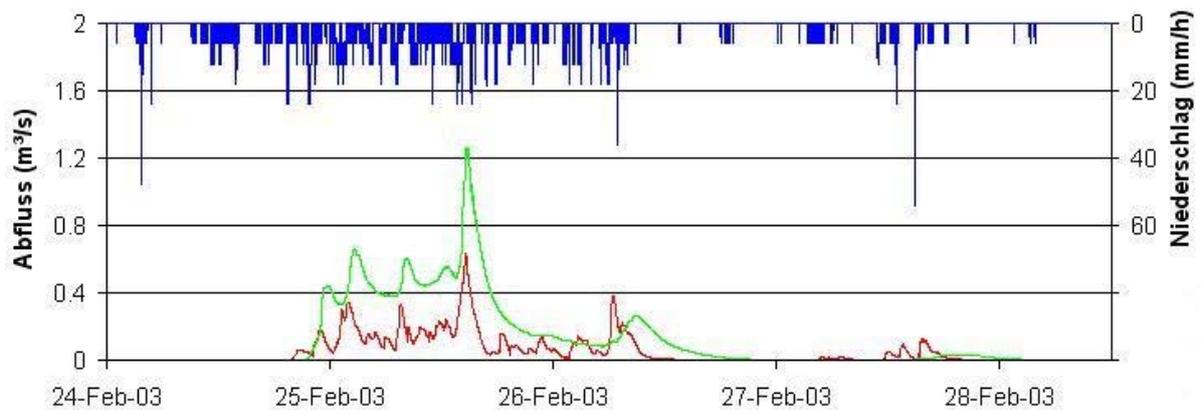


Tobias Schütz

**Prozessbasierte Niederschlags-Abflussmodellierung in einem
mediterranen Kleinzugsgebiet**

Wadi Anabe, Israel



Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Tobias Schütz

**Prozessbasierte Niederschlags-Abflussmodellierung in einem
mediterranen Kleinzugsgebiet
Wadi Anabe, Israel**

Referent: Prof. Dr. Christian Leibundgut
Koreferent: Dr. Jens Lange

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Chr. Leibundgut
Freiburg i. Br., Dezember 2006

I Inhaltsverzeichnis

I	Inhaltsverzeichnis	I
II	Verzeichnis der Abbildungen im Text	III
III	Verzeichnis der Tabellen im Text	V
IV	Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	VI
V	Verzeichnis der Tabellen im Anhang	VII
VI	Verwendete Symbole und Abkürzungen	VIII
VII	Zusammenfassung	IX
VIII	Extended Summary, Keywords	XI
1.	Einleitung	1
2.	Zielsetzung und Vorgehensweise	2
3.	Der mediterrane Klimaraum	3
3.1	Klima	3
3.2	Geologie	5
3.3	Böden	7
3.4	Abflussbildung im mediterranen Klimaraum	8
4.	Untersuchungsgebiet	11
4.1	Lage und Beschreibung	11
4.2	Klima	12
4.3	Böden	13
5.	Datengrundlage	14
5.1	Überblick	14
5.2	Niederschlag	15
5.3	Abfluss	16
5.4	Bodenfeuchte	17
6.	Felduntersuchung	18
6.1	Überblick	18
6.2	Kartierung	19
6.3	Infiltrationstests	24
6.4	Bodenproben	26
6.5	Fazit	27
7.	Niederschlag-Abflussmodellierung mit ZIN	28
7.1	Allgemein	28
7.2	Oberflächenabflussbildung	30
7.2.1	CaStor	32
7.2.2	Bodenfeuchte	33
7.2.3	Tiefeninfiltration	34
7.2.4	Verdunstung	37

7.2.5	Hangabfluss	38
7.3	Abflusskonzentration	39
7.4	Wellenablauf	40
7.5	Fazit	42
8.	Parametrisierung	43
8.1	Input	43
8.1.1	Niederschlag	43
8.1.2	Bodenfeuchte	44
8.2	Abflussbildung	45
8.2.	Infiltrationsraten	46
8.2.2	Anfangsverlust	46
8.2.3	CaStor	47
8.2.4	Bodenparameter	48
8.2.5	Verdunstung.	50
8.2.6	Soil-Water-Characteristics-Analysis-Tool	50
8.3	Abflusskonzentration	51
8.4	Wellenablauf / Gerinneeigenschaften	53
8.5	Fazit	56
9.	Modellanwendungen	57
9.1	Einzelereignisse ZIN	57
9.1.1	Überblick	57
9.1.2	Das Abflussereignis vom 13.-16.2.03	58
9.1.3	Modellergebnisse	59
9.1.4	Diskussion	61
9.1.5	Das Abflussereignis vom 24.-28.2.03	62
9.1.6	Modellergebnisse	62
9.1.7	Diskussion	65
9.1.8	Das Abflussereignis vom 24.-26.3.03	65
9.1.9	Modellergebnisse	67
9.1.10	Diskussion	67
9.1.11	Diskussion	68
Einzelereignismodellierung		68
9.2	Modellierung TRAIN-ZIN	68
9.2.1	Überblick	69
9.2.2	Der Modellierungszeitraum vom 1.1.-26.3.03	69
9.2.3	Diskussion	74
9.3	Vergleich der Modellanwendungen	75
10.	Diskussion	76
11.	Schlussfolgerungen und Ausblick	81
IX	Quellenverzeichnis	XIII
X	Danksagungen	XVII
XI	Anhang	XVIII
XII	Ehrenwörtliche Erklärung	XXXVI

II Verzeichnis der Abbildungen im Text

- Abbildung 1: Der Jahreskreislauf von Niederschlag relativer Luftfeuchte und der maximalen mittleren monatlichen Lufttemperatur (verändert nach Jaffe, 1977, aus: Goldreich, 1998.).
- Abbildung 2: Ausschnitt aus der geologischen Karte Israels (Survey of Israel, 1970.).
- Abbildung 3: Auszug aus der Bodenkarte von Israel (Survey of Israel, 1970.).
- Abbildung 4: Auszug aus der topographischen Karte Israels. Lage der Stadt Modi`in.
- Abbildung 5: Lage der Messstationen im Untersuchungsgebiet während der Niederschlagsaison 2002/2003. Abflussmessungen: rote Punkte, Niederschlagsmessung: blauer Punkt, Bodenfeuchtemessungen: grüne Punkte, Hangeinzugsgebiet: blaue Markierung.
- Abbildung 6: Vergleich der Niederschlagszeitreihen A (Modi`in) und B (Untersuchungsgebiet) vom 24.-28.2.03.
- Abbildung 7: Luftbild des Untersuchungsgebietes, Gebietsauslass (blaue Markierung).
- Abbildung 8: Einteilung des Untersuchungsgebietes in Oberflächentypen und die Lage der Infiltrationstests und der Bodenprobenentnahmestellen.
- Abbildung 9: Im Untersuchungsgebiet gemessene Infiltrationsraten und Referenzversuch (nach Huasarg, 2004).
- Abbildung 10: Schematische Darstellung der Komponenten des ZIN-Modells (aus: Thormählen, 2003, nach Lange, 1999.)
- Abbildung 11: Schematische Darstellung des Castor- und Runoff-Runon-Konzeptes.
- Abbildung 12: Darstellung des Zusammenhangs von ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeit und Wassergehalt mittels des Van Genuchten-Ansatzes (Gleichung [1]) unter Variation der Werte des Brooks-Corey-Porengrößenverteilungsindex " λ ".
- Abbildung 13: Modellstruktur und implementierte Prozesse und Parameter des gekoppelten Modells TRAIN-ZIN (Gunkel, 2006.).
- Abbildung 14: Darstellung des untersuchten Einzugsgebietes (blau) mit den eingeteilten Abflussbeitragsflächen (grün), den Gerinneknotenpunkten (rot) und dem digitalen Höhenmodell nach Hall (hellblau).

- Abbildung 15: Vereinfachte Darstellung des Gerinnequerschnitts, als Berechnungsgrundlage des Abflussroutings (Lange, 1999.).
- Abbildung 16: Vom 1.1.03 – 26.3.3 im Hangeinzugsgebiet gemessene und modellierte Werte der Bodenfeuchte (Vol.-%).
- Abbildung 17: Vom 1.1.03 – 26.3.3 Am Nordhang und im Wadi gemessene und modellierte Werte der Bodenfeuchte (Vol.-%).
- Abbildung 18: CaStor-2-Bodenspeicher innerhalb der einzelnen Teileinzugs-gebiete.
- Abbildung 19: Darstellung der abgeschätzten Bodentiefen im Einzugsgebiet.
- Abbildung 20: Hydrologische Antwortfunktion der Abflusskonzentration.
- Abbildung 21: Verschiedene Gerinnetypen und ihre Lage im Einzugsgebiet.
- Abbildung 22: Modellierte Abflüsse vom 13.-16.2.03.
- Abbildung 23: Modellierter und gemessener Abfluss und Bodenfeuchte vom 13.-16.2.03 (Niederschlagsreihe B).
- Abbildung 24: Modellierte Abflüsse vom 24.-28.2.03.
- Abbildung 25: Modellierte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie Bodenfeuchte und Niederschlag (A) vom 24.-28.2.2003.
- Abbildung 26: Modellierte Abflüsse vom 24.-26.3.03.
- Abbildung 27: Modellierte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie modellierte Bodenfeuchte und Niederschlag (A) vom 24.-26.3.2003.
- Abbildung 28: Modellierte Abflüsse vom 1.1.-26.3.03.
- Abbildung 29: Modellierte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie modellierte Bodenfeuchte und Niederschlag (B) vom 1.1.-26.3.2003 (TRAIN-ZIN).
- Abbildung 30: Modellierte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie modellierte Bodenfeuchte und Niederschlag (B) vom 24.-28.2.2003 (TRAIN-ZIN).

III Verzeichnis der Tabellen im Text

- Tabelle 1: (Auszug) Vergleich verschiedener Klimaklassifikationen für Israel (Goldreich, 1998.)
- Tabelle 2: Ergebnisse der Korngrößenanalyse durch die HUU.
- Tabelle 3: Relative Anteile der Korngrößenfraktionen ohne Skelletgehalt
- Tabelle 4: Aus Infiltrationstest ermittelte Infiltrationsraten für verschieden Oberflächen im Untersuchungsgebiet und die ermittelten Regressionsgleichungen der Versuchsreihen.
- Tabelle 5: Ergebnisse der Berechnung der Bodenparameter Gesamtporosität, PWP, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und Feldkapazität mit dem Analyse-Tool Soil-Water-Characteristics (Saxton, 1986.).
- Tabelle 6: Gerinnnetypen und zugeordnete Parameter.

IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

1 **Abbildungen Modelltests**

Abbildung 1: Mit unterschiedlichen hydraulischen Leitfähigkeiten simulierte Abflussganglinien des Gebietsabflusses. Loam ~ 1 (cm/h), clay ~ 0.005 (cm/h). Die Leitfähigkeiten wurden im gesamten Einzugsgebiet homogen verwendet (Testversion des ZIN-Modells).

Abbildung 2a: Mit künstlichen Infiltrationsraten (60 mm/h) simulierter Gebietsabfluss (Testversion des ZIN-Modells). Darstellung des simulierten Sättigungsflächenabflusses und des Gesamtabflusses.

Abbildung 2b: Mit künstlichen Infiltrationsraten (30 mm/h) simulierter Hangabfluss (Endversion des ZIN-Modells). Darstellung der simulierten Abflüsse aus Sättigungsüberschuss, Infiltrationsüberschuss, sowie gemessener und simulierter Gesamtabfluss.

2 **Abbildungen Einzugsgebiet**

Abbildung 1: Abflusspegel, Gerinnebett in Richtung Einzugsgebiet (Foto: A. Steinmann).
Abbildung 2: Aufschluss im Gerinnebett. Tiefe ~ 1.2 m.

Abbildung 3: Oberfläche des Fahrwegs im Einzugsgebiet.

Abbildung 4: Aufschluss in Oberflächentyp 5, Skelettgehalt der obersten 10 cm.

Abbildung 5: Viehpfad quer zur Hangneigung innerhalb Oberflächentyp 14.

Abbildung 6: Bodenaufschluss Oberfläche 5, Tiefe ~ 2 m.

Abbildung 7: Absenkung der senkrecht zur Fliessrichtung verlaufenden Erosionsschutzmauern.

Abbildung 8: Viehpfad, Präferentieller Fliessweg in einem Seitental.

Abbildung 9: Gerinnebett

Abbildung 10: Gerinnebett in dicht bewachsenem, mit Geröll bedecktem Seitental, Oberflächentyp 16.

Abbildung 11: Bildmitte Oberflächentyp 5. Bildhintergrund Oberflächentyp 9.

Abbildung 12: Bildmitte Anthropogene Terrassierungen.

Abbildung 13: Olivenhain

Abbildung 14: Oberflächentyp 11, felsiger Südhang.

Abbildung 15: Oberflächentyp 13, dicht bewachsener Nordhang.

Abbildung 16: Oberflächentyp 16, Talsohle, Gerinnebett.

Abbildung 17: Oberflächentyp 6, Feuchtfläche.

V Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tabelle 1: Darstellung der für die Modellierung verwendeten Parameterwerte für das Verdunstungsmodell TRAIN (A. Gunkel).

Tabelle 2: Für die Berechnung des Wellenablaufs verwendete Parameter.

Tabelle 3: Darstellung des Inputs und der Parameter für das gekoppelte Niederschlags-Abflussmodell TRAIN-ZIN (A.Gunkel, 2006.).

VI Verwendete Symbole und Abkürzungen

Q	Abfluss	(Vol./t)
P	Niederschlag	(Vol./t)
Ah	A-Horizont, humushaltig	
Bv/Bt	B-Horizont, verbraunt, Ton angelagert	
Cv	C-Horizont, verwittert	
C	C-Horizont, Gestein	
Δt	Zeitschritt	
$K(\Theta)$	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit	(cm/h)
K_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	(cm/h)
Θ	Wassergehalt	(rel. Anteil)
Θ_r	Restwassergehalt	(rel. Anteil)
Φ	Porosität	(rel. Anteil)
S	Sandfraktion	(rel. Anteil)
C	Tonfraktion	(rel. Anteil)
λ	Brooks-Corey Porengrößenverteilungsindex	
R^2	Bestimmtheitsmaß	
n	Rauhigkeitsparameter nach Manning	
NS	Nash-Sutcliff-Koeffizient	
Q_{obs}	beobachteter Abfluss	(m ³ /min)
Q_{sim}	gemessener Abfluss	(m ³ / min)
Q_x	Mittelwert des gemessenen Abflusses	(m ³ / min)

VII Zusammenfassung

Die Bildung von Oberflächenabfluss aus Sättigungsüberschuss und die Bildung von Oberflächenabfluss aus Infiltrationsüberschuss sind die beiden dominierenden Abflussbildungsmechanismen in mediterranen Einzugsgebieten (Martinez-Mena et al., 1998. Lange et al., 2003. Puigdefabregas et al., 1998. Ceballos et al., 1998.). Das Niederschlags-Abflussmodell ZIN (Lange, 1999.) ist ein distribuiertes, nicht kalibriertes Konzeptmodell, das für die ereignisbezogene Abschätzung des Oberflächenabflusses in nicht gemessenen, großen ariden Einzugsgebieten entwickelt wurde. Um den Anwendungsbereich des für große aride Gebiete entwickelten Modells auch auf die Modellierung der Abflussbildung des mediterranen Klimaraumes zu erweitern, wurde von A. Gunkel im Rahmen ihrer Dissertation eine Neuprogrammierung des ZIN-Modells durchgeführt. Dabei wurde die Unterscheidung der Abflussbildungsprozesse und das Speicher-Konzept des CaStors, das die Modellspeicher in die Böden der Hänge und der Talsohle unterscheidet und die Reinfiltration der an den Hängen gebildeten Oberflächenabflüsse in die Böden der Talsohle simuliert, in das Modell neu integriert.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Bodenwasserspeicher des Modells mit einer dynamischen Funktion zur Simulation der Tiefeninfiltration erweitert, die, auf der Basis des van-Genuchten-Ansatzes die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit zur Modellierung der Wasserverluste aus dem Bodenwasserspeicher beschreibt. Die Modellierung der Abflusskonzentration wurde durch die Integration einer aus Messdaten entwickelten, empirischen Antwortfunktion der Hänge verbessert.

Die Modellanwendung wurde an einem mikroskaligen Einzugsgebiet durchgeführt, das sich im Bereich der Vorbergzone der Judean Mountains ca. 30 km östlich von Tel Aviv befindet. In einer mehrtägigen Felduntersuchung wurde ein Teil, der für die Modellierung nötigen Einzugsgebietsparameter erhoben, die in Bezug zu der vor Ort durchgeführten Kartierung der Oberflächenbedeckung, Vegetation und Landnutzung stehen. Neben der Durchführung von Infiltrationsversuchen zur Bestimmung der Infiltrationskapazitäten der unterschiedlichen Oberflächentypen des Untersuchungsgebietes, wurden Bodenproben zur Bestimmung der Korngrößenverteilung entnommen und durch Grabungen die Bodentiefen ermittelt.

Die Parametrisierung des Modells wurde anhand der erhobenen Messdaten und aus Literaturwerten vollzogen. Eine Modellkalibrierung ist bei der Anwendung des ZIN-Modells nicht vorgesehen. Für die Modellvalidierung stand ein reichhaltiger Datensatz zur Verfügung,

der von A. Steinmann im Rahmen ihrer Dissertation während der Niederschlagsaison 2002/2003 im Untersuchungsgebiet erhoben wurde. Neben Niederschlagsdaten und den Messungen des Gebietsabflusses beinhaltet er in einem Hangeinzugsgebiet gemessene Abfluss- und Bodenfeuchtedaten, sowie Bodenfeuchtedaten aus dem Bereich der Talsohle.

Die Modellierung wurde zum einen ereignisbezogen mit dem ZIN-Modell durchgeführt. Die Verdunstung wurde in diesem Fall als konstante Verlustrate berechnet. Zum anderen wurde ein Zeitraum von 3 Monaten mit dem gekoppelten Modell TRAIN-ZIN kontinuierlich simuliert. Das Modell TRAIN berechnet räumlich aufgelöste Tageswerte der Evapotranspiration.

Im Vergleich der Simulationsergebnisse wurde mit beiden Modellanwendungen die Abflussbildung im Untersuchungsgebiet adäquat simuliert. Während die größeren Abflussereignisse, deren Peaks im Bereich von $1 \text{ m}^3/\text{s}$ lagen gut abgebildet wurden, wurden die Abflussereignisse, deren Peaks unter 50 l/s lagen, deutlich überschätzt. Die Funktionalität aller neu integrierten Modellelemente konnte nachgewiesen werden.

Nach der erfolgreichen Anwendung des Modells im mikroskaligen Bereich, ist nun der Modelltest in mesoskaligen Einzugsgebieten anzustreben.

VIII Extended Summary

Saturation excess and infiltration excess are the dominating mechanisms of surface runoff generation in mediterranean catchments (Martinez-Mena et al., 1998. Lange et al., 2003. Puigdefabregas et al., 1998. Ceballos et al., 1998.). The rainfall-runoff-model ZIN (Lange, 1999.) is a distributed non-calibrated conceptual model which was developed to estimate event-based surface runoff in large arid catchments. To include the ability of simulating runoff generation in the Mediterranean, some new features have been introduced within the scope of her Ph.D.-thesis by A. Gunkel during the reprogramming of the ZIN-model. These features contain the distinction between the runoff generation processes mentioned above and the conceptual **catchment storage** (CaStor), which describes the different soil water storages of hill slopes and alluvial fans at the base of the slopes. It also includes reinfiltration of slope runoff in the valley.

In the course of this thesis the water storages have been supplemented with a dynamical function describing the water losses of deep infiltration. The used function is the van-genuchten-approach which simulates the unsaturated hydraulic conductivity based on the actual soil water content. On the basis of measured slope runoff an empirical hydrologic response function describing the concentration time of slope runoff has been developed.

The study area is a micro scale catchment in the foothills of the Judean Mountains about 30 km east of Tel Aviv. Field investigations in the catchment have been undertaken to gain field data for the parameterization of the model. They included besides a detailed mapping of the surface properties infiltration tests, soil samples and the measurements of soil depths and channel properties.

The parameterization of the model has been done on the basis of field data and literature inquiries. Due to the “non-calibrated” model, a model calibration has not been done. The validation of the model applications has been conducted with a data set including measurements of precipitation, catchment runoff, slope runoff and soil water contents of the whole rainfall season 2002/2003. These data had been collected by A. Steinmann within the scope of her Ph.D.-thesis.

The application of the ZIN-model was event-based using a constant rate for evaporation losses. Additional a 3 month period has been applicated continuous with the coupled model TRAIN-ZIN which simulates daily values of spatial distributed evapotranspiration.

Comparing the model results, both applications delivered acceptable descriptions of the surface runoff generation in the study area. The dimension of the simulated runoff event has a positive relation with the magnitude of the runoff peak. Events with a peak runoff of about 1 m³/s have been better simulated than runoff peaks around 50 l/s which have been strongly overestimated. Functionality of the new model routines has been demonstrated.

Model application in a meso scale catchment would be the next step investigating the functionality of the new version of the ZIN-model.

KEYWORDS: mediterranean area, runoff generation, saturation excess runoff, infiltration excess runoff, rainfall-runoff modeling, non-calibrated model,

1 Einleitung

Der Einfluss des globalen Klimawandels zeichnet sich im mediterranen Klimaraum immer deutlicher ab. Jeden Sommer in großer Zahl auftretende Dürren und Wasserknappheit zeigen die Verletzlichkeit der mediterranen Ökosysteme. Die immer knapper werdende Ressource Wasser erfordert nachhaltiges Management und zunehmendes Wissen um die ihr zu Grunde liegenden Prozesse.

So sind die Abflussbildungsmechanismen im mediterranen Raum, mit vorwiegend ephemeren Gewässern, deutlich anders gewichtet als in der humiden Klimazone, in der die Flüsse und Bäche das ganze Jahr über Wasser führen. Neben der Bildung von Oberflächenabfluss aus Sättigungsüberschuss spielt hier, im Gegensatz zur humiden Klimazone, auch die Abflussbildung aus Infiltrationsüberschuss eine wichtige Rolle (Lange et al., 2003.). So bestehen die Oberflächenabflüsse aus mediterranen Einzugsgebieten in erster Linie aus Direktabfluss und sind meist vom Grundwasser unabhängig.

Unter Zuhilfenahme geeigneter Modell-Konzepte kann die hydrologische Modellierung ihren Beitrag zur Untersuchung und zum Verständnis der im mediterranen Klimaraum vorherrschenden Abflussbildungsmechanismen leisten. Die in der Literatur als die typischen Abflussbildungsprozesse des mediterranen Klimaraumes beschriebenen Mechanismen der Abflussbildung aus Sättigungsüberschuss und der Abflussbildung aus Infiltrationsüberschuss (z. B.: Martinez-Mena et al., 1998. Lange et al., 2003. Puigdefabregas et al., 1998. Ceballos et al., 1998.), sind im neu programmierten Niederschlags-Abflussmodell ZIN integriert.

Als erstes Anwendungsgebiet des neu programmierten Modells wurde ein mikroskaliges Einzugsgebiet in der Vorbergzone der Judean Mountains nahe der Stadt Modi'in, Israel ausgewählt.

2 Zielsetzung und Vorgehensweise

Der Anwendungsbereich des für große aride Gebiete entwickelten nicht kalibrierten Niederschlag-Abflussmodells ZIN (Lange, 1999.) wurde auch auf die Modellierung der Abflussbildung im mediterranen Klimaraum erweitert. Die Zielsetzung dieser Arbeit ist es, die von A. Gunkel im Rahmen ihrer Dissertation durchgeführte Neuprogrammierung des ZIN-Modells mit einer dynamischen Funktion zur Simulation der Tiefeninfiltration zu erweitern. Die Modellierung der Abflusskonzentration wird durch die Integration einer aus Messdaten entwickelten, empirischen Antwortfunktion der Hänge verbessert.

Die Überprüfung der Funktionalität der neu integrierten Modellroutinen soll anhand der Modellierung der Niederschlags-Abflussbildung eines mikroskaligen Einzugsgebietes an der Westflanke der Judean Mountains vorgenommen werden. Während der Niederschlagssaison 2002/2003 wurden in diesem Einzugsgebiet von A. Steinmann im Rahmen der Dissertation ausführliche Datenreihen erhoben, die zur Modellvalidierung zur Verfügung stehen. Die Modellparametrisierung sollte zum einen durch Literaturwerte, zum anderen durch Geländedaten, die im Rahmen der Diplomarbeit in einer mehrtägigen Felduntersuchung im Untersuchungsgebiet erhoben wurden, durchgeführt werden.

Die Auswertung der Anwendungen des ZIN-Modells auf die gemessenen Einzelereignisse und der Anwendungen des gekoppelten Modells TRAIN-ZIN auf die gesamte Niederschlagssaison fokussiert sich auf die Modellabbildung der Abflussbildungsprozesse und die neu integrierten Modellroutinen. Dies beinhaltet den ausführlichen Vergleich der Modellergebnisse mit den vorhandenen Messwerten.

3 Der mediterraner Klimaraum

3.1 Klima

Die östlichen Anrainerstaaten des Mittelmeerraumes werden zur klimatologischen Region des Levante (ital.: Morgen, Osten) zusammengefasst. Die Dreigliederung dieser Länder in Küstenbereich, Bergland und Grabenbruch und der damit einher gehende Klimagradient ist ein spezielles Merkmal dieser Region (Weischet, Endlicher, 2000.). Zur genaueren Beschreibung der Klimate innerhalb dieses Gradienten gibt es verschieden Ansätze.

Tabelle 1: (Auszug) Vergleich verschiedener Klimaklassifikationen für Israel (Goldreich, 2003.)

Thornthwaite (1955)	Köppen	Jahresniederschlag (mm)	Vegetation
	BWhs	< 200	desert
arid E		200 – 300	semi-desert
semi-arid	BShs	300 – 400	sub-humid
D	Csa	400 – 600	humid-savannah
sub-humid			forest-sub-tropic
C	Csb		
humid		600 - 1200	
	Cfa		Wet forest
	Cfb		

Der Bereich Israels zwischen Mittelmeerküste und den Judean Mountains liegt nach der Klimaklassifikation nach Köppen (Csa / Mediterranean) im mediterranen Bereich Israels. Diese Klassifikation basiert auf einer empirisch ermittelten Betrachtung des relativen

Verhältnisses von Klimas zu Vegetation. Die mediterrane Klimazone wird zu den ariden und semi-ariden Klimaten (Köppen/ BShs) durch die 400 mm Isohyete abgegrenzt. Die Grenze zum sub-humiden und humiden Bereich liegt bei etwa 600 mm Jahresniederschlag (Goldreich, 2003.). Die Definition des mediterranen Klimas nach Köppen (aus Lavée et al., 1997.) beinhaltet folgende Punkte: Die mittlere Monatstemperatur des wärmsten Monats liegt höher als 22 °C, die des kältesten Monats liegt zwischen -3 und 18 °C. die Niederschlagssumme des feuchtesten Monats ist mindestens 3 mal so hoch wie im trockensten Monat und der Jahresniederschlag ist größer als die 20-fache mittlere Jahrestemperatur in °C.

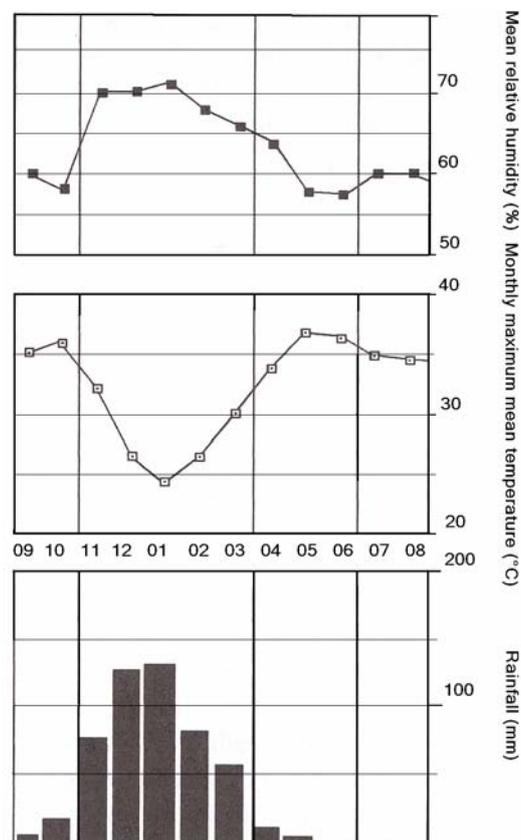


Abbildung 1: Der Jahreskreislauf von Niederschlag relativer Luftfeuchte und der maximalen mittleren monatlichen Lufttemperatur (verändert nach Jaffe, 1977, aus: Goldreich, 2003.).

Die Klimaklassifikation nach Thornthwaite dagegen ergibt für das Untersuchungsgebiet die Kategorie D, bzw. semi-arides Klima: Sie berechnet aus dem Verhältnis von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration einen monatlichen Feuchteindex, der über das Jahr gemittelt wird (Goldreich, 2003.). In Tabelle 1 ist die Klimaklassifikationen für Israel nach

Thornthwaite und nach Köppen vergleichend mit dem mittleren Jahresniederschlag und den Vegetationstypen der jeweiligen Klimazonen dargestellt.

In Abbildung 1 wird der mittlere Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge, der mittleren monatlichen maximalen Temperaturen und der mittleren relativen Luftfeuchtigkeit in Israel nach Jaffe (1977. Aus: Goldreich, 2003.) dargestellt. In der Abbildung lässt sich deutlich die Gegenläufigkeit der Lufttemperatur zu Luftfeuchtigkeit und Niederschlägen erkennen. Während die Luftfeuchtigkeit in der Regensaison von unter 60 % auf über 70 % ansteigt, sinken die mittleren monatlichen Höchsttemperaturen von 37°C im Oktober auf unter 25 °C im Januar ab. Die Monate Mai Juni und Oktober weisen die niedrigste Luftfeuchtigkeit und die höchsten Lufttemperaturen auf, obwohl sie nicht in der niederschlagsfreien Zeit liegen. In den regenfreien Monaten Juli und August liegt die Lufttemperatur geringfügig niedriger und die Luftfeuchte erreicht wieder 60 %.

In Israel gibt es im Allgemeinen nur zwei Jahreszeiten. Den trockenen, heißen Sommer und den nassen, warmen Winter. Wie in Abbildung 1 dargestellt ist, lassen sich jedoch auch Übergangsjahreszeiten abgrenzen (Sept. und Okt., sowie April, Mai und Juni.), in denen geringe Niederschläge mit hohen Lufttemperaturen und niedriger Luftfeuchte einhergehen. Mit der Niederschlagsaison beginnt auch die Vegetationsphase, d.h. die aktuelle Evapotranspiration wird größer, die Lufttemperatur nimmt ab und die relative Luftfeuchtigkeit steigt deutlich an.

3.2 Geologie

Die Westflanke der Judean Mountains wird in erster Linie von den marinen Kalken des Turon geprägt (Survey of Israel, 1970.). Diese sind auch sonst im gesamten Gebiet der West Bank und der Judäan Mountains zu finden. Sie wurden in der Zeit des späten Cretaceus (97 mio.-65 mio. Jahre v. C.) im Mesozoikum gebildet (Messerschmid et al., 2002.). Die israelische Bezeichnung dieser Periode ist Bi`na. Der Gesteinskörper ist teilweise bis zu 800 Meter mächtig und erstreckt sich vom nördlichen Negev bis Galiläa (Messerschmid et al., 2002.). Die Hauptschichten bestehen aus hartem Kalk- und Dolomitgestein, die von dünnen Mergelschichten und dickeren feuersteinhaltigen Kalklagen unterteilt werden. Insgesamt fallen die Schichten des Turons schwach nach Westen ein (Messerschmid et al., 2002.).

Die Kalke des Turons fallen durch ihre Reinheit und Weiße auf. In der Regel zeichnen sie sich auch durch Fossilarmut aus, im Untersuchungsgebiet dagegen wurden einige Fossilien

gefunden. So genannte Stilolithen, horizontale fein gezahnte Risse, die durch Druckbelastung entstehen, durchziehen die Kalke des Turons und stellen damit einen Transportweg für Wasser in diesem vorwiegend nicht leitenden Gestein dar. Dieses verursacht häufig Ausfällung von Eisen und damit eine bräunliche Färbung entlang der Oberflächen in den Stilolithen (Messerschmid et al., 2002.).

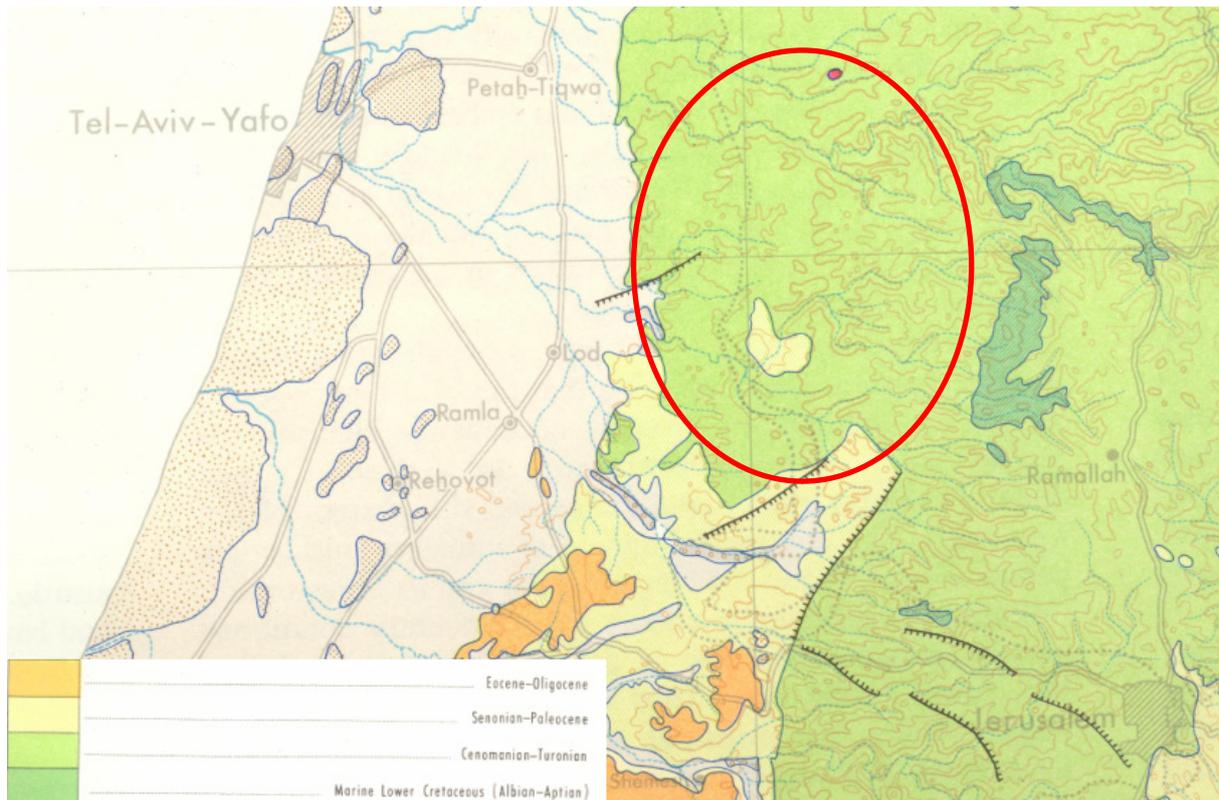


Abbildung 2: Ausschnitt aus der geologischen Karte Israels (Survey of Israel, 1970.).

Neben den an der Westflanke der Judean Mountains um die 170 m mächtigen Schichten des oberen Turons finden sich dort auch Lagen der Maastrichtian genannten Kreide (ca. 55 m mächtig), sowie die Kreide und Feuerstein haltigen Gesteinsschichten des Coniacian-Campanian (ca. 160 m mächtig) (Vergl.: Geological Map of Israel, 1997). In der geologischen Karte Israels von 1970 (Survey of Israel, 1970.) wird das gesamte Gebiet um das Untersuchungsgebiet den Kalken des Turons zugeordnet (Abbildung 2).

3.3 Böden

(Survey of Israel, 1970)

Aufgrund der großen klimatischen und geologischen Unterschiede innerhalb Israels lassen sich hunderte verschiedener Bodenarten identifizieren. Diese wurden jedoch in 24 Bodentypen unterteilt, die die wichtigsten Faktoren der Bodenbildung berücksichtigen.

Die Hauptunterscheidung der Böden ist die Aufteilung in die Böden des Mediterranen Raumes (a) und die Böden der ariden Gebiete (b). Diese werden weiter in Flachland und Talböden einerseits und Hochland- und Gebirgsböden andererseits auf geteilt.

Wie in Abbildung 3 zu sehen ist, findet man an der Westflanke der Judean Mountains in erster Linie Terra Rossa und Rendzina Böden, die beide in Israel zu den mediterranen Böden des Hochlandes zählen.

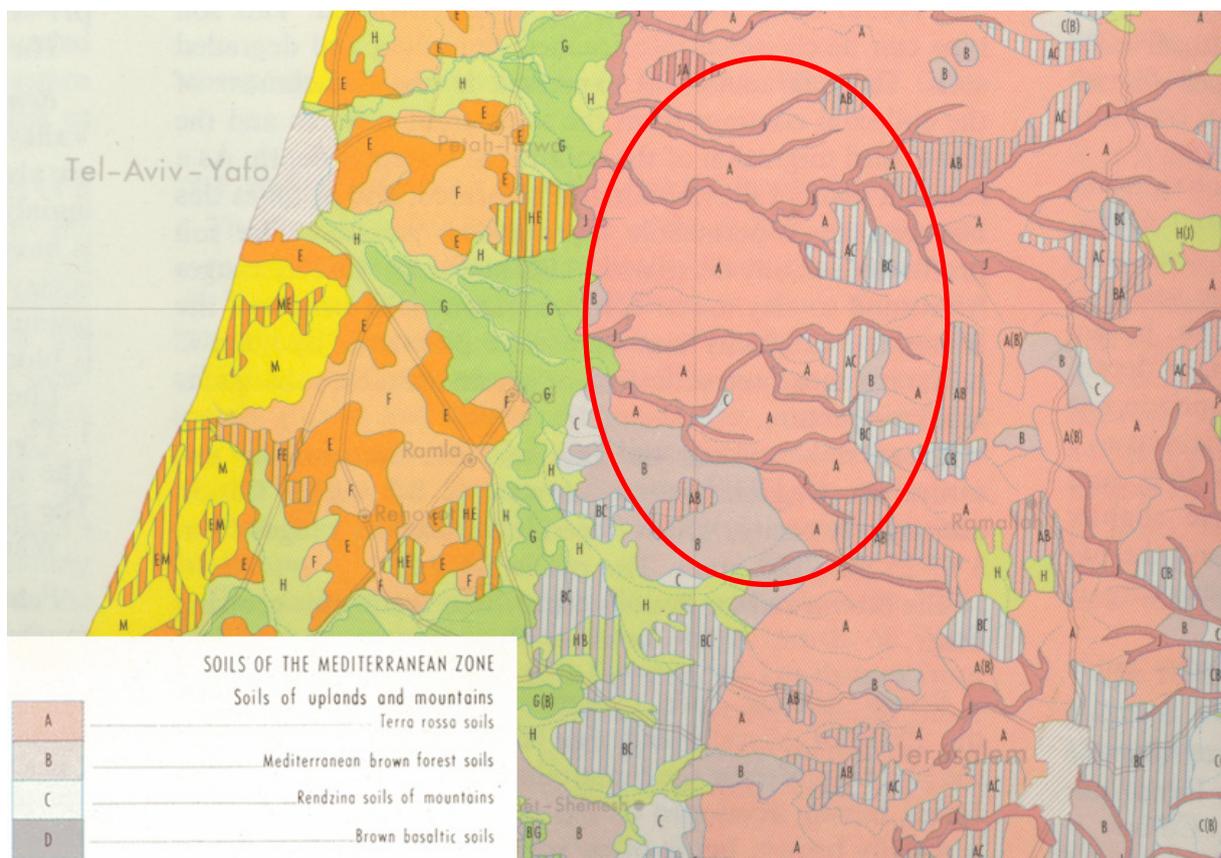


Abbildung 3: Auszug aus der Bodenkarte von Israel (Survey of Israel, 1970.).

Terra Rossa Böden kommen in der Regel in felsigen Regionen vor. Sie entstehen auf Kalkstein oder Dolomitgestein. Die meist flachgründigen Böden weisen selten grössere

Mächtigkeiten als 50 cm auf, sind eher tonig und haben eine rötlich-braune Färbung. Die Horizontfolge ist A(B)C. Der A-Horizont ist von einem festen Korngerüst geprägt, der B-Horizont besitzt eher eine blockhafte, verwinkelte Konsistenz. Die Kalkgehalte liegen bei bis zu 10 %, der Anteil der organischen Substanz liegt zwischen 2% und 8%. Die Ph-Werte bewegen sich zwischen 6.5 und 7.8.

Rendzinen entstehen in Israel meist auf Kreide, Mergel oder kreidehaltigen Mergeln. Sie sind in der Regel kalkreich, der Kalkgehalt liegt zwischen 30% und 80%. Die Farbe liegt zwischen hellem Grau und Grau-Braun, in Abhängigkeit des Anteils der organischen Substanz. Die helleren Böden mit den höheren Kalkanteilen haben nur 1% bis 3% Anteil an organischer Substanz, während die dunkleren Böden bis zu 8% organischer Substanz beinhalten. Die Ph-Werte liegen zwischen 7.7 und 8.1. Die Horizontfolge der zwischen 40 cm und 75 cm mächtigen Böden besteht aus AC-Horizonten von lehmiger bis toniger Konsistenz. Auch in der Struktur unterscheiden sich die heller gefärbten Rendzina-Böden von den dunkleren: im Gegensatz zu den weitgehend strukturfreien hellen Rendzinas besitzen die dunklen eine körnige Struktur.

3.4 Abflussbildung im mediterranen Klimaraum

Das mediterrane Klima ist gekennzeichnet von heißen, trockenen Sommern und feuchten Wintern, die von unregelmäßigen Konvektivereignissen mit hohen Niederschlagsintensitäten, sowie von anhaltenden Frontenregen geprägt sind (z. B.: Goldreich, 2003. Weisheit, Endlicher, 2000.). Die großen Niederschlagsmengen, die in dieser Zeit gebildet werden, verursachen in den ephemeren Flüssen, die die felsige Region der Judean Mountains entwässern, nur zu manchen Zeiten Abflüsse. Diese können u. a. auch als katastrophale „Flash Floods“ in Erscheinung treten (z.B.: Martinez-Mena et al., 1998. Lange et al., 2003.).

In mediterranen Einzugsgebieten wurden in erster Linie zwei Abflussbildungsmechanismen beobachtet: Die Bildung von Oberflächenabfluss aus Sättigungsüberschuss und die Bildung von Oberflächenabfluss aus Infiltrationsüberschuss (Martinez-Mena et al., 1998. Lange et al., 2003. Puigdefabregas et al., 1998. Ceballos et al., 1998.). Das Vorherrschen eines dieser

beiden Abflussbildungsprozesse ist zum einen von der Intensität der Niederschläge, sowie zum anderen von der Art und Beschaffenheit der Bodenoberfläche abhängig.

In ariden Klimaten, in denen der Abfluss aus Infiltrationsüberschuss vorherrscht und die Niederschläge meist in Konvektive Ereignissen mit hohen Niederschlagsintensitäten entstehen (Lange, 1999.), haben die Oberflächen weitaus kleinere Infiltrationskapazitäten (U. a. wegen dem erhöhtem Flächenanteil anstehenden Gesteins, den verkrusteten Böden, Desert Pavement.), als in mediterranen Gebieten mit einer höheren Jahresniederschlagssumme, einem höheren Anteil an Frontenniederschlägen und weitaus stärkerem Pflanzenwachstum (Lavée et al., 1997. Cerdà, 1996.). Auch die Böden werden vom mediterranen Klima stark beeinflusst: Die winterliche Feuchte und die einhergehende Bioaktivität wechseln ab mit dem sommerlichen austrocknen der Böden, Wüstenstaub aus der Sahara sowie die seit Jahrtausenden andauernde Nutzung der Böden durch die Menschen, beeinflussen die Bodenbildung (Yaalon, 1995.).

So wurde von Lange (2003) in einem Untersuchungsgebiet in der West Bank / Israel, das an einem Hang lag, dessen Oberfläche von anstehendem Gestein (Dolostone, Limestone) und geringmächtige Bodentaschen geprägt war, durch Versuche mit simulierten Niederschlägen festgestellt, dass dort die Abflussbildung beide Prozesse beinhaltet. Während auf den Bereichen, an denen das anstehende Gestein die Oberfläche bildete, nach der Benetzung der gesamten Oberfläche Oberflächenabfluss gebildet wurde, entstand auf den von Böden bedeckten Bereichen erst nach ihrer sukzessiven Aufsättigung, zu der wiederum der Abfluss der Felsflächen beitrug, Oberflächenabfluss. Es konnte durch Tracerversuche (veränderte Beschaffenheit des Niederschlagswassers) nachgewiesen werden, dass der bei weiteren Beregnungsversuchen entstehende Oberflächenabfluss zu einem Anteil (14%) auch aus Vorereigniswasser bestand. Dieser Einfluss der Vorsättigung von Böden auf die Bildung von Sättigungsflächenabfluss wurde auch von Castillo (2003) postuliert.

Einen entscheidenden Einfluss auf die Entstehung von Sättigungsflächenabfluss gibt Martinez-Mena (1998) dem Anteil des organischen Kohlenstoffes im Boden, der sehr stark von den Wachstumsbedingungen der Vegetation und damit auch vom Klima, abhängt. In auf Mergel entstandenen Böden, auf denen der Oberflächenabfluss hauptsächlich aus Infiltrationsüberschuss gebildet wird, ist der Anteil an organischer Substanz meist sehr gering (< 2 %). Auf Kalkstein entstandene, grobkörnigere Böden weisen dagegen höhere Anteile an organischer Substanz im Oberboden auf, mit dieser Zunahme an organischem Kohlenstoff ging auch eine Zunahme der Infiltrationskapazität einher. Dieser Zusammenhang, der auch

mit der Zunahme der Jahressummen des Niederschlags verbunden ist, wurde auch durch Lavee (1997) festgestellt.

In der bisherigen Betrachtung wurde die Abflussbildung eher auf der Ebene der Plotskala diskutiert. Bei der Betrachtung der Abflussbildung auf Einzugsgebietsebene gewinnen weitere Faktoren an Bedeutung: Die räumlichen Unterschiede der Bodentiefen und damit das Erreichen der Sättigung, sowie die Übergänge vom Hang in die Kolluvien (Puigdefabregas et al., 1998.). In einem Untersuchungsgebiet in Südspanien wies Puigdefabregas (1998) nach, dass der Abflusskoeffizient an Hängen auch stark von der Länge desselben abhängig ist. So konnte er nach einer Hanglänge von 10 m noch einen Abflusskoeffizienten von ca. 40 % feststellen, während er bei einer Hanglänge von 40 -50 m, auf einer Fläche ohne anstehendes Gestein, nur Abflusskoeffizienten von < 5 % nachweisen konnte. Der Effekt der Abflussabnahme wurde auch beim Übergang des Oberflächenabflusses vom Hang, in die Talkolluvien beobachtet. Dieser Vorgang wurde mit dem so genannten Runoff-Runon-Konzept (z. B.: Puigdefabregas et al., 1998.) erklärt, das die Reinfiltration von entstandenem Oberflächenabfluss beschreibt.

4 Untersuchungsgebiet



Abbildung 4: Ausschnitt aus der topographischen Karte Israels. Lage der Stadt Modi'in.

4.1 Lage und Beschreibung

Im Bereich der Vorbergzone der Judean Mountains, zwischen 100 und 250 m über N.N., südwestlich der Stadt Modi'in (Abbildung 4) befindet sich das Wadi Anabe. Das Untersuchungsgebiet ist ein kleines, namenloses, sich von Nordost nach Südwest über knapp 2 km erstreckendes Teileinzugsgebiet des Wadi Anabe. Die räumlichen Koordinaten des Einzugsgebietspegels betragen, referenziert auf das Palestinian Grid von 1923, sind 147.47 X (Nord) und 145.31 Y (Ost).

Das Untersuchungsgebiet hat eine Grösse von 1.1 km². Es befindet sich direkt angrenzend an ein Neubaugebiet der Stadt Modi'in. Am östlichen Ende des Tales grenzt ein Steinbruch an das Einzugsgebiet, dessen Ablagerungsbereich für den Aushub sich schon im Einzugsgebiet befindet (Abbildung 5). Die einzige anthropogene Nutzung des Gebietes ist die Verwendung als Weidegrund für Rinder. Das umgebende Hügelland ist sanft geschwungen, die Hänge sind selten steil. Die Vegetation besteht in erster Linie aus verschiedenen Gräsern und zum Teil

Büschen, die auf den Bodentaschen, die die Flächen zwischen dem an vielen Stellen offen liegendem anstehenden Gestein ausfüllen. An den Nordhängen der Hügel, die meist eine dichtere Vegetationsdecke aufweisen als die Südhänge, wachsen vermehrt auch Sträucher und vereinzelt Bäume. Steinmann (2003) konnte einige der ansässigen Büsche und Sträucher eindeutig als typische mediterrane Gewächse identifizieren: so z. B.: *Capparis spinosa*, der Kapernstrauch, ist, wie auch *Smilax aspera*, eine Unterart der Stechwinden. Die meisten der im Tal wachsenden Bäume gehören zur Spezies der *Olea Europaea*, dem Olivenbaum.

4.2 Klima

Die geo-klimatische Region (nach Rubin, Pick, 1994. aus: Goldreich, 2003.), in der das Untersuchungsgebiet liegt, ist die Vorbergzone der Samarian-Judean Foothills. In dieser Region entstehen nach Kutiel (1978. Aus: Goldreich, 2003.) ca. 20 % der Niederschläge aus Konvektiveignissen (Niederschlagsintensitäten > 20 mm/h). In der Regel sind es über den Mittelmeerraum heranziehende Tiefdruckgebiete, die die Niederschläge verursachen. Bis über 40 Prozent der Niederschlagsereignisse entstammen konvektiven Wolkenzellen (Convection Lines/ Benard Cells), der Hauptanteil der Niederschläge entsteht jedoch aus verschiedenen Kaltfronten (Kalt- und Küstenfronten) und Wolkenstrassen (Rosenfeld, 1980. Aus: Goldreich, 2003.). Die maximale stündliche Niederschlagssumme einer zehnjährigen Referenzperiode betrug nach Dalinsky (1971. Aus: Goldreich, 2003.) zwischen 30 und 35 mm. Der Jahresniederschlag im Bereich des Untersuchungsgebietes lag während der standard Normal-Periode von 1961-1990 im Bereich um die 600 mm-Jahresniederschlags-Isohyete (IMS, 1990. Aus: Goldreich, 2003.). Die jährliche potentielle Evapotranspiration (Class A Pan Evaporation nach Last, 1978, aus: Goldreich, 2003.) im Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der 2000 mm-Gleiche. Die Tageswerte der potentiellen Evapotranspiration schwanken in den Judean Mountains zwischen 1.7 mm und 5.1 mm im November (30.10.-3.11.2006, IMS, URL1.) und zwischen 1.7 mm und 6.6 mm im April (13.-19.04.2006, IMS, URL1).

4.3 Böden

Im Untersuchungsgebiet wurde durch Steinmann (2003) festgestellt, dass Terra Rossa die vorherrschende Bodenart ist. Sie konnte folgende Profilfolge nachweisen:

Ah	Dunkelbraun, Humus haltig, >10 cm
Bv/Bt	Braun; > 15 cm
Cv	Verwitterungshorizont
C	Anstehendes Gestein (Kalk, Kreide)

5 Datengrundlage

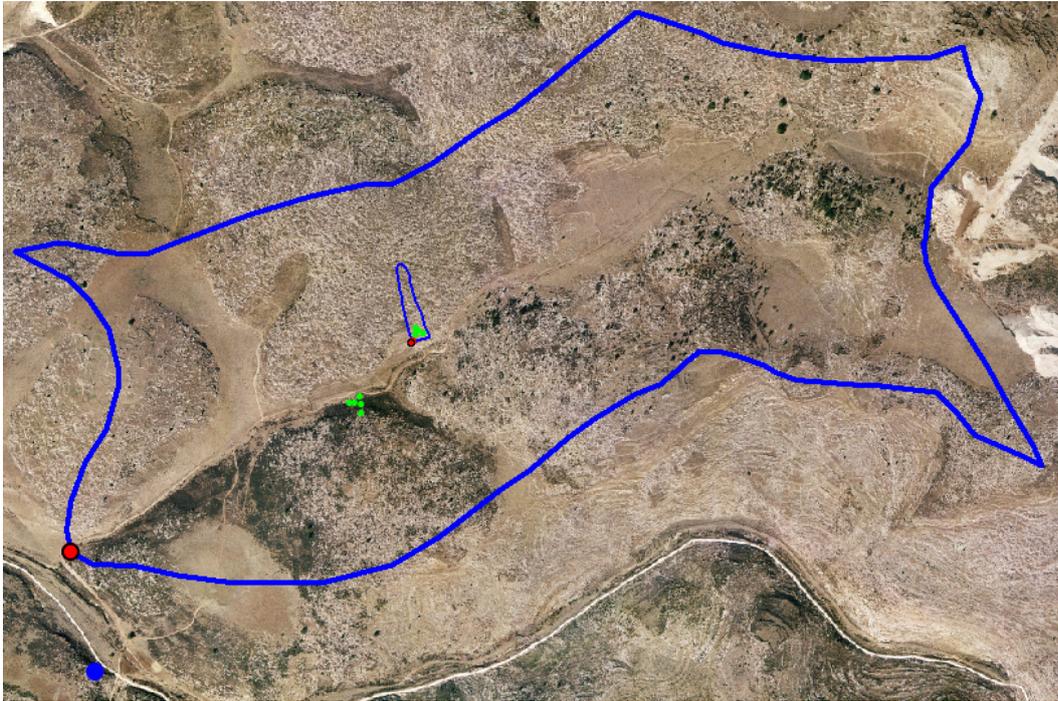


Abbildung 5: Lage der Messstationen im Untersuchungsgebiet während der Niederschlagssaison 2002/2003. Abflussmessungen: rote Punkte, Niederschlagsmessung: blauer Punkt, Bodenfeuchtemessungen: grüne Punkte, Hangeinzugsgebiet: blaue Markierung.

5.1 Überblick

In der Niederschlagssaison 2002/2003 wurde im Untersuchungsgebiet eine ausführliche Messkampagne durchgeführt. Im Rahmen des DFG-Forschungsprojektes LE 698/10-1-3 und der Dissertation von Steinmann (2003) wurden verschiedene Daten gesammelt, die alle die Abflussbildung im Untersuchungsgebiet beleuchten. Die meteorologischen Messungen bestanden aus Niederschlagsmessungen (mm) mit einer Niederschlagswippe und 19 Niederschlags-Totalisatoren, sowie der Messung der Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$), der Globalstrahlung (W/m^2), der Windgeschwindigkeit (m/s) und der Luftfeuchte (%). Die hydrologischen Messungen beinhalteten die Abflussmessung am Gebietsauslass (m^3/s) und die Abflussmessung im Hangeinzugsgebiet (l/s). Im am Südhang liegenden Hangeinzugsgebiet und auch im dicht bewachsenen Bereich eines Nordhanges wurde

kontinuierlich über die ganze Saison mit 10 TDR-Sonden die Bodenfeuchte (Vol.- %) gemessen. In Abbildung 5 ist die Lage der Messstationen im Untersuchungsgebiet dargestellt.

Neben den Messdaten, steht das digitale Luftbild des Einzugsgebietes (siehe Abbildung 5) und das digitale Höhenmodell für Israel nach Hall mit einem Isohypsenabstand von 10 m zur Verfügung.

5.2 Niederschlag

Die vorhandenen Niederschlagsdaten enthalten die Niederschläge des Zeitraumes von Oktober 2002 bis April 2003.

Die Niederschlagsdaten der Niederschlagswippe (Blauer Punkt, 250 m südlich des Gebietsauslasses.) wurden mit einem Datenlogger aufgezeichnet. Die aufgezeichneten Rohdaten beinhalten die Umschlagzeitpunkte der Niederschlagswippe (0.1 mm) mit Datum und Uhrzeit. Bei Vergleichen zwischen den Tagessummen des Niederschlags der kontinuierlichen Niederschlagsaufzeichnung und denen der Totalisatoren konnte eine deutliche Übereinstimmung festgestellt werden (Steinmann, 2003.). Daher wurde die als Inputdatenreihe für die Modellierung verwendete kontinuierliche Niederschlagsreihe als für das gesamte Einzugsgebiet (1.1 km²) repräsentativ betrachtet. Während der Zeit von Anfang Oktober 2002 bis Ende April 2003 wurden 716.8 mm Niederschlag gemessen. Bis zum Ende des untersuchten Zeitraumes wurden nur 645.2 mm registriert. In den Monaten Januar bis März 2003 fielen nur 474.8 mm Niederschlag.

Zusätzlich liegt eine zweite Niederschlagszeitreihe für die Saison vor. Diese wurde in Modi`in aufgenommen (Grodek, 2003.). Während des in der Modellierung untersuchten Zeitraumes vom 1. Januar bis zum 26. März 2003 wurden 578.8 mm Niederschlag registriert. Die 2 Niederschlagszeitreihen zeigen deutlich den räumlichen Unterschied der beiden Messstationen. So wurden nicht nur die Niederschlagsspitzen der verschiedenen Ereignisse selten zum genau gleichen Zeitpunkt registriert (siehe Abbildung 6), auch der Anstieg und Abfall der Niederschlagsintensitäten während der Ereignisse unterscheidet sich deutlich.

Die meteorologischen Messdaten wurden in dieser Arbeit nicht genauer untersucht. Im Rahmen der gekoppelten Niederschlags-Abflussmodellierung mit TRAIN-ZIN wurden sie jedoch als Inputdaten verwendet.

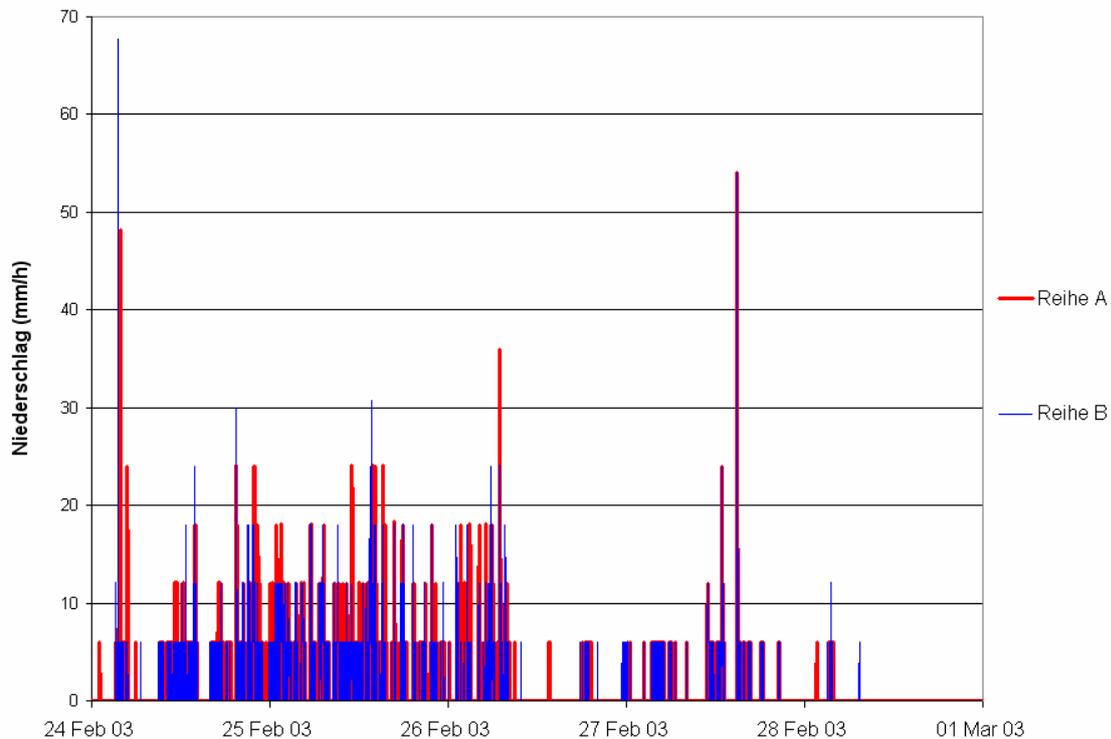


Abbildung 6: Vergleich der Niederschlagszeitreihen A (Modi`in) und B (Untersuchungsgebiet) vom 24.-28.2.03.

5.3 Abfluss

Die Abflussdaten des Gebietsauslasses (Abbildung 5, roter Punkt, groß) bestehen aus den Aufzeichnungen der 5 gemessenen Abflussereignisse in Februar und März 2003. Die kürzere Dauer der Abflusszeitreihen begründet sich darin, dass nur während dieser 5 Ereignisse Abfluss aus dem Einzugsgebiet entstand. So handelt es sich hierbei um 3 Ereignisse deren Abflussspitzen in einer Größenordnung von 10- 30 l/s lagen (11.02., 27.02., 22.03..). Die 2 weiteren Abflussereignisse waren weitaus größer. Am 25.02. waren es 1.26 m³/s in der Abflussspitze und am 26.03. waren es 0.855 m³/s. Die Abflussdaten liegen als korrigierte Minutenwerte (m³/s) für die einzelnen Ereignisse vor. Die Rohdaten bestehen aus minutlichen Wasserstandsmessungen, die mittels der folgenden P-Q-Beziehung (Gleichung [1]) in

Abflussmengen umgerechnet wurden (Lekach, 2005.). Ein Foto des Messpegels befindet sich im Anhang (Kap. 2, Abb.1).

$$Q = 9.3045 * (P)^{2.6697} \quad [1]$$

Q	Abfluss	(Vol./t)
P	Niederschlag	(Vol./t)

Die Hangabflüsse des Hangeinzugsgebietes (Abbildung 5, blaue Markierung) liegen ebenfalls als ereignisbezogene Datenreihen für die Monate von Januar bis März 2003 vor. Hier bewegen sich die gemessenen Abflussspitzen zwischen 0.005 l/s und 12l/s. Die Hangabflüsse wurden von Steinmann (2003) mit einem Sammelbehälter (Abbildung 5, roter Punkt, klein) gemessen und über die mit einer Drucksonde aufgezeichneten Wasserstandsänderungen ermittelt. Die Eichkurven der Abflussberechnungen sind wie Gleichung [1] empirische Beziehungen.

Wie aus der Form des Hangeinzugsgebietes zu erkennen ist, beinhaltet das Hangeinzugsgebiet nicht die gesamte, oberhalb des Pegels befindliche Hangfläche, sondern ist deutlich kleiner. Während der Aufzeichnung der Hangabflussdaten wurde kein eindeutiges Hangeinzugsgebiet abgegrenzt. Daher wurde im Nachhinein anhand des Luftbildes und des digitalen Höhenmodells des Einzugsgebietes versucht, die mögliche Lage des Hangeinzugsgebietes abzuschätzen.

5.4 Bodenfeuchte

Die Bodenfeuchtedaten wurden in der Zeit von November 2002 bis Mai 2003 kontinuierlich aufgezeichnet. Das Zeitintervall der Datenaufzeichnung betrug 5 min. Es waren 4 TDR-Sonden (Abbildung 5, grüne Punkte, klein) im unteren Bereich des Hangeinzugsgebiets verteilt. Die Bodentiefe der Messpunkte lag zwischen 10 cm und 40 cm. Am Fuß des Nordhanges waren es ebenfalls 4 TDR-Sonden (Abbildung 5, grüne Punkte, klein) hier betragen die Messtiefen zwischen 10 cm und 30 cm. Eine weitere Sonde war direkt im Gerinnebett des Wadis in einer Tiefe von 30 cm vergraben. Die mittels Datenlogger aufgezeichneten Rohdaten bezeichnen direkt den Wassergehalt der Umgebung der Sonde in Vol.-Prozent.

6 Felduntersuchung

Um einen Teil der für die Modellierung nötigen Einzugsgebietsparameter zu gewinnen wurde eine mehrtägige Felduntersuchung im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Diese bestand in erster Linie aus einer Gebietskartierung, hinsichtlich der unterschiedlichen Oberflächenbedeckung, Vegetation und Landnutzung, aus Infiltrationsversuchen mit einem Doppelring-Infiltrometer und der Entnahme von Bodenproben zur Bestimmung der Korngrößenverteilung.



Abbildung 7: Luftbild des Untersuchungsgebietes, Gebietsauslass (blaue Markierung).

6.1 Überblick

Das untersuchte Einzugsgebiet erstreckt sich über knapp zwei km von Südwesten nach Nordosten in einem von flachen Hügeln umgebenen Tal (siehe Abbildung 7). Der Pegel liegt auf einer Höhe von 140 m ü. N.N.. Der Höchste Punkt im Einzugsgebiet erreicht 250

m ü. N.N.. Die Einzugsgebietsfläche beträgt nach der Kartierung am digitalen Luftbild 1,077,692 m² ~ 1.1 km².

Das Tal wird durch eine Verengung in der die Talsohle nur wenige Meter breit ist, in 2 Hälften geteilt. Der obere und der untere Teil des Einzugsgebiets unterscheiden sich auch durch die landschaftliche Erscheinung.

Der obere, nordöstlich gelegene Teil besitzt einen weiten, flachen, als Weideland genutzten Talgrund, der in die wenig steilen Hänge übergeht. Auch die Seitentäler sind ähnlich flach und von Wiese bedeckt, wie das Haupttal. Auf den Wiesenflächen sind überall Spuren von Oberflächenabfluss, d.h. zusammenlaufende Erosionsrillen zu sehen. Eine eindeutige Fliessrinne ist erst bei der beginnenden Talverengung anhand abgesackter Erosionsschutzmauern, sowie für eine kurze Strecke auf dem Fahrweg, fest zu stellen. In diesem Teil des Einzugsgebietes sind viele Spuren vormaliger Nutzung durch den Menschen sichtbar. An den Süd- und Südwesthängen sind viele alte Steinmauern parallel und senkrecht zum Hang zu erkennen. Ein grosser Teil der anthropogenen Terrassierung, sowie zwei Olivenhaine befinden sich hier.

Am östlichen Ende des Tales, ausserhalb des Einzugsgebietes, befindet sich ein Steinbruch, dessen Aushub zum Teil schon innerhalb des Einzugsgebietes abgelagert ist. Dieser Raum begrenzt sich jedoch auf wenige m².

Im unteren, südwestlich gelegenen Teilabschnitt des Einzugsgebietes ist der Bereich der Talsohle weitaus schmaler und weniger dominierend. Hier ist auch ein eindeutiger Verlauf des Gerinnebettes auszumachen. Die steileren Hänge treten näher zusammen und sind von der Art der Oberflächenbedeckung weniger anthropogen überprägt. Auch die Seitentäler sind hier von Büschen bewachsen und unzugänglich. Ein relativ großer Seitenarm des Tales, der sich nach Norden erstreckt gleicht durch Vegetation und anthropogene Überprägung dem nordöstlichen Bereich des Einzugsgebiets.

6.2 Gebietskartierung

Mit Hilfe eines Luftbildes des Einzugsgebietes und der Begehung vor Ort konnten dreizehn verschiedene Oberflächentypen charakterisiert und abgegrenzt werden. Für die Abgrenzung der Oberflächen wurden prägnante Merkmale ausgewählt. Bei den Wegen, dem Gerinnebett, den Terrassierungen und dem Olivenhain sind diese in der deutlichen

Abgrenzung zu anderen Oberflächen hin begründet. Für die weiteren Oberflächen wurden der Anteil des freiliegenden Felses und die Art der Vegetation (Unterteilung in von Gräsern, Büschen, Sträuchern und Bäumen, oder jeweiligen Kombinationen, dominierte Flächen) als charakteristische Merkmale gewählt. Die Geomorphologie wurde in diesem Sinne implementiert, da sich an charakteristischen Landschaftsgrenzen ebenfalls die Art der Oberflächenbedeckung verändert. Diese Art der Oberflächeneinteilung ist relativ subjektiv und schwer mit konkreten Flächenanteilen der einzelnen Vegetationsarten, bzw. der Felsflächen anzugeben und zu quantifizieren. Im Rahmen der durchgeführten Felduntersuchung war die qualitative Unterteilung der Oberflächen in optisch homogene Einheiten, der Kartierungsansatz, der durchführbar war. In Abbildung 8 ist das Ergebnis der Kartierung der verschiedenen Oberflächentypen dargestellt. Die blauen Markierungen kennzeichnen die Stellen an denen die Infiltrationstests durchgeführt wurden und die schwarzen Punkte markieren die Lage der entnommenen gestörten Bodenproben (siehe Kapitel 6.4).

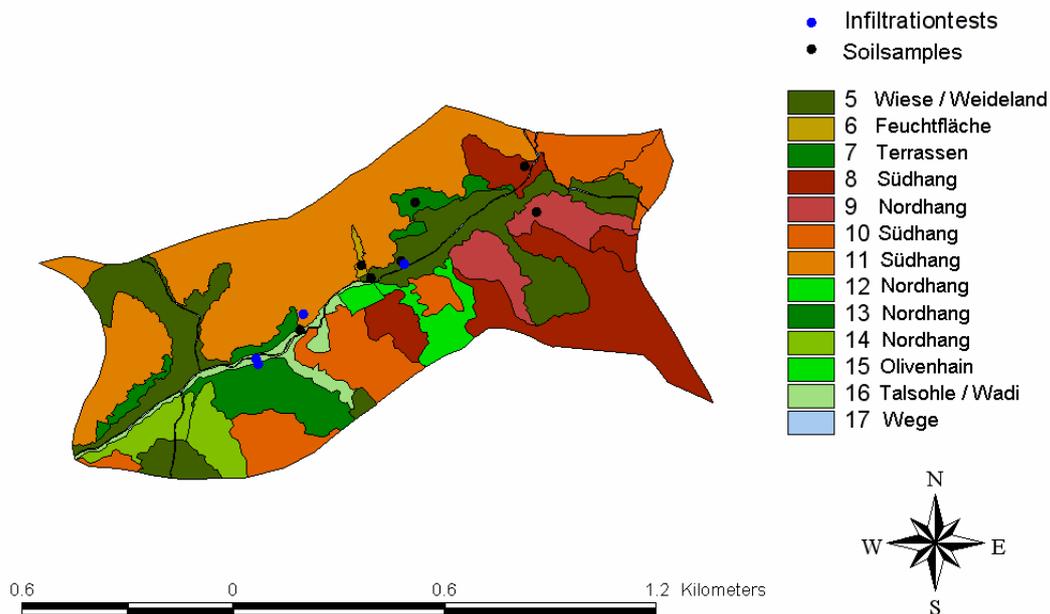


Abbildung 8: Einteilung des Untersuchungsgebietes in Oberflächentypen und die Lage der Infiltrationstests und der Bodenprobenentnahmestellen.

Aufgrund des hoch aufgelösten Luftbildes wurde die für die Modellierung verwendete Auflösung mit einer Größe der Rasterzellen von 2×2 m festgelegt. Diese Auflösung lag der Einteilung der Oberflächen und ihrer Detailgenauigkeit zugrunde.

Oberflächentyp (Nr.) Beschreibung der spezifischen Merkmale

Gerinnebett: Im unteren, südwestlichen Talbereich lässt sich über längere Strecken ein deutliches Gerinnebett erkennen. Am Pegel des Einzugsgebietes betrug die Breite der Fliessrinne 2.2 m. Die Tiefe war nicht eindeutig bestimmbar kann aber im Mittel mit ca. 0.5 m angegeben werden. Talaufwärts verbreiterte sich die Rinne auf 2.7 m, an der breitesten Stelle, die ein eindeutiges Gerinnebett aufwies waren es 4.7 m. An dieser Stelle befand sich auch ein 1.2 m tiefer Aufschluss (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 2.). Ab hier verlor sich das Gerinnebett und vereinigte sich stellenweise mit dem Fahrweg. Erst im Bereich der Talverengung konnte wieder eine eindeutige Fliessrinne, mit einer zwischen 2 m und 3.5 m schwankenden Breite, festgestellt werden (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 9.). Ab der Öffnung des Tales reduzierte sich die Sichtbarkeit des Gerinnebettes auf die quer zum Tal verlaufenden Erosionsschutzmauern, die meistens an ihrem tiefsten Punkt leicht abgesackt waren. Erst am Nordöstlichen Ende der Talsohle konnte wieder ein Gerinnebett bestimmt werden: der Fahrweg vereinigte hier die von den Hängen kommenden präferenziellen Fliesswege. Bei genauerer Betrachtung der Bodenoberflächen konnten in den Seitentälern, sowie auch an allen Hängen stellenweise Spuren der Vereinigung präferenzieller Fliesswege bestimmt werden. Diese ließen sich jedoch selten kontinuierlich verfolgen, da oft anstehendes Gestein oder Buschwerk diese anfänglichen Bäche wieder auflöste und aufteilte.

Die Breite dieser Fliesswege variierte von wenigen Zentimetern bis hin zur Breite des Fahrweges oder größerer Steinplatten.

- Wege (17): Bei den kartierten Wegen im Einzugsgebiet handelt es sich um Fahrwege mit einer Oberfläche aus verdichteter Erde (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 3.), bzw. großen Felsplatten. Die Breite der Wege variierte zwischen 1.5 und 2 m. Der Flächenanteil der Wege im Einzugsgebiet beträgt 0.6 %.
- Wiese, Weideland(5): Die Wiesen im Einzugsgebiet bestehen aus homogenen nur von Gräsern unterschiedlicher Höhe bewachsenen Flächen, auf denen der Flächenanteil der freiliegenden Felsen sehr gering ist. Sie werden durchgängig als Viehweiden verwendet und weisen deutliche Spuren anthropogener Einflüsse auf. Diese kann man am auffälligsten an auf allen Wiesen vorkommenden, quer zur Hangneigung liegenden Natursteinmauern erkennen, die einen Erosionsschutz darstellen. Im oberen nordöstlichen Talbereich, wie auch in den Seitentälern, nehmen sie die komplette Talsohle ein. Die Fläche der Wiesen beträgt 17.9% der Einzugsgebietsfläche (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 11.).
- Terrassen (7): Auch die in erster Linie an den Südhängen angelegten Terrassen gehören zu den auf anthropogenes Einwirken zurückzuführenden Oberflächenformen. Sie zeichnen sich ebenfalls durch das Fehlen von Büschen, Bäumen und freiliegendem Gestein aus. 2.9 % der Oberflächen des Untersuchungsgebiets liegen auf Terrassen (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 12.).
- Olivenhain (15): Der Olivenhain stellt einen eigenen Typ der Oberflächenbedeckung dar. Im Bereich der Talsohle gelegen, ist er im Unterschied zu den Umliegenden Wiesen von Olivenbäumen, Sträuchern und Büschen bewachsen. Eine Ummauerung grenzt ihn von der Umgebung und somit auch von den Hängen ab. Der zweite Olivenhain wurde diesem Oberflächentyp nicht zugeordnet, da er nur aus einer Hand voll Bäumen, die mitten auf einer Wiese (5) stehen, besteht. Der Olivenhain hat mit 0.6 % einen gleich großen Flächenanteil wie die Wege (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 13.).

Südhänge(8/10/11): Die nach Süd bis Südost ausgerichteten Hänge im gesamten Gebiet sind sich sehr ähnlich. Sie sind hauptsächlich von Gräsern und Büschen bewachsen und fast die Hälfte aller Oberflächen wird von Felsen, bzw. vom anstehenden Gestein eingenommen (11 / 28.6 % Flächenanteil) (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 14.).

Die Hänge, deren Ausrichtung weiter Richtung Westen abweicht, haben eine sehr ähnliche Oberflächenbedeckung, es wachsen hier jedoch auch Sträucher und mehr Büsche (8 / 15.2 % Flächenanteil). Insgesamt nehmen die Südhänge 43.8 % der Fläche des Untersuchungsgebietes ein.

Eine weitere Vegetationstypische Oberflächeneinheit sind, die an Nord und Südhängen liegenden Bereiche, auf denen neben den Gräsern auch Bäume, Sträucher und Büsche vorkommen, jedoch viel anstehendes Gestein zutage tritt (10 / 14.1 % Flächenanteil).

Nordhänge(9/12/13/14): Die nach Norden liegenden Hänge weisen im Ganzen eine weitaus höhere Vegetationsdichte auf als die Südhänge (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 5,10,11,15.).

Die Unterschiede innerhalb der Nordhänge sind aber deutlich größer. In der oberen, nordöstlichen Hälfte des Tales werden zwei Oberflächentypen unterschieden. Zum ersten von Bäumen und Sträuchern dominierte und mit Gesteinsflächen übersäte Hänge (9 / 5.1 % Flächenanteil), zum zweiten Hänge mit einer deutlichen, natürlichen Terrassierung auf denen weniger Büsche und Sträucher wachsen (12 / 2.6 % Flächenanteil).

In der unteren südwestlichen Talhälfte wachsen generell weniger Bäume. Hier wurde noch einmal eine Unterscheidung der Nordhänge getroffen. Ein Hang war durchweg von dichtem meterhohen Gebüsch und Sträuchern bedeckt (13 / 5 % Flächenanteil), auf den restlichen Hangflächen wurde diese Buschdecke an sehr vielen Stellen vom anstehenden Gestein durchbrochen (14 / 4.5 % Flächenanteil).

Talsole (16): In der unteren südwestlichen Hälfte des Tales verengt sich die Talsole und bildet mit dem nur teilweise deutlich zutage tretenden Gerinnebett eine Einheit. Kniehohes Gebüsch, Gräser und sehr viele kleinere Felsen prägen hier die Oberfläche. An wenigen Stellen tritt auch das anstehende Gestein zutage. Der Fahrweg schlängelt sich, immer wieder das Gerinnebett kreuzend, durch diese Fläche. Im unteren, südwestlichen Bereich der Talsole liegen 2.6 % der Fläche des Einzugsgebietes (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 16.).

Feuchfläche (6): In der Mitte des Tales schneidet sich eine relativ kleine Feuchfläche in den Südhang ein. Sie wird ebenfalls von Gräsern dominiert. Mit 20 % Wassergehalt wurde hier die Bodenprobe mit dem höchsten Wassergehalt genommen. Der Flächenanteil beträgt jedoch nur 0.3 % (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 17.).

6.3 Infiltrationsversuche:

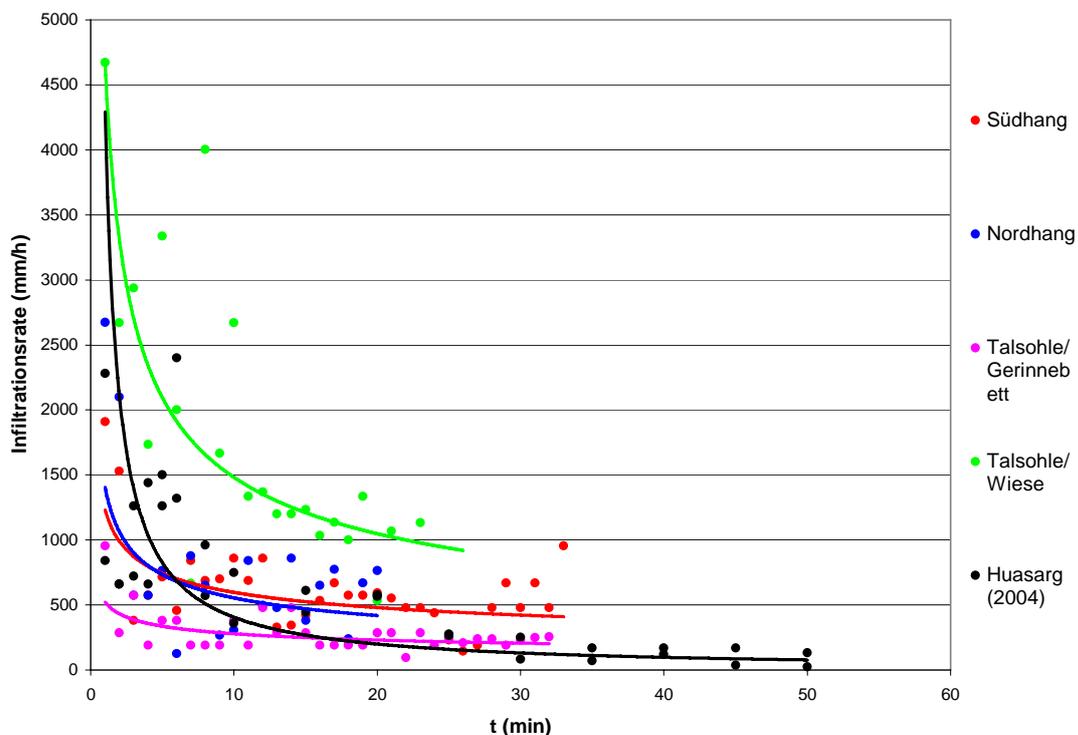


Abbildung 9: Im Untersuchungsgebiet gemessene Infiltrationsraten und Referenzversuch (Huasarg, aus: Leibundgut et al., 2003).

Im Rahmen der Felduntersuchungen wurden auch Infiltrationsversuche mit einem Doppelring-Infiltrimeter und einem einfachen Infiltrimeter durchgeführt. Zusätzlich zur Messung der Zeit und der Messung der verwendeten Wassermenge wurden Messungen mit Leaf-wetness-Sensoren durchgeführt, deren Messwerte bei der Auswertung jedoch nicht eindeutig verwendbare Daten lieferten. Gründe dafür sind wahrscheinlich Fehler bei der Verwendung der Messsensoren. Die sehr großen Oberflächen der Sensoren müssen in Vollkontakt mit der Bodenmatrix stehen um sinnvolle Werte zu messen. Dieses ließ sich jedoch im Gelände ohne weiteres nicht überprüfen.

Tabelle 2: Ergebnisse der Korngrößenanalyse durch die HUI.

Oberflächentyp Tiefe, cm	16 10	5 10	5 10	6 20	7 20	8	9
size, mm	mass. %						
32-16	0	20.78	0	0	26.37	0	0
16-8	29.33	12.22	2.83	11.02	7.82	8.7	12.39
8-4	3.28	4.33	4.29	6.54	6.21	1.07	9.04
4-2	1.78	1.66	1.88	2.79	2.68	0.48	3.72
2-1	2.03	2.93	5.83	4.66	4.55	2.74	4.38
1-0.5	3.01	1.89	5.73	3.9	3.44	5.79	4.38
0.5-0.250	4.66	1.34	8.69	4.1	3.07	5.43	4.79
0.250-0.125	3.21	1.04	6.14	3.27	2.05	2.87	3.4
0.125-0.063	3.68	2.32	4.82	2.95	3.3	4.22	3.86
0.063-0.032	6.87	8.76	15.54	10.33	10.13	15.81	10.81
0.032-0.016	2.45	4.63	4.79	6.08	5.26	6.87	7.57
0.016-0.008	1.97	2.06	3.58	1.82	2.83	3.44	3.25
0.008-0.004	1.97	3.61	4.19	6.69	4.86	3.44	2.71
0.004-0.002	4.9	1.54	4.19	3.03	5.67	7.55	2.71
0.002-0.001	3.92	1.03	4.19	7.29	4.05	4.12	3.78
<0.001	26.94	29.86	23.31	25.53	7.71	27.47	23.24

In diese Arbeit flossen nur die Ergebnisse der Messungen von Zeit und Wassermengen ein. Vier verschiedene Infiltrationsraten wurden ermittelt: mit dem Doppelring-Infiltrimeter wurde die Infiltration für den felsigen Südhang, den dicht bewachsenen Nordhang sowie für den unteren, südwestlichen Teil der Talsohle bestimmt. Im oberen, nordöstlichen

Bereich der Talsohle wurde die Infiltrationsrate mit einem Einring-Infiltrimeter gemessen. In Abbildung 9 ist der Verlauf der gemessenen Infiltrationsraten dargestellt.

Man kann deutlich sehen, dass die mit dem Einring-Infiltrimeter gemessene Infiltrationsrate das Vielfache der mit dem Doppelring-Infiltrimeter gemessenen Werte beträgt. Auch die Schwankung zwischen den einzelnen Werten ist deutlich höher als die Schwankung der mit dem Doppelring-Infiltrimeter gemessenen Infiltrationswerte. Bei allen 4 Versuchen zeigt die Kurve keine deutliche Tendenz zu einer Endinfiltrationsrate. Es wäre notwendig gewesen länger zu messen, jedoch die hohen Infiltrationsraten und die Verfügbarkeit von Wasser ließen hier keine längeren Untersuchungen zu. Auch die von Huasarg (2004) in Ramallah auf unkultivierten Landflächen durchgeführten Infiltrationsversuche (siehe Abbildung 9) ergaben für die ersten 30 min der Versuche ähnlich hohe Infiltrationsraten. Erst nach der doppelten Zeit wurden hier konstantere Werte erreicht, die jedoch auch in den letzten 10 Versuchsminuten immer noch um mehr als 100 % schwankten.

Die niedrigsten Werte ergab der Infiltrationsversuch in der Talsohle. Im Unterschied zu den Hängen, sind die Böden hier Mächtiger und es fehlt die an den Hängen auffällige, 10 cm mächtige Schicht, direkt unter der Oberfläche, die einen sehr hohen Skelettanteil besitzt (Siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 4.). Durch die Auflockerung dieser Kies-Lage, die beim Installieren des Infiltrimeters eintritt, könnten sich die höheren Infiltrationsraten an den Hängen erklären.

6.4 Bodenproben

Tabelle 3: Relative Anteile der Korngrößenfraktionen ohne Skelletgehalt

Oberflächentyp	16	5	5	6	7	8	9
Sandfraktion	25.29	15.60	34.30	23.70	28.83	23.45	27.79
Schlufffraktion	27.68	33.76	35.48	35.09	50.51	41.35	36.12
Tonfraktion	47.04	50.63	30.22	41.21	20.66	35.20	36.08

An 7 Stellen im Untersuchungsgebiet wurden gestörte Bodenproben entnommen (siehe Abbildung 8). Diese wurden im bodenkundlichen Labor der Hebrew University of Jerusalem (HUJ) hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung analysiert. Die Ergebnisse dieser

Untersuchung sind in Tabelle 2 zusammengefasst. In Tabelle 3 sind die in die 3 Fraktionen zusammengefassten Korngrößenverteilungen dargestellt.

Auffallend bei der Betrachtung der Ergebnisse ist unter anderem der geringe Tonanteil in der Bodenprobe, die auf den Terrassierungen (7) in der nordöstlichen Talhälfte entnommen wurde. Die höchsten Tonanteile wurden bei den Proben gefunden, die im Gerinnebett (16) und auf der Talsohle kurz vor der Talverengung entnommen wurden. Der höchste Schluffanteil wurde auf der Terrassierung ermittelt. Dass auch die Färbung der Bodenprobe ein dunkleres, satteres Braun aufwies, als die restlichen Bodenproben, weist darauf hin, dass der Boden auf den Terrassierungen entweder anderen Einwirkungen (z.B.: anthropogener Art) als die Umgebung ausgesetzt war, oder einen anderen Ursprung besitzt.

6.5 Fazit

Die im Untersuchungsgebiet durchgeführte Datenerhebung bietet eine gute Grundlage zur Parametrisierung des Modells. Die durchgeführte Kartierung bietet durch die qualitative Unterteilung der verschiedenen Gebietseinheiten, die Möglichkeit die Abflussbildungsprozesse im Einzugsgebiet flächenhaft aufgelöst in das Modell zu integrieren. Die ermittelten Infiltrationsraten hätten mit größerem Aufwand über einen längeren Zeitraum hinweg durchgeführt werden müssen, um Endinfiltrationsraten zu erreichen. Dennoch beinhalten sie, wie auch die entnommenen Bodenproben, in ihren Abweichungen die räumlichen Unterschiede des Einzugsgebiets.

7 Niederschlags- Abflussmodellierung mit ZIN

7.1 Allgemein

Das Niederschlags- Abflussmodell ZIN (entwickelt von: Lange, 1999.) ist ein distribuiertes, nicht kalibriertes Konzeptmodell, das für die ereignisbezogene Abschätzung des Oberflächenabflusses in nicht gemessenen, großen ariden Einzugsgebieten entwickelt wurde. Das besondere an diesem Modell ist die nicht vorgenommene Kalibrierung. Das Konzept des Modells erlaubt es, die Parametrisierung anhand einer Kombination aus gemessenen Einzugsgebietsparametern und allgemeinen Literaturwerten vorzunehmen. Diese Besonderheit ergab sich zwingend, da es für die im Zielgebiet der Modellentwicklung vorherrschende Art der Abflussereignisse (Flash Floods) in der Regel keine längeren Zeitreihen des Abflusses gibt (Lange, 1999.). Dadurch entsteht nun der Vorteil, das ZIN-Modell auch auf andere, ungemessene Gebiete, mit dem für die Parametrisierung nötigen Aufwand, anwenden zu können.

Das Modell unterliegt der Dreigliederung, die in der Abflussbildungstheorie allgemein vorgenommen wird:

- Oberflächenabflussbildung
- Abflusskonzentration
- Abflussrouting

Die Oberflächenabflussbildung beschreibt den lokalen Vorgang, in dem sich der gefallene Niederschlag auf einem Punkt (bzw. auf einer Rasterzelle im Modell) in infiltrierendes Wasser, auf der Oberfläche verbleibendes und oberflächlich abfließendes Wasser aufteilt. Dieses hängt von den im Einzugsgebiet auftretenden Prozessen der Abflussbildung ab.

Die Abflusskonzentration vollzieht den Weg nach, den das Wasser von der Stelle der Abflussbildung zum Gerinne, bzw. bei größerskaligen Betrachtungen zum Bezugspegel, zurücklegt. Dieser Weg ist direkt von der Art des Gerinnenetzes und der Morphologie des Einzugsgebietes abhängig.

Das Abflussrouting modelliert den Ablauf der Abflusswelle im Gerinne. Die Bildung der Abflusswelle wird durch den lateralen Zufluss der Teileinzugsgebiete entscheidend geprägt, die unterschiedliche Abflusskonzentrationszeiten, in Abhängigkeit vom Moment der

Abflussbildung, besitzen. Abbildung 10 veranschaulicht die in die unterschiedlichen Komponenten des ZIN-Modells integrierten Prozesse.

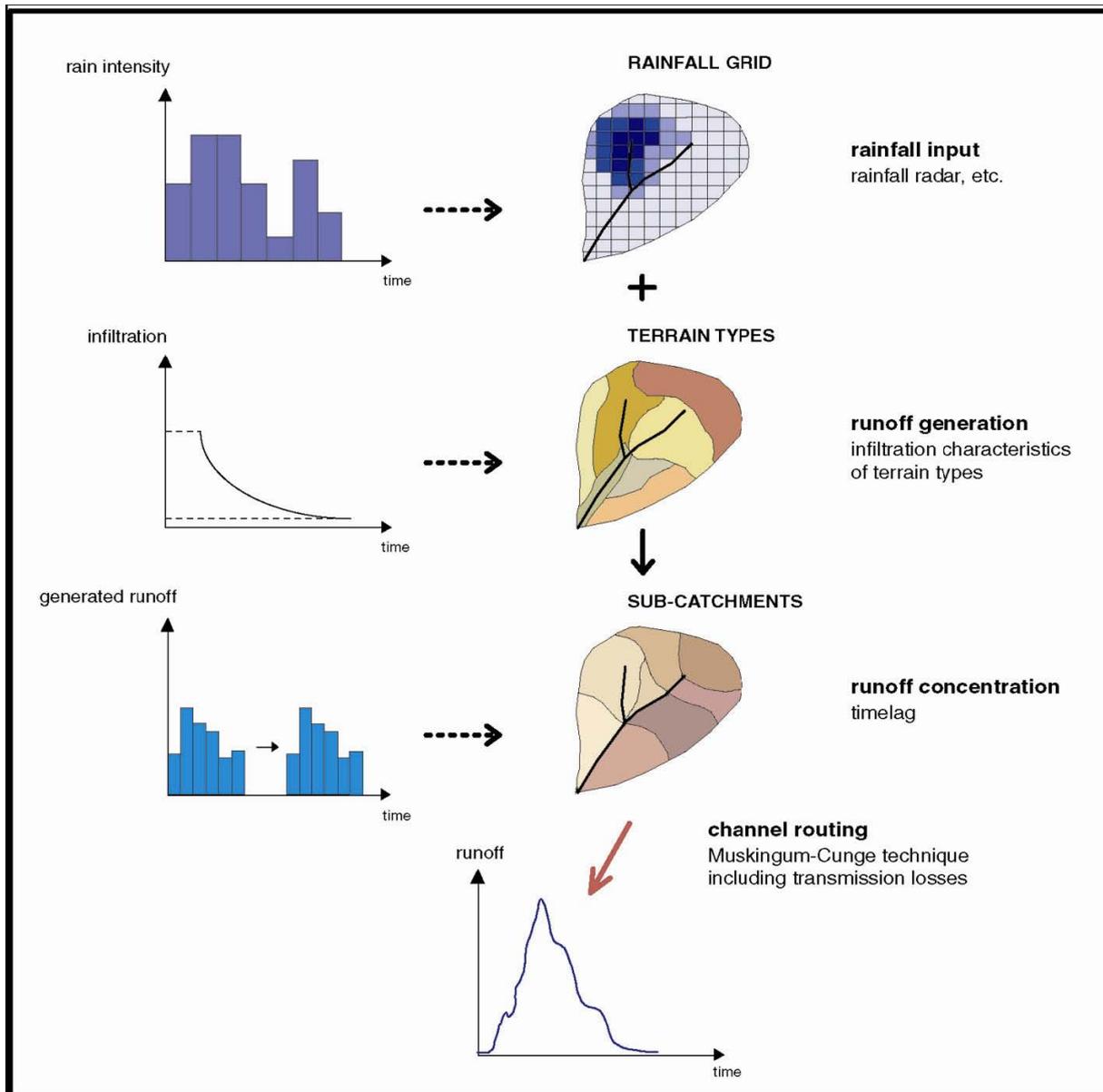


Abbildung 10: Schematische Darstellung der Komponenten des ZIN-Modells (aus: Thormählen, 2003, nach Lange, 1999.)

Alle 3 Teilbereiche verlangen wird eine räumliche Aufgliederung des Einzugsgebiets.

Für die Oberflächenabflussbildungsroutine werden hydrologisch einheitliche Oberflächentypen (in erster Linie hinsichtlich der Infiltrationskapazität) ausgewiesen, für die Abflusskonzentrationsroutine werden Teileinzugsgebiete kartiert und für die Abflussroutingroutine wird das Gerinnenetz in Fließabschnitte unterteilt.

Um einen reibungslosen Übergang der Modellrechnung zwischen den einzelnen Routinen zu gewährleisten und um eine hohe räumliche Auflösung der Parameter beibehalten zu können, werden die Ergebnisse dieser Einteilungen mittels eines geographischen Informationssystems (GIS/ ArcInfo, ArcView) im selben Koordinatensystem zusammengestellt.

Die in der Abflussbildungsroutine verwendeten Einheiten (mm / Rasterzelle und Zeitschritt), werden in der Abflusskonzentrationsroutine in l / Teileinzugsgebiet und Zeitschritt umgerechnet. Die Abflussroutingroutine bildet die Abflüsse dann in m³ / 30 sec ab.

Die Niederschläge (mm) stellen den Input des Modells dar. Diese werden als räumliche, in der gleichen Größe, wie die vorgenommenen Gebietsunterteilungen aufgelöste, Rasterdaten verwendet. Der Zeitschritt des Niederschlagsinputs in das Modell ist 1 min. Um auf die Eigenheiten des jeweiligen Gewässers eingehen zu können, besteht nach der Bildung des Oberflächenabflusses die Möglichkeit die zeitliche Auflösung zu verändern, z.B. bei steileren Gebieten können die Zeitschritte halbiert werden.

Bisher wurde das Niederschlags-Abflussmodell ZIN für ereignisbezogene Abschätzungen des Abflusses in großen, ariden Einzugsgebieten verwendet. Für die vorliegende Arbeit war es jedoch das Ziel, die Abflüsse eines mediterranen Kleineinzugsgebietes ereignisübergreifend zu modellieren. Um dieses zu ermöglichen waren einige Veränderungen am Modell nötig. Diese wurden zum größten Teil von A. Gunkel im Rahmen ihrer Dissertation durchgeführt. In den folgenden Kapiteln, die die drei Hauptroutinen des Modells behandeln, werden diese Veränderungen im Detail vorgestellt.

7.2 Oberflächenabflussbildung

Da angenommen wird, dass der vorherrschende Prozess der Oberflächenabflussbildung in ariden und semi-ariden Einzugsgebieten die Abflussbildung aus Infiltrationsüberschuss ist (Lavee et al., 1997.), war Horton'sche Oberflächenabflussbildung (nach Horton, 1933.) der einzige im Modell integrierte Abflussbildungsprozess. Für die Modellierung des Untersuchungsgebietes, das sich im mediterranen Bereich Israels befindet, ist es jedoch nötig auch die Oberflächenabflussbildung aus Sättigungsüberschuss (siehe Kapitel 3.4) im Modell zu integrieren.

Das Erreichen der Sättigung des Bodens ist immer auch von den vorangehenden Niederschlagsereignissen, sprich von der Vorfeuchte der Böden abhängig (Castillo et al., 2003.). Um nun den Prozess der Abflussbildung aus Sättigungsüberschuss in das Modell zu integrieren, benötigte das Modell eine zusätzliche Dimension: die vertikale Dimension des Bodenspeichers. Des Weiteren sollte auch das in Kapitel 3.4 beschriebene Runoff-Runon Konzept in das Modell integriert werden. Im Modell beschreibt es die Reinfiltration des an den Hängen gebildeten Oberflächenabflusses in die in Fließrichtung liegenden, noch nicht gesättigten Flächen des Einzugsgebietes. Der für das ZIN-Modell entwickelte Ansatz des CaStors (**Catchment Storage**)(Leibundgut et al., 2003.) beinhaltet eine Bodenspeicherroutine, die es ermöglicht, die Speicherkapazität der Böden, und damit den Zeitpunkt ihrer Sättigung, fest zu legen. In diesem Ansatz wurden auch konstante Verlustraten für schnelle und langsame Tiefensickerung und Verdunstung integriert, die es erlauben ereignisübergreifend die Abflussbildung eines Einzugsgebiets zu modellieren.

Eine weitere Neuerung ist die Einführung einer Routine für die Tiefeninfiltration (siehe Kapitel 7.2.3). Im Gegensatz zu den vorherigen, konstanten Verlustraten von schneller und langsamer Tiefeninfiltration modelliert diese nun die Wasserverluste des Bodenspeichers über die aktuelle, ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Böden.

Für die Modellierung der Wasserverluste aus dem Bodenspeicher durch die Verdunstung wurde bei der ereignisbezogenen Modellierung das Konzept der konstanten, aus Literaturwerten bestimmten aktuellen Verdunstung beibehalten. Für die Modellierung der Niederschlagsaison 2003 wurde die von Gunkel (2006) entwickelte Kopplung des ZIN-Modells mit dem flächendetaillierten Verdunstungsmodell TRAIN (Menzel, 1999.) angewendet.

Der Niederschlagsinput wurde im Gegensatz zu den bisherigen Anwendungen des Modells nicht räumlich aufgelöst, sondern für das ganze Gebiet (1.1 km²) als räumlich konstant betrachtet.

Den entscheidenden Faktor für die Berechnung der Oberflächenabflussbildung innerhalb des Modells, stellen die Infiltrationskapazitäten der Oberflächen dar. Da erst bei der Überschreitung der Infiltrationsrate Horton'scher Oberflächenabfluss entsteht (nach Horton 1933.), ist dies der am sorgfältigsten zu bestimmende Parameter in der Abflussbildungsroutine. In der angewendeten Modellfassung wurde für die Infiltrationsrate nur ein konstanter Wert, der aus den im Einzugsgebiet durchgeführten Infiltrationstests

(Kapitel 6.3) gewonnen wurde, eingesetzt. Im Gegensatz dazu verwendete Lange (1999) in der ursprünglichen Modellfassung unterschiedliche Anfangs- und Endinfiltrationsraten. Um den Anteil der Niederschläge zu berücksichtigen, die zu Beginn der Niederschlagsereignisse die Interzeptionspeicher befüllen und die Oberflächen benetzen, wurde ein Anfangsverlust eingesetzt, der nach den Niederschlagsereignissen, durch die Verdunstung entleert wird. Die Bestimmung des Anfangsverlustes wurde unter Zuhilfenahme von Literaturquellen durchgeführt.

Die Wasserspeicherkapazitäten der Böden wurden durch die Bestimmung der Porositäten und der mittleren Tiefen der Böden ermittelt. Für die Berechnung der Tiefeninfiltration wurden die Bodenparameter gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, Porosität, Restwasseranteil und der Porengrößenverteilungsindex nach Brooks und Corey (1964. aus: Rawls et al., 1999.) bestimmt.

Die für die Modellierung verwendeten Bodentiefen wurden durch Grabungen im Gelände und Abschätzung gewonnen, die gesamten Bodenparameter wurden aus der Korngrößenverteilung der im Untersuchungsgebiet entnommenen Bodenproben, mit dem Bodencharakteristik-Analyse-Tool des Wasserhaushaltsmodells SPAW (Saxton, 2006.) berechnet.

7.2.1 CASTOR (CAatchment STORAge)

Um die ereignisübergreifende Modellierung und die Bildung von Sättigungsflächenabfluss zu ermöglichen wurde ein virtueller Bodenspeicher definiert. In diesem werden die Niederschläge, in Abhängigkeit von Niederschlagsintensität und Infiltrationsrate, gespeichert und in den nächsten Zeitschritt übertragen. Für die Einbindung des Runoff-Runon-Konzepts in die Abflussbildungsroutine, wurden zwei verschiedene Arten von CaStores entwickelt. Zu den für die primäre Abflussbildung an den Hängen zuständigen Bodenspeichern (CaStor 1) kamen die Bodenspeicher der Talsohle (CaStor 2). In diese infiltrieren die entstandenen Hangabflüsse der ihnen zugeordneten Teileinzugsgebiete (Kapitel 7.3) zusammen mit den Niederschlägen im nächsten Zeitschritt. Erst nach der Aufsättigung dieser zweiten Bodenspeicher entsteht Oberflächenabfluss, der an das Gerinne weitergeleitet wird. Der Unterschied zwischen den beiden CaStores besteht in der größeren Speicherkapazität, d.h. in der größeren Bodentiefe, die auch bei den Felduntersuchungen im Untersuchungsgebiet bestätigt werden konnte, sowie in den zwei beschriebenen Arten des Inputs (CaStor 1:

Niederschlag, CaStor 2: Niederschlag + Hangabfluss.). In Abbildung 11 ist schematisch die Entstehung des Abflusses beim durchlaufen der Bodenspeicher zu sehen.

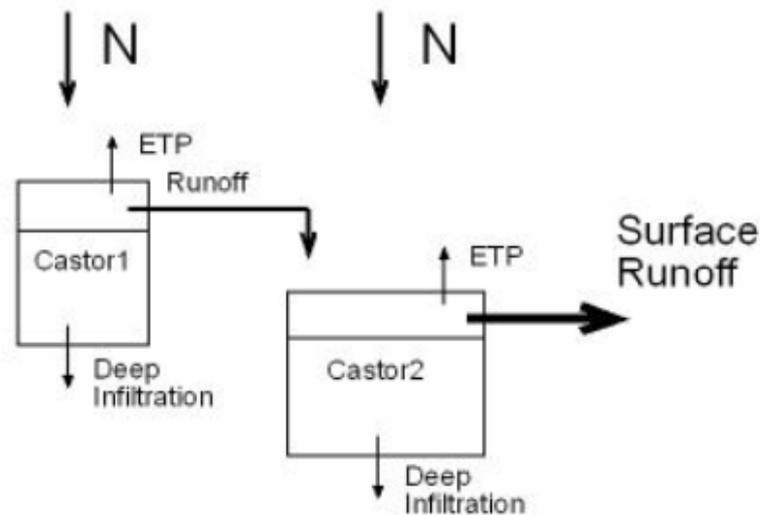


Abbildung 11: Schematische Darstellung des Castor- und Runoff-Runon-Konzeptes.

Im Unterschied zum realen Talsohlenwasserspeicher, der auch von Abflüssen des restlichen, oberhalb liegenden Einzugsgebiets beeinflusst wird, wird die simulierte Speicherfülle des CaStor 2 nur von den Abflüssen die auf CaStor 1-Rasterzellen des gleichen Teileinzugsgebietes gebildet wurden befüllt. Auch die zeitliche Verzögerung des Hangabflusses wird ungenau abgebildet. Erst nach der Bildung von Oberflächen Abfluss auf CaStor 2-Rasterzellen wird diese in der Abflusskonzentrationsroutine auf die gebildeten Abflüsse umgerechnet. Ausnahme sind hier die wenigen Teileinzugsgebiete, denen kein zweiter Bodenwasserspeicher zugeordnet wurde.

7.2.3 Bodenfeuchte

Um die Vorsättigung des Untersuchungsgebietes für die einzelnen Modellläufe einzubeziehen, wurde für jeden einzelnen Modelllauf die initiale Speicherfülle der Böden bestimmt. Es wurde jedoch nur jeweils ein Startwert für die Böden im Bereich von CaStor 1

und CaStor 2 eingesetzt. Dieser Startwert wurde aus den zeitlich hoch aufgelösten Messwerten der Bodenfeuchte ($\Delta t = 5 \text{ min}$), die von Steinmann (2003) im Untersuchungsgebiet erhoben wurden, bestimmt. Dabei wurden die Werte der Bodenfeuchte aus dem Hangeinzugsgebiet für die Berechnung der Startwerte von CaStor 1 verwendet. Die Vorsättigung der Böden im Bereich von CaStor 2 wurde aus den Messwerten, die direkt im Wadi erhoben wurden, berechnet.

Zusätzlich wurde für die Validierung der Modellergebnisse in jedem Zeitschritt die aktuelle Speicherfülle zweier verschiedener Rasterzellen ausgegeben. Die eine der beiden Rasterzellen lag im untersuchten Hangeinzugsgebiet. Ihr Output wurde daher stellvertretend für die Böden im Bereich von CaStor 1 betrachtet, die er als repräsentative Bodenwasserspeicherzelle (Oberflächentyp 11, 28.6 % der Einzugsgebietsfläche) darstellt. Der Vergleich zu den im Hangeinzugsgebiet gemessenen Werten der Bodenfeuchte ist daher eher qualitativ. Die zweite Rasterzelle lag im Bereich des Wadis (CaStor 2). In diesem Fall wird die Fülle des Bodenspeichers von den Hangabflüssen die im gleichen Teileinzugsgebiet gebildet werden, jedoch nicht von Abflüssen aus dem Oberlauf des Einzugsgebiets beeinflusst. Daher bilden die für CaStor 2 ausgegebenen Werte weniger ausgeprägt den Bodenwasserspeicher eines eindeutigen Bereiches des Einzugsgebietes ab, als die in der im Hangeinzugsgebiet liegenden Rasterzelle.

Die Modellausgabe der Bodenfeuchte ist daher als qualitatives Gütemerkmal der Simulationen zu betrachten.

7.2.3 Tiefeninfiltration

Neben der mit TRAIN errechneten aktuellen Verdunstung ist der zweite Verlustterm, der im Bodenspeichermodul des ZIN-Modells in die Wasserbilanz eingeht, die Tiefenversickerung. In der bisherigen Konzeption des ZIN-Modells wurde die Tiefensickerung innerhalb des Bodenmoduls durch einen Verlustansatz, der aus zwei konstanten Werten für schnelle und langsame Tiefensickerung bestand, eingebunden. Um aber die Dynamik, der von der aktuellen Bodenfeuchte abhängigen Tiefensickerung darzustellen, reicht dieser Ansatz jedoch nicht aus. Aufgrund der vorhandenen, räumlich verteilten Bodendaten ergab sich die Möglichkeit der Berechnung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, die als aktueller von der jeweiligen Bodenspeicherfülle abhängiger, dynamischer Wert in das Modell eingeht.

Der von Van Genuchten veröffentlichte mathematische Zusammenhang zwischen Wasserrückhaltevermögen des Bodens und hydraulischer Leitfähigkeit (Van Genuchten, 1980.) ermöglicht es, die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit, in Abhängigkeit von 4 zuvor zu bestimmenden Parametern, anhand des aktuellen Wassergehaltes zu berechnen: Neben der Gesamtporosität, dem Restwassergehalt und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit geht der so genannte Brooks-Corey-Porengrößenverteilungsindex λ ein. Dieser wird mittels einer von Brooks und Corey aufgestellten Beziehung zwischen Gesamtporosität, Anteil der Tonfraktion und Anteil der Sandfraktion berechnet (Rawls et al., 1990.).

Im Vergleich mit den Modellen von Mualem oder Brooks und Corey erreicht das Van-Genuchten-Modell größere Genauigkeit im Bereich der Sättigung des Bodens und bei Wassergehalten unterhalb der kritischen Kapillardruckhöhe (vergl.: Van Genuchten, 1980, S.896.).

Gleichung [2] beschreibt die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit (Rawls et al., 1990) nach Van Genuchten, wie sie im Bodenspeichermodul des ZIN-Modells berechnet wird. In ihr wird aus dem Verhältnis von aktuellem Wassergehalt zu maximalem Wassergehalt und der Porengrößenverteilung das relative Größenverhältnis von ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeit zur gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit berechnet.

$$K(\Theta) = K_s * \left(\left(\frac{\Theta - \Theta_r}{\Phi - \Theta_r} \right)^{1/2} * \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\Theta - \Theta_r}{\Phi - \Theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \right) \quad [2]$$

$$m = \left(\frac{\lambda}{\lambda + 1} \right) \quad [3]$$

$$\lambda = \exp \left[\begin{array}{l} -0.7842831 + 0.0177544(S) - 1.062498(\Phi) - 0.00005304(S^2) \\ -0.00273493(C2) + 1.11134946(\Phi2) - 0.3088295(S)(\Phi) \\ + 0.00026587(S^2)(\Phi^2) - 0.00610522(C^2)(\Phi^2) \\ - 0.00000235(S^2)(C) + 0.00798746(C^2)(\Phi) - 0.00674491(\Phi^2)(C) \end{array} \right] \quad [4]$$

$K(\Theta)$ ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit (cm/h)

K_s gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (cm/h)

Θ	Wassergehalt	(rel. Anteil)
Θ_r	Restwassergehalt	(rel. Anteil)
Φ	Porosität	(rel. Anteil)
S	Sandfraktion	(rel. Anteil)
C	Tonfraktion	(rel. Anteil)
λ	Brooks-Corey Porengrößenverteilungsindex	

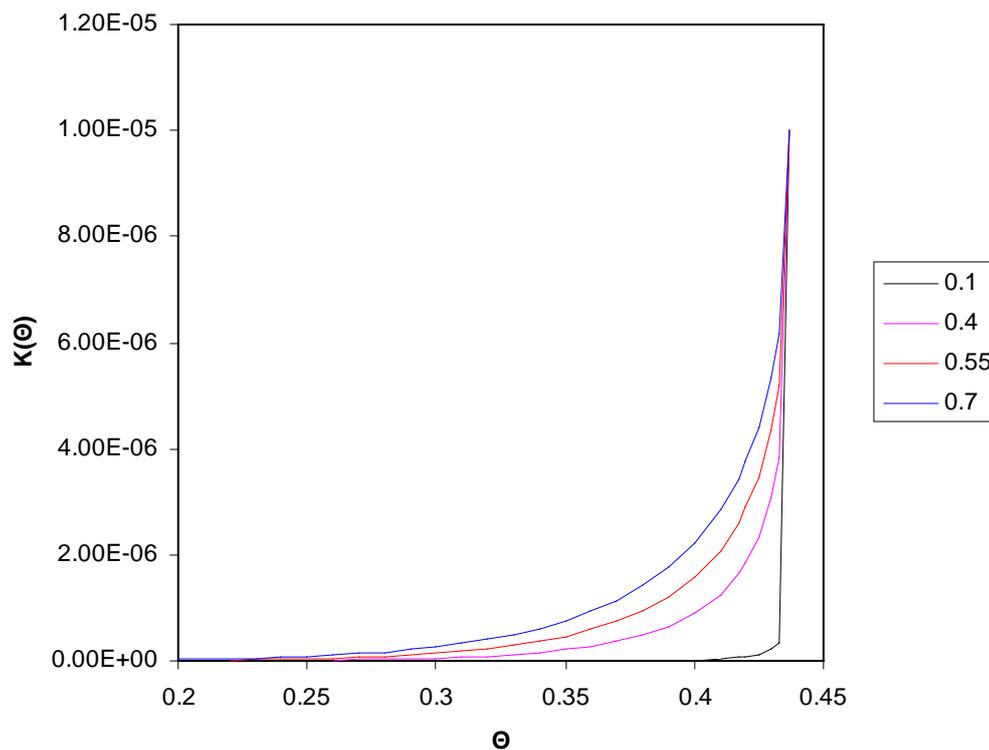


Abbildung 12: Darstellung des Zusammenhangs von ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeit und Wassergehalt mittels des Van Genuchten-Ansatzes (Gleichung [1]) unter Variation der Werte des Brooks-Corey-Porengrößenverteilungsindex λ .

In Abbildung 12 ist die Anwendung des Van Genuchten-Ansatzes auf eine fiktive Bodenmatrix zu sehen. Die angewendeten Bodenkennwerte sind 43.7 % Porosität, 2 % Restwasser und eine gesättigte hydraulische Leitfähigkeit $K(\Theta)$ von $1 \cdot 10^{-5}$. Bei kontinuierlich

steigendem Wassergehalt Θ und unter Variation des Porengrößen-Verteilungsindizes λ kann man deutlich den Einfluss desselben erkennen: Je größer der Index, desto schneller steigt die hydraulische Leitfähigkeit an. Dieses erklärt sich bei Betrachtung von Gleichung [4]. In ihr ist die Berechnung des Indizes λ , der für die Porengrößenverteilung und damit für einen wichtigen Faktor der Wasserleitfähigkeit steht, dargestellt. Man kann sehen, dass er aus den Fraktionen von Sand und Ton, sowie der Porosität des Bodens, die alle drei direkt im Bezug zur Dichte der Bodenmatrix stehen, berechnet wird.

7.2.4 Verdunstung

In dieser Arbeit wurde die Verdunstung auf zwei verschiedene Arten in das Modell integriert. Für die Modellierung einzelner Abflussereignisse wurde der schon zuvor im Modell bestehende Verlustansatz einer konstanten Verdunstung verwendet. Ein fest gelegter Wert (mm) wurde während der niederschlagsfreien Zeitschritte jeweils aus Interzeptions- und Bodenspeicher abgezogen.

Für die kontinuierliche Modellierung der Monate Januar bis März 2003 wurde die gekoppelte Version (Gunkel, 2006.) der Modelle TRAIN (Menzel, 1999.) und ZIN (Lange, 1999.) verwendet. Anstelle des Verlustansatzes trat nun die räumlich aufgelöste (16 m^2 / Rasterzelle) Modellierung der Evapotranspiration mit dem Modell TRAIN. In Abbildung 13 sind die in TRAIN integrierten Prozesse und Parameter der Verdunstungsmodellierung, sowie die Koppelung mit ZIN, skizziert.

Im Gegensatz zur einfachen Bestimmung eines integralen Tageswertes der Verdunstung werden für die Anwendung von TRAIN mehrere Parameter benötigt: die räumlich aufgelösten Parameter sind Landnutzung, Bodenarten und ein digitales Höhenmodell. Die für das ganze Einzugsgebiet einheitlichen Parameter sind Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und relative Sonnenscheindauer.

Der Berechnung der Transpirationsverdunstung liegt die Penman-Monteith-Gleichung (Monteith, 1965. Aus Menzel, 1999.) zugrunde, die Interzeption und die Interzeptionsverdunstung werden nach Menzel (1997. Aus: Menzel, 1999.) simuliert.

Da mit TRAIN Tageswerte der Verdunstung modelliert werden, wurden als Grundlage für die zeitliche Aufteilung der Tagesverdunstung auf die Zeitschritte der Abflussbildungsmodellierung mit ZIN, zusätzlich die Stundenwerte der Globalstrahlung für

den Modellierungszeitraum eingelesen. Innerhalb dieser Stunden wurde der Verdunstungswert gleichmäßig auf die Zeitschritte verteilt.

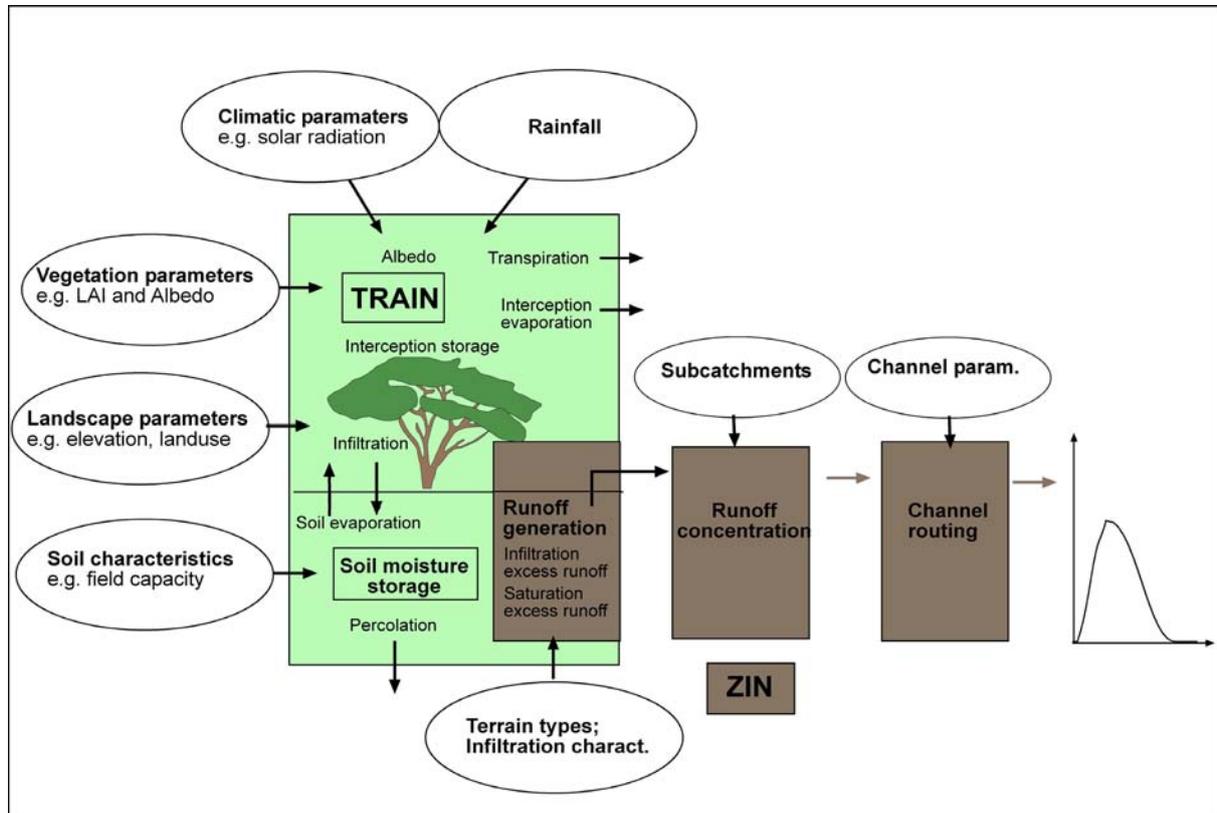


Abbildung 13: Modellstruktur und implementierte Prozesse und Parameter des gekoppelten Modells TRAIN-ZIN (Gunkel, 2006.).

7.2.5 Hangabfluss

Da durch die vorhandenen Abflussdaten des Hangeinzugsgebietes eine weitere Möglichkeit der Modellvalidierung gegeben ist, wurden die im Bereich des abgeschätzten Hangeinzugsgebietes gebildeten Abflüsse (l/min) zusätzlich ausgelesen. Um auch die Abflusskonzentrationszeit des Hangeinzugsgebietes mit einzubeziehen wurden die Hangabflüsse in einer externen Modellroutine mittels der hydrologischen Antwortfunktion ein zweites mal modelliert und in l/s ausgegeben. Aufgrund der unbekanntenen wahren Größe des Hangeinzugsgebietes, wurden die modellierten Hangabflüsse nur als qualitative Aussagen gewertet.

7.3 Abflusskonzentration

Die Einteilung des Einzugsgebietes in Teileinzugsgebiete geschah unter folgender Bedingung: Für eine fehlerlose Anwendung der Abflussroutingroutine, war es nötig die Mindestanzahl von ca. 100 Fliessknotenpunkten („Streamnodes“) zu erreichen. Deshalb mussten „künstliche“, d.h. in der Natur so nicht existente, lateral zum Abfluss beitragende Teileinzugsgebiete ausgewiesen werden. Da in einem Einzugsgebiet dieser Größe (1.1 km²) die Anzahl der natürlichen Teileinzugsgebiete eher gering ist (im Untersuchungsgebiet gibt es 8 Seitentäler), wurden die für die Berechnung der Abflusskonzentration eingeteilten Teileinzugsgebiete, unter zu Hilfenahme des Luftbildes und des digitalen Höhenmodells nach Hall, als senkrecht zur Hangneigung verlaufende und den für das Abflussrouting eingeteilten Gerinneknotten zugeordnete Teilflächen, digitalisiert. Hierbei wurde jedoch versucht, im Luftbild des Einzugsgebietes erkennbare und während der Felduntersuchung verifizierte Abweichungen des Höhenmodells von den realen Gegebenheiten im Gelände, mit in die Einteilung der Abflussbeitragsflächen ein zu beziehen. Z.B. waren dies, durch die niedrigere Auflösung des Höhenmodells nicht einbezogene, Richtungsänderungen des Gefälles. Dieses kann man in Abbildung 14, in der die Einteilung der Abflussbeitragsflächen und der Gerinneknotten, sowie das digitale Höhenmodell auf dem Luftbild des Einzugsgebietes dargestellt sind, z. B. an der mit einem pinken Pfeil markierten Beitragsfläche erkennen. An der westlichen Begrenzung dieser Beitragsfläche verläuft ein ausgetretener Viehpfad, auf dem der auf dem östlich davon gelegenen Hang entstehende Oberflächenabfluss abgeführt wird (siehe Anhang, Kap. 2, Abb. 5.).

In der Abflusskonzentrationsroutine werden die auf den verschiedenen Oberflächentypen gebildeten Abflüsse, die innerhalb eines Zeitschrittes in jedem der ausgewiesenen Teileinzugsgebiete entstehen, aufsummiert und mittels der hydrologischen Antwortfunktion der Einzugsgebietshänge (Kapitel 8.3) auf die folgenden 57 Zeitschritte (zeitliche Erstreckung der Antwortfunktion) aufgeteilt.

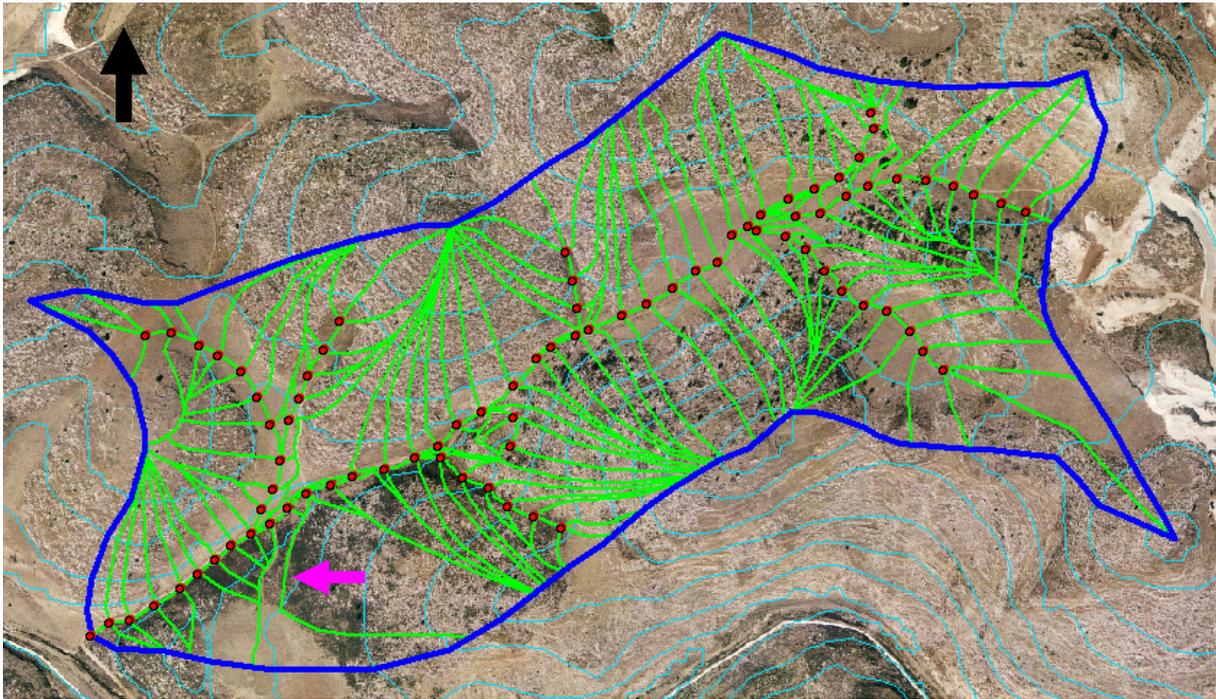


Abbildung 14: Darstellung des untersuchten Einzugsgebietes (blau) mit den eingeteilten Abflussbeitragsflächen (grün), den Gerinneknotenpunkten (rot) und dem digitalen Höhenmodell nach Hall (hellblau).

7.4 Wellenablauf

Die verwendete Abflussroutingroutine des ZIN-Modells ist die Routing-Variante nach Leistert (2005). Der Wellenablauf des Abflusses wird mit dem Muskingum-Cunge-Verfahren der Version nach Lange (1999) berechnet. Die verwendete Version der Abflussroutingroutine modelliert jedoch zusätzlich die Transmission Losses unter zu Hilfenahme der Green & Ampt Gleichung, die das Fortschreiten der Feuchtefront in trockenen Böden, mit einem physikalisch basierten Ansatz beschreibt (Leistert, 2005.).

In Abbildung 6 ist die Einteilung der Gerinnenetzknottenpunkte dargestellt (rote Markierungen). Die für jedes Teilsegment benötigten Eingangsparameter waren die Länge, das Gefälle und die Breite des Gerinnebettes. Die Breite des Gerinnebettes stellt jedoch die maximale für den Abfluss zur Verfügung stehende Querschnittsfläche des Tales dar („Overbank-Flow“). Das verwendete Konzept, das die möglichen Gerinnebette innerhalb des Alluviums zu einem Gerinnebett zusammenfasst, ist in Abbildung 15 (nach Lange, 1999.)

anschaulich dargestellt. Der eigentlich vom Gerinne genutzte Anteil des maximal möglichen Fliessquerschnitts wird innerhalb der zusätzlichen Gerinnetyp-Unterteilung, in der auch die für die Modellierung der Transmission Losses nötigen Eingangparameter bestimmt werden, als prozentualer Anteil der Gerinnebettbreite festgelegt. Die weiteren Eingangparameter sind Manning's n , der die Oberflächenrauigkeit des Gerinnes beschreibt, die Kanaltiefe, die gesättigte Leitfähigkeit des Alluviums und weitere Bodenkennwerte des Alluviums, die jedoch, wie im Folgenden Abschnitt beschrieben, für diese Arbeit keine weitere Rolle spielen.

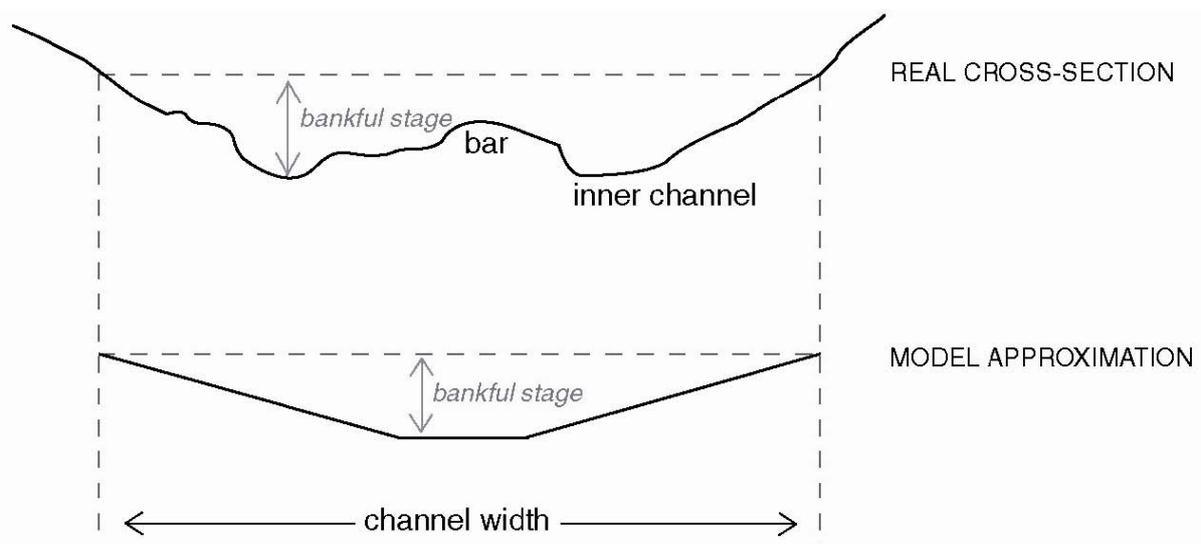


Abbildung 15: Vereinfachte Darstellung des Gerinnequerschnitts, als Berechnungsgrundlage des Abflussroutings (Lange, 1999.).

Für die Anwendung im Untersuchungsgebiet wurden die gesättigten Leitfähigkeiten des Gerinnes gegen Null gesetzt, so dass keine Transmission Losses in die Berechnung der Abflusswelle eingingen. Dieses begründet sich in der Verwendung der Bodenwasserspeicher. Da angenommen wurde, dass im Untersuchungsgebiet die Abflüsse erst nach der Aufsättigung der Böden gebildet werden, war die Vorbedingung für das Entstehen von Transmission Losses, nämlich trockene und ungesättigte Böden im Gerinnebett, von vornherein ausgeschlossen.

Aus den im Untersuchungsgebiet vorgenommenen Messungen, dem Luftbild und dem digitalen Höhenmodell wurden die benötigten Gerinneabschnittslängen, das Gefälle und die Gerinnebreiten bestimmt.

7.5 Fazit

Die neu in das ZIN-Modell integrierten Modellroutinen erwiesen sich während der Modellentwicklung in durchgeführten Testläufen als funktionabel (Anhang, Kapitel 1.). Auch in der Anwendung wurde dies bestätigt. Sie insgesamt eine enorme Erweiterung der Prozessabbildung der Abflussbildungsmechanismen durch das ZIN-Modell dar. Weiter führende Modelltests sind jedoch zur Optimierung des Zusammenspiels der einzelnen Modellroutinen notwendig. Z.B. stellt sich die Frage ob die Konzentrationszeiten des Hangabflusses nicht innerhalb der CaStor-Routine in das Modell implementiert werden sollte.

8 Parametrisierung

8.1 Input

8.1.1 Niederschlag

Im Gegensatz zu den vorherigen Modellanwendungen des ZIN-Modells, bei denen die Niederschläge als räumlich aufgelöste Inputdaten verwendet wurden, wurde in dieser Arbeit jeweils die Niederschlagsdatenreihe einer der beiden Niederschlagsstationen als einheitlicher Input für das gesamte Modelleinzugsgebiet benutzt. Die zeitliche Auflösung der Niederschläge beträgt 1 min.

Zum Vergleich wurden 2 kontinuierliche Niederschlagszeitreihen als unterschiedliche Inputdaten genutzt. Die eine der beiden Zeitreihen wurde 250 m südlich des Einzugsgebietes gemessen, die andere im nahe gelegenen Modin. Wie in Kapitel 5.2 dargestellt, wurden an beiden Stationen nicht immer die gleichen Intensitäten während eines Niederschlagsereignisses gemessen. In Kapitel 9 wird dieser Einfluss anhand der niederschlagsreihenabhängigen, unterschiedlich guten Modellierung der Hang- und der Gebietsabflüsse aufgezeigt.

Die Rohdaten der Niederschläge, Uhrzeit und Datum der Umschlagzeitpunkte der zur Messung verwendeten Niederschlagswippen beinhalten, wurden in Niederschlagsintensitäten (mm/h) umgerechnet. Die aus dem Wippeninhalt (0.1 mm) folgende Mindestintensität der Niederschläge beträgt 6 mm/h. Diese wurden zum Umschlagzeitpunkt (Minute) in die Zeitreihe integriert. Daraus folgt, dass Niederschläge mit niedrigeren Intensitäten als 6 mm/h, immer erst zu dem Zeitpunkt in der Zeitreihe erscheinen, indem die Niederschlagssumme von 0.1 mm erreicht wurde. Der daraus resultierende Datenfehler kann nicht ausgeschlossen werden, da der reelle Zeitpunkt des Niederschlagsbeginns, oder auch eine bestehende Vorfüllung der Wippe, nicht nachvollzogen werden kann. Da dieser Fehler nur bei den geringsten, messbaren Niederschlagsintensitäten auftritt, und die Verlusten des Modells (Verdunstung, Tiefensickerung) von diesen geringen Wassermengen nur schwach beeinflusst werden, wurde dieser Fehler als Daten-inhärent akzeptiert.

8.1.2 Bodenfeuchte

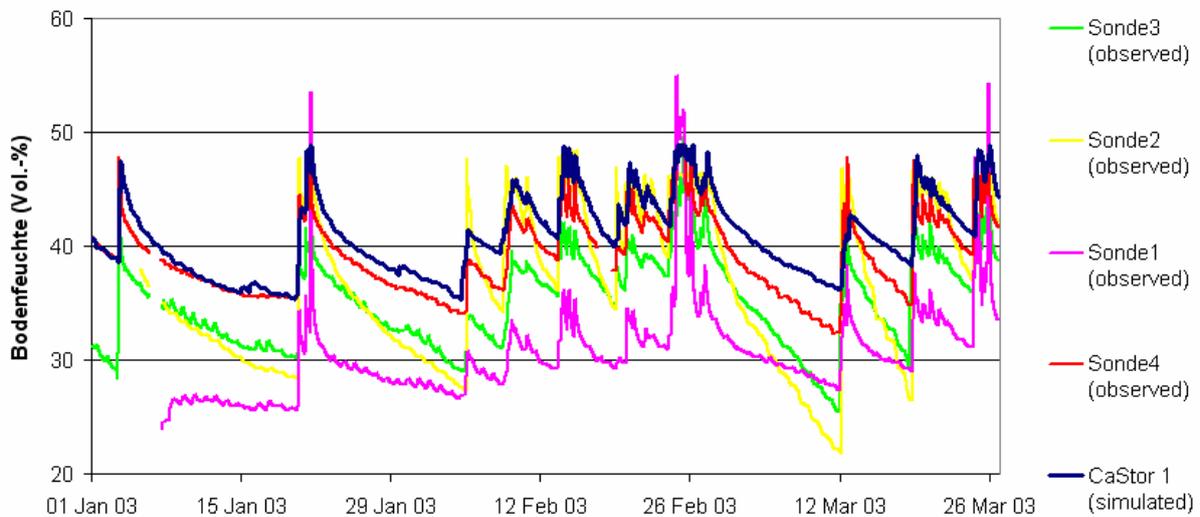


Abbildung 16: Vom 1.1.03 – 26.3.3 im Hangeinzugsgebiet gemessene und modellierte Werte der Bodenfeuchte (Vol.-%)

Da der Startzeitpunkt für die Modellierung variabel ist, musste auch die Vorsättigung des Gebietes für die jeweiligen Modellläufe entsprechend eingestellt werden. Dazu wurde aus den Zeitreihen der Bodenfeuchte des Untersuchungsgebietes jeweils eine Sonde ausgewählt und deren aktuelle Bodenfeuchte zum Startzeitpunkt des Modelllaufes auf die Porosität der Böden im Modell umgerechnet. Hierbei wurde unterschieden, ob sich die Böden im Bereich von CaStor1 oder von CaStor 2 befanden. Die Startwerte der Bodenfeuchte für CaStor 1 wurden im Hangeinzugsgebiet aufgenommen und deshalb auf die Porosität von Oberflächentyp 11 bezogen (Zusätzlich hat Oberflächentyp 11 mit 28.9% den größten Flächenanteil im Untersuchungsgebiet und liegt nirgends im Bereich von CaStor 2). Die verwendete Zeitreihe wurde aufgrund des Vergleichs der gemessenen Bodenfeuchte-Zeitreihen mit dem in den ersten Modellläufen berechneten Verlauf der Bodenfeuchte ausgewählt (siehe Abbildung 16). Die Startwerte der Bodenfeuchte für CaStor 2 wurden aus den Messdaten, die direkt im Wadi (nur 1 Sonde) erhoben wurden, bezogen auf die Porosität des in CaStor 2 häufigsten Oberflächentyps 5, berechnet. In Abbildung 17 sind die Messwerte der Bodenfeuchte von Nordhang und Wadi vergleichend mit den Bodenfeuchtwerten einer CaStor 2- Rasterzelle dargestellt.

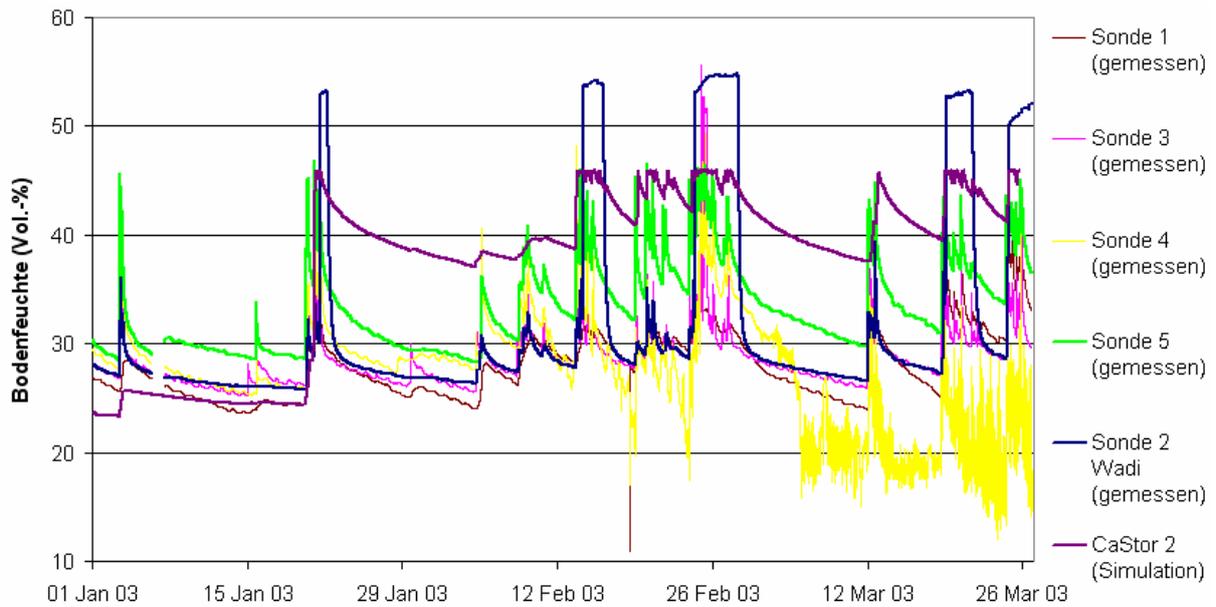


Abbildung 17: Vom 1.1.03 – 26.3.3 Am Nordhang und im Wadi gemessene und modellierte Werte der Bodenfeuchte (Vol.-%)

8.2 Abflussbildung

Tabelle 4: Aus Infiltrationstest ermittelte Infiltrationsraten für verschieden Oberflächen im Untersuchungsgebiet und die ermittelten Regressionsgleichungen der Versuchsreihen.

Oberfläche	zugeordnete Oberflächentypen	Infiltrationsrate (mm/h) t = 20 min	Regressionsgleichung	Bestimmtheitsmaß R ²
Nordhang (13)	12,13,14	418.61	$y = 1406.7t^{-0.4046}$ [5]	0.2269
Südhang (11)	8,9,10,11	479.61	$y = 1232.3t^{-0.315}$ [6]	0.2784
Talsole/Gerinnebett (16)	15,16	230.23	$y = 522.85t^{-0.2738}$ [7]	0.2994
Talsole/Wiese (5)	5, 6, 7	1047.96	$y = 4678.2t^{-0.4994}$ [8]	0.5422

8.2.1 Infiltrationsraten

Aus den gemessenen Zeitreihen der Infiltration wurden unter Zuhilfenahme des Trendlinien Berechnungstools von MS-Excel (Microsoft Office Excel 2003) mittlere Infiltrationsraten für den Zeitpunkt $t = 20\text{min}$ nach Beginn der Infiltrationsversuche berechnet. Dieser Zeitpunkt wurde gewählt, da er der Endpunkt der kürzesten Zeitreihe der Infiltrationstests ist. In Tabelle 4 sind die Regressionsgleichungen der verschiedenen Infiltrationsreihen mit Bestimmtheitsmaß R^2 und den ermittelten Infiltrationsraten dargestellt.

Auf die auffallend großen Werte der Infiltrationsraten wurde schon im Kapitel 6.3 eingegangen. Auch die Bestimmtheitsmaße der berechneten Regressionsgleichungen (Gleichung [5]-[8]), die in Tabelle 4 dargestellt sind, fallen sehr niedrig aus. Trotzdem wurden diese Werte für die Modellanwendungen in dieser Arbeit verwendet. Dies begründet sich darin, dass unter Verwendung von Literaturwerten, die gemessenen räumlichen Unterschiede nicht berücksichtigt würden. Des Weiteren wurde aufgrund von Beobachtungen im Einzugsgebiet (Groddek, Steinmann) die Annahme getroffen, dass im Untersuchungsgebiet der vorherrschende Abflussbildungsprozess die Abflussbildung aus Sättigungsüberschuss ist, und daher hohe Infiltrationsraten zu erwarten sind.

Da nur auf 4 verschiedenen Oberflächentypen im Untersuchungsgebiet Infiltrationsversuche durchgeführt wurden, mussten die 4 berechneten Infiltrationsraten auch den restlichen kartierten Oberflächentypen zugeordnet werden. Das Ergebnis ist in Tabelle 4 dargestellt. Die Zuordnung wurde über die Lage der Oberflächentypen im Einzugsgebiet (Südhang, Nordhang, Talsohle), sowie über die Ähnlichkeit der Oberflächenbedeckung zu den jeweiligen Versuchsflächen getroffen.

8.2.2 Anfangsverlust

Der Niederschlagsverlust, der durch die Benetzung der Oberflächen entsteht, ist durch die Variation der Oberflächenbedeckung über die Fläche, ohne praktische Experimente nur sehr schwer zu einem Wert integrierbar.

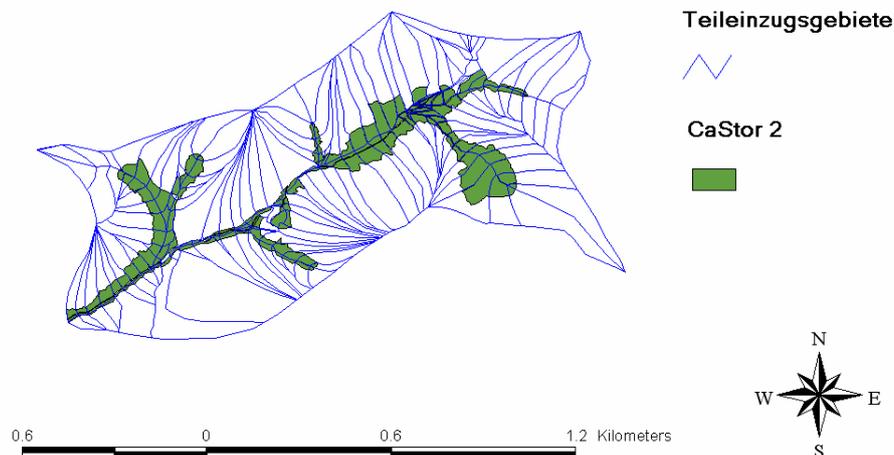


Abbildung 18: CaStor-2-Bodenspeicher innerhalb der einzelnen Teileinzugsgebiete.

Bei Berechnungsversuchen an der Westflanke der Judean Mountains (10 km westlich von Ramallah), in einem morphologisch ähnlichen Gebiet, wurde von Lange (2003) auf von Fels bedeckten Flächen bereits nach einer kumulativen Beregnung von 2 mm die Bildung von Oberflächenabfluss beobachtet. Während der weiteren Beregnungsversuche, die auf den, durch den ersten Versuch vorgesättigten, aber oberflächlich trockenen, Hangböden durchgeführt wurden, trug die gesamte untersuchte 180 m² Hangfläche nach einer kumulativen Niederschlagsmenge von 4 mm zur Oberflächenabflussbildung bei. Diese beiden Werte flossen in die Parametrisierung ein. Für die versiegelten Flächen, d.h. die Wege, wurde ein Anfangsverlust von 2 mm angenommen, für die restlichen Oberflächen des Untersuchungsgebietes wurden 4 mm als Anfangsverlust eingesetzt.

8.2.3 CaStor

Die Oberflächen des Einzugsgebietes wurden in die weniger mächtigen Böden im Hangbereich (CaStor 1) und in die tiefgründigeren Böden des Talbereichs (CaStor 2) aufgeteilt. Dabei wurde für alle Teileinzugsgebiete der zugehörige Talbereich ausgewiesen.

Das Ergebnis dieser Aufteilung ist in Abbildung 18 dargestellt. Der Flächenanteil der CaStor-2- Bodenspeicher beträgt 14.7 % der Einzugsgebietsfläche.

8.2.4 Bodenparameter

Für die Berechnung der Bodenwasserspeicherkapazitäten werden die Parameter Gesamtporosität (rel.) und Bodentiefe (m), bezogen auf die Fläche von 1 m², verwendet. Als weitere zu bestimmende Bodenparameter gehen die Gesamtporosität, der Restwassergehalt und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit zur Berechnung der Tiefensickerung (Kapitel 7.2.3) in die Modellroutine ein.

Die Bodentiefen im Untersuchungsgebiet wurden in erster Linie abgeschätzt. Die Grundlage dieser Schätzungen waren Grabungen an ausgewählten Flächen im Untersuchungsgebiet. So wurde auf dem felsigen Südhang, innerhalb des Hangeinzugsgebiets an drei Stellen Bodentiefen zwischen 20 cm und 38 cm bis zum anstehenden Gestein vorgefunden. Da ca. die Hälfte der gesamten Oberfläche der Südhänge von freiliegendem Gestein bedeckt ist und daher keine Bodenwasserspeicherkapazität besitzt, wurde für die meisten Hänge im Einzugsgebiet eine Bodentiefe von 20 cm angenommen (siehe Abbildung 19). Den Hängen im südwestlichen Bereich des Einzugsgebietes wurde aufgrund der dichteren Vegetation und aufgrund der Beobachtung von Steinmann, dass diese Flächen keinen Abfluss beitragen, eine Bodentiefe von 0.5 m zugeteilt. Für die Bereiche, die dem Wiesentyp (5) zugeordnet wurden und die nicht im Bereich von CaStor 2 lagen wurde nach Grabung im Wadi eine Bodentiefe von 0.5 m bestimmt. Für das Wegenetz wurde eine Bodentiefe von 0.1 m abgeschätzt.

Da am östlichen Talende ein knapp 2 m mächtiger Aufschluss des Talsohlenbodens beobachtet wurde (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 6.), wurden den Böden, die im Bereich der Talsohle und im Bereich von CaStor 2 liegen größere Mächtigkeiten zugeordnet (siehe Abbildung 19). Dabei wurden die grössten Tiefen für die Böden im breiten Talgrund eingeteilt 2-3 m, während für die Seitentäler Tiefen zwischen 0.8 m und 1.5 m abgeschätzt wurden.

Die oben beschriebenen Bodenparameter wurden alle anhand der durch die Bodenproben gewonnenen Korngrößenverteilungen mit dem Bodencharakteristik-Analysetool von Saxton (1986) (siehe Kapitel 8.2.6) berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Tabelle 5 zusammengestellt. Da nicht für jeden Oberflächentyp eine eigene Korngrößenverteilung vorhanden war, wurde, entsprechend der Ähnlichkeit der Oberflächen, eine Zuordnung der

Oberflächentypen die nicht beprobt worden waren, zu denen für die die Bodenparameter bestimmt worden waren, durchgeführt.

Die Berechnung des Porengrößenverteilungsindex λ ist in Kapitel 7.2.3 dargestellt.

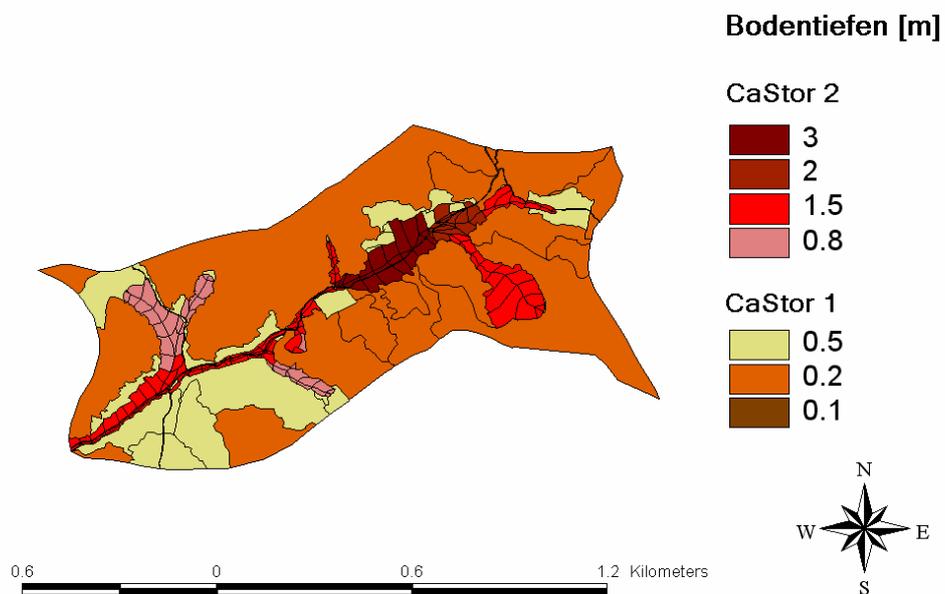


Abbildung 19: Darstellung der abgeschätzten Bodentiefen im Einzugsgebiet.

Tabelle 5: Ergebnisse der Berechnung der Bodenparameter Gesamtporosität, PWP, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und Feldkapazität mit dem Analyse-Tool Soil-Water-Characteristics (Saxton, 1986.).

Oberflächentyp	Gesamtporosität (rel.Anteil)	Restw.-Gehalt/ PWP (rel.Anteil)	gesätt. Hydraul. Leitfähigkeit (cm/h)	Feldkapazität (rel.Anteil)
5, 13, 14, 17	0.469	0.191	0.605	0.332
6	0.494	0.249	0.253	0.388
7	0.472	0.142	0.797	0.306
8, 11	0.489	0.21	0.477	0.366
9, 10, 12	0.483	0.223	0.33	0.365
15	0.521	0.301	0.141	0.425
16	0.46	0.142	0.74	0.286

8.2.5 Verdunstung

Für die Modellierung der einzelnen Abflussereignisse wurde die Tagesverdunstung mit einem konstanten Wert von 2 mm/d abgeschätzt. Diese Schätzung wurde mit Literaturquellen untermauert. So berechneten Mariotti und Struglia (2001) in einer Klimamodellierung des mediterranen Raumes für das Winterhalbjahr eine mittlere Verdunstung von 350 mm für Israel. Mahrer und Rytwo (1990) ermittelten im Hula Tal (Nordisrael) mittlere Tageswerte der Verdunstung von 1 – 3 mm für die Monate von Januar bis März.

Im gekoppelten Modell TRAIN-ZIN wurden zur Berechnung der Evapotranspiration mehrere Parameter verwendet (siehe Anhang: Kap. 3, Tab. 1.). Als Landnutzungs-kategorie wurde für das gesamte Einzugsgebiet die Landnutzungs-kategorie „Wiese“ eingesetzt. Die Böden wurden als tonige Böden parametrisiert. Das digitale Höhenmodell nach Hall wurde ebenfalls eingelesen. Die Klimadaten wurden als Stundenwerte tabelliert (Steinmann, 2003.). Die Feldkapazität und der permanente Welkepunkt (siehe Tabelle 5) wurden ebenfalls räumlich aufgelöst mit dem Analyse-Tool „Soil-Water-Characteristics“ (Saxton et al., 1986.) aus den vorhandenen Korngrößenverteilungen berechnet.

8.2.6 Soil-Water-Characteristics-Analysis-Tool

Das von Saxton (1986) entwickelte Wasserhaushaltsmodell SPAW (Soil-Plant-Air-Water) enthält ein Tool zur Berechnung der Bodenwassercharakteristika aus Korngrößenverteilungen. Die Basis dieser Berechnungen sind statistische Zusammenhänge zwischen Korngrößenverteilung, organischer Substanz und Bodenstruktur auf der einen Seite, sowie den variablen Parametern, wie z. B. hydraulische Leitfähigkeit oder Feldkapazität, auf der anderen Seite (Saxton, 2005).

Die im Bodenanalyse-Tool verwendeten Regressionsbeziehungen (siehe Anhang Nr.XII) zur Berechnung der Bodenparameter wurden durch die statistische Auswertung von 2000 Bodenproben aus A-Horizonten, sowie zur weiteren Verifizierung aus 2000 Bodenproben aus B/C-Horizonten ermittelt. Diese Bodenproben stammen aus den Beständen der „USDA/NRCS National Soil Characterization data base“. Die Datensets der Bodenproben bestanden aus dem Bodenwassergehalt bei einer Saugspannung von 33 kPa und von 1500 kPa, der Rohdichte des Bodens, Korngrößenfraktionen und dem Gehalt an organischer

Substanz. Die Unterschiede von Bodenstruktur und des Gehalts an organischer Substanz in A- und B-Horizonten ermöglichten es, den Einfluss derselben auf die Wasserspeicherkapazität von Böden statistisch signifikant zu ermitteln. Das Bodenwasserrückhaltevermögen wird aus dem Zusammenhang der Ton- und Sandfraktionen, sowie dem Anteil der organischen Substanz bei Saugspannungen von 1500, 33, 0-33 kPa und am Lufteintrittspunkt berechnet. Die Sättigungsfeuchte wird über die Rohdichte anhand der angenommenen Partikeldichte von 2.65 g/cm^3 abgeschätzt. Des Weiteren kann zusätzlich der Einfluss der Bodendichte, des Skelettanteils oder der Salinität einbezogen werden.

8.3 Abflusskonzentration

Um den räumlich aufgelösten, auf jeder Rasterzelle des Einzugsgebietes gebildeten Abfluss, den für das Abflussrouting eingeteilten Fließabschnitten, bzw. Gerinneknottenpunkten, zu zuordnen, wurden unter Verwendung von ArcView, auf dem georeferenzierten Luftbild des Einzugsgebietes und dem digitalen Höhenmodell nach Hall, Abflussbeitragsflächen, im Sinne von Teileinzugsgebieten, ausgewiesen. Innerhalb dieser Teileinzugsgebietsflächen wird der zu jedem Zeitschritt Δt gebildete Abfluss (Abfluss aus Sättigungs- und Infiltrationsüberschuss) akkumuliert und ausgegeben.

Um den Einfluss der Geomorphologie des Einzugsgebietes auf den Zeitpunkt und die Dauer der Abflussganglinie im Verhältnis zum Zeitpunkt des Niederschlags in das Modell zu integrieren, wurde eine hydrologische Antwortfunktion, der im Einzugsgebiet entstehenden Abflüsse, erstellt und in das ZIN-Modell integriert.

Eine der Hauptkonzeptionen der Abflusskonzentration ist die Einheitsganglinie. Sie stellt den Direktabfluss eines Einzugsgebietes als Antwort auf einen Einheitsniederschlagsimpuls dar. Für die Entwicklung einer solchen Einheitsganglinie benötigt man längere Niederschlags- und Abflussreihen, um so den Einheitsniederschlagsimpuls (meist 1 mm) und den daraus resultierenden Abfluss zu bestimmen. Im Untersuchungsgebiet standen jedoch nur die Niederschläge der zu modellierenden Saison 2003 und die zugehörigen 4 Abflussereignisse zur Verfügung.

In der ursprünglichen Version des ZIN-Modells wurde die hydrologische Antwortfunktion durch Lange (1999) aus gemessenen Niederschlags- Abflussereignissen eines Teileinzugsgebietes für das gesamte Einzugsgebiet entwickelt.

Die aus der Dissertation von A. Steinmann zur Verfügung stehenden Hangabflussdaten boten die Möglichkeit, Dauer, Form und Entstehungszeit der Abflüsse am Hang zu untersuchen und aus ihnen die mittlere hydrologische Antwortfunktion des Hangeinzugsgebietes zu berechnen. Da es an keinen weiteren Hängen im Einzugsgebiet Messungen des Abflusses gibt, und die Entfernung des Gerinnes von den Einzugsgebietsgrenzen sich im gesamten Gebiet in der gleichen Größenordnung (zwischen 200 und 300 m) bewegt, wurde die hydrologische Antwortfunktion des Hangeinzugsgebietes als hydrologische Antwortfunktion aller Hänge festgesetzt.

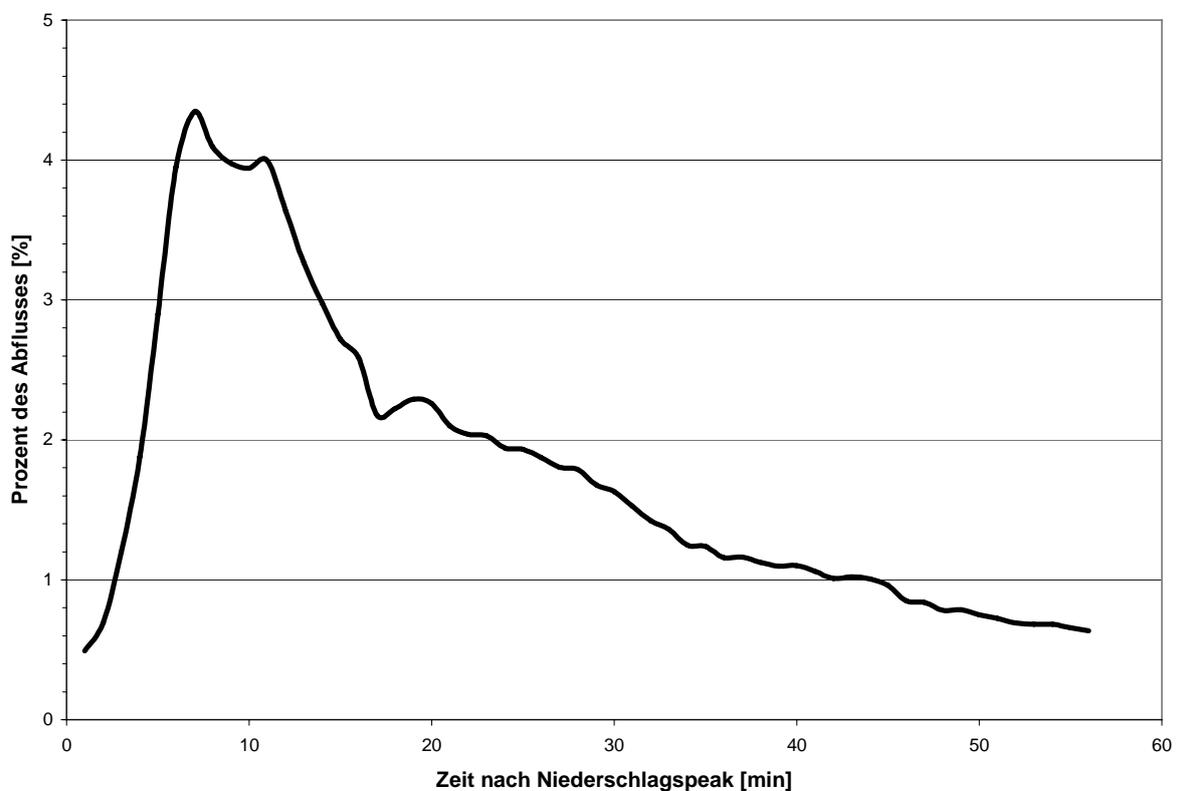


Abbildung 20: Hydrologische Antwortfunktion der Abflusskonzentration

Bei der Betrachtung der gemessenen Hangabflüsse zeigte sich eine deutliche Zeitdifferenz zwischen der Abflussspitze und dem Zeitpunkt der höchsten Niederschlagsintensität. Nach einem 5 min andauerenden Niederschlagsereignis (24.02.03 03:26 – 03:31) dauerte es genau 2 h bis der Scheitel der Abflussganglinie gemessen wurde (24.02.03 05:28). Diese Differenz lässt jedoch keinen direkten Schluss auf die Konzentrationszeit am Hang zu, da der Prozess der Abflussbildung direkt auch von der Vorsättigung der Böden im Gebiet abhängig ist, und somit diese zeitliche Differenz sehr variabel ist.

Um den zeitlichen Verlauf der Abflussbildung an den Hängen nachzuvollziehen, wurden die im Hangeinzugsgebiet gemessenen Abflüsse auf Ihre Dauer und Form hin untersucht, mit dem Ziel, die Ereignisse, die sich durch eine eindeutig bestimmbare Niederschlags- und Abflussspitze auszeichnen, zu bestimmen. Für die Berechnung der mittleren Form und zeitlichen Verschiebung eines Hangabflussereignisses aus den ausgewählten Hangabflussereignissen, wurde aus den auf 1 normierten Ganglinien vom Zeitpunkt der höchsten Niederschlagsintensität an eine mittlere Abflussganglinie berechnet (Abbildung 20). Diese mittlere, hydrologische Antwortfunktion wurde auf den, zu jedem Zeitschritt, in den jeweiligen Abflussbeitragsflächen gebildeten Abfluss im gesamten Einzugsgebiet angewandt.

8.4 Wellenablauf / Gerinneigenschaften

Für die Berechnung des Wellenablaufs der Abflussereignisse im Untersuchungsgebiet benötigt die Abflussroutingroutine folgende Parameter: Zum einen werden für jeden Gerinneabschnitt das Gefälle, die Gerinnelänge und die maximale Breite des Gerinnequerschnitts bestimmt. Zusätzlich werden verschiedene Gerinnetypen spezifiziert, die charakteristische Eigenschaften teilen. So sind dies zum einen die für die Berechnung der Transmission Losses nötigen Parameter (Diese Parameter wurden nicht untersucht, da Transmission Losses nicht in die Modellierung einbezogen wurden.), zum anderen sind dies die Oberflächenrauigkeit (Manning n), die Kanaltiefe und der Anteil des Hauptgerinnes am Gerinnequerschnitt.

Gefälle und Gerinneabschnittslänge wurden auf dem digitalen Geländemodell und dem Luftbild ausgemessen und berechnet. Die Breiten des Gerinnequerschnitts wurden aus den erhobenen Messdaten und auf den Wiesenflächen durch Abschätzung gewonnen. Die verwendeten Werte sind im Detail im Anhang dargestellt (Kap.3, Tab. 2.). In den Bereichen in denen dem Gerinne ein deutlicher Kanal zugeordnet werden konnte, oder in denen es auf den Fahrwegen verläuft, wurden die gemessenen Breiten derselben als Gesamt Gerinnequerschnitt ausgewiesen. Im Bereich der Wiesen, auf denen zwar Hauptfließwege entdeckt wurden, die aber eindeutig zu schmal waren, wurden größere Bereiche als Fließquerschnitte abgeschätzt. Die räumliche Begrenzung der Hauptfließwege ging dann als Anteil des Hauptgerinnes in die Gerinntypisierung ein.

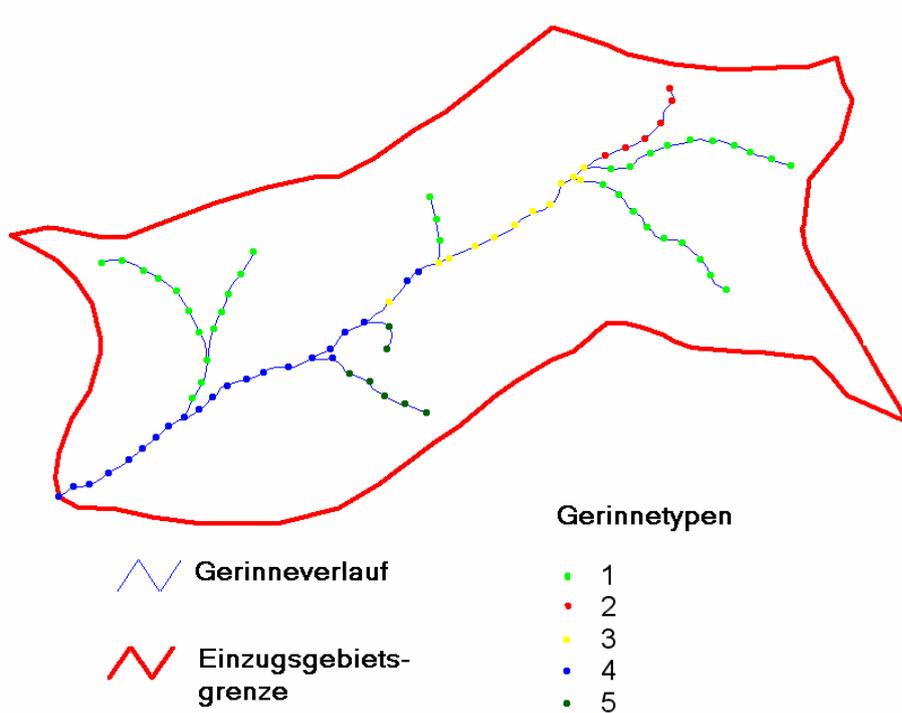


Abbildung 21: Verschiedene Gerinnetypen und ihre Lage im Einzugsgebiet.

Tabelle 6: Gerinnetypen und zugeordnete Parameter.

Gerinnetyp	Beschreibung	Manning n	Kanaltiefe (m)	Rel. Anteil des Hauptgerinnes am Fließquerschnitt
1	Wiese, Seitental, Steigung	0.018	0.05	0.1
2	Fahrweg	0.015	0.05	0.34
3	Wiese, Haupttal, flach	0.02	0.1	0.05
4	Kanal	0.018	1.2	0.99
5	Seitental, dicht bewachsen, Steigung	0.03	0.1	0.2

Die Charakterisierung der Gerinnetypen wurde anhand eindeutiger Merkmale vorgenommen. Der Unterlauf des Wadis besitzt ein eindeutig kanalisiertes Gerinnebett (4). Im nordöstlichen Bereich des Einzugsgebiets werden 2 größere Hänge über die Fahrwege entwässert (2). Die 3

weiteren Gerinnetypen beschreiben das Gerinne auf Wiesenflächen im Bereich der Talsohle (3), auf den Wiesenflächen mit stärkerer Neigung im Bereich der Seitentäler (1) und die Gerinne der Nebentäler im Bereich der dicht bewachsenen Nordhänge (5). In Abbildung 21 ist die räumliche Verteilung der 5 Gerinnetypen dargestellt.

Wie in Tabelle 6 dargestellt, wurden verschiedene Parameter den Gerinnetypen zugeordnet. Die Festlegung der Gerinnetiefen, als Tiefe im Hauptgerinne, wurde unterschiedlich durchgeführt. Bei Gerinnetyp 4 wurde die mittlere gemessene Kanaltiefe eingesetzt, bei den restlichen Gerinnetypen wurde unter Berücksichtigung der Beobachtungen im Gelände eine effektive Tiefe abgeschätzt. Z.B. wurden für den unebenen Fahrweg 5 cm und für die Wiesen im Bereich der Talsohle, auf denen eine leichte Eintiefung in der Talmitte beobachtet wurde, 10 cm angenommen. Anhand dieser beiden Beispiele soll nun auch der „relative Anteil des Hauptgerinne am Fliessquerschnitt“ erläutert werden. Die Breite der Fahrwege im nordöstlichen Bereich des Einzugsgebietes wurde im Mittel mit 2 m gemessen. Spuren von Oberflächenabfluss konnten jedoch nur jeweils in einer der beiden Fahrspuren beobachtet werden. Daher wurde hier der relative Anteil des Hauptgerinnes auf ein Drittel des Fahrwegs begrenzt. Aus der Eintiefung der Fahrrippen ergab sich dann die Gerinnetiefe von 5 cm. Im Bereich der Talmitte wurden als Breite des maximal möglichen, Abfluss führenden Querschnitts 20 m abgeschätzt. Die beobachtete Absenkung um ca. 10 cm wurde jedoch nur auf einer weitaus kleineren, zwischen 1 und 2 m breiten Fläche beobachtet (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 7). Für die Bereiche der Seitentäler wurden Gerinnetiefen und die Anteile der Hauptgerinne am Fließquerschnitt auf gleiche Weise abgeschätzt (Tabelle 6).

Die Werte für Manning n wurden unter zu Hilfenahme von Literatur (Arcement, Schneider, 19???) für die verschiedenen Gerinnetypen abgeschätzt (Tabelle 6). Die niedrigste Rauigkeit wurde für den Gerinnetyp der Fahrwege abgeschätzt, da die relativ ebenen Oberflächen der Wege, vergleichbar mit der Sohle ausgebauter Erdkanäle, kaum Strömungshindernisse vorweisen. Den Wiesen in den Seitentälern, die präferenzielle Fliesswege aufweisen (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 8.) und ein stärkeres Gefälle besitzen als das Haupttal, und den Kanälen, deren Sohlen einerseits bewachsen und andererseits mit Geröll bedeckt sind (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 9.), wurde eine etwas höhere Oberflächenrauigkeit zugeordnet. Unter Berücksichtigung des geringeren Gefälles, wurde für die Wiesenflächen im Haupttal eine Rauigkeit von $n = 0.02$ abgeschätzt. Die höchste Rauigkeit (0.03) wurde für die Gerinne der dicht bewachsenen Seitentäler abgeschätzt, da hier die Gerinnebetten uneindeutig und von Sträuchern, Büschen und grösseren Steinen überprägt sind (siehe Anhang: Kap. 2, Abb. 10.).

8.5 Fazit

Die Parametrisierung des Modells wurde zum Großteil aus gemessenen Felddaten durchgeführt. Diese stellen nur Punktwerte innerhalb des Einzugsgebietes dar. Da die Erhebung jedoch im Zusammenhang mit der Kartierung der Einzugsgebietsflächen durchgeführt wurde, ist es legitim sie als repräsentative Eigenschaften des gesamten Einzugsgebiets für die Modellierung zu verwenden. Die im Rahmen der Modellentwicklung durchgeführten Testläufe zeigten für einige Parameter, wie z. B. die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit oder die Infiltrationskapazität (Anhang: Kap. 1, Abb. 1 / 2.), den Einflussbereich der Parameter auf die Modellergebnisse auf. Diese Erfahrungswerte und die gewissenhafte Verwendung der Literaturwerte, lieferten für die Modellanwendung ein gutes Abbild der Gebietseigenschaften. Da keine Unsicherheitsanalysen mit dem Modell vorgenommen werden, sondern nur die Gesamtheit der eingebrachten Parameter betrachtet wird, kann die Quantifizierung der Modellgüte nur im Rahmen der Modellvalidierung vorgenommen werden.

9 Modellanwendungen

9.1 Einzelereignismodellierung mit ZIN

9.1.1 Überblick

Um die Effizienz und Wirksamkeit der neu programmierten Module des ZIN-Modells zu überprüfen, wurden 3 Abflussereignisse der Saison 2002/2003 im Untersuchungsgebiet ausgewählt und modelliert. Da der Einfluss der neu entwickelten, vom Sättigungsgrad der Böden im Einzugsgebiet abhängigen Tiefensickerung als variable Verlustrate, sowie das CaStor-Konzept, auf ihren Einfluss auf die Ergebnisse der Modellierung untersucht werden sollten, wurde in diesem Teil der Arbeit nicht mit dem gekoppelten Modell TRAIN-ZIN, sondern nur mit dem ZIN-Modell gearbeitet.

Die ausgewählten Abflussereignisse sind das erste Abflussereignis der Regensaison 2002/2003, dessen Abflussspitze am 15. Februar 03 registriert wurde, das größte Abflussereignis vom 17. bis zum 27. Februar 03 und das letzte Abflussereignis des Jahres, das vom 24. bis zum 26. März 03 statt fand.

Als Modelloutput dieser 3 Ereignisse wurden die modellierten Abflüsse des gesamten Einzugsgebietes, sowie die des Hangeinzugsgebiets untersucht und mit den gemessenen Abflüssen verglichen. Zusätzlich wurde der Verlauf der Bodenwasserspeicherfülle des Modells mit den gemessenen Bodenfeuchtedaten verglichen. Dazu ist zu bemerken, dass die simulierten wie die gemessenen Werte der Bodenfeuchte mit ihren Maximalwerten normiert wurden um so eine bessere Vergleichbarkeit der Werte zu erreichen. Da speziell bei den Messwerten, die direkt im Wadi erhoben wurden, der Sättigungswert nicht immer der gleiche war (wahrscheinlich durch Überstauereffekte verursacht), liegt bei ihnen der Sättigungswert in den Grafiken nicht immer bei 100 %. Die Sättigung der Talsohle ist jedoch jedes Mal sehr deutlich als konstanter Wert über einen längeren Zeitraum ausgeprägt (siehe Kapitel 8.1.2).

Es wurden alle drei Ereignisse mit beiden vorhandenen Niederschlagsreihen modelliert und verglichen. Im ZIN-Modell ist nur eine konstante Verlustrate für die Verdunstung integriert. Für die Tagesverdunstung wurde der Literaturwert von konstant 2 mm/d angesetzt.

Für die quantitative Beurteilung der Simulationen wird der Nash-Sutcliff-Koeffizient verwendet (Nash, Sutcliff, 1970.). Er vergleicht den Erklärungsgehalt des Mittelwerts der Messdaten, bezüglich der Messdaten, mit den modellierten Werten. In Gleichung [9] ist die Formel zur Berechnung abgebildet. Bei einem N-S-Koeffizienten von 1 ist die

Modellanpassung sehr gut, ist der Koeffizient gleich 0, erklärt der Mittelwert die Messdaten genauso gut wie die simulierten Werte.

$$NS = 1 - \left(\frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \right) \quad [9]$$

NS	Nash-Sutcliff-Koeffizient	
Q_{obs}	beobachteter Abfluss	(m ³ / min)
Q_{sim}	gemessener Abfluss	(m ³ / min)
\bar{Q}_x	Mittelwert des gemessenen Abflusses	(m ³ / min)

In der Diskussion der Ergebnisse der Modellierung wird auf die jeweils bessere Simulation der Abflüsse eingegangen, da die realen Niederschläge im Untersuchungsgebiet unbekannt sind und davon ausgegangen wurde, dass nicht alle Niederschlagsereignisse von beiden Niederschlagsreihen gleich gut abgebildet wurden.

9.1.2 Das Abflussereignis vom 13.-16.2.2003

Das Niederschlagsereignis vom 13.-16. Februar 2003 war das erste Niederschlagsereignis der Regensaison 2002 /2003, das ein Abflussereignis am Gebietsauslass des Untersuchungsgebietes nach sich zog. Während einer Dauer von 42 Stunden wurde eine Abflusssumme 432.2 m³ gemessen. Die Abflussspitze lag bei 0.02 m³/s. Daraus ergab sich die maximale Abflussspende dieses Ereignisses mit 18.97 l/s/km². Die Niederschlagssumme des Ereignisses beträgt für die Niederschlagsstation am Gebietsauslass (B) 52 mm, während an der Station in Modi in (A) 62.3 mm gemessen wurden. Bezogen auf die Einzugsgebietsfläche von 1.078 km² wurden nur 0.8 % (B), bzw. 0.7 % (A) des gefallenen Niederschlags abflusswirksam.

Die Bodenfeuchte erreicht im Bereich des Wadis ein paar Stunden vor Beginn des Abflussereignisses die Sättigungsfeuchte (siehe Abbildung 23). Am Südhang dagegen wurde die Sättigung des Bodens immer nur fast, für kurze Phasen während des Ereignisses erreicht. Nach dem Ereignis, am 16. 2. lag der Anteil des Bodenwassers am Hang, wie im Wadi, wieder in der gleichen Größenordnung wie vor dem Ereignis.

9.1.2 Modellergebnisse

In Abbildung 22 sind die Ergebnisse der Niederschlag-Abflussmodellierung beider Modellläufe dargestellt (Regen A, B). Allgemein wurde bei beiden Modellläufen der Abfluss deutlich überschätzt. Nicht nur die Abflussspitzen lagen um das Mehrfache zu hoch, auch setzten die modellierten Abflüsse viel zu früh ein, d.h. zu einem Zeitpunkt als am Pegel nur vorlaufende „Minipeaks“ registriert wurden. Die eigentliche Abflussspitze wurde erst zu einem Zeitpunkt registriert, an dem nur noch nachlaufende Abflusswellen der simulierten Abflussereignisse berechnet wurden. Bei beiden Modellläufen wurde im Hangeinzugsgebiet noch gar kein Abfluss generiert.

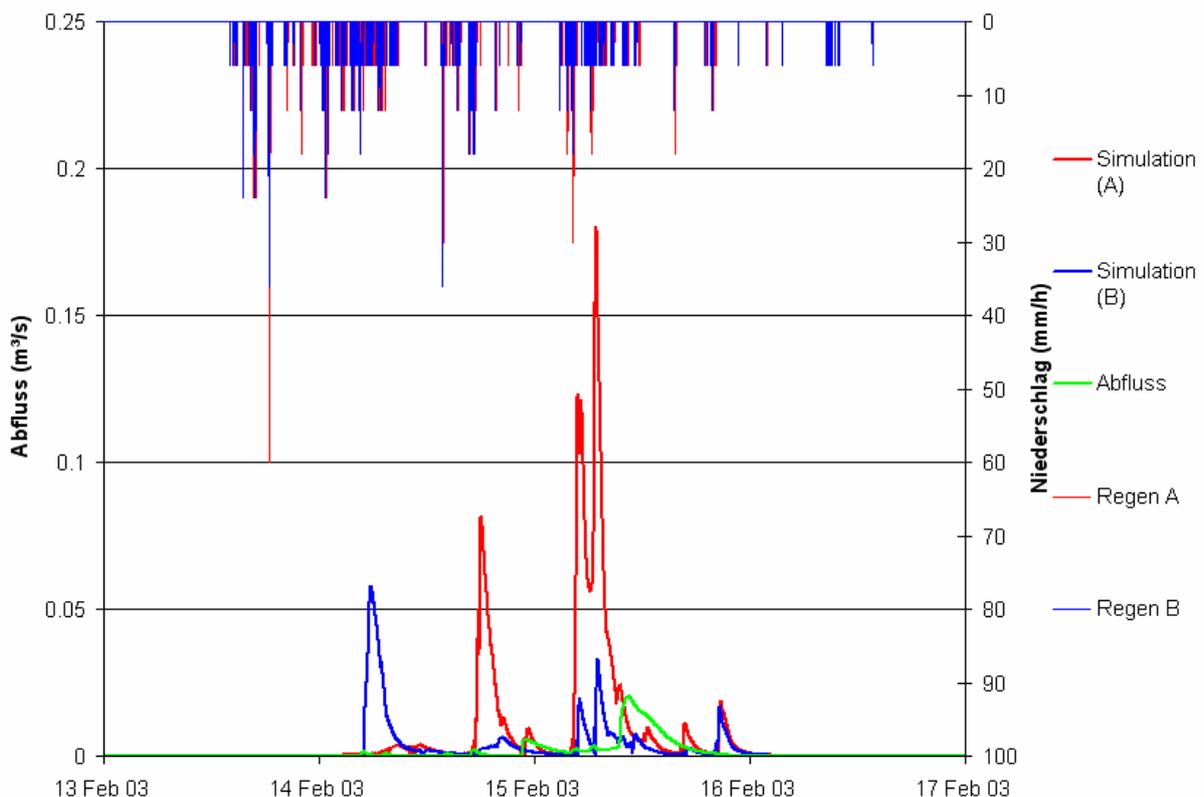


Abbildung 22: Modellierte Abflüsse vom 13.-16.2.03

Der mit Niederschlag A modellierte Abfluss erreicht in der Abflussspitze der Hauptwelle einen fast 10-mal höheren Wert als der gemessene Abfluss (180 l/s simuliert, 20 l/s gemessen). Beide Abflussspitzen des simulierten Abflusses (A) wurden 5 h vor den gemessenen Abflussspitzen erreicht.

Das Ergebnis des Modelllaufes mit Niederschlag B unterscheidet sich deutlich von dem mit Niederschlag A simulierten Abfluss. Die vorauslaufende Abflussspitze (57 l/s) wird von den gemessenen Abflussdaten nicht wiedergegeben. Die 2 kleineren Abflussspitzen wurden in der gleichen Größenordnung mit einem zeitlichen Versatz von 2 bzw. 3 h auch am Pegel gemessen.

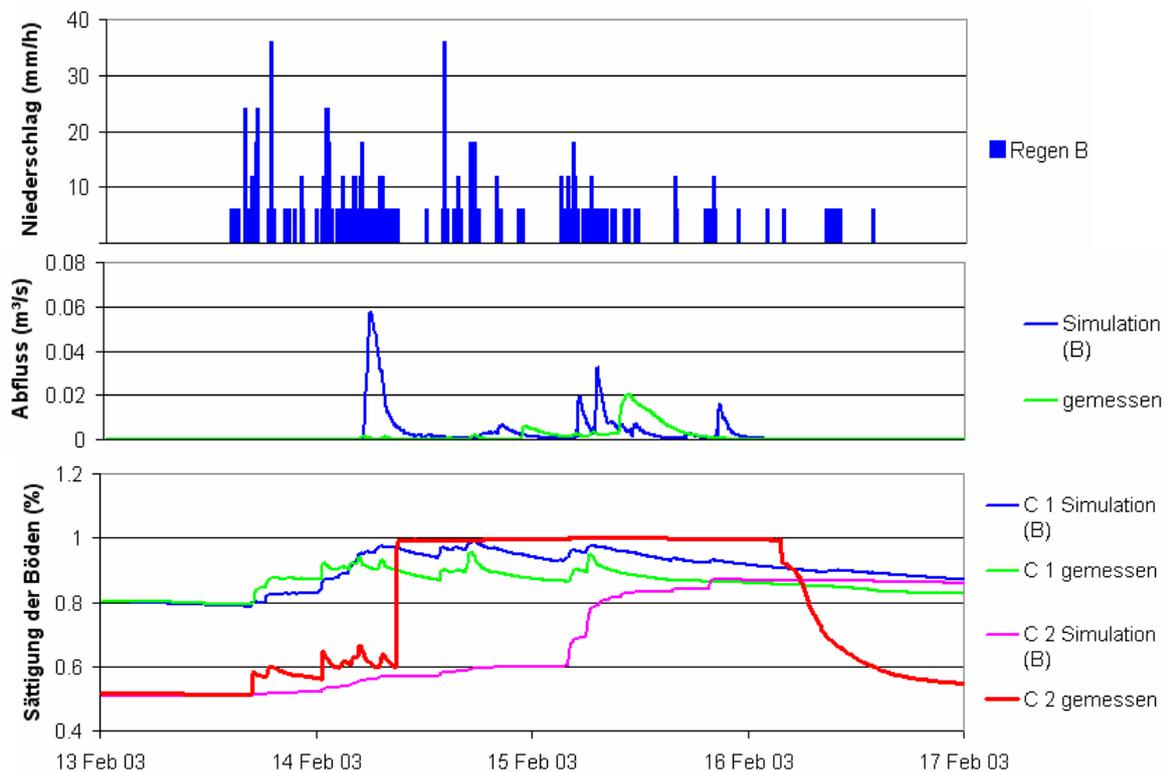


Abbildung 23: Modellierter und gemessener Abfluss und Bodenfeuchte vom 13.-16.2.03 (Niederschlagsreihe B).

Aufgrund dieser besseren Übereinstimmung des mit Niederschlag B simulierten Abflusses werden die Ergebnisse der zweiten Simulation (B) im Folgenden genauer betrachtet (siehe Abbildung 23).

Der Verlauf der modellierten Bodenfeuchte erreicht in der Hangrasterzelle nur einmal den Sättigungswert. Auch die am Hang gemessene Bodenfeuchte erreicht während diesem Ereignis nie ihren maximalen Wert. Zum Zeitpunkt des vorlaufenden, großen Abflusspeaks sind in den am Hang gemessenen Bodenfeuchtedaten mehrere kleine Feuchtepeaks zu erkennen. Auch die simulierte Bodenfeuchte von CaStor 1 steigt zu diesem Zeitpunkt an. Während die gemessene Bodenfeuchte im Wadi zu Beginn des Ereignisses nahezu konstant im Bereich der Sättigung liegt, wird der Sättigungswert der modellierten Talsohlenrasterzelle, die jedoch im

Gegensatz zur Realität, nur vom zugehörigen Hangeinzugsgebiet gespeist wird, gar nicht erreicht. Hier ist während dem gesamten Ereignis ein Anstieg zu erkennen, der zum Zeitpunkt des Durchgangs der Hauptwelle am stärksten ist.

9.1.3 Diskussion

Da die berechneten Nash-Sutcliff-Koeffizienten beider Simulationen keine annehmbare Modellgüte konstatieren (A, N-S = -39.1, B, N-S = -4.2), kann die Modellierung des Abflussereignisses vom 13.-16.2.03 nur rein qualitativ betrachtet werden.

Der vorlaufende Abflusspeak kann nicht erklärt werden, da die Niederschlagsreihe B vor dem Beginn des Ereignisses keine stärkeren Niederschläge vorweist als Niederschlag A. Auch die Bodenfeuchtedaten erklären diese Abflusswelle nicht. Da auch im zusätzlich betrachteten Hangeinzugsgebiet keinerlei Abfluss simuliert wurde, liegt die Vermutung nahe, dass ein Teil der Böden im Modell die Sättigung weitaus früher erreichte als die restlichen Böden, und sich daraus die vorlaufende Abflusswelle generierte. Diese Erklärung kann jedoch nicht belegt werden. Berechnet man den N-S-Koeffizienten für das Ereignis erst nach dem vorlaufenden Peak so beträgt der Koeffizient 0.2.

Der Unterschied in der Höhe der simulierten Abflusspeaks liegt wahrscheinlich in der Niederschlagsdifferenz von 10 mm begründet, die während dieses Ereignisses zwischen den beiden Niederschlagsreihen besteht. Da die Verlustraten des Modells jedoch dynamisch sind, kann diese Vermutung nicht direkt quantifiziert werden.

9.1.5 Das Abflussereignis vom 24.-28.2.2003

Das größte Abflussereignis der Niederschlagsaison 2002/2003 fand vom 24.-28. Februar 2003 statt. Die Dauer des Ereignisses lag bei 2 Tagen und 17 Stunden. In dieser Zeit wurde eine Summe von 48114 m³ Wasser am Gebietsauslass gemessen. Die Abflussspitze betrug 1.26 m³/s. Daraus ergibt sich eine maximale Abflussspende von 1169 l/s/km² für das untersuchte Abflussereignis. Bei einer Niederschlagssumme von 143.2 mm am Gebietsauslass (B) und 162.2 mm in Modi`in (A) wurde mit 31 % (B), und mit 27.5 % (A), ein weitaus höherer Anteil des Niederschlages abflusswirksam, als im zuvor diskutierten Ereignis.

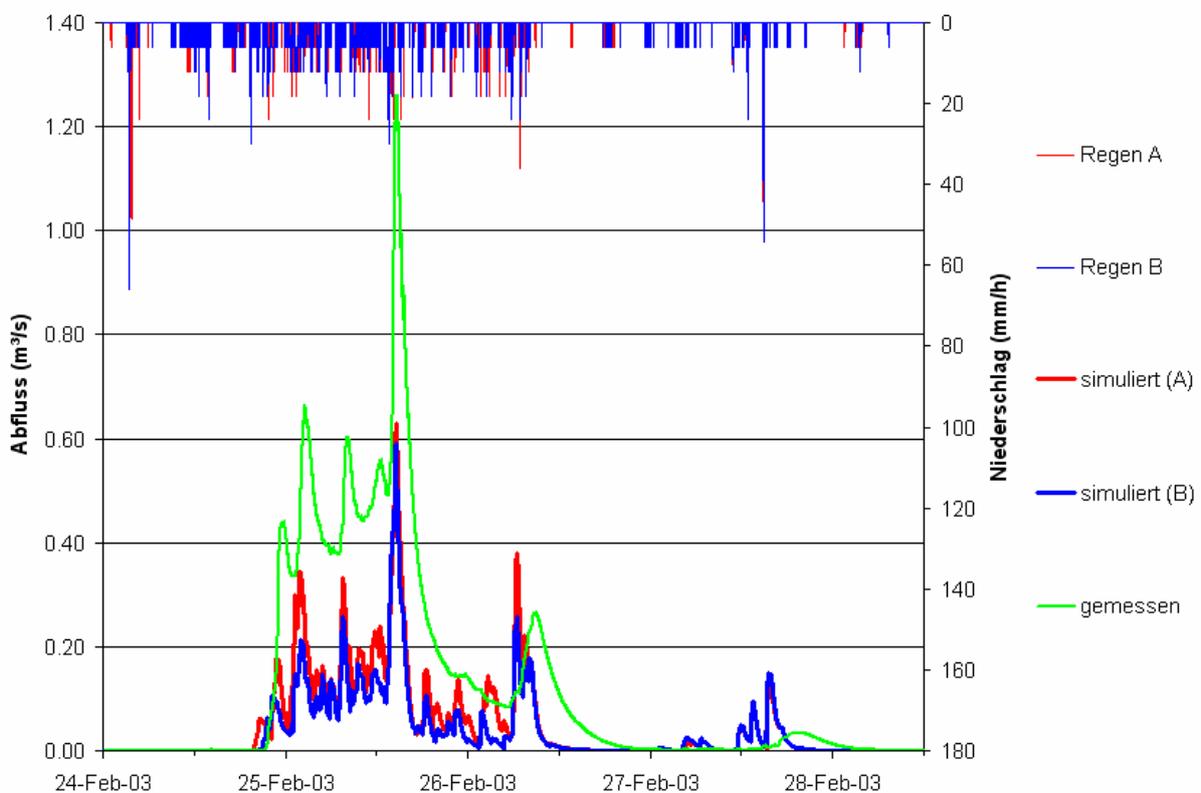


Abbildung 24: Modellierter Abfluss vom 24.-28.2.03.

9.1.6 Modellergebnisse

Im Gegensatz zum ersten Abflussereignis wurde bei der Modellierung des großen Abflussereignisses vom 24.-28.2.03 mit beiden Niederschlagsreihen der Verlauf der Abflussganglinie rein qualitativ besser simuliert. Wie in Abbildung 24 zu sehen ist, bilden beide simulierten Ganglinien die Hauptspitzen der Abflusswelle, wenn auch nicht mit

perfekter zeitlicher Übereinstimmung, deutlich nach. Auch hier zeigt sich eine eindeutig schlechtere Übereinstimmung bei der nachlaufenden Abflussganglinie am 27. Februar. In beiden Simulationen ist eine ähnliche Überschätzung der nachlaufenden Abflusswelle, wie im ersten Ereignis (13.-16.2.03) mit der Niederschlagsreihe A, zu erkennen.

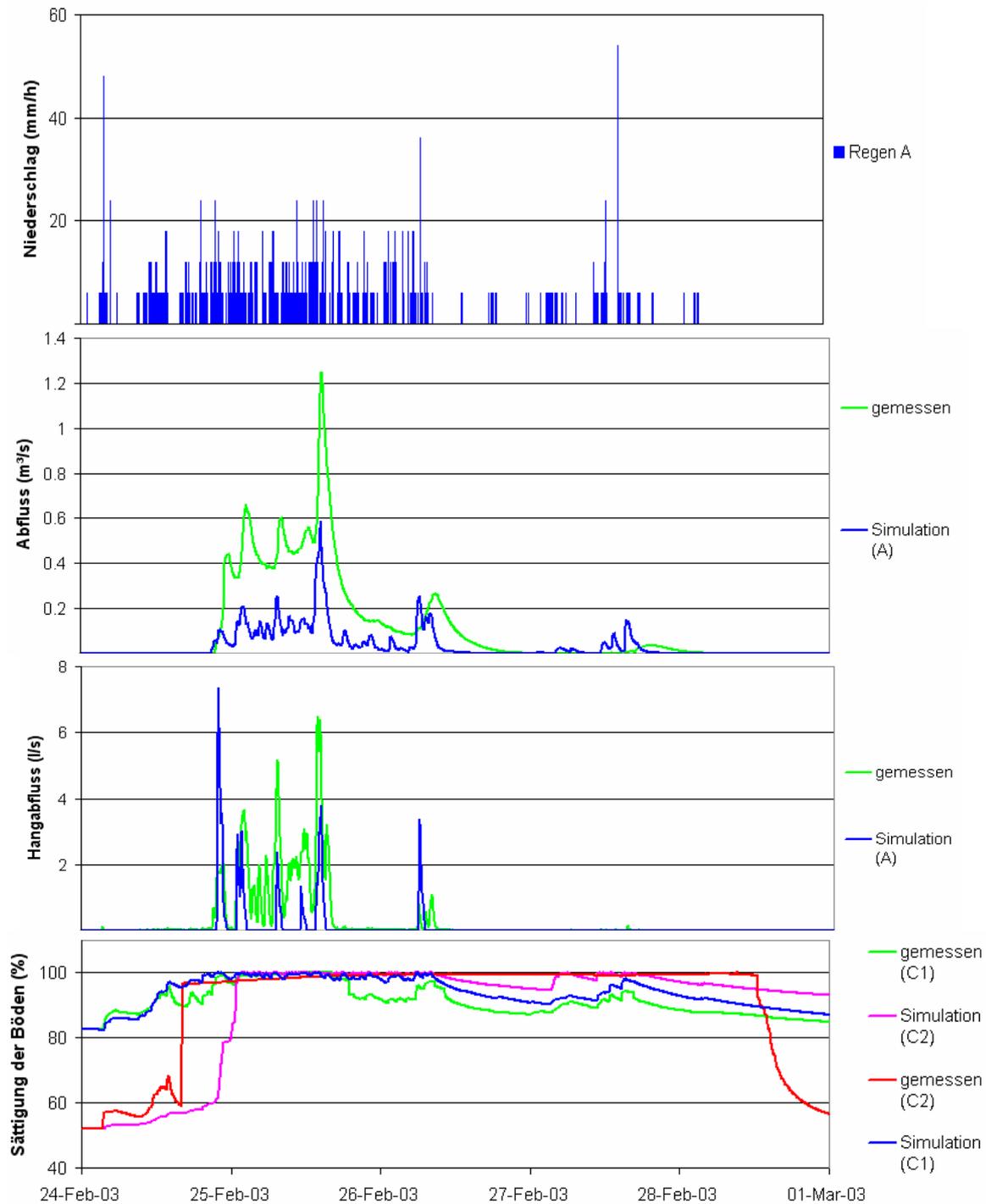


Abbildung 25: Modellerte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie Bodenfeuchte und Niederschlag (A) vom 24.-28.2.2003.

Auch die Größenordnung der überschätzten, nachlaufenden Abflussspitze liegt im gleichen Bereich. Die Abflusssummen der beiden Modellläufe betragen für die Niederschlagsreihe A 19911 m³ und für die Niederschlagsreihe B 14979 m³ (gemessen 48114 m³).

Da die Simulation mit Niederschlag A qualitativ zwar annähernd gleichgut wie die Simulation mit Niederschlag B ist, quantitativ aber näher an den gemessenen Abflussmengen liegt, werden im Folgenden die Ergebnisse der Simulation mit Niederschlag A besprochen. In Abbildung 25 sind alle Ausgabevariablen des Modelllaufes mit der Niederschlagsreihe A im Vergleich zu den gemessenen Werten abgebildet. Die Simulierten Abflussspitzen der Hauptwelle wurden zeitlich relativ genau vorhergesagt. Die Hauptspitze ist 15 min zu früh simuliert worden. Für die kleineren Peaks wurde der Zeitpunkt zwischen 20 min und 1 h zu früh berechnet. Bei der nachlaufenden Abflusswelle am 26.2. betrug die zeitliche Differenz der Hauptabflussspitzen 3 h, am 27.2. waren es 4 h.

Im Hangeinzugsgebiet wurden nur während der Abflussspitzen des gemessenen Abflusses in der Simulation Abflüsse generiert. Der zeitliche Versatz liegt hier zwischen 5 min und 1 h. Der am 26.2. entstandene Hangabfluss wurde 2 h zu früh vorhergesagt, am 27.2. wurde im Modell kein Hangabfluss gebildet. Die Größenordnung der simulierten Hangabflüsse bildet in den Abflussspitzen die gemessenen Abflüsse gut ab.

Auch die simulierte Fülle der Bodenwasserspeicher folgt deutlich dem Verlauf der gemessenen Bodenfeuchte. Der Bodenwassergehalt von CaStor 1 erreicht zwar 2 h vor den Messwerten den Bereich der Sättigung, insgesamt bildet die simulierte Zeitreihe jedoch alle gemessenen Reaktionen der Bodenfeuchte deutlich nach. Die Entleerung des simulierten Bodenspeichers CaStor 1 ist nach dem Durchgang der Abflusswellen etwas weniger ausgeprägt als die Messungen zeigen.

Die simulierte Bodenfeuchte des Talspeichers CaStor 2 erreicht 9 h nach der im Wadi gemessenen Bodenfeuchte die Sättigung. Zwischen den beiden nachlaufenden Abflusswellen vom 26.2. und vom 27.2. wurde die beginnende Entleerung des Bodenspeichers simuliert, die bei den Messungen nicht registriert wurde.

Zum Beginn des nachlaufenden Abflussereignisses am 27.2. liegt die simulierte Bodenfeuchte in der Talsohle (CaStor 2) nicht mehr im Bereich der Sättigung. Trotzdem ist die simulierte Abflusswelle weitaus größer als die gemessene. Die simulierte Bodenfeuchte der Hänge (CaStor 1) springt dagegen schneller an als die gemessene.

9.1.7 Diskussion

Die Berechnung der Modellgüte nach Nash-Sutcliff ergab für die Modellierung mit Niederschlag A den NS-Koeffizienten von 0.76, für die Modellierung mit Niederschlag B wurde der NS-Koeffizient mit 0.71 berechnet. Ohne das nachlaufende Abflussereignis vom 27.2. stieg die berechnete Güte der Modellierung für Simulation A auf 0.81, für Simulation B auf 0.77. Auch die simulierten Hangabflüsse und die simulierte Bodenfeuchte geben diese gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten wieder. Beide stellen jedoch rein qualitative Werte dar (siehe Kapitel 7.2.2 und 7.2.5).

9.1.8 Das Abflussereignis vom 24.-26.3.2003

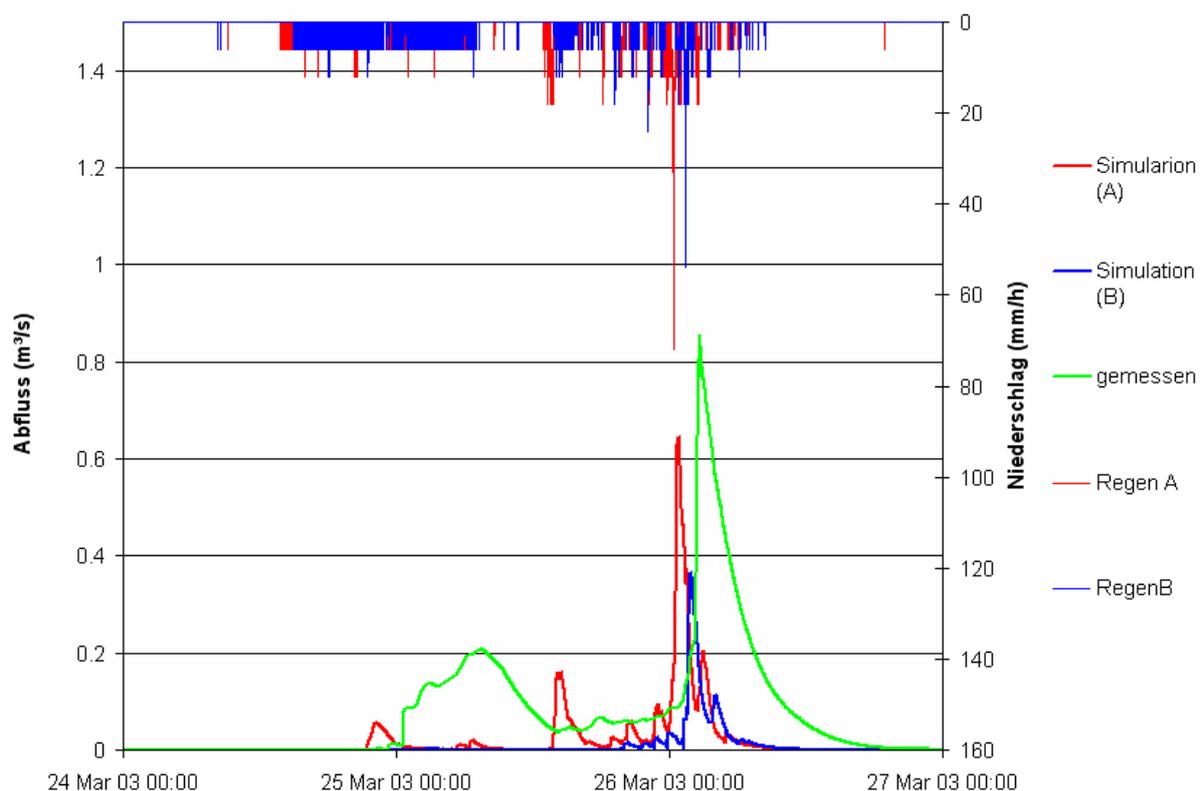


Abbildung 26: Modellierte Abflüsse vom 24.-26.3.03.

Das letzte Abflussereignis der Niederschlagsaison 2002/2003 wurde zwischen dem 24. und dem 26. März registriert. Während des 2 Tage und 8 Stunden andauernden Ereignisses wurde eine Abflusssumme von 20510 m³ gemessen. Der höchste Abfluss betrug 855 l/s, was einer

maximalen Abflussspende von 793 l/s/km^2 entspricht. Die mittlere Abflussspende dieses Ereignisses lag bei 93 l/s/km^2 . Die Niederschlagssummen während dieses Ereignisses betragen 59.8 mm (B) und 77.1 mm (A). Mit 32% (B) und 25% (A) war der Anteil des Effektivniederschlags nahezu gleich groß wie beim Abflussereignis vom 24.-28.2.03.

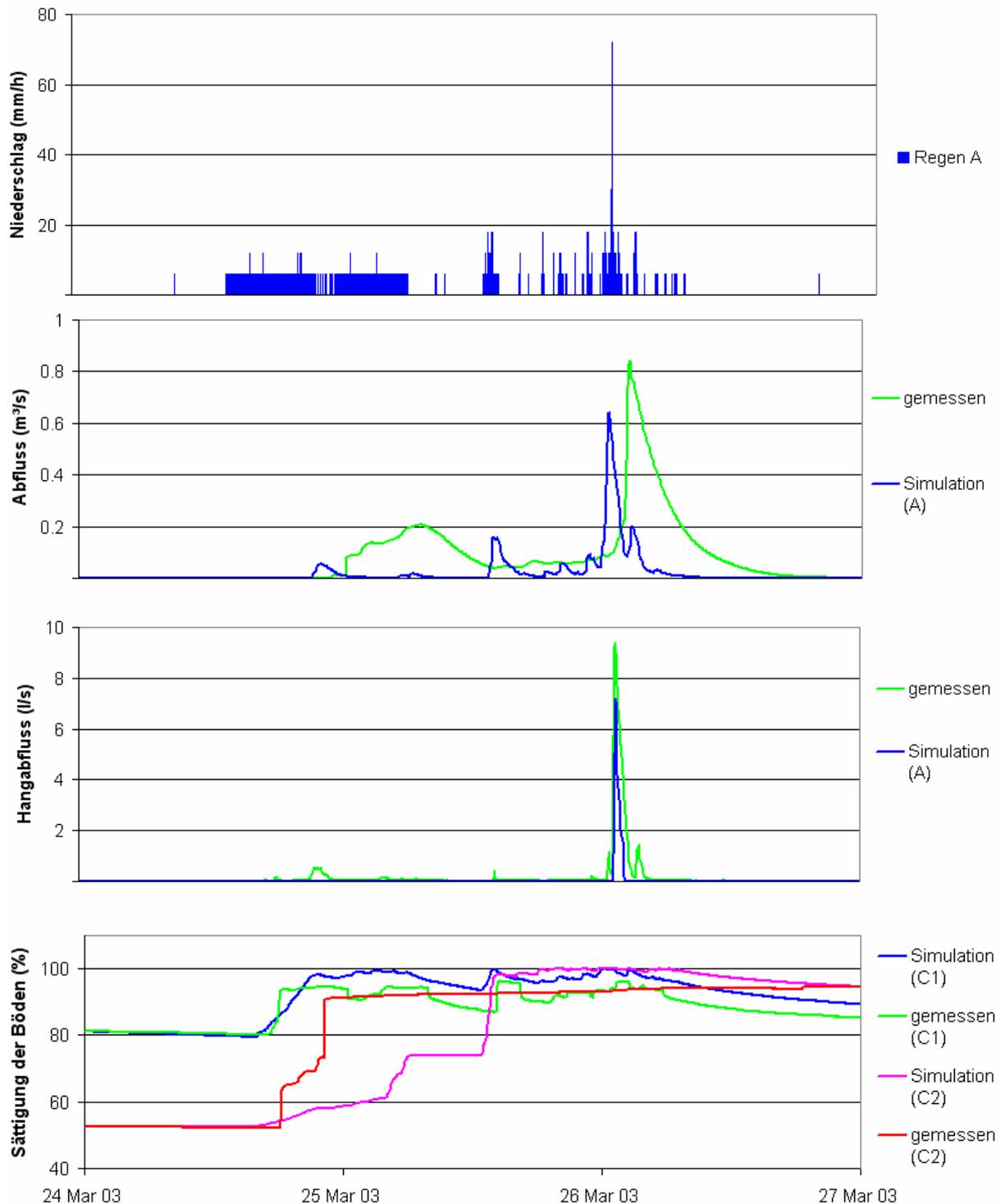


Abbildung 27: Modellerte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie modellerte Bodenfeuchte und Niederschlag (A) vom 24.-26.3.2003.

9.1.9 Modellergebnisse

Das Abflussereignis vom 24.-26.3.2003 wurde in beiden Simulationen (Niederschlagsreihen A und B) deutlich unterschätzt, wie in Abbildung 26 zu sehen ist. Die modellierten Abflusssummen liegen mit 5600 m³ (A) und 2400m³ (B) deutlich unter den gemessenen 20500 m³.

Die Spitze der Hauptabflusswelle wurde bei Simulation A 2 h und bei Simulation B 1 h zu früh berechnet. In Simulation B erreichte der Abflusspeak nur 0.36 m³/s und die vorlaufende Abflusswelle wurde nicht generiert. Simulation A erreicht im Hauptpeak mit 0.64 m³/s fast die gemessenen 0.85 m³/s. Die vorlaufende Welle am 25.3. wurde auch hier nicht getroffen. Es wurden 3 kleinere Abflusswellen modelliert, deren Abflussspitzen zum einen 10 h vor und zum anderen 6 h nach dem Peak der gemessenen Welle berechnet wurden. Die kleinste der drei Abflusswellen wurde zwar fast zum richtigen Zeitpunkt (20 min zu früh) berechnet, ihr Spitzenabfluss war mit 10 l/s jedoch 20-mal kleiner als der gemessenen Abfluss (0.2 m³/s). In Abbildung 27 sind die Ergebnisse der Abflussmodellierung mit der Niederschlagsreihe A dargestellt. Man sieht, dass die Abflussspitzen des modellierten und des gemessenen Hangabflusses zeitgleich und in der gleichen Größenordnung liegen. Die vor- und nachlaufenden Abflusswellen des Hangabflusses konnten in der Simulation nicht generiert werden.

Die simulierte Bodenfeuchte am Hang (CaStor 1) liegt zwar deutlich im Bereich der Sättigung, Hangabflüsse entstanden jedoch nur während der intensivsten Phase des Niederschlags. Die simulierte Bodenfeuchte der Talsohle (CaStor 2) erreichte erst fast einen Tag nach der gemessenen Bodenfeuchte den Bereich der Sättigung.

9.1.10 Diskussion

Auch bei diesen Simulationen konnten nur ungenügende Werte bei der Berechnung des Nash-Sutcliff-Koeffizienten erreicht werden (Simulation A -0.37, Simulation B -0.22).

Dieses Ereignis wird zu Beginn von konstanten Niederschlägen mit geringen Intensitäten (6 mm/h) eingeleitet. Die simulierten Verlustraten der Bodenspeicher des Modells scheinen diese geringer intensiven aber konstanteren Niederschläge stärker abzubauen als Niederschlagssummen, die in einem kürzeren Zeitraum in die Speicher eingehen.

9.1.11 Diskussion Einzelereignismodellierung

Insgesamt betrachtet, lässt sich hinsichtlich der Modellergebnisse sagen, dass die Qualität der Modellsimulationen eindeutig mit der Größe der simulierten Abflusswellen zunimmt. Alle 3 betrachteten Modellausgabegrößen gaben beim Abflussereignis vom 24.-28.2 am besten die gemessenen Werte wieder.

Hinsichtlich der Verlustrate durch die Tiefeninfiltration kann rein qualitativ gesagt werden, dass die betrachteten Bodenspeicher im Bereich von CaStor 1 die Messwerte gut abbilden und damit die gewünschte Funktion erfüllen. Die simulierte Fülle der Bodenwasserspeicher im Bereich von CaStor 2 erfüllt diese nicht ganz so eindeutig, da ihr Verlauf, wie in Kapitel 7.2.2 beschrieben, nicht durch Messreihen eindeutig vorgegeben ist.

Das CaStor-Konzept scheint die im Einzugsgebiet vorkommende Runoff-Runon-Abflussbildung gut abzubilden, da das verzögerte Auftreten von Oberflächenabfluss in der Talsohle, im Vergleich zum Oberflächenabfluss der Hänge, in den ausgegebenen Werten der Bodenfeuchte (CaStor 2) deutlich abgebildet wird.

9.2 Kontinuierliche Modellierung mit TRAIN-ZIN

9.2.1 Überblick

Die Modellierung der einzelnen Abflussereignisse wurde mit dem Modell ZIN durchgeführt, das den Verdunstungsverlust aus dem Einzugsgebiet mit einer konstanten Tagesverdunstung beschreibt. Um nun die Variabilität der Tagesverdunstung innerhalb eines längeren Zeitraums in die Modellsimulation zu integrieren, wurde für die Modellierung der Niederschlags-Abflussbildung in den Monaten Januar bis März 2003 die gekoppelte Modellversion TRAIN-ZIN angewendet. In dieser werden die Tageswerte der Verdunstung anhand der in Kapitel 7.2.4 beschriebenen Parameter für jeden Tag neu berechnet.

Das Hauptaugenmerk bei der Betrachtung der Ergebnisse der kontinuierlichen Modellierung des Abflusses liegt nun darauf, ob das Auftreten von Oberflächenabfluss und das Erreichen der Sättigung in den Bodenspeichern durch die variable Verdunstung stark beeinflusst wird. Die Schwierigkeit bei der Beurteilung liegt, im Vergleich zur Modellierung der Einzelereignisse, in der unterschiedlich simulierten Vorsättigung vor den Abflussereignissen. Insgesamt werden die Ergebnisse der kontinuierlichen Niederschlag-Abflussmodellierung qualitativ betrachtet und mit den vorhandenen Messdaten verglichen. Zusätzlich wird das Abflussereignis vom 24.-28.2. auch quantitativ betrachtet.

9.2.2 Der Modellierungszeitraum vom 1.1.-26.3.03

Die Abflussereignisse, die in der Niederschlagsaison 2002/2003 stattfanden, liegen alle im simulierten Zeitraum. Die Summe der gemessenen Abflüsse in diesem Zeitraum beträgt 69387.9 m³. Sie setzt sich aus den Abflusssummen der in der Einzelereignis-Modellierung betrachteten Abflussereignisse und einem weiteren kleinen Abflussereignis (19.3.03) mit einem Spitzenabfluss von 12 l/s zusammen. Die Niederschlagssummen liegen bei 578.8 mm (A) und 474.8 mm (B). In der Niederschlagsmessung B wurden von Oktober bis Dezember 2002 schon 195.3 mm Niederschlag registriert. Aus diesen Niederschlägen resultierte die gemessene Vorsättigung des Gebietes. Der erste Hangabfluss der Saison wurde am 20.1. nach 244 mm Saisonniederschlag (B) registriert. Der erste Gebietsabfluss wurde am 14.2. nach 339 mm Saisonniederschlag (B) gemessen.

9.2.3 Modellergebnisse

Bei einer ersten Betrachtung der Modellergebnisse sieht man in Abbildung 28 deutlich, dass zwar alle gemessenen Abflussereignisse von beiden Modellläufen simuliert wurden, aber auch zu mehreren Zeitpunkten, an denen kein Abfluss am Pegel registriert wurde, in der Modellrechnung Abflüsse generiert wurden. Während die kleinen Abflussereignisse vom 13.2. und vom 19.3. deutlich zu hoch simuliert wurden, erreichten die simulierten Abflüsse bei den Ereignissen vom 24.-28.2 und vom 24.-26.3. nicht die gemessenen Abflussspitzen.

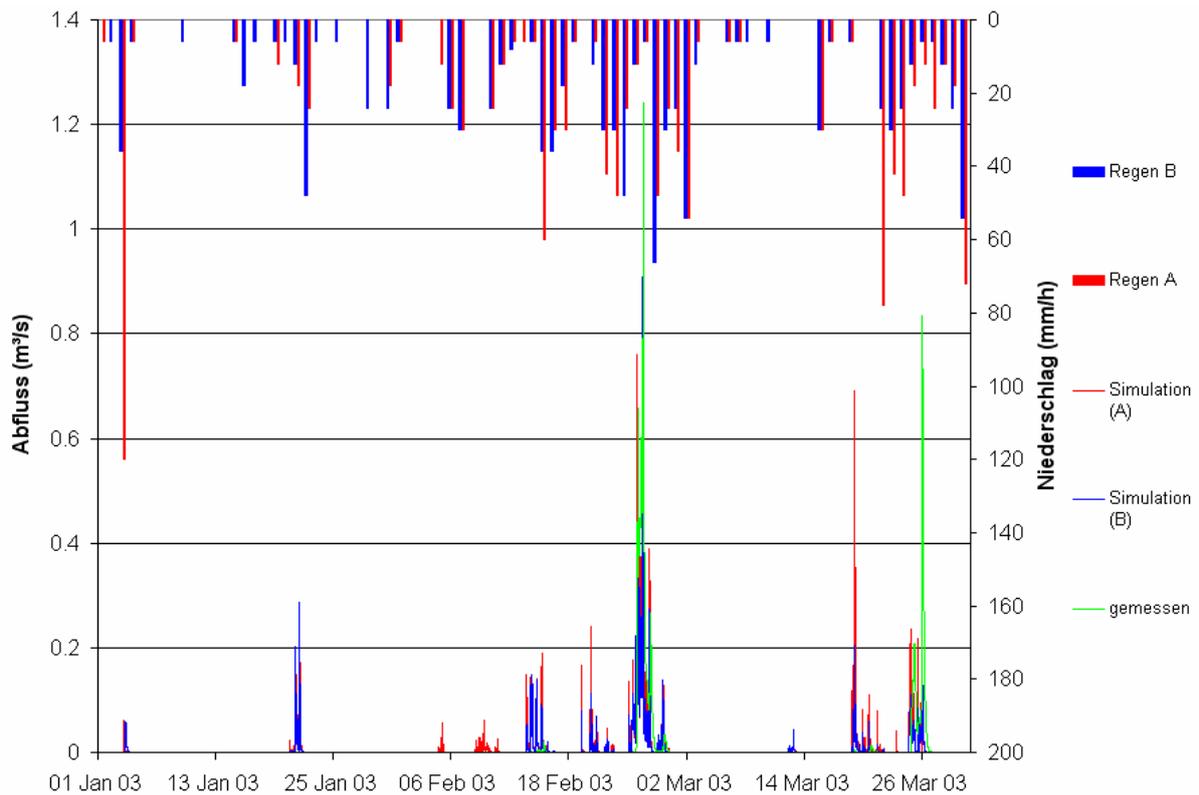


Abbildung 28: Modellierte Abflüsse vom 1.1.-26.3.03.

Die mit Niederschlagsreihe A simulierten Abflüsse überschätzen die gemessenen Abflüsse weitaus stärker als die der Niederschlagsreihe B. Daraus wird geschlossen, dass die am Pegel des Untersuchungsgebiets gemessene Niederschlagsreihe B im Verlauf der 3 betrachteten Monate die im Gebiet gefallenen Niederschläge besser repräsentiert als die Niederschlagsreihe A. Im Folgenden werden deshalb die Ergebnisse der Modellierung mit Niederschlagsreihe B besprochen (Abbildung 29).

Die Abflussspitzen der beiden großen Abflussereignisse wurden in der Simulation (B) 30 min (24.-28.2.) und 50 min (24.-26.3.) zu früh vorhergesagt. Die Spitzenabflüsse wurden mit 0.9 m³/s am 25.2. (gemessen 1.2 m³/s) und mit 0.5 m³/s am 26.3. (gemessen 0.8 m³/s) nur gering unterschätzt. Bei den beiden kleineren Ereignissen betrug diese zeitliche Differenz mehrere Stunden zum Hauptpeak, es wurden jedoch, jeweils kurz vor dem Auftreten der gemessenen Abflüsse, auch nachlaufende Abflusswellen simuliert.

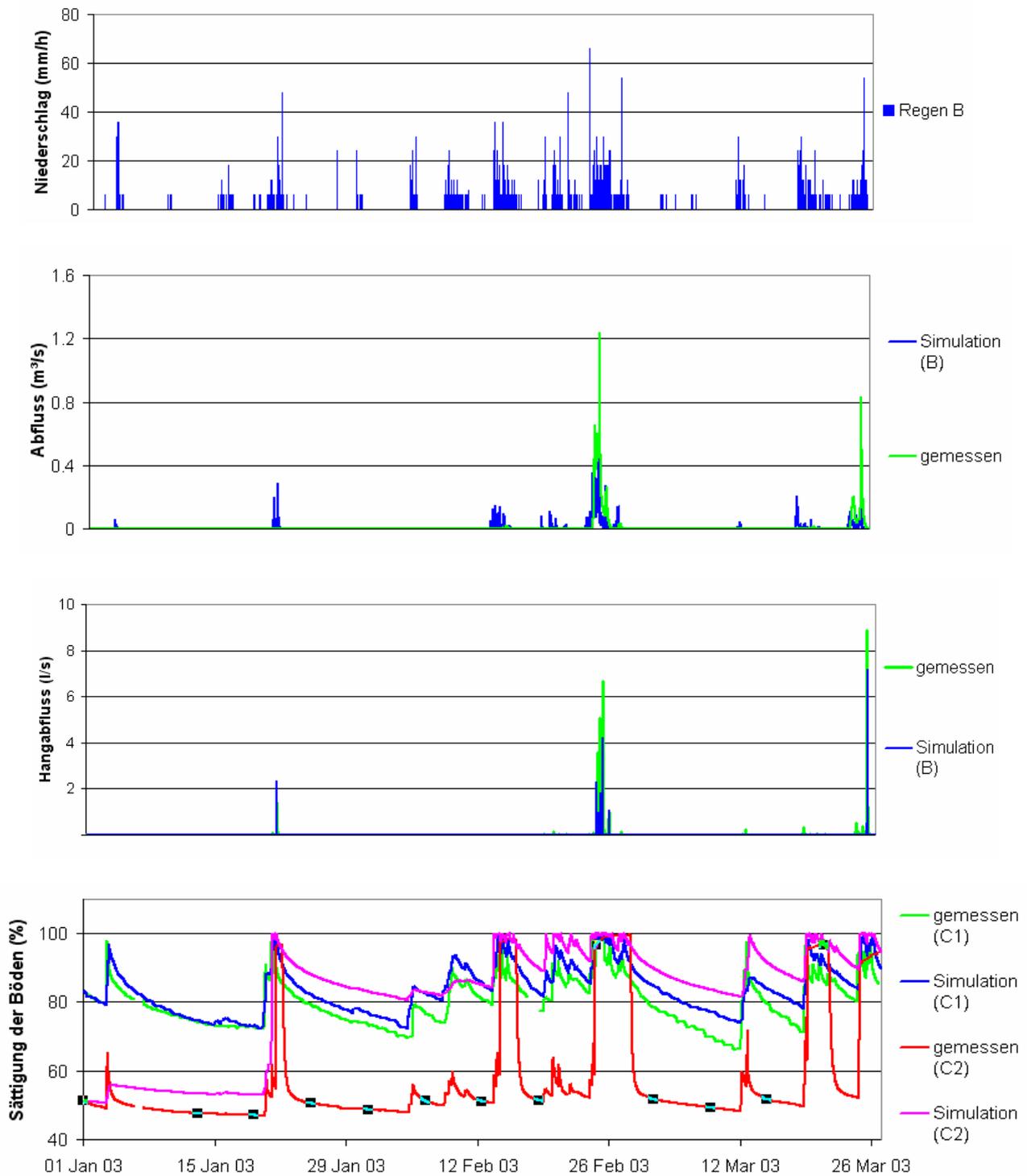


Abbildung 29: Modellerte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie modellierte Bodenfeuchte und Niederschlag (B) vom 1.1.-26.3.2003 (TRAIN-ZIN).

Während in der Simulation der Gebietsabflüsse schon am 3.1. und am 20.1. Abflüsse entstanden, stimmt der Zeitpunkt der Simulation der ersten Hangabflüsse genau mit dem der gemessenen Hangabflüsse überein. Insgesamt wurden bei der Simulation der Hangabflüsse aber nur die Abflussspitzen der großen gemessenen Hangabflussereignisse getroffen. Auch die Größenordnung stimmt dabei überein. Die kleinen Hangabflussereignisse wurden vom Modell nicht abgebildet. Zum Zeitpunkt aller simulierter Abflüsse (am Hang wie im Einzugsgebiet) kann ein deutlicher Anstieg der gemessenen Bodenfeuchte am Hang wie in der Talsohle beobachtet werden.

Die Reaktion des Bodenwasserspeichers der Hänge (CaStor 1) folgt deutlich dem Verlauf der gemessenen Werte. Erst im März sind die simulierten Verluste des Bodenwassergehalts niedriger als die beobachteten und die simulierten Werte weichen in der niederschlagsfreien Zeit von den gemessenen Werten stärker ab. Der Verlauf des simulierten Bodenwassergehalts der Talsohle (CaStor 2) ähnelt zwar auch dem der gemessenen Werte, doch nach dem ersten starken Anstieg des Bodenwassergehalts liegen die simulierten Werte während der abflussfreien Phasen weit über den gemessenen. Trotzdem kann man auch hier die eine ähnliche Reaktion auf die Niederschläge beobachten.

Die Ergebnisse der kontinuierlichen Simulation mit dem gekoppelten TRAIN-ZIN werden anhand des Abflussereignisses vom 24.-28.2. in Abbildung 30 detailliert dargestellt. In der Hauptabflusswelle wurden die einzelnen Peaks zwischen 30 min und 1.5 h zu früh vorhergesagt. In den nachlaufenden Wellen am 26.2 und am 27.2. waren es jeweils 3 h. Während die Hauptabflusswelle und die nachlaufende Abflusswelle am 26.2. bei Abflussspitze und Volumen unterschätzt werden, wird die Abflusswelle vom 27.2. deutlich überschätzt. Auffällig ist, dass schon 17 h bevor Abfluss am Pegel gemessen wurde das Modell Gebietsabfluss generierte.

Die simulierten Hangabflüsse stimmen in ihren Abflussspitzen mit den gemessenen Abflussspitzen überein. Im Gegensatz zu den Gebietsabflüssen und zur Einzelereignismodellierung treten hier die simulierten nach den gemessenen Abflüssen auf. Die zeitliche Verschiebung beträgt zwischen 10 min und 1.2 h.

Der Verlauf des Bodenwassergehalts von CaStor 1 folgt deutlich dem der gemessenen Werte. Die Reaktionen sind sehr ähnlich, jedoch konstant um ca. 4 h verschoben. Der Bodenwassergehalt in CaStor 2 erreicht schon Stunden vor den Messwerten den Bereich der Sättigung. Zeitgleich tritt der erste Abfluss am Einzugsgebietspegel auf. Der simulierte Startwert der Bodenfeuchte von CaStor 2 liegt jedoch im Vergleich zu den Messwerten (57 %) schon fast im Bereich der Sättigung (91 %).

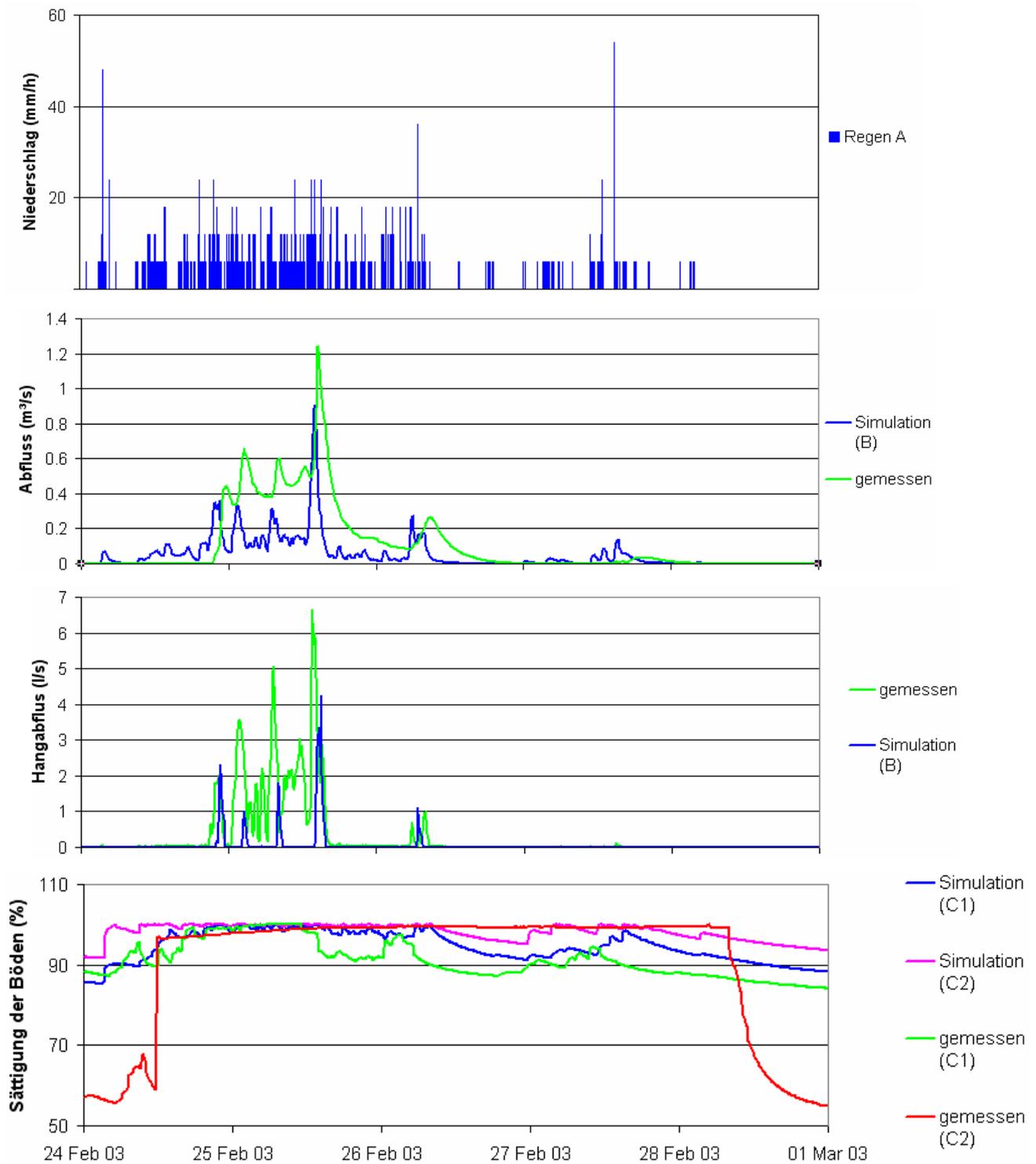


Abbildung 30: Modellerte und gemessene Hang- und Gebietsabflüsse, sowie modellerte Bodenfeuchte und Niederschlag (B) vom 24.-28.2.2003 (TRAIN-ZIN).

9.2.3 Diskussion

Eine quantitative Beurteilung für den gesamten modellierten Zeitraum ist aufgrund der häufigen Abflussüberschätzung nicht möglich. Insgesamt lässt sich jedoch sagen, dass die Abflussbildung im Untersuchungsgebiet gut simuliert wurde. Die Simulation der beiden großen Abflussereignisse trifft deutlich die gemessenen Abflüsse. Die simulierten Abflüsse, die keine Entsprechung in den gemessenen Werten haben, liegen alle in der Abflussspitze unter $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ und wurden nur zu Zeitpunkten simuliert, an denen die gemessene Bodenfeuchte einen deutlichen Anstieg aufweist. Auch die Simulation der Hangabflüsse generierte nur zu Zeitpunkten Abflüsse, an denen im Hangeinzugsgebiet vergleichbar große Abflussereignisse stattfanden, d. h. dass zu diesen Zeitpunkten nicht nur wenige m^2 oberhalb des Hangpegels zur Abflussbildung beitragen.

Im Gegensatz zur Modellierung der Einzelereignisse mit ZIN wurde in diesem Modelllauf für das Ereignis vom 24.-28.2. nur ein Nash-Sutcliff-Koeffizient von 0.3 erreicht. Bei Nichtberücksichtigung der nachlaufenden Abflusswelle am 27.2. verschlechterte sich der Koeffizient auf 0.2.

Die kontinuierliche Simulation der Bodenfeuchte im Bereich von CaStor 1 lieferte zufriedenstellende Ergebnisse, während die simulierte Bodenfeuchte von CaStor 2 im Vergleich zu den Messwerten zwischen den Niederschlagsereignissen nicht stark genug abnahm. Die betrachtete CaStor 2-Rasterzelle wurde nur von dem ihr zugeordneten Teileinzugsgebiet beeinflusst und nicht, wie die TDR-Sonde, mit der direkt im Wadi der Bodenwassergehalt aufgenommen wurde, von den oberhalb liegenden Teileinzugsgebieten mit zusätzlichem Wasser versorgt wird. Dadurch ist sie während der Abflussereignisse einem Überstau ausgesetzt, der den starken Anstieg und Abfall der im Wadi gemessenen Bodenfeuchte verursacht. Daher ist auch für die kontinuierliche Simulation der Ausgabewert des Bodenwassergehalts von CaStor 2 nur schwer zu beurteilen.

Der Wasserverlust der Bodenspeicher, der durch die modellierte Evapotranspiration entsteht ist nicht deutlich abgrenzbar. Während in den Monaten Januar und Februar die Wasserverluste in der Simulation der Hangbodenwasserspeicher (CaStor 1) gut simuliert wurden, scheinen die für März simulierten Verdunstungsverluste nicht groß genug zu sein.

9.3 Vergleich der Modellanwendungen

Die Ergebnisse beider Modellanwendungen bilden die gemessenen Abflüsse in akzeptabler Qualität ab.

Generell lässt sich jedoch sagen, dass die Größe des simulierten Abflussereignisses einen positiven Zusammenhang mit der Qualität der Simulation besitzt. Auch bei der kontinuierlichen Simulation der Abflussbildung über 3 Monate war die Übereinstimmung der Modellergebnisse mit den Messdaten bei den größten Abflussereignissen am besten. Beide Modellanwendungen ergaben, dass kleine Abflussereignisse, deren Peak unter 50 l/s lag, nicht eindeutig simuliert werden konnten. Sie wurden stark überschätzt.

Die kontinuierliche Modellierung mit TRAIN-ZIN ergab auch, dass die simulierten Bodenspeicher sehr deutlich den Zeitpunkt der Abflussbildung beeinflussen. So wurde in der Simulation zum Teil schon im Januar, in dem noch kein Abfluss gemessen wurde, Oberflächenabfluss generiert. Hier wurde jedoch zeitgleich ein starker Anstieg der gemessenen Bodenfeuchte registriert. Auch bei der Betrachtung des Ereignisses vom 24.-28.2. wurde diese frühzeitige Abflussbildung im Gegensatz zur Simulation der Einzelereignisse mit ZIN festgestellt. Eine Erklärung dafür ist die ungenügende Simulation der Bodenfeuchte in CaStor 2. Da dieser zwischen den Niederschlagsereignissen nicht stark genug entleert wird, liegt die Vorsättigung der Bodenwasserspeicher der Talsohle viel zu hoch. Für die Modellierung der Einzelereignisse spielt dies keine Rolle. Daher kann nicht gesagt werden ob eine Langzeitsimulation mit dem ungekoppelten Modell hier bessere Ergebnisse ergeben hätte. Aufgrund der langen Modellrechenzeiten konnte hier keine weitere Überprüfung mehr vorgenommen werden.

Da die größeren Abflussereignisse nicht auch überschätzt wurden, ist es wahrscheinlich, dass noch andere Prozesse, oder systematische Fehler in den Niederschlagszeitreihen, die generierten Abflussmengen beeinflussen.

10. Diskussion

Die Modellierung der Abflussbildung im mediterranen Klimaraum mit dem nicht kalibrierten Niederschlag-Abflussmodell ZIN und der Variante TRAIN-ZIN wurde, bezüglich der simulierten Abflüsse, erfolgreich durchgeführt. Die Diskussion dieser Ergebnisse hat unter zweierlei Gesichtspunkten statt zu finden. Zum einen müssen die verwendeten Modellparameter und die Anpassung des Modells auf das Untersuchungsgebiet betrachtet werden, zum anderen müssen auch das Modell ZIN und die darin neu implementierten Module auf ihre Wirksamkeit hin diskutiert werden.

Die Basis der Modellierung mit dem unkalibrierten Modell ZIN ist die gründliche Parametrisierung. Neben der Verwendung von Literaturwerten stellt die Erhebung von Geländedaten dabei einen wichtigen Faktor der Parametrisierung dar, der erheblich zur Qualität der Modellierung beiträgt (Lange, 1999.). Für die Beurteilung der Qualität der verwendeten Parameter ist es jedoch schwierig ein quantitatives Maß zu benennen. Da extrem lange Modellrechenzeiten die Variation der Parameter, und damit die Quantifizierung der Modellunsicherheit, im Rahmen dieser Arbeit nicht zu lassen, muss versucht werden, aus den Ergebnissen der durchgeführten Simulationen auf die Qualität der eingesetzten Parameter rück zu schließen.

Die Feldarbeiten im Untersuchungsgebiet, die im Rahmen dieser Diplomarbeit durchgeführt wurden, hatten mehrere Ziele: Die Kartierung der räumlichen Verteilung der als hydrologisch einheitlich zu betrachtenden Flächen des Einzugsgebiets, die Vermessung des Gerinnebetts, Infiltrationsversuche und die Entnahme von Bodenproben an repräsentativen Oberflächen, sowie die Untersuchung der Bodentiefen.

Die für die Parametrisierung und die Anpassung des Modells auf das Untersuchungsgebiet nötige Kartierung der Oberflächen wurde mittels eines qualitativen Ansatzes zur Unterteilung der Oberflächen durchgeführt. Es wurden Flächen unterschieden, die, wie z. B. Wege, eindeutig zu erkennen sind. Des Weiteren wurden die Oberflächen mittels eines relativ subjektiven Ansatzes in von unterschiedlichen Vegetationstypen, bzw. unterschiedlichen Flächenanteilen des anstehenden Gesteins dominierte Oberflächentypen unterteilt. Diese rein optische Kartierung konnte am digitalen Luftbild des Untersuchungsgebietes sehr gut nachvollzogen werden. Auch die im Luftbild nicht erkennbaren Grenzen der Oberflächeneinheiten konnten so in die Flächeneinteilung des Modelleinzugsgebietes mit einbezogen werden. Die durch diesen subjektiven Ansatz entstandenen Ungenauigkeiten

hätten nur durch eine, im Rahmen dieser Geländearbeit nicht durchführbare Erweiterung der vorgenommenen Messungen kompensiert werden können.

Die im Untersuchungsgebiet durchgeführten Infiltrationsversuche ergaben sehr hohe Infiltrationsraten, die in einem Bereich zwischen 200 und 1100 mm/h lagen. Da nur begrenzte Mengen Wasser für die Versuche zur Verfügung standen, konnten die Versuche nicht bis zum Erreichen einer konstanten Endinfiltrationsrate durchgeführt werden. Auch in der Literatur (Huasarg, 2004.) wurden bei Infiltrationsversuchen in den Judean Mountains, in den ersten 30 min ähnlich hohe Infiltrationsraten festgestellt. Die im Untersuchungsgebiet untersuchten Bereiche waren die felsigen Südhänge, die dicht bewachsenen Nordhänge und die Talsohle. Neben den Versuchsaufbauten wurde die Bodentiefe durch Grabungen ermittelt.

Die räumliche Verteilung der entnommenen Bodenproben, deren Korngrößenverteilungen die Grundlage eines großen Teils der Modellparametrisierung darstellt, begründet sich in der Flächeneinteilung, die bei der Kartierung vorgenommen wurde.

Die Vermessung des Gerinnebettes wurde nur in den Bereichen vorgenommen, die einen eindeutigen Hauptkanal aufwiesen.

Insgesamt stellen die erhobenen Messwerte jedoch nur einzelne Punkte des Einzugsgebietes dar. Die Annahme, dass diese Punkte die wahren Gebietseigenschaften repräsentieren, kann nicht belegt werden. Trotzdem bieten sie die Möglichkeit, die prozessbasierte Modellierung der Abflussbildung direkt auf das betrachtete Einzugsgebiet zu beziehen.

Neben den Infiltrationsraten, die direkt die Art des entstandenen Abflusses beeinflussen (Sättigungsüberschuss/ Infiltrationsüberschuss), sind die Bodentiefen und die Porositäten, aus denen sich die Kapazitäten der Bodenwasserspeicher berechnen, für die Qualität der Modellierung maßgebliche Parameter. Die anhand von Grabungen und Beobachtungen im Gelände abgeschätzten Bodentiefen scheinen in anbetracht der Ergebnisse der Modellierung, trotz der durch die Schätzung bestehenden Unsicherheit, die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet gut wiederzugeben. Die Bodenparameter, die unter Verwendung des Analyse-Tools „Soil-Water-Characteristics“ (Saxton, 1984.) aus den Korngrößenverteilungen der Bodenprobenproben mittels statistischer Zusammenhänge berechnet wurden, ermöglichten die räumliche Variation der Bodenwasserspeicher. Zur Beurteilung der Bodenparameter auf ihren direkten Einfluss hin liegt kein Maßstab vor. Die einzige Ausnahme bildet hierbei die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Während der Modelltests wurde ihr Einfluss auf die Entleerung der Bodenspeicher überprüft. Dabei wurden z.B. die Ergebnisse der Simulationen mit den hydraulischen Leitfähigkeiten von Ton- und Lehmböden verglichen. Es konnte festgestellt werden, dass die Höhe der Leitfähigkeiten einen direkten

positiven Zusammenhang mit der Höhe des gebildeten Abflusses besitzt. Abbildungen der Ergebnisse befinden sich im Anhang.

Die Einstellung der Vorsättigung des Einzugsgebietes wurde anhand der gemessenen Bodenfeuchtedaten vorgenommen. Im Vergleich der Ergebnisse der Einzelereignismodellierung und der kontinuierlichen Modellierung konnte ein deutlicher Einfluss auf die Abflussbildung aufgezeigt werden. Z.B. erreicht die Bodenfeuchte im Bereich von CaStor 2, des simulierten Einzelereignisses vom 24.-28.2., die direkt vor dem Abflussereignis aus den Messdaten bestimmt wurde, deutlich später die Sättigung als in der kontinuierlichen Simulation.

Der Einfluss der mit der gekoppelten Modelversion TRAIN-ZIN simulierten Verdunstung konnte nicht von der, in der Modellierung der Einzellereignisse, verwendeten konstanten Verdunstung unterschieden werden. Da die Parametrisierung des Verdunstungsmodells TRAIN zum Großteil aus bestehenden Parameterlisten, die in humiden Einzugsgebieten entwickelt wurden (Menzel, 1999.), durchgeführt wurde, besteht hier noch weiterer Untersuchungsbedarf.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit war die Untersuchung der Abflussbildungsroutine. Daher wurden die für das Abflussrouting verwendeten Parameter nicht eingehend betrachtet. Die verwendeten Parameter des Gerinnebettes wurden durch Messungen im Einzugsgebiet und durch Berechnung aus dem digitalen Höhenmodell des Einzugsgebietes entwickelt. Durch die geringe Größe des Einzugsgebietes wurde der Einfluss der Abflussverzögerung im Gerinnebett, als eher gering eingestuft und noch nicht weiter ausgearbeitet.

Die unterschiedlichen Modellergebnisse, die die Verwendung der beiden Niederschlagszeitreihen ergab, zeigen deutlich, dass auch die Qualität des Niederschlagsinputs ein maßgeblicher Faktor für die Simulation der Abflussbildung ist. Während die kontinuierliche Modellierung insgesamt bessere Ergebnisse mit den 200 m südlich des Gebietsauslasses gemessenen Niederschlägen erbrachte, wurde im Rahmen der Einzelereignismodellierung festgestellt, dass z. B. das Ereignis vom 24.-28.2. besser mit der in Modi`in gemessenen Niederschlagszeitreihe simuliert werden konnte.

Da für jeden in der Modellierung verwendeten Parameter eine gewisse Unsicherheit besteht, kann davon ausgegangen werden, ist insgesamt von einer relativ großen Modellunsicherheit aus zu gehen. Diese kann nicht durch ein quantitatives Maß angegeben werden. In Anbetracht der erlangten Modellergebnisse lässt sich jedoch feststellen, dass die durch Messungen im Gelände, durch Berechnung und durch Literaturrecherche gewonnen Parameter es ermöglichen, die Abflussbildung im Untersuchungsgebiet adäquat zu simulieren.

Im Rahmen der Weiterentwicklung des ZIN-Modells wurde von A. Gunkel das Speicher-Konzept des CaStors in das Modell integriert. Die Unterscheidung der Speichereinheiten in die Bodenwasserspeicher der Hangböden und die Bodenwasserspeicher der Talsohle, und die zugehörige Reinfiltration der an den Hängen gebildeten Oberflächenabflüsse in die Böden der Talsohle, stellen die Basis dieses Konzepts dar.

Die neu im Modell integrierte Unterscheidung der gebildeten Abflüsse in Abfluss aus Sättigungsüberschuss und Abfluss aus Infiltrationsüberschuss konnte in den in dieser Arbeit betrachteten Simulationen nicht getroffen werden. Dies begründet sich in den verwendeten Infiltrationsraten, die alle weit über den gemessenen Niederschlagsintensitäten liegen. Während der Modellentwicklung wurde diese Funktion jedoch mit niedrigeren Infiltrationsraten erfolgreich getestet. Die Ergebnisse dieser Testläufe sind im Anhang dargestellt (Anhang: Kap. 1, Abb. 2.).

Die im Gebiet beobachtete Entstehung von Hangabflüssen, zu einem Zeitpunkt an dem am Gebietsauslass noch keine Abflüsse registriert wurden, konnte in den Simulationen nicht gezeigt werden. Zu diesen Zeitpunkten wurden bei der kontinuierlichen Modellierung auch Abflüsse am Gebietsauslass generiert.

Um die Tiefensickerung, die als Wasserverlust pro Zeitschritt die Speicherfülle der CaStoren beeinflusst, dynamisch vom aktuellen Bodenwassergehalt abhängig zu gestalten, wurde ein physikalisch basierter Ansatz (van Genuchten, 1980.) zur Berechnung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in die Abflussbildungsroutine integriert. Diese, in jedem Zeitschritt der Simulation neu berechnete Verlustrate, erwies sich im Vergleich mit den im Untersuchungsgebiet gemessenen Bodenfeuchtedaten, als adäquates Mittel zur Modellierung der Wasserverluste durch die Tiefensickerung im Bereich der Hänge des Einzugsgebietes. Für die Böden im Bereich der Talsohle kann diese Aussage nicht ohne Vorbehalt getroffen werden, da die Ausgabewerte des Bodenwassergehalts einer CaStor 2-Rasterzelle mit direkt im Wadi gemessenen Werten der Bodenfeuchte, die teilweise ein stark abweichendes Verhalten zeigten, verglichen wurde. Diese Abweichungen wurden wahrscheinlich durch den von A. Steinmann während des Betrachtungszeitraumes beobachteten Überstau im Bereich der betrachteten Messsonde verursacht.

Die vorhandenen Abflussdaten des Hangeinzugsgebietes ermöglichten es, eine mittlere, normierte Abflusswelle der im Hangeinzugsgebiet gebildeten Oberflächenabflüsse zu berechnen und sie als Verteilungskurve in die Abflusskonzentrationsroutine des ZIN-Modells zu integrieren. Sie wurde als repräsentative hydrologische Antwortfunktion der

Einzugsgebietshänge betrachtet, da die Hanglängen im gesamten Gebiet alle in der gleichen Größenordnung zwischen 200 und 300 m liegen und die Stärke der Hangneigungen im digitalen Höhenmodell sich zwischen ca. 4° und 9° bewegt.

Auch der Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Hangabflüssen zeigte, dass die Abflusskonzentrationszeit adäquat getroffen wurde. Die zeitlichen Verschiebungen zwischen gemessenen und simulierten Gebietsabflüssen können aufgrund der unterschiedlichen Sättigungszeitpunkte im Einzugsgebiet nicht eindeutig erklärt werden.

Insgesamt betrachtet konnte für alle neu integrierten Modellroutinen der Nachweis der Funktionalität erbracht werden. So ist es z.B. gerade die Abflussbildung aus Sättigungsüberschuss, die im Einzugsgebiet beobachtet wurde, die in der Modellanwendung als dominierende Art der Abflussbildung im Untersuchungsgebiet nachgewiesen wurde.

11 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Anwendung des gekoppelten Modells TRAIN-ZIN, zur ereignisübergreifenden Modellierung der Abflussbildung im mediterranen Klimaraum, zeigte für das untersuchte mikroskalige Einzugsgebiet eine gute Abbildung der gemessenen Abflüsse. Daher kann davon ausgegangen werden, dass sich das Modell zur Simulation der Abflussbildung im mediterranen Klimaraum eignet. Die Variabilität der natürlichen Gegebenheiten verschiedener Einzugsgebiete ist dabei ein entscheidender Faktor. Z. B. lagen die im Untersuchungsgebiet gemessenen Infiltrationsraten so hoch, dass ausschließlich die Abflussbildung aus Sättigungsüberschuss in der Modellanwendung zu tragen kam. Dieses wurde jedoch auch durch Geländebeobachtungen bestätigt. In anderen Einzugsgebieten, deren Oberflächen eine größere Heterogenität besitzen, ist es auch möglich, dass die Abflussbildung aus Infiltrationsüberschuss entscheidend die Abflussbildung prägt. Durch die ausführliche Parametrisierung des Modells kann diese natürliche Variation sehr gut in die Modellanwendung einbezogen werden.

Die Anwendung des Modells auf größer skalige Einzugsgebiete wäre nun der nächste Schritt, in dem die Eigenschaften der neu eingeführten Modellroutinen auf ihre Einflussstärke in der betreffenden Skala untersucht werden könnten.

X Quellenverzeichnis

Literatur

Arcement G. J. Jr., Schneider V. R. (Erscheinungsjahr unbekannt): USGS Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains; United States Geological Survey Water-supply Paper 2339, Metric Version (<http://www.fhwa.dot.gov/bridge/wsp2339.pdf>).

Brooks, R.H., and Corey, A.T., 1964, Hydraulic properties of porous media: Hydrology Papers, Colorado State University, 24 p.

Castillo, V.M., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M. (2003): The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. *Journal of Hydrology* 284 (2003), Elsevier. 114 -130.

Ceballos, A., Schnabel, S. (1998). Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura, SW Spain). *J. Hydrol.*, 210, 146-160.

Cerdà, A. (1996): Seasonal changes of the infiltration rates in a mediterranean scrubland on limestone. *Journal of Hydrology* 198 (1997), 209-225.

Dalinsky, S. (1971): The use of non-dimensional one-parameter-functions for the determination of regional rainfall depth-duration-frequency-relations. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 16, 67-77.

Geological Survey of Israel (1997): Geological Map of Israel. Ministry of National Infrastructures. Geological Map, 1:50000, Sheet 8-III. Jerusalem, 1997.

Goldreich, Y. (2003.): *The Climate of Israel*. Kluwer Academic/ Plenum Publishers. New York, 2003.

Gunkel, A. (2006, unveröff.): *Koppelung der Modelle ZIN und TRAIN (Arbeitstitel)*. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert Ludwigs-Universität Freiburg i. Br..

Israel Meteorological Survey (1990.): Standard Normal Rainfall Amount, 1961-1990 (preliminary summary) *Clim. Div.*, Bet Dagan.

Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. American Geophys. Union*, 14: 446-460.

Jaffe, S. (1977): Meteorology and energy crisis. *Meteorologia BeIsrael*, 13(2), 37-38.

Kutiél, H. (1978): Statistical and spatial distribution of rain intensities in Israel. M.Sc. Thesis, Hebrew University, Jerusalem.

Last, Y. (1978): Evaporation from class A evaporimeter in Israel. TAHAL Consul. Engineers, No. 01/78/79, Tel Aviv.

Lange, J., Greenbaum, N., Husary, S., Ghanem, M., Leibundgut, CH., Schick, A.P. (2003): Runoff generation from successive simulated rainfalls on a rocky, semi-arid, Mediterranean hillslope. *Hydrological Processes*, Volume 17, Issue 2, 279-296.

Lange, J. (1999); A non-calibrated rainfall-runoff model for large arid catchments, Nahal Zin, Israel; Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Forst- und Umweltwissenschaftlichen Fakultät der Albert Ludwigs-Universität Freiburg i. Br..

Lange, J., Leibundgut, C., Greenbaum, N., Schick, A. P. (1999): A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resources Research*, Vol. 35, No. 7, Pages 2161–2172, 1999.

Lavee, H., Imeson, A.C., Sarah, P. (1997): The impact of climate change on geomorphology and desertification along a mediterranean-arid transect. *Land degradation and development* 9(1998): 407-422.

Leibundgut, Chr., Lange, J., Tamimi, A.R., Ghanem, M., Husary, S., Enzel, Y., Grodek, T., Lekach, J. (2003): The impact of urbanisation on integrated drainage basin hydrology and water resources, West Bank and Israel. Abschlussbericht DFG-Forschungsprojektes LE 698/10-1-3.

Leistert (2005). Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert Ludwigs Universität Freiburg i. Br.

Martinez-Mena, M., Albaladejo, J., Castillo, V.M. (1998): Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrological Processes* 12, 741-754.

Mahrer, Y., Rytwo, G. (1990): Modelling and measuring evapotranspiration in a daily drip irrigated cotton field. *Irrigation Science*, Volume 12, Number 1 (1991).

Mariotti, A., Struglia, M.V., Zeng, N., Lau, K.M (2001): The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea *Journal of Climate*, Vol 15, 1674-1690.

Menzel, L.(1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden - Pflanze - Atmosphäre. Dissert., Zürcher Geographische Schriften, Heft 67, 1997, Geographisches Institut ETH Zürich, 128 S.

Menzel, L. (1999): Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Potsdam, PIK Report No. 54, 30 S.

Messerschmid, C., Kalbouneh, A., Yassin, R., Aliewi, A., Parkin, G., Abu Saada, M. (2002): Compiled base data for the numerical groundwater flow model of the western aquifer basin - Vol. I - General Background. Working report SUSMAQ - MOD # 07, VO.3. Palestinian Water Authority (Palestine) & University of Newcastle upon Tyne (UK) Ramallah, Dec, 2002.

Monteith, J.L. (1965): Evaporation and the environment in *The state and movement of water in living organisms*. Proc. 19th Symp. Exp. Biol., Cambridge University Press. Cambridge, England.

- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River Flow Forecasting through Conceptual Models Part I - A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290.
- Puigdefabregas J., del Barrio G., Boer M.M., Gutierrez L., Sole A. (1998): Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology* 23: 337–351.
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brakensiek D. L., Shirmohammadi, A. (1992): Chapter 5. Soil water movement and infiltration. *Handbook of Hydrology*. Editor D. R. Maidment. McGraw Hill.
- Rosenfeld, D. (1980): Characteristics of rainfall cloud systems, radar and satellite images over Israel. M.Sc. Thesis, Dept. of Atmospheric Sciences, Hebrew University, Jerusalem.
- Rubin, S., Pick, K. (1994): Climatic data for heating and cooling systems in Samaria. *Judea Samaria Res. Stud.*, 3, 353-69.
- Saxton, K.E. (2006.): SPAW Soil-Plant-Atmosphere–Water Field & Pond Hydrology. (<http://hydrolab.arsusda.gov/SPAW/Index.htm>, 08.2006.), latest model version.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I., (1986): Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1031–1036.
- Saxton, K.E., Rawls W.J. (2005): Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter. *Soil Sci Soc Am J.* (2006), 70: 1569-1578.
- Steinmann, A., Lange J., Leibundgut C., Grodek T., Lekach J. (2003): Experimental studies on runoff generation in a semiarid area - a combination of hydrometric and tracerhydrological techniques. *Geophysical Research Abstracts*, Volume 5, European Geophysical Society, 2003 (Abstract EAE03-A-02512).
- Survey of Israel, (Hrsg.) 1970: Atlas of Israel. Ministry of Labour, State of Israel. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1970.
- Thormählen A. (2003); Hydrological modelling in a small hyperarid catchment - Nahal Yael, Israel - runoff generation and transmission losses; Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert Ludwigs Universität Freiburg i. Br.
- van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America. Journal* 44, S. 892-898.
- Ward R. C. & Robinson M. (2000); *Principals of hydrology*, 4th edition; McGraw-Hill International (UK) Limited.
- Weischet, W., Endlicher, W. (2000): *Regionale Klimatologie*, Teil II, Alte Welt. B.G. Teubner, Stuttgart, Leipzig.
- Yaalon, D.H. (1995): Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena* 28 (1997) 157-169.

Datenquellen:

Tamir Grodek, Judith Lekach, Department of Geography, Hebrew University of Jerusalem, Mount Scopus, Jerusalem 91905, Israel.

URL1: Israel Meteorological Service, <http://www.ims.gov.il>.

Huasarg, S., Isaid, A.A. (2004): Infiltration Tests In Ramallah District -Winter & Summer. Palestimian Hydrology Group.

Astrid Steinmann (2003): Datenerhebung im Wadi Anabe Modi`in (2002-2003).

X Danksagungen

An erster Stelle gebührt mein Dank Herrn Professor Dr. Leibundgut für die Bereitstellung des Themas der vorliegenden Diplomarbeit.

Der Dank geht auch an Dr. J. Lange für die Übernahme des Koreferats, die Unterstützung und die hilfreichen Diskussionen während der gesamten Zeit der Diplomarbeit.

An Anne Gunkel, die für jedes programmier-technische Problem ein offenes Ohr, und meist auch eine Lösung, hatte.

An Astrid Steinmann für das Bereitstellen ihrer Felddaten sowie für die gemeinsame Zeit in Israel.

An Tamir Grodek und Judith Lekach für die Unterstützung in Israel und weiteres Datenmaterial.

An meine Familie für die Unterstützung während meines gesamten Studium.

An die Mitdiplomanden die immer zu einer kritischen Diskussion bereit waren.

An Ariane für die seelische Unterstützung ☺

XI Anhang

1 Abbildungen Modelltests

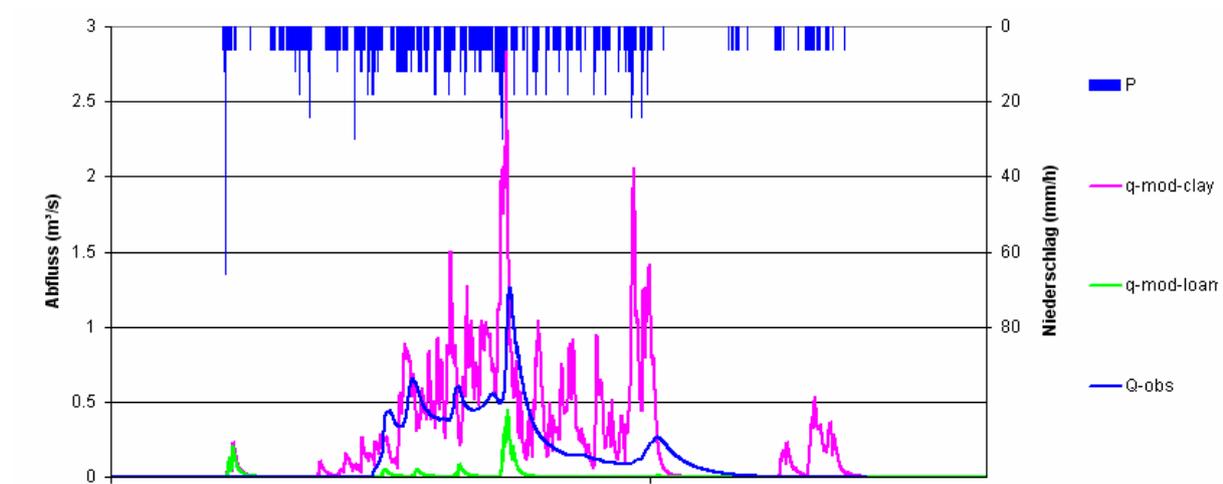


Abbildung 1: Mit unterschiedlichen hydraulischen Leitfähigkeiten simulierte Abflussganglinien des Gebietsabflusses. Loam ~ 1 (cm/h), clay ~ 0.005 (cm/h). Die Leitfähigkeiten wurden im gesamten Einzugsgebiet homogen verwendet (Testversion des ZIN-Modells).

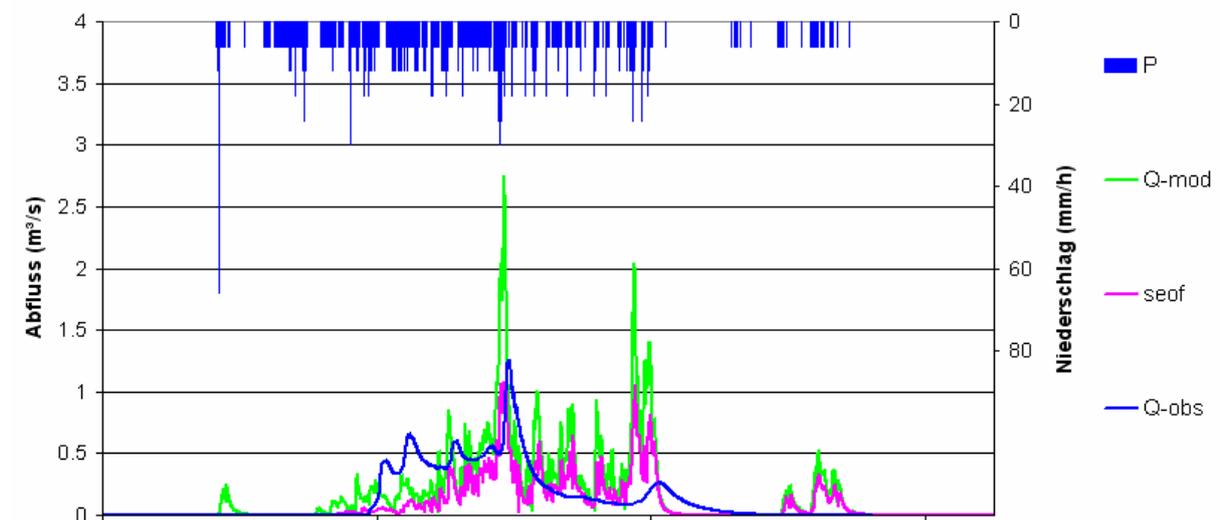


Abbildung 2a: Mit künstlichen Infiltrationsraten (60 mm/h) simulierter Gebietsabfluss (Testversion des ZIN-Modells). Darstellung des simulierten Sättigungsflächenabflusses und des Gesamtabflusses.

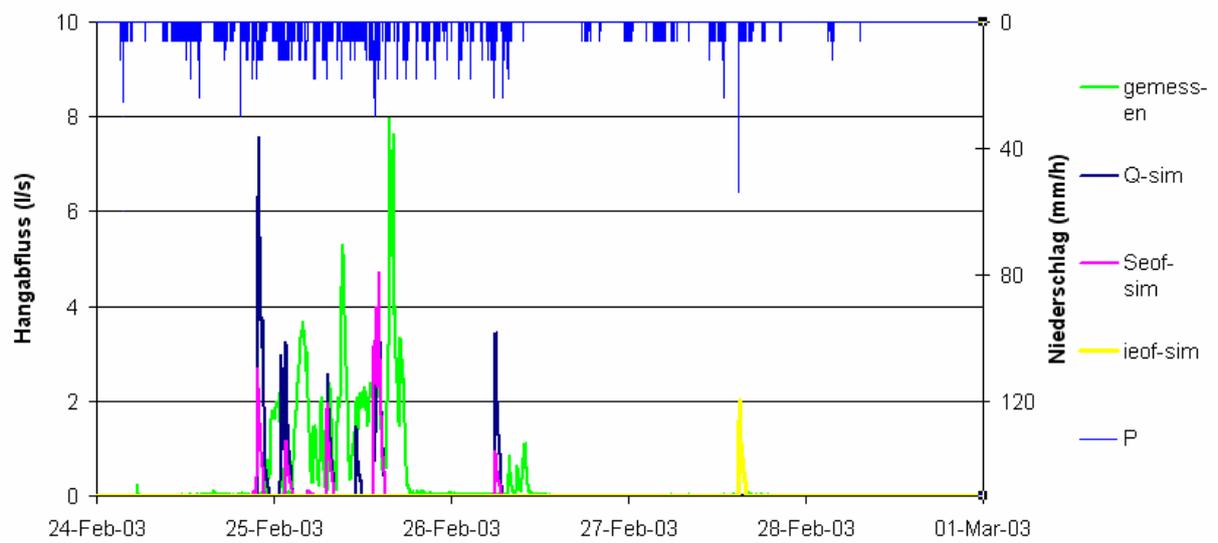


Abbildung 2b: Mit künstlichen Infiltrationsraten (30 mm/h) simulierter Hangabfluss (Endversion des ZIN-Modells). Darstellung der simulierten Abflüsse aus Sättigungsüberschuss, Infiltrationsüberschuss, sowie gemessener und simulierter Gesamtabfluss.

2 Abbildungen Einzugsgebiet



Abbildung 1: Abflusspegel, Gerinnebett in Richtung Einzugsgebiet (Foto: A. Steinmann).



Abbildung 2: Aufschluss im Gerinnebett. Tiefe ~ 1.2 m.



Abbildung 3: Oberfläche des Fahrwegs im Einzugsgebiet.



Abbildung 4: Aufschluss in Oberflächentyp 5, Skelettgehalt der obersten 10 cm.



Abbildung 5: Viehpfad quer zur Hangneigung innerhalb Oberflächentyp 14.



Abbildung 6: Bodenaufschluss Oberfläche 5, Tiefe ~ 2 m.



Abbildung 7: Absenkung der senkrecht zur Fliessrichtung verlaufenden Erosionsschutzmauern.



Abbildung 8: Viehpfad, Präferentieller Fliessweg in einem Seitental.



Abbildung 9: Gerinnebett



Abbildung 10: Gerinnebett in dicht bewachsenem, mit Geröll bedecktem Seitental, Oberflächentyp 16.



Abbildung 11: Bildmitte Oberflächentyp 5. Bildhintergrund Oberflächentyp 9.



Abbildung 12: Bildmitte Anthropogene Terrassierungen.



Abbildung 13: Olivenhain



Abbildung 14: Oberflächentyp 11, felsiger Südhang.



Abbildung 15: Oberflächentyp 13, dicht bewachsener Nordhang.



Abbildung 16: Oberflächentyp 16, Talsohle, Gerinnebett.



Abbildung 17: Oberflächentyp 6, Feuchtfläche.

3 Tabellen

Tabelle 1: Darstellung der für die Modellierung verwendeten Parameterwerte für das Verdunstungsmodell TRAIN (A. Gunkel).

Datenbedarf für TRAIN (vorläufig)		
1.) Grid Landnutzung mit folgenden Klassen:		
(alle Grids gleiche Rastergröße wie für ZIN)		
Code	Landnutzungsart	
1	Versiegelte Fläche	
15	Abbauflächen, Deponie	
30	Ackerland	
40	Obst- und Gartenbau, Wein	
60	Wiesen, Weiden, Gründland	
70	Laubwald	
80	Nadelwald	
90	Mischwald	
95	Gewässer	
Korrigierte Version		
Code	Landnutzungsart	AREALt (lauf 1,2,3)
5	Dichte Besiedlung	1,60,90
6	Locker-mittlere Besiedlung	1,60,90
7	Industrie	1,60
10	Verkehr	1,60
15	Abbauflächen, Deponie	
20	Sonstige Grünflächen	60,90
30	Ackerland	
40	Obst- und Gartenbau, Wein	
60	Wiesen, Weiden, Gründland	
70	Laubwald	
80	Nadelwald	
90	Mischwald	
95	Gewässer	

--	--

2.) Grid Böden mit folgenden Klassen:

Code	Bodenart
11	Übergangsboden, Flachhang
12	Übergangsboden, Mittelhang
13	Übergangsboden, Steilhang
20	Sandböden
30	Lössböden
40	Lehmböden
50	Staunässeböden
60	Gleye, Auenböden

3.) Grid Digitales Höhenmodell

4.) Textdatei mit Tageswerten der Klimaparameter (aus Astrids Daten)

Zunächst evt. nur für einen Monat um das Testereignis herum; langfristig für ganze Saison/Jahr

Benötigte Daten:

- Datum (Jahr, Monat, Tag) und Stunde (z.B. „12“ für Mittagszeit)
- Temperatur [°C]
- Luftfeuchte LF [Bruch; 0.75 für 75%]
- Windgeschwindigkeit u [m/s]
- Relative Sonnenscheindauer SSD [-] (notfalls Schätzwert; evt. Auch anderer Strahlungswert => kann umgerechnet werden)

Schema der Textdatei:

YY	MM	DD	HH	T(°C)	LF	u	SSD
2006	01	01	24	18	0.651	1.160	0.301

Tabelle 2: Für die Berechnung des Wellenablaufs verwendete Parameter.

Knotenpunkt	letzter Knotenpunkt	nächster Knotenpunkt	relatives Gefälle	Segment- länge (m)	Gerinnebreite (m)	Gerinnetyp
1	0	2	0.0476	52.56	7	1
2	1	3	0.0526	46	7	1
3	2	4	0.0522	46	7	1
4	3	5	0.0527	38.9	7	1
5	4	6	0.0521	48.9	7	1
6	5	7	0.0665	50.8	7	1
7	6	8	0.0665	49	7	1
8	7	9	0.0667	41.7	7	1
9	8	10	0.03	52	7	1
10	9	19	0.03	40.6	7	1
11	0	13	0.0746	71	2	2
12	0	13	0.0562	55.7	2	2
13	11	14	0.0701	27.4	2	2
14	13	15	0.07	55	2	2
15	14	16	0.07	46.3	2	2
16	15	17	0.0699	45.8	2	2
17	16	18	0.0308	48.4	2	2
18	17	19	0.0307	52.8	2	2
19	10	31	0.0308	59.5	8	3
20	0	21	0.1031	483.8	5	1
21	20	22	0.054	50	5	1
22	21	23	0.0541	43.6	5	1
23	22	24	0.0541	48.6	5	1
24	23	25	0.0541	41.2	5	1
25	24	26	0.0714	49	5	1
26	25	27	0.0713	45.56	5	1
27	26	28	0.0715	49.1	5	1
28	27	29	0.0407	42.8	5	1
29	28	30	0.0407	50.1	5	1
30	29	31	0.0409	15.4	5	1
31	19	32	0.0299	31.1	20	3
32	31	33	0.0301	30.6	20	3
33	32	34	0.03	54.6	20	3
34	33	35	0.0301	41.8	20	3
35	34	36	0.03	49.6	20	3
36	35	37	0.0301	49.8	20	3
37	36	38	0.0301	47.8	20	3
38	37	43	0.0301	61.2	20	3
39	0	40	0.0589	140	8	1
40	39	41	0.101	50.5	8	1
41	40	42	0.0477	47.8	8	1
42	41	43	0.0475	44.8	8	1
43	38	44	0.0302	22.2	15	3
44	43	45	0.0301	45.2	3	4
45	44	46	0.0301	31.6	3	4
46	45	50	0.0301	61.4	15	3
47	0	48	0.156	50	2	5
48	47	49	0.101	49.7	2	5
49	48	50	0.101	57.9	2	5
50	46	51	0.0834	74.1	3	4
51	50	52	0.0833	45.6	3	4

52	51	60	0.035	46.6	3	4
53	0	54	0.111	93.1	5	5
54	53	55	0.0934	50.3	5	5
55	54	56	0.0934	48.7	5	5
56	55	57	0.1666	45.5	5	5
57	56	58	0.1123	48.1	5	5
58	57	59	0.1123	48.7	5	5
59	58	60	0.0475	43.8	5	5
60	52	61	0.0351	44.2	3	4
61	60	62	0.0351	56.2	3	4
62	61	63	0.0349	55.8	3	4
63	62	64	0.0349	35.5	3	4
64	63	65	0.0349	45.3	3	4
65	64	66	0.0307	42.3	3	4
66	65	84	0.0307	39.8	3	4
67	0	68	0.051	201.6	4	1
68	67	69	0.051	44.1	4	1
69	68	70	0.0511	52.06	4	1
70	69	71	0.0833	37.1	4	1
71	70	72	0.0834	47.6	4	1
72	71	73	0.0833	51.5	4	1
73	72	80	0.0501	49.9	4	1
74	0	75	0.125	248.3	6	1
75	74	76	0.1136	57.5	6	1
76	75	77	0.0834	52.4	6	1
77	76	78	0.0834	40.3	6	1
78	77	79	0.0833	40.2	6	1
79	78	80	0.0625	71	6	1
80	73	81	0.05	64	10	1
81	80	82	0.0501	48.1	10	1
82	81	83	0.05	42	10	1
83	82	84	0.0308	43.9	10	1
84	66	85	0.0308	46.8	4	4
85	84	86	0.0308	37.7	4.3	4
86	85	87	0.0308	37.7	4.3	4
87	86	88	0.0307	37.4	3	4
88	87	89	0.0308	38	3	4
89	88	90	0.0307	52.1	2.7	4
90	89	91	0.02	50.1	2.7	4
91	90	92	0.0308	32.5	2.2	4
92	91	0	0.0243	41.1	2.2	4

Tabelle 3: Darstellung des Inputs und der Parameter für das gekoppelte Niederschlags-Abflussmodell TRAIN-ZIN (A.Gunkel, 2006.).

Eingabedaten TRAIN und ZIN

TRAIN			
Kategorie	Variable	Format (Beispieldatei)	Datenquelle, Bemerkungen
Zeitvariante Grids	Niederschlag (pro Zeitschritt)	.grd ninput.grd	in TRAIN noch keine Variante für N als ein Wert für EZG (aber denkbar)
Zeitinvariante Grids	Zonen	.grd rlpzon.grd	Regionen mit gleicher Höhenabhängigkeit der meteorologischen Daten
	Höhe	.grd dhm_rlp.grd	DEM
	Landnutzung	.grd lurlpagg2.grd	Kartierung Tobias
	Böden	.grd bod500neu.grd	Kartierung Tobias
	(Hangneigung)		<i>in vorliegender Variante nicht verwendet</i>
	(Exposition)		<i>Luftbild in vorliegender Variante nicht verwendet</i>
Zeitreihe	Lufttemperatur	.s61 temp_rlp.s61	Astrid (teilweise)
	Luftfeuchte	.s61 humir_rlp.s61	Astrid (teilweise)
	Windgeschwindigkeit	.s61 wind_rlp.s61	Astrid (teilweise)
	relative Sonnenscheindauer	.s61 ssd_rlp.s61	Astrid (teilweise) (evt. auch Netto- oder Globalstrahlung möglich)
Landnutzungsparameter (Eingabe im Quellcode)	Blattflächeindex (LAI)	Abschätzen nach Kartierung	Schätzung über Vegetationsart
	Albedo		Literaturwerte
	Wuchshöhe		Schätzung über Vegetationsart
	permanenter Welkepunkt (PWP)		Schätzung über Vegetationsart
	Interzeptionskapazität		Schätzung über Vegetationsart
	Bodenmächtigkeit		Feldwerte bzw. Schätzung über Bodenart
	Porosität		Schätzung über Bodenart
	Feldkapazität		Schätzung über Bodenart
	Hydraulische		Schätzung über Bodenart

	Durchlässigkeit			
	Höhenzonen			ergeben sich aus Höheninformation
ZIN				
ZIN-Teil	Kategorie	Variable	Format	Datenquelle, Bemerkungen
Abflussbildung	Zeitvariante Grids	Niederschlag (pro Zeitschritt)	.txt oder .asc	
	Zeitinvariante Grids	Infiltration	.txt oder .asc	bald zeitabhängig
		Anfangsverlust	.txt oder .asc	bald zeitabhängig
		Abflussbildungszonen	.txt oder .asc	Kartierung
Abflusskonzentration	Textdatei	Gerinnestruktur	.txt	Zuordnung Abflussbildende Zonen - Gerinneabschnitt
	Zeitinvariante Grids	Verzögerungsfaktor		noch nicht realisiert
Routing	Textdatei	Benachbarte Segmente	.txt	vorherige und folgende Segmente + seitl. Zuflüsse
		Neigung		
		Segmentlänge		
		Segmentbreite		
		Channeltyp		
		Tage seit letztem Ereignis		
		Auswirkung Ereignis auf Aue		
	Eingabe im Quellcode (abh. von Segmenttyp)	Tiefe Alluvium		
		Mannings' n		
		% inner channel an Gesamt		
		depth_full		
		Porosität Alluvium		
		hydr. Leitfähigkeit		nach Green-Ampt
		Anfangsinfiltr.		Aue
		Endinfiltration		
		Saugspannung an Feuchtefront		
		kritischer Wert		Geschw. oder Scherspannung

		% nicht verschlämmt		
		Formel Vorfeuchte		
	Eingabe im Quellcode, nicht abh. von Segmenttyp	Konstanten Gerinnegeo- metrie (d,x)		

Ausgabedaten von TRAIN und ZIN

TRAIN		ZIN	
Name	Beschreibung	Name	Beschreibung
noutput.grd	Korrigierter Niederschlag	runoff.txt	Abfluss pro Abflussbildungszone und Zeit (fakultativ)
voutput.grd	Errechnete Verdunstung	latro.txt	Abfluss pro Segment und Zeitschritt
sicker.txt	Versickerung	output.txt	Endausgabe

IX Ehrenwörtliche Erklärung:

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Ort, Datum

Unterschrift