.2	3.2	5.1	7.4	6.1	6.7
06.06.02	12.9	8.6	10.0	5.5	4.1	3.9	6.6	7.7	10.4	7.0
20.06.02	21.7	12.6	25.5	16.8	11.0	14.0	15.6	11.6	21.4	18.9
27.06.02	26.1	20.8	27.6	25.7	16.8	18.4	22.5	18.5	25.5	23.9
04.07.02	22.9	20.1	25.9	18.4	12.9	14.3	21.5	20.6	23.4	24.3
11.07.02	18.8	17.9	24.2	15.6	9.4	12.5	18.4	21.9	22.3	18.8
18.07.02	31.1	25.0	28.9	23.9	16.9	17.2	24.2	24.0	26.5	27.6
25.07.02	22.2	20.3	22.9	12.9	12.9	26.2	21.5	22.4	22.9	22.2
02.08.02	19.0	12.9	25.6	9.2	7.4	8.5	14.9	19.2	13.6	24.8
08.08.02	23.0	27.7	34.0	18.3	11.1	15.5	23.8	23.5	22.9	28.4
15.08.02	29.4	32.7	36.3	22.0	15.4	16.2	26.1	27.3	26.7	32.0
22.08.02	28.7	34.6	39.3	21.9	16.1	19.6	28.0	27.4	27.2	32.8
29.08.02	23.0	33.7	39.1	21.7	17.3	18.7	28.7	28.0	26.3	30.6
05.09.02	27.3	34.1	40.2	34.1	16.2	17.7	27.3	28.0	27.4	32.7
12.09.02	20.5	29.5	42.2	15.8	8.2	13.8	19.4	22.9	20.9	30.3
19.09.02	33.8	35.0	44.8	29.2	20.6	22.1	30.0	30.3	29.9	32.9
26.09.02	21.9	34.2	42.3	23.6	10.1	14.8	23.9	23.3	19.9	21.9
03.10.02	30.2	37.3	46.4	27.8	14.2	16.3	25.6	25.1	23.1	29.0
11.10.02	29.2	36.0	48.3	31.3	20.4	29.2	28.5	29.9	27.4	34.4
18.10.02	45.8	37.0	41.3	27.7	8.2	12.7	15.2	19.8	17.4	25.4
24.10.02	15.2	33.9	38.8	25.0	5.3	9.0	15.6	18.2	13.3	27.6
31.10.02	15.7	34.0	40.6	21.9	4.3	7.2	10.9	14.4	8.7	21.4
08.11.02	15.8	31.8	40.3	7.6	3.1	3.1	6.8	8.1	5.3	12.4
14.11.02	10.5	22.3	22.3	5.0	1.8	1.7	1.9	6.0	4.7	9.4
21.11.02	4.4	10.1	34.2	3.0	1.0	0.4	3.0	4.1	1.9	7.3
28.11.02	29.4	3.0	2.4	2.1	2.0	1.9	3.2	4.1	5.1	5.1

Anhang A8: Elektrische Leitfähigkeit Pegel 1 und Pegel 4, Regenzeit 2002

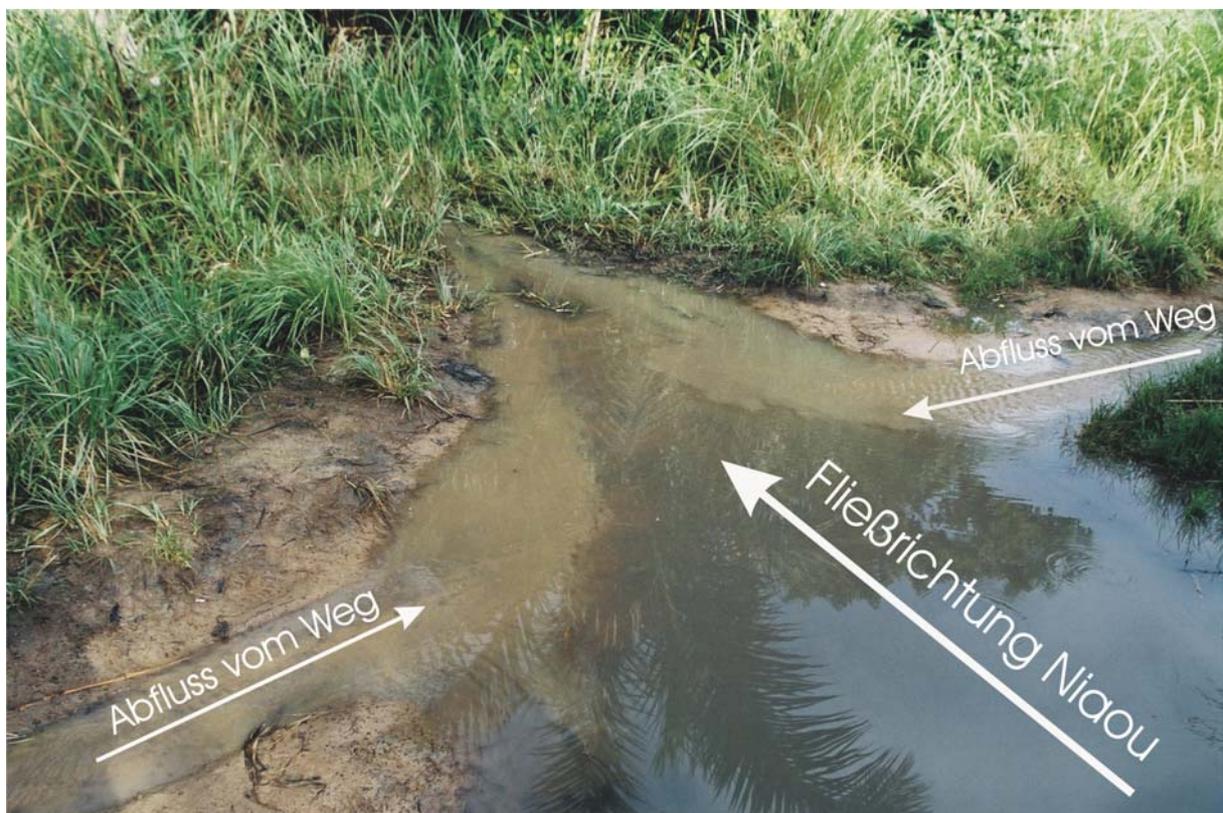
Pegel 1 (oberer Aguima)



Pegel 4 (oberer Niaou)

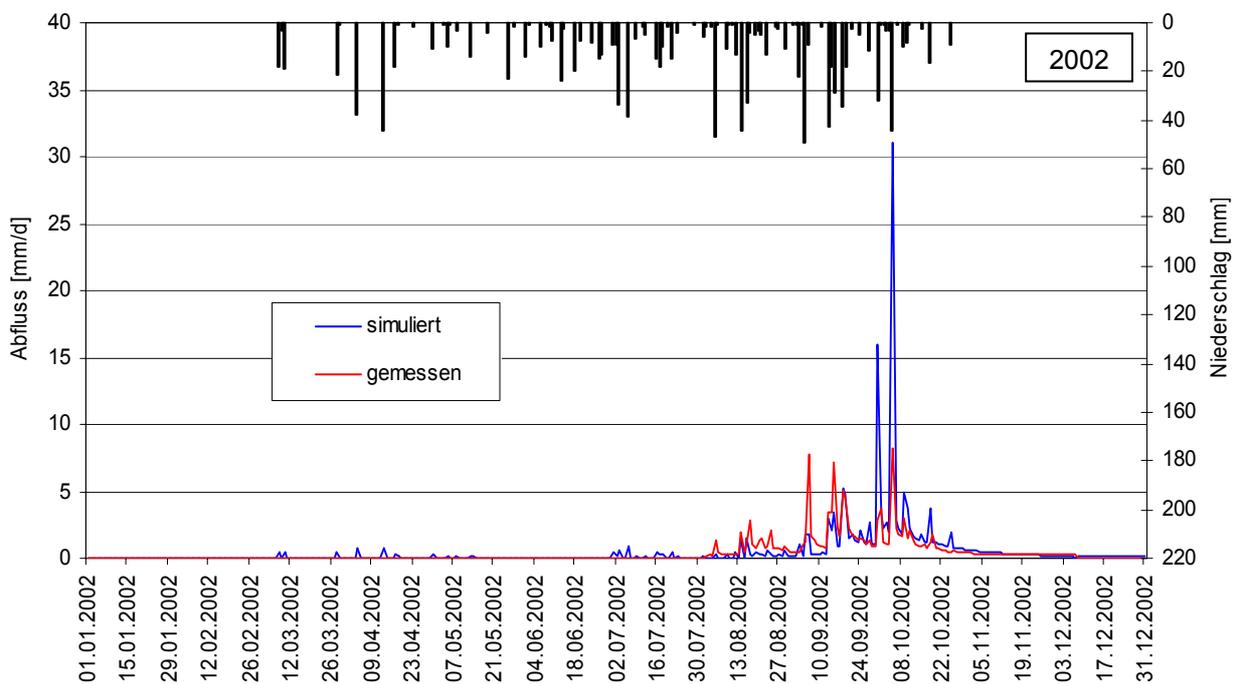
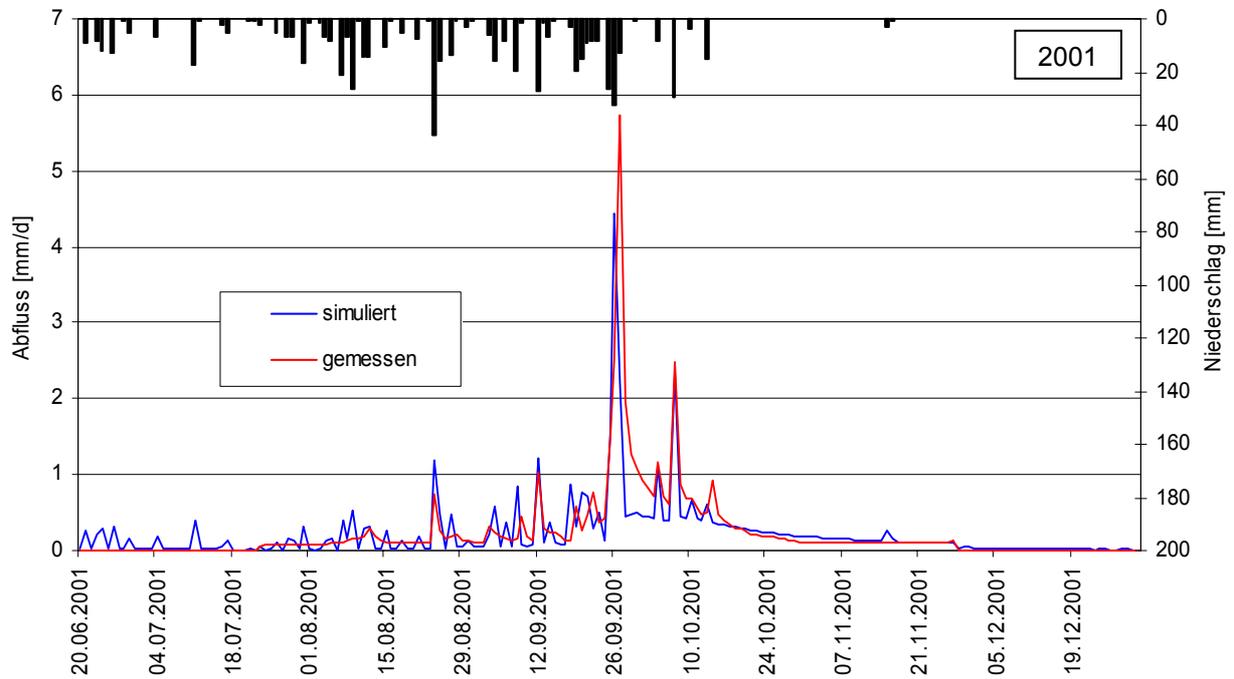


Anhang A9: Abflussbildung auf Wegen im oberen Niaou Einzugsgebiet (Fotos: Steup 2004)



Anhang A10: Simulationsergebnisse TOPLATS, Pegel 3

Vergleich des gemessenen und mit TOPLATS simulierten Abflusses für das Jahr 2001 und 2002, Pegel 3



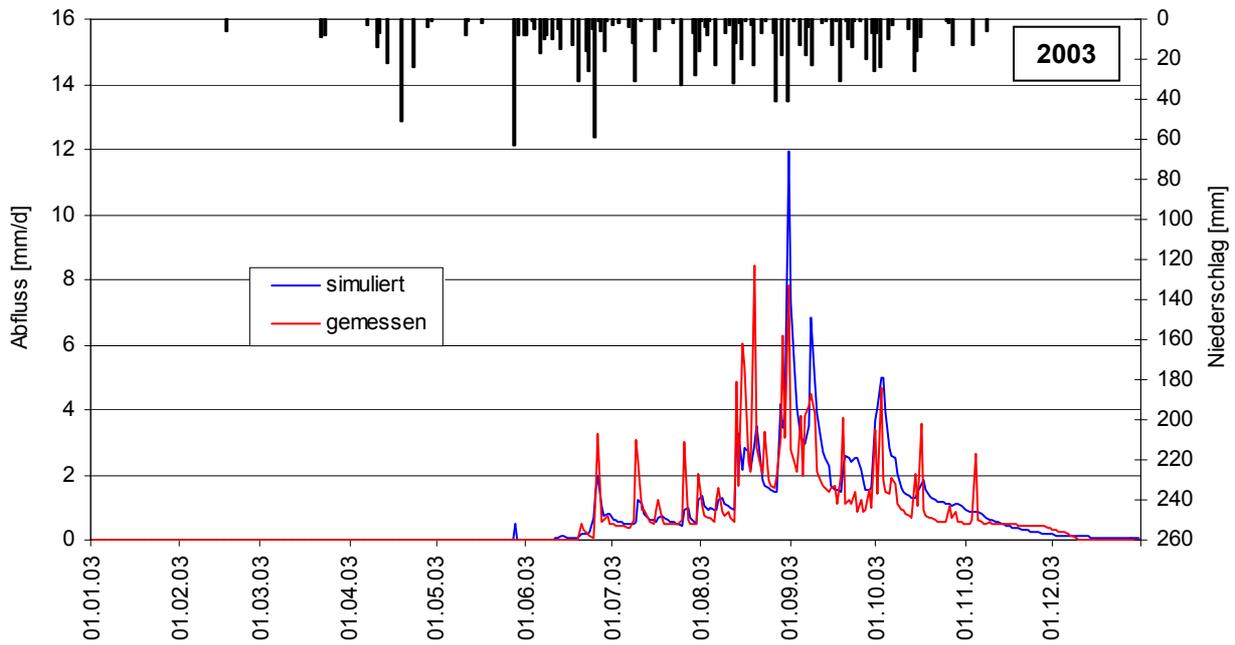
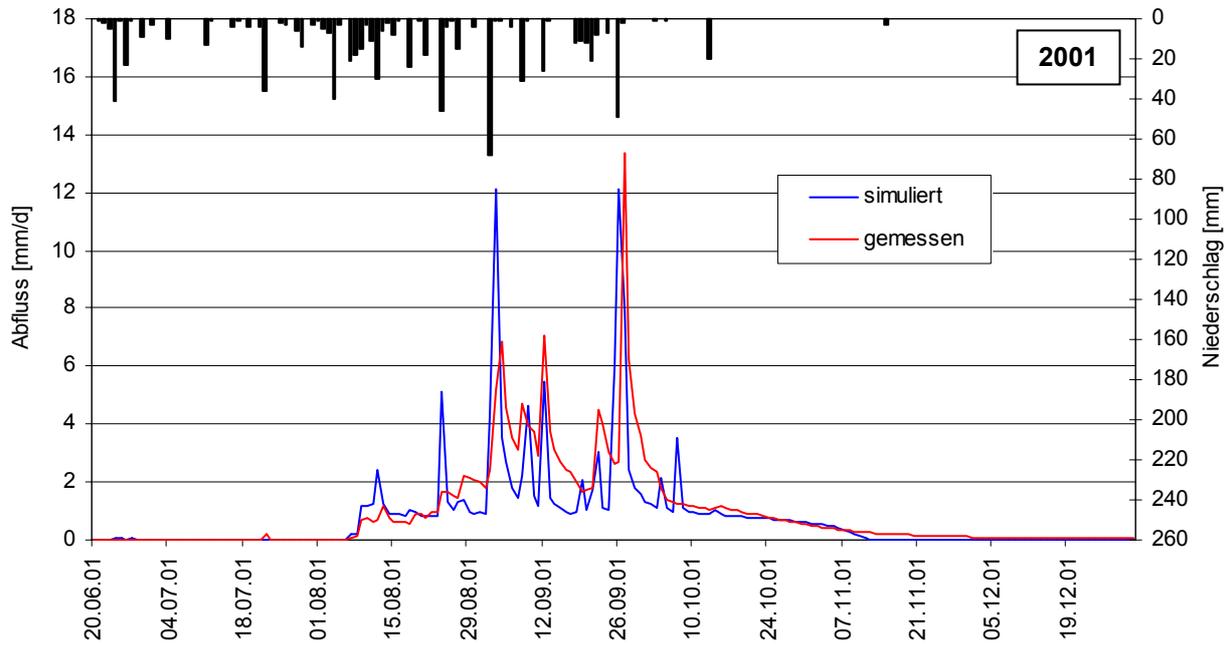
	Q gemessen [mm]	Q simuliert [mm]	ME	R ²	IA
K 2001*	45.5	43.9	0.38	0.56	0.82
V 2002	139.6	177.0	0.42	0.46	0.69

* simulierter Zeitraum: 20.06.01 – 31.12.01

K: Kalibrierungsperiode

V: Validierungsperiode

Anhang A11: Validierung des mit SIMULAT-H simulierten Abflusses für Pegel 4, Jahre 2001 und 2003, (Datengrundlage: Steup 2004)



Anhang A12: Typische Catena des Niaou-Einzugsgebietes (Steup 2004)