Institut für Hydrologie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau

Irene Andrea Kohn

Wasserhaushaltsmodellierung zur Abschätzung der Perkolation in einem gebirgigen Einzugsgebiet im östlichen Mittelmeerraum

Nahal Oren, Karmel, Israel

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. M. Weiler Freiburg im Breisgau, August 2008

Water balance modelling for estimates of percolation in a mountainous catchment in the Eastern Mediterranean

- Nahal Oren, Mount Carmel, Israel

Irene Andrea Kohn

Diploma thesis jointly supervised by

Dr. Jens Lange, Institute of Hydrology, University of Freiburg Dr. Noam Greenbaum, Department of Geography & Environmental Studies Department of Natural Resources & Environmental Management, University of Haifa

Master thesis carried out in the framework of *GLOWA* - *Lower Jordan River Catchment* - *Vulnerability of Water Resources in Eastern Mediterranean Ecosystems* and the Israel Water Authority fund to the study on "*Rainfall, Runoff and transmission losses in the Carmel Mt. streams, and their contribution to ground water recharge in the Carmel* "

Danksagung

Im Verlauf der vergangenen Monate haben eine Reihe von Personen Anteil an dieser Arbeit genommen und auch wesentlich zu ihrem Gelingen beigetragen. Jenen möchte ich daher an dieser Stelle herzlich danken:

- Prof. Dr. Markus Weiler für die Übernahme der Leitung der Diplomarbeit und hilfreiche Hinweise
- Dr. Jens Lange für die Ermöglichung und fachliche Betreuung der vorliegenden Arbeit. Für wichtige Diskussionen und Anregungen
- Dr. Noam Greenbaum, Department of Geography, University of Haifa, für die fachliche Betreuung vor Ort in Haifa. Für gemeinsame Geländebegehungen und aufschlussreiche Gespräche – oder besser marathon sessions. Außerdem für die Mühen bei der Suche nach einer Unterkunftsmöglichkeit unter widrigen Bedingungen
- Youval Arbel, Department of Geography, University of Haifa, für die Bereitstellung der Daten seiner langjährigen und aufwendigen Beobachtungen im Gebiet, die er für mich in vielen Fällen eigens aufbereitete. Für das Aufbringen eines großen Zeitopfers, um mir während begrenzter Zeit möglichst viel vom Gebiet zu zeigen. auch für seine unermüdliche Diskussionsbereitschaft und die zuverlässige und engagierte Beantwortung von Fragen und Anliegen aus der Ferne
- Na'ama Tessler, Department of Geography, University of Haifa, für die Überlassung von umfangreichem Datenmaterial zu Böden in der Karmelregion und von GIS-Daten. Für kompetente Hinweise und die engagierte Unterstützung bei der Sammlung von Informationsmaterial während der Zeit vor Ort
- Noam Halfon, Department of Geography, University of Haifa, für die wiederholte Beschaffung von Niederschlags- und Klimadaten während und nach meines Aufenthalts in Haifa, sowie für sachkundige Hinweise
- Alon Halutzy, Department of Geography, University of Haifa, für die gemeinsame Durchsicht von verfügbaren GIS-Daten und seine Hilfestellung und Übersetzungstätigkeit bei der Verwendung hebräisch verfasster Unterlagen
- Dr. Lea Wittenberg, Department of Geography, University of Haifa, für das "Durchforsten" der Pegeldaten und die Überlassung von teilweise bereits bearbeiteten Daten

- Uwe Hagenlocher, Matthias Gassmann und Anne Gunkel als aufgeschlossene und geduldige Ansprechpartner für Fragen zum TRAIN-ZIN-Modell, Uwe insbesondere für die Erfüllung jeglicher programmiertechnischen "Sonderwünsche" im Rahmen der vorliegenden Arbeit
- Maria Staudinger und Manuela Nied als engagierte Ansprechpartner für Daten und Informationen zum Beregnungsversuch
- Dr. Christoph Külls für wertvolle Hinweise und sein immer offenes Ohr für Fragen
- Dominik Schlotter und Julia Zaborí für die Überlassung ihrer Formatvorlagen für die Diplomarbeit
- allen Bürokollegen aus der Rheinstrasse für fachliche Diskussionen, bekräftigende wie kritische Stimmen während verschiedener Phasen der Arbeit und die stets angenehme und freundliche Arbeitsatmosphäre
- den Mitarbeitern und Studenten des Department of Geography, University of Haifa für zwei intensive und schöne Wochen in einem angenehmen Arbeitsumfeld und die mir von allen Seiten entgegengebrachte Hilfsbereitschaft und Gastfreundlichkeit
- Bernd und meiner Familie für ihre Unterstützung in jeder Hinsicht

Durch finanzielle Mittel der Projekte GLOWA – Lower Jordan River Catchment – Vulnerability of Water Resources in Eastern Mediterranean Ecosystems, gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung, und "Rainfall, Runoff and transmission losses in the Carmel Mt. streams, and their contribution to ground water recharge in the Carmel", gefördert von der Israel Water Authority, wurden die Kosten für Flug und Unterkunft meines Aufenthalts in Haifa getragen.

Inhaltsverzeichnis

D	anksa	agung	i		
In	halts	verzeichnis	iii		
Al	bild	ungsverzeichnis	vii		
Та	abelle	enverzeichnis	x		
Sι	ımma	ary	xi		
Ζı	ısam	menfassung	$\mathbf{x}\mathbf{v}$		
1	Hin	tergrund und Zielsetzung	1		
2	Kar 2.1 2.2 2.3 2.4 2.5	mel und Nahal Oren Einzugsgebiet Hydroklimatische Verhältnisse Geologie und Hydrogeologie Bodenentwicklung Landnutzung Nahal Oren – Einzugsgebietscharakterisierung	3 4 6 8 10 12		
3	TR	AIN-ZIN-Modell	13		
	3.1	Hintergrund	13		
	3.2	Komponenten und Modellstruktur	$15 \\ 15 \\ 18$		
		3.2.3 TRAIN-ZIN – Schlüsselfunktion des Bodenspeichers	21		
	3.3	Bezug zur Anwendung und Zielsetzung im Nahal Oren Einzugsgebiet	23		
		3.3.1Auswahlkriterien der Modellwahl	$\frac{23}{25}$		
4	Rah	Rahmenbedingungen der Modellanwendung 2			
	4.1	Auswahl der Simulationsperioden	29		
	4.2	Eingangsdatenreihen	31		
		4.2.1 Meteorologische Daten	31		
		4.2.2 Niederschlag	31		
	4.3	Abflussereignisse	34		
	4.4	Simulationsperioden im Überblick	35		

5	Fest	legung	der Para	ameter	39
	5.1	Geoök	osystem .		39
		5.1.1	Landnut	zungsklassifikation	39
		5.1.2	Terraint	ypen	41
			5.1.2.1	Raumgliederung	41
			5.1.2.2	Konzept der Parametrisierung	55
			5.1.2.3	Oberflächencharakteristik – Infiltrationskapazität	60
			5.1.2.4	Bodenzone – Wasserhaushalt und Drainage	62
			5.1.2.5	Lithologische Eigenschaften	74
			5.1.2.6	Terraintypenparameter im Überblick	84
		513	Synthese		85
	5.2	Gebiet	sentwässe	στιπσ	86
	5.2	Gerinr			87
	0.0	0			•••
6	Erge	ebnisse			91
	6.1	Gebiet	swasserbi	ilanz	91
	6.2	Wasser	rhaushalt	skomponenten	92
		6.2.1	Zeitliche	Verteilung	92
		6.2.2	Räumlic	he Verteilung	93
	6.3	Abflus	sereigniss	e	103
7	N 4 11				100
1		glichkei	ten und	Grenzen einer Bewertung	109
	7.1	Prufun	ig des Eir	iffusses der Größen ki-Limit und I WnFK	109
	7.2	Schwie	erigkeiten	bei Evaluation und Interpretation der Abflusssimulation	111
		7.2.1	Unsicher	cheit der Abflussdatenreihen	111
		7.2.2	Unsicher	cheitsfaktor Transmission losses für die Simulation des	110
			Gerinnea	abflusses	112
		7.2.3	Unsicher	heitsfaktor Siedlungsentwässerung bei der Simulation von	
		=	Abflusst	aldung und Abflusskonzentration	113
		7.2.4	Schlusste	olgerungen zur Eignung der Abflussergebnisse für die Be-	
		4.1.	wertung	der Wasserhaushaltssimulation	117
	7.3	Altern	ative Ans	atze zur Uberprufung der Ergebnisse	118
		7.3.1	Gebietsv	vasserbilanz	118
			7.3.1.1	Wasserbilanz auf der Einzugsgebietsfläche unter Aus-	
				schluss der Siedlungsflächen	118
			7.3.1.2	Gebietswasserbilanz in den Jahren 1958–1964	119
		7.3.2	Wasserh	aushaltskomponenten	121
			7.3.2.1	Bodenfeuchte – Beobachtung am Standort im Einzugs-	
				gebiet	121
			7.3.2.2	Transpiration – Experimentelle Studien im Karmelgebie	t123
			7.3.2.3	Perkolation – Gegenüberstellung mit Ergebnissen der	
				Untersuchung von tiefer ungesättigter und saisonal ge-	
				sättiger Zone	127

A Anhang	135
Literaturverzeichnis	147

Abbildungsverzeichnis

2.0.1	Lage des Untersuchungsgebiets	3
2.1.1	Klimadiagramm des Karmel	4
2.1.2	Häufigkeit von Niederschlagsintensitäten für den Karmel (aus KUTIEL	
	ET AL. (1995)	5
2.1.3	Mittlerer jährlicher Niederschlag in Nordisrael und im Karmelgebiet	6
2.2.1	Geologische Karte des Karmel nach Picard & Golani (1965)	$\overline{7}$
2.2.2	Geologischer Querschnitt des Karmel im Bereich des Untersuchungs-	
	gebiets \ldots	8
2.5.1	Nahal Oren Einzugsgebiet	11
3.2.1	Schema des gekoppelten Modells (GUNKEL ET AL., 2007).	15
3.2.2	Datenflüsse zwischen Modulen bei der Verdunstungsmodellierung mit	
	TRAIN (nach MENZEL (1997)). \ldots	16
3.2.3	Ablaufsschema des ZIN-Modells (aus THORMÄHLEN (2003) nach LAN-	
	$GE (1999), verändert). \ldots$	19
3.2.4	Schema des Modellbodenspeichers (nach HAGENLOCHER (2008), stark	22
0.0.1	verandert)	22
3.3.1	Schema des Modellbodenspeichers mit dem neu eingeführten Parame-	07
	ter κ_f – <i>Limit</i> .	27
4.2.1	Niederschlagsstation Daliyat al-Karmil	32
4.2.2	Lage der Niederschlagsstationen	33
4.3.1	Abflusspegel	34
4.4.1	Kumulierter Saisonniederschlag Bet Oren im Mittel (1995–2008) und	
	in den Simulationsperioden	36
5.1.1	Landnutzung im Einzugsgebiet	40
5.1.2	Terraintypen für die Modellanwendung	44
5.1.3	Bodengesellschaften in Karstlandschaften	48
5.1.4	Aufnahmen der grundlegende Terraingruppen im Einzugsgebiet	52
5.1.5	Alon Valley, aufgenommen Februar 2008	54
5.1.6	Baggeraufschluss bei Daliyat al-Karmil	55
5.1.7	Waserflüsse im System Gestein-Boden-Baum	56
5.1.8	Konzept der Terraintypenparametrisierung	58
5.1.9	Profile verschiedener Bodentypen im Einzugsgebiet	63
5.1.10	Wassergehalt-Wasserspannung-Beziehung einer Terra Rossa und einer	
	Rendzina im Karmelgebiet	67

5.1.11	Dynamik der Bodenfeuchte während des Beregnungsversuchs vom 9.–	69
5119	Folsiga Hänga im Nahal Oran Finzusggabiat	00 72
5.1.12 5 1 13	Trockenrisse	73
5 1 14	Lithologische Einheiten	75
5 1 15	Bodentypen des Berglands	77
5.1.16	Bodenfeuchtedaten 2006/07 vom Standort Dunkle Bendzina auf Kreide	
0.1.10	bei Bet Oren	81
5.1.17	Nari auf Kreide, aufgenommen im Untersuchungsgebiet nördlich von	
	<i>Alon Valley</i> , Feb. 2008	82
5.2.1	Teileinzugsgebiete und Modellgerinnenetz	87
5.3.1	Gerinne	88
0.0.1		
6.2.1	Simulierter Tageswerte der Wasserhaushaltskomponenten in der Simu-	0.4
0.0.0	lationsperiode $2002/03$	94
6.2.2	Simulierte Tageswerte der Wasserhaushaltskomponenten in der Simu-	05
C 0 0	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	95
0.2.3	Simulerte Tageswerte der Wassernausnantskomponenten in der Simu-	06
694	Simulationsperiode Okt. 2007 bis Juli 2008	90
0.2.4	chungsgebiet in der Simulationsporiede 2002/03	07
625	Simulationsorgabnisso für Niederschlag und Parkolation im Untersu	91
0.2.0	chungsgebiet in der Simulationsperiode 2006/07	98
626	Simulationsergebnisse für Niederschlag und Perkolation im Untersu-	50
0.2.0	chungsgebiet in der Simulationsperiode 2007/08	99
627	Simulierte Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in der Simula-	00
0.2.1	tionsperiode $2002/03$	100
6.2.8	Simulierte Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in der Simula-	
	tionsperiode $2006/07$	101
6.2.9	Simulierte Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in der Simula-	
	tionsperiode Okt. 2007 bis Juli 2008	102
6.3.1	Abflussereignisse an den Pegeln Agam, Gesher und Bustan in der Si-	
	mulationsperiode $2002/03$	105
6.3.2	Abflussereignisse an den Pegeln Agam, Gesher und Bustan in der Si-	
	mulationsperiode $2006/07$	106
6.3.3	Abflussereignisse an den Pegeln Agam, Gesher und Bustan in der Si-	
	mulationsperiode Okt. 2007–Juli 2008	107
6.3.4	Simulierter und gemessener Abfluss, Nahal Oren zwischen 20. und	
	26.12. 2002	108
6.3.5	Simulierter und gemessener Abfluss, Nahal Oren Ereignis 21.–23.3. 2003	3108
721	Daliyat al-Karmil im Luftbild	113
7.2.2	Simulierte Abflussbildung im Untersuchungsgebiet in den Perioden 2002	/03
	und 2006/07	114
7.2.3	Oberflächenabfluss von einer Verkehrsstrasse bei Isfiva am 28.01.2008	115
7.2.4	Nahal Oren und Nahal Bustan am Rand von Daliyat al-Karmil	116

7.2.5	Überschätzung des Abflussereignisses 24.–27. März 2003 am Pegel Busta	n117
7.3.1	Bodenfeuchtebeobachtung bei Bet Oren zwischen Dez. 2006 und Feb.	
	2008 im Vergleich mit simulierten Werten des Bodenspeichergehalts .	122
7.3.2	Ergebnisse der Studie zur Untersuchung der Transpiration von Alep-	
	pokiefern von SCHILLER & COHEN (1995)	125
7.3.3	Karte der Terraintypen der Modellsimulation und den hydrologischen	
	Studienobjekten der Chloridmassenbilanz in Tab. 7.3.4	128
A.0.1	Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, Oktober 2002	
	bis März 2003	141
A.0.2	Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, April 2003 bis	
	September 2003	142
A.0.3	Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, Oktober 2006	
	bis März 2007	143
A.0.4	Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, April 2007 bis	
	September 2007	144
A.0.5	Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, Oktober 2007	
	bis März 2008	145
A.0.6	Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, April 2008 bis	
	Juli 2008	146

Tabellenverzeichnis

3.2.1	Methoden und wichtige Steuergrößen im TRAIN-ZIN-Modell	24
$4.2.1 \\ 4.4.1$	Niederschlagsstationen	$\frac{32}{37}$
5.1.1 5.1.2 5.1.3 5.1.4 5.1.5	Übersicht über die Zuordnung der TRAIN-Landnutzungsklassen Übersicht über die verschiedenen Terraintypen	41 45 64 84 85
6.1.1	Wasserbilanz in den Simulationsperioden	91
7.1.1	Ergebnisse der Simulationsläufe zum Test des Einflusses des neu in das Modell eingeführten Parameters kf-Limit und der Verwendung der Hilfsgröße TWnFK bei der Bodenspeicherparametrisierung	110
7.3.1	Wasserbilanz in den Simulationsperioden für die Einzugsgebietsfläche und unter Ausschluss der Fläche des Terraintyps 1	110
7.3.2	Wasserbilanz im Nahal Oren Einzugsgebiet zwischen 1958 und 1964 nach SHACHORI ET AL. (1965)	120
7.3.3	Werte der jährlichen Transpiration nach den Modellsimulationen für Waldlandnutzungsklassen in Kombination mit verschiedenen Terrain- typen	194
7.3.4	Gegenüberstellung der Schätzwerte von Perkolation/Grundwasserneubilu aus Chloridmassenbilanz (Y.Arbel, unveröffentlichte Daten) und Mo-	124 ing
	dellsimulation	129
A.0.1	Eingabeparameter der Terraintypen für die Modellsimulation	136
A.0.2	Inhalt der Eingabedatei für die Abflusskonzentrationssimulation	137
A.0.3	Inhalt der Eingabedatei für die Wellenablaufsberechnung	138
A.0.4 A.0.5	Fortsetzung von Tab. A.0.3	139
	lenadiaul und fransmission losses	140

Summary

In the light of Israel's stressed situation in water supply the national significance of Mount Carmel must not be underrated. The regional karst aquifer beneath the forested and protected mountain ridge features groundwater of largely unaffected quality. Even though there have been hydrologic case studies in the area already in the 1950s, groundwater recharge has remained a largely open question up to now. Hence new studies are undertaken in recent years seeking to quantify groundwater recharge. Different approaches and methods are applied in the representative Nahal Oren catchment. The present work forms a contribution to these investigations. The surface water balance of the mesoscale Oren catchment is estimated by the hydrological model TRAIN-ZIN. In particular the present study focuses on percolation below the root zone over entire hydrological years.

The basic concept of TRAIN-ZIN is to combine two different approaches: TRAIN on the one hand, is a physically-based SVAT-type model, and ZIN, on the other, was developed originally as non-calibrated rainfall-runoff-modell for the episodic flood events in ephemeral stream systems. Coupling both models a distributed approach was created, which represents all relevant processes for semi-arid catchments. The role of the conceptual single-layer soil storage as a coupling interface is crucial for the simulation. By principle the inclusion of pure calibration parameters into the model was avoided. This strategy was followed also in the present application by means of a largely independent parameterization, i.e. a non-calibrated application, in the study area. It was assumed that antecendent moisture conditions and saturation excess runoff dominate and determine runoff generation at catchment scale.

The most important part of the TRAIN-ZIN model is the spatial disaggregation of the catchment into characteristic hydrologic units with parameters controlling the function of the conceptual soil storage. Physiographic elements of the study area are typical for carbonate mountain ranges in the Eastern Mediterranean. The variety and spatial heterogeneity of lithology and edaphic conditions, as well as the local climate yield a richness of habitats and biodiversity for which the Carmel is well-known. In the present model application 13 characteristic terrain types were assigned. Compared to the common method of GIS-based overlay of thematic maps, a more holistic concept of spatial disaggregation was followed herein.

In a first step the lithologic units were assumed to be relatively homogeneous. Therefore lithology forms a first-order control for the delineation of terrain types. Further differentiation was incorporated for prominent topographic situations, where azonal soil types appeared and also in cases of accentuated anthropogenic impact. Describing different terrain types it was found that water storage and transport properties of the underlying rocks had to be integrated. While the conceptual single-layered storage of the TRAIN-ZIN model had represented mainly the soil zone in preceding applications, in the present work it was enlarged to represent the effective root zone. This appeared indispensable in Mount Carmel, where due to the capability of the mediterranean species to optimize water availability in the seasonally dry environment the effective root zone can extend far below the soil zone. This capability was incorporated into the model by imbedding the parameter TWnFK into the conceptual soil storage. The TWnFK parameter quantifies the storage capacity of plant-available water in the soil-underlying lithologic unit. Obviously the actual type of vegetation needs to be taken into account for the estimation of TWnFK as well. Furthermore a parameter representing permeability of the underlying lithological unit (k_f -Limit) was introduced into the model to restrict downward drainage. Parameter values were determined by a comprehensive discussion of each terraintype involving all kinds of available information. Additionally to existing local knowledge also data and findings of recent field investigations were considered and regarded extremely valuable.

The model was applied to three separate hydrological years, namely 2002/03, 2006/07 and 2007/08. The season 2002/2003 was relatively wet, while the rainy season 2007/08 was extremely dry also reflected by the number of flood events and by the total runoff volume. While the rainfall amount of the season 2006/07 nearly equals to the long term mean, the temporal distribution in the course of this season appeared quite unusual. Similar to the dry season 2007/08 only a few flood events occurred. Starting each simulation in early October the initial conditions were well-defined due to the preceding dry summer. The initial water content could be adjusted to the terraintype-specific water content at PWP in all simulation periods and was not subject to calibration as in other model applications.

Simulation results yielded seasonal percolation totals of 322, 158 and 110 mm equal to 40, 23 and 23% of total annual rainfall, respectively. The temporal course of water balance components showed a strong control of rainfall intensities and soil moisture. The range of spatial variability was large, which demonstrated a high influence of parameterization. Test runs confirmed a high significance of processes associated with lithological characteristics, which are represented by specifically introduced parameters. Channel runoff and transmission losses constituted only minor components of the water balance. However, a tendency to slight overestimation of channel runoff by the noncalibrated simulation was observed.

Model validation using measured channel runoff was limited for several reasons. The dynamics of transmission losses were largely unknown. Higher significance of modell results might be achieved after comprehensive field investigations of factors determining the quantity of transmission losses. Possibilities of direct comparisons of simulated water balance components with data observed in local field studies were discussed and presented. These indicated only small deviations from available field data but further experimental information from the Nahal Oren catchment itself was found necessary for a more comprehensive model validation. Finally the terrain-type-specific water percolation was compared with first results of groundwater recharge estimates. The latter were determined by research partners applying hydrochemical methods. Ultimately in the case of the Nahal Oren catchment considerable uncertainties remained and several questions must be addressed in future studies. Nevertheless, if supported and checked by findings of field investigations, the application of the TRAIN-ZIN model proved to be useful for a process-oriented characterization of water balance patterns in a mesoscale catchment. Despite existing limitations the incorporation of various information sources to improve the understanding of recharge dynamics in the physiographically complex Nahal Oren catchment appeared promising.

Keywords:

water balance modelling, root zone, semi-arid, percolation, terrain types, saturation excess, soil-bedrock interface

Zusammenfassung

Angesichts der stetst angespannten Wasserversorgungssituation in Israel ist der nationale Stellenwert des Berg Karmel nichts zu unterschätzen. Der regionale Dolomitaquifer des bewaldeten und geschützten Bergrückens zeichnet sich durch Grundwasser von weitgehend unbeeinträchtigter Qualität aus. Obwohl in dem Gebiet schon in den 1950ern hydrologische Fallstudien durchgeführt wurden, herrscht bis heute Unklarheit über die Höhe der Grundwasserneubildung. In den vergangenen Jahren wurden darum erneut Studien initiiert mit dem Ziel die Größe der Grundwasserneubildung zu quantifizieren. Verschiedene Ansätze und Methoden kommen in dem repräsentativen Nahal Oren Einzugsgebiet zum Einsatz. Die vorliegende Arbeit stellt einen weiteren Beitrag zu diesen Untersuchungen dar. Anhand einer Anwendung des hydrologischen Modells TRAIN-ZIN wurde die Oberflächenwasserbilanz des meso-skaligen Einzugsgebiet abgeschätzt. Insbesondere wurde in der vorliegenden Studie auf die Perkolation aus der Wurzelzone über den Verlauf eines hydrologischen Jahrs fokussiert.

Das grundlegende Konzept von TRAIN-ZIN ist eine Vereinigung der verschiedenen Ansätze: einerseits ist TRAIN ein physikalisch-basiertes SVAT-Modell, und ZIN andererseits wurde ursprünglich als nicht kalibriertes Niederschlags-Abfluss-Modell für die episodischen Abflussereignisse ephemerer Flusssysteme entwickelt. Durch deren Kopplung wurde ein distribuiertes Modell geschaffen, das die relevanten Prozesse für Gebiete unter semi-ariden Umweltbedingungen abbildet. Der konzeptionelle einschichtige Bodenspeicher hat als Kopplungsinterface bei der Simulation eine entscheidende Rolle. Die Verwendung reiner Kalibrierparameter wurde aus Prinzip vermieden. Diese Strategie wurde auch im vorliegenden Fall in Form einer weitgehend unabhängigen Parametrisierung bzw. einer nicht kalibrierten Modellanwendung im Untersuchungsgebiet verfolgt. Es wurde angenommen, dass vorwiegend die Vorfeuchte und Aufsättigungsmechanismen dominieren und die Abflussbildung auf der Einzugsgebietsskale steuern.

Der bedeutendste Teil der Modellanwendung bildet die Raumgliederung des Einzugsgebiets in charakteristische hydrologische Einheiten mit Parametern, welche die Funktionsweise des konzeptionellen Speichers festlegen. Generell sind die physiographischen Elemente im Untersuchungsgebiet typischerweise in karbonatischen Gebirgszügen im östlichen Mittelmeerraum anzutreffen. Eine hohe Vielfalt und räumliche Heterogenität der Lithologie und der edaphischen Bedingungen sowie lokal klimatische Eigenheiten haben den Reichtum an Habitaten und die besondere Artenvielfalt hervorgebracht, wofür der Karmel bekannt ist. Für die hydrologische Modellanwendung wurden in dem meso-skaligen Nahal Oren Einzugsgebiet 13 charakteristische Terraintypen ausgeschieden. Im Vergleich zu dem üblichen GIS-gestützten Verfahren, mehrere thematische Karten zu verschneiden, wurde ein ganzheitlicheres Konzept der Raumgliederung angestrebt.

In einem ersten Schritt wurde angenommen, dass die lithologischen Einheiten relativ homogen zusammengesetzt sind. Deswegen bildet die Lithologie das wichtigste Kriterium bei der verwirklichten Abgrenzung von Terraintypen. Weitere Differenzierungen wurden für markante topographische Situationen, wo azonale Bodentypen anzutreffen sind, und im Fall von Flächen mit starkem anthropogenen Einfluss, vorgenommen. Die Charakterisierung der verschiedenen Terraintypen zeigte auf, dass Wasserspeicherund Wassertransporteigenschaften des Gesteins integriert werden müssen. Während der konzeptionelle einschichtige Speicher des TRAIN-ZIN-Modells in früheren Anwendungen vorwiegend die Bodenzone repräsentierte, wurde er in der vorliegenden Arbeit auf die effektive Wurzelzone ausgedehnt. Dies stellte sich im Karmelgebiet als unumgänglich heraus, da durch die Fähigkeit der mediterranen Spezies die Wasserverfügbarkeit in dem saisonal trockenen Umfeld zu optimieren die effektive Wurzelzone sich weit unter die eigentliche Bodenzone erstrecken kann. Diese Fähigkeit wurde in das Modell eingebunden indem der Parameter TWnFK in den konzeptionellen Speicher eingebettet wurde. Der Parameter TWnFK quantifiziert die Speicherkapazität der dem Boden unterliegenden lithologischen Schicht für pflanzenverfügbares Wasser. Selbstverständlich muss die Schätzung der TWnFK in Abhängigkeit von der Vegetationsart erfolgen. Des Weiteren wurde ein Parameter (k_f -Limit) in das Modell eingeführt, der die Durchlässigkeit der unterliegenden lithologischen Einheit repräsentiert und die Möglichkeit gibt die Drainage zu beschränken. Die Festlegung der Parameter im Einzelnen wurde nach einer umfassende Behandlung jedes Terraintyps vorgenommen und verschiedene Arten verfügbarer Informationen miteinbezogen. Neben publizierten Ergebnissen von lokalen Studien wurden auch Daten und Erkenntnisse der jüngsten Geländeuntersuchungen im Verlauf des Forschungsprojekts berücksichtigt und sind als besonders wertvoll zu erachten.

Das Modell wurde in drei abgeschlossenen hydrologischen Jahren angewendet, nämlich 2002/03, 2006/07 und 2007/08. Die Niederschlagssumme der Saison 2002/03 ist relativ hoch, während die Niederschlagssaison des laufenden Jahrs extrem trocken ausgefallen ist, was sich auch in der Anzahl der Abflussereignisse und dem Abflussvolumen widerspiegelt. Während die Niederschlagsmenge der Saison 2006 beinahe genau dem langjährigen Mittelwert entspricht, scheint die zeitliche Verteilung im Lauf der Saison scheint ziemlich ungewöhnlich zu sein. In dieser Saison ereigneten sich nur wenige Abflussereignisse ähnlich wie in der trockenen Saison 2007/08. Wenn der Anfang der Simulation jeweils auf den frühen Oktober gelegt wird, sind die Anfangsbedingungen quasi eindeutig definiert aufgrund des trockenen Sommers. Der Anfangswassergehalt konnte in allen drei Simulationsperioden dem terraintyp-spezifschen Wassergehalt bei Welkefeuchte gleichgesetzt werden und unterliegt nicht wie in anderen Modellanwendungen der Kalibrierung.

Die Simulationsergebnisse für die jährlichen Perkolationssummen betrugen 322, 158 und 110 mm, was 40, 23 bzw. 23 % der Jahressumme des Niederschlags entspricht. Der zeitlichen Verteilungen aller Komponenten wiesen eine starke Abhängigkeit von Niederschlagsintensitäten und Bodenfeuchte auf. Der Schwankungsbereich der räumlichen Variabilität war breit, was den hohen Einfluss der Parametrisierung zum Ausdruck bringt. Testläufe bestätigten die große Bedeutung der Prozesse, die mit den lithologischen Eigenschaften verknüpft sind und durch die speziell eingeführten Parameter abgebildet werden. Gerinneabfluss und Transmission losses hatten nur einen geringfügigen Anteil an der Wasserbilanz. Dennoch, die Tendenz einer leichten Überschätzung des Gebietsabflusses durch die nicht kalibrierte Simulation war zu beobachten.

Die Modellvalidierung unter Verwendung von Abflussdaten war aus verschiedenen Gründen beschränkt. Die Dynamik der Transmission losses war weitgehend unbekannt. Eine höhere Aussagekraft der Modellergebnisse könnte durch ausgedehnte Geländeuntersuchungen zu Einflussfaktoren von Transmission losses erzielt werden. Möglichkeiten, die Simulationsergebnisse einzelner Wasserhaushaltskomponenten direkt mit Beobachtungen aus regionalen Feldstudien zu vergleichen, wurden diskutiert und vorgestellt. Dies ergab lediglich leichte Abweichungen von verfügbaren Messdaten, jedoch einzig weitere experimentellen Daten aus dem Nahal Oren Einzugsgebiet selbst könnten die Möglichkeit einer umfangreichen Validierung geben. Schließlich wurden repsäentative Modellergebnisse der Perkolation in den einzelnen Perioden den ersten Abschätzungen der Grundwasserneubildung gegenübergestellt. Letztere waren durch Forschungspartner in einer auf hydrochemischen Methoden basierenden Studie ermittelt worden. Abschließend sind im Fall des Nahal Oren Einzugsgebiets bedeutende Unsicherheiten geblieben sowie Fragen herausgestellt worden, die zukünftig zu behandeln sind. Trotzdem hat sich eine Anwendung des TRAIN-ZIN-Modells, wenn diese durch Erkenntnisse aus Geländeuntersuchungen gestützt und geprüft wird, als nützliches Instrument zur prozess-orientierten Charakterisierung von Wasserbilanzmustern in einem meso-skaligen Einzugsgebiet erwiesen. Tortz bestehender Limitationen erwies sich der Einbezug verschiedener Informationsquellen zur Verbesserung des Verständnisses der Grundwasserneubildungsdynamik im physiographisch komplexen Nahal Oren Einzugsgebiet als vielversprechend.

Stichworte:

Wasserhaushaltsmodellierung, Wurzelzone, semi-arid, Perkolation, Terraintypen, Sättigungsüberschuss, Boden-Gestein-Interface

1. Hintergrund und Zielsetzung

Seit jeher leidet Israel unter einer chronischen Wasserknappheit, die in vielerlei Hinsicht eine große Reichweite hat. Rückblickend auf über 60 Jahre der Anstrengungen auf nationaler Ebene, den steigenden Wasserbedarf für Bevölkerung und Landwirtschaftssektor zu decken, spricht TAL (2006) von einem Prozess nach dem Versuch und Irrtum Prinzip. Infolge der rigorosen Wassererschließungspolitik früherer Jahre sind heute viele Aquifere in drastischem Ausmaß von den Folgen einer Salzwasserintrusion oder Verschmutzung durch Abwässer oder Düngemittel betroffen. Neben dem See Genezareth spielen vor allem die verkarstete Karbonataquifere im mittleren und nördlichen Landesteil eine elementare Rolle im nationalen Wasserversorgungssystem (ISSAR, 1993).

Neben dem Mountain Aquifer mag der regionalen Aquifer des Karmel zunächst relativ wenig Beachtung finden. Jedoch schon allein aufgrund einer weitgehend unbeeinträchtigte Grundwasserqualität ist sein Stellenwert unter den Bedingungen der stets angespannten Wasserversorgungssituation nicht zu unterschätzen. Auch dass die Knesset in den 1950er Jahren den von einer natürlichen Waldvegetation bedeckten Bergrücken auf einem Drittel der Fläche zum Naturreservat erklärte, drückt laut BAR-OZ & ARBIT (1980) aus, welche Bedeutung ihm auf nationaler Ebene beigemessen wird. Allem Anschein nach befanden sich Okosystem und Aquifer bislang in einem stabilen und intakten Zustand. Jedoch gab ein ansteigender Trend der Grundwassersalinität den Anstoß zu einer von der nationalen Wasserversorgungsgruppe MEKOROT initiierten Studie von GUTTMANN (1998). Nach den Ergebnissen der Studie, in der Isotopenmethoden angewendet wurden, liegen in einzelnen Bereichen der Region verschiedene und komplexe Ursachen für die beobachtenden Trends vor. Nach GUTTMANN (1998) spielt unter anderem die Verbindung zwischen dem Karmeldolomitaquifer und dem pleistozänen Lockergesteinsaquifer der Küstenebene eine entscheidende Rolle. Eine Meerwasserintrusion hingegen sei auszuschließen. Die Frage nach der Grundwasserneubildung des Karmelaquifers und einer möglichen Überförderung stellte sich dennoch immer wieder. Nach einer Schätzformel (Regression zwischen Jahresniederschlag und Grundwasserneubildung) von Botbul & Shachnai (1979 in GUTTMANN, 1998) ergibt sich auf der gesamten Fläche des Karmel für die Grundwasserneubildung zwischen 1965 und 1976 ein Wert von 14 Mio. m^3/a (ungefähr 56 mm), die jährlich geförderte Grundwassermenge in dieser Periode entspricht diesem Wert.

Die vorliegende Arbeit ist Teil eines aktuellen Projekts am Department of Geography, University of Haifa in Israel zur Abschätzung der Grundwasserneubildung in einem repräsentativen Einzugsgebiet des Karmel mit verschiedenen Forschungsansätzen. Bereits in den Jahren 1958–1969 diente das betreffende Nahal Oren Einzugsgebiet als repräsentatives Untersuchungsgebiet in einem Projekt zur Untersuchung der Wasserhaushalts (SHACHORI ET AL., 1965, 1967; ROSENZWEIG ET AL., 1972). Damals, in den ersten Jahren nach der Aufnahme der Grundwassernutzung zur Wasserversorgung, war ein starker abnehmender Trend der Grundwasserspiegel im Karmelaquifer festzustellen gewesen. Ein spezielles Ziel der Untersuchungen war, den Unterschied im jährlichen Wasserverbrauch verschiedener Vegetationsarten und den damit verbundenen Auswirkungen auf die Grundwasserneubildung zu quantifizieren. Dies ist auch mit dem Verbot der Weidehaltung und den weitverbreiteten Aufforstungsmaßnahmen in Israel zu dieser Zeit in Zusammenhang zu setzen (SCHILLER, 1982; SCHILLER & COHEN, 1995).

In einer Schätzung der Gebietswasserbilanz des Nahal Oren Einzugsgebiets ermittelten SHACHORI ET AL. (1965) für die Grundwasserneubildung zwischen 1958 und 1964 einen Mittelwert von 316, was einem Anteil von 47 % am Niederschlag entspricht, die einzelnen Werte in den Jahren liegen zwischen 271 und 456 mm. Die ermittelten Werte der Grundwasserneubildung übertreffen die damals geförderten Wassermengen deutlich. In den folgenden Jahren stellten ROSENZWEIG ET AL. (1972) hingegen bei einer detaillierten Betrachtung auf der Standortskale mittels 9 m tiefen Neutronensonden zur Beobachtung des Feuchtegehalts des Profils fest, dass auf einem Kalksteinstandort mit mediterranen Eichen und Straucharten in einzelnen Jahren keine Tiefensickerung stattfand, sondern der Niederschlag von der tiefwurzelnden Vegetation komplett konsumiert wurde. Nach den Ergebnissen von ROSENZWEIG ET AL. (1972) kommt es zu großen Schwankungen der Werte der Sickerung zwischen einzelnen Jahren, in den Jahren der Beobachtung wurden Werte zwischen 0 und 500 mm ermittelt.

Im Rahmen des aktuellen Projekts wurden auch unter dem Einsatz von Tracertechniken in experimentellen Studien Perkolationsprozesse in Karsthöhlen unter natürlichen Bedingungen (ARBEL ET AL., 2008b) sowie während eines Beregnungsversuchs (LANGE ET AL., 2008) beobachtet. Im Untersuchungszeitraum zwischen 2004 und 2008 wurden außerdem das Schüttungsverhalten mehrerer Quellen im Einzugsgebiet beobachtet und hydrochemische Ansätze zur Schätzung der Grundwasserneubildung angewendet (ARBEL ET AL., 2008a). Eine experimentelle Untersuchung von Infiltrationsverlusten im Gerinne während Abflussereignissen, die eine indirekte Komponente der Grundwasserneubildung darstellen, führte WINTER (2006) durch.

Die vorliegende Arbeit soll durch eine Modellanwendung die Ergebnisse, die in den vergangenen Jahren der Beobachtung im Gelände gewonnen werden konnten, ergänzen und im Gegensatz zu den experimentellen Prozessstudien die ganze Einzugsgebietsfläche behandeln. Die Zielsetzung ist also eine Wasserhaushaltsmodellierung im Untersuchungsgebiet Nahal Oren durchzuführen. Dabei ist im Hinblick auf die Fragestellung des Projekts auf die Größe der Perkolation aus der Wurzelzone zu fokussieren.

2. Karmel und Nahal Oren Einzugsgebiet

Der Karmel ist ein markanter aus Karbonatgesteinen aufgebauter Bergrücken im Norden Israels mit einer räumlichen Ausdehnung von ungefähr 250 km^2 . Durch verschiedene Charakterzüge gestaltet er sich zu einer Region eigener Art und wird zu Recht vom weiträumigeren israelischen Bergland weiter im Landesinneren abgegrenzt.



Abbildung 2.0.1.: Lage des Untersuchungsraums innerhalb Israels und Abgrenzung des Nahal Oren Einzugsgebiets innerhalb des Karmel (aus WINTER, 2006, verändert).

Die Nordwest-Südost-Ausrichtung seines Kammes ist senkrecht zur allgemeinen Strichrichtung der Faltenzüge, wodurch das Gebirge bis ans Mittelmeer reicht, zu dem es steil abfällt und so bei Haifa die einzige Unterbrechung der israelischen Küstenebene bildet. Durch scharf ausgeprägte geomorphologische Begrenzungen hebt er sich in dreiecksähnlicher Form als gehobener Block von den umliegenden Ebenen ab. Eine fast 500 m abfallende Steilflanke ist entlang der Verwerfungslinie zur Jesreelebene im Nordosten ausgebildet, im Westen formt eine tertiäre Klifflinie die Grenze zum schmal ausgebildeten Küstenstreifen. Die höchste Erhebung beträgt 546 m ü. NN und befindet sich im nördlichen Sektor des Rückens. INBAR (1984) differenziert innerhalb des Karmel drei Einheiten: die Hochlagen im Norden, die eher als zerschnittenes Plateau zu charakterisieren sind denn als typische Gebirgsregion, der mittlere Karmel mit einer mittleren Höhenlage um 300 m ü. NN und schließlich der weiter bis auf 100 m ü. NN sanft abfallende südliche Zipfel. Tertiäre Erosions- und Abrasionsformen prägen im Wesentlichen das Landschaftsbild (NIR, 1980).

2.1. Hydroklimatische Verhältnisse

Das Klima der Karmelregion und im Untersuchungsgebiet ist großräumlich geprägt von der Lage im östlichen Mittelmeerraum. Nach der Klassifikation von Koeppen ist es als typisch mediterran (Csa) anzusprechen (GOLDREICH, 2003) mit einem heißen und niederschlagslosen Sommer und einem kalten feuchten Winter.



Abbildung 2.1.1.: Klimadiagramm des Karmel, Klimastation University of Haifa nahe dem Karmelgipfel, das langjährige Mittel der Lufttemperatur beträgt 18° (aus INBAR (1984)). Klimadaten der Station University of Haifa wurden auch für die vorliegende Moedllanwendung verwendet.

Die Ansichten unter Klimatologen gehen auseinander, ob für Israel das gängige Konzept von vier Jahreszeiten anzuwenden oder eine Differenzierung in lediglich zwei Jahreszeiten mit dem Niederschlag als entscheidendem Parameter vorzuziehen sei (GOLDREICH, 2003). In jedem Fall wird ein Vergleich mit den vier typischen Jahreszeiten, wie sie zum Beispiel unter mitteleuropäischen Bedingungen zu charakterisieren sind, schwierig sein.

Im allgemeinen zeichnet sich der Sommer durch eine Stabilität der Luftmassen aus und während der ganzen Jahreszeit strahlt die Sonne aus einem wolkenlosen Himmel. Die Luftmassen stehen zu dieser Zeit unter dem weiträumigen Einfluss eines stark ausgeprägten Tiefs, dessen Zentrum über Pakistan liegt. Somit liegt Israel unter dem Einfluss des selben Drucksystems, wie der asiatische Monsun, wenn auch an dessen Rand. Währen des Sommers lässt sich eine starke Verbindung zwischen dem Monsuntief und den meteorlogischen Bedingungen in Israel feststellen (GOLDREICH, 2003).

Niederschlag tritt grundsätzlich in den Monaten Oktober bis Mai auf. Spricht man von einer Niederschlagssaison, so sind in dieser die kurzen Übergangsjahreszeiten Herbst und Frühjahr enthalten, wobei durchschnittlich zwei Drittel des mittleren Jahresniederschlags innerhalb der Monate Dezember bis Februar fällt. Die durschnittliche Anzahl von Niederschlagstagen im Jahr beträgt lediglich ungefähr 50. In ganz Israel treten Niederschlagsereignisse mit stark konvektivem Charakter und hohen Intensitäten vorwiegend im Herbst bzw. zu Beginn der Niederschlagssaison auf, während die Niederschläge im Zeitraum zwischen Dezember und Februar aus frontaler Aktivität in Verbindung mit weiträumigeren synoptischen Systemen hervorgehen (SHARON & KUTIEL, 1986). Jedoch sind auch diese Ereignisse in der zentralen Phase der Niederschlagssaison im Vergleich zu mitteleuropäischen Verhältnissen als schauerartig zu beschreiben. Nach GOLDREICH (2003) gehen mehr als 90 % des Niederschlags in Israel auf das Zyperntief zurück. Für eine detailliertere Behandlung der Niederschlagsgenese in Israel unter verschiedenen Konstellationen sei ebenfalls auf GOLDREICH (2003) verwiesen.



Abbildung 2.1.2.: Häufigkeit von Niederschlagsintensitäten für den Karmel (aus KUTIEL ET AL. (1995).

In Israel zeichnet den Niederschlag unter allen klimatischen Parametern die höchste Variabilität aus. Zur Charakterisierung der Variabilität hat sich neben der Niederschlagshöhe und der saisonalen Verteilung auch die Anzahl der Niederschlagstage, die Länge der Niederschlagssaison sowie Analysen zur Verteilung von Trockenperioden (innerhalb der Niederschlagssaison) als sinnvoll erwiesen (GOLDREICH, 1995). KUTIEL (1985) zeigte dass die Verteilung des Jahresgangs des Niederschlags in Israel, ausgedrückt durch die Verteilung der Trockenperioden, trimodal ist – mit drei regnerischen und zwei dazwischen liegenden trockeneren Perioden.

Infolge der Meeresnähe und orographischer Effekte zeichnet sich der Karmel innerhalb Israels durch begünstigte Niederschlagsverhältnisse aus (siehe Abb. 2.1.3, links. Die mittleren Jahresniederschlagswerte betragen 500 in der Küstenebene und bis zu 750 mm im höchsten Bereich (INBAR, 1984). Nach dem Feuchteindex nach Thornthwaite



Abbildung 2.1.3.: Mittlerer jährlicher Niederschlag in Nordisrael (aus WINTER, 2006, verändert) und im Karmelgebiet (Datenreihe 1949–2007, N. Halfon (unveröffentlichte Daten).

ist der zentrale Karmelbereich nicht wie seine Umgebung als semi-arid sondern als subhumid (C_1 im Klassifikationsschema) einzustufen. Der mittlere Jahresniederschlagswert an der Station Bet Oren im Untersuchungsgebiet für die Periode 1931–1960 beträgt 686 mm. In der Literatur finden sich mehrere Arbeiten zu der Verfrachtung von Niederschlag auf die steil abfallende Leeseite des Karmel (GOLDREICH ET AL., 1995; HALFON, 2004, z. B.). Nach SCHARLIN (1980) zeichnet sich der Karmel auch als Gebiet mit stark lokalisierten Niederschlagsereignissen, die insbesondere am Anfang und Ende der Niederschlagssaison auftreten. Aus einer statistischen Analyse der Niederschlagsdaten der Station University of Haifa auf dem Karmel schlussfolgern PAZ & KUTIEL (2003), dass die Unsicherheit des Niederschlagsregime in der Region eine ansteigende Tendenz zeigt.

Angaben zu den in der Modellierung verwendeten Klima- und Niederschlagsdaten folgen in Kapitel 4.

2.2. Geologie und Hydrogeologie

Wie in weiten Teilen des israelischen Berg- und Hügellands stehen im Gebiet des Karmel Karbonate der Kreide an, vorwiegend aus Cenoman und Turon. Es kommen Dolomite, Kalksteine, Riffkalksteine, Kreide und Mergelgesteine vor. Häufige Wechsel von Mächtigkeit und Fazies erschweren eine Kartierung und die Herstellung lithostratigraphischer Bezüge. Diese außergewöhnlich hohe Heterogenität ist auf das sehr spezielle Depositionsmilieu der paleogeograhischen Lage des Karmel am Rand einer flachen Schelfplattform zurückzuführen (BEIN & SASS, 1980; GUTTMANN, 1998). Detaillierte lithostratigraphische Beobachtungen liegen aus Kartierungen von PICARD & KASHAI (1957), KARCZ (1959b) und VROMAN (1960) vor. Insbesondere unter den Kreideformationen kommt es zu häufigen Übergängen auf geringen Distanzen (PICARD & KASHAI, 1957). Außerdem sind lokale Vorkommen von Gesteinen vulkanischen Ursprungs zu beobachten, die unter anderm von SASS (1980) genauer untersucht und beschrieben wurden. Strukturgeologisch lässt sich im Süden des Karmel eindeutig eine Antiklinalstruktur identifizieren, im übrigen Teil sind die Verhältnisse nach BEIN & SASS (1980) am besten als Blockstrukturen zu charakterisieren. Ein Reichtum an Verwerfungen zeichnet den gesamten Karmel aus (GUTTMANN, 1998). Die Lithologie wird unter 5.1 erneut aufgegriffen, um Eigenschaften der verschiedenen Schichten bezogen auf die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet im Einzelnen zu behandeln.





Der massive Dolomit der Yagurformation (Unteres Cenoman) bildet den Rumpf des Karmel und somit den regionalen Karstgrundwasserleiter. Einen Querschnitt durch



Abbildung 2.2.2.: Geologischer Querschnitt durch den Karmel im Bereich des Untersuchungsgebiets Nahal Oren (aus GUTTMANN, 1998, verändert), zu sehen ist auch die Lage der Wasserversorgungsbrunnen Nahal Oren 4 und Nahal Oren 5 im regionalen Karmeldolomitaquifer.

den westlichen Karmel im Bereich des Untersuchungsgebiets ist in Abb. 2.2.2 zu sehen. An der Oberfläche steht der Dolomit nur auf beschränkten Bereichen an. Ortlich begrenzte hängende Aquifersysteme in darüberliegenden Schichten und kleinere Quellen mit episodischem bis perennierenden Schüttungsregime sind weitverbreitet. Laut GUTTMANN (1998) ist davon auszugehen, dass die Grundwasserneubilung nicht auf die Flächen, in denen der Yagurdolomit direkt ansteht, beschränkt ist, sondern auch durch Horizonte der jüngeren Formationen stattfindet. Das System wird als eine zusammenhängende Aquifereinheit betrachtet, da insbesondere die vielen Verwerfungen eine gute hydraulische Verbindung zwischen verschiedenen Stockwerken gewährleisten. Dies wird auch durch die Tatsache, dass unter allen Brunnen, die die Yagurformation in verschiedenen Bereichen des Karmel erschließen, keine bedeutende Grundwasserabsenkung zu beobachten ist und eine gute Übereinstimmung der saisonalen Dynamik der Grundwasserspiegel vorliegt (GUTTMANN, 1998). Im unteren Bereich des Untersuchungsgebiets sind 5 Wasserversorgungsbrunnen in die Yagurformation abgeteuft, ungespannte Verhältnisse werden lediglich bei dem höchstliegenden Brunnen (Brunnen Nahal Oren 5, Lage zu sehen in Abb. 2.2.2) angetroffen. Der Flurabstand im Bereich der einzelnen Brunnen liegt ungefähr zwischen 45–107 m (WINTER, 2006).

Einige der Quellen der aufgesetzten lokalen Aquifersysteme des Einzugsgebiets sind Untersuchungsobjekte der Studie von ARBEL ET AL. (2008a).

2.3. Bodenentwicklung

Auf den Karbonatgesteinene des Karmel haben sich Terre Rosse und Rendzinen entwickelt. In den Berg- und Hügellandschaften Israels stellen dies unter humiden bis semi-ariden Bedingungen die typischen Bodentypen bei karbonatischem Ausgangssubstrat dar (SINGER, 2007). Dabei ist darauf hinzuweisen, dass Terra Rossa und Rendzina die offziellen Bezeichnungen im nationalen Bodenklassifikationssystem sind.

Terra Rossa ist als typischer Bodentyp des mediterranen Raums bekannt (ZECH & HINTERMAIER-ERHARD, 2002), wobei Schwierigkeiten der Klassifikation und die Frage, ob es sich um relikte Böden handelt, über lange Zeit die Themen intensiver wissenschaftlicher Diskussionen bildeten (SINGER, 2007; YAALON, 1997). Muttergestein der Böden ist grundsätzlich Kalkstein oder Dolomit, die sehr tonreichen, karbonatarmen bis karbonatfreien Böden sind nach FAO als Chromic Luvisols bzw. Chromic Cambisols und nach dem U.S.D.A.-System als Rhodoxeralfs in Einzelfällen als Haploxeralls zu klassifizieren, im deutschen Bodenklassifikationssystem besteht die engste Beziehung zur Terra Fusca.

Die Rendzinen dürfen nicht mit dem gleichnamigen Bodentyp der deutschen Klassifikation gleichgesetzt werden. Untereinheiten der Rendzinaklasse sind *Pale Rendzina* und *Brown Rendzina*. Beide Bodentypen sind auf dem Gebiet des Karmel und auch im Untersuchungsgebiet verbreitet, sie werden im Folgenden als Helle Rendzina und Dunkle Rendzina bezeichnet.

Auch die entsprechende Klasse im FAO-Klassifikationssystem wird als Rendzina bezeichnet, für die Dunkle Rendzina liegt eine gute Übereinstimmung mit der Einheit Rendoll des U.S.D.A.-Systems vor. Es handelt sich um geringmächtige, skelettreiche tonige Böden mit moderatem Karbonatgehalt und einem markanten stark humosen Oberbodenhorizont. Nach SINGER (2007) weist die Bodenklasse der *Calcimorphic Brown Forest Soils* eine enge Verwandschaft zu den Dunklen Rendzinen auf, nach dem aktuellen nationalen Klassifikationssystem, gehören sie einer gemeinsamen Klassifikationseinheit an. Im Fall dieser Böden ist eine Klassifikation häufig nicht eindeutig vorzunehmen, selbst die Unterscheidung zur Terra Rossa ist teilweise schwierig (siehe dazu auch NEVO ET AL., 1998).

Die Hellen Renzinen sind dagegen aufgrund des Erscheinungsbilds und da sie ausschließlich an Standorten über Mergel oder weichem Kreidegestein entwickelt sind, klar von den anderen Bodentypen abzugrenzen und leicht zu identifizieren. Die geringmächtigen Böden weisen einen sehr hohen Karbonatgehalt auf. Ein sehr gradueller Übergang zum Ausgangsgestein und ein allgemein geringes Entwicklungsstadium sind charakteristisch. Im FAO-System sind sie entweder, wie die Dunklen Rendzinen, ebenfalls als Rendzina aber zum Teil auch als Regosols oder Cambisols anzusprechen. Im U.S.D.A.-System ist eine Zuordnung zu den Xerothents gut möglich.

Neben diesen großen Bodentypen kommen auch alluviale und kolluviale Böden vor und in steilem Terrain außerdem Leptosole (nach der israelischen Klassifikation als Lithosole bezeichnet).

Bei der Behandlung der Raumgliederung und Terraintypenparametrisierung (Abschnitt 5.1.2) im Untersuchungsgebiet werden weitere Informationen zu den einzelnen Bodentypen gegeben. Weitere Informationen zum Israelischen Bodenklassifikationssystem können DAN (1983) entnommen werden. Einen umfassenden Überblick zu Faktoren und Zusammenhängen der Bodengenese gibt SINGER (2007).

2.4. Landnutzung

Die vergleichsweise üppige natürliche Waldvegetation des Karmel, führte bereits in den 1950er jahren zu seiner Erklärung zum Nationalpark. Durch seine küstennahe Lage, klimatischen Eigenheiten, topographische Faktoren und die Vielfältigkeit der lithologischen und edaphischen Verhältnisse zeichnet sich der Karmel durch ein außerordentliches Reichtum an Habitaten aus. Sein phytogeographisch Bedeutung ist zudem hoch, da er für viele Arten die südliche Verbreitungsgrenze darstellt (ZOHARY, 1973). Der Großteil der Spezies ist charakteristisch für den östlichen Mittelmeerraum.

Unter den verschiedenen Phytozoenosen werden die folgenden besonders hervorgehoben, die auch im Untersuchungsgebiet anzutreffen sind: Die *Ceratonia siliqua – Pistacia lentiscus* Gesellschaft ist äußerst artenreich und beinhaltet unter anderem auch die Wilde Olive. Im Klimaxstadium formt diese immergrüne Macchievegetation eine offene parkähnliche Landschaft.

Das Verbot der Weidehaltung führte in Israel zu einer raschen Regeneration des degradierten Macchiewalds der *Quercus calliprinos – Pistacia lentiscus* Gesellschaft, die meist als die potentielle natürliche Vegetation anzusehen ist. Häufig bilden die Eichen ein dichte Strauchdecke, die kaum zugänglich ist.

Über weite Teile des Karmel dominieren Kiefernwälder der Pflanzengesellschaft *Pinetum halepensis – Hypericum serpyllifolium.* Bis heute ist nicht geklärt, ob diese lediglich ein Feuer-Klimax bildet. Die Aleppokiefer wurde in den vergangenen Jahrzehnten sowohl in ganz Israel als auch auf gestörten Flächen des Karmel zur Aufforstung eingesetzt.

Vom hydroökologischen Gesichtspunkt her, sind die natürlich vorkommenden Baumund Strauchspezies des Karmel – zum Teil durch differierende Strategien – an die saisonal trockenen Umgebungsbedingungen angepasst, auch wenn unterschiedliche Niveaus der Dürreresistenz auftreten. Detailliertere Informationen zur natürlichen mediterranen Vegetation Israels sind zum Beispiel den Arbeiten von NAVEH (1967), ZOHARY (1973), ZOHARY (1982), OPPENHEIMER (1951) und DANIN (2001) zu entnehmen.

Auch einige anthropogene Elemente gehören zum Landschaftbild des Karmel und des Untersuchungsgebiets insbesondere. Im Lauf der Geschichte blieb der Karmel aus verschiedenen Gründen meist unbesiedelt. Erst im 17. Jahrhundert setzten sich einige Drusendörfer auf dem Bergrücken fest. Ein Großteil wurde später wieder zerstört, die beiden Dörfer Daliyat al-Karmil und Isfiya blieben als einzige bis heute erhalten (KARMON, 1994). Diese befinden sich im Untersuchungsgebiet Nahal Oren. In geringerem Umfang als vor der Erklärung zum Nationalpark und auch noch vor einigen Jahrezehnten werden von den Dorfbewohnern auch heute noch einige Flächen bewirtschftet. Zwei weitere Siedlungen, der Kibbuz Bet Oren und das jüdische Dorf Nir Etzyon, nehmen geringe Flächen im Nahal Oren Einzugsgebiet ein. Nach der Aufgabe der landwirtschaftlichen Nutzung und Offenhaltung bildeten sich auf einzelnen Flächen verschiedene Strauchgesellschaften aus.



11

2.5. Nahal Oren – Einzugsgebietscharakterisierung

Das Einzugsgebiet des Nahal Oren liegt im Übergangbereich vom nördlichen zum mittleren Karmel mit einer Entwässerungsrichtung zum Mittelmeer. Mit einer Einzugsgebietsfläche von 36 km^2 (bis zum Gebietsauslass am Übergang in die Küstenebene) stellt es das größte Einzugsgbiet des Karmel dar. Das größte Teileinzugsgebiet Nahal Bustan nimmt eine Fläche von 10 km^2 ein. Die Höhe im Gebiet reicht von 42 m ü. NN am Auslass in die Küstenebene bis auf 540 m ü. NN im Nordosten des Gebiets, die mittlere Höhe liegt bei 367 m ü. NN , die mittlere Neigung bei 12° und die Gerinnenetzdichte beträgt nach INBAR & AYAL (1980) 3.2 km/km^2 . Die Gerinnemorphologie zeigt generell ein Step-Pool System, vereinzelt treten auch alluviale Abschnitte auf, das mittlere Gefälle beträgt 3 % (WITTENBERG & GREENBAUM, 2004).

Die sporadischen Abflussereignisse der ephemeren Flusssysteme des Karmel ereignen sich in der Regel nicht vor Dezember. Nach WITTENBERG ET AL. (2007a) hängt die Ereignisgenese stark vom kumulierten Niederschlag nach Beginn der Niederschlagssaison ab. In Nahal Oren und Nahal Bustan zeigen die Abflussganglinien einen sehr raschen Anstieg unter dem Erreichen des Spitzenabflusses innerhalb von wenigen Stunden und ein relativ zügiges Abfallen danach. Die Ereignisdauern betragen zwischen mehreren Stunden und einigen Tagen. Nur in isolierten Gerinneabschnitten kann es nach Abklingen des Ereignisses durch Quellschüttungen zu einer anhaltenden Wasserführung über mehrere Tage bis Wochen kommen.

Nach WITTENBERG & GREENBAUM (2004) verhindert das Fehlen kontinuierlicher Abflussbeobachtungen und die komplexe physiographische Struktur der Karmelregion, eine präzise Beschreibung der Niederschlags-Abfluss-Beziehungen. Aus einer statistischen Analyse von Niederschlags- und Abflussdatenreihen können WITTENBERG ET AL. (2007a) die folgenden Schlussfolgerungen ziehen: zu großen Ereignissen kommt es bei einer Niederschlagshöhe von über 100 mm, im Fall von unterbrochenen Niederschlägen über längere Zeiträume, kommt es unabhängig von der Niederschlagshöhe nicht zu Abflussereignissen.

Im Gebiet sind drei Abflusspegel eingerichtet, deren Lage ist neben anderen Elementen des Messnetzes im Untersuchungsgebiet in Abb. 2.5.1 abgebildet.

3. TRAIN-ZIN-Modell

Für die Wasserhaushaltsanwendung im Nahal Oren Einzugsgebiet wird das TRAIN-ZIN-Modell eingesetzt. Nachdem zunächst einige allgemeinen Informationen gegeben werden, folgt eine Behandlung der einzelnen Komponenten von beiden Modellen, um einen Überblick über Struktur und Funktionsweise des zusammengesetzten Modells zu geben. Am Ende des Kapitels wird zur Anwendung des Modells im Untersuchungsgebiet Stellung genommen und auf kleinere Modifikationen, die in diesem Rahmen am Modell vorgenommen wurden, hingewiesen.

3.1. Hintergrund

Ansatz der Entwicklung des TRAIN-ZIN-Modells ist es, zwei Konzepte zu vereinen: das SVAT-Schema des TRAIN-Modells und das Niederschlags-Abfluss-Schema des ZIN-Modells.

TRAIN (TRAnspiration-INterzeption) wurde von MENZEL (1997, 1999) zur Modellierung der Evapotranspiration und der damit verbundenen Energie- und Wasserflüsse im Komplex Boden-Pflanze-Atmosphäre entwickelt. Es ist als physikalisch basiertes modular aufgebautes flächendifferenziertes Modell einzuordnen. Die Modellentwicklung stützt sich auf Material aus intensiven Feldstudien zur Verdunstung und deren Einflussgrößen in mehreren Untersuchungsgebieten in der Schweiz.

ARMBRUSTER & LEIBUNDGUT (2001) wendeten TRAIN zur Erstellung der Verdunstungskarte im Hydrologischen Atlas der Schweiz an. ARMBRUSTER (2002) erweiterte das Modell zur Bestimmung der Grundwasserneubildung für großskalige Untersuchungsräume; die erweiterte Version wurde an Lysimeterstandorten und an einem mesoskaligen Gebiet (ARMBRUSTER & LEIBUNDGUT, 2001) getestet und für die Simulation der Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg verwendet. Im Zuge des GLOWA - Projektes wurde TRAIN im semi-ariden Teil des Jordaneinzuggebiets ebenfalls erfolgreich auf verschiedenen Skalen eingesetzt (MENZEL ET AL., 2007).

ZIN wurde von LANGE (1999) ursprünglich für den nicht kalibrierten, ereignisbezogenen Einsatz als Niederschlags-Abfluss-Modell für aride Gebiete konzipiert und erstmalig in der Negevwüste im namengebenden Einzugsgebiet angewendet. Seitdem wurde es sukzessive weiterentwickelt, insbesondere wurde die Anwendung auf den semi-ariden Raum ausgeweitet (LEIBUNDGUT ET AL., 2003; SCHÜTZ, 2006). Prinzipiell gehört ZIN zur Gruppe der konzeptionellen flächendifferenzierten Modelle. Die Modellstruktur ermöglicht jedoch die Parametrisierung ausschließlich auf Grundlage von Größen, die aus Geländeerhebungen abgeleitet werden können. Vor dem Hintergrund der Ausrichtung auf aride und semi-aride Regionen wird die Verwendung reiner Kalibrierparameter grundsätzlich vermieden, um eine Anwendung nicht von der Verfügbarkeit von Abflussmessdaten abhängig zu machen.

Der ersten Modellanwendung durch LANGE (1999) folgten weitere in Einzugsgebieten in Israel (THORMÄHLEN, 2003; LEISTERT, 2005) sowie in Namibia (LANGE, 2005; LEIS-TERT, 2005). Darüber hinaus erfolgten Anwendungen im humiden Klimaraum durch WAGNER (2002), HARTMANN (2006) und GASSMANN (2007) sowie im Bereich Stadthydrologie (LEIBUNDGUT ET AL., 2003).

Im Rahmen des interdisziplinären Projekts GLOWA – Lower Jordan River Catchment – Vulnerability of Water Resources in Eastern Mediterranean Ecosystems erfolgte die Zusammenführung zum gekoppelten TRAIN-ZIN-Modell (GUNKEL ET AL., 2007). Als Schnittstelle fungiert der Bodenwasserspeicher; die elementare Struktur der beiden einzelnen Modelle blieb im Wesentlichen erhalten. Mit der Kombination der beiden Ansätze wird die Entwicklung eines prozessbasierten Modells verfolgt, das gebietshydrologische Grundzüge unter ariden und semi-ariden Umweltbedingungen adäquat erfassen und somit als solides Mittel für Fragestellungen des Wasserressourcenmanagements dienen kann. Im ZIN werden dabei Prozesse der Entstehung von Abflussereignissen im ariden und semi-ariden Raum in der angemessenen, relativ hohen zeitlichen Auflösung fokussiert, während TRAIN die Dynamik von Verdunstung und Bodenwasserhaushalt in Phasen zwischen Niederschlagsereignissen als auch über den zeitlichen Rahmen eines hydrologischen Jahrs darstellen kann. So ergänzen sich beide Modelle gegenseitig.

Das gekoppelte Modell wurde bisher in mehreren Einzugsgebieten verschiedener Skalen des Jordaneinzugsgebiets angewendet (SCHÜTZ, 2006; FISCHER, 2007; SHADEED, 2008) sowie in einem mesoskaligen Einzugsgebiet in Slowenien (HAGENLOCHER, 2008).

Die in der vorliegenden Arbeit verwendete Modellversion entspricht weitgehend dem Entwicklungsstadium bei HAGENLOCHER (2008). Geringfügige Modifikationen werden unter 3.3 erläutert.
3.2. Komponenten und Modellstruktur

Die Abb. 3.2.1 zeigt das Schema des gekoppelten TRAIN-ZIN-Modells.



Abbildung 3.2.1.: Schema des gekoppelten Modells (GUNKEL ET AL., 2007).

3.2.1. TRAIN – Ermittlung der Evapotranspirationskomponente

Wie bei anderen SVAT-Modellen liegt der Schwerpunkt von TRAIN auf einer möglichst präzisen Bestimmung der einzelnen Komponenten der Verdunstung. Während bei der eigenständigen Modellversion eingeschränkt auch andere hydrologische Teilprozesse berücksichtigt werden, sind in das gekoppelte Modell Module von TRAIN ausschließlich zur Berechung der aktuellen Verdunstung eingebettet.

Der Ansatz von TRAIN ist nach MENZEL (1997) hinsichtlich seiner Komplexität zwischen dem Konzept der virtuellen Energieumsatzfläche dichter Pflanzenbestände ("big leaf"-Ansatz) und detaillierten mikrometeorologischen und pflanzenphysiologischen Simulationsmodellen einzuordnen. Die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration wird als Verknüpfung des Penman-Monteith-Ansatzes mit einem eigenständigen Interzeptionsmodell realisiert. Ein untergeordnetes Bestandesmodell stellt erforderliche Daten sowohl für das Interzeptions- als auch für das Transpirationsmodell bereit.



Abbildung 3.2.2.: Datenflüsse zwischen Modulen bei der Verdunstungsmodellierung mit TRAIN (nach MENZEL (1997)).

Modellierung von Interzeption und Interzeptionsevaporation

Die Entwicklung des Teilmodells zur Berechnung von Interzeption und Interzeptionsverdunstung baut auf Ergebnisse von Feldstudien auf; eine detaillierte Beschreibung des Verfahrens ist MENZEL (1997) zu entnehmen.

Der betrachtete Pflanzenbestand untergliedert sich in mehrere Schichten. Im Fall von Niederschlag berechnet sich unabhängig davon zunächst eine aktuelle Interzeptionsspeicherfüllung (ISF) in Abhängigkeit von der Interzeptionsspeicherkapazität (ISK) und der Niederschlagshöhe nach dem Ansatz von VON HOYNINGEN-HUENE (1980). Anschließend wird die Menge des zurückgehaltenen Wassers entsprechend einer vertikalen Blattflächenverteilung unter den Bestandesschichten aufgeteilt.

Die Berechnung der Interezeptionsverdunstung folgt im Wesentlichen dem Ansatz von ZHANG & GILLESPIE (1990) nach dem Prinzip des turbulenten Austauschs latenter Wärme angewandt auf die Evaporation von einer gekrümmten Wasserfläche. Da die meteorologischen Steuergrößen sich im Vertikalprofil des Bestandes ändern, unterscheiden sich auch die Verdunstungsintensitäten in den einzelnen Schichten.

Modellierung der Evapotranspiration

Die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration beruht auf der Gleichung nach Penman-

Monteith:

$$r \cdot E = \frac{\Delta \cdot (R_N - G) + \rho \cdot c_p \cdot \frac{e_s(T) - e}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot (1 + \frac{r_c}{r_a})}$$
(3.2.1)

mit r für die latente Verdunstungsenthalpie des Wassers, E für den Wasserdampffluss, Δ für die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve, R_N für die Nettostrahlung, G für den Bodenwärmefluss, ρ für die Dichte der Luft, c_p für die spezifische Wärme der Luft, e_s für den Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur T, e für den aktuellen Dampfdruck und r_c für den Bestandeswiderstand.

In MENZEL (1997) ist eine ausführliche Herleitung der Penman-Monteith-Gleichung und ihrer Eingangsgrößen zu finden. Die Analogie zum Widerstandskonzept elektrischer Stromkreise ist dabei grundlegend, daher kommt der Bestimmung der Widerstandsterme eine relativ hohe Bedeutung zu. In TRAIN werden diese innerhalb des umfassenden Bestandesmodells festgelegt.

Verknüpfung von Transpiration und Interzeptionsverdunstung

Nach MENZEL (1997) ist zur Beschreibung der Abhängigkeit der Transpiration von der Benetzung ein relativ einfacher Ansatz ausreichend. Der Modellentwicklung vorausgehende Felduntersuchungen zeigten, dass eine Beziehung zwischen aktueller (ISF) und maximal möglicher (ISK) Interzeptionsspeicherfüllung und dem Auftreten und Ausmaß der Transpiration formuliert und im Modell verwendet werden kann. Bei hohem Benetzungszustand, oberhalb des festgelegten Grenzwertes für ISF von 0.5, findet keine Transpiration statt. Interzeptionsverdunstung wirkt bis zur vollständigen Aufzehrung des Interzeptionswassers. Im dazwischen liegenden Wertebereich von ISF setzt sich die Evaporation (E_a) aus Interzeptionsverdunstung (E_i) und Transpiration (E_t) entsprechend folgender Beziehung zusammen:

$$E_a = E_i + (1 - (0.1 + \frac{ISF}{ISK})) \cdot E_t$$
(3.2.2)

Die Transpiration berechnet sich zunächst also stets nach der Penman-Monteith-Gleichung unabhängig vom Benetzungsgrad.

Bestandesmodell

Das Bestandesmodell dient der Berücksichtigung phenologischer Phasen und pflanzenphysiologischer Prozesse, die für die Verdunstung relevant sind. Hier fließen auch die umfangreichen bodenhydrologischen, vegetationskundlichen und klimatologischen Erhebungen im Rahmen der Modellentwicklung ein. Es stellt einen wesentlichen Bestandteil der Verdunstungsberechnung dar. Eine ausführliche Beschreibung aller Komponenten und Verfahren kann ebenfalls MENZEL (1997) entnommen werden.

Für festgelegte Landnutzungsklassen werden modellintern spezifische, zeitlich variable Parametersätze bereitgestellt. Unter den Vegetationseigenschaften finden sich z.B. Tageswerte der Bestandeshöhe, des Blattflächenindex (LAI), der Interzeptionsspeicherkapazität und der Albedo. Zu betonen ist, dass die zeitliche Entwicklung dieser Größen in jedem Jahreszyklus identisch ist. Das heißt, dass im Unterschied zu pflanzenphysiologischen Modellen während Phasen, für die saisonal durchschnittliche Bedingungen nicht repräsentativ sind, keine Resonanz im Wuchsverhalten der Vegetation auf das aktuelle Klima abgebildet werden kann.

Die Berechnung von Bestandeswiderständen erfolgt nach dem Ansatz von MENZEL (1996) in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen, der Wasserverfügbarkeitssituation und dem durch die Vegetationsperiode festgelegten Entwicklungsstadium.

Zur Berechnung aerodynamischer Widerstände wird auf die halbempirische Gleichung von THOM & OLIVER (1977) zurückgegriffen. Eingangsgrößen sind die in einem einzelnen Höhenniveau gemessene Windgeschwindigkeit und die Rauhigkeitslänge, welche mit der aktuellen Bestandeshöhe variiert.

Eingangsdaten und Parametrisierung

Neben dem Niederschlag sind zur Berechnung von Transpiration und Interzeptionsevaporation die meteorologischen Größen Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Sonnenscheindauer erforderlich. Eine zeitliche Auflösung auf Tagesbasis hat sich als ausreichend erwiesen, um vernünftige Resultate zu erzielen. Im gekoppelten TRAIN-ZIN-Modell wird zur Disaggregierung der ermittelten Tagesverdunstungswerte desweiteren der Tagesgang der Strahlung (stündliche Mittelwerte) als Gewichtungsfunktion benötigt (HAGENLOCHER, 2008). Wie bereits erwähnt, erfolgt die Parametrisierung von Landnutzungseigenschaften weitgehend modellintern über das Bestandesmodell. Vorgegebene Klassen stehen dem Anwender jeweils zur Verfügung. Im Grid Format geht neben Boden- und Landnutzungsklassifikation außerdem ein digitales Höhenmodell Eingang in die Modellsimulation ein.

3.2.2. ZIN – Simulation der Gebietsdynamik auf Ereignisskale

Als primäres Niederschlags-Abfluss-Modell repräsentiert ZIN im gekoppelten Modell auf verschiedenen Skalenebenen ablaufende Mechanismen, die ein Niederschlagsereignis in einem Einzugsgebiet mit dem typischen ephemeren hydrologischen Regime eines semi-ariden Umfelds auslöst. Dem ereigniszeitlichen Rahmen angemessen erfolgt die Simulation in relativ hoher Auflösung. Auf dieser zeitlichen Skale sind die simulierten Prozesse entscheidend für Auftreten und Ablaufsform von Abflussereignissen, jedoch prägen sie in dem erweiterten Betrachtungsrahmen des gekoppelten Modells auch Muster der Wasserhaushaltskomponenten über den Verlauf einer Niederschlagssaison.

Die klassische Gliederung von Niederschlags-Abfluss-Modellen in Abflussbildung, Abflusskonzentration und Wellenablauf lässt sich auch in der Struktur von ZIN nachvollziehen. Grundkonzept und -aufbau des Modells sind ausführlich in LANGE (1999) beschrieben, wobei ein Schwerpunkt auf die jeweilige Verknüpfung der Modellkomponenten mit charakteristischen räumlichen Einheiten gelegt wird. HAGENLOCHER (2008) gibt einen Überblick über Komponenten und Möglichkeiten des weiterentwickelten Modells in der vorliegenden Version.



Abbildung 3.2.3.: Ablaufsschema des ZIN-Modells (aus THORMÄHLEN (2003) nach LANGE (1999), verändert).

Niederschlagsinput

Das räumliche Niederschlagsmuster wird rasterbasiert abgebildet. Der Zeitschritt kann entsprechend der verfügbaren Daten frei gewählt werden. Während anfänglich vor allem Radardaten eingesetzt wurden, implementierte HAGENLOCHER (2008) Verfahren zur alternativen modellinternen Interpolation von Niederschlagsstationsdaten. Dabei kann zwischen der Thiessen-Polygonen-Methode und der Methode der Inversen Distanzen gewählt werden, wobei bei letzterer zusätzlich eine Höhenabhängigkeit berücksichtigt wird.

Terraintypisierung

Ein zentraler Teil der Modellanwendung ist die einzugsgebietsweite Ausweisung von räumlichen Einheiten, die hinsichtlich der hydrologisch relevanten Eigenschaften homogen beschaffen sind, d.h. sich unter hydrologischem Gesichtspunkt im Wesentlichen ähnlich verhalten. Dieser regionalisierungstechnische Arbeitsschritt ist Bestandteil der Modellparametrisierung. Die Verwendung von effektiven oder repräsentativen Parametern auf der Basis von räumlich abgegrenzten, aggregierten Untereinheiten bei der Anwendung von flächendifferenzierten hydrologischen Modellen ist meist unumgänglich (z.B. KLEEBERG, 1999).

In der ursprünglichen Modellversion repräsentieren diese Gebietseinheiten vorwie-

gend Eigenschaften, die für die Abflussbildung relevant sind. Unter ariden Bedingungen sind dies vor allem oberflächenbezogene Eigenschaften wie die Infiltrationscharakteristik. Darüber hinaus muss sich die Disaggregierung des Einzugsgebiets für die Wasserhaushaltsmodellierung mit TRAIN-ZIN im semi-ariden Raum auch an Untergrund-/Bodeneigenschaften wie Wasserspeichercharakteristiken orientieren. Die entsprechenden Parameter beziehen sich auf den hydrologischen Speicher- und Umsatzraum der Wurzelzone als Bindeglied zwischen den beiden Modellen (siehe 3.2.3). Die räumliche Gliederung im Zuge der Modellanwendung verfolgt also eine umfassende hydrologische Charakterisierung von homogenen Gebietseinheiten, die im Folgenden als Terraintypen bezeichnet werden.

Abflussbildung

Abflussbildung wird im ZIN-Modell nach Infiltrations- und Sättigungsüberschusskonzept umgesetzt. Für die Anwendung in Trockengebieten entwickelt, wird vorausgesetzt, dass dies die Abflussbildung dominiert und es keine (bedeutende) Basisabflusskomponente gibt.

Die Berechnung der Abflussbildung erfolgt zellenbasiert in durch den Niederschlagsinput vorgegebenen Zeitschritten. Die eingehenden Modellparameter sind über den jeweiligen Terraintyp zugeordnet. Infiltrationsüberschuss entsteht nach der Füllung eines Anfangsverlustspeichers, wenn die Niederschlagsintensität die vergebene Infiltrationskapazität überschreitet. Wenn die Speicherkapazität des konzeptionellen Bodenspeichers ausgeschöpft ist, wird Niederschlag als Sättigungsüberschuss abgeführt.

Abflusskonzentration

Abflusskonzentration bezeichnet die zeitlich verzögerte laterale Überführung des gebildeten Abflusses aus Teileinzugsgebieten in angrenzende Gerinnesegmente, was in vorliegender Modellversion in Form einer Transformationsfunktion, einer Einheitsganglinie, umgesetzt wird. Diese Ganglinie kann entweder anhand von Abflussmessungen in Teileinzugsgebieten festgelegt werden oder es wird auf eine synthetische Funktion zurückgegriffen. Zuletzt implementierte HAGENLOCHER (2008) eine parametrisierte Fisher-Tippet-Verteilung für Extremwertverteilungen:

$$f(t) = \frac{1}{b} \cdot e^{-\frac{t-a}{b}}$$
(3.2.3)

In der Anwendung der Verteilung für die Abflusskonzentration in ZIN entspricht der Parameter a der Konzentrationszeit und der Parameter b steuert die zeitliche Ausdehnung der Einheitsganglinie. HAGENLOCHER (2008) setzt vereinfachend Zusammenhänge zwischen Parameter a und der mittleren Neigung des betreffenden Teileinzugsgebiets sowie zwischen Parameter b und der Größe des Teileinzugsgebiets voraus. Weitere Faktoren, die eine Variabilität der Einheitsganglinien zwischen einzelnen Teileinzugsgebieten verursachen, werden vernachlässigt. In jedem Zeitschritt wird die Abflusskonzentrationsfunktion jeweils auf den in einem Teileinzugsgebiet generierten Abfluss angewendet.

Wellenablauf

Nachdem die Abflussvolumina aus den Teileinzugsgebieten in die zugehörigen Ge-

rinne übergeben werden, erfolgt die Wellenablaufberechung nach dem nicht-linearen Muskingum-Cunge-Verfahren. Um präzise zu sein, handelt es sich um die MVPMC-Methode nach PONCE & CHAGANTI (1994); LANGE (1999) stellt den Ansatz vor, Nachteile der Methode und auftretende Probleme werden auch in LEISTERT (2005) und HAGENLOCHER (2008) diskutiert.

Unter Berücksichtigung der ausgewiesenen Teileinzugsgebiete (Modellelemente) wird das Gerinnenetz in Segmente aufgeteilt. Zur Anwendung des nicht-linearen Muskingum-Cunge-Verfahrens müssen für jedes Gerinnesegment Segmentlänge, mittleres Sohlgefälle und Gerinnebreite festgelegt werden. Die Gerinnegeometrie wird im Modell vereinfacht abgebildet (LANGE, 1999; LEISTERT, 2005). Werte für Manning n und einen Gerinneformparameter können für ausgewiesene Gerinnetypen einheitlich definiert werden. Die Wellenablaufberechung ist gegenüber den anderen Routinen zeitlich höher aufgelöst. Der Zeitschritt ist als Teiler des übergeordneten Modellzeitschritts vom Anwender festzulegen.

Abflussverluste

Integriert in den Wellenablauf erfolgt die Berechnung von Abflussverlusten durch Infiltration. Weitere Verluste durch Evaporation werden vernachlässigt. Der Begriff Transmission losses wird im Folgenden ausschließlich für die im Modell simulierten Infiltrationsverluste verwendet. LEISTERT (2005) führte für die Verluste in das Gerinnebett den physikalisch basierten Green-Ampt Infiltrationsansatz in das ZIN-Modell ein. Die wichtigsten Parameter sind Infiltrationscharakteristik, Mächtigkeit und Porosität des Alluviums, welche für die einzelnen Gerinneabschnitte ebenfalls anhand der klassifizierten Gerinnetypen zugewiesen werden können. Nach der Sättigung des Alluviums hängt die Infiltrationsrate von der hydraulischen Leitfähigkeit der unterliegenden Schicht ab. Daneben können die Infiltration auf Ufer- und Überflutungsflächen nach dem Ansatz von Horton simuliert werden (LEISTERT, 2005).

3.2.3. TRAIN-ZIN – Schlüsselfunktion des Bodenspeichers

Das Konzept des Bodenspeichers ist für hydrologische Modelle von zentraler Bedeutung (LÖHMANNSRÖBEN, 2001), in der TRAIN-ZIN-Modellstruktur stellt die hier realisierte Kopplung dies augenscheinlich heraus.

Abbildung 3.2.4 zeigt schematisch die Grundstruktur des Bodenspeichers, die im Modell zellbasiert umgesetzt wird. Ein homogener Speicher ohne vertikale Differenzierung wird verwendet, sein Wasserspeichervermögen ist durch die Parameter Mächtigkeit und effektive Porosität definiert. Die infiltrierende Komponente des Niederschlags geht direkt in den Speicher, Evapotranspiration und Perkolation stellen Verlustterme dar. Tageswerte der Verdunstung werden vom TRAIN-Modell unter Verwendung des Bodenfeuchtedefizits (Bodenwassergehalt als prozentuale Füllung des Bereichs zwischen permanentem Welkepunkt und der Feldkapazität) berechnet (siehe 3.2.1). Diese werden dann entsprechend des Strahlungsgangs (stündliche Werte) auf die Modellzeitschritte verteilt. Nachtstunden sowie Stunden mit Niederschlag werden ausgeschlossen. Die Verteilung innerhalb der verbleibenden Stunden erfolgt gleichmäßig (HAGENLOCHER, 2008).



Abbildung 3.2.4.: Schema des Modellbodenspeichers (nach HAGENLOCHER (2008), stark verändert)

Perkolation

Die Tiefensickerung aus dem Speicher wird in jedem Zeitschritt in Abhängigkeit von der ungesättigten Wasserleitfähigkeit nach der Mualem-Van-Genuchten-Gleichung berechnet.

$$K(\theta) = K_f \cdot \left(\left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r}\right)^{1/2} \cdot \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r}\right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \right) (3.2.4)$$

 mit

$$m = \left(\frac{\lambda}{\lambda + 1}\right) \tag{3.2.5}$$

 K_f bezeichnet die gesättigte Wasserleitfähigkeit, θ den volumetrischen Bodenwassergehalt, θ_r den residualen Bodenwassergehalt, ϕ die effektive Porosität und λ den Korngrößen-Verteilungsindex nach Brooks & Corey. Eingeführt wurde die Methode in das TRAIN-ZIN-Modell von SCHÜTZ (2006). Die erforderlichen Bodenwassercharakteristikkenngrößen werden differenziert für die ausgewiesenen Terraintypen festgelegt. Als residualer Bodenwassergehalt wird der Bodenwassergehalt bei permanentem Welkepunkt θ_{PWP} verwendet. Der aktuelle Bodenwassergehalt ergibt sich aus der Bodenspeicherfüllung im jeweiligen Modellzeitschritt.

Die Berechnung der Perkolation beruht schließlich auf der Darcy-Buckingham-Gleichung

$$q = -K(\theta) \cdot \left(\frac{\delta h(\theta)}{\delta z} - 1\right) \tag{3.2.6}$$

für den ungesättigten Bodenwasserfluss unter stationären Bedingungen. Hier steht q für den spezifischen Wasserfluss, θ für den volumetrischen Bodenwassergehalt, $K(\theta)$ für die ungesättigte Wasserleitfähigkeit, $h(\theta)$ für das Matrixpotential und z für die Bodentiefe. Die Näherung einer homogenen Bodenfeuchteverteilung resultiert im Fehlen eines Matrixpotentialgradienten, so dass sich ein hydraulischer Gradient von eins einstellt, was der rein gravitativ bedingten Wasserbewegung entspräche. Somit kann die nach dem Mualem-Van-Genuchten-Modell berechnete Wasserleitfähigkeit direkt der Sickerung aus dem Bodenspeicher im jeweiligen Zeitschritt gleichgesetzt werden.

Sickerung als Drainage des Bodens ist im Modell nur bei einem Bodenwassergehalt höher als dem Bodenwassergehalt bei Feldkapazität (θ_{FK}) zugelassen.

Die gekoppelten Modelle laufen also nicht wirklich parallel, tauschen aber über den Bodenspeicher in jedem Zeitschritt Daten aus.

3.3. Bezug zur Anwendung und Zielsetzung im Nahal Oren Einzugsgebiet

Im Hinblick auf die Zielsetzung der Arbeit sind die generelle Eignung des Modells zu behandeln und mögliche Defizite anzusprechen.

3.3.1. Auswahlkriterien der Modellwahl

In den vorhergehenden Abschnitten wurde aufgezeigt, dass sich TRAIN-ZIN von klassischen Wasserhaushaltsmodellen abhebt. In 2.1 wurde angesprochen, dass sich der Karmel durch begünstigte hydroklimatische Verhältnisse von anderen Regionen Israels abhebt, es ist trotzdem als ein Vorzug zu sehen, dass TRAIN-ZIN im Rahmen des Projekts GLOWA – Lower Jordan River Catchment – Vulnerability of Water Resources in Eastern Mediterranean Ecosystems speziell für Wasserressourcefragestellungen unter den Bedingungen des östlichen mediterranen Klimaraums entwickelt wurde und bereits Erfahrungen aus früheren Anwendungen in Israel vorliegen.

Um den Verhältnissen der episodischen Abflussereignisse des Untersuchungsgebiets in einer Modellierungsanwendung gerecht zu werden, ist eine zeitlich hochaufgelöste und physikalisch basierte Simulation des Gerinneabflusses, wie sie das ZIN-Modell bietet, erforderlich.

Zur Abflussgenese selbst ist zu sagen, dass davon ausgegangen wird, dass die Abflussbildung im Gebiet mit dem Modell nach dem Sättigungsüberschusskonzept im Wesentlichen abgebildet werden kann. Nach den vorliegenden Informationen hängt die Bildung von Abflussereignissen im Untersuchungsgebiet vor allem von der Höhe der Niederschlagsereignisse und der Vorfeuchte ab. Laut WITTENBERG ET AL. (2007a) ist der kumulierte Saisonniederschlag entscheidend und die sporadischen Abflussereignisse erfolgen nach einer Sättigung des Bodens. Die Möglichkeit, dass in Bereichen des

Vorgang	Methode	Steuergrößen	Datenquelle	Zeit- bezug	Einheit
Erzeugung		Niederschlag	N-Stations- Datenreihen	MZ	mm/min
Niederschlagsinput-	Inverse Distanzen	Position der Stationen	Stations-	konst	-
Grids		Höhe der Stationen ü. NN	Datensatz	KUIISI.	m
		Höhe ü. NN	DEM	konst.	m
		Höhe ü. NN	DEM	konst.	m
		Julianischer Tag		Jahr	-
Berechnung	Kombination Penman-	Lufttemperatur	Meteorlogische	Tag	°C
aktuelle Verdunstung	Monteith und	Relative Luftfeuchte	Datenreihe	Tag	-
ETa (To go o wort)	Interzeptionsmodell	Windgeschwindigkeit		Tag	m/s
(Tageswert)	(Menzel)	Sonnenscheindauer		Tag	-
		Landnutzungsklasse	Parametersatz	(Tag)	-
		ws	Modellvariable	MZ	-
Berechnung aktueller	aktueller relativer Boden-	BS	Modellvariable	MZ	mm
Pflanzenwasser-	speicherinhalt θ(t)	Bodenmächtigkeit m		konst.	m
verfügbarkeitsgrad	bezogen auf	effektive Porosität Φ	Terraintyp -		-
ws	nutzbare Feldkapazität nFK	θ _{FK}	Parameter	konst.	-
	·····	θ _{PWP}			-
Disaggregierung der ETa	Gewichtungsfunktion	Strahlung	Datenreihe	Stunde	(W/m²)
Deveelanter electer		Eta			
Berechnung absoluter	Spoicharbilanziorung	Niederschlag			
BS	Speicherblianzierung	Abflussbildung	Modellvariablen	MZ	mm
50		Perkolation			
Infiltrationsüberschuss -	Abflussbildung	Infiltrationskapazität	Terraintyp - P.	konst.	mm/h
Sättigungsüborschuss-	Abfluesbildung	Speicherkapazität (m, Φ)	Terraintyp - P.	-	mm
Sattigungsüberschuss- A	Abilussbildulig	BS	Modellvariable	MZ	mm
		θ(t)	Modellvariable	MZ	-
Berechnung		effektive Porosität Φ			-
Ungesattigte Wasserleitfähigkeit	Van-Genuchten-Modell	Gesättigte Leitfähigkeit K (Φ)	Terraintyp-	konst	cm/h
K(0)		θ _{PWP}	Parameter	KUIISI.	-
		Brooks-Corey- λ			-
Berechnung Perkolation	Darcy-Buckingham mit Einheitsgradient-Annahme (wenn $\theta(t) \ge \theta_{FK}$)	K(θ(t))	Modellvariable	MZ	-
		Fläche des Teil-EZG	Teil-EZG-	-	km²
Abflusskonzontration	Fisher-Tippet-Verteilung als	Mittlere Neigung des Teil-EZG	Datensatz	-	%
ADHUSSKONZENtration	Einheitsganglinie	a (mittlere Konzentrationszeit)	Globale	-	min
		Fisher-Tippet b	Parameter	-	-
		Länge des Gerinnesegments	Corinnecorrect	-	m
		Sohlgefälle des Segments	datensatz	-	-
Wellenablauf	Muskingum Cunge	bordvolle Breite des Segments	ualensalz	-	m
		Manning n		-	-
		Gerinneformparameter		-	-
		Infiltrationscharakteristik	Gerinnetyp-	-	mm/h
Porochnung	Green-Ampt-	k _f der unterliegenden Schicht	Parameter	-	mm/h
	Infiltration integriert in	Mächtigkeit des Alluviums		-	m
11413111351011103563	Wellenablauf	Porosität des Alluviums		-	-
		Wasserstand	Modellvariable	RZ	m
TRAIN-Part	Bodenspeicher	MZ: Modellzeitschritt	BS: absoluter Bode	enspeich	erinhalt
Kopplungskomponente	ZIN-Part	RZ: Routingzeitschritt	ws: θ / nFK		

Einzugsgebiets mit zum Teil steilem Gelände auch oberflächennahe Fließprozesse an der Abflussbildung beteiligt sind muss eingeräumt werden. Im Modell sind Interflow-Komponenten nicht explizit enthalten, da jedoch auch diese stark von den Feuchteverhältnissen in der ungesättigten Zone abhängen, besteht die Hoffnung, dass die Abflussbildung im Gebiet, fasst man diese als generell von Aufsättigungsmechanismen gesteuert auf, in einem angemessenen Rahmen durch die Modellstruktur abgebildet wird. Da die Wasserhaushaltsmodellierung im Vordergrund steht ist für die Abflussgenese möglicherweise eine relativ reduzierte Repräsentation sogar vorzuziehen, da zusätzliche Prozesse auch zusätzliche Parameter, Einfluss- und Unsicherheitsfaktoren mit sich bringen würden.

Aufgrund der Ausrichtung des Modells auf aride und semi-aride Umgebungen, erfolgt im Modell keine Simulation von Basisabflusskomponenten. Auch im Nahal Oren Einzugsgebiet liegt der Grundwasserspiegel des regionalen Dolomitaquifers in bedeutender Tiefe, jedoch findet sich eine Vielzahl kleinerer Quellen mit einem episodischen bis saisonalen Regime. Die Quellen kommen in Ausstreichsflächen verschiedener lithologischer Einheiten des Einzugsgebiets vor und sämtliche Quelleinzugsgebiete sind als örtlich begrenzte hängende Aquifersysteme zu charakterisieren (ARBEL ET AL., 2008a). Der relative Beitrag der Quellschüttungen zu Abflussereignissen ist als gering einzuschätzen. Nur in einzelnen begrenzten Gerinneabschnitten ist durch die Schüttung von Quellen nach Niederschlagsereignissen eine einige Tage bis mehrere Woche anhaltende Wasserführung zu beobachten (WITTENBERG ET AL., 2007a). Zur Beschreibung des Abflussverhaltens auf der Einzugsgebietsskale ist eine Vernachlässigung dieser Quellschüttungen somit möglich. Vor dem Hintergrund der Untersuchung von Gebietswasserressourcen ist eine Behandlung der Quellen und ihren zugehörigen Systeme natürlich interessant, dies ist jedoch ein Gegenstand der Studie von ARBEL ET AL. (2008a).

In Teilen des Einzugsgebiet ist ein Karstcharakter ausgeprägt, die lithologischen Schichten des Karmel werden aber auch generell überwiegend als "durchlässig" beschrieben (WITTENBERG & GREENBAUM, 2004; MALKINSON & WITTENBERG, 2007) und aufgrund der geringen Abflusskoeffizienten selbst in relativ niederschlagsreichen Wintern ist davon auszugehen, dass bei Niederschlagsereignissen auf weiten Teilen des Gebiets eine Entwässerung in vertikaler Richtung erfolgt zu welchem Ergebnis auch frühere Studien im Gebiet wie z.B. die von SHACHORI ET AL. (1965) gelangt sind. Auch die Möglichkeit einer hohen zeitlich aufgelösten Simulation unterscheidet das TRAIN-ZIN-Modell von typischen Wasserhaushaltsmodellen. Dies ermöglicht die prozessorientierte Simulation der Abflussbildung. Da unter den hydroklimatischen Bedingungen des Untersuchungsgebiets die Perkolation im wesentlichen auf die Niederschlagssereignisse konzentriert, stellt unter den gegebenen Bedingungen der prozessorientierte Ansatz des ZIN-Modells und die zeitlich hochaufgelöste Simulation von Niederschlagsereignissen auch zur Schätzung der Perkolationskomponente einen Vorzug dar.

3.3.2. Modifikationen des Modells im Zuge der Anwendung

Nach den Ausführungen erweist sich die Konzeption des TRAIN-ZIN-Modells also als passend für die zugrundeliegende Fragestellung. Kleine Modifikationen wurden dennoch für die konkrete Anwendung im Nahal Oren Einzugsgebiet vorgenommen.

Unter 3.2.3 wurde bereits darauf hingewiesen, dass der Bodenspeicher für die Wasserhaushaltsanwendung eine zentrale Funktion hat, es handelt sich dabei um einen konzeptionellen einschichtigen Speicher, der in der Simulation auch den Prozess der Perkolation steuert. Im Hinblick auf die Modellanwendung erfolgt eine detaillierte Betrachtung der physiograohischen und hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet erst unter 5.1, es wird an dieser Stelle jedoch vorweggenommen, dass davon auszugehen ist, dass im Gebiet auf Mergelterrain, die Drainage des Bodens durch die Eigenschaften der unterliegenden lithologischen Schicht stark eingeschränkt wird. In dem gebirgigen Einzugsgebiet ist generell anzunehmen, dass im Übergangsbereich der geringmächtigen Böden zum Festgesteinshorizont eine Diskontinuität der hydraulischen Eigenschaften auftritt, die sich mehr oder weniger stark ausgeprägt auf die Perkolation auswirkt. Da zumindest auf Teilen des Einzugsgebiets der Einfluss auf die Höhe der Perkolation als sehr stark einzuschätzen ist, wurde, um dem zu begegnen, eine neue Größe in das Modell eingeführt. Es handelt sich um eine relativ simple Massnahme, die auch durch Abb. 3.3.1 veranschaulicht werden soll. Und zwar werden einzugsgebietsweit Grenzwerte für die Perkolationsrate festgelegt. Die Berechnung der Leitfähigkeit des Bodenspeichers in jedem Zeitschritt erfolgt nach wie vor nach dem Mualem-Van Genuchten Modell. Bei einem Bodenspeichergehalt oberhalb des Feldkapazitätsfeuchtgehalts kommt es zur Sickerung, jedoch erfolgt ein Abgleich der aktuellen ungesättigten Wasserleitfähigkeit mit dem neu eingeführten Grenzwert der Perkolationsrate. Falls diese geringer ist als die berechnete Leitfähigkeit, wird die Perkolation in diesem Zeitschritt auf deren Höhe begrenzt. Dieser Grenzwert der Perkolationsrate wird im folgenden als k_f -Limit bezeichnet und repräsentiert die Leitfähigkeitseigenschaften der lithologischen Schicht am Interface zur Bodenzone. Gibt der Parameter Infiltrationskapazität die Möglichkeit die Zuflussrate in den Bodenspeicher zu begrenzen, so kann der Parameter k_f -Limit gewissermaßen auch als deren Pendant zur Begrenzung der Auflussrate betrachtet werden.

Auf zwei weitere Änderungen sei noch kurz hingewiesen. Zum einen wurde die Vegetationsperiode im TRAIN-Modell um 70 Tage nach vorne verschoben. Wie zuvor erläutert geht auch der julianische Tag des Jahrs in die Berechnung der Verdunstung ein, da so unter anderem die phenologischen Phasen berücksichtigt werden können. In der verwendeten Modellversion liegen dabei mitteleuropäischer Verhältnisse zugrunde. Der saisonale Zyklus der mediterranen Vegetation im Untersuchungsgebiet weicht von dem mitteleuropäischen Muster ab, insbesondere ist die Wachstumsaktivität weniger durch die Temperaturverhältnisse als durch die Wasserstressphase im Sommer eingeschränkt. Auch der Bewirtschaftungsrhythmus von landwirtschaftlichen Kulturen ist anders. Anhand von Modelltestläufen für einzelne Landnutzungsklasssen mit den klimatischen Daten aus dem Untersuchungsraum und anhand der Angaben in der Literatur zu Verdunstung und Wachstums- und Ruhephasen der verschiedenen Spezies (OPPENHEIMER, 1951; JOFFRE ET AL., 1999; SCHILLER, 2000; DANIN, 2001) wurde schließlich ein um 70 Tage früheres Auftreten des Beginns und des Endes der Wachstumsphase festgesetzt. Dabei ist bekannt, dass einzelne Spezies wie zum Beispiel der Karobbaum ohnehin einen im Vergleich zu den anderen Arten phasenverschobenen phenologischen Zyklus aufweisen. Dies ist jedoch unter den allgemeinen Begrenzungen der Modellanwendung abzuhandeln.



Abbildung 3.3.1.: Schema des Modellbodenspeichers mit dem neu eingeführten Parameter k_{f} -Limit.

Ein geringfügige Änderung wurde im Berich der Abflusskonzentrationssimulation vorgenommen. Eigentlich werden hier einzugsgebietsweit einheitliche Parameter vergeben, die als mittlere Reaktion der Teileinzugsgebiete aufzufassen ist. Da die Abflusskonzentrationszeit im Nahal Bustan Teileinzugsgebiet stets deutlich geringer ist als im Nahal Oren, wurde gestattet, eine Differenzierung für die Modellelemente der beiden Teileinzugsgebiete vorzunehmen.

4. Rahmenbedingungen der Modellanwendung

Geeignete Messdaten sind die erste Voraussetzung für eine hydrologische Modellanwendung. Alle verwendete Messdaten wurden durch Wissenschaftfer des Department of Geography, University of Haifa, insbesondere im Rahmen der Studie von ARBEL ET AL. (2008b), erhoben und bereitgestellt. Die vorliegende Arbeit beinhaltete in der Anfangsphase im Januar/Februar 2008 einen Aufenthalt in Haifa. Während diesem erfolgte auch die Zusammenstellung der Daten für die Modellanwendung in Zusammenarbeit mit den beteiligten Wissenschaftlern vor Ort. Im folgenden Kapitel werden allgemeine Informationen zur Datenverfügbarkeit im Untersuchungsgebiet gegeben, die Datenbasis der Modellsimulation vorgestellt, vorgenommene erforderliche Datenverarbeitungsschritte erläutert und die hydrologischen Verhältnisse während der Simulationsperioden eingeordnet.

4.1. Auswahl der Simulationsperioden

Für Wasserhaushaltsanwendungen sind generell möglichst lange Datenreihen wünschenswert, um die Schwankungsbreite der natürlichen Variabilität gut erfassen zu können. Für eine aussagekräftige Wasserhaushaltsmodellierung besteht dabei jedoch nicht nur eine Abhängigkeit von der Verfügbarkeit der erforderlichen Modelleingangsdaten, sondern auch von Daten, die eine gewisse Möglichkeit zur Verifikation geben. Die gegenüber anderen Wasserhaushaltsmodellen hohe zeitliche Auflösung von TRAIN-ZIN bedingt zum einen, dass der Gesamtlänge der Simulationsperiode aufgrund der Rechenzeit Grenzen gesetzt sind und zum anderen,dass das Modellpotential nur ausgeschöpft wird, wenn auch hochaufgelöste Niederschlagsdaten eingesetzt werden können. Während eines zweiwöchigen Aufenthalts an der University of Haifa im Januar/Februar 2008 im Rahmen der Diplomarbeit wurde geprüft, welche hydrologischen Daten für eine Modellanwendung im Nahal Oren Einzugsgebiet zur Verfügung stehen oder noch beschafft werden können. Danach erfolgte schließlich die Festsetzung der Simulationsperioden.

Mit der Aufnahme der Messkampagne von ARBEL ET AL. (2008b) im Jahr 2005 wurden im Untersuchungsgebiet verhältnismäßig gute Bedingungen für eine Modellanwendung geschaffen. Seitdem werden Daten in hoher Auflösung erhoben, insbesondere wurde ein Niederschlagsmessnetz eingerichtet. Auch da die vorliegende Arbeit die experimentelle Untersuchung von ARBEL ET AL. (2008b) ergänzen soll, ist den Daten aus den vergangenen drei Jahren von Vorneherein der Vorzug für eine Modellanwendung zu geben. Bedauerlicherweise sind aus der Saison 2005/06 jedoch keine Abflussdaten verfügbar und eine genauere Betrachtung zeigte, dass auch in den folgenden Jahren bedeutende Datenlücken auftreten. Da der Gerinneabfluss im Grunde die einzige direkte Validierungsmöglichkeit der Modellierung darstellt, wurde die Suche daher auf frühere Jahre ausgeweitet. Allerdings war die Betreuung der Abflusspegel durch die University of Haifa erst im Jahr 2001 wiederaufgenommen worden und vor 2005 wurden im Gebiet keine Niederschlagsschreiber betrieben.

Letztendlich wurden die drei hydrologischen Jahre 2002/03, 2006/07 und das laufende als Modellierzeiträume festgelegt. Die Situation bei den Abflussdaten ist in der Saison 2002/03 relativ gut, während später die Basis der Niederschlagssimulation befriedigender ist. Detailliertere Angaben dazu folgen in den nächsten Abschnitten. 2002/03 ist eine überdurchschnittlich niederschlags- und abflussreiche Saison. In den beiden späteren Jahren hingegen kam es nur zu wenig Abflussereignissen. Der vergangene Winter 2007/08 erweist sich vom Jahresniederschlag her sogar als extrem trocken. So hat es sich also erfreulicherweise ergeben, dass mit den drei verbliebenen Simulationsperioden zumindest eine große Bandbreite an Verhältnissen abgedeckt werden kann.

Der genaue Zeitrahmen der Simulationen deckt sich mit dem lokalen hydrologischen Jahr vom 1. Oktober bis 30. September. Die Simulation für 2007/08 ist aufgrund der noch ausstehenden Daten natürlich nur bis Juli möglich. Zur Schätzung der jährlichen Perkolation aus der Wurzelzone wäre grundsätzlich eine kürzere Simulationsdauer ausreichend, da diese erst mit dem Einsetzen größerer Niederschlagsereignisse im Herbst/Winter stattfinden kann und auch weitgehend auf die Niederschlagssaison begrenzt ist. Start- und Endpunkt der Periode in den frühen Herbst zu legen, hat unter den gegebenen klimatischen Bedingungen jedoch den Vorteil, dass dann zu diesem Zeitpunkt mit der größten Wasserstresssituation quasi eindeutig definierte Bedingungen vorliegen. Wie unter 2.1 beschrieben wurde, herrscht im Untersuchungsraum eine stark ausgeprägte Saisonalität vor. Bezüglich der hydrologischen und ökologischen Bedingungen ist es vielleicht sogar zutreffender von einer Zweiphasigkeit zu sprechen als von klassischen Jahreszeiten. Ohne Anschluss an Grundwasser sind die wasserlimitierten Okosysteme nach der Niederschlagssaison auf die vorhandenen Bodenwasservorräte angewiesen. Dass diese während der langen trockenen Periode komplett aufgebraucht werden und im Oktober überall minimale Bodenfeuchtewerte anzutreffen sind, ist garantiert (Oppenheimer, 1951; Shachori et al., 1965; Gindel, 1969; Schiller & COHEN, 1995; SINGER ET AL., 1998; HENKIN ET AL., 1998). Der Ausgangsfeuchtezustand des Bodens wirkt sich stark auf das hydrologische Systemverhalten aus; dies gilt besonders auch für Umgebungen, die durch saisonale Wasserknappheit geprägt sind (Karnieli & Ben-Asher, 1993; Porporato et al., 2002; Castillo et al., 2003; LANGE ET AL., 2003; WILLIAMS, 2003; WITTENBERG & INBAR, 2003; WIT-TENBERG ET AL., 2007a; ARBEL ET AL., 2008b, z.B.). Auch in der Modellstruktur von TRAIN-ZIN nimmt der Wassergehalt des Bodenspeichers wie bei anderen hydrologischen Modellen eine starke Position ein. Dass frühere Anwendungen für kürzere Simulationszeiträume und einzelne Ereignisse eine hohe Sensitivität der Anfangsfeuchte zeigten (GASSMANN, 2007; HAGENLOCHER, 2008), entspricht daher den Erwartungen. Vor dem Hintergrund der vorherrschenden Bedingungen im Gebiet wird der Simulation mit der Festlegung einer durchgehenden Periode von Oktober bis September sozusagen ein abgeschlossener Rahmen gegeben. Somit ist der Anfangswassergehalt von einer Kalibrierfunktion entbunden und auch auf eine sonst übliche längere Warmlaufphase der Simulation kann verzichtet werden.

4.2. Eingangsdatenreihen

Neben dem Niederschlagsinput werden auch die meteorologischen Größen zur Simulation der Verdunstung benötigt.

4.2.1. Meteorologische Daten

Die mittleren Tageswerte der Lufttemperatur, der relativen Luftfeuchte und der Windgeschwindigkeit für die Verdunstungssimulation wurden aus 10-minütigen Mittelwerten von der Klimastation an der University of Haifa ermittelt. Die Station liegt auf dem Campusgelände nahe dem Gipfel des Karmel, die Lage zum Einzugsgebiet ist in Abb. 4.2.2 ersichtlich. Die Simulationsperioden können mit den Stationsdaten mit Ausnahme einer Woche abgedeckt werden; aufgrund technischer Probleme fehlen zwischen dem 24.03. und dem 31.03. 2008 alle Messdaten. In diesem Zeitraum wurden die Daten interpoliert, um trotzdem eine Fortsetzung der Simulationsperiode zu ermöglichen.

Neben diesen Größen werden auch Tageswerte der relativen Sonnenscheindauer und der Tagesgang der Strahlung benötigt. Bedauerlicherweise wird an der klimatischen Station der University of Haifa für keine der beiden Größen eine kontinuierliche Messung vorgenommen und auch Daten von einer anderen relativ nahegelegenen Station sind nicht verfügbar. Aus diesem Grund werden nun langjährige Mittelwerte der Strahlung (Stündliche Mittelwerte auf Monatsbasis) von der Station des Technions in Haifa verwendet und die relative Sonnenscheindauer, die direkt in die Verdunstungsberechnung eingeht, davon abgeleitet. Auch die Möglichkeit einer Regression anhand der vorliegenden Daten (für 2002/03) einer Station in Galiläa (En Yaaqov, ungefähr 50 km nördlich des Untersuchungsgebiets), die vergleichbare klimatische Bedingungen wie das Untersuchungsgebiet aufweist, wurde in Erwägung gezogen und wieder verworfen, da sich mit den verfügbaren Datensätzen von beiden Lokalitäten kein überzeugender Ansatz finden ließ. Die Verwendung der Mittelwerte dürfte zumindest für das Sommerhalbjahr aufgrund der im östlichen Mittelmeerraum vorherrschenden äußerst stabilen Bedingungen (OPPENHEIMER, 1951; GOLDREICH, 2003) keinen allzu großen Mangel darstellen.

4.2.2. Niederschlag

Zuvor wurde bereits angesprochen, dass der Modellansatz prinzipiell die Verwendung eines räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Niederschlagsinputs vorsieht. Alle Niederschlagsstationen, die in die Anwendung im Nahal Oren Einzugsgebiet eingeschlossen wurden, sind in der Tabelle 4.2.1 aufgeführt, ihre Lage ist auf Karte 4.2.2 zu sehen. Darunter befinden sich vier Stationen innerhalb und eine Station (Nir Etzyon) am Rand des Gebiets, drei weitere Stationen liegen außerhalb in einer Distanz bis zu 4 km. Die Mehrzahl der Stationen sind jedoch reine Tagestotalisatoren, im Gebiet gibt es zwei registrierende Geräte. Alle Daten wurden im Rahmen der Studie von ARBEL ET AL. (2008b) akquiriert. Zusätzlich sind Daten in einer Auflösung von 10 Minuten von der außerhalb gelegenen Klimastation der University of Haifa verfügbar.

Die Tagesdaten von Park Ha Karmel, einer weiteren Station in der Nähe der Stationen Haifa University und Chai Bar Karmel, wären verfügbar gewesen, diese wurde je-



Abbildung 4.2.1.: Niederschlagstotalisator in Daliyat al-Karmil (Jan. 2008)

doch nicht in die Modellanwendung einbezogen, da sie sich von allen anderen Stationen durch geringere Niederschlagswerte stark abhebt und dies mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die gipfelnahe Lage der Station zurückzuführen ist (siehe dazu auch HALFON, 2004).

Stationsbezeichnung	Auflösung	m ü. NN	Lage zum EZG	2002/03	2006/07	2007/08
Oren Höhle	registrierend (Wippe)	150	innerhalb		x	
Havat Mishmar	registrierend (Wippe)	322	innerhalb		x	x
Haifa University	10 Minuten	460	außerhalb	x	x	x
Daliyat al-Karmil	Tagestotalisator	390	innerhalb		х	bis 7.2.
Bet Oren	Tagestotalisator	380	innerhalb	x	x	bis 7.2.
Nir Etzyon	Tagestotalisator	165	außerhalb	x	x	bis 7.2.
Chai Bar Karmel	Tagestotalisator	370	außerhalb		x	bis 7.2.
Nahal Mearot	Tagestotalisator	80	außerhalb		x	bis 7.2.

Tabelle 4.2.1.: Übersicht über die Niederschlagsstationen und die Verfügbarkeit und Verwendungder zugehörigen Daten in den einzelnen Simulationsperioden.

Die modellinterne Niederschlagsinterpolation ist nur mittels Niederschlagsdatenreihen in einer einheitlichen zeitlichen Auflösung möglich. Daher wurde die zeitliche Verteilung von den Niederschlagsmessgeräten auf die Tagestotalisatorenstationen übertragen. Zunächst wurde aus den Niederschlagswippendaten die Modelleingangsdatenreihe in einer Auflösung von 5 Minuten erstellt. Die Datenreihe der Station Haifa University wurde durch simple Halbierung der Werte auf dieselbe Auflösung gebracht. Die relative zeitliche Verteilung dieser Datenreihen wurde auf die einzelnen Niederschlagstage der anderen Stationen übertragen. Dazu wurde zur Berechnung der Tagessumme bei den Datenreihen von Oren Höhle, Havat Mishmar und Haifa University ein zeitlicher Bezug von 8:00 Uhr morgens gewählt. Die Zuordnung der Totalisatoren zu den Stationen mit registrierender Erfassung zum Zweck der Übertragung der Verteilung des Tagesniederschlags (bezogen auf 8:00 Uhr) erfolgte nach der Durchsicht der Daten und dem Vergleich auf Vorkommen und Tagesmenge von Niederschlagsereignissen der Stationen.



Abbildung 4.2.2.: Räumliche Verteilung des Jahresniederschlags nach den Niederschlagsinputgrids in der Simulation für 2006/07. Die Niederschlagsgrids werden in jedem Zeitschritt durch die Interpolationsmethode der Inversen Distanzen erzeugt, gezeigt werden auch die Niederschlagsstationen der verwendeten Daten mit ihrer Jahressumme des Niederschlags in der Saison.

Auf die Station Chai Bar Karmel wurde grundsätzlich die Niederschlagsverteilung der Station Haifa University übertragen. Für die Saison 2006/07 wurde an Tagen, bei denen an allen Stationen Niederschlag registriert worden war, für die Stationen Nahal Mearot, Daliyat al-Karmil und Nir Etzyon vorwiegend die Verteilung an der Station Oren Höhle und für Bet Oren bevorzugt die an der Station Havat Mishmar verwendet.

In der Saison 2007/08 verhinderten große Datenlücken und messtechnische Schwierigkeiten den Einsatz der Datenreihe der Station Oren Höhle. Mit Ausnahme der Station Chai Bar Karmel wurde hier für alle Stationen überwiegend die zeitliche Verteilung von Havat Mishmar verwendet. Von den Totalisatoren lagen zum Zeitpunkt der Bearbeitung keine Daten aus der Zeit nach dem 7. 2. 2008 vor. Danach läuft die Simulation also ausschließlich mit den Daten der Stationen Haifa University und Havat Mishmar. Die Auflösung der Niederschlagseingangsdatenreihen, die gleichzeitig die Modellzeitschrittweite vorgibt, beträgt für die Perioden 2006/07 und 2007/08 jeweils 5 Minuten. Für die Saison 2002/03 liegen nur Daten von den Stationen Haifa University, Bet Oren und Nir Etzyon vor. Hier wurde die originale zeitliche Auflösung der Station Haifa University von 10 Minuten belassen und ebenfalls entsprechend des oben beschriebenen Schemas auf die Tagessummenwerte der beiden anderen Stationen übertragen.

Die direkte Übertragung des zeitlichen Verlaufs eines Niederschlagsereignisses auf andere Stationen ist sicherlich keine optimale Voraussetzung für eine Modellsimulation, das Vorgehen mag jedoch dadurch gerechtfertigt werden, dass die vorliegende Information über die räumliche Verteilung des Niederschlags im Gebiet durch die Daten von den Tagestotalisatoren sonst verloren gegangen wäre.

Aus den erstellten Eingangsdatenreihen wird in der Simulation der flächendifferenzierte Niederschlag für das Modellgebiet generiert. Dazu wird das Interpolationsverfahren der Inversen Distanzen unter Verwendung der Daten von maximal 3 benachbarten Stationen angewendet. Außerdem wird mittels des Digitalen Höhenmodells ein Höhengradient von 0.04/100 m berücksichtigt. Dieser wurde aus den Jahressummenwerten der 2006/07 verwendeten Stationen und deren Höhenlage ermittelt und für alle 3 Simulationsperioden beibehalten. Beispielhaft ist in Abb. 4.2.2 die räumliche Verteilung des Jahresniederschlags für 2006/07, wie sie aus der Modellsimulation hervorgeht, gezeigt.

4.3. Abflussereignisse

Im Untersuchungsgebiet sind drei Abflusspegel eingerichtet, deren Lage in Karte 2.5.1 mit ihren Bezeichnungen gezeigt ist. Die Pegel Gesher (Nahal Oren) und Bustan (Nahal Bustan) befinden sich im unteren Teil des Einzugsgebiets knapp vor dem Zusammenfluss von Nahal Oren und Nahal Bustan. Der Pegel Agam befindet sich weiter oberhalb im Nahal Oren. Alle Pegel werden seit 2001 von der University of Haifa betreut.



Abbildung 4.3.1.: Abflusspegel Nahal Oren: a) Pegel Gesher (Aufnahme: Jan. 2006, F. Winter) b) Pegel Agam (Aufnahme: Jan. 2004, L. Wittenberg)

Wie schon oben angesprochen, sind in den vergangenen Jahren immer wieder Probleme bei der Datenerfassung aufgetreten. Eine nahezu vollständige Datenreihe liegt für die Simulationsperiode 2002/03 vor, hier wurden alle Ereignisse der Saison dokumentiert, die Pegeldaten von Nahal Bustan vor Januar fehlen jedoch. In dem niederschlagsreichen Jahr kam es an den Pegeln zu sechs Abflussereignissen, diesen vorausgehend traten zwei weitere im Teileinzugsgebiet Nahal Bustan auf.

In den beiden anderen Perioden ereigneten sich weit weniger große Abflussereignisse, aber die Datenlage ist wesentlich schlechter als 2002/03. Zwei kleinere Ereignisse wurden unvollständig aufgezeichnet; dass es darüber hinaus weitere gegeben hat, kann nicht sicher ausgeschlossen werden. Im vergangenen Winter gibt es lediglich zu einem Ereignis Pegeldaten, mindesten drei weitere sind bekannt. Das größte ereignete sich im Januar und konnte anhand von Beobachtungen und geschätzten Wasserstandswerten grob rekonstruiert werden. Generell wurde versucht die Pegeldaten mit den Beobachtungen und notizhaften Aufzeichnungen der lokalen Wissenschaftler abzustimmen, um zumindest in Erfahrung zu bringen, ob weitere Ereignisse auftraten. Einen Überblick über die Informationen zu Abflussereignissen an den Pegeln während der Simulationsperioden gibt Tabelle 4.4.1.

Nach den Erfahrungen der lokalen Forscher werden insbesondere zu Beginn der Saison im oberen Teil des Einzugsgebiets Ereignisse generiert, die jedoch wegen der Infiltrationsverluste im Gerinne die Abflusspegel nicht erreichen. Zum Auftreten solcher kleinen Ereignisse während der Simulationszeiträume liegen keine konkreten Angaben vor.

4.4. Simulationsperioden im Überblick

Nachdem die Auswahl der Simulationsperioden eigentlich rein nach Gesichtspunkten der Datenverfügbarkeit getroffen wurde, stellt sich natürlich trotzdem die Frage, wie repräsentativ vor allem die Niederschlagsverhältnisse in diesen Perioden für das Einzugsgebiet im langjährigen Mittel sind, obwohl unter 2.1 bereits darauf hingewiesen wurde, dass die Variabilität auch generell zwischen einzelnen Jahren relativ hoch ist und nach PAZ & KUTIEL (2003) gegenwärtig ein zunehmende Tendenz der Variabilität des Niederschlagsregimes im Untersuchungsraum festzustellen ist.

Bereits die Summenwerte des jährlichen Niederschlags in den Simulationsperioden zeigen eine große Spanne. Für die hydrologischen Prozesse im Untersuchungsgebiet ist zudem aber auch die zeitliche Verteilung der Niederschlagsereignisse von ausgeprägter Bedeutung (WITTENBERG ET AL., 2007a), daher ist in Abb. 4.4.1 der kumulierte Saisonniederschlag in den Simulationsperioden im Vergleich zum langjährigen Mittel gezeigt. Es handelt sich um Daten der Station Bet Oren, da von dieser eine langjährige Datenreihe vorliegt. Der Grafik ist zu entnehmen, dass vor allem die Niederschlagsereignisse im Februar/März in der Saison 2002/03 ungewöhnlich ergiebig ausfallen, während sie in der trockenen Saison 2007/08 praktisch völlig ausbleiben. Die Niederschlagssaison 2007/08 ist damit auch insgesamt verkürzt. Bei der vom Summenwert nahe am langjährigen Mittelwert liegenden Saison 2006/07 fallen die relativ hohen Niederschlagsmengen im Herbst und frühen Winter auf.

Die größeren Niederschlagsereignisse in den Saisons sind gemeinsam mit den dokumentierten zugehörigen Abflussereignissen in Tab. 4.4.1 zusammengefasst worden. Wie es zu erwarten ist, resultiert der hohe Niederschlag 2002/03 in überdurchschnittlich



Abbildung 4.4.1.: Kumulierter Saisonniederschlag Station Bet Oren

vielen und großen Abflussereignissen. Die Erfassung der Abflussereignisse in den beiden anderen Saisons ist zwar unbefriedigend, aber nach Auffassung der Arbeitsgruppe vor Ort sind 2006/07 tatsächlich relativ wenige Abflussereignisse aufgetreten, in der Saison 2007/08 sogar äußerst wenige. In der letzteren konnte anhand der Feldnotizen zumindest weitgehend sicher gestellt werden, wann Niederschlagsereignisse zu Abflussereignissen führten.

Tabelle 4.4.1.: Niederschlags- und Abflussereignisse in den Simulationsperioden. Gebietsniederschlagswerte nach der modellinternen Interpolationfür aufeinanderfolgende Tage mit Niederschlag. Spitzenabflusswerte bei fehlenden Pegeldaten wurden von Wasserstandsschätzwertenvon momentanen Beobachtungen abgeleitet. ??: keine Angaben zu Abflussereignissen, (-): vermutlich kein Abflussereignis.
--

		Deubacht	uligali abgalalı	CL. : : . NGIII	IC Aligancii .	ideeniige na	-) (ווסככווואם). עפרוווע עויטו אטוועאססיס
Saison	Modellniedersc	hlag	Ereignisse (> 20 mm und bei Ab	flussereignis)	Beobachteter	Spitzenabfluss		Bemerkungen Pegeldaten
	Ztl. Auflösung	Summe	Zeitraum	Summe	Pegel Agam	Pegel Gesher	Pegel Bustan	
2002/03	10 min	818 mm	09 10. 12.	68 mm	-		0.8 m³/s	keine Daten von Bustan
			17 19. 12.	52 mm	-		0.4 m³/s	keine Daten von Bustan
			20 22. 12.	113 mm	6.3 m³/s	3.2 m³/s	1.9 m³/s	keine Daten von Bustan
			24 25. 12.	38 mm	1.4 m³/s	0.7 m³/s	0.4 m³/s	keine Daten von Bustan
			31.12 01.01.	23 mm			0.1 m³/s	keine Daten von Bustan
			03 04. 01.	39 mm	,	,	0.6 m³/s	keine Daten von Bustan
			27 30. 01	62 mm	4.9 m³/s	2.5 m³/s	0.6 m³/s	
			03 05. 02.	60 mm	2.8 m³/s	1.4 m³/s	0.2 m³/s	
			08 10. 02	24 mm	-			
			12 15. 02	22 mm	ı	ı		
			18 22. 02	60 mm	9.9 m³/s	5.0 m³/s	1.4 m³/s	
			24 28. 02	35 mm	1		-	
			12.03.	20 mm	-		-	
			18 26. 03.	133 mm	6.5 m³/s	3.3 m³/s	0.7 m³/s	
2006/07	5 min	683 mm	15. 10.	21 mm	-		-	
			27 29. 10.	45 mm	(-)	(-)	(-)	keine Daten
			13 15. 11.	42 mm	(-)	(-)	(-)	keine Daten
			26 27. 12	47 mm	(-)	(-)	(-)	keine Daten
			05 08. 01	77 mm	0.2 m³/s	I	0.2 m³/s	Durchgang unvollständig
			20 21. 01	57 mm	> 0.55 m³/s	> 0.3 m³/s	??	nur Rezession
			03 06. 02.	90 mm	52	52	??	keine Daten / Angaben
			15 16. 02.	33 mm	52	52	??	keine Daten / Angaben
			14 17. 03.	53 mm	wenig		22	keine Daten
2007/08	5 min	471 mm	20 22. 11.	67 mm	wenig		> 0.1 m³/s	keine Daten
			06 08. 12.	67 mm	wenig		> 0.4 m³/s	keine Daten
			14 16. 12.	60 mm	52	22	??	keine Daten / Angaben
			19 20. 12.	26 mm	wenig		0.15 m³/s	
			02 04. 01.	39 mm	32	??	??	keine Daten / Angaben
			27 30. 01.	83 mm	1.5 m³/s	1.1 m³/s		rekonstruiert, keine Daten
			11 14. 02	48	えん	22	22	keine Daten / Angaben

5. Festlegung der Parameter

Vom Ansatz der Arbeit her wird eine möglichst unabhängige Bestimmung der Modellparameter verfolgt. Im Folgenden werden Vorüberlegungen dazu diskutiert, das grundlegende Vorgehen erläutert und die schließlich ermittelten räumlichen Einheiten und zugehörigen Größen vorgestellt. Wie in 3.2.2 dargestellt, sind die Parameter des ZIN-Modells entsprechend der zugehörigen Prozesse auf verschiedene Elemente des Einzugsgebiets aufzuteilen (LANGE, 1999). Für das vorliegende Kapitel wurde diese Dreigliederung übernommen. Im Hinblick auf die Ausgangsfragestellung ist der sich anschließende erste Teil der bei weitem umfangreichste; in diesem wird die Parametrisierung der Simulation der Wasserhaushaltskomponenten und der damit verbundenen hydrologischen Prozesse in der Fläche vorgestellt. Danach werden unter 5.2 Abflusskonzentration und unter 5.3 Wellenablauf mit Transmission losses behandelt.

5.1. Geoökosystem

In die flächenverteilte Modellsimulation gehen in erster Linie Parameter ein, die hydrologische Eigenschaften des Bodenspeichers jeweiliger Terraintypen beschreiben. Daneben wird durch den TRAIN-Part der Einfluss der Landnutzung berücksichtigt und im Rahmen dieser Arbeit wurde als zusätzliche Erweiterung der unter 3.3 beschriebene Parameter k_f -Limit eingeführt, der in der Modellanwendung die hydrogeologische Charakteristik der unterliegenden lithologischen Einheit repräsentiert. Alle diese einzugsgebietsweit für jede Zelle zu vergebenden Parameter werden hier unter Geoökosystem zusammengefasst. Dies stellt auch heraus, dass bei der Wasserhaushaltsanwendung viel Wert auf die Verwandtschaft zwischen hydrologischen und landschaftsökologischen Elementen gelegt wird. Vor dem Hintergrund der komplexen hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet wird im Folgenden gezeigt, dass bei der Parametrisierung ein möglichst ganzheitliches Vorgehen anzustreben ist. Nach der Beschreibung der vorgenommenen Landnutzungsklassifikation und Terraintypenparametrisierung wird daher mit einem zusammenfügenden Abschnitt geschlossen.

5.1.1. Landnutzungsklassifikation

Die Ausweisung von Landnutzungsklassen für TRAIN erfolgte in zwei Schritten. Da einzugsgebietsweit keine geeignete aktuelle Landnutzungskarte verfügbar ist, wurde in einer ARC-GIS-Umgebung zunächst eine Landnutzungsklassifikation durchgeführt; diese Klassen wurden dann jeweils den verfügbaren TRAIN-Modellklassen zugeordnet.

Die Klassifikation stützt sich im Wesentlichen auf eine detaillierte vegetationskundliche Kartierung (LAHAV, 1983) und auf eine Luftbildaufnahme (Sommer 2004 siehe Abb. 2.5.1). Außerdem wurde eine aktuelle Kartierung der Landnutzung in der Umgebung der Drusendörfer Daliyat al-Karmil und Isfiya sowie eine Karte der aufgeforsteten Flächen im Karmel von der Carmel Nature Reserve Authority zur Verfügung gestellt.



Abbildung 5.1.1.: Im Rahmen der Modellanwendung vorgenommene Landnutzungsklassifikation.

Es ist anzumerken, dass es durch Aktivitäten der National Park Initiative einerseits und die intensive Neuerschließungstätigkeit in den beiden Drusendörfern andererseits noch während der letzten Jahre zu nicht unerheblichen Veränderungen im Landschaftsbild gekommen ist. Vor dem Hintergrund der häufigen Waldbrände sind im Karmel generell auch zukünftig relativ dynamische Verhältnisse zu erwarten. Im Nahal Oren wurde durch das Einbeziehen des Luftbilds und den Austausch mit den Personen vor Ort eine möglichst authentische Abbildung der derzeitigen Situation erzielt.

Wie auch auf der Luftbildaufnahme (Abb.2.5.1) zu erkennen, ist die räumliche Ausdehnung der Siedlungen Daliyat al-Karmil und Isfiya in der Realität größer als die für die Modellanwendung abgegrenzte Fläche. Aufgrund des ländlichen Charakters nimmt die Siedlungsdichte in den Randlagen stark ab und die Landnutzungsklasse wurde deshalb auf relativ dicht bebaute Bereiche beschränkt.

Da die Pflanzengesellschaften Quercus calliprinos - Pistacia lentsicus, Ceratonia siliqua - Pistacia lentsicus und Pinetum halepensis den regionalen phytogeographischen Klimaxstadien entsprechen (ZOHARY & ORSHAN, 1959; ZOHARY, 1982; DANIN, 1988, 2001) bzw. bei Pinetum halepensis evtl. einem Übergangs- oder Feuer-Klimax-Stadium (SCHILLER, 2000; ZOHARY, 1982), können diese bei gleichzeitiger Verwendung des Luftbilds grundsätzlich aus der über 20 Jahre zurückliegenden Kartierung von LA-HAV (1983) übernommen werden, soweit keine Hinweise auf anthropogene Eingriffe oder natürliche Störungen vorliegen. Degradierte Flächen sind auf dem Luftbild zu erkennen, was mit der Verbreitung von typischen Sukzessionsgesellschaften auf der vegetationskundlichen Karte prinzipiell gut übereinstimmt. Die stärksten Veränderungen in jüngster Zeit ereigneten sich im Umfeld der Drusendörfer; glücklicherweise konnte hier die aktuelle Landnutzungskarte eingesetzt werden.

Im nächsten Schritt wurde für die vorliegenden Landnutzungsklassen jeweils die möglichst zutreffende Klasse aus dem begrenzten TRAIN-Standard ausgewählt. Tabelle 5.1.1 gibt eine Übersicht über diese Zuordnung.

Tabelle 5.1.1.: Auswahl von TRAIN-Landnutzungsklassen für die primär festgelegten Landnut-zungstypen aus Abb. 5.1.1. Die rechte Tabellenspalte gibt Auskunft über einzelneKomponenten von zusammengesetzten TRAIN-Landnutzungsklassen.

Kartenlegende	TRAIN	I-Modellklasse	Zusammen- setzung
	1	Dichte Besiedlung (versiegelt)	
1 Siedlungsflächen	6	Locker-mittlere Besiedlung	1, 60, 90
2 Kultivierte Flächen	30	Ackerland	
3 Kultivierte Hänge (Oliven- und Fruchtbäume) 40	Obst- und Gartenbau, Wein	
4 Sukzessionsstadien von Macchie	20	Sonstige Grünflächen	60, 90
5 (Aufgegebene) Weideflächen	60	Wiesen, Weiden, Gründland	
6 Pinus halepetum	90	Mischwald	
7 Aufforstungsfläche (Aleppokiefer)	80	Nadelwald	
8 Quercus calliprinos - Pistacis lentsicus	90	Mischwald	
9 Macchie-Sukzession auf felsigen Hängen	6	Locker-mittlere Besiedlung	1, 60, 90
10 Ceratonia silqua - Pistacia lentiscus	20	Sonstige Grünflächen	60, 90
11 Phillyrea latifolia auf felsigem Terrain	6	Locker-mittlere Besiedlung	1, 60, 90

5.1.2. Terraintypen

Die Terraintypen können als Kernstück der Modellanwendung bezeichnet werden. Zunächst sind Kriterien und Möglichkeiten einer angemessenen Raumgliederung zu diskutieren. Danach gilt es, für die ermittelten Einheiten jeweils Parametersätze zu finden, die das hydrologische Verhalten im Modell abbilden.

5.1.2.1. Raumgliederung

Die Ausweisung homogener räumlicher Einheiten zur Bestimmung der Wasserbilanz erfolgt vorzugsweise anhand von Kartierungen im Untersuchungsgebiet. In der Wasserhaushaltsstudie von SHACHORI ET AL. (1965) konnten so für das Nahal Oren Einzugsgebiet 13 physiographisch einheitlich zusammengesetzte Gebiete abgegrenzt werden; Kriterien bildeten damals Vegetationsbedeckung, Bodentyp, Bodenmächtigkeit, Gesteinsart, Flächenanteil an Gesteinsaufschlüssen und Exposition.

Da im Rahmen der vorliegenden Arbeit, wie für mesoskalige Gebiete häufig der Fall, eine umfassende Kartierung nicht durchführbar war, wurde die Ausscheidung charakteristischer Terraintypen mit Hilfe der verfügbaren GIS- und Kartenmaterialien durchgeführt. Wenngleich der Aufenthalt in Haifa zeitlich begrenzt war, erlaubten Geländebegehungen unter verschiedenen Witterungsbedingungen, sich einen groben Überblick zu verschaffen. Die so vorausgehend gewonnenen Eindrücke, sind für die Durchführung der räumlichen Gliederung als wertvoll zu beurteilen. Dasselbe trifft noch stärker für den Austausch mit den Wissenschaftlern der Universität Haifa und die Abstimmung mit deren regionaler Gebietskenntnis zu.

Die vorgenommene Raumgliederung versucht also eine Differenzierung nach wesentlichen Gesichtspunkten, soweit anhand des flächenhaft verfügbaren Informationsmaterials erfassbar. Neben den bereits angesprochenen digitalen Vegetations-/Landnutzungskarten sind folgende Karten eingegangen:

- eine geologische Karte des Karmel (KARCZ, 1959a) durch Kartierungen von KAR-CZ (1959b) und PICARD & KASHAI (1957),
- eine geologische Karte des Karmel; Maßstab 1: 50 000 von VROMAN (1960),
- eine Karten der Bodentypen im Karmel; 1: 120 000 von SINGER & RAVIKOVITCH (1980).

Daneben verhelfen eine geomorphologische Karte (NIR, 1980) und das verfügbare digitale Geländemodell zu einer Einschätzung der topographischen Verhältnisse. Die präzise Abgrenzung der räumlichen Einheiten stützt sich letztendlich zu einem großen Teil auch auf das Luftbild (siehe Abb. 2.5.1), das wie schon bei der Landnutzungsklassifikation insbesondere die Berücksichtigung der anthropogenen Eingriffe in ihrem aktuellen Ausmaß als sekundären Faktor ermöglicht.

Grundannahme des gewählten Gliederungsverfahrens ist, dass in der Skale des Einzugsgebiets im Wesentlichen lithologische Eigenschaften die Geländesituation prägen und daher der Gesteinstyp das primäre Differenzierungskriterium bildet. LÖHMANNS-RÖBEN (2001) weist darauf hin, welch hohes Potenzial der "hoch komplexe und integrierte" Parameter Bodentyp für die hydrologische Regionalisierung hat. Im Untersuchungsgebiet ist jedoch keine Karte in dem hierfür geforderten großen Maßstab (bis 1: 25 000) verfügbar. Die anstehenden Gesteine bilden das Substrat der Bodenentwicklung und nach SINGER (2007) ist in Israel die Verbindung spezifischer Bodentypen mit bestimmten Gesteinsarten nirgends so ausgeprägt und eindeutig festgelegt wie im Raum des Berglands. Nach Rabinovitch (NEVO ET AL., 1998, in) variieren die Baumspezies in Gegenden Israels, wo der mittlere Jahresniederschlag 600 mm überschreitet, primär aufgrund lithologischer Unterschiede. Vor dem Hintergrund der Flachgründigkeit der Böden verweisen mehrere Autoren (OPPENHEIMER, 1951; SHACHORI ET AL., 1967; SCHILLER, 1982; NEVO ET AL., 1998; HENKIN ET AL., 1998; SCHILLER ET AL., 2002; SINGER, 2007) auf die herausragende Bedeutung des lithologischen Untergrunds für Wasserhaushalt und Standortsqualität. Mit jeder lithologischen Einheit ist im Karmel

somit ein charakteristischer Bodentyp und entsprechend eine potenzielle natürliche Vegetation zu assoziieren. Eine geeignete großmaßstäbliche lithologische Karte ist für das Untersuchungsgebiet nicht verfügbar, daher wurden die oben aufgeführten geologischen Karten für die Abgrenzung lithologischer Einheiten verwendet (siehe auch 5.1.2.5). Dabei ist zu sagen, dass einige Formationen relativ monoton ausgeprägt sind und eine direkte Übertragung mehr oder weniger bedenkenlos zulassen, sich jedoch vor allem die Kreide-Serien durch viele kleinräumige Lithofazieswechsel auszeichnen (PICARD & KASHAI, 1957; BEIN & SASS, 1980; GUTTMANN, 1998). Wie im Fall des relativ großen Kreideareals konkret verfahren wurde, ist weiter unten im separaten Absatz zu dieser Terraingruppe erläutert.

Topographie bedingt unterschiedliche Stadien der Bodenentwicklung (DAN, 1983; YAALON, 1997; SINGER, 2007) und kann generell einen maßgeblichen Faktor für eine hydrologische Raumgliederung darstellen. Im vorliegenden Fall wurde so verfahren, dass die topographischen Verhältnisse nur dort als Differenzierungskriterium festgelegt wurden, wo sie offensichtlich die Verbreitung von azonalen Bodentypen bedingen. Zum einen bilden die eher weiteren Täler mit ausgebildeten Sohlen Akkumulationslagen. Zum anderen wurden Verlustlagen als Pendant nur im stark reliefierten Areal der widerstandsfähigen Kalkstein- und Dolomitschichten als weitere Untereinheiten ausgeschieden; die markanten felsigen Steilhänge sind aufgrund der spärlichen Vegetationsentwicklung auch auf dem Luftbild wahrnehmbar.

In den vergangenen Jahren wurden im Karmel mehrere Studien zur Auswirkung der Exposition auf Biodiversität (NEVO, 1995; CHIKUTANOV ET AL., 1997), Vegetation (Kutiel, 1992; Nevo et al., 2000; Pavlicek et al., 1998; Wittenberg et al., 2007b), Boden (KUTIEL, 1992; NEVO ET AL., 1998; BROZA ET AL., 2004) und hydrologische Prozesse (KUTIEL ET AL., 1995; LAVEE ET AL., 1995; BARZILAI, 2007)) durchgeführt. Die Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen der Bodenentwicklung sind nicht konsistent. Die hydrologischen Studien werden meist im Zusammenhang mit Waldbränden zur Untersuchung des Erosionsgefährdungspotenzials durchgeführt. In diesem Rahmen werden stets auch vom Brand verschonte Kontrollflächen untersucht. Für diese wurden in den vorliegenden Studien weder systematische noch signifikante Unterschiede festgestellt, allerdings ist die Anzahl der Versuchsflächen so beschränkt, dass eine befriedigende Aussagekraft damit kaum gewährleistet ist. Bei der Vegetation lassen sich teilweise ganz offensichtliche Unterschiede für gegenüberliegende Hänge beobachten; NEVO ET AL. (1998) weisen jedoch darauf hin, dass in manchen dieser Fälle auch die Nutzungsgeschichte als wichtiger Einflussfaktor in Erwägung gezogen werden muss. Untersuchungen von SCHILLER (1982) an Kieferwaldstandorten in der Schephela und im judäischen Bergland deuten darauf hin, dass der Einfluss der Exposition auf die Wachstumsbedingungen von Bäumen in Gebieten mit relativ hohem Jahresniederschlag (höher 600 mm) weniger ausgeprägt ist.

Ohne die Ursachen im Detail zu erörtern, fällt auf, dass die im Gebiet abgegrenzten felsigen Steilhanglagen überwiegend südexponiert sind. Daneben wurde außer in einem Fall mit sich augenfällig abhebender Vegetationsentwicklung (siehe Erläuterungen zu Kalksteinterrain) keine weitere Unterteilung speziell aufgrund der Exposition vorgenommen. Für die Modellanwendung auf der Ebene des Einzugsgebiets ist eine weitere Differenzierung mit der gegebenen Informations- und Datenlage zu diesem Aspekt nicht zu rechtfertigen, zumal fraglich bleibt, ob sich expositionsbedingte Unterschiede in diesem Rahmen tatsächlich substanziell auswirken.

Als letzter Schritt der Gliederung wurden Flächen, die dauerhaft durch anthropogene Eingriffe stark geprägt sind, als eigene Gruppe ausgeschieden.

Abbildung 5.1.2 zeigt das Endergebnis der räumlichen Gliederung. Einen Überblick über die 13 Terraintypen, die nachfolgend im Einzelnen vorgestellt werden, gibt Tabelle 5.1.2.



Abbildung 5.1.2.: Im Rahmen der Modellanwendung vorgenommene Ausweisung von Terraintypen im Untersuchungsgebiet

Terraintypen.	
0.1.2 abgegrenzten	
in Abb. !	
der	
und Ausscheidungskriterien	
Charakteristiken	
Tabelle 5.1.2.:	

Gruppe	Ĥ	ciscolodii -	Tonoaranhicaha Situation	Dodontrus	Verbreiteste Vegetations-	Flä	che
(Primärkriterium)	цуг		Iopographilscrie olluarion	BOUGHTYP	/Landnutzungsform	km²	%
	-	Verschieden	Auf Plateaulagen zentriert	Verschiedene	Siedlungsflächen	3.5	9.8
Anthropogener Einfluss	2	Vorwiegend Morgel	Ebenen / flach abfallend	Boden unter moderner Kultiviorung	Kultivierte Felder	4.6	12.9
	3		Mäßig geneigte Hänge	(primär v.a. Graue Rendzina)	Obstbäume, vorwiegend Olive (meist terrassiert)	1.1	3.2
Talböden	4	Verschieden	Ausgebildete Talsohlen	Alluvialer/kolluvialer Boden unter moderner Kultivierung	Kultivierte Felder und Weiden	1.7	4.7
	5		Tafelbergartige Erhebungen und Schichtstufen	Typische Terra Rossa	Quercus calliprinos Pflanzengesellschaft	5.4	15.1
Karstterrain auf Kalkstein	9	Bet Oren und Muhraka Kalkstein	Südexponierte Steilhänge	Lithosol	Spärliche Vegetationsbedeckung: mediterrane einjährige Pflanzenarten und verstreut Sträucher	1.0	2.9
	7		Südexponiertes tertiäres Abrasionskliff	Erodierte Terra Rossa	Xeromorphe Ceratonia siliqua - Pistacia Ientsicus Pflanzengesellschaft	0.3	0.8
Mergelterrain	8	Daliya Mergel	Sanftere, hügelähnliche Landschaft	Helle Rendzina	Aleppokiefernwald / Macchiesukzessionsstadien (Flächen ehemals unter landwirtschaftlicher Nutzung)	5.4	14.9
	6	Kreide (z.T. mit Narihorizont)	Zerschnittene Flanken u. Plateauflächen (Oberläufe)	Dunkle Rendzina		7.0	19.6
Kreideterrain	10	(Mergelige) weiche Kreide	Kuppen	Helle Rendzina	Pinetum halepetum Waldgesellschaft	0.9	2.4
	1	Kreide (Kreidiger Kalkstein bzw. stark entwickelter Narihorizont) und lithographischer Kalkstein	Zerschnittene Flanken (Oberläufe)	Terra Rossa		3.2	8.9
Karstterrain auf	12	Vagir Dolomit	Flach abfallendes Terrain	Terra Rossa	Quercus calliprinos Pflanzengesellschaft	1.3	3.7
Dolomit	13		Steilhänge	Lithosol	Spärlich, v.a. <i>Phillyrea latifolia</i> (Indikator für relative ökol. Trockenheit)	0.5	1.3

Kalksteinterrain (Terraintyp 5–7)

Im Fall dieser wie auch der nachfolgenden 3 Gruppen bildet die Zugehörigkeit zu einer lithologischen Einheit die Basis der Typisierung. Im Karmel als Untersuchungsraum sind für das Kalksteinterrain folgende Merkmale in Erinnerung zu rufen:

- der Karstcharakter,

- Terra Rossa als zonaler Bodentyp,

- mediterraner Hartlaubwald der *Quercus calliprinos* - *Pistacia lentiscus* Gesellschaft als zonale Vegetation und

- eine kleinräumig heterogen ausgeprägte Bodendecke bzw.

- das mosaikartige Erscheinungsbild von Bodentaschen, Felsaufschlüssen und Vegetation auf der Hangskale.

Terraintyp 5 stellt in der Gruppe sozusagen den Prototyp dar; die oben genannten Merkmale treffen weitgehend zu. Die Klimaxvegetation kommt nicht flächendeckend vor, durch vorangegangene Störungen (Weidehaltung) sind teilweise auch Strauch bzw. Zwergstrauchgesellschaften (u. a. *Pistacia lentiscus, Sarcopoterium spinosum* und die endemische Art *Genista fasselata*) als Sukzessionstadien anzutreffen (NAVEH & WHITTAKER, 1979; NAVEH, 1984).

Hydrologisch ist dieser Terraintyp durch eine hohe Oberflächenrauhigkeit, ein hohes Infiltrationsvermögen (CERDA, 1998; LANGE ET AL., 2008) und gut (vertikal) drainierte Böden (DANIN, 1988; SINGER, 2007; ARBEL ET AL., 2008b) zu charakterisieren, somit ist die Abflussbildungsneigung dieser Flächen gering (SHACHORI ET AL., 1967; CERDA, 1998; LANGE ET AL., 2008). Der Kalkstein der Muhrakaformation wird als stark geklüftet und äußerst durchlässig beschrieben (SHACHORI ET AL., 1967), es ist daher von relativ hohen Sickerraten auszugehen. Präferenzielle Fließstrukturen sind dabei stark ausgeprägt (ARBEL ET AL., 2008b). Die Speicherkapazität für pflanzenverfügbares Wasser in den geringmächtigen, tonreichen Terra Rossa Böden ist begrenzt (SINGER ET AL., 1998). Es handelt sich daher eher um trockene Standorte (SCHILLER, 1982; SCHILLER ET AL., 2002). Die natürlich vorkommenden Baum- und Straucharten sind dürreresistent und in der Lage ein an den Standort angepasstes tiefreichendes Wurzelsystem auszubilden, um auch Wasser in mit Bodenmaterial verfüllten Felsspalten konsequent erschließen zu können (SHACHORI ET AL., 1967; NAVEH, 1984; HENKIN ET AL., 1998; SCHILLER ET AL., 2003).

Im Fall von Terraintyp 6 handelt es sich um die Steilhänge, die durch einen hohen Gesteinsaufschlussgrad, den azonalen Bodentyp Lithosol – dessen Eigenschaften von der Mächtigkeit abgesehen denen der Terra Rossa Böden weitgehend entsprechen – und spärliche Vegetationsbedeckung zu charakterisieren sind. Die exponierten Felsflächen sind durchweg intensiv von Karren und tieferen Kerben durchsetzt, über den gesamten Hang betrachtet sind Bruchstrukturen verschiedenener Größenordnungen stark ausgeprägt (NEVO ET AL., 1998; ARBEL ET AL., 2008b). NAVEH (1984) beschreibt die xeromorphe Vegetation dieser Hänge im Karmel als an das felsige Habitat gut angepasst; es dominieren neben den annuellen Gräsern und Kräutern Chamaephyten. Wo sich tiefere Bodentaschen ausbilden konnten, kommen verstreut Pistaziensträucher als einzige höherwüchsige Vegetationsform vor. Die pflanzenungünstigen Wasserhaushaltseigenschaften dieser Untereinheit sind offensichtlich. Bezüglich der Abflussbildung ist nach NAVEH (1984) die Stabilität dieses Ökotops in ungestörtem Zustand bemerkenswert. So sei die Vegetationsbedeckung trotz der flächenmäßig deutlichen Unterpräsenz sehr effizient darin, großflächige Oberflächenabflussbildung und Bodenerosion zu verhindern. Selbst in starken Niederschlagsereignissen könne die sekundäre Infiltration von auf Felsflächen gebildetem Oberflächenabfluss in angrenzende Bodentaschen noch gewährleistet werden. Unter dieser Konstellation, geringe Wasserspeicherkapazität bei trotzdem geringer Oberflächenabflusskomponente, scheint die Sickerung begünstigt.

Terraintyp 7 stellt die kleinste als eigener Terraintyp ausgewiesene Einheit im Untersuchungsgebiet dar. Es handelt sich um das sehr markante tertiäre Abrasionskliff im unteren Teil des Nahal Oren direkt am Gebietsauslass in die Küstenebene. Hier wurden von der Forschergruppe um Eviatar Nevo verschiedene Studien zur Untersuchung des Expositionseinflusses durchgeführt (NEVO, 1995; CHIKUTANOV ET AL., 1997; NEVO ET AL., 1998; PAVLICEK ET AL., 1998; BROZA ET AL., 2004). Der Talquerschnitt dient aufgrund der auftretenden mikroklimatischen Unterschiede als natürliches Modell für genetische, ökologische und evolutionstheoretische Fragestellungen. Vor generell mediterranem Hintergrund kontrastiert der offene savannenähnliche Waldtyp der "xeromorphen afrikanisch-asiatischen" Ceratonia siliqua - Pistacia lentiscus Pflanzengesellschaft des südexponierten Kliffs stark zu dem homogenen dichten grünen "europäischen" Macchiewald des gegenüberliegenden Hanges (NEVO, 1995). Der gesamte Talquerschnitt ist auf Abbildung 5.1.3 b zu sehen. Die Dominanz der Ceratonia siliqua - Pistacia lentiscus Vegetationsgesellschaft beschränkt sich im gesamten Einzugsgebiet auf den Bereich des Kliffs (LAHAV, 1983). Der gesamte Hang zeichnet sich durch eine höhere räumliche Vielfalt, mehr Mikrohabitate, aus (NEVO ET AL., 1998); das typische mosaikartige Erscheinungsbild der Terraingruppe ist stärker ausgeprägt als für Typ 5.

Bis vor wenigen Jahren wurde der Hang zur Weidehaltung genutzt (NEVO ET AL., 1998), die in geringerem Umfang auch heute nicht gänzlich auszuschließen ist. Es gibt außerdem zahlreiche Hinweise auf eine historische anthropogene Nutzung/Besiedlung, welche natürlich auch als eine potenzielle Ursache der heute anzutreffenden Situation berücksichtigt werden muss. Nach ZOHARY & ORSHAN (1959) vermögen die baumartigen Spezies der *Ceratonia siliqua - Pistacia lentiscus* Gesellschaft, Johannisbrotbaum, Pistazienstrauch und Wilde Olive, sich auch in Gesteinen bedeutender Härte zu verankern. Deshalb werden diese weniger stark von der in den gebirgigen Gegenden über Jahrhunderte stattfindenden Bodenerosion beeinträchtigt. Der Flächenanteil an Kalksteinaufschlüssen ist gegenüber Terraintyp 5 höher. Bei dem Boden handelt es sich um eine gekappte Terra Rossa.

Von den hydrologischen Eigenschaften ist dieser Terraintyp zwischen den Typen 5 und 6 anzusiedeln. Auch hier äußert sich die relativ begrenzte Wasserhaushaltskapazität in der Vegetationsform, doch in einer weniger extremen Form als für die Steilhänge. Zur Parametrisierung dieses Terraintyps liegen die detaillierten Feldbeobachtungen der Studie von ARBEL ET AL. (2008b) und aus dem Beregnungsversuch (LANGE ET AL., 2008) vor.

Dolomitterrain (Terraintyp 12 und 13)

Diese Einheit umfasst die zusammenhängende Fläche im Einzugsgebiet, wo der massive Dolomit der Yagurformation ausstreicht, also den Bereich, in dem der regionale

Abbildung 5.1.3.: Bodengesellschaften in Karstlandschaften, a) Schematische Darstellung am Beispiel für Istrien (Kroatien), aus ZECH & HINTERMAIER-ERHARD (2002). b) Unteres Nahal Oren mit Abrasionskliff aus NEVO (1995); zu sehen sind die 3 Untereinheiten im Kalksteinterrain (Terraintypen 5–7).



Grundwasserleiter direkt an der Oberfläche ansteht.

Mit dem zuvor beschriebenen Kalksteinterrain gemein sind die Verkarstungsfähigkeit des Gesteins, die Präsenz von Felsaufschlüssen, Terra Rossa als charakteristischem Bodentyp, sowie die Verbreitung der Quercus calliprinos - Pistacia lentsicus Gesellschaft. Tendenziell sind die beiden Gruppen also ähnlich ausgestattet, allerdings sind für den Komplex des Untergrundaufbaus wesentliche Unterschiede zu konstatieren. Zum einen ist dies die gegenüber dem Riffkalkstein geringere Verkarstung und Durchlässigkeit des Dolomits und zum anderen ist die Bodenentwicklung tiefer und flächenhaft stärker ausgeprägt. Dabei ist auch zu beachten, dass die topographische Situation grundsätzlich verschieden ist, da der Muhrakakalkstein sich im Nahal Oren vor allem als tafelbergartige Erhebungen formiert, während die ältere Yagurformation weithin sanft abfallendes Gelände in tieferliegendem Niveau am Fuß der umgebenden Kreidekuppen einnimmt. Lediglich an das nördliche Ufer des Nahal Oren schließt sich hier ein felsiger Steilhangbereich an, daher wurde auch diese Einheit weiter unterteilt und der Typ 13 ausgeschieden. Charakteristisch ist dort die spärliche Vegetationsbedeckung unter Dominanz von Phyllirea latifolia (LAHAV, 1983), die als eine der dürreresistentesten Spezies bekannt ist und somit nach SCHILLER ET AL. (2002) ein Indikator für die relative Trockenheit des Habitats ist.

Mergelterrain (Terraintyp 8)

Der Terraintyp 8 ist durch die Vorkommen der Daliya Mergel-Kreide Serien festgelegt. Diese Formation tritt vorwiegend in der Umgebung von Daliyat al-Karmil auf, wonach sie auch ihren Namen erhalten hat (PICARD & KASHAI, 1957). Folgende Merkmale sind zu nennen:

- Hügeliger Landschaftscharakter,
- Bodentyp der Hellen Rendzina,
- Pinetum- halepensis Gesellschaft als verbreitete natürliche Vegetation und
- ein relativ hoher Homogenitätsgrad.

Im Kontrast zu den harten Kalk- und Dolomitsteinen formt der Mergel ein Landschaftsbild aus abgerundeten Hügeln mit weichen Konturen und eher flacheren Hängen und weiteren Talformen (PICARD & KASHAI, 1957; NAVEH, 1984; SINGER, 2007). Der charakteristische Bodentyp ist Helle Rendzina (DAN, 1983; SINGER, 2007). Die natürliche Vegetationsgesellschaft ist *Pinetum halepensis*, häufig auch *Pinetus halepensis* - *Hypericum serpyllifolium* (ZOHARY, 1982; SINGER, 2007). Dass sich das natürliche Vorkommen der Aleppokiefer in Israel aufgrund ihrer speziellen edaphischen Anforderungen auf Gebiete, in denen Mergel oder mergelige Kreide ansteht, konzentriert (GOTTFRIED, 1982; NAVEH, 1984; DANIN, 1988; QUÉZEL, 2000) oder sogar beschränkt (SHACHORI ET AL., 1967; ZOHARY, 1982), wird in der Literatur vielfach betont. Die Studie von SCHILLER (1982) zeigt klar, dass die Wuchsbedingungen für aufgeforstete Aleppokiefernwälder in Israel auf Mergelstandorten am günstigsten sind. Dies ist nicht auf die Nährstoffversorgung zurückzuführen, allein die relativ gute Wasserversorgungssituation durch Boden und Gestein ist dafür ausschlaggebend.

Die Mergel zeichnen sich durch eine hohe primäre Porosität und Wasseraufnahmekapazität bei sehr geringer Durchlässigkeit aus (SCHILLER, 1982). Die Wasserspeicherkapazität des Gesteins ist der des Rendzina Bodens vergleichbar (SHACHORI ET AL., 1967; SINGER, 2007). Die Drainage der auf Mergel entwickelten Hellen Rendzinen ist dementsprechend träge und temporär können selbst reduzierende Bedingungen eintreten (SINGER, 2007). Das weiche Mergelgestein stellt für die Kiefernwurzeln kein Hemmnis dar (OPPENHEIMER, 1951; SCHILLER, 1982). Die Bildung von Oberflächenabfluss auf Mergeln und weicher Kreide tritt gelegentlich auf (SHACHORI ET AL., 1967).

Das Verbreitungsgebiet der Mergel und Hellen Rendzinen entspricht auch den am ehesten kultivierbaren Flächen im Nahal Oren (siehe auch Erläuterungen zur anthropogen beeinflussten Terraingruppe weiter unten). Die räumliche Abgrenzung des Typ 8 für die Modellanwendung erzielte den Ausschluss von Flächen, die sich aktuell unter Nutzung befinden. Flächen, die eindeutige Zeichen einer nicht fern zurückliegenden Nutzung aufweisen, sind dagegen jedoch eingeschlossen. Diese sind auf dem Luftbild durch die niederwüchsige Vegetation gut auszumachen. Anstelle des Kiefernwaldes sind hier Zwergstrauchformationen, oft dominiert von *Sarcopoterium spinosum*, als frühem Sukzessionstadium anzutreffen. Solche Flächen sind vor allem im östlichen Bereich im Anschluss an die weiterhin kultivierten Flächen in der Nähe von Dalyiat al-Karmil zu finden. Einige der Mergelflächen sind außerdem erst in jüngerer Vergangenheit aufgeforstet worden.

Kreideterrain (Terraintypen 9-11)

Im Nahal Oren Gebiet bilden lithostratigraphische Einheiten des Kreide-Komplexes flächenmäßig den größten Anteil. Hier sind weithin anzutreffen:

- Plateaus und zerschnittene Hügel mit mäßiger bis starker Neigung,
- enge Vergesellschaftung der Bodentypen:
- Mosaik von Dunkler und Heller Rendzina, teilweise auch Terra Rossa,
- Verbreitung von sekundären Calcitanreicherungen und (exponierten) Kalkkrusten (Nari),
- Waldbedeckung Pinetum halepensis.

Jedoch wurden auch die komplexen geologischen Verhältnisse und die hohe räumliche Variabilität innerhalb dieser lithologischen Gruppe bereits mehrfach angesprochen. Während dieses Areal aus der Distanz auf dem Luftbild durch die weitflächige Kiefernwalddecke relativ einheitlich erscheint, trifft man im Gelände schon innerhalb kurzer Distanzen auf augenscheinlich starke Unterschiede. Der rasche Wechsel der Eigenschaften des Muttergesteins resultiert auch in der engen Vergesellschaftung der Bodentypen (SINGER, 2007). Zudem verkompliziert sich die Situation durch die in der Intensität räumlich heterogene Entwicklung von sekundären Calcithorizonten (Nari). Die Charakterisierung und hydrologische Einschätzung fällt für diesen letzten lithologischen Grundtyp wesentlich schwerer als für die vorhergehenden.

Zunächst wurde zusätzlich zu den geologischen Karten die weniger aufgelöste Bodenkarte von SINGER & RAVIKOVITCH (1980) zur weiteren Differenzierung hinzugezogen, um darüber im Rückschluss auch räumliche Tendenzen der lithologischen Eigenschaften auf der Ebene des Einzugsgebiets erfassen zu können. Daraus ergeben sich 3 Untereinheiten entsprechend den Bodentypen Terra Rossa, Helle Rendzina und Dunkle Rendzina. Dabei dominiert generell Dunkle Rendzina, Helle Rendzina ist vorherrschend auf
der untersten (Isfiya Kreide) und Terra Rossa findet sich vorwiegend auf der obersten Kreideschicht (Shamir Kreide). Während die Dunkle Rendzina am ehesten als der für das Kreideterrain typische Boden bezeichnet werden kann, weisen die beiden für Terra Rossa und Helle Rendzina abgegrenzten Gruppen schon von einem rein bodengenetischen Standpunkt offensichtlich auch Gemeinsamkeiten mit den zuvor beschriebenen Terraingruppen auf.

Das Kreidegebiet in dem Dunkle Rendzina kartiert wurde (SINGER & RAVIKOVITCH, 1980) bildet den Typ 9. Bereits unter 2.3 wurden die Schwierigkeiten, die bei der Klassifikation dieses Bodentyps auftreten, ausgeführt. Grundsätzlich sind die Böden geringmächtig und weisen einen hohen Skelettanteil auf. Dies bedingt neben dem Gefälle des Geländes das sehr begrenzte landwirtschaftliche Potenzial dieser an sich humus- und nährstoffreichen Böden. Die natürliche Klimaxvegetation wären hier eigentlich offene Eichenwälder (SINGER, 2007), aberwie in vielen Gegenden Israels ist diese auch im Nahal Oren Einzugsgebiet nur fleckenweise erhalten und dichte Aleppokiefernwälder nehmen heute weitgehend den Raum des Terraintyps ein.

Dunkle Rendzinen entwickeln sich vorwiegend auf kalkreichem Substrat von mäßiger Härte und Porosität, was harte Kreide aber auch Nari über eher weicher Kreide einschließt. Nach SINGER (2007) weisen die gut strukturierten Böden ein hohes Infiltrationsvermögen auf und sind prinzipiell gut drainiert. Wie es für Böden wechselfeuchter Klimate typisch ist (YAALON, 1997), ist die Auswaschung langfristig jedoch nur schwach ausgeprägt, da die Wasserrückhaltekapazität des porösen Kreidegesteins während trockenen Phasen auch aufwärtsgerichteten Bodenwassertransport zulässt (SCHILLER ET AL., 2007). Die Wasserversorgungslage für verholzte Vegetation ist durch die Verfügbarkeit von im Gestein gespeicherten Wassers wesentlich besser als in Terra Rossa, die schnellere Austrocknung und ein insgesamt weniger ausgeglichenes Feuchteregime zeigt (OPPENHEIMER, 1951; SINGER ET AL., 1998). Durch die hohe Variabilität der Gesteinseigenschaften und der Verbreitung von Nari kann jedoch das Wurzelmilieu der einzelnen Bäume und Sträucher beträchtlich differieren (SINGER, 2007).

Terraintyp 10 umfasst die auf Kreide gebildeten Hellen Rendzinen. Zu diesen ist zu sagen, dass sie sich ausnahmslos auf weichem, hochporösem Gestein entwickeln (SINGER, 2007) und mit dem Terraintyp 8 stark verwandt sind. Die auf Kreide entwickelten Rendzinen sind nach SINGER (2007) weniger tonhaltig und sie sind im Gegensatz zu den auf Mergel entwickelten Böden gut drainiert.

Terraintyp 11 bildet die letzte Untereinheit im Kreideterrain, es handelt sich um Flächen mit Terra Rossa als dominierendem Bodentyp. Wie zwischen Typ 10 und dem Mergelterrain besteht hier bodengenetisch eine Verwandtschaft zum Kalksteintyp als eigentlichem Territorium der Terra Rossa. Die Situation ist jedoch differenzierter als im Fall der Hellen Rendzina. Während diese sich stets nur auf weicher Kreide entwickelt, ist Terra Rossa sowohl auf hartem Kreide-Kalkstein als auch auf stark entwickelter Nari gelegentlich anzutreffen. Zudem kommen innerhalb des Kreidekomplexes auch Kalksteinlagen vor, dies insbesondere in den älteren Schichten. Im Vergleich innerhalb der Kreidegruppe ist das Ausgangssubstrat von Terra Rossa tendenziell von eher hartem geklüftetem Charakter, also zumindest kalksteinähnlich. In einem gewissen Rahmen

Abbildung 5.1.4.: Die nach der Lithologie ausgewiesenen Grundterraintypen: a) Kalksteinterrain: Blick von der Oren Höhle auf gegenüberliegende Mergelterrain im Nahal Bustan Einzugsgebiet; d) Kreideterrain: Blick von Bet Oren in süd-östlicher Richtung. Alle Aufnahmen im Januar/Februar 2008. Muhrakakalksteinhänge; b) Dolomitterrain: im Ebenen Typ 12, im Hintergrund Typ 13 darüber Kreideschichten bei Bet Oren; c)



53

zeichnet sich dies auch geomorphologisch ab, im Vergleich zu Kalkstein- und Dolomitterrain fehlen jedoch stark ausgeprägte Karsterscheinungen. Wo Terra Rossa im Kreideterrain auftritt, sind fließende Übergänge zu Dunkler Rendzina häufig. Da die Voraussetzung des bodenbildenden Prozesses der Rubefizierung eine starke sommerliche Austrocknung ist (ZECH & HINTERMAIER-ERHARD, 2002; SINGER ET AL., 1998), kann geschlossen werden, dass auch die Terra Rossa des Kreideterrains ein weniger ausgeglichenes Temperatur- und Feuchteregime hat als die Rendzinen. Verschiedene Studien zur Oberflächenabflussbildung nach Waldbränden wurden in dieser Art von Gelände in nördlich gelegenen Nachbareinzugsgebieten (Nahal Sefunim und Nahal Galim) durchgeführt (LAVEE ET AL., 1995; KUTIEL ET AL., 1995; INBAR ET AL., 1998; WITTENBERG & INBAR, 2003). Dabei zeigte sich, dass die Neigung zur Oberflächenabflussbildung generell nicht sehr hoch ist und laut WITTENBERG & INBAR (2003) wesentlich von den Vorfeuchtebedingungen abhängt.

Talböden (Terraintyp 4)

Dieser Terraintyp umfasst die Flächen in allen etwas weiteren Tälern des Einzugsgebiets, in denen sich eine Sohle mit kolluvialem Boden gebildet hat. Ihr Vorkommen ist flächenmäßig begrenzt, nach SINGER (2007) sind dies jedoch die produktivsten Böden des Berglands. Auch im Nahal Oren Einzugsgebiet stehen diese Böden traditionell unter Bewirtschaftung.

Das markante Alon Valley (wäre im Deutschen mit "Tal der Eichen" zu übersetzen) nimmt in dieser Gruppe die überproportional größte Fläche ein. Breit ausgedehnte Täler sind charakteristisch für den dort anstehenden erosionsanfälligen Tuff (NIR, 1980). In den Karten von NIR (1980) und VROMAN (1960) wurden im Zentrum des Tales pleistozäne (alluviale) Ablagerungen als eigene geologische Schicht ausgeschieden. Weitausgebildete Täler sind darüber hinaus im oberen Teil des Oren Einzugsgebiets zu finden, häufig in der Richtung von Verwerfungen (VROMAN, 1960) ausgebildet. Diese sind im östlichsten Bereich Trockentäler, die kein rezent eingeschnittenes Gerinnebett aufweisen. Eine lokale Eigenheit bilden die hier über den gesamten Talquerschnitt angelegten Terrassen, die bereits über lange Zeiträume erhalten werden. Auch diese Böden befinden sich zum großen Teil bis heute unter extensiver Bewirtschaftung. Der Talboden des Unteren Nahal Oren im westlichsten Bereich des Gebiets am Auslass in die Küstenebene wird dagegen von Olivenbäumen eingenommen (zu sehen in Abb.5.1.4 a). Hier baut sich der Untergrund aus quartären Ablagerungen auf.

Die Eigenschaften der Böden hängen in erster Linie von der Beschaffenheit des erodierten Materials ab. Alle alluvial-kolluvial entwickelten Böden wurden im Rahmen dieser Arbeit zusammengefasst, obwohl zwischen einzelnen Lagen im Einzugsgebiet z. T. sicher deutliche Unterschiede der Bodeneigenschaften auftreten können. Gemeinsam sind den Böden dieser Gruppe die aus dem Entwicklungsprozess resultierende relativ hohe Mächtigkeit und landwirtschaftliche Attraktivität. Im Gliederungsprozess stellt dies somit das maßgebliche Kriterium dar.

Anthropogen genutzte Flächen (Terraintyp 1-3)

Diese Untereinheiten entsprechen in der räumlichen Abgrenzung exakt den Landnutzungsklassen 1-3. Während bei den Siedlungsflächen die Oberflächenbebauung als we-



Abbildung 5.1.5.: Alon Valley, aufgenommen Februar 2008

sentliches Merkmal anzusehen ist und auftretende Unterschiede im Untergrundaufbau vernachlässigt werden, sind die kultivierten Flächen in sich lithologisch und pedologisch relativ homogen zusammengesetzt.

Die Beschränkung des Terraintyps 1 im Bereich der Drusendörfer auf den inneren Ortskern wurde bereits unter 5.1.1 angesprochen. Dennoch sind die Flächen eher als aufgelockerte Wohngebiete zu charakterisieren; der Anteil der versiegelten Fläche ist vergleichsweise gering. Eine Beschreibung/Einschätzung der hydrologischen Wirkung fällt daher relativ schwer. Bemerkenswert ist der weitverbreitete Einsatz von Zisternen im privaten Bereich. Der Kibbuz Bet Oren und das Dorf Nir Etzion nehmen bei einzugsweiter Betrachtung nur eine geringe Fläche ein.

Der Terraintyp 2 sind kultivierte Flächen, die vorwiegend im Umfeld der beiden Drusendörfer konzentriert sind, in Lagen, die eine Bodenbearbeitung zulassen. Sie zeichnen sich also durch relativ ebenes Gelände und einen sehr geringen Anteil von Gesteinsaufschlüssen aus. Diese Situation trifft vor allem auf das Mergelareal mit den Hellen Rendzinen zu, es werden aber auch einige Terra Rossa Böden im oberen Teil des Einzugsgebiets bewirtschaftet, wo sie in ebener Lage relativ tief entwickelt sind. Wie schon in der Gebietsbeschreibung (2.4) ausgeführt, handelt es sich bei der Bewirtschaftung der Felder um eine Art Brachlandwirtschaft, nur zeitweise erfolgt eine extensive Nutzung als Weide. Die Bodenbearbeitung (Pflügen) erfolgt vor Beginn der Niederschlagssaison.

Als Terraintyp 3 wurden mit Nutzbaumarten bepflanzte Hänge ausgewiesen. Es handelt sich vor allem um Olivenbäume, in der Regel wurden Terrassen angelegt und auch hier bildet überwiegend Mergel den Untergrund. Auch diese Flächen werden zu Beginn der Niederschlagssaison gepflügt.

Die primären hydrologischen Eigenschaften der Mergellagen wurden bereits in dem Absatz zu Terraintyp 8 zusammengefasst.

5.1.2.2. Konzept der Parametrisierung

Nachdem eine Raumgliederung durchgeführt wurde und die zu beobachtenden charakteristischen Merkmale der definierten Terraintypen im vorhergehenden Abschnitt beschrieben wurden, ist zu überlegen, in wieweit und auf welche Weise die hydrologischen Grundzüge dieser Terraintypen durch eine entsprechende Parametrisierung in der Modellsimulation umgesetzt werden können.

Die zu den Terraintypen gehörenden Parameter beschreiben die Funktion des Modellbodenspeichers wie in 3.2.3 dargestellt. Die Dominanz lithologischer Eigenschaften für das Raumgliederungsverfahren wurde bereits hervorgehoben; im Untersuchungsraum herrscht eine sehr enge Verknüpfung zwischen Lithologie und anderen Struktureigenschaften, insbesondere die Verbindung zu Boden- und Vegetationstyp ist sehr ausgeprägt. Weitergehend ist die Lithologie auch bestimmend für hydrologische Prozesse, was die Voraussetzung der vorgenommenen Raumgliederung bildet. Die Lithologie wird in der Modellstruktur in gewissem Maß durch den neu eingeführten Parameter k_f -Limit repräsentiert. Dieser findet zwar im Gridformat eigenständig Eingang in das Modell, da er jedoch auf die Funktion des Bodenspeichers (wie in 3.3 dargstellt) unter Umständen in nicht unerheblichem Maß rückwirkt, sollte jener bei der Parametrisierung der Terraintypen von Vorneherein mit im Blick sein.



Abbildung 5.1.6.: Baggeraufschluss bei Daliyat al-Karmil, aufgenommen am 1.2. 2008, gefallener Niederschlag von 27.–29.1.2008 an der Station Daliyat al-Karmil 102 mm.

Neben den Wasserleitfähigkeitseigenschaften sind auch die Speichereigenschaften der unterliegenden Gesteine zu berücksichtigen insofern das gespeicherte Wasser für die Transpiration zur Verfügung steht. Unter den im Untersuchungsgebiet gegebenen Bedingungen kann die Wasserhaushaltsbetrachtung keinesfalls auf den Raum des Bodens beschränkt sein. Konsequenterweise wird daher versucht die hydrologische Wirkung des Gesteins in den Parametrisierungsprozess der Terraintypen zu integrieren. Für das Motiv der Wasserhaushaltsanwendung bedeutet dies vor allem, dass sich die Bestimmung der Kapazität des Modellspeichers an dem realen Umsatzraum der gesamten Wurzelzone orientiert.



Abbildung 5.1.7.: Wasserflüsse im System Gestein-Boden-Baum an einem Rendzina/Nari Standort (entspricht Terraintyp 9 dieser Arbeit) in Untergaliläa. Werte wurden aus Messung des Boden- und Gesteinsfeuchtegehalts hergeleitet bzw. direkt gemessen (Transpirationsrate und Blattwasserspannung). Der größte Teil des Wassers kommt aus dem Kreidegestein unter der Bodentasche. (SINGER, 2007, nach Herr & Singer (2004))

Zweifellos stellt die Modellsimulation über den konzeptionellen einschichtigen Bodenspeicher eine sehr starke Abstraktion der realen Verhältnisse dar. Abbildung 5.1.7 zeigt beispielhaft die Beobachtungen einer experimentellen Studie in Galiläa (Herr & Singer, 2004 in SINGER, 2007), die die Komplexität der Wasserflüsse im "Gestein-Boden-Baum-System" verdeutlicht. Offensichtlich ist jedoch auch, dass eine Simulation unter explizitem Einbezug der gezeigten Prozesse in der Skale des Einzugsgebiets unter der gegebenen hohen räumlichen Variabilität ohnehin kaum in adäquater Form zu bewerkstelligen ist und somit auch nicht zielführend wäre. Die Anwendung eines Konzeptmodells erfordert ein erhöhtes Maß an Systemverständnis, was eine Beschränkung auf die dominierenden Prozesse mit sich bringt. Die Limitiertheit des verwendeten Modells sollte jedoch bei Anwendung und Parametrisierung generell stets bewusst sein. Als prozessorientiertes Vorgehen ist in diesem Rahmen zu verstehen, dass versucht wird, das Verständnis der dominierenden Vorgänge innerhalb eines Profils durch die Parametrisierung des Bodenspeichers als Simulationselement mit der bestehenden Modellstruktur abzubilden.

Das Verhältnis der Wasserhaushaltskomponenten hängt auf der Profilskale von den Infiltrationseigenschaften der Oberfläche, der Wasserspeicher- und der Wasserleitfähigkeit von Boden und Gestein im Bereich der Wurzelzone ab. Alle diese Elemente sind bei der Parametrisierung der ausgewiesenen Terraintypen zu berücksichtigen und werden in den nachfolgenden Teilkapiteln im Einzelnen behandelt. Das prinzipielle Vorgehen bei der Parametrisierung der Terraintypen als Einheit ist in Abbildung 5.1.8 dargestellt. Es lässt sich in 3 Schritte gliedern:

- 1. Reales System: Qualitative Beschreibung und hydrologische Beurteilung
- 2. Gedankliches Profilmodell: Quantitative Beschreibung von Speicherelementen
- 3. Bodenspeicher des Simulationsmodells: Parametrisierung durch Einbinden der Speicherelemente in die Modellstruktur

Der erste Schritt beinhaltet die Zusammenstellung der verfügbaren Information zu einem Terraintyp, um sich ein generelles Bild zu machen und die charakteristischen hydrologischen Eigenschaften herauszuarbeiten. Dies ist bereits im Rahmen der hydrologischen Raumgliederung geschehen.

Vor der eigentlichen Parametrisierung folgt nun ein Zwischenschritt. Dabei wird eine erste Konzeptionalisierung des Systems vorgenommen. Die Festlegung typischer Werte für Infiltrationskapazität, Bodenwasserkenngrößen, hydraulische Leitfähigkeit des Gesteins und mittlere Bodenmächtigkeit sind gewöhnliche Arbeitsschritte einer Modellanwendung. Diese Parameter gehen unmittelbar in das Modell ein. Entscheidend ist jedoch, dass hier zusätzlich eine Art virtueller Parameter in Form der nutzbaren Feldkapazität der Tiefwurzelzone (TWnFK) eingeführt wird, da, wie inzwischen mehrfach angesprochen, die Reichweite der Transpiration im Untersuchungsraum nicht auf die eigentliche Bodenzone beschränkt ist. Häufig wurde bei mediterranen Baumspezies eine Transpirationsaktivität festgestellt, obwohl im Boden bereits lufttrockene Bedingungen vorherrschten. Die TWnFK ist eine analog zur nutzbaren Feldkapazität des Bodens zu vergebende Größe für den Gesteinsbereich unterhalb der Bodenhorizonte, der von Wurzeln erschlossen ist. Es geht also darum zu quantifizieren, wie viel pflanzenverfügbares Wasser im Gesteinskomplex gehalten werden kann; sowohl immobiles Wasser als auch schnell drainierendes Wasser sind nicht von Interesse. Wie auch der Ausdruck Profilmodell ist diese Speicherkomponente entlehnt aus der Wasserhaushaltsstudie von SHACHORI ET AL. (1965). Dort wird folgende Beschreibung gegeben:

"Rock storage is that quantity of water withdrawn by deep rooted vegetation during summer, which has to be replenished by the next winter's percolation before groundwater recharge can take place."

Bei Verwendung des Begriffs *rock storage* muss klar herausgestellt werden, dass es nicht allein um die primäre Speicherkapazität des Gesteins geht. Während im Fall der porösen Gesteine tatsächlich diese selbst als Speicher fungieren, handelt es sich bei den heterogen aufgebauten Festgesteinsprofilen vor allem um verlagertes Bodenmaterial in Felsspalten. Es ist demzufolge ein Konstrukt zur integrativen Beschreibung des



Abbildung 5.1.8.: Schematische Darstellung des Vorgehens bei der Parametrisierung der Terraintypen. Erläuterungen im Text.

"Gesteins-Bodenkomplex-Wurzel-Systems". Um dies zum Ausdruck zu bringen, wird die Bezeichnung nutzbare Feldkapazität der Tiefwurzelzone bevorzugt.

Im letzten Schritt wird die TWnFK in die Parametrisierung des Terraintyps unter den durch die Modellstruktur vorgegebenen Bedingungen eingebunden. Dabei wird so vorgegangen, dass der Modellspeicher zunächst entsprechend der Bodenzone parametrisiert wird. Danach wird die nutzbare Feldkapazität des Modellspeichers erweitert, indem θ_{PWP} entsprechend der festgelegten TWnFK reduziert wird. Dazu muss der Wert von mm auf einen relativen von der vergebenen Bodenmächtigkeit und -porosität abhängenden Wert übertragen werden.

Während das Wurzelsystem zwar wie im Modellbodenspeicher gewissermaßen zusammenhängend als eine Einheit fungiert, ist der Aufbau des Profils stark heterogen. Das reale Boden-Gesteins-Baum-System zeichnet sich durch hochdynamische Verhältnisse aus, die Wasserbewegung zu unterschiedlichen Zuständen resultiert aus einem komplexen Zusammenwirken zahlreicher Faktoren. Das Parametrisierungskonzept zur Modellanwendung auf das gesamte Profil im Bereich der Wurzelzone stellt eine noch weitaus stärkere Vereinfachung des Systems dar als im Fall der Konzeptionalisierung der Bodenzone allein. Eine Bestimmung der eingeführten TWnFK ist natürlich höchst anspruchsvoll (SCHILLER ET AL., 2003), dazu ist die räumliche Variabilität sicher hoch. Es ist offensichtlich, dass dieser Arbeitsschritt mit einer hohen Unsicherheit behaftet ist. Von der Fragestellung der Arbeit ausgehend stellt eine Beschränkung der Wasserhaushaltsanwendung auf die Bodenzone jedoch keine Alternative dar und es wurde keine vorteilhaftere Möglichkeit gesehen, die Anwendung auf die Wurzelzone auszudehnen ohne den Ansatz einer kalibrierfreien Parametrisierung gänzlich aufzugeben. Außerdem wurden im Karmel aufgrund der hohen Relevanz relativ viele experimentelle Studien zum Aspekt der Pflanzenwasserverfügbarkeit unter verschiedenen lithologischen Bedingungen durchgeführt, auf die sich die konkrete Parametrisierung (siehe 5.1.2.5) stützen kann.

Die vorgenommene Reduktion des PWP um die TWnFK wirkt sich in der Simulation folgendermaßen aus:

- Die Gesamtkapazität des Modellspeichers als Schwellenwert (absolut in mm) zur Bildung von Sättigungsüberschussabfluss ist erhöht.
- Die Feldkapazität des Modellspeichers als Schwellenwert (absolut in mm) der Tiefensickerung ist erhöht.

- Die nutzbare Feldkapazität des Modellspeichers (in mm), die zur Verdunstung zur Verfügung steht, ist erhöht.

Da in die Simulation der Evapotranspiration als einzige Variable der Bodenspeicherroutine das Bodenfeuchtedefizit eingeht, stellt das Vorgehen hierfür keine weitergehende Vereinfachung dar. Die Simulation der Perkolation nach Erreichen der Feldkapazität hängt abgesehen von dem erhöhten Schwellenwert nach wie vor von den vergebenen Bodenwasserkenngrößen und dem Parameter k_f -Limit ab. Unter der Annahme, dass die Leitfähigkeitseigenschaften des Gesteins auch im Bereich der Wurzelzone nach Auffüllen der TWnFK durch den Parameter k_f -Limit einigermaßen gut repräsentiert werden, ist dagegen nichts einzuwenden.

Als Nachteil ist zu sehen, dass sich die Veränderung von θ_{PWP} geringfügig auf die mo-

dellinterne Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit nach Mualem-Van Genuchten auswirkt. Diese fällt von der festgelegten gesättigten Leitfähigkeit ausgehend weniger steil zur Feldkapazität hin ab als mit der ursprünglichen θ_{PWP} als residualem Wassergehalt, das heißt die Werte sind generell etwas höher als mittels der Bodendaten bestimmt. Da jedoch ohnehin die Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeit bzw. fallweise auch der Parameter k_f -limit einen weit größeren Einfluss hat, wird dies in Kauf genommen.

5.1.2.3. Oberflächencharakteristik – Infiltrationskapazität

Im TRAIN-ZIN-Modell steuert die Größe der Infiltrationskapazität die Abflussbildung durch Infiltrationsüberschuss. Gesucht ist ein effektiver Parameter auf der Hangskale, der im optimalen Fall aus den Resultaten von Beregnungsversuchen bestimmt werden kann. HILLEL (1998) weist auf Probleme und Missverständnisse im Zusammenhang mit dem Begriff der Infiltrationskapazität hin, da der Term Kapazität eher eine extensive Größe impliziert als ein Fluss und u. U. das Volumen eines Reservoirs damit assoziiert wird. Nach HILLEL ist die Idee hinter dem von Horton eingeführten Begriff eine Situation, in der die Infiltration von der Bodenoberfläche kontrolliert wird, mehr oder weniger unabhängig von den Bedingungen innerhalb des Profils.

Die Festsetzung dieser Größe ist unweigerlich mit einer Erörterung der Abflussbildungsprozesse im Gebiet verbunden. Unter 3.3 wurde ausgeführt, dass eine Annahme der Modellanwendung ist, dass die Abflussreaktion des Gebiets im Wesentlichen durch Aufsättigungsmechanismen gesteuert wird und dies mit der Struktur des konzeptionellen Modellspeichers wiedergegeben werden kann. So regelt sich die Infiltration unter sättigungsnahen Bedingungen in der Simulation direkt durch die Speicherdynamik in Abhängigkeit von dessen Parametrisierung. Für die vereinfachende Annahme eines homogenen Speichers wie im TRAIN-ZIN-Modell, entspräche die Perkolationsrate unter stationären gesättigten Bedingungen der maximalen Infiltrationsrate. Der Parameter der Infiltrationskapazität dagegen gibt die Möglichkeit für die Simulation zusätzlich einen absoluten Grenzwert der Niederschlagsintensität, die vom Boden – unabhängig von dessen Feuchtezustand – aufgenommen werden kann, festzulegen. Da eine spätere potentielle Reinfiltration des gebildeten Abflusses zum derzeitigen Entwicklungsstadium des Modells nicht berücksichtigt ist, müsste ein Wert abgeschätzt werden, bei dem eine Hortonsche Abflussreaktion über den ganzen Hang zu erwarten ist, und dies auch im Hinblick auf die Simulationszeitschrittweite.

Schon bei der Beschreibung der Terraintypen wird deutlich, dass die Infiltrationseigenschaften generell als gut beschrieben werden, solange die natürliche Vegetationsbedeckung intakt ist, und dass dies durch die sehr effektive lokale Reinfiltration auch für Flächen mit relativ hohem Felsanteil gilt (NAVEH, 1984).

CERDA (1998) führte auf verschiedenen Kalksteinstandorten im Karmel Beregnungsversuche durch; bei einer konstanten Beregnungsintensität von 50 mm/h über eine Stunde gab es keinerlei Anzeichen von Oberflächenabflussbildung. Auch bei dem über der Oren Höhle durchgeführten Beregnungsversuch kam es erst nach Aufsättigung der Bodentaschen zur Bildung von Oberflächenabfluss in geringfügigen Mengen (LANGE ET AL., 2008), allerdings betrug die Spitzenintensität hier schätzungsweise auch lediglich 20 mm/h. Auf Hängen in benachbarten Einzugsgebieten des Nahal Oren in Kreideterrain wurden sowohl Beregnungsversuche (KUTIEL ET AL., 1995; LAVEE ET AL., 1995) als auch Abflussbeobachtungen unter natürlichen Niederschlagsbedingungen (INBAR ET AL., 1998; WITTENBERG & INBAR, 2003) durchgeführt, nachdem sich dort 1989 ein Waldbrand ereignet hatte. Bei einer Beregnungsintensität von 30 mm/h (über 60 Minuten) war die Oberflächenabflussbildung von $1m^2$ großen Kontrollflächen vernachlässigbar, obwohl die Vegetationsdecke entfernt wurde; KUTIEL ET AL. (1995) schlussfolgerten aus den Beobachtungen, dass selbst wenn es lokal zur Abflussbildung kommt, eine kontinuierliche Abflussbildung auf der Hangskale nicht stattfinden kann, da dies die mosaikartigen kleinräumigen Wechsel zwischen Flächen, die potenziell Abfluss bilden, und solchen, die oberhalb gebildeten Abfluss aufnehmen können, nicht zulässt. Die Untersuchungsflächen von WITTENBERG & INBAR (2003) befanden sich in sehr steilem Gelände, auch hier wurde eine zügige Reinfiltration von lokal gebildetem Oberflächenabfluss beobachtet, solange der Boden nicht gesättigt war.

All diese Ergebnisse bestätigen, dass Hortonsche Abflussbildung zumindest für durchschnittliche Niederschlagsereignisse und vegetationsbedeckte Flächen keine dominierende Rolle spielt. Für die Festlegung von Infiltrationskapazitäten schließlich sind die Beobachtungen von INBAR ET AL. (1998) aufschlussreich: Während eines natürlichen Niederschlagsereignisses mit Intensitäten von 100 mm/h über eine Dauer von 10 Minuten konnte Hortonsches Schichtfließen kurzzeitig beobachtet werden. Der zugehörige Abflussbeiwert überstieg 20 %, wonach auf eine Infiltrationskapazität von ungefähr 80 mm/h rückzuschließen wäre. Die Wiederkehrperiode dieser Intensität liegt für Niederschlagsereignisse im Karmel bei ca. 30 Jahren (KUTIEL ET AL., 1995, Abb. 2). Der Abfluss auf der ungestörten Kontrollfläche war auch während dieser extremen Bedingungen vernachlässigbar (INBAR ET AL., 1998).

Um abwägen zu können, wie relevant Abflussbildung durch Infiltrationsüberschuss im Rahmen der Modellanwendung sein kann, wurden auch die auftretenden Intensitäten der Simulationsniederschlagsreihen betrachtet. Die während aller 3 Simulationsjahre höchste gemessene Intensität beträgt 96 mm/h über 5 Minuten an der Niederschlagswippe auf dem Kliff über der Oren Höhle (am 17. Oktober 2006).

Generell ist zu erwarten, dass die Infiltrationskapazität auf gestörten bzw. völlig vegetationslosen Oberflächen nicht so hoch liegt, wie in den oben angeführten Studien berichtet wird. Innerhalb der vier großen Grundterraingruppen (Terraintyp 5–13) kommen zu einem geringen Anteil zwar auch Flächen vor, die auf eine vergangene anthropogene Störung schließen lassen, jedoch konnte sich in diesen Fällen bereits weitgehend eine stabile Sukzessionsvegetation entwickeln. Aktuelle Eingriffe innerhalb der letzten Jahre sind aufgrund der Nationalparkverordnung eher unwahrscheinlich und in großräumigem Umfang nicht bekannt. Auch von Waldbränden ist das Nahal Oren Einzugsgebiet in den letzten Jahren verschont geblieben.

Anders ist die Situation der kultivierten Flächen, die von natürlicher Vegetation freigehalten werden. Da diese Flächen sich auf die schluffreichen Rendzinen im Mergelterrain konzentrieren, ist hier unter hohen Niederschlagsintensitäten auch eine Verschlämmungsneigung nicht auszuschließen. Aufgrund der Komplexität lässt sich der Prozess der Verschlämmung jedoch kaum im Rahmen der Modellanwendung berücksichtigen. Eine weitere Schwierigkeit sind die zeitlich variierenden Oberflächeneigenschaften aufgrund von Bodenbearbeitung und Vegetationswuchs. So trifft der Zeitpunkt des wahrscheinlich sensitivsten Zustands, eines nackten Bodens, im Herbst zusammen mit der höchsten Wahrscheinlichkeit von konvektiven Ereignissen. Allerdings gibt es auch abmildernde Faktoren. Zum einen werden sowohl Felder als auch Terrassen vor dem Beginn der Niederschlagssaison gepflügt, auch um die Infiltrationseigenschaften zu verbessern. Sollte sich Oberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss unter ungesättigten Bedingungen ergeben, ist der Wasserfluss durch die Terrassenstrukturen gehemmt bzw. im Fall der Felder fehlt das Gefälle weitgehend. Außerdem bildet die hohe Menge an losen Steinen ein weiteres kleinräumiges Strukturelement. Eine erhöhte Infiltration unter Anwesenheit von Steinen wurde unter anderem von VALENTIN (1994) berichtet.

Aufgrund der ausgeführten Überlegungen und Studienergebnisse wurde letztendlich der Entschluss gefasst, den Prozess der Infiltrationsüberschussabflussbildung für die Modellanwendung im Nahal Oren außer im Fall der Siedlungsflächen völlig auszuschließen und so die Strukturen weiter zu vereinfachen. Dass der Prozess unter "gewöhnlichen Umständen" nicht dominant ist, scheint ziemlich sicher. Eine Berücksichtigung spezieller Faktoren ist angesichts der unzureichenden Informationsgrundlage im Rahmen der Modellparametrisierung nicht in befriedigender Weise umzusetzen. Zudem deutet die Beobachtung von INBAR ET AL. (1998), die als wertvollster Hinweis für die größenordnungsmäßige Einordnung eines Schwellenwerts der aufnehmbaren Niederschlagsintensität zu sehen ist, darauf hin, dass eine Vernachlässigung des Prozesses unter den gegebenen Niederschlagsbedingungen zumindest über weite Teile der Simulationsperioden legitim ist. Aus diesen Gründen wurden für alle Terraintypen mit der Ausnahme von Typ 1 die Infiltrationskapazität hypothetisch zunächst so hoch gesetzt, dass in der Simulation keine Infiltrationsüberschussabflussbildung auftritt.

Die Siedlungsentwässerung ist freilich als Infiltrationsüberschussabflussbildung anzusprechen. Nach INBAR & AYAL (1980) gab es im Karmelgebiet eine Steigerung des Gewässerabflusses infolge der Ausdehnung von Siedlungsflächen. Gerade im Nahal Oren Einzugsgebiet ist der Anteil der Siedlungsfläche nicht unerheblich. Da die als Terraintyp ausgewiesene Fläche bei Weitem nicht vollständig versiegelt ist, fällt es jedoch auch in diesem Fall schwer, einen Parameterwert festzulegen. Offensichtlich ist den realen Abläufen in diesem Fall mit dem Ansatz einer homogenen Infiltrationskapazität kaum gerecht zu werden.

5.1.2.4. Bodenzone – Wasserhaushalt und Drainage

Aufgrund des hohen Bestimmungsaufwands stehen bodenphysikalische Daten wie gesättigte hydraulische Leitfähigkeit oder die Wasserspannung-Wassergehalt-Beziehung in einem bestimmten Gebiet nur selten direkt zur Verfügung. Für hydrologische Anwendungen wird deshalb häufig eine Möglichkeit gesucht, diese anhand von anderen Daten und Informationen abzuleiten. Bei den Verhältnissen des Untersuchungsgebiets kommt aber auch der Schätzung von mittleren Bodenmächtigkeiten und der Berücksichtigung des Skelettgehalts eine hohe Bedeutung zu.

Für die Parametrisierung der Terraintypen im Nahal Oren wurde zunächst verschiedenstes Material gesammelt. In der Literatur ist eine Reihe von Studien im Karmelraum zu finden, die neben qualitativen auch quantitative Angaben zu den Böden enthalten.



Abbildung 5.1.9.: Unterschiedliche Bodentypen im Einzugsgebiet: a) Dunkle Rendzina über Kreide bei Bet Oren, Terraintyp 9 (Aufnahme: Y. Arbel, Dez. 2006) b) Helle Rendzina über Kreide, Terraintyp 10 (Feb. 2008) c) Terra Rossa über Dolomit, Terraintyp 12 (Feb. 2008) d) Terra Rossa Bodentasche über der Oren Höhle, Terraintyp 7 (Aufnahme: Y. Arbel, Dez. 2005).

Tabelle 5.1.3.: Eigenschaften der Böden und Terraintypen. S: Sandfraktion, U: Schlufffraktion, T: Tonfraktion, OS: Gehalt an organischer Substanz. Die Schätzung von durchschnittlichen bzw. repräsentativen Werten wurde anhand der Daten aus den angegebenen Quellen vorgenommen, die Ergebnisse der Korngrößenanalyse sind teilweise direkt von einzelnen Proben aus dem Nahal Oren Einzugsgebiet übernommen. Der geschätzte Gehalt an organischer Substanz bezieht sich auf das gesamte Profil, der Skelettgehalt auf den Bereich des Profils, in dem der Skelettgehalt 50 % nicht überschreitet (oft sind bei Dunklen Rendzinen und teilweise auch bei Terre Rosse im Übergangsbereich zum Gesteinshorizont sehr hohe Skelettgehalte anzutreffen).

Torrain	Тур	Bodentyp	Bodenanalysedaten und	Entwickl	Felsanteil	Korngrößenverteilung				Skelett	OS
Terrain			allg. Terraininformation	tiefe (cm)	(%)	S (%)	U (%)	T (%)	Textur	(%vol)	(%m)
Talböden	4	Grumusol	Sammelprobe in Alon Valley, Unteres Nahal Oren in NEVO ET AL. (1998)	> 40cm	< 2	10 42 48 ^{Tu}			Tu2 - Lt3	10 - 30	1.0
Kalkstein	5	Typische Terra Rossa	Karmel: SINGER (2007) Nahal Oren: SINGER ET AL. (1998), NEVO ET AL. (1998)	25 - 80	10 - 30	3	32	65	Tu2 - Tt	5 - 40	3.5
	6	Lithosol	NEVO ET AL. (1998)	10 - 30	65 - 90	- Tu2		Tu2	20 - 50	3.5	
	7	Erodierte Terra Rossa	Probe Kliff über Oren Höhle: Probe Kliff über Oren Höhle: Y. Arbel (unveröff. Daten) und J. Lange et al. (unveröff. Daten) NEVO ET AL. (1998)		50 - 70	10	32	58	Tu2	2 - 30	3.0
Mergel	8	Helle Rendzina	Karmel: TESSLER (2007); SINGER & RAVIKOVITCH (1980) Nahal Oren: Y. Arbel (unveröff. Daten)	> 45	< 2	32	39	29	Lt2	5 - 15	2.5
Kreide	9	Dunkle Rendzina	Karmel: TESSLER (2007), KUTIEL & NAVEH (1987), SINGER ET AL. (1998), KUTIEL & ZHELEV (2001); Nahal Oren: Y. Arbel (unveröff. Dt.)	20 - 55	< 10 - 30	24	30	46	ΤI	10 - 50	4.5 - > 12
	10	Helle Rendzina	Karmel: TESSLER (2007) und S. Levy (1998) in TESSLER (2007)	25 - 50	< 2	25	50	25	Lu	10 - 50	5.0
	11	Terra Rossa	Karmel: TESSLER (2007), INBAR ET AL. (1998), LAVEE ET AL. (1995), KUTIEL (1992)	20 - 50	10 - 50	21	27	52	TI	10 - 50	4.5
Dolomit	12	Typische Terra Rossa	Sammelprobe Nahal Oren Einzusgegebiet	40 - 100	15 - 40	10	29	61	TI	20 - 50	-
	13	Lithosol	Fotoaufnahmen und Luftbild	20 - 50	50		- (TI)				

TESSLER (2007) stellte umfangreiches Datenmaterial aus dem sich nördlich an das Nahal Oren anschließenden Gebiet zur Verfügung; im Rahmen einer unveröffentlichten Masterarbeit waren dort Standardbodenparameter erhoben und Profilbeschreibungen aufgenommen worden. Aus dem Nahal Oren Einzugsgebiet selbst gibt es einige Bodenprobeanalysedaten aus der Untersuchung von ARBEL ET AL. (2008b). Während des Aufenthalts in Haifa im Frühjahr 2008 wurden zwei weitere Bodenproben im Gebiet genommen, deren Textur an der Universität Haifa bestimmt wurden. Die charakteristischen Eigenschaften, die mittels der verfügbaren Daten für die einzelnen Boden- und Terraintypen der Anwendung festgelegt wurden, sind in Tabelle 5.1.3 zusammengefasst; die Literatur- und Datenquellen, auf die sich die Schätzung im Einzelnen stützt, sind darin ebenfalls aufgeführt.

Wasserhaushaltskenngrößen

Eine Schätzung der Bodenwasserkenngrößen sowie der hydraulischen Leitfähigkeit ermöglicht prinzipiell das Programm SPAW von SAXTON & RAWLS (2007), dessen Einsatz für hydrologische Zwecke inzwischen weitverbreitet ist. Auch in früheren Anwendungen des TRAIN-ZIN-Modells (SCHÜTZ, 2006; GASSMANN, 2007; HAGENLOCHER, 2008) wurde dieses bei der Parametrisierung verwendet. Lediglich die Bodentextur und der Gehalt an organischer Substanz gehen in die grundlegenden Regressionsgleichungen des Programms ein. Da alle für die Modellanwendung erforderlichen Bodenparameter unter Verwendung der vorliegenden gebietsspezifischen Daten in konsistenter Form ermittelt werden können, hat ein Einsatz von SPAW für die Parametrisierung große Vorzüge.

Eine Voraussetzung der erfolgversprechenden Anwendung ist jedoch, dass in dem Verfahren zugrunde liegenden Datensatz aus der USDA/NRCS-Datenbank Böden enthalten sind, die den betreffenden ähnlich sind. Dies trifft für die Bodentypen im Nahal Oren Einzugsgebiet in zwei Fällen mit Sicherheit nicht zu. Zum einen wurden bei dem Regressionsdatensatz Böden mit einem Tongehalt von über 60 % ausgeschlossen, da solche Böden häufig eine Struktur haben, die sich von Böden mit einem höheren Schluffoder Sandanteil sehr stark unterscheidet und tonmineralabhängige Effekte auftreten können (SAXTON & RAWLS, 2006). Mit Blick auf die Textur in Tabelle 5.1.3 fällt auf, dass praktisch allen Böden im Einzugsgebiet ein relativ hoher Tonanteil gemein ist, bei den Terre Rosse stellt dieser jedoch ein wesentliches Merkmal dar und liegt nach SINGER (2007) sogar meistens über 60%. Selbst wenn der Anteil z. T. unter 60 % liegt, wie im Fall von Typ 7, ist nicht zu erwarten, dass eine Parameterschätzung mit SPAW sinnvoll ist. Problematisch ist desweiteren die Anwendung für den sehr humusreichen Bodentyp der Dunklen Rendzina, da auch Böden mit einem Gehalt an organischer Substanz über 8 % aus dem Regressionsdatensatz ausgeschlossen wurden (SAXTON &RAWLS, 2006). Der A-Horizont der Dunklen Rendzina kann diesen Wert bei Weitem übertreffen, aber die Größenordnung erreichen diese geringmächtigen Böden auch im Mittel über das gesamte Profil (TESSLER, 2007).

SPAW wurde schließlich mit Ausnahme der Bodentypen Terra Rossa und Dunkle Rendzina zur Schätzung der Bodenparameter anhand der in Tabelle 5.1.3 aufgeführten Werte für den Gehalt an Ton, Sand und organischer Substanz eingesetzt. In der USDA-Datenbank sind sowohl alluviale Böden (*Xerofluvents* in der USDA-Klassifikation) als auch Böden, die dem Typ der Hellen Rendzina (*Xerorthents* der Einheit *Entisol*) entsprechen, vertreten. Laut NAVEH (1967) erreichen die Hellen Rendzinen unter den mediterranen Böden Israels den höchsten Ähnlichkeitsgrad mit einem Bodentyp in Kalifornien.

SPAW bietet auch die Möglichkeit den Skelettgehalt mit einzubeziehen. Allerdings gründet dies nicht auf den Regressionsansatz und hat keine Auswirkungen auf die interessierenden Werte für den Feuchtegehalt bei Welkepunkt, Feldkapazität und Sättigung der Bodenmatrix, da im Programm erst in einem nachfolgenden Schritt über die Lagerungsdichte das pflanzenverfügbare Wasser bestimmt wird. Bei der vorgenommenen Parameterbestimmung wurde dementsprechend so vorgegangen, dass der Skelettanteil nicht bei der Anwendung von SPAW sondern durch eine reduzierte Bodenmächtigkeit berücksichtigt wurde. Neben den Bodentypen 4, 8 und 10 wurde auch die Parameterbestimmung der anthropogenen Böden (Terraintyp 1–3), die in der Tabelle 5.1.3 nicht aufgeführt sind, mit SPAW vorgenommen und zwar mit der Annahme, dass diese Böden in den primären Eigenschaften dem Typ 8 (Helle Rendzina über Mergel) weitgehend entsprechen. Angesichts des Mangels an anderen Informationen wird dies als die beste Möglichkeit der Parameterbestimmung erachtet. Konkret wurde also für alle 3 Bodentypen dieselbe Korngrößenverteilung wie für Typ 8 verwendet, der Gehalt an organischer Substanz der genutzten Böden wurde auf 1.5 % herabgesetzt. In der Regel intensiviert die verbesserte Bodendurchlüftung infolge des Pflügens den Humusabbau (GISI ET AL., 1997). In der Konsequenz unterscheiden sich Typ 1–3 in der Modellanwendung also lediglich in ihrer Mächtigkeit. Die Dominanz von Heller Rendzina als eigentlichem natürlichem Bodentyp trifft auch im nicht versiegelten Bereich der Siedlungen zu. Größere unbebaute Flächen, die bei der Ausweisung von Terraintyp 1 eingeschlossen wurden, treten vor allem am Rand von Daliyat al-Karmil auf und stehen meist ebenfalls unter landwirtschaftlicher Nutzung.

Zur Parametrisierung der verbleibenden Bodentypen wurde auf Literaturangaben zurückgegriffen, welche durch die Analyse von Bodenfeuchtemessungen an zwei Standorten im Nahal Oren (Y. Arbel, unveröffentlichte Daten) ergänzt werden konnten.

Terra Rossa und Dunkle Rendzina nehmen relativ weite Teile des Einzugsgebiets ein. Abbildung 5.1.10 zeigt die Bodenwassercharakteristik der beiden Bodentypen, die von SINGER ET AL. (1998) in situ gemessen wurden. Der Standort der Terra Rossa befindet sich auf Kalkstein in der Nähe von Bet Oren, also in unmittelbarer Umgebung – möglicherweise sogar innerhalb – des Untersuchungsgebiets. Der Standort der Dunklen Rendzina liegt dagegen ungefähr 15 km weiter südlich auf dem Menashe Plateau auf Kreide. Die Parameterwerte für Feuchtegehalt bei Feldkapazität und Welkepunkt wurden für beide Bodentypen aus dieser Grafik übernommen. Zur Übertragung der Werte ist die Porosität erforderlich, wozu SINGER ET AL. (1998) bedauerlicherweise keine Angaben machen. Für die Terra Rossa wurde eine Porosität von 50 % angenommen nach einer Angabe für eine Terra Rossa in Galiläa in BEN-ASHER ET AL. (2003). Die Porosität der Dunklen Rendzina beträgt nach SINGER (2007) typischerweise um 35 %.

Vor der endgültigen Festlegung der Parameterwerte für die Rendzina (Terraintyp 9) wurden auch TDR-Messungen zwischen Dezember 2006 und Februar 2008 (Y. Arbel, unveröffentlichte Daten) an einem Standort bei Bet Oren (siehe Abb. 5.1.9 a) hinzugezogen. Daraus lassen sich soweit keine offensichtlichen Widersprüche zu den festgelegten Werten ableiten. Die Messungen wurden jedoch nicht kontinuierlich aufgezeichnet, sondern erfolgten während der Niederschlagssaison sporadisch jeweils an Tagen während oder nach Niederschlagsereignissen und in größeren Intervallen über den Sommer.

Die für die Terra Rossa festgelegten Werte wurden als repräsentativ für eine typische Terra Rossa angenommen und für Kalkstein (Typ 5) und Dolomitterrain (Typ 12) übernommen. Den Bodentaschen der felsigen Hangbereiche (Typ 6 und 12) wurden diese Werte ebenfalls zugeordnet.

Die Parametrisierung der Terra Rossa des Kliffs im unteren Einzugsgebiet (Terraintyp 7) konnte auf die FDR-Daten des im Oktober 2007 durchgeführten Beregnungsversuchs (LANGE ET AL., 2008) gestützt werden, da sich am zweiten Beregungstag



Abbildung 5.1.10.: Wassergehalts-Wasserspannung-Beziehung einer Terra Rossa (TR) und einer Rendzina im Karmelgebiet. In situ Messung, unausgefüllte Symbole sind der gravimetrisch bestimmte Wassergehalt, der anhand der Beziehung von CRO-NEY & COLEMAN (1954) in eine Wasserspannung übertragen wurde.FK: 300 hPa Wasserspannung, PWP: 15000 hPa Wasserspannung. (SINGER ET AL., 1998, verändert)

bei Sonden in 18, 32 und 56 cm ein quasistationärer Zustand bei oberflächlicher Sättigung einstellte. Der Vergleich der Kurvenverläufe an beiden Tagen lässt vermuten, dass die Drainage von unten her nicht oder zumindest nicht stark gehemmt wird, also bodenkontrolliert ist. Wäre die Infiltration vom Gesteinsübergangsbereich her kontrolliert, müsste auch die untere Sonde Sättigungsfeuchte erreichen, was nicht der Fall sein kann, da das Niveau unterhalb des am Vortag beobachteten Werts liegt. Das zugehörige Profil ist in Abbildung 5.1.9 d zu sehen, es handelt sich um eine überdurchschnittlich tiefe Bodentasche. Anhand der FDR-Daten wurde eine effektive Porosität von 43 %abgeleitet und aus der sich anschließenden mehrtägigen Beobachtung ein Feuchtegehalt bei Feldkapazität um die 33 % geschätzt. Somit wird dieser als ein etwas schwerer Boden von den Terre Rosse der anderen Terraintypen abgegrenzt, was mit den Beobachtungen übereinstimmt. Zwar ist der Tongehalt sogar geringer als für die anderen Terre Rosse angegeben (Tab. 5.1.3), aber die erodierten Böden des Kliffs zeigen generell eine geringere Entwicklung als an Profilen anderer Standorte mit stärker ausgeprägter Vegetationsbedeckung zu beobachten ist (NEVO ET AL., 1998). NEVO ET AL. (1998) stellten bei ihrer Transsektuntersuchung über den Talquerschnitt signifikant geringere



Abbildung 5.1.11.: FDR-Daten (ECHO2 von Decagon) aus verschiedenen Tiefen während des Beregnungsversuchs vom 9.–10.10.2007(J. Lange et al., unveröffentlichte Daten).

Humusgehalte und auch weniger Anzeichen der Bioturbationsaktivität bei den Böden des südexponierten Kliffs fest. Im Gegensatz zu dem groben Gefüge der Terra Rossa Böden des Kliffs weisen die Böden unter Waldbedeckung zumindest in den oberen Horizonten ein krümeliges Gefüge auf. Die beobachteten Unterschiede können unter anderem auch mit der bis vor wenigen Jahren erfolgten Beweidung des Geländes zusammenhängen (NEVO ET AL., 1998).

Am wenigsten Informationen konnten für die Parametrisierung des Typs 11, Terra Rossa in Kreideterrain, gewonnen werden. Dieser Boden ist nicht als typische Terra Rossa anzusprechen. Bodengenetisch liegt offensichtlich ein jüngeres Entwicklungsstadium vor, was sich in geringeren Mächtigkeiten, höherem Skelettanteil und höheren Karbonatgehalten ausdrückt. Bereits oben wurde angesprochen, dass im Gelände häufig graduelle Übergänge von Terra Rossa zu Dunkler Rendzina zu beobachten sind, dies ist in den meisten Fällen auf die unterschiedliche Ausprägung von Narihorizonten zurückzuführen. SINGER (2007) ordnet die physikalischen Substrateigenschaften von Kreide und Nari zwischen hartem Kalkstein und weichem Kreidegestein ein und erläutert, dass auch die zugehörige Bodenart der Dunklen Rendzina eine Zwischenstellung zwischen Terra Rossa und Heller Rendzina einnimmt. Analog ist es denkbar, die auf Nari entwickelte Terra Rossa (Typ 11) mit den typischen Terre Rosse auf der einen und den Dunklen Rendzinen auf der anderen Seite zu vergleichen. Betrachtet man zum Beispiel die typischen Korngrößenverteilungen der drei Böden in Tabelle 5.1.3, fällt auf, dass die Bodenarten von Dunkler Rendzina und Terra Rossa auf Kreide beide als lehmiger Ton einzustufen sind. Wenngleich auch die Terra Rossa einen etwas höheren Tongehalt aufweist, ist ein Unterschied zu den typischen Terre Rosse klar ersichtlich. Im Rahmen der Parametrisierung wird angenommen, dass die Ähnlichkeit bezüglich der bodenphysikalischen Eigenschaften zum Typ der Dunklen Rendzina stärker ausgeprägt ist und dass neben einer geringeren Bodenmächtigkeit von Typ 11 der vornehmliche Unterschied zum Terraintyp 9 in den Gesteinseigenschaften begründet ist. Dazu folgen weitere Ausführungen unter 5.1.2.5. Auch mangels Alternativen wurden daher dem Typ 11 mit Ausnahme der Bodenmächtigkeit dieselben Parameter zugeordnet wie Typ 9.

Gesättigte Wasserleitfähigkeit

Neben den Wasserspeichereigenschaften der Böden ist auch eine Charakterisierung der Wasserbewegung erforderlich, was im TRAIN-ZIN-Modell, wie in 3.2.3 ausgeführt, anhand des Mualem-Van-Genuchten-Modells erfolgt. Der einflussreichste Parameter ist dabei die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Wie bereits zuvor angemerkt, ist Tabelle 5.1.3 zu entnehmen, dass die Böden im Untersuchungsgebiet relativ tonreich sind. Von der Bodenart her fallen alle in den Bereich von Ton (siehe Spalte Textur) mit Ausnahme der Hellen Rendzinen die als tonige bzw. schluffige Lehme einzuordnen sind. Mit dem Ansatz, die gesättigte Leitfähigkeit ausschließlich daraus, beispielsweise aus Mittelwerten nach DVWK (1999), abzuleiten, ergäben sich insgesamt Werte zwischen 0.4 und 3 mm/h ($10^{-7} - 10^{-6}$ m/s), lediglich Typ 10 als schluffiger Lehm wird bei lockerer Lagerung mit 25 mm/h eine Größenordnung höher eingestuft. Nach HILLEL (1998) liegt die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit von tonigen Böden generell in der Größenordnung zwischen 10^{-6} und 10^{-9} m/s. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit hängt stark vom Bodenporensystem ab (HILLEL, 1998; KUTÍLEK, 2004; HORN ET AL., 1994), weshalb mit indirekten Bestimmungsmethoden mittels der Bodentextur meist keine vernünftigen Resultate zu erzielen sind (KUTÍLEK & NIELSEN, 1994; ADAMCOVA ET AL., 2005).

Im Fall der Terraintypen 1, 2, 3, 4, 8 und 10 wurde der Parameter der gesättigten Leitfähigkeit für die Modellanwendung ebenfalls wie die Wasserhaushaltskenngrößen mit dem Programm SPAW (SAXTON & RAWLS, 2007) und den in Tabelle 5.1.3 aufgeführten Werten für den Gehalt an organischer Substanz und für die Korngrößenverteilung ermittelt. Die gesättigte Leitfähigkeit der Terre Rosse für die Terraintypen 5, 7, 12 und 13 wurde einheitlich auf $2 \cdot 10^{-6}$ m/s bzw. 8 mm/h gesetzt. BEN-ASHER ET AL. (2003) legten diesen Wert für eine Terra Rossa in Galiläa unter Bezug auf unveröffentlichte Daten von Shainberg fest. Dass bei der Bodenwasserhaushaltsparametrisierung innerhalb der Terra Rossa Gruppe für den Terraintyp 7 eine Differenzierung in Form eines geringeren Grobporenanteils vorgenommen wurde, müsste konsequenterweise auch in einer verringerten gesättigten Wasserleitfähigkeit resultieren. Auf eine Berücksichtigung dessen wurde verzichtet, da keine quantitativen Anhaltspunkte dazu vorliegen. Die Bestimmung der gesättigten Wasserleitfähigkeit von Böden ist generell mit hohen Unsicherheiten verbunden (ADAMCOVA ET AL., 2005), wobei für tonreiche Böden, wie im Untersuchungsgebiet, noch spezielle Schwierigkeiten hinzukommen, worauf weiter unten kurz eingegangen wird. Im Fall der Terre Rosse muss davon ausgegangen werden, dass der Wert aus der israelischen Studie von BEN-ASHER ET AL. (2003) mit höherer Wahrscheinlichkeit auch für die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet repräsentativ ist als ein mittels SPAW oder anderen bekannten Schätzverfahren ermittelter Wert. Vor diesem Hintergrund geht es bei der Modellanwendung darum, eine Größenordnung der gesättigten Wasserleitfähigkeit festzulegen. Daher wurde von einer weiteren Differenzierung zwischen den Terre Rosse der ausgewiesenen Terraintypen abgesehen. Wieder wurden auch die Daten des Beregnungsversuchs (LANGE ET AL., 2008) in die Betrachtung miteinbezogen. Wie bereits oben erwähnt, konnten während des zweiten Beregnungstages an FDR-Sonden in verschiedenen Bodentiefen quasistationäre Bedingungen beobachtet werden, was als gesättigter bzw. sättigungsnaher Zustand interpretiert wurde (siehe Abb. 5.1.11). Ein direkter Schluss von Infiltrationsraten im Gelände auf die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens ist nur unter sehr speziellen Voraussetzungen möglich. Da auch an der relativ ebenen Oberfläche (zeitweise) eine anhaltende Sättigung zu beobachten war und die Sickerung nach unten nicht merklich durch eine Barriere behindert zu sein schien, ist jedoch zumindest eine Gegenüberstellung der angenommenen gesättigten Wasserleitfähigkeit von 8 mm/h mit den aufgebrachten Niederschlagsintensitäten statthaft. Aus den Messwerten von Niederschlagstotalisatoren, die während der Beregnung in Intervallen von einer halben Stunde dokumentiert wurden, ergeben sich im näheren Umfeld der FDR-Sonde während der Oberflächensättigung mittlere Beregnungsintensitäten um 15 mm/h. Dazu passt auch der Wertebereich von 3 - 15 mm/h für die Endinfiltrationsrate eines Tonbodens mit einem Skelettgehalt zwischen 20 und 25 % aus einer auf der Grundlage von israelischen Untersuchungen erstellten Tabelle, die von N. Greenbaum bereitgestellt wurde.

Auch bei Typ 9 und Typ 11, für die schon bei der Parametrisierung der Wasserhaushaltscharakteristik vergleichbare physikalische Eigenschaften konstatiert worden waren, wurde so verfahren, dass ihnen lediglich ein gemeinsamer Wert der gesättigten Wasserleitfähigkeit zugewiesen wurde. Allerdings waren hier in der Literatur keine geeigneten quantitativen Angaben zu finden. Nach SINGER (2007) weisen die Dunklen Rendzinen aufgrund ihrer kiesigen Ausprägung eine gute Leitfähigkeit auf. Zudem fördert der hohe Humusgehalt eine gute stabile Bodenstruktur (meist Krümelgefüge), so dass die Böden gut drainiert sind. Es wurde eine höhere gesättigte Leitfähigkeit als für die Terre Rosse angenommen und mit 15 mm/h abgeschätzt. Auch dazu wurde die Tabelle der Endinfiltrationsraten als grobe Orientierung genommen; 15 mm/h entspricht der oberen Grenze des Werts für Tonböden mit einem Skelettgehalt von 20 - 25 %, für einen Boden aus Schluff und Ton mit einem Skelettgehalt zwischen 15 und 20 % wird ein Wertebereich von 20 - 80 mm/h angeführt.

Eine spezielle Behandlung erfuhr der Terraintyp 6, welcher die karstigen Felshänge aus Muhrakakalkstein darstellt. Da bei diesem sowie auch bei Typ 13 Flachgründigkeit und weitgehendes Fehlen einer flächendeckend ausgebildeten Bodendecke das entscheidende Ausscheidungskriterium bildet, scheint die Diskussion der physikalischen Bodeneigenschaften für die Modellparametrisierung gegenüber der Mächtigkeit und der Rolle der Fels- und Steinbedeckung beinahe von untergeordneter Bedeutung zu sein. Die Diskussion der Gesteinseigenschaften und ihrer Eingangsweise in die Parametrisierung wird eigentlich erst im nächsten Abschnitt vorgenommen, jedoch ist ihr Einfluss auf die

(oberflächlichen und oberflächennahen) hydrologischen Prozesse bei einem Flächenanteil von über 50 % zu hoch, um sie an dieser Stelle außen vor zu lassen, selbst wenn die kleinräumigen Vorgänge in dem sehr heterogenen Gelände durch die Modellstruktur größtenteils nicht oder nur stark eingeschränkt berücksichtigt werden können. Gemeint sind insbesondere die Kombination aus Infiltrations- und Sättigungsüberschussabflussbildung und präferenzielle Fließstrukturen. Im Bereich des tertiären Abrasionskliffs im unteren Einzugsgebiet nimmt laut BROZA ET AL. (2004) "Karst" etwa 70 % der Fläche ein, aufgrund der markanten Erscheinung im Luftbild ist der Felsanteil bei den anderen Hängen, die in die Terraingruppe 6 eingeschlossen wurden, ebenfalls hoch anzusetzen. Der anstehende Kalkstein der Muhrakaformation zeigt sich jedoch regelrecht von Lösungsformen und Rissen durchsetzt (ARBEL ET AL., 2008b). Nach NAVEH (1984) ist in dieser Art von Gelände gewöhnlich keine Oberflächenabflussbildung zu beobachten. Laut LERNER ET AL. (1990) ist für Karstgebiete typisch, dass bei fehlender Bodenbedeckung weder Oberflächen- noch oberflächennahe Abflusskomponenten auftreten. Auch unter den extremen Bedingungen des Beregnungsversuchs (LANGE ET AL., 2008) stellte sich die enorme Durchlässigkeit des Muhrakakalksteins im Epikarstbereich unter Beweis. Natürlich darf von diesen Resultaten auf dem fast ebenen Beregnungsgelände nicht direkt auf die Verhältnisse der teilweise sehr steilen Hänge von Terraintyp 6 geschlossen werden. Nach allen Erfahrungen der lokalen Wissenschaftler ist trotzdem anzunehmen, dass auf der Hangskale der Karstcharakter so weit ausgeprägt ist, dass die vertikale Richtung die Wasserbewegung dominiert.Demzufolge wurde die gesättigte Leitfähigkeit im Fall von Terraintyp 6 so hoch gesetzt, dass gewährleistet ist, dass Wasser, welches in den Bodenspeicher eintritt, nachdem der Feuchtegehalt bei Feldkapazität erreicht ist, versickert und nicht zum Abfluss kommt.

Dieses schroffe Vorgehen für die Parametrisierung der felsigen Hänge in Dolomitterrain (Terraintyp 13) zu übernehmen, wäre aufgrund der gegenüber dem Muhrakakalkstein augenscheinlich geringeren oberflächlichen Verwitterungs- und Verkarstungsintensität des massiven Yagurdolomits nicht zu rechtfertigen und wurde daher unterlassen. Damit ist aufgrund der geringen Mächtigkeit des Modellbodenspeichers zu erwarten, dass es in der Simulation auf diesen Flächen während mäßiger und starker Niederschlagsereignisse auch zu Abflussbildung kommt. LANGE ET AL. (2003) konnten auf einer experimentellen Fläche (180 m^2) in etwas trockenerer Umgebung im Judäischen Bergland nach mehrfacher Beregnung über zwei aufeinanderfolgende Tage auf einem ähnlich beschaffenen Hang Bildung von Oberflächenabfluss in signifikanten Mengen beobachten. Hier bildete ebenfalls verkarsteter Dolomit aus dem Cenoman den Untergrund und auch die Neigung ist mit den mittleren Werten der Fläche des Terraintyps 13 im Nahal Oren Einzugsgebiet vergleichbar, allerdings scheint die Vegetation insgesamt noch spärlicher ausgeprägt zu sein und setzt sich ausschließlich aus Gräsern und niederen Sträuchern zusammen. Nach eigenen Eindrücken und aus Sicht der lokalen Wissenschaftler ist die Bildung von Oberflächenabfluss auch auf den Dolomithängen im Nahal Oren zumindest bei überdurchschnittlichen Ereignissen nicht auszuschließen. LANGE ET AL. (2003) konnten zeigen, dass die Niederschlagsreaktion entscheidend von dem Aufsättigungsvorgang über den gesamten Hang gesteuert wird. Geht man davon aus, dass dies auf die Bedingungen im Nahal Oren übertragen werden kann, so stellt sich der Modellansatz für Terraintyp 13 ebenso als vernünftig heraus wie im Fall der



Abbildung 5.1.12.: a) Hang unterhalb der Oren Höhle, Terraintyp 6 (Aufnahme J. Lange, Okt. 2007, bearbeitet) b) Dolomithang unterhalb Bet Oren, Terraintyp 13 (Feb. 2008)

Flächen mit einem geringeren Felsbedeckungsgrad. Dass in dem Karstterrain in jedem Fall auch direkt von der Oberfläche ausgehende präferenzielle vertikal ausgerichtete Fließstrukturen in gewissem Maß auftreten, die somit vernachlässigt bleiben und der Abflussbeitrag somit tendenziell überschätzt wird, darf andererseits bei der Interpretation der Ergebnisse nicht vergessen werden. Dies gilt jedoch natürlich ebenso für alle anderen ausgewiesenen Karstterraintypen (5, 7, 12), wenn auch vermutlich zu einem geringeren Grad.

Das Problem des präferenziellen Wassertransports in noch kleinerer Skale im Boden soll an dieser Stelle auch kurz angesprochen werden, da Bedingungen vorliegen, aufgrund derer angenommen werden muss, dass diese im Nahal Oren Einzugsgebiet teilweise sehr ausgeprägt sein können. Ein typischer Boden wechselfeuchter Klimate ist der Vertisol, der im gesamten Mittelmeerraum weitverbreitet ist (ZECH & HINTERMAIER-ERHARD, 2002; SINGER, 2007). Bei tonreichem Substrat unter Anwesenheit von quellfähigen Tonmineralen forciert der saisonale Wechsel zwischen feuchten und ausgeprägt trockenen Phasen des Feuchteregimes im Boden den Prozess der Peloturbation und im Sommer entstehen an der Oberfläche auffällige Trockenrisse (YAALON, 1997). Tatsächlich als Vertisole sind unter den Böden im Einzugsgebiet höchstens die tonreichen

Talböden anzusprechen, wie zum Beispiel im Alon Valley anzutreffen. Doch die Bildung von Trockenrissen und eine Verzögerung der Wasseradsorption nach der Trockenperiode kommt im Gebiet auch bei den Terre Rosse und den Dunklen Rendzinen vor. Bei der Terra Rossa am FDR-Sonden-Standort über der Oren Höhle ist ein deutlicher Unterschied in der Struktur der oberen und unteren Horizonte zu erkennen (Abb. 5.1.9 d), der zu einem großen Teil auf die saisonale Quell- und Schrumpfungsdynamik zurückzuführen ist. Dazu passt auch der Verlauf der in den unterschiedlichen Tiefen während des Beregnungsversuchs gemessenen Bodenfeuchte, der am ersten Tag einen früheren Anstieg bei der tieferen Sonde zeigt. Dieser Effekt tritt in der mehrjährigen FDR-Datenreihe (Y. Arbel, unveröffentlichte Daten) an diesem Standort mehrfach auf. Hinzu kommt, dass die Risse häufig am Grenzbereich zu anschließenden Felsaufschlüssen beobachtet werden, wo sie auftretenden lokalen Oberflächenabfluss sehr effizient in die Tiefe leiten können, ohne dass das Wasser in intensiven Kontakt mit der Bodenmatrix kommt. Bei ihrer Untersuchung zu verschiedenen Bestimmungsmethoden der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit bei tonreichen Böden in Karstterrain (in Osterreich, der Slowakei und Kroatien) stellten ADAMCOVA ET AL. (2005) bei der in situ Bestimmung eine starke Saisonabhängigkeit fest. Sie weisen außerdem auf die große Unsicherheit und Schwankungsbreite der Ergebnisse hin, insbesondere auf die verglichen mit Laboranalysen um Faktor 100 bis 1000 höheren Werte, die bei den in situ Tests erzielt wurden.



Abbildung 5.1.13.: Trockenrisse in einer Rendzina im Einzugsgebiet aufgenommen im Juli des trockenen Jahrs 2008 (Y. Arbel)

Selbst wenn keine Risse vorhanden sind, stellt die adäquate Bestimmung bzw. Simulation der hydraulischen Eigenschaften von quellfähigen Böden ein großes Problem dar (KUTÍLEK & NIELSEN, 1994; CHERTKOV & RAVINA, 2002). Eine Berücksichtigung der zeitlichen Änderung von Bodenparametern aufgrund des Quellens von Tonmineralen und der Rückbildung von Trockenrissen in Abhängigkeit vom Niederschlag für eine

Modellanwendung liegt jedoch aufgrund der Komplexität und des hohen Aufwands außer dem Rahmen der vorliegenden Arbeit. Mit Blick auf die für die Modellanwendung getroffenen Annahmen wäre eine sehr ungünstige Situation für die Unsicherheit der Perkolationssimulation, wenn sehr tiefreichende Trockenrisse im Gebiet weitverbreitet aufträten, die eine schnelle Abfuhr des Wassers aus der Wurzelzone ermöglichten. Nach den Beobachtungen im Gebiet durch die lokale Forschergruppe ist dies nicht der Fall; die Trockenrisse reichen generell nicht sehr tief (wenige cm) und bilden sich meist mit den ersten Niederschlagsereignissen im Herbst zurück. Zumal eine Tiefendifferenzierung des Bodens im Modell ohnehin nicht gemacht wird, ist zu hoffen, dass sich dieser Prozess auf den Wasserhaushalt nicht durchschlagend auswirkt und eine Vernachlässigung daher vertreten werden kann. Auch bei den Terraintypen 2 und 3 ist, von diesen Effekten abgesehen, eine Änderung der Parameter über den Jahresverlauf aufgrund des Pflügens und der nachfolgenden Sackung des Bodens anzunehmen. Dieser Aspekt konnte ebenfalls nicht in der Modellanwendung berücksichtigt werden. Die Erörterung dieser Probleme stellt jedoch die großen Unsicherheiten, die bei der Festlegung der gesättigten Leitfähigkeit auftreten, noch einmal heraus.

Die vergebenen Parameter der Bodenzone aller Terraintypen im Überblick werden gemeinsam mit den im nächsten Abschnitt behandelten Größen zur Charakterisierung des lithologischen Untergrunds in Tabelle 5.1.5 präsentiert.

5.1.2.5. Lithologische Eigenschaften

Unter allen Modellparametern bezieht sich ausschließlich der neu eingeführte Parameter k_f -Limit direkt auf die dem Boden unterliegende Gesteinsschicht. Bevor dessen Parametrisierung vorgenommen wird, ist noch die tiefere Wurzelzone zu behandeln. Diese bildet sozusagen die Übergangszone zwischen dem Bodenprofil und der tieferen ungesättigten Zone, wo sich Wasser außerhalb der Reichweite der Transpiration befindet und ein aufwärtsgerichteter Wasserfluss nur noch in Form von Wasserdampftransport stattfinden kann. Das Speichervermögen für pflanzenverfügbares Wasser in dieser Zone hängt primär von den Gesteinseigenschaften ab. Dieses soll in dem Wert der TWnFK erfasst werden, welcher ins Modell jedoch über die Bodenspeicherparametrisierung eingeht.

Räumliche Gliederung

Die Ausweisung unterschiedlicher lithologischer Einheiten im Untersuchungsgebiet erfolgte praktisch bereits zu großen Teilen mit der Raumgliederung in Terraintypen. Die lithostratigraphischen Einheiten der geologischen Karten (KARCZ, 1959a; VROMAN, 1960), die beide aus Kartierungen hervorgegangen sind, können prinzipiell übernommen werden. So wurden im Gebiet Dolomit, Tuff, Kalkstein, Mergel und quartäre Ablagerungen als Einheiten ausgeschieden. Die Kreideflächen wurden von den geologischen Karten abweichend in drei weitere Einheiten anhand der Bodentypen unterteilt, worauf später präziser eingegangen wird.

Die Eigenschaften sowohl des Dolomits als auch des Kalksteins wurden auch schon bei der Diskussion der felsigen Terraintypen im vorhergehenden Abschnitt angesprochen. Das meist prägende Merkmal dieser verkarstungsfähigen Festgesteine ist die Entwick-



Abbildung 5.1.14.: Für die Modellanwendung ausgewiesenen lithologischen Einheiten mit dem Gewässernetz nach topographischen Karten.

lung sekundärer Porosität (LERNER ET AL., 1990), was im Untersuchungsgebiet besonders bei dem Riffkalkstein der Muhrakaformation stark ausgeprägt ist (NEVO ET AL., 1998; ARBEL ET AL., 2008b; SHACHORI ET AL., 1967). Bei dem massiven Dolomit der Yagurformation ist dies oberflächlich deutlich weniger auffallend. Während nach GOLDSCHEIDER & ANDREO (2007) bei Riffkalksteinen überhaupt die höchsten Porositäten beobachtet werden können, zeigen Dolomite generell häufig eine weniger intensive Verkarstung als Kalksteine. Dennoch zeichnen auch den Yagurdolomit als Aquifer laut GUTTMANN (1998) exzellente hydraulische Eigenschaften aus. HALVEY & NIR (1962) ermittelten für den phreatischen Bereich eine mittlere Porosität von 3% mittels eines kombinierten Pump- und Tracerversuchs mit dem radioaktiven $K_3Co^{60}(CN)_6$ an Wasserversorgungsbrunnen im Untersuchungsgebiet.

In der Nähe des anstehenden Dolomits gibt es im Untersuchungsgebiet kleinere Tuffvorkommen, die bei der räumlichen Gliederung vernachlässigt wurden, auch da eine klare Abgrenzung anhand der geologischen Karten nicht möglich ist. Daher ist die Tuffeinheit der Modellanwendung auf die wesentlich größere Austrittsfläche im Alon Valley beschränkt.

Flächenmäßig noch unbedeutender sind quartäre Lockergesteinsablagerungen am Gebietsauslass. Bei den Bohrungen der drei Wasserversorgungsbrunnen in diesem Bereich (Brunnen Nahal Oren 1–3) sind Mächtigkeiten zwischen 10 und 20 m anzutreffen, das Material ist sehr heterogen zusammengesetzt mit groberen und eher feinkörnigen Lagen (Bohrprofile in WINTER, 2006).

Mergel dominiert im Teileinzugsgebiet Nahal Bustan. Dieser ist relativ homogen ausgeprägt, dünne Einlagerungen von lithographischem Kalkstein kommen vor (PICARD & KASHAI, 1957; VROMAN, 1960). Nach SINGER (2007) ist für cenomanischen Mergel auf dem Karmel eine Porosität um 39 % typisch.

Den größten Anteil an der Fläche des Untersuchungsgebiets haben die verschiedenen Kreideformationen. Diese weisen teilweise relativ große Unterschiede auf. Da die Formationen jedoch stark miteinander verflochten und auch in sich sehr uneinheitlich ausgeprägt sind, fällt eine Differenzierung schwer (BEIN & SASS, 1980). In der geologischen Karte von KARCZ & KASHAI (PICARD & KASHAI, 1957; KARCZ, 1959b) finden sich nur zum Teil eindeutige Abgrenzungen zwischen den verschiedenen Formationen, bei VROMAN (1960) sind alle Flächen als "Kreidekomplex" zusammengefasst worden. Stratigraphische Gesichtspunkte sind für die Modellanwendung allerdings auch wenig von Interesse, ganz im Gegensatz zur flächendifferenzierten Ausprägung der physikalischen Eigenschaften des anstehenden Gesteins im Einzugsgebiet. Kreide ist laut LERNER ET AL. (1990) generell ein komplexes poröses, geklüftetes Medium. Bei einer funktionalen Betrachtung ist es besonders wichtig zwischen dem fein ausgebildeten Kluftsystem und der Matrixporosität, die im Größenbereich zwischen der Porosität eines kreidigen Kalksteins und von Ton liegen kann, zu unterscheiden. Eine Möglichkeit wäre gewesen, wie VROMAN (1960), alle Kreideflächen im Gebiet trotz der Heterogenität als eine große Einheit zusammenzufassen. Bei einer hydrogeologischen Betrachtung auf der Ebene des Karmels ist dies sicher als angemessenes Vorgehen zu sehen, für die Wasserhaushaltsanwendung im Nahal Oren Einzugsgebiet mit der flächenhaft kleineren Ausdehnung und einem oberflächennahen Bilanzierungsraum wurde ein anderer Weg gewählt, indem unter Verwendung der Bodenkarte von SINGER & RAVIKOVITCH (1980) unterstellt wird, dass die Möglichkeit besteht, vom Bodentyp auf den grundlegenden Charakter des Ausgangsgesteins zu schließen.

Abbildung 5.1.15 ist eine schematisierte Darstellung aus SINGER (2007), die die drei großen im Gebiet vorkommenden Bodentypen zeigt, wie sie auf Karbonatgestein in den gebirgigen subhumiden und humiden Gegenden Israels überall zu finden sind. Ein wichtiges Merkmal der Bodenklassifikation in Israel ist der Karbonatgehalt (COMMITTEE ON SOIL CLASSIFICATION IN ISRAEL, 1979 in DAN, 1983), der eng mit dem Bodenwassertransport in langfristiger Sicht verknüpft ist, was neben dem Klima wiederum von den Eigenschaften der unterliegenden Schicht abhängt. Gerade bei den relevanten Bodentypen stellt der Karbonatgehalt ein entscheidendes Unterscheidungskriterium dar; während die Terra Rossa definitionsgemäß (fast) karbonatfrei ist, ist die Entkarbonatisierung bei der Braunen Rendzina weit weniger fortgeschritten und die Hellen Rendzinen weisen sogar ausgesprochen hohe Karbonatgehalte auf. Dies liegt offensichtlich an der dominierenden Richtung des Bodenwassertransports, die in Abbildung 5.1.15 durch die Pfeile dargestellt ist. Da im Kreideterrain alle drei Bodentypen vorkommen, wurde, wie schon bei der Raumgliederung der Terraintypen erläutert, eine Flächendifferenzierung anhand der Bodenkarte vorgenommen. Als Einheiten ergeben sich typische Kreide unter Dunkler Rendzina als typischem Bodentyp, unter Heller Rendzina weichmergelig ausgeprägte Kreide und im Fall eines Terra Rossa Bodens Kreide, bei der der Festgesteinscharakter überwiegt. Somit ist für diese drei Einheiten auch eine geson-



Abbildung 5.1.15.: Schematische Darstellung der charakteristischen Bodentypen und ihres karbonatischen Ausgangsgesteins im israelischen Bergland. Der mittlere Boden ist eng mit der Dunklen Rendzina verwandt und gehört auch zur selben Klassifikationseinheit. Die Pfeile zeigen die vorwiegende Richtung des Bodenlösungstransports (SINGER, 2007)

derte Parametrisierung der lithologischen Eigenschaften – insbesondere des k_f -Limit – vorzunehmen.

Im Anschluss wird also zunächst die Speicherkapazität für pflanzenverfügbares Wasser in der Wurzelzone erörtert, der zugehörige TWnFK-Wert geht über die Terraintypen (Abb. 5.1.2) in das Modell ein. Der Parameter k_f -Limit dagegen ist als weiteres Modellgrid bereitzustellen, die dafür erstellte Abgrenzung der lithologischen Einheiten zeigt Karte 5.1.14. Die Einheiten Tuff und Quartäre Ablagerungen tauchten bei der Raumgliederung in Terraintypen nicht auf, da die betreffenden Flächen dort der Klasse der Talböden zugeordnet sind.

Wasserverfügbarkeit – TWnFK

Wie unter 5.1.2.2 erläutert, ist mit der TWnFK ein Wert für die Wassermenge (in mm) gesucht, welche tiefwurzelnde Vegetation aus dem Bereich unterhalb der eigentlichen Bodenzone zur Transpiration entnehmen kann. Laut SCHILLER ET AL. (1995, 2002, 2003) ist eine akkurate Bestimmung der Wurzelzone, der Wurzelverteilung und der Wasserspeicherkapazität des Gesteinskomplexes sowie der Wasserleitfähigkeitsbedingungen nur sehr schwer zu erreichen, auch wegen der äußerst starken Unterschiede zwischen einzelnen Standorten allgemein und auf dem Karmel im speziellen.

Die Festlegung des TWnFK-Werts für die Modellanwendung stützt sich auf die Untersuchung von SHACHORI ET AL. (1967) und ROSENZWEIG ET AL. (1972), die bei ihren mehrjährigen Messreihen des Feuchtegehalts mit Neutronensonden in Profilen bis in eine Tiefe von 9 m beobachteten, dass es im Jahresverlauf zwei mehr oder weniger festgelegte Zustände gibt. Zum einen scheint das Feuchteprofil im Oktober zum

Zeitpunkt der größten Trockenheit in jedem Jahr sehr ähnlich zu sein. Werden im Boden typischerweise bereits kurze Zeit nach der Niederschlagssaison wieder sehr trockene Bedingungen angetroffen (HENKIN ET AL., 1998, u. a.), repräsentiert laut SHACHORI ET AL. (1967) die Wasserstresssituation im Herbst die Welkefeuchte des Profils oder zumindest Bedingungen, unter denen auch die immergrüne tiefwurzelnde Vegetation einem Ruhezustand nahe ist. Ein ähnliches Phänomen tritt im Frühjahr (Mitte März) nach den winterlichen Niederschlägen auf, wenn das Feuchtedefizit über das gesamte Profil aufgefüllt ist, was eine Art Kapazität des Profils darstellt. Diese beiden Phänomene bedingen eine gute Vergleichbarkeit der Verhältnisse von einzelnen Jahren und speziell der niederschlagslosen Periode (SHACHORI ET AL., 1967). Da sich der Sickerungsvorgang bei der Betrachtung über eine Mächtigkeit von 9 m und zum Teil sehr heterogene Profile über erhebliche Zeiträume erstrecken kann, ist Vorsicht bei der Verwendung des Begriffs Kapazität geboten. Dass der Feuchterückgang während dieser Periode nicht in Evapotranspirations- und Sickerverluste differenziert werden kann, stellt auch den größten Nachteil der Methode von SHACHORI ET AL. (1967) dar. Dem wurde so begegnet, dass der auf einer vegetationslosen Untersuchungsfläche unterhalb von 90 cm beobachtete Feuchterückgang vollständig als Sickerung interpretiert und auf die anderen Untersuchungsflächen übertragen wurde. Hierzu war jeweils eine vegetationslose Untersuchungsfläche auf verkarstetem Kalkstein und auf mergeliger Kreide angelegt worden. Als andere Möglichkeit zur Bestimmung der Transpirationskomponente und zum Rückschluss auf die Wasserspeicherkapazität des Gesteinskomplexes führten SCHILLER ET AL. (1995, 2002, 2003, 2007) langfristige Stammflussmessungen an verschiedenen Baumarten und Standorten im Karmelgebiet durch. Diese Studien sind für die allgemeine Größenordnung der Transpiration und ihren saisonalen Verlauf sehr aufschlussreich, allerdings sind die Ergebnisse aufgrund differierender Lithologie-Baumart-Konstellationen größtenteils nicht auf die Gebietseinheiten im Nahal Oren Einzugsgebiet übertragbar. Zudem ist es nicht möglich bei dem Summenwert der Transpiration während der niederschlagslosen Periode die Anteile, die jeweils von Bodenund tieferer Wurzelzone beigetragen werden, zu identifizieren. Angaben zu begleitenden Boden-/Profilfeuchtemessungen werden nur in einem Fall (SCHILLER ET AL., 2007) gemacht.

Profilstandorte mit tiefwurzelnder Vegetation aus der Untersuchung von SHACHO-RI ET AL. (1967) sind eine Kiefernwaldfläche auf weicher Kreide sowie eine Fläche in Kalksteinterrain mit der typischen *Quercus calliprinos* Gesellschaft. Diese Vegetations-Lithologie-Kombinationen repräsentieren weite Teile des Nahal Oren Einzugsgebiets. Allgemeine Beobachtungen der Studie sind, dass der Wassergehalt in den obersten 90 cm für alle Flächen mit den verschiedenen Vegetationsdecken sowie bei der vegetationslosen Fläche mit fortgeschrittener Zeit nach der Niederschlagssaison vollständig ausgeschöpft wird. Aus dem Verlauf der Feuchteprofile über das Jahr wird auch die effektive Wurzelzone der verschiedenen Vegetationsarten ersichtlich. Während bei den Eichen auf dem Karststandort Verdunstung aus über 8 m Tiefe nachgewiesen werden konnte, konzentrierte sich der Wasserentzug der Kiefern auf die oberste Schicht des Profils bis ungefähr 4.5 m, wobei dies in dem porösen Kreidegestein einer absoluten Wassermenge entspricht, die die des Karstprofils trotz der tieferen Reichweite ereicht oder übertrifft. Für baum- und strauchfreie Wiesen und vegetationslose Flächen stimmt die effektive Tiefe der Verdunstung praktisch mit der Mächtigkeit der Bodenschicht überein (SHACHORI ET AL., 1967). Dafür sprechen auch die sehr geringen Unterschiede des maximalen und minimalen Profilfeuchtewertes sowie des Profilverlaufs zwischen einzelnen Jahren. Dies führen (ROSENZWEIG ET AL., 1972) darauf zurück, dass die Änderungen des Profilfeuchtegehalts, abgesehen von der geringmächtigen obersten Schicht, ausschließlich auf Drainage in geringem Umfang zurückzuführen ist, so dass der Feuchtgehalt immer auf relativ hohem Niveau ist und die winterlichen Niederschläge das Profil passieren, ohne wirkliche Änderungen des Feuchtegehalts zu bewirken.

Für das Profil auf dem Kalksteinstandort nehmen ROSENZWEIG ET AL. (1972) folgenden vereinfachten Aufbau an. Die oberste Schicht bis in eine Tiefe von 90 cm besteht zum größten Teil aus Bodenmaterial. Die darunterliegende Schicht setzt sich aus zerklüftetem verkarstetem Kalkstein zusammen, wobei die Zwischenräume bis in eine Tiefe von 9 m mit Bodenmaterial verfüllt sind. Es wird weiterhin angenommen, dass sich die Anderungen des Wassergehalts während der niederschlagsfreien Phase zum größten Teil im Boden abspielen und das Gestein daran keinen Anteil hat. Die Unterschiede zwischen verschiedenen Jahren sind in der Schicht bis 4.5 m relativ gering, für den tieferen Bereich tritt eine stärkere Abhängigkeit vom Niederschlag hervor. In dem Winter 1962/63 mit einer geringen Niederschlagsmenge von ungefähr 436 mm trat nachweislich keine Anderung des Feuchtegehalts in einer Tiefe zwischen 8 und 9 m auf. Das heißt der Niederschlag schaffte es nicht, den Speicherraum, der durch die Evapotranspiration des vorangegangenen Sommers geschaffen worden war, aufzufüllen und nach SHACHORI ET AL. (1967) konnte auf dem Standort in diesem Winter keine Grundwasserneubildung stattfinden. Dazu ist anzumerken, dass diese Schlussfolgerung nur unter der getroffenen Annahme gezogen werden kann, dass im betrachteten Profil alle wasserleitenden Strukturen im Gestein bodenverfüllt sind - also keine, schnell drainenden Strukturen vorkommen. Weitere Schwächen, die das angewandte Verfahren insbesondere im Karstterrain aufweist, sind nicht von der Hand zu weisen. Im Hinblick auf die Fragestellung der vorliegenden Arbeit scheint die Untersuchung trotzdem eine nahezu einzigartige Informationsquelle zum Aspekt der Wasserverfügbarkeit in der Wurzelzone zu sein. Auch nach den Beobachtungen von ARBEL ET AL. (2008b) sind die meisten der Klüfte und Lösungsformen mit den tonigen Verwitterungsrückständen verfüllt und können nach der sommerlichen Austrocknung infiltrierendes Wasser aufnehmen, daher zeigen die Tropfsteine in der Oren Höhle in der Regel keine Reaktion auf die ersten Niederschlaagsereignisse einer Saison. Nach ARBEL ET AL. (2008b) ist eine gewisse Niederschlagsmenge erforderlich, um eine Tropfaktivität zu initieren, dieser Schwellenwert hängt stark von den Niederschlagsereignissen und der Länge der Zeiträume zwischen ihrem Auftreten ab. Ein Ziel der Studie von ROSENZWEIG ET AL. (1972) war, den Unterschied im jährlichen Wasserverbrauch von mit tiefwurzelnden Vegetationsgruppen bestandenen zu offengehaltenen Flächen (Weideland) zu quantifizieren. Aus den Beobachtungen der Profilfeuchte über insgesamt 8 hydrologische Jahre wurden hierfür mit einem gewissenhaften Auswertungsverfahren und verschiedenen Näherungen schließlich Mittelwerte und Wertebereiche für die verschiedenen Standorte festgelegt. Diese Ergebnisse werden als beste Orientierung für die Festlegung der TWnFK der Terraintypen im Nahal Oren Gebiet betrachtet, da sie die Größenordnung

der Wassermenge ausdrücken, die sich die tiefwurzelnden Spezies über den Verlauf einer Trockensaison zusätzlich verfügbar machen können und die im folgenden Winter durch das Profil wieder aufgenommen werden kann. Auf dieser Grundlage wurde diese im Fall der Karstprofile auf 135 mm abgeschätzt. Auf eine Differenzierung zwischen Dolomit und Kalksteinterrain wurde verzichtet, dieser Wert wurde also den Terraintypen 5 und 12 zugewiesen. Aufgrund des geringen Flächenanteils von tiefwurzelnder Vegetation wurde die TWnFK für die Terraintypen 6 und 13 völlig vernachlässigt und im Fall von Terraintyp 7 mit 20 mm abgeschätzt. Natürlich weisen auch ROSENZWEIG ET AL. (1972)darauf hin, dass ein Mittelwert nur eine eingeschränkte Aussagekraft hat und teilweise große Unterschiede für einzelne Jahre auftreten können. Neben der Gültigkeit der Annahme, dass der lithologische Aufbau an den einzelnen Profilstandorten vergleichbar ist, ist außerdem auch in Frage zu stellen, wie repräsentativ die Ergebnisse für die Flächen der Terraintypen im Nahal Oren insgesamt sind.

Das Modell von ROSENZWEIG ET AL. (1972) für das Profil auf dem Kreidegestein unterscheidet sich von dem Karstprofil grundsätzlich. Auch dieses teilt sich in zwei Schichten auf, die oberen 90 cm sind ebenfalls Boden, darunter folgt das relativ homogene weiche poröse Gestein. Die Wassergehaltsänderungen im Profil erfolgen in Boden und Gestein bis zur Tiefe der effektiven Wurzelzone. Eine umfassende Auswertung der Beobachtungen konnte hier bedauerlicherweise nur in den beiden Jahren 1968 und 1969 durchgeführt werden, da zuvor kein Messprofil auf einer vegetationsfreien Kontrollfläche im Kreideterrain eingerichtet gewesen war. In diesen beiden Jahren war der Unterschied in der jährlichen Schwankung der Profilfeuchte für die bewaldete und die vegetationsfreie Fläche mit Werten von 172 und 186 mm ähnlich. Den Terraintypen 8, 9 und 10 wurde daher ein TWnFK-Wert von 180 mm zugewiesen. Zugrunde liegt die Annahme, dass die Wasserverfügbarkeit auf Mergel (Typ 8) und mergeliger Kreide (Typ 10) in derselben Größenordnung liegt. Auch wo sich im Nahal Oren Gebiet Dunkle Rendzina entwickelt hat, ist nach den Erfahrungen der lokalen Arbeitsgruppe das unterliegende Kreidegestein größtenteils eher weich beschaffen, die unterschiedliche Bodengenese ist meist auf das Vorhandensein von mäßig ausgebildeten Narihorizonten zurückzuführen. Die Studien von Schiller et al. (2007) und Herr & Singer (2004) in Singer (2007) (siehe auch Abb. 5.1.7) konnten zeigen, dass auch bei dieser Kombination eine relativ gute Wasserversorgung von Bäumen gewährleistet ist. Schon zuvor wurden die TDR-Messungen an einem für Terraintyp 9 typischen Standort mit Dunkler Rendzina über Nari und Kreide bei Bet Oren (Y. Arbel, unveröffentlichte Daten) angesprochen. Dabei wurde die unterste Sonde in einer Tiefe von 72 cm in das weiche Kreidegestein eingebracht. Die Schwankungen der Feuchte im Gestein und in geringeren Tiefen scheinen demnach in derselben Größenordnung zu liegen und weisen einen relativ ähnlichen zeitlichen Verlauf auf.

Im Fall des Karstprofils könnte man geneigt sein, die Situation als eine "aktive" und konsequente Wassererschließung der diskreten bodenverfüllten Bereiche des Kalksteins durch die Baumwurzeln zu beschreiben, während durch den porösen Charakter der Mergel- und Kreidegesteine eine prinzipielle Ausdehnung des Bezugraums für einen aufwärtsgerichteten Bodenwassertransport ermöglicht wird. Nach SINGER (2007) ist dies auch ein Grund für das relativ ausgeglichene Feuchtregime der Rendzinen bzw. für das vergleichsweise schnelle Austrocknen von Terre Rosse. Auch nach HENKIN ET AL.



Abbildung 5.1.16.: Punktuelle TDR-Bodenfeuchtemessungen von Dez. 2006 bis Aug. 2007 in unterschiedlichen Tiefen an einem Dunkle Rendzina Standort auf Kreide bei Bet Oren. Die unterste Sonde befindet sich im weichen Kreidegestein, das Bodenprofil hat eine Mächtigkeit von 55 cm (Y. Arbel, unveröffentlichte Daten).

(1998) ist das pflanzenverfügbare Wasser in Kalksteinterrain auf die bodenverfüllten Klüfte beschränkt, während der Boden über Kreide nicht abrupt am Übergang zum Gesteinshorizont endet, sondern sich praktisch mit diesem verbindet. Es wird angenommen, dass im Fall von Terraintyp 9 das Kontinuum zwischen Boden- und Gesteinsmatrix nur stellenweise durch verhärtete Narihorizonte unterbrochen ist und die Wasserverfügbarkeit zumindest ähnlich gut einzuschätzen ist wie für Typ 8 und 10.

Als weiterer Terraintyp des Kreideterrains ist noch Typ 11 zu behandeln. In diesem Fall wurde davon abgesehen das nutzbare Speichervolumen des Bodenspeichers um einen TWnFK-Wert zu erhöhen. Hier ist davon auszugehen, dass den Terre Rosse in vielen Fällen eine mächtige, kompakte, harte und geklüftete Narikruste unterliegt und kein nennenswerter aufwärtsgerichteter Wassertransport stattfindet, da sich unter diesen Umständen keine Terra Rossa hätte entwickeln können. Auch die Beobachtungen einer raschen Austrocknung der Böden auf Welkefeuchte innerhalb von 30 Tagen nach den letzten winterlichen Niederschlagsereignissen von WITTENBERG & INBAR (2003) lassen vermuten, dass in diesem Terrain keine merkliche Verzögerung der Austrocknung durch Nachlieferung von Wasser aus tieferen Schichten stattfindet. Da auch die Flächen des Terraintyps 11 mit den sehr geringmächtigen Böden weitgehend von Kiefernwald eingenommen werden, ist davon auszugehen, dass die Bäume in gewissem Maß doch auch Wasser aus tieferen Schichten nutzen können. Daher scheint ein Verzicht auf die Vergabe einer TWnFK eventuell ungerechtfertigt und übertrieben akzentuierte Simulationsergebnisse der Terraintypen zu provozieren. Es ist allerdings auch nicht zu



Abbildung 5.1.17.: Nari auf Kreide, aufgenommen im Untersuchungsgebiet nördlich von *Alon Valley*, Feb. 2008.

erwarten, dass zerklüftete und von Wurzeln durchdrungene Gesteinsbereiche in ähnlich intensiver Form wie für die Terra Rossa Standorte auf Kalkstein oder Dolomit mit Eichen als Vegetation auftreten. SCHILLER (1982) stellte bei seiner Untersuchung über Standortsfaktoren für Aleppokiefern ein stark reduziertes Wachstum in einem Wald auf Kreide mit Nari in der Schephelaregion fest. Nach SCHILLER (1982) lag die Ursache in diesem Fall nicht in der jährlichen Niederschlagsmenge, sondern in der stark ausgeprägten, dicken Narikruste und deren hemmenden Wirkung auf das Wurzelwachstum.

Ebenfalls keine Berücksichtigung eines TWnFK wurde für die Terraintypen 1, 2 und 4 vorgenommen, da hier kaum oder nur untergeordnet tiefwurzelnde Vegetation vorkommt. Dagegen wurde für die Oliventerrassen von dem Wert für Mergelterrain mit der geringeren Vegetationsdichte grob ein Wert von 100 mm abgeleitet, da keine anderen Informationen verfügbar sind.

Durchlässigkeit – k_f -Limit

Der Parameter k_f -Limit geht als Grid (Abb.5.1.14) in die Modellsimulation ein. Wie unter 3.3 ausgeführt wurde dieser Parameter im Rahmen dieser Arbeit neu eingeführt. Dem voraus ging die Überlegung, dass für die Festgesteine, die im Untersuchungsgebiet fast flächendeckend den Untergrund bilden, größtenteils eine relativ geringe Durchlässigkeit anzunehmen ist. Wird zudem die geringe Mächtigkeit der Böden berücksichtigt, mündet diese Annahme in der Hypothese, dass der Prozess der Perkolation aus der Wurzelzone in vielen Fällen nicht rein bodenkontrolliert ist und die Durchlässigkeit des Gesteinshorizonts bei der Bearbeitung der vorliegenden Aufgabenstellung eingeschlossen werden muss. In der Regel sind die generelle Schwankungsbreite und die räumliche Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit von Festgesteinen sehr hoch. Der Literatur sind zum Zweck der Fragestellung keine Werte für die spezifischen lithologischen Schichten im Nahal Oren Gebiet oder auch im weiteren Karmelgebiet zu entnehmen. Also kann die Parametrisierung ausschließlich auf qualitative Informationen aufgebaut werden. Damit ist vor allem die relative Einschätzung der Durchlässigkeit der lithologischen Einheiten untereinander und im Verhältnis zur gesättigten Wasserleitfähigkeit des zugehörigen Bodens gemeint.

In Bezug auf die Böden wird angenommen, dass bei einer kurzzeitlichen Betrachtung des Prozesses der Perkolation eine unabhängige Drainage des Bodens höchstens über dem Muhrakakalkstein mit seiner hohen sekundären Porosität möglich ist, d. h. bei allen anderen Festgesteinseinheiten wird von einem k_{f} -Limit-Wert ausgegangen, der geringer ist als die gesättigte Leitfähigkeit des Bodens. Dass die vertikale Drainage auch langfristig nur schwach ausgebildet ist, ist bei den karbonatreichen hellen Rendzinen offensichtlich. Die Durchlässigkeit der tonreichen Mergel ist bekanntermaßen sehr gering und für die relativ homogenen Gesteine scheint es auch am ehesten möglich auf einen Standardtabellenwert der hydraulischen Leitfähigkeit zurückzugreifen. Nach SINGER (2007) kann es bei ebener Lage in den Rendzinen auch zu hydromorphen Bedingungen kommen; dabei nimmt er Bezug auf Mergelstandorte auf dem Karmel. Wie Mergel kann auch weiches, poröses Kreidegestein viel Wasser aufnehmen und speichern, während die Drainagebedingungen relativ schlecht sind. Laut SINGER (2007) scheint jedoch im relativen Vergleich zu Mergelstandorten eine weitaus höhere Tiefensickerung möglich zu sein, was sich auch in einem geringeren Auswaschungsfaktor (Verhältnis der Summe von CaO und MgO zu Al_2O_3) ausdrückt, im angeführten Beispiel ungefähr um den Faktor vier.

Ein Überblick über die relative Einschätzung der Durchlässigkeit der verschiedenen Festgesteine im Untersuchungsgebiet gibt Tabelle 5.1.4. Im Rahmen eines Projekts zur Schätzung der Grundwasserneubildung in verschiedenen Ländern des östlichen Mittelmeerraums (UDLUFT ET AL., 2003; ZAGANA ET AL., 2007) entwickelten UDLUFT ET AL. (2003) eine Methode, um eine qualitative Einschätzung der Gesteinsdurchlässigkeit in Wertebereiche zu übertragen; die Parameter dienten wie im vorliegenden Fall dem Zweck, eine Diskontinuität der Wasserleitfähigkeit am Interface von Boden und Gestein abzubilden. Dieses Schema wurde bei der Schätzung von k_f -Limit-Werten für die Modellanwendung im Nahal Oren Einzugsgebiet übernommen. Auch in Zypern sind unter sehr ähnlichen klimatischen Rahmenbedingungen mesozoische und tertiäre Karbonatgesteine sowie sekundäre Kalksteine weitverbreitet. Die k_f -Werte (UDLUFT ET AL., 2003) für diese wurden sicherlich auf einer viel größeren Anwendungsskale als im vorliegenden Fall vergeben, trotzdem können diese als Orientierung dienen und wurden mit den festgelegten Werten für die lithologischen Einheiten im Nahal Oren Untersuchungsgebiet verglichen. Eine weitere Information lag in Form von allgemeinen Endinfiltrationsraten auf Kalkstein und Kreide nach Tabellenwerten aus Experimenten

Lithologische Einheit	Durchlässigkeit	Entwicklung von sek. Porosität	Wasserverfügbarkeit für tiefwurzelnde Vegetation	Räumliche Variabilität	
Kalkstein	++	++	+/o	++	
Dolomit	+	+	+	+	
Kreidiger Kalkstein/ Nari (Typ 11)	o/+	0/+	- /o	++	
Kreide (Typ 9)	o	o	+	++	
Mergelige Kreide (Typ 10)	-		+	-	
Mergel			+	-	
Tuff	o				

Tabelle 5.1.4.: Qualitative Bewertung von Eigenschaften der lithologischen Einheiten im Untersuchungsgebiet.

von TAHAL (bereitgestellt von N. Greenbaum) vor.

Bei der Parameterschätzung für den Tuff wurde vom allgemeinen Schema abgewichen, da keine Hinweise über dessen Wasserleitfähigkeit vorlagen. Der Wert von 2.5 mm/h wurde in diesem Fall mit dem Programm SPAW ermittelt. Die Tuffvorkommen im Karmelgebiet sind generell relativ homogen ausgeprägt. Im Februar wurde im Untersuchungsgebiet (Alon Valley) eine Probe des weichen grobkörnigen Gesteins genommen, die Textur dieser Probe setzt sich aus 75 % Sand, 13 % Schluff und 12 % Ton zusammen. Eine Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeit anhand der Textur unter Angabe einer hohen Lagerungsdichte mit SPAW wird in diesem Fall als eine geeignete Möglichkeit betrachtet.

Eine mehr oder weniger ungehinderte Drainage wird auf der relativ kleinen Fläche am Gebietsauslass, die von quartären Lockermaterialsablagerungen eingenommen wird, angenommen.

5.1.2.6. Terraintypenparameter im Überblick

In den vorhergehenden Abschnitten wurden nacheinander die hydrologischen Eigenschaften verschiedener Terrainelemente behandelt und nach Ansatzpunkten für eine quantitative Erfassung gesucht. Teilweise wurden auf die Zusammenhänge bzw. Abhängigkeiten zwischen den einzelnen Teilen auch bereits eindeutig hingewiesen. Im folgenden Schritt müssen diese Komponenten in die Parameter der Terraintypen, wie Tabelle 5.1.5.: Einzelne Elemente der Parametrisierung der Terraintypen im Überblick. m: Mächtigkeit, n: effektive Porosität, FK-Feuchte: vol. Wassergehalt bei Feldkapazität, PWP-Feuchte: vol. Wassergehalt bei Permanentem Welkepunkt, nFK: nutzbare Feldkapazität, TWnFK: nutzbare Feldkapazität der Tiefwurzelzone, Ks: gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens, kf-Limit: Parameter zur Charakterisierung der Leitfähigkeit des Gesteins

Terrain	Bodentyp	Тур	m	n	FK- Feuchte	PWP- Feuchte	nFK	TWnFK	Drainwasser (n - FK)	Ks	kf-limit	
			(cm)	(%)	(%)	(%)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm/h)	mm/h)	
		1	35				49	-	42			
Anthro- pogen	(Helle Rendzina)	2	65	44	32	18	91	-	78	4.5	versch.	
		3	50				70	100	60			
Talböden	Grumusol	4	45	53	42	28	63	-	50	3.7	versch.	
Kalkstein	Typische Terra Rossa	5	45	50	23	10	59	135	122	8.0		
	Lithosol	6	12	50	23	10	16	-	32	8	30	
	Erodierte Terra Rossa	7	30	43	33	14	57	20	30	8.0		
Mergel	Helle Rendzina	8	44	47	33	19	62	180	62	7.0	0.11	
Kreide	Dunkle Rendzina	9	40	36	18	8	40	180	72	15.0	1.50	
	Helle Rendzina	10	40	53	35	17	72	180	72	17.0	0.40	
	Terra Rossa	11	26	36	18	8	26	-	47	15.0	3.60	
Dolomit	Typische Terra Rossa	12	75	50	23	10	98	80	203	8.0	2.00	
	Lithosol	13	18	50	23	10	23	-	49			

sie letztendlich in die Modellsimulation eingehen, eingebunden werden wie es unter 5.1.2.2 vorgestellt wurde. Die ermittelten Werte für Boden- und Wurzelzone sowie das Interface zum Gestein sind im Überblick für die einzelnen Terraintypen in Tabelle 5.1.5 zusammengestellt. Diese Werte können nun für die Terraintypen zur Ausstattung des Modellbodenspeichers zusammengesetzt werden.

5.1.3. Synthese

In den vorausgehenden Abschnitten wird im Detail geschildert, nach welchen Kriterien zum Zweck der Modellanwendung jeweils eine Disaggregierung der Einzugsgebietsfläche zum einen in Form der Landnutzungsklassifikation und zum anderen durch die Terraintypisierung vorgenommen wurde. Bei der anschließenden Erörterung der Parametrisierung der Terraintypen zeigte sich, dass für die gegebene Fragestellung unter den im Untersuchungsraum vorherrschenden Verhältnissen eine Berücksichtigung der Wasserspeicherkapazität in der sogenannten tieferen Wurzelzone unerlässlich ist. Zu diesem Zweck wurde das Konstrukt der TWnFK eingeführt. Somit wird aber auch die Parametrisierung der Terraintypen von der Landnutzungsform abhängig gemacht, da die TWnFK von der effektiven Wurzelzone der Vegetationsdecke im Einzelfall abhängt. Die Flächen einzelner Terraintypen werden teilweise (wie zum Beispiel die kultivierten Flächen oder der Typ 7) durch eine einheitliche Landnutzungsklasse abgedeckt, dies ist aber nicht grundsätzlich der Fall. Ein TWnFK-Wert wurde jeweils für die Terraintypen 5, 8, 9, 10 und 12 festgelegt. Auf den zugehörigen Flächen wurden neben den dominierenden Flächen mit natürlicher Waldvegetation auch vereinzelte Flächen, die sich in einem Sukzessionsstadium befinden, als Strauchgesellschaften und als Wiesen/(ehemalige) Weideflächen ausgewiesen.

Die Wurzeltiefe der annuellen Gräser ist relativ beschränkt, eine Erweiterung der Bodenspeicherkapazität um den Wert der TWnFK ist in diesem Fall offensichtlich unangemessen und eine weitere Differenzierung erforderlich. Daher wurde entschieden, die betreffenden Terraintypen mit der Landnutzungsklasse Wiese zu verschneiden, so dass fünf zusätzliche Einheiten entstehen. Die Parameter für diese ergeben sich unmittelbar aus dem Parametrisierungskonzept und entsprechen den ursprünglichen Parameterwerten der Terraintypen für tiefwurzelnde Vegetation nach Tabelle 5.1.5 mit dem Unterschied, dass die TWnFK entfällt.

Die Frage inwieweit die für die Waldvegetation festgelegten TWnFK-Werte für die Strauchgesellschaften zu hoch angesetzt sind, ist sicher diskussionswürdig, er wurde bei diesen jedoch belassen, d.h. es wurde auch keine weitere Flächendiffernzierung innerhalb der Terraintypen vorgenommen. Einige der Strauchspezies entwickeln ebenfalls ein sehr tiefreichendes Wurzelsystem. So werden zum Beispiel für das weitverbreitete Sarcopoterium spinosum Wurzeltiefen bis 4.5 m beobachtet werden (HENKIN ET AL., 1998), was die Wurzeltiefen der Aleppokiefer erreicht bzw. übertrifft. Damit ist davon auszugehen, dass der potentielle Unterschied zu den Waldflächen in jedem Fall deutlich geringer ausfällt als im Fall der Wiesen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit und zumal keine weiteren Anhaltspunkte für eine abweichende Quantifizierung vorliegen scheint der Verzicht auf eine Differenzierung daher vertretbar.

Die Modelleingangsparametersätze für nunmehr 18 verschiedenen Modelleinheiten ergeben sich durch das Zusammenfügen der elementaren Werte aus Tabelle 5.1.5, der Inhalt der gesamten Eingabedatei kann in Tab. A.0.1 im Anhang der Arbeit eingesehen werden. Ein weiteres Ergebnis des Parametrisierungsprozesses ist das Grid der Anfangsfeuchte für den Beginn der Simulationsperioden im Oktober. Dazu wurde der für die Terraintypen spezifische Wassergehalt bei Permanenten Welkepunkt verwendet.

5.2. Gebietsentwässerung

Die Abflusskonzentration erfolgt im ZIN-Modell auf der Basis von Teileinzugsgebieten. Diese wurden anhand des Digitalen Höhenmodells (Rasterauflösung 25 m) abgegrenzt und sind in Abbildung 5.2.1 zu sehen. Es sind insgesamt 88 Teileinzugsgebiete, davon entfallen 28 auf das Teileinzugsgebiet des Nahal Bustan.

Auch innerhalb der Siedlungsflächen erfolgte die Abgrenzung rein topographisch. Da keine näheren Informationen zum künstlichen Entwässerungssystem vorlagen, blieb keine andere Möglichkeit als anzunehmen, dass dieses im Großen und Ganzen auch dem Gefälle folgend angelegt wurde.


Abbildung 5.2.1.: Für die Modellanwendung abgegrenzten Teileinzugsgebiete und Modellgerinnenetz im Untersuchungsgebiet. Hinterlegt ist das Luftbild, als Punkte sind die Pegelstationen abgebildet.

Für die Abflusskonzentrationssimulation müssen auch jeweils Fläche und mittlere Neigung der Teileinzugsgebiete bereitgestellt werden. Die entsprechenden Modelleingangsdaten finden sich im Anhang der Arbeit (Tab. A.0.2). In dieser Datei erfolgt auch die Zuordnung zu Gerinnesegmenten.

5.3. Gerinne

Das Gerinnenetz für die Wellenablaufsberechnung der Modellsimulation ist in Abb. 5.2.1 dargestellt, es setzt sich aus 137 Segmenten zusammen. Dabei ist anzumerken, dass die Modellgerinne erster Ordnung nicht in die Wellenablaufsberechnung eingehen, da die Abflusskonzentration am unteren Abschlusspunkt der Segmente erfolgt.

Wie auf 5.2.1 zu erkennen, wurden im oberen südöstlichen Teil des Einzugsgebiets auch Segmente angefügt, wo ein natürlich entwickeltes Gerinne fehlt; die Modellstruktur macht dieses Vorgehen erforderlich. Es handelt sich dabei um Segmente innerhalb der Siedlungsfläche von Daliyat al-Karmil. Wie bereits oben angesprochen, lagen bedauerlicherweise keine Informationen zur Siedlungsentwässerung vor. Außerdem sind die relativ breiten Täler im östlichsten Teil größtenteils durch landwirtschaftliche Terrassen verbaut und keine definierten Gerinne vorzufinden. Soweit bekannt ist dort in der Regel keine Bildung von Oberflächenabfluss zu beobachten. Da in diesem Gebiet vorwiegend der Kalkstein der Muhrakaformation ansteht, ist auch unterirdische Entwässerung ein naheliegender Erklärungsansatz.

Für jedes Segment wurden die Länge und das mittlere Gefälle aus dem GIS ermittelt. Die einzelnen Werte können der Modelleingangsdatei im Anhang (Tab. A.0.3) entnommen werden. Weitere Parameter zur Gerinnegeometrie und der Rauhigkeitsbeiwert werden jeweils anhand von Gerinnetypen zugewiesen. Insgesamt wurden 12 Gerinnetypen festgelegt. Da die Wellenablaufsimulation nicht im Vordergrund der Arbeit steht, wird an dieser Stelle auf eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Typen verzichtet. Die zugehörigen Modellparameter sind ebenfalls im Anhang (Tab. A.0.5) zu finden.

Die strukturreichen Hauptgerinne von Nahal Bustan und Nahal Oren konnten bei Geländebegehungen während des Aufenthalts in Haifa im Januar/Februar 2008 stichprobenweise nahezu über ihren ganzen Lauf besucht und in Aufnahmen festgehalten werden. Allgemeine Informationen zur Gerinnemorphologie sowie einzelne Querschnittsaufnahmen konnten auch den Arbeiten von WITTENBERG (2002), WITTENBERG & GREENBAUM (2004), WINTER (2006) und MALKINSON & WITTENBERG (2007) entnommen werden. Zur Gerinnetypisierung wurden außerdem das Luftbild und die geologischen Karten hinzugezogen, letzteres auch wegen der Parameter für die Simulation der Transmission losses. Bei den Segmenten innerhalb von Daliyat al-Karmil wurde ein Kanal von 1 m Breite angenommen. Für die zuvor beschriebenen Segmente im östlichsten Teil des Gebiets wurde ein ähnliches Vorgehen gewählt wie es schon HARTMANN (2006) für die Simulation von Abfluss auf Wegen in einem Weinanbaugebiet angewandt hat, indem die ganze Talbreite als Gerinnebreite ausgewiesen wurde.



Abbildung 5.3.1.: Gerinnebett: a) Nahal Bustan (1. Februar 2008), b) Nahal Oren oberhalb des Pegels Agam und der Quelle Ein Alon (Jan. 2008)

Parallel zu den Parametern für die Wellenablaufberechnung sind für die ausgewiesenen Gerinnetypen auch Parameter für die Simulation von Transmission losses zu bestimmen. Transmission losses spielen im Nahal Oren Einzugsgebiet für die Betrachtung einzelner Abflussereignisse eine relativ bedeutende Rolle. Für die Parametrisierung der Gerinnetypen besteht jedoch das Problem, dass generell nur wenig Daten oder Informationen zu den Infiltrationseigenschaften vorliegen. Zudem sind die Gerinne zum größten Teil direkt im Festgestein eingetieft, während bei der Entwicklung der Routine mit den breiten Wadis mit mächtig entwickelten alluvialen Lockermaterialskörpern gänzlich andere Bedingungen anvisiert worden waren. Lockergesteinsablagerungen von bedeutender Mächtigkeit im Gerinneverlauf treten erst in der Küstenebene westlich des Auslasses des festgelegten Untersuchungsgebiets und auf dem kurzen Abschnitt nach dem Zusammenfluss von Nahal Bustan und Nahal Oren auf. Für die anderen Gerinnetypen wurden jeweils geringe Mächtigkeiten sowie Infiltrationsraten anhand der Angaben in den zuvor angeführten Studien und eigenen Eindrücken im Gelände geschätzt. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit der unterliegenden Schicht wurde entsprechend der Parametrisierung der lithologischen Einheiten vorgenommen.

6. Ergebnisse

Im Folgenden werden die verschiedenen Ergebnisse der Modellanwendung vorgestellt.

6.1. Gebietswasserbilanz

ı.

Motivation der Arbeit ist primär, repräsentativ für das Nahal Oren Einzugsgebiet die Perkolation zu quantifizieren. Die aus der Modellanwendung ermittelten Werte für die einzelnen Perioden finden sich mit der gesamten Wasserbilanz in untenstehender Tabelle.

Tabelle 6.1.1.: Simulationsergebnisse für die einzelnen Wasserhaushaltskomponenten in den einzelnen Perioden (gerundete Werte). N: Niederschlag, ET_a : Aktuelle Evapotranspiration, Δ s: Speicheränderung, Q_{gen} : gebildeter Abfluss, Q_{rout} : Gebietsabfluss nach Berechnung von Wellenablauf und Transmission losses, * Ergebnis mit Vorbehalt – Erläuterungen im Text.

Periode		N	ETa	Perkolation	Δs	Qgen	Q*rout
2002 / 03	mm	818	425	322	1	70	44
	Mio m ³	29.4	15.3	11.6	0	2.5	1.6
	% N		52	39	0	9	5
2006 / 07	mm	683	491	158	1	33	15
	Mio m ³	24.5	17.6	5.7	0	1.2	0.5
	% N		72	23	0	5	2
Okt. 2007- Juli 2008	mm	471	335	110	1	25	14
	Mio m³	16.9	12.0	3.9	0	0.9	0.5
	% N		71	23	0	5	3

Eine Komponente, die mit der Differenz von generiertem Abfluss und Gebietsabfluss im Gerinne indirekt vorliegt, sind Transmission losses. Korrekterweise ist hierzu an dieser Stelle eine Anmerkung zu machen. Im Lauf der Arbeit stellte sich heraus, dass bei der verwendeten Modellversion noch in geringem Ausmaß numerische Probleme bei der Ausgabe und Simulation von Transmission losses bei geringen Abflusswerten auftreten können. Sowohl auf den eigentlichen Abflussdurchgang als auch mengenmäßig dürften sich diese in der Regel nicht sehr stark auswirken, trotzdem sollte dies natürlich im Zuge der Modellentwicklung überprüft werden. Für die Modellsimulationen dieser Arbeit ließ sich dies jedoch zeitlich nicht mehr bewerkstelligen. Mit diesem Hinweis werden Werte des Gerinneabflusses und im Folgenden auch Abflussganglinien dennoch präsentiert, da die auftretenden Abweichungen als geringfügig eingeschätzt werden. Die im Mittelpunkt der Arbeit stehende Wasserbilanz auf der Einzugsgebietsfläche ist von den geschilderten Schwierigkeiten selbstverständlich in keiner Weise betroffen.

Den Erwartungen entsprechend bildet die Verdunstung in allen Simulationsperioden den größten Anteil an der Wasserbilanz. Die Perkolation hat in der "nassen" Periode 2002/03 einen stattlichen Anteil von knapp 40 % und in beiden späteren jeweils 23 %. Die Speicheränderung verschwindet bei der Simulation über ein hydrologisches Jahr. Ihr ungerundeter Wert liegt unter 1 mm. Davon abgesehen, ist der Abfluss die geringste Komponente. Dies erfüllt ebenfalls die Erwartungen. Außerdem wird auch ein starker Einfluss von Transmission losses abgebildet.

Bemerkenswert ist, dass selbst der absolute Wert der Verdunstung 2006/07 höher liegt als in der niederschlagsreicheren Periode 2002/03. Umgekehrt erscheint eine Perkolation von über 100 mm unter den extrem trockenen Bedingungen 2007/08 relativ hoch.

6.2. Wasserhaushaltskomponenten

Bei einer genaueren Beschäftigung mit den einzelnen hydrologischen Komponenten interessiert sowohl deren Dynamik im Jahresverlauf als auch räumliche Muster im Einzugsgebiet. An der zeitlichen Verteilung werden dabei vorwiegend äußere Steuerfaktoren nachvollziehbar, während die räumliche Verteilung Aufschluss über die unterschiedliche Ausprägung der Eigenschaften im Gebiet geben kann, was im Fall der Modellsimulation den Einfluss von Landnutzungsklassifikation und Terraintypenparametrisierung einschließlich des Parameters k_f -Limit widerspiegelt.

6.2.1. Zeitliche Verteilung

Vor der Betrachtung der Ergebnisse der Simulation im Einzelnen ist in Erinnerung zu rufen, dass im Gebiet eine ausgeprägte Saisonalität vorherrscht und im Betrachtungsrahmen eines hydrologischen Jahrs die Kontrollfunktion des Niederschlags und die Rolle der Wasserspeicherkapazität im Gebiet somit noch stärker ist als unter humideren Bedingungen. Außerdem sei noch einmal darauf hingewiesen, dass als Ausgangszustand der Simulation eine Bodenspeicherfüllung, die der Welkefeuchte entspricht, gewählt wurde.

Die Simulationsergebnisse in ihrem zeitlichen Verlauf sind in den Abb. 6.2.1 bis 6.2.3 dargestellt. Allein die unterschiedlichen Skalen der Diagramme bringen die bedeutenden

Unterschiede zwischen den Simulationen zum Ausdruck.

Bei allen drei Simulationsperioden fällt das Maximum der täglichen Verdunstung mit dem Ende der eigentlichen Niederschlagssaison im März oder April zusammen, dabei werden Werte zwischen 8 und 10 mm erreicht. Danach, in den Perioden 2002/03 und 2006/07 im Mai bzw. bereits im April in der Periode 2007/08, kommt es zu einem starken Einbrechen der Verdunstung. Die Diagramme aller Simulationsperioden zeigen während dem zentralen und späten Stadium der Niederschlagssaison das direkte Ansprechen von Perkolation und Abflussbildung auf Niederschlagsinput. Die Maxima der Perkolation sind dabei höher als zugehörige Abflussereignisse. Demnach hat auch die Perkolationskomponente Ereignischarakter mit einer raschen Rezession. Dass sich die Perkolation über mehrere Tage stabil auf einem Niveau hält, ist eigentlich nur im Februar 2003 zu beobachten. Bei der Verdunstung kommt es nach Niederschlagsereignissen stets zu einer kaum verzögerten positiven Reaktion.

In der vorausgehenden Gegenüberstellung der Simulationsperioden (4.4) wurde schon auf die sich abhebende saisonale Verteilung des Niederschlags 2006/07 hingedeutet. Dies kommt nun auch bei dem Vergleich der Diagramme gut heraus, zumal der Niederschlaginput im Herbst die Simulation der anderen Komponenten initiiert. Somit ist die Dauer der feuchten Saison 2006/07 insgesamt länger als bei den anderen Perioden, 2007/08 dagegen insgesamt kürzer. 2006/07 unterscheidet sich daher vor allem darin, dass es schon früh in der Saison zu einer anhaltenden Transpirationsaktivität kommt.

6.2.2. Räumliche Verteilung

Die Abbildungen 6.2.4–6.2.9 auf den folgenden Seiten zeigen Karten mit den Summenwerten der Wasserhaushaltskomponenten im Gebiet in den einzelnen Simulationsperioden.

Zunächst wurde in den Abb. 6.2.4-6.2.6 der Niederschlag als Modelleingangsgröße der Perkolation, als der nach der Zielsetzung meist interessierenden Ausgabegröße, gegenübergestellt. Aus der Modellsimulation ergibt sich für die jährliche Perkolation im Gebiet eine sehr ungleichmäßige Verteilung mit einer hohen Schwankungsbreite. Dies lässt auf den großen Einfluss der Parametrisierung schließen. Um Zusammenhänge herstellen zu können, muss praktisch gleichzeitig die räumliche Verteilung der Landnutzungsklassen (Abb. 5.1.1, S. 40), der Terraintypen (Abb. 5.1.2, S. 44) und der lithologischen Einheiten (bzw. der k_f -Limit-Einheiten, Abb. 5.1.14, S. 75) vor Augen sein.

Die Abgrenzungen der unterschiedlichen Terraintypen lassen sich in dem Perkolationsgrid der niederschlagsreichen Periode 2002/03 gut nachvollziehen, während die Grenzen in den beiden anderen Perioden im Bereich der geringen Perkolationswerte verwischen. Die relativ große Fläche mit den geringsten Perkolationswerten (die hellsten Bereiche) in der Simulationsperiode 2007/08 (Abb. 6.2.6 unten) entspricht den Terraintypen 5, 8, 9, 10 und 12, für die aufgrund der flächendeckenden tiefwurzelnden Vegetation der TWnFK-Wert in die Parametrisierung miteingeflossen ist. Auf dieser Fläche findet in der Modellsimulation für 2007/08 zum größten Teil gar keine Perkolation statt (Wert von Null), der höchste Wert beträgt lediglich 20 mm. 2006/07 ergibt sich diesbezüglich ein sehr ähnliches Bild, wenn auch etwas höhere Werte erreicht werden, was auf der Abbildung 6.2.5 allerdings optisch nicht herauskommt. Auch einige Abbildung 6.2.1.: Simulierte Tageswerte der Wasserhaushaltskomponenten.







Abbildung 6.2.3.: Simulierte Tageswerte der Wasserhaushaltskomponenten.





Abbildung 6.2.4.: Simulationsergebnisse für Niederschlag und Perkolation im Untersuchungsgebiet in der Periode 2002/03.



Abbildung 6.2.5.: Simulationsergebnisse für Niederschlag und Perkolation im Untersuchungsgebiet in der Periode 2006/07.



Abbildung 6.2.6.: Simulationsergebnisse für Niederschlag und Perkolation im Untersuchungsgebiet in der Periode Okt. 2007 bis Juli 2008.



Abbildung 6.2.7.: Simulierte Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in der Periode 2002/03.



Abbildung 6.2.8.: Simulierte Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in der Periode 2006/07.



Abbildung 6.2.9.: Simulierte Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in der Periode Okt. 2007 bis Juli 2008.

kleinräumigere Bereiche heben sich durch eine deutlich höhere oder niedrigere Perkolation von der Umgebung ab, diese fallen in der Regel mit Einheiten der Landnutzungsklassifikation zusammen. Insgesamt dominiert jedoch offensichtlich der Zusammenhang zwischen Perkolation und Terraintyp. In den beiden trockeneren Jahren lassen sich praktisch durchgehend für Flächen mit höherer Speicherkapazität (siehe Tabelle 5.1.5) jeweils niedrigere Perkolationswerte feststellen. Dies trifft 2002/03 nicht zu, also müssen unter den Bedingungen dieser Periode teilweise andere Faktoren einflussreicher sein. In allen drei Simulationsperioden zeichnet sich der Terraintyp der Siedlungsflächen (Typ 1) durch relativ hohe Perkolationswerte aus, dies entspricht nicht unbedingt den Vorstellungen. Die höchsten jährlichen Perkolationswerte ergeben sich aus der Modellsimulation stets für Terraintyp 6 (felsige Kalksteinhänge), die niedrigsten stets für Terraintyp 8 (Mergelterrain).

Bei den Terraintypen, die aufgrund der anthropogenen Nutzung ausgewiesen wurden, decken die verschiedenen Flächen, im Gegensatz zu den anderen Terraintypen, nicht immer Bereiche mit einem einheitlichen k_f -Limit-Wert ab. Da dagegen die Landnutzungsklasse innerhalb der Terraintypen (1-3) nicht differiert, können auftretende Unterschiede neben äußeren Faktoren vor allem auf den Einfluss des k_f -Limits zurückgeführt werden. So pausen sich zum Beispiel in allen Simulationsperioden im Bereich dieser Terraintypen im südöstlichen Teil des Einzugsgebiets deutlich die Konturen der lithologischen Einheiten (Abb. 5.1.14, S. 75) ab. Es ist zu beachten, dass die hier aneinander angrenzenden Kalkstein- und Mergeleinheiten den größten Kontrast bei den vergebenen k_f -Limit-Werten aufweisen.

Die räumlichen Muster der Verdunstung (Abb. 6.2.7–6.2.9) entsprechen im Wesentlichen denen der Perkolation in den jeweiligen Simulationsperioden. Da der Anteil der Abflusskomponente an der Wasserbilanz relativ klein ist und die Speicheränderung über den Jahresverlauf verschwindet, könnte man Verdunstung und Perkolation fast als komplementäre Größen zum Niederschlagsinput auffassen. Der oben angesprochene Einfluss des k_f -Limit-Grids im südöstlichen Teil des Gebiets ist bei den Karten der Jahresverdunstung allerdings nicht zu erkennen.

Auch die Darstellung des relativen Anteils der Verdunstung am Jahresniederschlag (Abb. 6.2.7–6.2.9, jeweils unten) verdeutlicht, welche große Schwankungsbreite innerhalb des Gebiets aus der Modellsimulation hervorgeht.

Karten mit den Monatswerten der Verdunstung aus der Modellanwendung finden sich im Anhang (A.0.1–A.0.6).

6.3. Abflussereignisse

Unter den verschiedenen Ausgabegrößen besteht in der Regel lediglich für die Abflusskomponente die Möglichkeit des direkten Vergleichs mit Messwerten. Waren zuvor bei den Diagrammen zur Simulation der Wasserhaushaltskomponenten (Abb. 6.2.1–6.2.3) lediglich die Tageswerte des gebildeten Abflusses und des Gerinneabflusses am Gebietsauslass enthalten, zeigen die Abb. 6.3.1–6.3.3 auf den nächsten Seiten, jeweils für die Simulationsperioden, die Abflusssimulation im Saisonverlauf für die Gerinnesegmente an den drei Abflusspegeln des Gebiets. Abgebildet sind auch die gemessenen Abflusswerte soweit vorhanden.

Der Zeitschritt der Wellenablaufsberechnung beträgt 1 Minute in den Perioden 2006/07 und 2007/08 und 2 Minuten in der Periode 2002/03. Die Wellenablaufsberechnung stellt zwar, gerade für die Anwendung in Einzugsgebieten mit episodischem Abfluss, einen großen Vorzug des ZIN-Modells dar, hier werden dennoch zunächst nicht einzelne Ereignisse detailliert präsentiert, sondern der Blickwinkel soll wie zuvor bei den anderen Wasserhaushaltskomponenten auf die Verhältnisse über den Verlauf des hydrologischen Jahrs bzw. in der Niederschlagssaison als Ganzem gerichtet werden. Wenn die Abflusssimulation zur Kontrolle der Wasserhaushaltsmodellierung dienen soll, ist der Frage, wie die Abflussdynamik in diesem Betrachtungsrahmen abgebildet wird, die höchste Aussagekraft über die Erfassung des hydrologischen Systems einzuräumen. Wenn in den Diagrammen für 2002/03 (Abb. 6.3.1) und 2007/08 (Abb. 6.3.3) die Ergebnisse erst ab Dezember gezeigt werden, bedeutet dies, dass es weder Hinweise darauf gibt, dass es zuvor im Gebiet zu Ereignissen gekommen ist, noch darauf, dass in der Modellsimulation an den gezeigten Pegelsegmenten Abfluss aufgetreten ist. Dasselbe gilt nach dem Ende des jeweils abgebildeten Zeitraums.

Auf den ersten Blick fällt auf, dass in der Modellsimulation häufiger Abflussereignisse generiert werden als tatsächlich beobachtet wurden. Da keine lückenlose Abflussdatenreihe vorliegt, fehlt prinzipiell teilweise die Kenntnis, ob Abflussereignisse im Gebiet aufgetreten sind. Allerdings zeigen die vorliegenden Daten in der Saison 2002/03 definitiv, dass es an den Pegeln Agam und Gesher weder die beiden ersten Ereignisse der Modellsimulation noch ein Ereignis im frühen Januar gegeben hat. Auch den später in der Saison simulierten kleineren Ereignissen fehlt nachweislich ein Pendant in der Realität. Diesbezüglich ist bei den beiden späteren Simulationsperioden aufgrund der fehlenden Daten schwerlich eine Aussage zu treffen, es kann lediglich gemutmaßt werden, dass ähnlich wie im Fall von 2002/03 zu viele Ereignisse aus der Simulation hervorgehen. Der umgekehrte Fall, dass am Pegel ein Ereignis beobachtet wurde und es in der Modellsimulation keinen Abfluss gab, tritt nur im Fall zweier kleinen Ereignisse am Pegel Bustan (Ende Dezember 2002 und Ende Januar 2003, Abb. 6.3.1) auf.

Lässt man diese Ereignisse beiseite und lenkt den Blick insbesondere auf die größeren Ereignisse, lassen sich beim Vergleich von Simulation und Beobachtung des Abflusses fallweise ganz akzeptable Übereinstimmungen aber auch gröbste Diskrepanzen feststellen. Beispielhaft werden Ereignisse an den Pegeln Agam und Gesher aus der Simulationsperiode 2002/03, in welcher die besten Abflussdaten vorliegen, detailliert in den Abb. 6.3.4 und 6.3.5 gezeigt.

Um zur Betrachtung der ganzen Saison und allen Simulationsperioden aus der Distanz zurückzukehren, lässt sich selbst unter Berücksichtigung der lückenhaften Abflussdaten und dem rein optischen Vergleich sagen, dass in der Simulation der Gerinneabfluss insgesamt überschätzt wird. Dies scheint in den trockeneren Simulationsperioden 2006/07 und 2007/08 noch ausgeprägter zu sein als 2002/03, in der bei zwei großen Ereignissen auch eine starke Unterschätzung (siehe auch Abb. 6.3.5) auftritt. Die Überschätzung scheint bei der Simulation im Nahal Bustan Teileinzugsgebiet (Pegel Bustan) bis auf wenige Ausnahmen systematisch zu sein.





Abbildung 6.3.2.: Abflussereignisse an den Pegeln Agam, Gesher und Bustan in der Simulationsperiode 2006/07 mit Tageswerten des Niederschlags.



N mm







Abbildung 6.3.4.: Simulierter und gemessener Abfluss zwischen 20. und 26.12. 2003 an den Pegeln Agam und Gesher, Modellniederschlag: 113 mm von 20.–22.12.2002, 38 mm von 24.–25.12.2002, zu sehen sind (Ganglinie Gesher simuliert) auch die numerischen Oszillationen, die in Verbindung mit der Simulation von Transmission losses auftreten können.



Abbildung 6.3.5.: Simulierter und gemessener Abfluss für das Ereignis 21.–23.3. 2003 an den Pegeln Agam und Gesher, Modellniederschlag: 60 mm von 18.–21.2.2003.

7. Möglichkeiten und Grenzen einer Bewertung

Am Ende jeder Untersuchung steht der Wunsch und Anspruch einer Verifikation der gewonnenen Ergebnisse und damit die Suche nach Referenzmöglichkeiten. Bei einer Modellanwendung erfolgt eine Validierung in der Regel durch den Vergleich von gemessenen und simulierten Werten. Im vorhergehenden Kapitel werden die Ergebnisse für die Perkolation, als Zielgröße der vorliegenden Arbeit, präsentiert. Für die Perkolation liegen flächendeckende Daten praktisch nie, aber selbst punktuelle Messdaten nur in den seltensten Fällen vor. An diesem Punkt ist daher nun zu überlegen, welche Möglichkeiten zur Überprüfung der Modellsimulation generell bestehen. Vorausgehend soll jedoch im folgenden Abschnitt aufgezeigt werden, in welchem Rahmen sich die neu eingeführten Größen k_f -Limit und TWnFK auf die Simulationsergebnisse und damit auch ihre Parametrisierung auf die Unsicherheit auswirken.

7.1. Prüfung des Einflusses der Größen kf-Limit und TWnFK

Zur Beurteilung der Ergebnisse einer Modellanwendung können sicherlich die Ergebnisse einer Sensitivitätsanalyse sehr aufschlussreich sein. So wäre eine solche auch für die vorliegende Arbeit sinnvoll.

Zwei zentrale Arbeitsschritte der Modellanwendung sind die Einführung eines von der Lithologie abhängigen Grenzwerts für die Sickerung aus dem Bodenspeicher mit dem Parameter k_f -Limit und die Verwendung der Hilfsgröße TWnFK bei der Parametrisierung der Bodenspeichers der einzelnen Terraintypen. Dieses Vorgehen wurde ausgehend von den Thesen, dass zur Schätzung der Perkolation im Rahmen des Wasserhaushaltsjahrs, zum einen die Berücksichtigung der Abhängigkeit des Sickerprozesses durch auftretende Diskontinuitäten der hydraulischen Eigenschaften am Übergang von Boden und Gestein für eine realitätsgetreue Abbildung notwendig ist und zum anderen die Betrachtung auf die saisonalen Wasserumsätze in der ganzen Wurzelzone ausgerichtet werden muss. Dabei stellen beide methodischen Mittel offensichtlich eine relativ starke Abstraktion der realen Verhältnisse dar und sind sicher nicht unangreifbar. Zudem zeigt sich bei der Parametrisierung (unter 5.1.2.5), dass auch nur beschränkt Anhaltspunkte für deren Quantifizierung vorhanden sind. Auch in den vorhergehenden präsentierten flächendiffernezierten Simulationsergebnisse für die einzelnen Wasserhaushaltskomponenten (Abb. 6.2.4–6.2.9) deutet sich teilweise ein starker Einfluss der beiden Größen an.

Aus zeitlichen Gründen konnte bedauerlicherweise keine umfassende Sensitivitäts-

analyse in die Arbeit eingeschlossen werden. Zu überprüfen, wie sich der neu eingeführte Parameter k_f -Limit und die Verwendung der Hilfsgröße TWnFK bei der Bodenspeicherparametrisierung auf die Simulationsergebnisse auswirken, scheint jedoch unerlässlich, um eine Vorstellung von der damit verbundenen Unsicherheit zu erlangen. Daher werden in Tab. 7.1.1 jeweils die Ergebnisse von Simulationsläufen mit einer unbeschränkten Bodendrainage ("ohne k_f -Limit"), einer Vernachlässigung der Wasserverfügbarkeit unterhalb der eigentlichen Bodenzone ("ohne TWnFK") und eine Kombination aus beidem ("ohne k_f -Limit + ohne TWnFK") in allen Simulationsperioden zusammengefasst.

Tabelle 7.1.1.: Ergebnisse der Simulationsläufe zum Test des Einflusses des neu in das Modell
eingeführten Parameters k_f -Limit und der Verwendung der Hilfsgröße TWnFK bei
der Bodenspeicherparametrisierung, Erläuterungen zu den Simulationen im Text,
 Δ prozentuale Änderung des Simulationsergebnisses für die Komponente in Bezug
auf die Simulation "Referenz" (mit Berücksichtigung von k_f -Limit und TWnFK).

Periode	Simulation	Ν	ETa		Perkolation		Δs		Qgen		Q*rout	
		mm	mm	Δ (%)	mm	Δ (%)	mm	Δ (%)	mm	Δ (%)	mm	Δ (%)
2002 / 03	Referenz	818	425	-	322	-	1	-	70	-	44	-
	ohne kr-Limit		414	-3	382	19	1	0	21	-70	9	-80
	ohne TWnFK		351	-17	364	13	1	0	102	46	72	64
	ohne kr-Limit + ohne TWnFK		349	-18	442	37	1	0	26	-63	13	-70
2006 / 07	Referenz	683	491	-	158	-	1	-	33	-	15	-
	ohne kr-Limit		487	-1	185	17	1	0	11	-67	2	-87
	ohne TWnFK		428	-13	210	33	1	0	44	33	24	60
	ohne kr-Limit + ohne TWnFK		428	-13	241	53	1	0	14	-58	3	-80
Okt. 2007-	Referenz	471	335	-	110	-	1	-	25	-	14	-
	ohne kr-Limit		337	1	121	10	1	0	13	-48	5	-64
	ohne TWnFK		285	-15	152	38	1	0	33	32	20	43
	ohne kr-Limit + ohne TWnFK	1	285	-15	170	55	1	0	16	-36	8	-43

Generell zeigt sich in den Testläufen, wie es zu erwarten ist, eine sehr starke Änderung der Ergebnisse und dies bezogen auf das Verhältnis der Wasserhaushaltskomponenten auf der Einzugsgebietsskale auch in einer konsistenten Form für alle drei Simulationsperioden. Beide Größen bewirken eine bedeutende Reduktion der Perkolation, was zu erwarten ist, da mit ihrer Einführung auch die These verknüpft ist, dass andernfalls eine Überschätzung der Perkolation wahrscheinlich ist. Mit der Ausnahme des Laufs "ohne k_f -Limit" in der Simulationsperiode 2007/08 zeigt sich eine Erhöhung der Verdunstung in den Testläufen, wenngleich der Einfluss des TWnFK für die Verdunstung eindeutig als höher zu bewerten ist. Auf den Abfluss zeigen die beiden Größen konträre Auswirkungen. Dass die Größe k_f -Limit sich förderlich auf den Abfluss auswirkt, zeigt sich auch in den aufsummierten Ausgabegrids zur flächendifferenzierten Abflussbildung (Abb. 7.2.2 auf S. 114). Darin ist auch zu erkennen, dass im wesentlichen die Mergelflächen, die bei der vorgenommenen Parametrisierung den geringsten k_f -Limit-Wert aufweisen, zur Abflussbildung beitragen.

Die Tendenz der Auswirkungen scheint soweit plausibel zu sein, das Ausmaß ist eindrücklich. Aus einer detaillierten Analyse der einzelnen Simulationsläufe können sicher noch weitere Erkenntnisse gewonnen werden, an dieser Stelle soll es jedoch bei der Präsentation der effektiven Auswirkungen auf den Wasserhaushalt über den Verlauf des hydrologischen Jahrs belassen werden.

7.2. Schwierigkeiten bei Evaluation und Interpretation der Abflusssimulation

Dass eine zeitlich hoch aufgelöste, prozessorientierte Abflussbildung und die physikalisch basierte Simulation des Gerinneabflusses in einen langzeitlichen Wasserhaushaltsansatz eingebettet ist, stellt einen wesentlichen Vorzug des TRAIN-ZIN-Modells dar (GUNKEL ET AL., 2007). Unter 3.3 wurde die These aufgestellt, dass, unter der Annahme, dass Aufsättigungsmechanismen die Abflussbildung im Nahal Oren Einzugsgebiet dominieren (WITTENBERG & INBAR, 2003; WITTENBERG ET AL., 2007a), die Anstrengungen um eine fundierte Parametrisierung der Speicherkomponenten im Gebiet (5.1.2) zum Zweck der Wasserhaushaltsanwendung im Erfolgsfall auch in einer adäquaten Erfassung der Abflussbildung münden. Die Messgröße Abfluss gibt also prinzipiell die Möglichkeit zur Kontrolle der Modellanwendung und dementsprechend stellte die Verfügbarkeit von Abflussdaten auch ein Kriterium bei der Auswahl der Simulationsperioden (siehe 4.1) dar. Bei der konkreten Betrachtung treten in diesem Zusammenhang jedoch verschiedene Probleme auf, die im Folgenden erläutert werden.

7.2.1. Unsicherheit der Abflussdatenreihen

Im Ergebnisteil der Arbeit werden eine Gegenüberstellung der simulierten und gemessenen Abflusswerte vorgenommen und Beobachtungen eines visuellen Vergleichs festgehalten. Demnach ist die Simulation allenfalls als moderat zu beurteilen.

Es wurde bereits mehrfach angesprochen, dass die Abflussdatenreihen generell sehr lückenhaft und teilweise auch fehlerverdächtig sind. Die Situation für die Modellanwendung ist vor allem in den beiden Simulationsperioden 2006/07 und Okt. 2007 bis Juli 2008 unbefriedigend. In Tabelle 4.4.1 sowie in den Diagrammen 6.3.1–6.3.3 wird versucht alle verfügbaren Informationen zusammenzustellen, an eine quantitative Validierung ist mit der vorliegenden Datenbasis jedoch offensichtlich nicht zu denken. Die Datenreihe der Simulationsperiode 2002/03 macht einen relativ verlässlichen Eindruck, was eben den Ausschlag gab, diese in die Modellanwendung einzuschließen auch wenn in dieser Saison wenig Niederschlagsdatenreihen vorliegen. Im Hinblick auf die Aussagekraft, wäre es jedoch gerade wichtig, die Simulationsgüte unter den verschiedenen Verhältnissen aller Simulationsperioden beurteilen zu können.

7.2.2. Unsicherheitsfaktor Transmission losses für die Simulation des Gerinneabflusses

Eine akzeptable Übereinstimmung von simulierten und gemessenen Werten des Abflusses ist zwar kein Beweis aber ohne Frage eine Bedingung für die Richtigkeit des grundlegenden Ansatzes. Dieser direkte Vergleich wird nun also im vorliegenden Fall durch den Mangel an Messdaten teilweise verhindert, zudem soll aber gezeigt werden, welche Faktoren dessen Funktion als Gütekriterium für die vorliegende Arbeit und deren Ausgangsfragestellung ohnehin relativ stark einschränken.

Wie zuvor angesprochen, ist für die Bewertung der Wasserhaushaltsmodellierung besonders interessant, wie gut die flächendifferenzierte Abflussbildung erfasst wird. Für die Modellvalidierung muss jedoch mit dem Vergleich zur integrativen Messgröße des Gerinneabflusses auch in der Simulation immer ein Schritt weiter gegangen werden, indem auch die Transformation des gebildeten Abflusses zum Beobachtungspunkt im Gerinneverlauf eingeschlossen wird.

So steht die Simulation von Transmission losses zwar nicht im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit, da diese im Nahal Oren Einzugsgebiet häufig einen bedeutenden Anteil am Abflussvolumen haben (SHACHORI ET AL., 1965) und die Dynamik der Ereignisse prägen (WITTENBERG & GREENBAUM, 2004), können diese aus der Simulation jedoch auch keinesfalls ausgeschlossen werden. Dass relativ hohe Abflussverluste auftreten, zeigen auch die Abflussdaten in den Simulationsperioden für den Pegel Agam und den unterhalb liegenden Pegel Gesher (Tab. 4.4.1 und Abb. 6.3.1).

Verglichen mit anderen hydrologischen Modellen erfolgt die physikalisch basierte Beschreibung der Prozesse im Gerinne im TRAIN-ZIN-Modell sehr präzise. Für die vorliegende Arbeit ist jedoch einzuräumen, dass die Basis der Parametrisierung/Simulation von Transmission losses in dieser Arbeit nicht zufriedenstellend ist. Wie auch auf den beispielhaften Abbildungen von Ereignissimulationen (Abb. 6.3.4 und 6.3.5) ersichtlich ist, werden Transmission losses im Bereich zwischen den Pegeln Agam und Gesher in der Modellsimulation mit dem verwendeten Gerinneparametersatz meist unterschätzt. Für diesen Abschnitt im Bereich der Gerinnesegmente im anstehenden Dolomit könnte mit einem Kalibrieransatz und zusätzlicher Zeit eventuell auch eine Verbesserung der Simulation erreicht werden, das größte Problem im Gesamtrahmen der Arbeit stellt jedoch dar, dass kaum Anhaltspunkte zur Beurteilung der auftretenden Verluste in anderen Abschnitten des Gerinnenetzes vorliegen. Nach allen Erfahrungen treten in jeder Saison auch kleine Abflussereignisse im Einzugsgebiet oberhalb der Abflusspegel auf, die nicht registriert werden, da sie im Gerinneverlauf vollständig infiltrieren. Da dazu keine (quantitativen) Anhaltspunkten vorliegen, ist auch nicht zu entscheiden, ob eine Abweichung des Auftreten und Volumens von Abflussereignissen der Modellsimulation von den Abflussdaten an den Pegeln auf falsche Annahmen der Abflussbildungssimulation oder eine schlechte – insbesondere unterschätzte – Abbildung der Transmission losses oberhalb der Pegel zurückzuführen ist.

Die Abschätzung der zahlreichen Parameter, die in die Berechnung von Transmission losses eingehen, ist unter 5.3 beschrieben. Die Gerinnemorphologie sowohl im Nahal Oren als auch im Nahal Bustan Einzugsgebiet weist eine hohe Strukturvielfalt auf (WITTENBERG, 2002; WITTENBERG & GREENBAUM, 2004; MALKINSON & WITTEN-BERG, 2007). Eine Verringerung der Unsicherheit aufgrund von Tramsmission losse kann nur durch umfassendere Geländeerhebungen und Beobachtungen vor Ort erzielt werden. Bei der Vorstellung der Ergebnisse der Abflusssimulation wurde darauf hingewiesen, dass der korrekten Simulation des Auftretens von Ereignissen bei der Bewertung prinzipiell eine höhere Priorität zukommt als der Übereinstimmung einzelner Ereignisse mit den gemessenen Ganglinien. Ohne weitere Anhaltspunkte zu der Bedeutung von Transmission losses im oberen Teil des Einzugsgebietes zu haben, lässt sich jedoch nicht einmal schlussfolgern, dass das zu häufige Auftreten von Ereignissen in der Simulation auf Schwächen der Abflussbildung zurückzuführen ist.

7.2.3. Unsicherheitsfaktor Siedlungsentwässerung bei der Simulation von Abflussbildung und Abflusskonzentration

Die Flächen die für die Modellanwendung als Siedlungsflächen (Terraintyp 1) abgegrenzt wurden, stellen einen Anteil von knapp 10 % an der gesamten Fläche des Untersuchungsgebiets. Dass für die relativ ausgedehnten Siedlungsflächen Isfiya und vor allem Daliyat al-Karmil im östlichen, oberen Teil des Einzugsgebiets die Einschätzung die hydrologische Reaktion auf Niederschlagsereignisse mittels der gegebenen Informationen schwer fällt wurde bereits zuvor angedeutet. Natürlich ist aufgrund der Oberflächenbebauung von einer relativ starken Abflussbildung und einer geringen Perkolation auszugehen. Bei der Präsentation der Ergebnisse wurde schon darauf verwiesen, dass im Fall der Perkolation der umgekehrte Fall einer relativ hohen Perkolation aus der Simulation hervorgeht. Dies ist offensichtlich auf die vergebene geringe mittlere Bodenmächtigkeit bzw. Speicherkapazität bei einer geringen Verdunstung und somit langsamen Reduktion der Bodenspeicherfüllung zurückzuführen. Mit Siedlungsflächen ist grundsätzlich der Prozess der Infiltrationsüberschussabflussbildung als dominierendem Abflussbildungsprozess zu verbinden, dessen Simulation im ZIN-Modell über den Parameter der Infiltrationskapazität verkörpert wird. Eine Reduktion der Infiltrationskapazität würde auch die Simulation der unrealistisch hohen Perkolationswerte vermeiden.



Abbildung 7.2.1.: Daliyat al-Karmil im Luftbild mit der vorgenommenen Abgrenzung des Terraintyps 1.

Aber auch die vollständige Unterbindung der Infiltration entspricht nicht den Vorstellungen vom realen Geschehen, da die abgegrenzten Flächen auch unversiegelte Bereiche einschließen. Zur Beschreibung der Abflussbildung auf bebauten Flächen setzte unter anderem GASSMANN (2007) das ZIN-Modell ein, dabei handelte es sich jedoch um ein kleinskaliges Untersuchungsgebiet, in dem die Geometrien der versiegelten Bereiche exakt erfasst und für die Modellanwendung als homogen zusammengesetzte Einheit abgegrenzt werden konnten. Dies ist im vorliegenden Fall des mesoskaligen Nahal Oren Einzugsgebiets nicht möglich und im Rahmen der Wasserhaushaltsanwendung wohl auch nicht angemessen. Somit stellt unter allen Terraintypen der Typ 1 den einzigen Fall dar, bei dem der endgültige Parametersatz erst mit den ersten Modellläufen festgesetzt wurde. Nachdem sich schnell zeigte, dass die Abflussereignisse tendenziell überschätzt werden und der relative Abflussbeitrag der Siedlungsflächen in vielen Fällen hoch ist, wurden die Parameter Infiltrationskapazität und Bodenmächtigkeit, die jeweils die Abflussbildungsprozesse durch Infiltrations- und Sättigungsüberschuss verkörpern, etwas erhöht, um die Auswirkungen auf die Abflusssimulation zu testen, und schließlich wurden diese bei den in Tabelle 5.1.5 präsentierten Werten belassen.



Abbildung 7.2.2.: Simulierte Abflussbildung im Untersuchungsgebiet in den Perioden 2002/03 und 2006/07. Abgebildet sind auch die Teileinzugsgebiete und Gerinnenetz, das zur Abflusskonzentrations- und Wellenablaufsberechnung dient.

Auch mit den so gesetzten Parametern ist der Anteil der Siedlungsflächen an der Abflussbildung im Gebiet überragend. Oft sind auch ausschließlich diese für die kleineren Abflussereignisse, die in der Simulation auftreten, obwohl im Gebiet kein Abfluss beobachtet worden ist, verantwortlich. Abb. 7.2.2 zeigt die Jahressumme des gebildeten Abflusses aus der Modellsimulation für 2002/03 und 2006/07. Dort ist unter anderem zu erkennen, dass generell die Kombination der k_f -Limit-Einheit Mergel (geringster k_f -Limit-Wert) mit einem Terraintyp, für den keine TWnFK angenommen wurde, die für Abfluss sensibelsten Flächen ergeben. Es soll nun jedoch keine ausführliche Diskussion der Abflussbildung erfolgen, da dazu auch eine Analyse der Ereignisse im Einzelnen gehört, dem unter der zeitlichen Beschränkung keine Priorität gegeben wurde.

In den Karten ist jedoch auch gut die hohe Bedeutung des Siedlungsflächen-Terraintyps für die Abflussbildung zu erkennen, dies insbesondere, da die Simulation der Abflussbildung in weiten Teilen des Einzugsgebiets (im Wesentlichen in Terrain, wo eine TWnFK berücksichtigt wurde) vernachlässigbar ist. Besonders deutlich hebt sich im unteren Teil des Einzugsgebiets die bei Daliyat al-Karmil abgegrenzte Fläche in der Saison 2006/07 hervor. Auch das nicht abgebildete Grid für die trockene Saison 2007/08 zeigt eine ähnliche starke Konzentration der Abflussbildung insbesondere auf die Siedlungsflächen.



Abbildung 7.2.3.: Oberflächenabfluss von einer Verkehrsstrasse bei Isfiya in das Teileinzugsgebiet Hik (Nr. 30 in der Abb. 5.2.1) am 28. Januar 2008 (10:00 lokale Zeit), zu diesem Zeitpunkt führte das Gerinne im Hik Einzuggebiets unterhalb des Beobachtungspunkts kein Wasser, der Oberflächenabfluss versickerte vollständig. Zu einem Abflussereignis im Hauptgerinne des Nahal Oren kam es am folgenden Tag.

Es stellt sich die Frage, ob dieser starke Einfluss für die Abflussereignisse auf der Gebietsskale den Erwartungen entspricht. Alle Informationen zur Abflussbildung im Gebiet sind, dass die Ereignisse vorwiegend im oberen Teil des Gebiets generiert werden und dass Abfluss von den Drusendörfern in jedem Fall eine Komponente darstellt, da die Ableitung des Wassers in die Wadis erfolgt. Nach INBAR & AYAL (1980) ist in Einzugsgebieten des Karmel ein Anstieg des Abflusses aufgrund der Ausdehnung von Siedlungsräumen zu beobachten. Soweit besteht zumindest kein Widerspruch, zu einer hohen Bedeutung des Terraintyps für die Genese von Abflussereignissen.

Vergegenwärtigt man sich, dass der Abfluss im Untersuchungsgebiet in der Gebietswasserbilanz eine vergleichsweise geringe Komponente darstellt, die Simulation für weite Teile des Einzugsgebiets eine geringe bis verschwindende Beteiligung an der Abflussbildung zeigt und trotzdem in der vorgenommenen Simulation oft eine starke Überschätzung des Abflusses auftritt, wird der große Einfluss dieses einzelnen Terraintyps auf das Ergebnis der Simulation von Abflussereignissen deutlich und der Vorwurf ist gerechtfertigt, dass vor diesem Hintergrund die fehlenden Ansatzpunkte für dessen Parametrisierung als große Schwäche für die Diskussion der Ereignissimulation auszulegen sind. Durch die weitere Steigerung von Mächtigkeit bzw. Infiltrationskapazität des Terraintyps könnte vermutlich auch noch deutliche Verbesserungen bei der Überschätzung des Abflusses erzielt werden und sozusagen ein Großteil der kleinen falsifizierten Ereignisse "ausgelöscht" werden. Mit dem erneuten Hinweis auf die Ausrichtung der Parametrisierung auf den Wasserhaushalt und die Problematik der Transmission losses im Übrigen ist es jedoch fraglich, ob dies sinnvoll ist.



Abbildung 7.2.4.: Nahal Oren (links) und Nahal Bustan am Rand von Daliyat al-Karmil.

Als weiterer Punkt soll noch kurz auf die Auswirkungen einer möglicherweise unkorrekten Repräsentation der Siedlungsentwässerungssystems durch die topographisch abgegrenzten Abflusskonzentrationseinheiten (auch in 7.2.2 abgebildet) auf die Abflussganglinien hingewiesen werden. Nimmt man an, dass der aus der Modellsimulation hervorgehende bedeutende Anteil von Siedlungsflächenabfluss an den Abflussereignissen die realen Verhältnisse einigermaßen korrekt widerspiegelt, wäre eine mögliche Erklärung für die häufig auftretenden und teilweise massiven Überschätzungen der Abflussereignisse im Nahal Bustan Teileinzugsgebiet, dass die Siedlungsentwässerung von Daliyat al-Karmil überwiegend in das Nahal Oren Teileinzugsgebiet geleitet wird.

Bedauerlicherweise war eine Erörterung der tatsächlichen Verhältnisse vor Ort in dem zeitlich begrenzten Aufenthalt in Haifa und angesichts der vielen dringenden Fragepunkte nicht unterzubringen.



Abbildung 7.2.5.: Überschätzung des Abflussereignisses 24.–27. März 2003 am Pegel Bustan und Simulation am Pegel Agam im Vergleich.

7.2.4. Schlussfolgerungen zur Eignung der Abflussergebnisse für die Bewertung der Wasserhaushaltssimulation

Der Vergleich der simulierten Abflussereignisse mit den vorhandenen Messdaten zeigt sehr eindrücklich, dass das Modell-Set up noch größere Schwachstellen aufweisen muss. Der Versuch dem nachzugehen, endet jedoch mit der Feststellung, dass aufgrund der vielen Abhängigkeiten für die Dynamik der Abflussereignisse und den vorliegenden Informationen nichts als ungesicherte Spekulationen getroffen werden können. Die Abweichung der Abflussdynamik wäre sicher vertretbar, wenn unter dem Aspekt der Wasserbilanz zumindest eine akzeptable Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Abflussvolumina in den einzelnen Ereignissen und jeweils für die ganze Saison zu beobachten wäre. Es zeigt sich aber, dass dafür eine bessere Kenntnis der Mengen der Transmission losses über den gesamten Gerinneverlauf und vor allem im oberen TEil des Einzugsgebiets notwendig ist. Eine quantitative Vorstellung besteht lediglich aus den Ereignissen, in denen Messdaten für die beiden Pegel Agam und Gesher vorliegen. Die Verhältnisse in dem Gerinneabschnitt zwischen den Pegeln in dem verkarsteten Dolomit sind jedoch sehr markant und können unter keinen Umständen auf andere Gerinneabschnitte übertragen werden.

Eine Möglichkeit diesen Schwierigkeiten zu begegnen wäre auch gewesen, zu prüfen zu welchen Ergebnissen man – entgegen dem gewählten Weg – mit einer umfassenden Kalibrierung gelangt. Zum einen sind hierbei die lückenhaften Messdatenreihen zu beachten und nachdem die große Zahl an Freiheitsgraden aufgezeigt wurde, wäre der Zeitaufwand beträchtlich und außerdem fraglich, welche Aussagekraft damit erzielt werden kann. Auch von einer gezielten Kalibrierung ausgehend von den vorliegenden Ergebnissen wurde abgesehen. Auch der Fall der Siedlungsflächen zeigt, dass insbesondere unter den episodischen und anteilsmäßig geringen Abflussereignissen des Einzugsgebiets, die Reichweite der Auswirkungen einzelner Modellierungsflächeneinheiten und ihrer Parameter auf die Abflusssimulation sehr hoch ist.

Wurde die Abflusssimulation zuvor als nicht überzeugend bezeichnet, so ist es unter Betracht der geschilderten Umstände und Schwierigkeiten wiederum fast erstaunlich, wie die Ereignisse teilweise getroffen werden. Aus einer genaueren Analyse und Diskussion der flächendifferenzierten Abflussbildung, könnten sicher noch einige aufschlussreiche Informationen zu den Eigenheiten der einzelnen Terraintypen und Parameterkombinationen gewonnen werden, dies hätte jedoch zuviel Zeit in Anspruch genommen, um im Rahmen der Arbeit realisiert zu werden.

7.3. Alternative Ansätze zur Überprüfung der Ergebnisse

Ein direkter Vergleich zu unabhängig ermittelten Werten oder Messdaten zur Kontrolle der Ergebnisse der Wasserhaushaltsmodellierung wäre generell und insbesondere nachdem die verschiedenen Probleme der Abflusssimulation aufgezeigt wurden wünschenswert. Selbstverständlich gab es vor dieser Untersuchung keine flächendeckenden Angaben zur Perkolation oder den anderen Wasserhaushaltskomponenten im Untersuchungsgebiet, daher ist eine quantitative Validierung auf diesem Weg ausgeschlossen. Der Vergleich mit punktuellen Messdaten oder Ergebnissen anderer Studien kann dennoch lohnenswert sein. Aus diesem Grund ist zu überlegen, ob unter dem vorliegenden Daten- und Informationsmaterial zum Wasserhaushalt im Untersuchungsraum Werte für einen Vergleich mit den ermittelten Simulationsergebnissen herangezogen werden können.

7.3.1. Gebietswasserbilanz

Da aus der Studie von SHACHORI ET AL. (1965) für mehrere Jahre Schätzungen der Gebietswasserbilanz vorliegen, sollen diese in jedem Fall den Ergebnissen der vorliegenden Studie gegenübergestellt werden, auch wenn zwischen den Studien mehrere Jahrzehnte liegen und bekannt ist, dass sich, anthropogen bedingt, die Landnutzung im Gebiet teilweise verändert hat.

7.3.1.1. Wasserbilanz auf der Einzugsgebietsfläche unter Ausschluss der Siedlungsflächen

Bereits bei der Parametrisierung der Terraintypen (unter 5.1) wurden die Probleme für die Simulation auf den Siedlungsflächen angedeutet. Mit der vorgehenden Diskussion der problematischen Rolle dieser für die Abflusssimulation (siehe 7.2.3) und den fraglich hohen Werten der Perkolation, die sich aus der Simulation ergeben (Abb. 6.2.4–6.2.6) ist klar, dass die Modellsimulation in diesem Bereich äußerst kritisch zu sehen sind und die realen Verhältnisse höchstwahrscheinlich unzureichend erfasst werden. Wie stark die Auswirkung der großen Siedlungen auf die Perkolation im Gebiet ist, stellt eine interessante Frage dar, sie scheint aber mit den Informationen, die dieser Arbeit zugrunde liegen, kaum beantwortet werden zu können. In der Konsequenz wurden daher im Vorfeld einer weiterführenden Diskussion auch die Simulationsergebnisse der Wasserbilanz, wenn die Fläche des Terraintyps 1 ausgeschlossen wird, ermittelt und an dieser Stelle präsentiert.

Periode			Ν	ETa	Perkolation	Qgen
2002 / 03	Einzugsgebiet	mm	818	425	322	70
		% N		52	39	9
	EZG ohne Fläche Typ 1	mm	814	450	313	50
		% N		55	38	6
2006 / 07	Einzugsgebiet	mm	683	491	158	33
		% N		72	23	5
	EZG ohne Fläche Typ 1	mm	678	518	139	20
		% N		76	21	3
Okt. 2007- Juli 2008	Einzugsgebiet	mm	471	335	110	25
		% N		71	23	5
	EZG ohne Fläche Typ 1	mm	467	356	97	13
		% N		76	21	3

Tabelle 7.3.1.: Wasserbilanz in den Simulationsperioden für die Einzugsgebietsfläche und unterAusschluss der Fläche des Terraintyps 1.

Wie es nach der Betrachtung der flächendifferennzierten Simulationergebnisse für die einzelnen Wasserhaushaltskomponenten (Abb. 6.2.4–6.2.9) zu erwarten ist, sind die Mittelwerte für Perkolation und Abflussbildung relativ und absolut niedriger, wenn nur die Einzugsgebietsfläche ohne die Siedlungsflächen (Terraintyp 1) betrachtet wird.

7.3.1.2. Gebietswasserbilanz in den Jahren 1958–1964

Wie schon in der Einführung berichtet, bestimmten SHACHORI ET AL. (1965) die Wasserhaushaltsbilanz für das Nahal Oren Einzugsgebiet durch eine Kombination von punktuellen Messungen und Regionalisierungstechniken. SHACHORI ET AL. (1965) verwenden den Begriff Grundwasserneubildung, es handelt sich aber ebenso wie in dieser Studie um die Bestimmung der Oberflächenwasserbilanz. Die Ergebnisse in den einzelnen Jahren der Studie sind in Tabelle 7.3.2 zusammengefasst. SHACHORI ET AL. (1965) bestimmten die mit Grundwasserneubildung bezeichnete Komponente als residualen Term der Wasserbilanz.

Aufgrund der hohen Variabilität ist es prinzipiell schwierig verschiedene Jahre miteinander zu vergleichen. Einflussreich ist zum Beispiel neben der absoluten Höhe auch die Verteilung des Niederschlags oder die Länge der Niederschlagssaison (PAZ & KUTIEL, 2003). Bei Betrachtung der Werte in Tabelle 7.3.2 entsteht trotzdem der Eindruck, dass SHACHORI ET AL. (1965) grundsätzlich zu einem anderen nämlich ausgeglicheneren Verhältnis von Perkolation und Verdunstung kommen als die Modellanwendung in den drei Simulationsperioden zeigt. Falls dies methodisch begründet sein sollte, würde **Tabelle 7.3.2.:** Wasserbilanz im Nahal Oren Einzugsgebiet zwischen 1958 und 1964 nach SHA-CHORI ET AL. (1965), zur Vergleichsmöglichkeit werden erneut die Ergebnisse der Modellsimulation der vorliegenden Arbeit mit abgebildet, Q: Abfluss Nahal Oren, Q_rout: Abfluss am Gebietsauslass nach der Wellenablaufberechnung.

SHACHORI	ET AL. 1965		Ν	ETa	Perkolation	Q
1958/59		mm	540	269	271	0.3
		% N		50	50	0
1959/60		mm	650	379	271	3
		% N		58	42	0
1960/61		mm	690	404	286	0.6
		% N		59	41	0
1961/62		mm	760	304	456	0.5
		% N		40	60	0
1962/63		mm	630	354	276	0.1
		% N		56	44	0
1963/64		mm	760	424	336	1.3
		% N		56	44	0
Simulation	1					Qrout
2002 / 03	Einzugsgebiet	mm	818	425	322	44
		% N		52	39	5
	EZG ohne Fläche Typ 1	mm	814	450	313	
		% N		55	38	
2006 / 07	Einzugsgebiet	mm	683	491	158	15
		% N		72	23	2
	EZG ohne Fläche Typ 1	mm	678	518	139	
		% N		76	21	
Okt. 2007- Juli 2008	Einzugsgebiet	mm	471	335	110	14
		% N		71	23	3
	EZG ohne Fläche Typ 1	mm	467	356	97	
		% N		76	21	

das bedeuten, dass es in der vorliegenden Studie eventuell zu einer Unterschätzung oder bei SHACHORI ET AL. (1965) eventuell zu einer Überschätzung kommt.

Natürlich kommt auch in Betracht, dass die Unterschiede realer Natur und auf andere Ursachen zurückzuführen sind. Zu klimatischen Unterschieden kann wie gesagt außer den Jahressummenwerten des Niederschlags aus der Studie nichts entnommen werden. Möglicherweise kann die Studie von WITTENBERG ET AL. (2007a) Hinweise geben. Die sehr geringen Abflusswerte in den untersuchten Jahren 1958-1964 sind auffallend. Der Vergleich mit den simulierten Abflusswerten ist zwar nicht sehr aussagekräftig, da gezeigt wurde, dass die Abflüsse in der Simulation überschätzt werden, doch zumindest für die Saison 2002/03 kann anhand der vorliegenden Messdaten mit Sicherheit gesagt werden, dass deutlich höhere Abflusswerte auftreten als für die Jahre 1958-1964 dokumentiert wurden. Aus dem Abflussvolumen für den Pegel Gesher in der Saison 2002/03 errechnet sich ein Wert von 20 mm, dafür sind zwar noch potentielle Infiltrationsverluste auf der Gerinnestrecke bis zum Gebietsauslass (ca. 1.5 km in quartärem Alluvium) zu berücksichtigen, trotzdem ist davon auszugehen, dass mit dem leider nicht quantifizierbaren Abflussvolumen der Ereignisse im Nahal Bustan Teileinzugsgebiet die Werte von 0.3 - 3 mm in den Jahren 1958-1964 deutlich überschritten werden. Diese signifikanten Unterschiede des Abflusses behandelt eben auch die Arbeit von WITTENBERG ET AL. (2007a), in der ein Vergleich der Niederschlags- und Abflussdatenreihen der Perioden 1957–1969 und 1991–2003 durchgeführt wird. In der früheren Periode ist der Zeitraum (1958-1964) der Studie von SHACHORI ET AL. (1965) enthalten. WITTENBERG ET AL. (2007a) können zeigen, dass zwischen 1976 und 2003 ein signifikanter negativer Trend der Länge der Niederschlagssaison vorliegt und verbinden damit und mit der Abnahme der Länge von den Zeitspannen zwischen aufeinander folgenden Niederschlagsereignissen die Zunahme von Volumen und Häufigkeit der Abflussereignisse im Nahal Oren Einzugsgebiet in jüngerer Zeit. Gleichzeitig verweisen WITTENBERG ET AL. (2007a) auf eine erhöhte Unsicherheit des Niederschlagregimes (siehe auch PAZ & KUTIEL, 2003). Schlussfolgerungen über klimatische Unterschiede zwischen der drei Simulationsperioden und dem Zeitraum der Untersuchung von SHACHORI ET AL. (1965) zu ziehen, scheint nicht möglich zu sein.

Eine andere Möglichkeit für veränderte aktuelle Verhältnisse im Vergleich zum Zeitraum der Untersuchung von SHACHORI ET AL. (1965) sind Landnutzungsunterschiede im Einzugsgebiet. Wie schon zuvor erwähnt, führten SHACHORI ET AL. (1965) zu verschiedenen physiographischen Merkmalen im Einzugsgebiet Kartierungen durch. Die Angaben erlauben zwar keinen direkten Vergleich mit der vorgenommenen Landnutzungsklassifikation des aktuellen Zustands, es kann jedoch eindeutig geschlossen werden, dass der Anteil der kultivierten Flächen damals höher war. Der generelle Sachverhalt, dass viele landwirtschaftliche Flächen im Einzugsgebiet und im weiteren Karmelgebiet seit dieser Zeit aufgegeben wurden, ist bekannt. Nach den Kartierungen von SHACHORI ET AL. (1965) wurden damals 34 % der Böden auf der Einzugsgebietsfläche kultiviert. Im Vergleich dazu stellen die Terraintypen 2, 3 und 4, welche in der vorliegenden Arbeit als aktuell unter Bewirtschaftung stehenden Böden ausgewiesen wurden, ungefähr 21 % (siehe Tabelle 5.1.2) der Einzugsgebietsfläche. Als weiterer Unterschied zwischen den damaligen und den heutigen Verhältnissen ist die ebenfalls zuvor erwähnte Ausbreitung der Drusendörfer Isfiva und Dalivat al-Karmil zu nennen. SHACHORI ET AL. (1965) machen keine Angaben zur Größe von bebauten Flächen im Gebiet.

7.3.2. Wasserhaushaltskomponenten

Aktuelle Wasserhaushaltsstudien auf der Einzuggebietsskale im Nahal Oren zum Abgleich der Simulationsergebnisse gibt es nicht. Das Einzugsgebiet und das weitere Umfeld des Karmel ist jedoch immer wieder Stätte experimenteller hydrologische Studien. Dies eröffnet die Möglichkeit auch einzelne punktuelle Messdaten aus der Literatur und insbesondere aus der laufenden Forschungstätigkeit von ARBEL ET AL. (2008b) im Einzugsgebiet selbst für einen Vergleich heranzuziehen.

7.3.2.1. Bodenfeuchte – Beobachtung am Standort im Einzugsgebiet

Der Einfluss des Bodenspeicherwassergehalts auf die Simulation ist sehr hoch und eine Kontrolle wünschenswert. Im Gebiet gibt es die zuvor bereits angesprochenen langjährigen Bodenfeuchtebeobachtungen (Y. Arbel, unveröffentlichte Daten), die auch teilweise Abschnitte der Simulationsperioden enthalten. Ein Vergleich zwischen den Messungen und der Simulation mag naheliegend sein, allerdings ist zu bedenken, dass dazu lediglich die Speicherfüllung des konzeptionellen einschichtigen Bodenspeichers dienen kann, was die direkte Vergleichsmöglichkeit einschränkt. Im vorliegenden Fall sind die Bedingungen noch ungünstiger, da sich der betreffende Standort der TDR-Messung bei Bet Oren (Lage zu sehen in Abb. 2.5.1) in einem Kiefernwald in Kreideterrain befindet. Dieser Bereich wurde für die Modellanwendung in Terraintyp 9 eingeschlossen für welchen auch eine TWnFK bei der Bodenspeicherparametrisierung berücksichtigt wurde, was einen Speicher mit relativ hoher Kapazität ergibt. Umso höher die Kapazität des Speichers ist, eine desto schlechtere Vergleichbarkeit mit einzelnen Messsonden des Bodenprofils ist zu erwarten. Die Dynamik des Bodenspeichers im Vergleich zu den Messungen soll hier trotzdem präsentiert werden (Abb. 7.3.1).



Abbildung 7.3.1.: Bodenfeuchtebeobachtung bei Bet Oren zwischen Dez. 2006 und Feb. 2008 (Y.Arbel, unveröffentlichte Daten) im Vergleich mit simulierten Werten des Bodenspeichergehalts. * die Ausgabegröße des Modells ist die relative Speicherfüllung (bezogen auf den Parameter der effektiven Porosität) für die Abbildung wurde eine Multiplikation mit der zugehörigen Porosität vorgenommen, die Datenreihe entstammt nicht einer durchgehenden Simulation sondern wurde aus den Ergebnissen der separaten Simulationen für die Zeiträume 1.10.2006– 30.9.2007 und 1.10.2007–31.7.2008 zusammengesetzt, zu Beginn der zweiten Simulationsperiode wurde der Bodenspeichergehalt auf die vorgegebene Anfangsfeuchte (in diesem Fall Welkefeuchtegehalt) gesetzt.

Die im Diagramm aufgetragenen Werte wurden für einzelne Tage der Simulationsperioden 2006/07 und 2007/08 aus den Modellausgabegrids der Bodenspeicherfüllung am ungefähren Messtandort (siehe 2.5.1) ausgelesen. Da die Modellausgabewerte auf den angegebenen Parameter effektive Porosität bezogen sind, wurden die Werte zur Abbildung mit den volumetrischen Wassergehaltswerten der Bodenfeuchtemessungen wieder mit der Porosität multipliziert. Zu sehen ist, dass die Werte der Simulation generell
geringer sind als die gemessenen Werte, dies ist aufgrund der hohen Speicherkapazität (TWnFK) zu erwarten und daher sollte für den überwiegenden Teil des Simulationszeitraums auch eher ein Vergleich mit der Sonde in 72 cm Tiefe im Kreidegestein möglich sein als mit der oberflächennahen Sonde. Die Dynamik ist relativ gut getroffen, festzustellen ist jedoch, dass die Rückkehr zur Welkefeuchte in der Simulation im Juni verfrüht kommt, wenn die TDR-Daten in diesem Bereich verlässlich sind.

Zwei weitere Punkte sind in der Abbildung zu erkennen. Zum einen zeigt sich, dass es in der Simulationsperiode 2006/07 an dem Standort (Terraintyp 9 mit TRAIN-Mischwald) zu keiner Annäherung des Bodenspeichers an einen Sättigungszustand (bei Porosität) kommt, was laut den getroffenen Annahmen in der Realität einer Sättigung der Bodenzone und einer volständigen Auffüllung des pflanzenverfübaren Wassers der effektiven Wurzelzone des Profils (TWnFK) entsprechen würde. Wie auch auf Abb. 7.2.2 zu sehen ist, findet in der Simulation hier also auch keine Abflussbildung statt.

Eine Begrenzung der Modellsimulation wird in der Abbildung auch ersichtlich; und zwar zeigen die TDR-Messungen in der späten Phase der Trockensaison ein weiteres sanftes Absinken. Dies ist als die im Gebiet typische Austrocknung der Böden bis auf den hygroskopischen Feuchtegehalt während des heißen Sommers bis zum Einsetzen der ersten Niederschläge im Herbst zu interpretieren. Beim TRAIN-ZIN-Modell endet die Verdunstungsberechnung mit dem Erreichen des Permanenten Welkepunkts, was jedoch aufgrund der relativ geringen Mengen und im Vergleich zu anderen Unsicherheiten bei der Modellanwendung wohl nicht als ernsthaftes Problem zu betrachten ist. Wie stark sich die Verwendung der hygroskopischen Feuchte anstelle der Welkefeuchte als Ausgangszustand der Modellsimulation auswirkt hätte getestet werden können.

7.3.2.2. Transpiration – Experimentelle Studien im Karmelgebiet

Die beiden Vegetationsgesellschaften *Pinetum halepensis* und *Quercus calliprinios – Pistacia lentiscus* mit den Hauptvertretern der Aleppokiefer und der Kermeseiche des östlichen Mittelmeerraums domineren über weite Teile des Einzugsgebiets. Die verwendete Modellversion beinhaltet keine speziellen Landnutzungsklasse die mediterrane, dürreresistente Arten verkörpert. Die Frage, ob die Verdunstung als Hauptkomponente der Wasserbilanz durch die Modellsimulation angemessen abgebildet wird, hat einen hohen Stellenwert.

Die Forschergruppe um SCHILLER (SCHILLER, 1982; SCHILLER & COHEN, 1995; SCHILLER ET AL., 2002, 2003, 2007) beschäftigt sich seit mehreren Jahren mit der Transpiration verschiedener Baumspezies unter den klimatischen und edaphischen Bedingungen des Untersuchungsraums; mehrere der experimentellen Studien wurden in der Region des Karmel durchgeführt und können prinzipiell eine Referenz für die vorliegende Arbeit bilden.

Tabelle 7.3.3 zeigt die simulierten jährlichen Werte der Transpiration für die beiden TRAIN-Landnutzungsklassen Nadelwald und Mischwald, welche für die Repräsentation der Waldgesellschaften im Einzugsgebiet angenommen wurden.

Während TRAIN die Evapotranspiration des Bestandes berechnet, wurden in den experimentelle Studien für die Baumarten *Pinus halepensis* (SCHILLER & COHEN, 1995) und *Quercus calliprinos* (SCHILLER ET AL., 2003) mittels Stammflussmessungen die Transpiration im Verlauf eines Jahres ermittelt, das heißt bei den Messungen werden Tabelle 7.3.3.: Werte der jährlichen Transpiration nach den Modellsimulationen für Waldlandnutzungsklassen in Kombination mit verschiedenen Terraintypen, es handelt sich nicht um Mittelwerte der Landnutzungsklassen/Terraintypen-Einheiten auf der gesamten Gebietsfläche sondern um typische Werte von repräsentativen größeren Einheiten, die anhand der Verdunstungsausgabegrids bestimmt wurden.

			200	2/03	200	6/07	Okt. 2 Juli	2007 - 2008
	TRAIN	Terraintyp	818 r	mm N	683 r	nm N	471 r	mm N
Aleppokiefernwald	Nadelwald	8 Mergelterrain	581 mm	71%	630 mm	92%	420 mm	89%
		9 Kreideterrain	550 mm	67%	615 mm	90%	440 mm	93%
		10 Weiche Kreide	560 mm	68%	615 mm	90%	430 mm	91%
Quercus calliprinos - Pistacia lentiscus	Mischwald	5 Kalksteinterrain	550 mm	67%	585 - 630 mm	86 - 92 %	400 - 460 mm	85 - 98 %
		8 Mergelterrain	590 mm	72%	671 mm	98%	453 mm	98%
		9 Kreideterrain	555 mm	68%	610	90%	430 mm	91%
		10 Weiche Kreide	560 mm	68%	615 mm	90%	430 mm	91%
		11 Kreide - Terra Rossa	390 mm	48%	423 mm	62%	290 mm	61%
		12 Dolomitterrain	616 mm	75%	600 mm	88%	432 mm	91%

weder Bodenevaporation, Transpiration des Unterwuchses noch Interzeptionsevaporation erfasst, außerdem kann die Transpiration der Kiefern während der Trockenstressphase im Sommer nicht quantifiziert werden, da die Transpirationsrate im Verlauf der Saison den messtechnischen Schwellenwert unterschreitet (SCHILLER & COHEN, 1995). Die genauere Durchsicht der Studien zeigt, dass wohl auch die Standortseigenschaften nicht direkt auf die Verhältnisse im Einzugsgebiet übertragbar sind. Sowohl der *Quercus calliprinos* als auch *Pinus halepensis* Bestand liegt im südlichsten Teil des Karmel (Ramat Hanadiv) auf (mergeligem) Tuff in einer Höhenlage von 125 m ü. NN. SCHIL-LER & COHEN (1995) geben den mittleren jährlichen Niederschlag mit 700 mm an also in einer ähnlichen Größenordnung wie im Untersuchungsgebiet Nahal Oren. Allerdings ist die Niederschlagshöhe im Süden des Karmel generell geringer als im Norden und liegt nach unveröffentlichten Daten von N. Halfon in der Nähe von Ramat Hanadiv bei ungefähr 600 mm. In jedem Fall lag der Niederschlag auch in den einzelnen Jahren der Messkampagnen zur Untersuchung der Transpiration weit unter 700 mm.

Als Jahressumme der Transpiration wurde für *Pinus halepensis* vom Beginn der Niederschlagssaison 1990 bis zum Erreichen des unteren Grenzwerts der Messung im Juni 1991 ein Wert von 335 mm bei einem Saisonniederschlag von 486 mm ermittelt und für Quercus calliprinos im Zeitraum 1995/1996 ein Summenwert von 359 mm bei einem Saisonniederschlag von 478 mm (SCHILLER ET AL., 2007). Die Simulationsergebnisse für die Evapotranspiration in Tabelle 7.3.3 liegen mit zwei Ausnahmen deutlich höher als diese experimentell bestimmten Transpirationswerte. Selbst unter Berücksichtigung, dass die Komponenten Evaporation, Unterwuchstranspiration und Interzeptionsevaporation in den experimentellen Werten nicht enthalten sind, erscheint der Unterschied hoch. Natürlich stellt auch die Differenz in den Niederschlagsmengen ein Problem für einen Vergleich dar. Relativ als Anteil des Niederschlags ausgedrückt ergibt sich aus den experimentellen Studien ein Wert von 75 % für Quercus calliprinos und ein Wert von 69 % für Pinus halepensis. Die liegt in der selben Größenordnung der Simulationswerte für das niederschlagsreiche Jahr 2002/03, jedoch werden 2007/08 das von der absoluten Niederschlagsmenge mit den Messzeiträumen besser in Bezug zu setzen wäre, Werte um 90 % erreicht.



Abbildung 7.3.2.: Niederschlag, potentielle Transpiration T_p , experimentelle (Stammflussmessungen) Werte der Transpiration (T) des Aleppokiefernbestandes und Verhältnis von potentieller und gemessener Transpiration im Verlauf des ersten Halbjahrs 1991 am Untersuchungsstandort Ramat Hanadiv (SCHILLER & COHEN, 1995).

Ein Ergebnis der Untersuchung der Transpiration der Aleppokiefern ist, dass das Niveau der Transpiration während der Niederschlagssaison und einer kurzen Zeit danach relativ hoch ist und während der trockenen Phase des Jahrs auf sehr niedrige tägliche Raten abfällt. Nach SCHILLER & COHEN (1995) hängt die Länge der Zeitspanne, in der die Transpiration relativ hoch ist, primär von der Wasserspeicherkapazität des Substrats ab. In dem konkreten Fall der Messperiode ist es jedoch nicht klar, ob von der Transpirationssumme nach der Ende der Niederschlagssaison auf diese Speicherkapazität geschlossen werden kann, da es aufgrund der geringen Niederschlagshöhen in der betreffenden Saison und insbesondere in der Endphase wahrscheinlich ist, dass diese nicht vollständig aufgefüllt gewesen ist.

Die große Bedeutung und das hohe Unsicherheitspotential bei der Verwendung der Hilfsgröße TWnFK für die Modellanwendung sind offensichtlich. Die große Spanne zwischen den Transpirationswerten der experimentellen Studien und den Ergebnissen der Simulation für die Bestandesverdunstung könnte zu der Annahme verleiten, dass die vergebenen Werte für die TWnFK zu einer Überschätzung der Verdunstung führen, es ist jedoch auch zu bedenken, dass aus den oben genannten Gründen keine direkte Übertragung zwischen den beiden Untersuchungen möglich ist. Insbesondere unterscheiden sich auch die lithologischen Bedingungen der experimentellen Studien. Außerdem ist auch hier der Einfluss der zeitlichen Verteilung des Niederschlags in der Saison anzuführen. Schließlich können also auch für die Verdunstungssimulation keine eindeutigen Schlussfolgerungen gezogen werden.

Die Gebietsverdunstung die sich aus der Modellsimulation ergibt, zeigt in ihrem qualitativen zeitlichen Verlauf (Abb. 6.2.1–6.2.3) eine gewisse Ähnlichkeit zur Dynamik der gemessenen aktuellen Transpiration der Aleppokiefern von SCHILLER & COHEN (1995, siehe Abb. 7.3.2) während und nach der Niederschlagssaison. Wegen des bedeutenden Zeitaufwands wurde keine Analyse der zeitlichen Verteilung der Verdunstung in der Modellsimulation für einzelne Landnutzungseinheiten durchgeführt. Da jedoch vielleicht am ehesten ein Vergleich der Transpiration unter günstigen (stressfreien) bis optimalen Verdunstungsbedingungen möglich ist, wurden jeweils an den Tagen der maximalen Gebietsverdunstung, die jeweils nach vorhergehenden Niederschlagsereignissen auftreten, in jeder Simulationsperiode die Werte der Transpiration auf Nadelwaldeinheiten (mit Mergelterraintyp) in den Modellausgabegrids ausgelesen. In der Periode 2002/03wird am Simulationstag 4.4.2003 ein Wert der Tagestranspiration von 11 mm erreicht. Für den Simulationstag 8.3.2008 ergeben sich 10 mm und sowohl am 24.3.2007 als auch am 22.3.2008 liegen die Transpirationswerte der Nadelwaldeinheit bei ca. 9 mm. Mit einzelnen der von SCHILLER & COHEN (1995) nach Penman-Monteith für ihr Untersuchungsgebiet ermittelten Werte der potentiellen Transpiration in den Monaten März und April 1991 stimmen diese Simulationswerte gut überein, jedoch nimmt die Transpiration der Kiefern dort nach den Messungen von SCHILLER & COHEN (1995) lediglich Anteile von 60 % an der potentiellen Transpiration an.

Auch der saisonale Verlauf der Transpiration von *Quercus calliprinos* zeigt ein stetiges Abfallen nach dem Ende der Niederschlagssaison, im Gegensatz zu den Kiefern wird hier jedoch über den ganzen Zeitraum der trockenen Periode eine Transpirationsaktivität in messbarer Intensität beobachtet (SCHILLER ET AL., 2003), dieses Umstellung der Eichen zu einer *Low Level* Transpiration mit knapp werdenden Bodenwasservorräten wird vom Modell nicht abgebildet. An dieser Stelle sei auch auf den Vergleich der Dynamik des gemessenen und simulierten Bodenfeuchtewassergehalts hingewiesen (Abb. 7.3.1), wobei ein zu zügiges Absinken auf Welkefeuchtegehalt in der Simulation festzustellen ist. Vorausgesetzt, dass die Abweichungen der Transpirationswerte während der Niederschlagsphasen unter Bedingungen eines hohen Bodenspeicherwassergehalts nicht sehr hoch sind, entstehen aus diesem Defizit der Verdunstungssimulation in den Sommermonaten wohl nicht sehr große Nachteile für die Abschätzung der Perkolation. Es zeigt jedoch einmal mehr, wie stark die Güte der Simulation davon abhängt, ob bei der Bodenspeicherparametrisierung das gesamte Wasserumsatzvermögen in der Wurzelzone und damit die Aufnahmekapazität nach dem Sommer, gut abgeschätzt ist.

Erwähnenswert ist noch, dass SCHILLER ET AL. (2003) auch einen Bezug zu den Untersuchungen von SHACHORI ET AL. (1967) auf der Standortskale im Nahal Oren Einzugsgebiet herstellen. Damals wurde für Quercus calliprinos Pflanzengesellschaft auf dem Kalksteinstandort bei Bet Oren eine Anteil der Evapotranspiration am jährlichen Niederschlag von bis zu 44 % ermittelt. Laut SCHILLER ET AL. (2003) hat sich die natürliche Vegetationsbedeckung seit dem entwickelt und verdichtet und nach den aktuellen experimentellen Untersuchungen im Karmelgebiet sollte eher ein Anteil von 45 bis 75 % am jährlichen Niederschlag für die Verdunstung anzunehmen sein. Um damit noch einmal auf die Jahressummenwerte zurückzukommen, würde auch diese Einschätzung dafür sprechen, dass die Verdunstung in der Simulation (Tab. 7.3.3) überschätzt wird, was unter den gegebenen Umständen mit einer Unterschätzung der Perkolation gleichbedeutend ist. Dabei ist jedoch zu bedenken, dass die Simulationsperiode 2007/08sich durch eine sehr geringe Niederschlagshöhe auszeichnet und für die Simulationsperiode 2006/07, die von den lokalen Wissenschaftlern auch trotz ihrer fast durchschnittlichen Niederschlagshöhe als trockene Saison bezeichnet wurde, gezeigt werden konnte, dass die hohen Verdunstungswerte auch auf die Niederschlagsverteilung in der Saison zurückzuführen sind.

7.3.2.3. Perkolation – Gegenüberstellung mit Ergebnissen der Untersuchung von tiefer ungesättigter und saisonal gesättiger Zone

Unter den Wasserhaushaltskomponenten fällt eine experimentelle Bestimmung der Perkolation in der Regel am schwersten. Unter den Bedingungen, die in dem gebirgigen Untersuchungsgebiet vorherrschen, gilt dies umso mehr. So bezeichnen auch ROSENZWEIG ET AL. (1972) in ihrer bemerkenswerten Studie zur Bestimmung der Standortswasserbilanz unter Beobachtung des Profilwassergehalts mit 9 m tiefen Neutronensonden, die Differenzierung in Perkolation und Verdunstung als größte Schwierigkeit.

Mit der abschließenden Frage der Betrachtung, ob es eine Referenz für die ermittelten Perkolationswerte gibt, erfolgt daher eine Rückkehr zum Ausgangspunkt: Eigentliche Motivation für die vorliegenden Arbeit im Nahal Oren Einzugsgebiet ist weniger die Wasserhaushaltsanwendung an sich. Vielmehr dient diese dem Zweck, über die Größe der Perkolation aus der Wurzelzone den möglichen Größenbereich der Grundwasserneubildung im Gebiet eingrenzen zu können. Im Gegensatz zu dem Oberflächenansatz dieser Arbeit auf der gesamten Einzugsgebietsfläche, nähern sich ARBEL ET AL. (2008b) in einer Prozessstudie dieser Frage aus einer anderen Perspektive. In den Karstterraintypen, des Einzugsgebiets erlauben Höhlen, quasi eine direkte Beobachtung des Perkolationsprozesses am Standort in der tieferen ungesättigten Zone. Kleine Quellen mit episodischem bis saisonalem Schüttungsregime geben in anderen Bereichen des Einzugsgebiets die Möglichkeit, in gewissem Umfang Einblick in die temporären Verhältnisse der lokalen hydrogeologischen Systeme zu nehmen und Unterschiede im Verlauf der Saison und zwischen den Jahren festzustellen.

In der langjährigen Studie von ARBEL ET AL. (2008b) werden neben der prozessorientierten Beobachtung des Schüttungsverhaltens der Quellen und der Tropfaktivität in den Karsthöhlen auch hydrochemische Methoden angewendet. Für die einzelnen Beobachtungsobjekte und ihre zugehörigen hydrologischen Systeme stellte Y. Arbel (unveröffentlichte Daten) Werte für die Grundwasserneubildung (Quellen) bzw. Perkolation aus einer ersten Abschätzung über die Chloridmassenbilanzmethode zur Verfügung. Diese Werte werden hier in einer Gegenüberstellung mit den Simulationsergebnissen für die Perkolation präsentiert (Abb. 7.3.4). Es ist darauf hinzuweisen, dass sich die Ergebnisse von Y. Arbel auf hydrochemische Beobachtungen über lediglich 3-4 Jahre stützen kann und für eine möglichst aussagekräftige Anwendung der Chloridmassenbilanz eigentlich längere Datenreihen angesetzt werden sollten. Außerdem sei abermals ausdrücklich darauf hingewiesen, dass selbstverständlich kein direkter Vergleich der beiden Größen möglich ist, da Einflussfaktoren und Prozesse unterhalb der Wurzelzone mit in die Betrachtung kommen.



Abbildung 7.3.3.: Karte der Terraintypen der Modellsimulation und den hydrologischen Studienobjekten der Chloridmassenbilanz in Tab. 7.3.4.

In der Tabelle werden jeweils Quellen und Höhlen, deren Lage in Abb. 7.3.3 gezeigt wird, einem Terraintyp der Modellanwendung zugeordnet. Die Entscheidung, welche Tabelle 7.3.4.: Gegenüberstellung der Schätzwerte von Perkolation/Grundwasserneubilung mittels Chloridmassenbilanz (Y.Arbel, unveröffentlichte Daten) für verschiedene Studienobjekte im Einzugsgebiet und Perkolationsergebnisse der Modellsimulation für entsprechende Terraintypen in den Simulationsperioden und als Mittelwert. Die Bezeichnungen der Tropfsteine gehen auf Y. Arbel zurück, Simulationsergebnisse der Perkolation wurden in der Nähe der Studienobjekte (siehe 7.3.3) den Modellausgabegrids entnommen, * die Lage der Quelle Ein Hamdan und von drip 3-Oren Höhle befindet sich nicht auf für die Modellanwendung abgegrenzten Flächeneinheiten der zugeordneten Terraintypen (Typ 5 und Typ 11).

	Terraintyp	Chloridmassenbilanz		P	erkolation Mo	odellsimulati	on
	ronunityp	(Y. Arbel, unveröffentlichte Daten)		•		Juonomalati	
		Repräsentatives hydrologisches		2002/03	2006/07	2007/08	Mittelwert
		Studienobjekt	mm	mm	mm	mm	mm
2	Kultivierte Flächen			230	170 - 300	150 - 210	200
3	Kultivierte Hänge	Quellen Terrassa, Matash und Ein Um Shokef	228	240	180	160 - 180	200
4	Talböden			410	270	200	290
5	Kalksteinterrain	Oren Höhle (perennial drip 3)*	(153)	160	0	0	50
6	Felsige Kalksteinhänge	Oren Höhle (post storm & seasonal drips location 2)	255	520	350	260	375
7	Kalksteinkliff	Oren Höhle (post storm drips 1 und 1 e)	256	430 - 470	190 - 240	160 - 190	280
8	Mergelterrain			160 - 190	0 - 30	0	65
9	Kreideterrain	Ein Hik	218	300	40	0 - 10	115
10	Kreideterrain + Helle Rendzina			180 - 200	0	0	65
11	Kreideterrain + Terra Rossa	Ein Hamdan*	(215)	400 - 440	200 - 250	140 - 160	265
12	Dolomitterrain	Tropfsteine Yishach Höhle	134	130 - 250	0 - 70	0 - 20	75
13	Felsige Dolomithänge	Tropfsteine Yishach Höhle	260	500	400	250	385

Elemente eventuell als repräsentativ für einen bestimmten Terraintyp angenommen werden können, wurde ebenfalls von Y. Arbel getroffen. Dies ist nicht in allen Fällen eine eindeutige Angelegenheit auch aufgrund der hohen kleinräumigen Heterogenität im Gelände und an den verschiedenen Untersuchungsstandorten im Vergleich zu der auf der Einzugsgebietsebene durchgeführten Raumgliederung der Terraintypen. Dies verdeutlicht zum Beispiel auch der Fall der Terraintypen 5–7, denn die auf einer Karte projizierte Fläche der Oren Höhle, kommt eigentlich vollständig auf der Einheit von Terraintyp 7 zu liegen, somit repräsentieren dies auch die kleinräumige Schwankungsbreite für diesen Terraintyp, allerdings eben im Betrachtungsraum der tiefen ungesättigten Zone.

Bei der Betrachtung der Simulationsergebnisse fällt wie bereits bei den flächendifferenzierten Ergebnissen (Abb. 6.2.4–6.2.6) die große Wertespanne zwischen den einzelnen Terraintypen und Perioden auf. Die große Variabilität der Ergebnisse aus der Simulation erschwert einen Vergleich, jedoch ist auch nicht anzunehmen, dass der gebildete Mittelwert aus speziell diesen drei Jahren eine hohe Aussagekraft hat. Eindeutig ergibt die Chloridmassenbilanz im Vergleich eine geringere Streuung der Werte insgesamt als für die Terraintypen aus der Modellanwendung resultiert. Ansatzweise könnten vielleicht zumindest jeweils dieselben Tendenzen (höhere und niedrigere Werte) zwischen den Terraintypen und zugehörigem hydrologischem Gebietselement zu interpretieren sein, weiterführende Feststellungen sollten sich jedoch aus dieser Gegenüberstellungen nicht abgeleiten lassen.

8. Schlussbemerkungen

Entsprechend der Zielsetzung der Arbeit konnten mittels der Modellanwendung für 3 Saisons Werte der Perkolation des repräsentativen Nahal Oren Einzugsgebiet ermittelt werden. Bei der Suche nach Referenzmöglichkeiten im vorausgehenden Kapitel wurden zwar keine eindeutigen Widersprüche aufgedeckt, jedoch wurde auch deutlich, wie eingeschränkt die Vergleichs- und Bewertungsmöglichkeiten sind. Rückblickend auf den Verlauf der Arbeit ist einzuräumen, dass verschiedenene Arbeitsschritte außerhalb des Rahmens einer gewöhnliche Modellanwendung erforderlich wurden, denen zum Teil sicher ein hohes Gewicht für die Ergebnisse und deren Unsicherheit zukommt, da diese auch zahlreiche Annahmen beinhalten.

Angefangen bei der nicht optimalen Datenlage, ist daran zu erinnern, dass zum einen, eine Verwendung von Mittelwerten der Strahlung notwendig wurde und zum anderen, eine Übertragung der zeitlichen Verteilung des Tagesgangs von den registrierenden Niederschlagsstationen auf die Totalisatoren. Somit konnte das Potential des TRAIN-ZIN-Modells für die räumlich und zeitlich hochaufgelöste Niederschlagssimulation nicht ausgeschöpft werden. Da nach SCHARLIN (1980) die räumliche Variabilität von Niederschlagsereignissen im Karmelgebiet hoch ist, ist es dennoch als richtig zu beurteilen, auch die Daten der Tagestotalisatoren einzubeziehen. Vor diesem Hintergrund ist jedoch insbesondere die Niederschlagsdatenbasis in der Saison 2002/03 kritisch zu betrachten. Die Möglichkeit einer von Abflussdaten unabhängigen Parametrisierung des TRAIN-ZIN-Modells hat sich angesichts einer defizitären Datenlage als Vorteil herausgestellt.

Der zentrale nächste Schritt der Terraintypenparametrisierung ist in zwei Teile, nämlich die räumliche Gliederung des Gebiets und die eigentliche Festlegung von Parametern, zu unterteilen.

Das Nahal Oren Einzugsgebiet bzw. auch der Karmel generell zeichnet sich in vielen Merkmalen durch eine besonders hohe räumliche Heterogenität sowie durch physiographisch komplexe Strukturen aus. Bei der räumliche Gliederung auf der Skale des Einzugsgebiets zum Zweck der Wasserhaushaltsmodellierung, muss versucht werden dominierende Faktoren zu identifizieren, um die Anzahl verschiedener Einheiten nicht zu hoch werden zu lassen. Schließlich wurde ein Verfahren festgelegt und 13 verschiedene Terraintypen abgegrenzt. Eine grundlegende Annahme ist dabei, dass in dem gebirgigen Gebiet primär lithologische Eigenschaften ein Differenzierungskriterium darstellt. Eine besondere Schwierigkeit liegt im Bereich des Kreideterrains vor; hier wäre eventuell der entgegengesetzte Ansatz, gar keine Differenzierung und diese für die Modellanwendung als homogen zusammengesetzte Einheit aus dem Blickwinkel einer höheren Betrachtungsebene anzunehmen, denkbar. Davon abgesehen wird aufgrund der vorgestellten verschiedenen Einflussfaktoren und Kriterien die Zahl von 13 Einheiten im konkreten Fall des Nahal Oren als angemessen beurteilt.

Bei der folgenden Parametrisierung zeigte sich jedoch, dass eine Differenzierung mit der verfügbaren Daten- und Informationsbasis gar nicht zu rechtfertigen gewesen ist. Sehr eindrücklich zeigt dies auch der Fall der Größe TWnFK. Eine These, die im Verlauf der Arbeit formuliert wurde, ist dass eine Berücksichtigung der so bezeichneten tieferen Wurzelzone unter den Bedingungen im Gebiet für die Zielsetzung unerlässlich ist. Unter vorgegebenen Strukturen wurde die TWnFK als eine Behelfsgröße eingeführt. Zum einen ist die starke Abstraktion der realen Verhältnisse bei diesem Vorgehen offensichtlich zum anderen liegen nur sehr wenige Anhaltspunkte für eine Abschätzung vor. Gewissermaßen führte sie in der vorliegenden Anwendung zu einer Homogenisierung der Verhältnisse. Entgegen des ursprünglichen Ansatzes, dass insbesondere lithologische Unterschiede eine einflussreiche Rolle spielen, zeigen die Simulationsergebnisse in den trockeneren Simulationsperioden einen überragenden Einfluss der TWnFK. Andererseits unterstützt der Vergleich mit dem Testlauf bei einer Vernachlässigung der TWnFK auch die These, dass eine Behandlung der Tiefen Wurzelzone notwendig ist. Wurde die Vegetation bei der Ausweisung der Terraintypen zunächst nicht konsequent als eigenes Ausscheidungskriterium berücksichtigt, ist nachträglich durch die Definition der TWnFK eine starke Anhängigkeit der Terraintypenparameter von der Vegetation hergestellt worden. Dies wurde in einer Synthese (unter 5.1.2.6) im Nachhinein teilweise korrigiert.

In Bezug auf die Sättigungsabflussbildung hat die TWnFK praktisch eine polarisierende Funktion und enthält implizit die Behauptung, dass eine starke Abhängigkeit der Abflussbildung von der Landnutzung vorliegt. Dabei ist zu beachten, dass bei der Parametrisierung stets nach Gesichtspunkten einer optimalen Simulation der Perkolationskomponente verfahren wurde bevor andere Aspekte berücksichtigt wurden. Bei der Frage der Abflussbildung ist sicher auch das Problem der Dislokalisation des Boden/Gestein Interface in eine größere Tiefe durch die vorgenommene gleichzeitige Verwendung der Größen TWnFK und k_f -Limit mit dem einschichtigen Bodenspeicheransatz anzusprechen. Schon bei der Beschreibung der Terraintypen wird deutlich, dass im Gebiet teilweise Konstellationen auftreten unter denen prinzipiell auch oberflächennahe Fließprozesse eine wichtige Komponente werden können.

Ein dauernde Konfrontation mit zwei weiteren Aspekten prägte den gesamten Parametrisierungsprozess sowie die Ergebnisbewertung. Zum einen ist dies die Frage, wie wichtig präferenzielle Fließ- und Sickerstrukturen in einzelnen Teilen des Gebiets sind, da diese nur im Fall von Terraintyp 6 – aufgrund der sehr begrenzten Möglichkeiten in einem relativ schroffen Verfahren – berücksichtigt wurden. Ein anderes Problem ist eine kleinräumige heterogene Ausprägung innerhalb der Terraintypen. Dies in zwei verschiedenen Ebenen: zum einen die Schwierigkeit bei der Abschätzung von effektiven Parameterwerten, jedoch sicher noch höheres Gewicht hat die Frage, ob die Wirkung der damit verbundenen Prozesse tatsächlich in einem Rahmen liegt, die eine Vernachlässigung in der Modellanwendung zulassen. Unter diesem Gesichtspunkt ist man bei der Parametrisierung der felsigen Hänge vor ein ähnliches Problem gestellt, wie bei der Behandlung der Siedlungsflächen.

Sicher gäbe es noch zahlreiche Ansatzpunkte für eine kritische Hinterfragung. Trotz-

dem wird die Arbeit insgesamt zumindest als eine gute Diskussionsgrundlage für das Fortsetzen des im Projekt verfolgten Ansatzes der Kombination verschiedener Methoden und Betrachtungsperspektiven beurteilt. Nicht zuletzt können auch gerade die auftrenden Probleme einen notwendigen Forschungsbedarf aufzeigen und Anknüpfungspunkte für zukünftige Studien bieten. Als ein Beispiel ist hier auf die Frage der Bedeutung der Siedlungsentwässerung in Kombination mit der lokalisierten Infiltration im Gerinne anzuführen auch speziell mit dem Blick auf potentielle Komponenten der Grundwasserneubildung im Gebiet.

A. Anhang

Terraintyp		Eingabeparam	eter						
	Code	Inf. Capacity [mm/h]	Initial Loss [mm]	Depth [m]	Eff. Porosity [-]	VWC at PWP [-]	Ksat [cm/h]	Lambda	VWC at FC
Siedlungsflächen	<u> </u>	20	_	0.35	0.440	0.180	0.45	0.337	0.320
Kultivierte Flächen	Ν	150	2	0.60	0.440	0.180	0.45	0.337	0.320
Kultivierte Hängen	ω	150	2	1.00	0.320	0.090	0.45	0.337	0.260
Talböden	4	150	2	0.45	0.532	0.284	0.37	0.339	0.416
Kalksteinterrain	თ	150	2	1.00	0.360	0.045	0.80	0.359	0.239
Felsige Kalksteinhänge	6	150	Ν	0.12	0.500	0.100	10000.00	0.597	0.230
trockenstandort Kalk- steinkliff b. Oren Höhle	7	150	N	1.00	0.149	0.042	1.80	0.360	0.119
Mergelterrain	8	150	2	1.00	0.387	0.084	0.70	0.313	0.325
Kreideterrain	9	150	2	1.00	0.324	0.032	1.50	0.373	0.252
Kreide + Helle Rendzina	10	150	2	1.00	0.392	0.069	1.70	0.341	0.318
Kreide + Terra Rossa	11	150	2	0.26	0.360	0.080	1.50	0.373	0.180
Dolomitterrain	12	150	2	1.00	0.455	0.075	0.80	0.359	0.253
Felsige Dolomithänge	13	150	2	0.18	0.500	0.100	0.80	0.359	0.230
Typ 9 mit TRAIN 60	14	150	2	0.40	0.360	0.080	1.50	0.373	0.180
Typ 5 mit TRAIN 60	15	150	2	0.45	0.500	0.100	0.80	0.359	0.230
Typ 12 mit TRAIN 60	16	150	2	0.75	0.500	0.100	0.80	0.359	0.230
Typ 10 mit TRAIN 60	17	150	2	0.40	0.530	0.170	1.70	0.341	0.350
Tun & mit TRAIN AN	20								

Tabelle A.0.2.:	Inhalt der Eingabedatei für die Abflusskonzentrationssimulation: Zuordnung von
	Teileinzugsgebieten zu Gerinnesegmenten mit Fläche und mittlerer Neigung des
	Teileinzugsgebiets.

Segment	EZG	Neigung [%]	Fläche [km²]	Segment	EZG	Neigung [%]	Fläche [km²]
1	1	10.7	0.473	70	0	0.0	0.000
2	0	0.0	0.000	71	42	37.6	0.101
3	2	11.9	0.483	72	43	26.0	0.053
4	0	0.0	0.000	73	44	23.8	0.323
5	4	15.1	0.161	74	45	26.8	0.531
6 7	3	15.5	0.000	75	46	22.4	0.000
8	0	0.0	0.000	70	0	0.0	0.000
9	5	12.8	1.161	78	47	23.7	0.394
10	6	8.1	0.884	79	0	0.0	0.000
11	0	0.0	0.000	80	48	17.9	0.276
12	7	12.6	0.647	81	49	27.9	0.213
13	0	0.0	0.000	82	0	0.0	0.000
14	8	10.8	0.289	83	50	25.9	0.448
16	g	15.8	0.000	85	51	25.9	0.000
17	Õ	0.0	0.000	86	52	35.6	0.494
18	0	0.0	0.000	87	53	27.8	0.503
19	10	15.8	0.261	88	54	28.3	0.441
20	11	21.6	0.229	89	55	34.3	0.360
21	0	0.0	0.000	90	56	24.9	0.413
22	12	28.0	0.235	91	5/	34.6	0.364
∠3 21	13 0	∠0.0 0.0	0.227	92 03	50 50	30.0 30 0	0.347
24	0	0.0	0.000	94	62	12.9	0.429
26	14	19.8	0.484	95	60	10.5	0.731
27	15	17.0	0.944	96	61	13.9	0.289
28	0	0.0	0.000	97	0	0.0	0.000
29	0	0.0	0.000	98	63	18.0	0.707
30	16	11.2	0.958	99	0	0.0	0.000
31	0	0.0	0.000	100	0	0.0	0.000
3∠ 33	10	20.7	0.140	101	04	19.0	0.313
34	19	23.7	0.399	102	67	16.2	0.449
35	23	33.6	0.171	104	65	21.4	0.341
36	20	14.2	0.178	105	0	0.0	0.000
37	0	0.0	0.000	106	66	16.4	0.123
38	0	0.0	0.000	107	0	0.0	0.000
39	21	28.2	0.163	108	68	21.2	0.381
40	22	22.0	0.116	109	0	0.0	0.000
41	0	0.0	0.000	110	69 70	17.0	0.755
43	24	17.3	0.651	112	70	15.3	0.333
44	25	21.6	0.199	113	72	14.7	0.638
45	0	0.0	0.000	114	73	15.6	0.308
46	26	22.2	0.186	115	74	17.9	0.414
47	27	21.3	0.198	116	75	22.0	0.456
48 40	0	0.0	0.000	117	79	23.2	0.352
49 50	20 29	29.0 20.8	0.025	110	0	0.0	0.000
51	0	0.0	0.000	120	80	16.2	0.336
52	30	22.1	1.309	121	0	0.0	0.000
53	0	0.0	0.000	122	81	22.8	0.324
54	31	27.5	0.536	123	76	16.5	0.454
55	0	0.0	0.000	124	0	0.0	0.000
56	32	31.1	0.190	125	0	0.0	0.000
5/ 59	0	0.0	0.000	120	11	10.0	0.401
50	35	26.0	0.000	127 128	78	32.9	0.000
60	36	21.9	0.799	120	82	28.8	0.151
61	0	0.0	0.000	130	0	0.0	0.000
62	37	25.7	0.829	131	83	33.4	0.302
63	33	24.8	0.444	132	84	28.9	0.300
64	34	31.0	0.093	133	85	20.1	0.189
65	0	0.0	0.000	134	0	0.0	0.000
66	39	30.3	0.441	135	86	34.2	0.574
07	১১	∠4.0	0.738	136	ð/	∠3.0	0.022
h¥	40	27 6	0 638	127	22	32 5	0 1 1 9

Tabelle A.0.3.: Inhalt der Eingabedatei für die Wellenablaufsberechnung: Gerinnenetzaufbau und Länge, Gerinnebreite bei bordvollem Abfluss und Gerinnetyp der Segmente. Fortsetzung der Tabelle auf der folgenden Seite. Parameter zu Gerinnetyp (Spalte type) siehe Tabelle A.0.5.

seg	last	next	trib 1	trib2	slope	length	width	type	show
1	0	2	0	0	0.7000	408.93	1	11	0
2	1	5	0	0	0.0563	524.16	40	12	0
3	0	4	0	0	0.7000	544.36	1	11	0
4	3	5	0	0	0.0391	490.84	50 50	12	0
5	2	8	4	0	0.0092	220.0	50 1	12	0
7	ŏ	8	Ő	ŏ	0.7000	237.28	1	11	Ő
8	6	9	7	0	0.0043	117.02	1	13	0
9	8	11	0	0	0.0322	955.7	1	13	0
10	0	11	0	0	0.7000	467.13	1	11	0
11	9	23	10	0	0.0243	321.37	1	13	0
13	12	18	0	0	0.0186	537.93	50	12	0
14	0	15	Õ	Ō	0.7000	188.57	1	11	Ō
15	14	18	0	0	0.0242	322.28	20	12	0
16	0	17	0	0	0.7000	99.32	1	11	0
17	10	10	15	17	0.1457	197	60 50	12	0
19	18	20	0	0	0.0036	336.68	60	12	0
20	19	21	Õ	Ō	0.0450	213.28	40	12	Ō
21	20	22	0	0	0.0403	235.72	15	12	0
22	21	23	0	0	0.0590	648.68	1.2	7	0
23	11	24	22	0	0.0042	238.07	1	13	0
24	23	25	0	0	0.0289	376.76	1.8	7	0
26	25	29	Õ	Õ	0.0010	255.49	1.8	7	Õ
27	0	28	0	0	0.7000	586.16	1	11	0
28	27	29	0	0	0.0295	902.52	70	12	0
29	26	46	28	0	0.0536	156.75	1.8	7	0
30	30	33	0	0	0.7000	273.88	22	8	0
32	0	33	Ő	Ő	0.7000	277.73	1	11	0
33	31	35	32	0	0.0525	860.24	3	8	0
34	0	35	0	0	0.7000	545.24	1	11	0
35	33	42	34	0	0.0231	393.35	4	10	0
30	36	38	0	0	0.7000	90.02 210.03	35	12	0
38	37	39	Ő	Ő	0.1556	188.32	35	12	0
39	38	40	0	0	0.1086	373.79	1	7	0
40	39	41	0	0	0.1129	269.24	1	7	0
41	40	42	0	0	0.0610	304.95	1	7	0
42	0	45	0	0	0.0308	1056 27	1.2	11	0
44	43	45	Ő	õ	0.0725	410.97	3.5	8	Õ
45	42	46	44	0	0.0658	92.77	4.8	10	0
46	29	48	45	0	0.0132	205.22	6.4	10	0
47	0	48	0	0	0.7000	354.99	1	11	0
40	48	49 51	0	0	0.0257	656.97	4.5	8	0
50	0	51	Õ	Õ	0.7000	536.18	1	11	Õ
51	49	53	50	0	0.0050	129.71	7	10	0
52	0	53	0	0	0.7000	1961.59	1	11	0
53 54	51	55 55	52	0	0.0050	197.51	8	10	0
55	53	58	54	0	0.0050	281.19	8.8	10	0
56	0	57	0	Õ	0.7000	528.76	1	11	Õ
57	56	58	0	0	0.0420	190.41	4.8	10	0
58	55	63	57	0	0.0179	559.92	9.6	10	0
59 60	0	61 61	0	0	0.7000	807.88	1	11	0
61	60	62	59	0	0.0725	552.8	7.2	10	0
62	61	63	0	Õ	0.0444	416.88	7.2	10	õ
63	58	65	62	0	0.0002	139.55	9.6	10	0
64	0	65	0	0	0.7000	431.83	1	11	0
60 66	ნპ 65	68	64 0	0	0.0897	502.76	9.6	1U Q	0
67	0	68	0	0	0.7000	1152.68	1	11	0
68	66	69	67	0	0.0344	726.71	12	3	Ō
69	68	70	0	0	0.0334	457.72	9	3	0
70	69	71	0	0	0.7000	100	7	3	0
11	10	12	U	U	0.0300	104.09	0.0	3	U

seg	last	next	trib 1	trib2	slope	length	width	type	show
72	71	79	0	0	0.0290	272.48	10	8	1
73	0	74	0	0	0.7000	907.45	1	11	0
74	73	75	0	0	0.0670	158.31	2.9	3	0
75	74	76	0	0	0.0414	181.06	3.3	3	0
76 77	75 76	78	0	0	0.0954	286.2	3.3	ა გ	0
78	70	79	0	0	0.0908	364	4	8	0
79	72	85	78	õ	0.0310	380.11	11.8	8	Ő
80	0	81	0	0	0.7000	434.14	1	11	0
81	80	82	0	0	0.1051	607.72	3.3	3	0
82	81	83	0	0	0.1014	163.77	3.3	3	0
03 84	02 83	04 85	0	0	0.0651	342.70 246.91	3.3 4	3 8	0
85	79	86	84	Ő	0.0266	1026.21	6.5	4	Ő
86	85	87	0	0	0.0165	775.51	6.5	4	0
87	86	88	0	0	0.0427	657.76	6.5	4	0
88	87	89	0	0	0.0042	263.78	6.5	4	0
89 QA	88	91	0	0	0.0513	10/6 61	5.5 1	4	0
90 91	89	92	90	0	0.0404	529.57	10.8	3	0
92	91	93	0	õ	0.0489	380.15	10.8	3	õ
93	92	137	0	0	0.0368	529.84	10.8	3	1
94	0	98	0	0	0.7000	487.26	1	11	0
95	0	97	0	0	0.7000	352.28	1	11	0
90 97	95	97 98	96	0	0.7000	276.56	12	6	0
98	94	99	97	õ	0.0431	510.93	1.2	6	Ő
99	98	100	0	0	0.0486	141.97	1.2	6	0
100	99	102	0	0	0.0651	313.16	3.5	5	0
101	0	102	0	0	0.7000	462.55	1	11	0
102	0	107	0	0	0.0369	251.05	3.5 1	5 11	0
104	ŏ	105	Ő	Ő	0.7000	354.8	1	11	Ő
105	104	106	0	0	0.1062	279.7	1	6	0
106	105	107	0	0	0.1107	365.93	1	6	0
107	102	110	103	106	0.0305	650.24	5	5	0
108	108	109	0	0	0.7000	884.7	1	11	0
110	107	112	109	Ő	0.0046	193.98	1.4	6	Ő
111	0	112	0	Ō	0.7000	313.6	1	11	Ō
112	110	113	111	0	0.0514	361.71	8	5	0
113	112	114	0	0	0.0259	797.74	7	5	0
114	113	115	0	0	0.0498	467.55	7	5	0
116	115	132	0	0	0.0441	775.2	3.4	8	0
117	0	118	Õ	Ō	0.7000	624.34	1	11	Ō
118	117	119	0	0	0.0932	142.69	2.2	8	0
119	118	120	0	0	0.0684	304.1	2.2	8	0
120	119	121	0	0	0.0552	540.19	2.2	8	0
121	120	122	0	0	0.0030	296.62	2.2	8	0
123	0	124	Õ	Õ	0.7000	621.65	1	11	Õ
124	123	125	0	0	0.0477	232.55	2.8	3	0
125	124	126	0	0	0.0011	181.37	2.8	3	0
126	125	127	0	0	0.0908	118.88	2.8	3	0
127	120	120	0	0	0.0718	320 16	2.0	3	0
129	122	130	128	ŏ	0.0570	298.25	3.4	8	ŏ
130	129	131	0	0	0.0701	439.31	3.4	8	0
131	130	132	0	0	0.1053	395.87	3.4	8	0
132	116	134 124	131	0	0.0448	636.63	10 1	2	0
133	132	134	133	0	0.0411	708.36	10	2	0
135	134	136	0	õ	0.0411	264.9	10	2	1
136	135	137	0	0	0.0645	145.75	8.6	2	0
137	93	0	136	0	0.0193	905.73	16	1	0

Tabelle A.0.4.: Fortsetzung von Tab. A.0.3

type	alldep [m]	n_mann	varper	full	⊇.	ki [mm/h]	kb [mm/h]	kf [mm/h]	he	¥	-	antec	-
-	18.9	0.035	0.28	2	0.491	50	0.001	30	0.4	0.0	0.999	0.80	120
2	-	0.04	0.5	1.2	0.44	თ	0.001	1.5	0.4	0.0	0.999	0.80	120
ω	0.4	0.04	0.42	N	0.44	20	0.001	1.5	0.2	0.0	0.999	0.80	120
4	350	0.04	0.6	1.6	0.5	100	0.001	25	0.8	0.0	0.999	0.75	120
თ	100	0.035	0.2	ω	0.55	0.18	0.001	0.11	0.2	0.0	0.999	0.90	120
ი	100	0.03	0.75	-	0.55	0.18	0.001	0.11	0.2	0.0	0.999	0.90	120
7	0.5	0.03	0.9	0.6	0.62	40	0.001	0.11	0.2	0.0	0.999	0.90	120
8	0.3	0.045	0.35	2.5	0.15	თ	0.001	30	0.2	0.0	0.999	0.75	120
9	0.8	0.05	0.35	2.8	0.15	25	0.001	1.5	0.8	0.0	0.999	0.70	120
10	1.2	0.035	0.25	-	0.48	12	0.001	2.5	0.2	0.0	0.999	0.85	120
11	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.001	0.5	0.5	0.0	0.999	0.50	120
12	0.5	0.05	0.99	10	0.48	120	0.001	30	0.4	0.0	0.999	0.80	120
13	0.1	0.016	0.99	10	0.01	0.001	0.001	1E-07	0.2	0.0	0.999	0.50	120

Tabelle A.0.5.: Inhalt der Eingabedatei für die Gerinnetypen zur Berechnung von Wellenablauf und Transmission losses (zur Definition der Parameter siehe LEISTERT (2005).



Abbildung A.0.1.: Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, Oktober 2002 bis März 2003.



Abbildung A.0.2.: Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, April 2003 bis September 2003.



Abbildung A.0.3.: Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, Oktober 2006 bis März 2007.



Abbildung A.0.4.: Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, April 2007 bis September 2007.



Abbildung A.0.5.: Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, Oktober 2007 bis März 2008.



Abbildung A.0.6.: Simulierte Monatsverdunstung im Untersuchungsgebiet, April 2008 bis Juli 2008.

Literaturverzeichnis

- ADAMCOVA, R., OTTNER, F., DURAN, G., GREIFENEDER, S., DANANAJ, I., DU-BIKOVA, M., SKALSKY, R., MIKO, S., KAPELJ, S. (2005): Problems of Hydraulic Conductivity Estimation in Clayey Karst Soils. Geologia Croatica, Vol. 58 (2), S. 195–203.
- ARBEL, Y., GREENBAUM, N., LANGE, J., INBAR, M. (2008a): Estimation of Groundwater Recharge in different hydrologic types of perched springs and cave drips – Mt. Carmel, Israel. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- ARBEL, Y., GREENBAUM, N., LANGE, J., INBAR, M. (2008b): Infiltration Processes and Flow Rates – Monitoring Environmental and Artificial Tracers in Cave Drippings – Mt. Carmel, Israel. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 17. Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- ARMBRUSTER, V., LEIBUNDGUT, C. (2001): Determination of Spatially and Temporally Highly Detailed Groundwater Recharge in Porous Aquifers by a SVAT Model. Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 207, S. 607–611.
- BAR-OZ, D., ARBIT, V. (1980): Carmel National Park. IN: A. Soffer, B. Kipnis (Hrsg.), Atlas of Haifa and Mount Carmel, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Haifa, Israel, S. 80–81.
- BARZILAI, R. (2007): Vegetation cover regeneration effect on runoff and sediment yields after wildfire demonstrating on the Carmel. MA Thesis, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Israel (in hebräisch, englische Zusammenfassung).
- BEIN, A., SASS, E. (1980): Geology. IN: A. Soffer, B. Kipnis (Hrsg.), Atlas of Haifa and Mount Carmel, University of Haifa, Haifa, Israel, S. 16–17.
- BEN-ASHER, J., YAND, T., SHAINBERG, I. (2003): Dripper discharge rates and the hydraulic properties of the soil. Irrigation and Drainage Systems, Vol. 17, S. 325–339.
- BROZA, M., POLIAKOVA, D., GRUIAB, M., BRETFELD, G. (2004): Soil collembolan communities on north- and southfacing slopes of an eastern Mediterranean valley. Pedobiologia, Vol. 48, S. 537–543.
- CASTILLO, V.M., A. GÓMEZ-PLAZA, MARTÍNEZ-MENA, M. (2003): The role of antecedent soil water content in the runoff response of semi-arid catchments: a simulation approach. Journal of Hydrology, Vol. 284, S. 114–130.

- CERDA, A. (1998): Relationships between climate and soil hydrological and erosional characteristics along climatic gradients in Mediterranean limestone areas. Geomorphology, Vol. 25, S. 123–134.
- CHERTKOV, V.Y., RAVINA, I. (2002): Combinded effect of interblock and interaggregate capillary cracks on the hydraulic conductivity of swelling clay soils. Water Resources Research, Vol. 38 (8).
- CHIKUTANOV, V., LILLIG, M., PAVLÍKEC, T., NEVO, E. (1997): Biodiversity of insects at a microsite, "Evolution Canyon", Nahal Oren, Mt. Carmel, Israel. Coleoptera: Tenebrionidae. Journal of arid environments, Vol. 37, S. 367–377.
- CRONEY, D., COLEMAN, J.D. (1954): Soil structure in relation to soil suction (pF). Journal of Soil Science, Vol. 5, S. 75–84.
- DAN, J. (1983): Soil chronoseques in Israel. Catena, Vol. 10, S. 287-319.
- DANIN, A. (1988): Flora and vegetation of Israel and adjacent areas. IN: Y. Yom-Tov, E. Tchernov (Hrsg.), The Zoogeography of Israel – The Distribution and Abundance at a Zoogeographical Crossroad, Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, S. 129–158.
- DANIN, A. (2001): Near East Ecosystems, Plant Diversity. IN: S. Levin (Hrsg.), Encyclopedia of Biodiversity, Academic Press, San Diego, S. 353–364.
- DVWK (1999): Regeln zur Wasserwirschaft 136/1999. Bodenkundliche Untersuchungen im Felde zur Ermittlung von Kennwerten zur Standortcharakterisierung, Teil II Ableitungen zum Wasser- und Lufthaushalt von Böden. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn, ISBN 3-89554-101-X.
- FISCHER, C. (2007): Hydrological Modeling of the Water Resources in the Nahal Harod, Israel. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- GASSMANN, M. (2007): Measuring and Modelling Erosion and Suspended Sediment. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- GINDEL, I. (1969): Stomatal Number and Size as related to Soil Moisture in Tree Xerophytes in Israel. Ecology, Vol. 50 (2), S. 263–267.
- GISI, U., SCHENKER, R., SCHULIN, R., STADELMANN, F.X., STICHER, H. (1997): Bodenökologie. 2. neu bearbeitete und erweiterte Auflage. Georg Thieme Verlag, Stuttgart, ISBN 3-13-747202-4.
- GOLDREICH, Y. (1995): Temporal variations of rainfall in Israel. Climate Research, Vol. 5, S. 167–179.
- GOLDREICH, Y. (2003): The climate of Israel. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, ISBN 030647445X.

- GOLDREICH, Y., FREUNDLICH, A., ALPERT, P. (1995): Rainfall Anomaly over the Lee Side of Mount Carmel (Israel) and the Associated Wind Field. Journal of applied Meteorology, Vol. 36, S. 748–762.
- GOLDSCHEIDER, N., ANDREO, B. (2007): The geological and geomorphological framework. IN: N. Goldscheider, D. Drew (Hrsg.), Methods in Karst Hydrogeology. International Contributions to Hydrogeology, IAH Book Series No. 26, Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0415-42873-6, S. 9–23.
- GOTTFRIED, G.J. (1982): Forests and Forestry in Israel. Journal of Forestry, Vol. August/1982, S. 516–520.
- GUNKEL, A., LANGE, J., MENZEL, L., WIESENDANGER, C. (2007): Development of a new modelling tool as starting point for water management in the lower Jordan river catchment. Vortrag gehalten am 18. April 2007 an der EGU 2007, Wien (General Assembly, Session HS42).
- GUTTMANN, J. (1998): Defining flow systems and groundwater interactions in the multi-aquifer system of the Carmel Coast region. PhD Thesis, Tel-Aviv University, Mekorot report No. 467.
- HAGENLOCHER, U. (2008): Das TRAIN-ZIN-Modell Weiterentwicklung und Anwendung im Dragonja-Einzugsgebiet (Slowenien). Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- HALFON, N. (2004): Translocation of orographic rainfall enhancement from the ridge top towards the lee slopes in northern Israel. MA Thesis, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Israel (in hebräisch, englische Zusammenfassung).
- HALVEY, E., NIR, A. (1962): The Determination of Aquifer Parameters with the Aid of Radioactive Tracers. Journal of Geophysical Research, Vol. 67 (6).
- HARTMANN, D. (2006): Single event modelling in the small (0.6 km²) catchment of Rouffach, Haut-Rhin, France. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- HENKIN, Z., SELIGMAN, N., KAFKAFI, U., PRINZ, D. (1998): End-of-season soil water depletion in relation to growth of herbaceous vegetation in a sub-humid Mediterranean dwarf-shrub community on two contrasting soils. Plant and Soil, Vol. 202, S. 317–326.
- HILLEL, D. (1998): Environmental Soil Physics. Academic Press, San Diego, ISBN 0123485258.
- HORN, R., TAUBNER, H., WUTTKE, M., BAUMGARTL, T. (1994): Soil physical properties related to soil structure. Soil & Tillage Research, Vol. 30, S. 187–286.
- INBAR, M. (1984): Mount Carmel Physical background. IN: U.o.H. A. Ronen (Hrsg.), Sefunim prehistoric sites, Mount Carmel, Israel, BAR, Oxford, S. 13–17.

- INBAR, M., AYAL, E. (1980): Water Resources. IN: A. Soffer, B. Kipnis (Hrsg.), Atlas of Haifa and Mount Carmel, University of Haifa, Haifa, Israel, S. 28–29.
- INBAR, M., TAMIR, M., WITTENBERG, L. (1998): Runoff and erosion processes after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean area. Geomorphology, Vol. 24, S. 17–33.
- ISSAR, A.S. (1993): Recharge and salination processes in the carbonate aquifers in Israel. Environmental Geology, Vol. 21, S. 152–159.
- JOFFRE, R., RAMBAL, S., DAMESIN, C. (1999): Functional Attributes in Mediterranean-type Ecosystems. IN: F.I. Pugnaire, F. Valladares (Hrsg.), Handbook of Functional Plant Ecology, Marcel Dekker, New York, S. 347–379.
- KARCZ, Y. (1959a): The geological map of the northwestern Carmel, 1:50,000. Bulletin of the Research Council of Israel, 8G(3).
- KARCZ, Y. (1959b): The structure of the northern Carmel. Bulletin of the Research Council of Israel, 8, (2-3), Hashiloah, Jerusalem, 119-130.
- KARMON, Y. (1994): Israel eine geographische Landeskunde. Zweite, überarbeitete und aktualisierte Auflage. Wissenschaftliche Buchgesellschft, Darmstadt, ISBN 3-534-08675-9.
- KARNIELI, A., BEN-ASHER, J. (1993): A daily runoff simulation in semi-arid watersheds based on soil water deficit calculations. Journal of Hydrology, Vol. 149, S. 9–25.
- KLEEBERG, H.B. (1999): Zum Problem der Regionalisierung in der Hydrologie. IN: H. Kleeberg, W. Mauser, G. Peschke, U. Streit (Hrsg.), Hydrologie und Regionalisierung, Forschungsbericht der Deutschen FOrschungsgemeinschft, Wiley VCH, Weinheim, ISBN 3-527-27145-7, S. 3-12.
- KUTIEL, H. (1985): The Multimodality of the Rainfall Course in Israel as Reflected by the Distribution of Dry Spells. Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology, Vol. 36, S. 15–27.
- KUTIEL, P. (1992): Slope aspect effect on soil and vegetation in a mediterranean ecosystem. Israel Journal of Botany, Vol. 41, S. 243–250.
- KUTIEL, P., LAVEE, H., SEGEV, M. (1995): Recreational use impact on soil and vegetation at picnic sites in Aleppo pine forests on Mount Carmel, Israel. Israel Journal of Plant Sciences, Vol. 49, S. 49–56.
- KUTÍLEK, M. (2004): Soil hydraulic porperties as related to soil structure. Soil & Tillage Research, Vol. 79, S. 175–184.
- KUTÍLEK, M., NIELSEN, D.R. (1994): Soil hydrology. Catena, Cremlingen-Destedt, ISBN 3-923381-26-3.
- LAHAV, H. (1983): Vegetation units map for Mount Carmel. Nature and National Parks Authority, Jerusalem.

- LANGE, J. (1999): A non-calibrated rainfall-runoff model for large arid catchments, Nahal ZIN, Israel. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 9. Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- LANGE, J. (2005): Dynamics of transmission losses in a large arid stream channel. Journal of Hydrology, Vol. 306, S. 112–126.
- LANGE, J., ARBEL, Y., GREENBAUM, N., GRODEK, T. (2008): Process studies of water percolation in a Mediterranean karst area: Mount Carmel, Israel. Posterpräsentation auf der GLOWA-Lower Jordan River Statusconference, 25.-27. Juni 2008, Aqaba, Jordanien. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- LANGE, J., GREENBAUM, N., HUSARY, S., GHANEM, M., LEIBUNDGUT, C., SCHICK, A.P. (2003): Runoff generation from successive simulated rainfalls on a rocky, semiarid hillslope. Hydrological Processes, Vol. 17, S. 279–296.
- LAVEE, H., KUTIEL, P., SEGEV, M., BENYAMINI, Y. (1995): Effect of surface roughness on runoff and erosion in a Mediterranean ecosystem: the role of fire. Geomorphology, Vol. 11, S. 227–234.
- LEIBUNDGUT, C., LANGE, J., A. TAMIMI, M.G., HUSARY, S., ENZEL, Y., GRO-DEK, T., LEKACH, J. (2003): The impact of urbanization on integrated drainage basin hydrology and water resources, West Bank and Israel. Abschlussbericht DFG-Forschungsprojekt LE 698/10-1-3.
- LEISTERT, H. (2005): Modeling transmission losses, Application in the Wadi Kuiseb and the Nahal Zin. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- LERNER, D.N., ISSAR, A.S., SIMMERS, I. (1990): Groundwater Recharge A Guide to Understanding and Estimating natural Recharge. Heise, Hannover, ISBN 3-922705-91-X. mannsröben
- LÖHMANNSRÖBEN, R. (2001): Die Bedeutung des Bodens im Zusammenhang mit der hydrologischen Regionalsierung. IN: D. Gutknecht (Hrsg.), Wiener Mitteilungen Band 164: Niederschlag-Abfluss Modellierung – Simulation und Prognose. ÖWAVSeminar an der Technischen Universität Wien, 12.–13. September 2000, Riegelnik, Wien, S. 201–215.
- MALKINSON, D., WITTENBERG, L. (2007): Scaling the effects of riparian vegetation on cross-sectional charcteristics of ephemeral mountain streams - a case study of Nahal Oren, Mt. Carmel, Israel. Catena, Vol. 69, S. 103–110.
- MENZEL, L. (1996): Modelling Canopy Resistances and Transpiration of Grassland. Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 21 (3), S. 123–129.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Zürcher Geographische Schriften, Heft 67. Geographisches Instsitut, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.

- MENZEL, L., TEICHERT, E., WEISS, M. (2007): Climate change impact on the water resources of the semi-arid Jordan region. IN: H. Heinonen (Hrsg.), Proceedings of the third international conference on climate and water; 36 September 2007 in Helsinki, Finnland. Finnish Environment Institute, Edita Prima Ltd, Helsinki, S. 320–325.
- NAVEH, Z. (1967): Mediterranean Ecosystems and Vegetation Types in California and Israel. Ecology, Vol. 48 (3), S. 454–459.
- NAVEH, Z. (1984): The vegetation of the Carmel and Nahal Sefunim and the evolution of the cultural landscape. IN: A. Ronen (Hrsg.), Sefunim prehistoric sites, Mount Carmel, Israel, BAR, Oxford, S. 23–63.
- NAVEH, Z., WHITTAKER, R.H. (1979): Structural and floristic diversity of shrublands and woodlands in Northern Israel and other mediterranean areas. Vegetatio, Vol. 41 (3), S. 171–190.
- NEVO, E. (1995): Asian, African and European biota meet at Evolution Canyon, Israel: Local test of global biodiversity and genetic diversity patterns. Proceedings of the Royal Society of London, Series B, Vol. 262, S. 149–155.
- NEVO, E., BOLSHAKOVA, M.A., MARTYN, G.I., MUSATENKO, L.I., SYTNIK, K.M., PACLÍCEK, T., BEHARAV, A. (2000): Drought and light anatomical adaptive leaf strategies in three woody species caused by microclimatic selection at "Evolution Canyon", Israel. Israel Journal of Plant sciences, Vol. 48, S. 33–46.
- NEVO, E., TRAVLEEV, A.P., BELOVA, N.A., TSATSKIN, A., PAVLÍKEC, T., KULIK, A., TSVET-KOVA, N.N., YEMSHANOV, D. (1998): Edaphic interslope and valley bottom differences at "Evolution Canyon", Lower Nahal Oren, Mount Carmel, Israel. Catena, Vol. 22, S. 241–254.
- NIR, D. (1980): Geomorphology. IN: A. Soffer, B. Kipnis (Hrsg.), Atlas of Haifa and Mount Carmel, University of Haifa, Haifa, Israel, S. 18–19.
- OPPENHEIMER, H. (1951): Drought and Water Balance of Plants Growing in the Near East. The Journal of Ecology, Vol. 39, S. 356–362.
- PAVLICEK, T., D. SHARON, KRAVCHENKO, V., SAARONI, H., NEVO, E. (1998): Microclimatic interslope differences underlying biodiversity contrasts in "Evolution Canyon", Mt. Carmel, Israel. European Journal of Soil Science, Vol. 49, S. 385–395.
- PAZ, S., KUTIEL, H. (2003): Rainfall regime uncertainty (RRU) in an Eastern Mediterranean region – A methodological approach. Israel Journal of Earth Science, Vol. 52, S. 47–63.
- PICARD, L., KASHAI, E. (1957): On the Lithostratigraphy and Tectonics of the Carmel. Bulletin of the Research Council of Israel, Vol. 7G, 1-19.
- PONCE, V.M., CHAGANTI, P.V. (1994): Variable-parameter Muskingum-Cunge method revisited. Technical Note, Journal of Hydrology, Vol. 162, S. 433–439.

- PORPORATO, A., D'ODORICO, P., LAIO, F., RIDOLFI, L., RODRIGUEZ-ITURBE, I. (2002): Ecohydrology of water-controlled ecosystems. Advances in Water Resources, Vol. 25, S. 1335–1348.
- QUÉZEL, P. (2000): Taxonomy and Biogeography of Mediterranean Pines (*Pinus halepenis* and *P. brutia*). IN: G. Ne'eman, L. Trabaud (Hrsg.), Ecology, Biogeography and Management of *Pinus halepenis* and *P. brutia* Forest Ecosystems in the Mediterranean Basin, Backhuys Publishers, Leiden, S. 1–12.
- ROSENZWEIG, D., STANHILL, D., ISRAELI, M., SCHAIOWITZ, O., GARTI, R., GA-NANI, A., SHACHORI, A. (1972): Study of differences in effects of forest and other vegetation covers on water yield. Final Report (Project: A-10-FS-13). Soil Erosion Research Station, Ruppin Institute of Agriculture, Emek Hefer, Israel. 1.
- SASS, E. (1980): Late Cretaceous Volcanism in Mount Carmel, Israel. Israel Journal of Earth sciences, Vol. 29, S. 8–24.
- SAXTON, K.E., RAWLS, W.J. (2006): Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. Soil Science Society of America Journal, Vol. 70, S. 1569–1578.
- SAXTON, K.E., RAWLS, W.J. (2007): SPAW Soil-Plant-Atmosphere-Water Field and Pond Hydrology. Verfügbar unter: http://hydrolab.arsusda.gov/SPAW/Index.htm, 05.2007.
- SCHARLIN, N. (1980): Climate. IN: A. Soffer, B. Kipnis (Hrsg.), Atlas of Haifa and Mount Carmel, University of Haifa, Haifa, Israel, S. 12–13.
- SCHILLER, G. (1982): Significance of bedrock as a site factor for Aleppo pine. Forest Ecology and Management, Vol. 4, S. 213–223.
- SCHILLER, G. (2000): Ecophysiology of Pinus halepenis Mill. and P. brutiaTen. IN: G. Ne'eman, L. Trabaud (Hrsg.), Ecology, Biogeography and Management of Pinus halepenis and P. brutia Forest Ecosystems in the Mediterranean Basin, Backhuys Publishers, Leiden, S. 1–12.
- SCHILLER, G., COHEN, Y. (1995): Water regime of a pine forest under a Mediterranean climate. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 74, S. 181–193.
- SCHILLER, G., COHEN, Y., UNGAR, E.D., MOSHE, Y., HERR, N. (2007): Estimating water use of sclerophyllous species under East-Mediterranean climate III. Tabor oak forest sap flow distribution and Transpiration. Forest Ecology and Management, Vol. 238, S. 147–155.
- SCHILLER, G., UNGAR, E.D., COHEN, Y. (2002): Estimating the water use of a sclerophyllous species under an East-Mediterranean climate I. Response of Transpiration of Phillyrea latifolia L. to site factors. Forest Ecology and Management, Vol. 170, S. 117–126.

- SCHILLER, G., UNGAR, E.D., MOSHE, Y., COHEN, S., COHEN, Y. (2003): Estimating water use by sclerophyllous species under east Mediterranean climate II. The transpiration of Quercus calliprinos Webb.in response to silvicultural treatments. Forest Ecology and Management, Vol. 179, S. 483–495.
- SCHÜTZ, T. (2006): Prozessbasierte Niederschlag-Abflussmodellierung in einem mediterranen Kleineinzugsgebiet. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- SHACHORI, A., MICHAELI, A., ROSENZWEIG, D. (1965): Hydrologic studies on a representative karst catchment in Israel. Symposium of Budapest, 28.9–1.10.1965 -Representative and experimental areas, Vol. 1. IAHS Publikation 66., 333–346.
- SHACHORI, A., ROSENZWEIG, D., POLJAKOFF-MAYBER, A. (1967): Effect of Mediterranean Vegetation on the Moisture Regime. IN: W.E. Sopper, H.W. Lull (Hrsg.), Forest Hydrology: Proceedings of the National Science Foundation Advanced Science Seminar held at the Pennsylvania State University, University Park, Aug. 29.
 Sept. 10., 1965, Pergamon Press, London.
- SHADEED, S. (2008): Up To Date Hydrological Modeling in Arid and Semi-arid Catchment, the Case of Faria Catchment, West Bank, Palestine. Promotionsarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- SHARON, D., KUTIEL, H. (1986): The distribution of rainfall intensity in Israel, its regional and seasonal variations and its climatological evaluation. Journal of Climatology, Vol. 6, S. 277–291.
- SINGER, A. (2007): The soils of Israel. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, ISBN 978-3-540-71731-7.
- SINGER, A., RAVIKOVITCH, S. (1980): Soils, Mount Carmel. IN: A. Soffer, B. Kipnis (Hrsg.), Atlas of Haifa and Mount Carmel, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Haifa, Israel, S. 20–21.
- SINGER, A., SCHWERTMANN, U., FRIEDL, J. (1998): Iron oxide mineralogy of Terre Rosse and Rendzinas in relation to their moisture and temperature regimes. European Journal of Soil Science, Vol. 49, S. 385–395.
- TAL, A. (2006): Seeking Sustainability: Israel's Evolving Water Managment Strategy. Science, Vol. 313, S. 1081–1084.
- TESSLER, N. (2007): Temporal Changes in Soil Properties Following Sequences of Forest Fires—Mt. Carmel, Israel. MA Thesis, Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Israel (in hebräisch, englische Zusammenfassung).
- THOM, A.S., OLIVER, H.R. (1977): On Penmans equation for estimating regional evaporation. Quart. Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 103, S. 345–357.

- THORMÄHLEN, A.C. (2003): Hydrological modelling in a small hyperarid catchment Nahal Yael, Israel - runoff generation and transmission losses. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- UDLUFT, P., DÜNKELOH, A., MEDERER, J., KÜLLS, C., SCHALLER, J. (2003): Reevaluation of Groundwater Resources of Cyprus for the Republic of Cyprus Ministry of Agriculture, Natural Resources and Environment Geological Survey Department Nicosia – Task 6 + 7: Water balances for catchments and for the whole island. Unveröffentlichter Projektbericht.
- VALENTIN, C. (1994): Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West Africa. Catena, Vol. 23, S. 87–97.
- VON HOYNINGEN-HUENE, J. (1980): Mikrometeorlogische Untersuchungen zur Evapotranspiration von bewässerten Pflanzenbeständen. Berichte des Instituts für Meteorlogie und Klimatologie der Universität Hannover, Band 19.
- VROMAN, A.J. (1960): Note on Rock Units of Mount Carmel, Israel. Geological Survey of Israel, Bulletin 27.
- WAGNER, A. (2002): Anwendung eines nicht-kalibrierten Niederschlag-Abfluss-Modells in den hydrologischen Versuchsgebieten Ostkaiserstuhl. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- WILLIAMS, A.G. (2003): Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment. Hydrological Processes, Vol. 17, S. 225–235.
- WINTER, F. (2006): Using Tracer Techniques to Investigate Groundwater Recharge in the Mount Carmel Aquifer, Israel. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.B.
- WITTENBERG, L. (2002): Structural patterns in coarse gravelriver beds: typology, survey and assessment of the roles of grain size and river regime. Geografiska Annaler, Vol. 84 A (1), S. 25–37.
- WITTENBERG, L., GREENBAUM, N. (2004): Channel morphology and sedimentology in a mountainous channel: a comparison between disturbed and undisturbed reaches. Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins. IAHS Publikation 299, 231-241.
- WITTENBERG, L., INBAR, M. (2003): The role of soil moisture variability as determining overland runoff in a burnt mediterranean forest. Geoöko, Vol. 24, S. 107–121.
- WITTENBERG, L., KUTIEL, H., GREENBAUM, N., INBAR, M. (2007a): Short-term changes in the magnitude, frequency and temporal distribution of floods in the Eastern Mediterranean region during the last 45 years – Nahal Oren, Mt. Carmel, Israel. Geomorphology, Vol. 84, S. 181–191.

- WITTENBERG, L., MALKINSON, D., BEERI, O., HALUTZY, A., TESSLER, N. (2007b): Spatial and temporal patterns of vegetation recovery following sequences of forest fires in a mediterranean landscape, Mt. Carmel Israel. Catena, Vol. 71, S. 76–83.
- YAALON, D.H. (1997): Soils in the mediterranean region: what makes them different? Catena, Vol. 28, S. 157–169.
- ZAGANA, E., KÜLLS, C., UDLUFT, P., CONSTANTINOU, C. (2007): Methods of groundwater recharge estimation in eastern Mediterranean – a water balance model application in Greece, Cyprus and Jordan. Hydrological Processes, Vol. 21, S. 2405–2414.
- ZECH, W., HINTERMAIER-ERHARD, G. (2002): Die Böden der Welt Ein Bildatlas. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- ZHANG, Y., GILLESPIE, T.J. (1990): Estimating maximum dropletwetness duration on crops from nearby weather station data. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 51, S. 145–158.
- ZOHARY, M. (1973): Geobotanical Foundations of the Middle East. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, ISBN 3-347-30145-4.
- ZOHARY, M. (1982): The vegetation of Israel and Adjacent Areas. Beihefte zum Tübinger Atlas des Vorderen Orients: Reihe A, Naturwissenschaften, Nr.7. Reichert, Wiesbaden, ISBN 3-88226-125-0.
- ZOHARY, M., ORSHAN, G. (1959): The maquis of Ceratonia siliqua. Plant ecology, Vol. 8 (5-6), S. 258-297.

Ehrenwörtliche Erklärung:

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

Ort, Datum

Unterschrift