

Z. dt. geol. Ges.	143	277—290 1 Abb., 5 Tab.	Hannover 1992
-------------------	-----	---------------------------	---------------

DOI: 10.1127/zdgg/143/1992/277

# **Erkundung und Bewirtschaftung von präkambrischen Karstaquiferen im südlichen Afrika**

SIEGFRIED KELLER & MICHAEL VON HOYER \*)

Precambrian, dolomites, aquifer, palaeokarst, joint, fracture, prospecting, aerial and satellite photos,  
field studies, groundwater recharge, water supply, exploitation  
Sambia, Zimbabwe, Botswana

**Kurzfassung:** In verkarsteten präkambrischen Dolomiten in Sambia, Simbabwe und Botswana sind Grundwasservorkommen vorhanden, die für die lokale Wasserversorgung von Bedeutung sind. In den drei Gebieten ist ein flacher Karst bis zu einer Tiefe von 150 m ausgebildet. Die Lösungsverwitterung setzt vorzugsweise auf Trennfugen zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten an (z. B. Dolomit/Hornstein, Dolomit/Quarzit, Dolomit/Kalk) und auf Kluft- und Störungszonen in NE—SW und N—S-Richtung, welche rezent reaktiviert und damit geöffnet sind. Drei Verkarstungsphasen lassen sich unterscheiden: Prä-Karoo, Tertiär, Pleistozän.

Die ermittelten Aquiferparameter sind typisch für Kluftgrundwasserleiter, bei denen Lösungsprozesse selektiv Trennfugen und Spalten erweitert haben. Freie Grundwasserspiegel herrschen vor, gespannte Wasserspiegel treten nur lokal auf.

Beim Bohrpunktansatz zur Grundwassererschließung hat sich eine Kombination von Methoden bewährt: geologisch-karstmorphologische Kartierung, unterstützt durch Satelliten- und Luftbilddaten, Analyse der Strukturgeologie und Widerstandselektrik.

Mit verschiedenen Methoden wurde die Grundwasserneubildung näherungsweise bestimmt. Es zeigt sich in den drei Regionen eine deutliche Abhängigkeit der Neubildung von den Niederschlagsverhältnissen und von den Infiltrationscharakteristika der Karstflächen. Wenn der jahreszeitliche Niederschlag einen lokal spezifischen Wert nicht erreicht, dann findet keine Grundwasserneubildung statt. Konzentrierte Versickerung (z. B. in Erosionsrinnen, an Talhängen, in Flußbetten) erzeugt beträchtlich mehr Neubildung als diffuse Versickerung in bodenüberdeckten Karstflächen.

## **[Exploration and Utilisation of Pre-Cambrian Karst Aquifers in Southern Africa]**

**Abstract:** In Zambia, Zimbabwe and Botswana precambrian dolomites form karst aquifers with groundwater resources important for local water supply. In the three areas a shallow karst is developed to a depth of 150 m. The dissolution weathering acts preferably on planes separating different lithological units (e. g. dolomite/chert, dolomite/quartzite, dolomite/limestone) and on fractures and fault zones that have been reactivated in recent time and are therefore open. Three phases of karstification are distinguished: Pre-Karoo, Tertiary, Pleistocene. The aquifer parameters obtained are typical for fracture aquifers with dissolution enlarged joints and fractures. Free water table conditions prevail; confined conditions occur locally.

A combination of methods has proved successful with borehole siting for groundwater development: geological-karstmorphological mapping supported by satellite and air photo data, analysis of the structural geology and resistivity geophysics.

Groundwater recharge has been estimated employing various methods. In all three regions recharge is clearly controlled by precipitation conditions and the infiltration characteristics of the karst land surface. If seasonal precipitation does not reach a locally specific amount, no groundwater recharge occurs. Concentrated infiltration (e. g. in erosion gullies, along valley slopes, in river beds) generates considerably more recharge than diffuse infiltration over soil covered karst areas.

## **1. Einleitung**

Im südlichen Sambia, im zentralen Teil Simbawes und im südöstlichen Botswana bestehen in verkarsteten Kalken und Dolomiten Grundwasservorkommen (Abb. 1). Sie sind für die jeweilige Region von großer Bedeutung, da neben den Karst-

\*) Anschrift der Autoren: Dr. S. KELLER, Dr. M. VON HOYER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510153, 3000 Hannover 51.

aquiferen im Grundgebirge sonst nur geringes Grundwasserpotential existiert und klimatische bzw. morphologische Gegebenheiten die Nutzung von Oberflächenwasser für eine gesicherte Wasserversorgung begrenzen.

In den vergangenen fünfzehn Jahren haben die Regierungen der drei Entwicklungsländer aus eigener Kraft und mit Unterstützung im Rahmen der technischen Zusammenarbeit diese Grundwasservorkommen erkundet. Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) war an diesen Erkundungen im Rahmen verschiedener Projekte beteiligt (VON HOYER, M. & SCHMIDT, G. 1978; WAGNER, W. et al. 1987; KELLER, S. et al. 1992; STRUCKMEIER, W. & VON HOYER, M. 1987). Die Ergebnisse der Untersuchungen sind bisher nur teilweise der wissenschaftlichen Öffentlichkeit bekannt geworden. Im folgenden werden daher Erkundungsmethoden und -ergebnisse für die drei Regionen vergleichend vorgestellt sowie Überlegungen zur Nutzung der Ressourcen angestellt.

## 2. Simbabwe

### 2.1. Allgemeines

Im mittleren Simbabwe erstreckt sich halbmondförmig ein etwa 15–20 km breiter und 250 km langer Gürtel verkarsteter, dolomitischer Gesteine von Kadoma über Chinhoyi bis Mhangura in nörd-

licher Richtung (Abb. 1). Das in den Dolomiten enthaltene Grundwasser wird im N intensiv durch Großfarmen für Bewässerungszwecke, im S nur minimal für die dörfliche Wasserversorgung genutzt. Der Kenntnisstand über die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich des Dolomit-Gürtels war bis in die Mitte der achtziger Jahre sehr dürftig. Die vorhandenen Grundwasservorräte blieben weitgehend unbekannt. Eine kalkulierte Bewirtschaftung des Grundwassers fand aufgrund von Erfahrungswerten lediglich durch einzelne Farmer statt.

Das Dolomit-Gebiet gehört zu den landwirtschaftlich bedeutendsten Flächen Simbawes und ist daher volkswirtschaftlich von großem Interesse. Aufgrund des stetig wachsenden Nahrungsmittelbedarfs, sowie im Zuge von Umsiedlungen wird geplant, die landwirtschaftlichen Flächen auszuweiten und das Grundwasser verstärkt zu nutzen. Um eine Überbeanspruchung der Grundwasservorräte zu vermeiden, müssen als Voraussetzung für eine kontrollierte Bewirtschaftung die hydrogeologischen Verhältnisse bekannt sein.

### 2.2. Klima

Das Klima im Bereich des Dolomit-Gürtels ist durch trockene Wintermonate (Mai–Oktober) und feuchtwarme Sommer (November–April) charakterisiert. Im N werden geringere Maximaltemperaturen und höhere, gleichmäßiger fallende Niederschläge

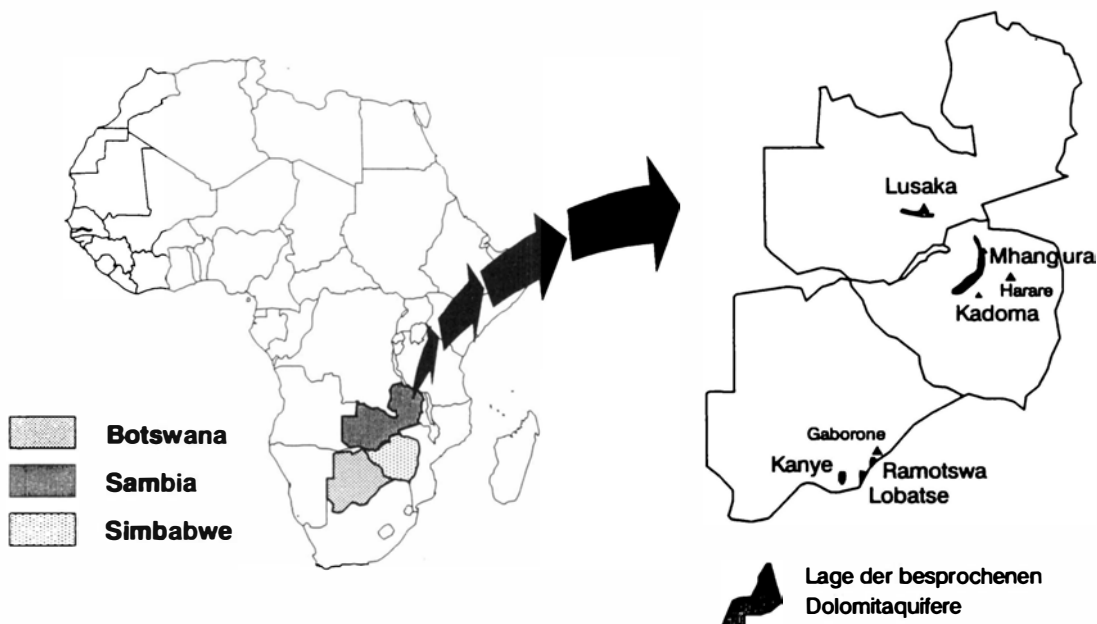


Abb. 1: Lage der Karstaquifere.

Tab. 1: Klimatische Verhältnisse

Gebiete		mittl. jährlicher Niederschlag (mm/a)	mittl. jährliche pot. Evapotransp. (PENMAN; mm/a)	abs. min./max. Temperaturen (C°)	langjährige Dürrezeiten	jährliche Trocken- u. Regenzeiten
Botswana	Kanye	1925-88: 529 min.: 105; max.: 958	} 1654 (Gaborone)	} min.: -9; max.: 45 (Gaborone)	ja	ja
	Lobatse	1921-88: 561 min.: 191; max.: 1065			ja	ja
	Ramotswa	1925-88: 525 min.: 236; max.: 927			ja	ja
Sambia	Lusaka	1938-77: 820 min.: 580; max.: 1080	1540	min.: 8; max.: 35	nein	ja
Simbabwe	Mhangura	1901-87: 817 min.: 323; max.: 1367	1700	min.: 7; max.: 33	nein	ja
	Kadoma	1908-84: 762 min.: 388; max.: 1331	1714	min.: -1; max.: 38	ja	ja

gemessen als im Süden. Es treten zwar einzelne Jahre mit extremer Trockenheit auf, langjährige Dürrezeiten sind im Gegensatz zum S aber unbekannt (Tab. 1). Die Evapotranspiration ist mit etwa 1700 mm/a im gesamten Dolomit-Gebiet gleich groß (vgl. a. RMS, 1962).

### 2.3. Vegetation und Böden

Der vorherrschende Vegetationstyp ist eine Waldland-Savanne. Durch die intensive Landwirtschaft ist die natürliche Vegetation im N nur noch auf den steilen Flanken der Hügel erhalten.

Als Verwitterungsprodukte liegen über den Dolomiten hauptsächlich sandige Lehme oder sandige Tone, die an der Basis häufig kiesige Einschaltungen besitzen. Ihre Mächtigkeit beträgt in den Tälern ca. 0,5 m bis 8 m. Im Bereich der Hügel sind Böden nur in Zwickeln und Taschen zwischen anstehendem Dolomit vorhanden.

Weitere Teile des südlichen Dolomit-Gürtels wurden im Post-Glazial mit Kalahari-Sanden bedeckt, die zusammen mit sandigen Bodenbildungen eine Mächtigkeit von bis zu 20 m erreichen können.

### 2.4. Geologie

Die Gesteine des Dolomit-Gürtels werden dem mittleren Präkambrium zugeordnet (STAGMAN, J. G. 1961; TENNICK, F. P. & PHAUP, A. E. 1976 und SUTTON, E. R. 1979). Stratigraphisch gehören sie zur Mcheka Formation der Lomagundi Group (Tab. 2). In die Dolomite sind Quarzite, Sandsteine und Arkosen von bis zu 200 m Mächtigkeit eingeschaltet, so

daß ein oberes, ca. 300 m und ein unteres, ca. 200 m mächtiges Dolomit-Paket unterschieden werden kann. Die Mächtigkeit der Klastika nimmt von Norden nach Süden zu, während die der Dolomite abnimmt.

Im N sind die Gesteine intensiv gefaltet und es liegt z. T. eine steilstehende Isoklinalfaltung vor. Im S dominiert dagegen eine weiträumige Synklinalfaltung und Bruchtektonik. Das gesamte Gebiet wird von jungen, nordöstlich bis nördlich gerichteten Störungen durchzogen, die von offenen Kluftsystemen begleitet werden.

### 2.5. Geomorphologie und Verkarstung

Während die nördlichen Dolomite im Bereich einer deutlich ausgeprägten Hügelkette anstehen, sind die südlichen in einer flachwelligen Landschaft meist unter einer Decke von Kalahari-Sanden anzutreffen.

Typische Karstformen sind Dolinen und oberflächennahe Höhlensysteme (Tab. 3). In der nördlichen, sehr hügeligen Landschaft herrschen über nacktem oder nur geringfügig bedecktem Karst Einsturzdolinen und Lösungsdolinen vor, während in der flachen, südlichen nur Erosionsdolinen (Terminologie i. S. PFEFFER, K. H. 1990) anzutreffen sind. Dies läßt für das südliche Gebiet auf eine ehemalige oberflächennahe Verkarstung unter heute mächtiger Kalahari-Sandbedeckung schließen, in deren Hohlräume feinkörniges Material eingeschwemmt wurde. Bohrungen ergaben, daß ab 60 m Tiefe keinerlei Verkarstung vorliegt und insbesondere im Bereich des etwa 80 m tiefen Grundwasserspiegels keine rezenten Lösungerscheinungen zu beobachten sind. Im N sind dagegen bis in eine Tiefe von 150 m noch rezente Lösungser-

Tab. 2: Geologisch-strukturelle Angaben zu den Aquiferen

Gebiete	Chronolog. Abschnitte	Stratigraph. Abschnitte	Lithologische Hauptmerkmale	Hydrogeologisch bedeutsame Strukturelemente
Botswana: <b>Kanye</b> <b>Lobatse</b> <b>Ramotswa</b>	frühes Präkambrium	Transvaal Supergroup  * Mogopane Form. * Maholobota Form. * Ramotswa Form.	Dolomite	Schichtfugen, offene NO-SW - Störungen, Kontakt zu Doleritintrusionen
			mit	Schichtfugen, offene NO-SW + O-W - Störungen und Klüftzonen
			Hornsteinlagen	Schichtfugen, offene N-S + NO-SW - Klüftzonen
Sambia: <b>Lusaka</b>	frühes Präkambrium	Katanga System * Lusaka-Dolomit Formation	Kalke, dolomitische Kalke, Dolomite	Schichtfugen, offene NO-SW - Klüftzonen
Simbabwe: <b>Mhangura</b> <b>Kadoma</b>	mittleres Präkambrium	Lomagundi Group * Mcheka Formation	Dolomite, untergeordnet Quarzite und Sandsteine	Isoklinalfaltung, NO-SW bis N-S gerichtete Störungen und offene Klüftzonen
			Dolomite, Einschaltungen mächt. Quarzite und Sandst.	junge NO-SW bis N-S gerichtete Störungen und offene Klüftzonen

Tab. 3: Angaben zu den Karstsystemen

Gebiete	Karst-formen	Verkarstungs-zonen (m) u.G.	Verkarstungs-phasen	Hohlraum-füllung
Botswana: <b>Kanye</b> <b>Lobatse</b> <b>Ramotswa</b>	Kegelkarst, Bachschwinden	0 - 60	(I) Prä-Karoo (II) Pleistozän bis rezent	Manganoxid, Quarz, silifizierte Brekzien Kalktuff, Lehm, Sand, Hornsteinfragmente
	Kegelkarst, Bachschwinden, Höhlensysteme	(m) u. Talsohle: 0 - 45 70 - 90	Pleistozän bis rezent	Kalzit, Kalktuff, Lehm, Manganoxid, Sand, Kies, Hornsteinfragmente
	Kegelkarst, Bachschwinden	0 - 50 65 - 110	Pleistozän bis rezent	Kalzit, Kalktuff, Lehm, Sand, Kies, Hornsteinfragmente
Sambia: <b>Lusaka</b>	Karstspalten, Lösungsdolinen, Bachschwinden, Karstwannen, Kegelkarst	0 - 45 65 - 80	(I) Tertiär ?  (II) rezent	kalkig zementierte Brekzie  Sand, Laterit, Kalzit
Simbabwe: <b>Mhangura</b> <b>Kadoma</b>	Höhlensysteme, Einsturzdolinen, Lösungsdolinen	0 - 150	Tertiär ?, Pleistozän bis rezent	Sand, Lehm
	Erosionsdolinen, Höhlensysteme	< 60	Tertiär ?, Pleistozän	Fe/Mn-Oxid, z.T. Glaskopf, Sand; Hornstein-, Sandst., und Quarzitfragmente

scheinungen an Dolomiten beobachtet worden (Chinhoyi Cave; WAGNER et al. 1987: 16–17).

Die Verkarstung wurde im Pleistozän oder früher angelegt. Sie schreitet im N rezent fort. Im S ist sie dagegen wegen der vertieften Grundwasserspiegel, bedingt durch die trockenen Verhältnisse der letzten ca. 2000 Jahre, in den höheren Bereichen zum Stillstand gekommen, und in den tieferen Bereichen lassen sich noch keine Auswirkungen erkennen.

## 2.6. Aquifereigenschaften

Im N sind aufgrund des hohen Grundwasserspiegels die Aquifermächtigkeiten größer und es liegen im Karstsystem, das durch hohe Brunnenergiebigkeiten von bis zu 43 m<sup>3</sup>/h m, hohe Durchlässigkeiten und Speicherkoeffizienten charakterisiert ist, freie bzw. gespannte Verhältnisse vor (Tab. 4).

Im südlichen Teil des Dolomit-Gürtels wurden in der gesättigten Zone offene und gut ausgeprägte Kluftsysteme als Ergebnis einer jungen tektonischen Beanspruchung angetroffen, die durch mäßige spezifische Ergiebigkeiten gekennzeichnet sind, in denen aber z. T. hohe Durchlässigkeiten ermittelt wurden. Die hydraulischen Verhältnisse des Grundwassers sind frei bis halbgespannt.

## 2.7. Methoden zur Grundwassererkundung und Bohrpunktanweisung

Erst seit wenigen Jahren werden im Bereich des Dolomit-Gürtels hydrogeologische Erkundungsmethoden eingesetzt.

Aus Methoden der Fernerkundung mit einer Interpretation von Satellitenbildern (insbesondere TM-Bildern) und Luftbildern ergeben sich Hinweise zur Geologie, der Ausbildung des Gewässernetzes, der Art und Intensität einer das Grundwasser anzeigenden Vegetation, den tektonisch bedingten Strukturen in Form von Lineationen sowie Hinweise auf Karstformen, die im Gelände nicht ohne weiteres zu sehen sind.

Durch eine anschließende Analyse der Geologie, der Karstformen, der Geomorphologie und der Tektonik lassen sich die lithologische Ausbildung, Mächtigkeit und mögliche Barrieren sowie die Abgrenzungen des Aquifers abgeschätzt und Zusammenhänge zwischen der Richtung bestimmter tektonischer Beanspruchung, Grundwasservorkommen und Karstausbildung erkennen.

Geophysikalische Methoden, und zwar Elektromagnetik und Geoelektrik, bilden die dritte Komponente bei der Erkundung. Sie kommen an Lokalisationen zum Einsatz, die mit den beiden ersten Methoden selektiert wurden.

Tab. 4: Aquifereigenschaften

Gebiete	gesättigte Aquifer- mächtigkeit	Flurabstand (m)	hydraulische Verhältnisse	spezifische Ergiebigkeit (m <sup>3</sup> /h * m)	Durch- lässigkeit (10 <sup>-5</sup> m/s)	Speicher- koeffizient	
Botswana:	Kanye	40 - 65 m	16 - 40	frei	0.06 - 72.0	0.03 - 230	0.0001-0.07
	Lobatse	65 m	25	frei		0.03 - 28	0.0001-0.2
	Ramotswa	85 - 108 m	2 - 25	frei		0.08 - 107	0.013-0.14
Sambia:	Lusaka	75 - 84 m	1 - 10	frei	0.03 - 277.0	0.86 - 145	0.005-0.1
Simbabwe:	Mhangura	190 m	5 - 30	frei, gespannt	0.4 - 43.0	0.5 - > 0.8	0.00006- 0.08
	Kadoma	120 - 177 m	23 - 80	frei bis halbgespannt	0.009 - 1.1	0.2 - 170	? 0.008

Aufgrund der in Simbabwe gemachten Erfahrungen ergibt bereits die konsequente Anwendung der beiden ersten Methodenkomponenten eine Erfolgsrate von 80 % für den Ansatz von Bohrlokationen, wobei die Brunnen im Durchschnitt eine Mindestergiebigkeit von 20 m<sup>3</sup>/h besitzen. Es ist daher zu überlegen, in welchem Umfang der zusätzliche Einsatz teurer geophysikalischer Messungen sinnvoll ist.

## 2.8. Methoden zur Schätzung der Grundwasserneubildung

Die vorliegenden Daten für die Grundwasserneubildung (45–180 mm/a; Tab. 5) stammen aus den Auswertungen von Grundwasserganglinien, Grundwasserbilanzen und den Ergebnissen von Isotopenanalysen. Es sind erste Abschätzungen, die durch genauere Untersuchungen zu präzisieren sind.

In den heute intensiv genutzten Teilen des Aquifers pendeln sich nach der sommerlichen Regenzeit die während der Trockenzeit durch Förderung tief abgesenkten Grundwasserspiegel auf das alte Niveau des Vorjahres ein. Dies gilt auch in Jahren mit extrem geringen Niederschlägen. Es findet also z. Zt. eine Grundwassererneuerung statt, die die jährliche Entnahme kompensiert.

## 2.9. Bedeutung der Grundwasservorkommen für die Wasserversorgung

Die Größe des Aquifers, die hohen Ergiebigkeiten von Bohrbrunnen sowie die erhebliche Grundwassererneuerung, machen die Grundwasservorräte in den verkarsteten Dolomiten für die örtliche Wasserversorgung und die Landwirtschaft zu einem bedeutenden wirtschaftlichen Faktor. Sie werden bisher nur zu einem Teil genutzt. Simbabwe plant daher, die vorhandenen Vorräte zu quantifizieren und damit insbesondere in Umsiedlungsgebieten eine intensive aber kleinflächige Bewässerungslandwirtschaft aufzubauen.

## 3. Sambia — Lusaka

### 3.1. Allgemeines

Die sambische Hauptstadt Lusaka liegt am Rande eines Karstaquifers mit einer Fläche von 680 km<sup>2</sup>. Ein großer Teil der Stadtwasserversorgung wird aus diesem Grundwasservorkommen gespeist. Auf dem Hintergrund eines stetig zunehmenden Wasserbedarfes war es Aufgabe einer hydrogeologischen Untersuchung, die von der BGR und der Stadt Lusaka in den Jahren 1976 bis 1978 durchgeführt wurde, die Grund-

Tab. 5: Methoden zur Schätzung der Grundwasserneubildung und ihre Ergebnisse

Gebiete		Grundwasserneubildungsraten					
		GW-Ganglinien (mm/a)	Hydrometeorol. Daten und Bodenwasserbil. (mm/a)	Chlorid-Massenbilanz (mm/a)	Gekoppelte hydrol. Parameter Modelle (mm/a)	Chem. + Isotopen-Tiefenprofile in ungesätt. Zone (mm/a)	Analysen in gesätt. Zone (mm/a)
Botswana	Kanye			20 <sup>3)</sup> 23 <sup>4)</sup>	0 - 99 gew. Mittel: 20 <sup>3)</sup>	22 <sup>4)</sup>	
	Lobatse	22 <sup>1)</sup>		47 <sup>5)</sup>	24 - 36 gew. Mittel: 26 <sup>4)</sup>	7 - 16 <sup>6)</sup>	10 - 70 <sup>6)</sup> gew. Mit.: 23
	Ramotswa	27 - 54 <sup>2)</sup>		28 <sup>2)</sup>			
Sambia	Lusaka		Forst: 160 <sup>7)</sup> Busch: 180 Acker, Grasland: 200				
Simbabwe	Mhangura	95 - 178 <sup>8)</sup>					45 <sup>10)</sup>
	Kadoma	50 <sup>9)</sup>					

1) JENNINGS (1974)

3) BRGM (1988)

5) de VRIES (1985)

7) v. HOYER, SCHMIDT (1978)

9) KELLER et al. (1992)

2) WLP (1989)

4) GEHRELS, v.d. LEE (1990)

6) GIESKE (1991)

8) WAGNER et al. (1987)

10) VERHAGEN, KHAN (1985)



wasserressource zu quantifizieren und Methoden zu ihrer Erschließung zu entwickeln. Die folgenden Ausführungen stützen sich vorwiegend auf die Ausführungen von VON HOYER & SCHMIDT (1978).

### 3.2. Klima

Das Klima der Region um Lusaka ist subtropisch mit einer fünfmonatigen Regenzeit. Der mittlere jährliche Niederschlag beträgt 820 mm, die mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration 1540 mm (Tab. 1). Langjährige Dürrezeiten traten zwischen 1938 und 1977 nicht auf.

### 3.3. Vegetation und Böden

Drei Vegetationsformen sind entwickelt: 1. Auf den Flächen mit dünner Bodendecke ist in bewirtschafteten Forsten der ursprüngliche Waldbestand erhalten. 2. Jahrzehnte der Beweidung und Rodung über tiefgründigen sandigen bis sandig-tonigen Lehmen haben eine offene Baumsavanne geschaffen. 3. In Stadtnähe werden große Flächen für Ackerbau und Viehhaltung genutzt. Pisolithische Laterite und sandige Lehme füllen die Hohlräume des Kegelkarsts und erreichen Mächtigkeiten bis zu 12 m. Weite Karstflächen sind ohne jegliche Bodenbedeckung. Niedriger Busch wächst hier in bodengefüllten Spalten und Dolinen.

### 3.4. Geologie

Die Lusaka Dolomit Formation ist Teil des präkambrischen Katanga Systems Sambias (Tab. 2). Diese Formation besteht aus Kalken und dolomitischen Kalken sowie untergeordnet auch Dolomiten.

Die Strukturgeologie des Kalk-Dolomitkomplexes von Lusaka ist das Ergebnis von drei Faltungsphasen und späterer Bruchtektonik (SIMPSON et al. 1963). Bruchtektonik hat den Kalk-Dolomitkörper innerhalb die Quarzite und die Muskowitschiefer der älteren Cheta und Chunga Formation plazierte. Rekristallisation hat die sedimentären Strukturen zerstört und eine grobbankige Bänderung in Kalke und Dolomite zurückgelassen.

Klüfte in NE–SW und untergeordnet in N–S-Richtung durchsetzen die Formation.

### 3.5. Geomorphologie und Verkarstung

Die Lusaka Dolomit Formation bildet einen 70 km langen und etwa 10 km breiten NW–SE verlau-

fenden flachen Rücken mit Höhen um 1200 m ü. NN. DIXEY (1945) sieht dieses Plateau als Teil der miozänen Einebnungsfläche Zentralafrikas. Pleistozäne Hebung und erneute Erosion haben das heutige Gewässernetz gestaltet.

Karstspalten unterschiedlicher Länge und Tiefe, verfüllter Kegelkarst, Lösungsdolinen und flache Karstwannen bilden die typischen Oberflächenkarstformen. Kalke und dolomitische Kalke weisen eine stärkere Verkarstung auf als Dolomite. Lösungskorrosion findet besonders entlang der Schichtfugen statt und weniger häufig auf Kluftflächen. Bohrergebnisse lassen eine Tiefenzonierung der Verkarstung erkennen. Starke Verkarstung und offene Klüfte mit teilweiser Verwitterung des Gesteins besteht bis zu 45 m unter Gelände. Zwischen 65 und 80 m treten häufig Lösungskavernen in unverwitterter und wenig geklüfteter Formation auf. In die Hohlräume der flachen Karstzone sind Sande und Laterite eingeschwemmt.

Zwei Verkarstungsphasen lassen sich unterscheiden: Eine möglicherweise tertiäre Verkarstung, in der das mit Brekzien verfüllte Paläokarstsystem gebildet wurde und eine vom Pleistozän bis rezent aktive Verkarstung, die Teile des Paläokarsts reaktiviert und zusätzliche Lösungswege angelegt hat.

Das Vorflutniveau für das rezente Fließsystem ist der Ausbiß des Kontaktes zwischen dem Kalk/Dolomitkörper und den umrahmenden Schiefern und Quarziten der Cheta und der Chunga Formation. Die obere Verkarstungszone liegt im Bereich rezenter und pleistozäner Grundwasserstandsschwankungen, während die tiefe Zone das Ergebnis tiefreichender Grundwasserströmungen ist.

### 3.6. Aquifereigenschaften

Der Lusaka-Kalk- und Dolomitkörper ist ein ungespanntes Aquifersystem mit ausschließlich sekundärem Hohlraumvolumen. Klüfte und Schichtfugen sind durch Lösungskorrosion erweitert, teilweise zu größeren Kavernensystemen. Die wassergesättigte Zone hat, bedingt durch unterschiedliche Flurabstände, eine Mächtigkeit von 75 bis 85 m. Die aus Pumpentesten ermittelten Aquiferkennwerte sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Sie spiegeln die Heterogenität des Aquifers in Bezug auf Durchlässigkeit und Speichervermögen wider. Absenkttrichter an Punkten mit Langzeitentnahme zeigen jedoch, daß das Kluftsystem und beide Karstzonen regional hydraulisch kommunizieren. Aus Pumpentestdaten, der Kenntnis des geologischen Aufbaus des Aquifers und aus Gleichplänen unterschiedlicher Grundwasserstände leiten VON HOYER & SCHMIDT die interne Verteilung

der Durchlässigkeiten ab. Die Kalibrierung eines Grundwasserfließmodells ergab als den statistisch häufigsten Durchlässigkeitsbeiwert  $14,0 \times 10^{-5}$  m/s. Der mittlere Speicherkoeffizient ist 0,018.

### 3.7. Methoden zur Schätzung der Grundwasserneubildung

Die von VON HOYER & SCHMIDT (1978) errechnete Grundwasserneubildung beruht auf hydrometeorologischen Daten und zweijährigen Grundwasserstandsganglinien und ist mit Hilfe eines numerischen Aquifermodells, kalibriert an Endtrockenzeit-Grundwasserständen, ermittelt.

Bei der Berechnung der aktuellen Evapotranspiration adaptieren VON HOYER & SCHMIDT das von RENGIER et al. (1974) für humide Klimabereiche entwickelte Verfahren auf die drei auf dem Lusaka-Aquifer vorhandenen Vegetationstypen und ihre Durchwurzelungstiefen. Es ergeben sich die in Tab. 5 aufgeführten Neubildungsraten von 160 bis 200 mm/a bei einem jährlichen Niederschlag von 820 mm.

Das Neubildungsmodell (VON HOYER & SCHMIDT 1978) nimmt allerdings für die gesamte Aquiferfläche eine durchwurzelte Bodenzone an, obwohl größere Flächen zwar bewachsen sind, aber keine geschlossene Bodendecke haben. Dadurch wird die konzentrierte Infiltration in Spalten, Dolinen und Schwinden nicht erfaßt. Für die nackten Karstflächen dürfte daher die Neubildung höher sein als nach dem Modell berechnet.

### 3.8. Methoden zur Grundwassererkundung und Bohrpunktanweisung

Zur hydrogeologischen Erkundung wurde die Fernerkundung, die strukturgeologische Analyse und geophysikalische Methoden eingesetzt.

Mittels geologischer Feldkartierung und der Auswertung von LANDSAT-1 Bildmaterial sowie Luftbildern wurde der geologische Bau des Aquifers aufgenommen. Eine geomorphologische Kartierung in Kombination mit Luftbildinterpretation ergab ein Bild der Verkarstung und des Gewässernetzes. Auf dem Hintergrund der Kenntnis des geologischen Baus wurden Grundwassergleichenpläne im Hinblick auf aquiferinterne Strömungsbarrieren ausgewertet.

Aus diesem methodischen Vorgehen wurden folgende Erkenntnisse gewonnen: Der Grad der Verkarstung ist primär von der Lithologie bestimmt. Die

Lösungsverwitterung geht bevorzugt von den steilstehenden Bänderungsfugen aus. Auf vier NE–SW gerichteten Bruchzonen treten gehäuft Dolinen auf, während andere Kluftrichtungen keine Anzeichen für oberflächennahe Verkarstung aufweisen. Faltungsstrukturen haben auf die Verkarstung keinen erkennbaren Einfluß. Geringer verkarstete Dolomitbereiche und eingefaltete Schieferschuppen bilden aquiferinternen Zonen reduzierter Durchlässigkeit. Am Aquiferand austretende Überlaufquellen sind auf Klüften unterschiedlicher Streichrichtung positioniert.

Bohrpunkte wurden daher auf Kluftzonen unterschiedlicher Streichrichtung angesetzt. Bohrergebnisse zeigten jedoch, daß die Klüfte nur bis zu geringer Tiefe geöffnet und häufig mit feinkörnigem Verwitterungsmaterial verfüllt sind. Mit einer Neuorientierung der Erkundung wurden sodann Bohrpunkte auf Oberflächenkarstformen angesetzt, d. h. an den Rand von Dolinen, auf gut entwickelte Karstspalten und in Senkungszonen von Kegelkarstflächen. Sechzig Prozent der mit dieser Methodik angewiesenen Bohrungen trafen auf tiefe Verkarstung und offene, lösungserweiterte Schichtfugen und Klüfte. Von diesen Bohrungen erzielten siebzig Prozent spezifische Ergiebigkeiten zwischen 3 und 277 m<sup>3</sup>/h pro m Absenkung.

Geophysikalische Erkundungsmethoden, und zwar Widerstandsgеоelektrik und Refraktionsseismik, ergaben keine aussagekräftigen Ergebnisse. In der zweiten Erkundungsphase erfolgte daher die Bohrpunktanweisung allein nach geologischen und karstmorphologischen Kriterien.

### 3.9. Bedeutung der Grundwasservorkommen für die Wasserversorgung

Der Lusaka-Dolomit-Aquifer ist das einzige größere Grundwasservorkommen in der näheren Umgebung der sambischen Hauptstadt. Von Gründung der Stadt bis 1970 wurde Lusaka ausschließlich durch Grundwasser versorgt. Seit 1970 wird aus dem 40 km entfernten Kafue Flußwasser gepumpt und mit dem Grundwasser gemischt. Die wachsende Stadt braucht zusätzliche Wasserressourcen und hier bietet sich das im Vergleich zu einem Ausbau des Flußwassertransfers kostengünstigere Grundwasser an.

Die Nutzung des Karstaquifers muß sich nach der Grundwasserneubildung ausrichten. Langzeit-Niederschlagsdaten zeigen relativ ausgeglichene jährliche Niederschläge und damit nahezu regelmäßige Grundwasserneubildung. Sinkt der jährliche Niederschlag wesentlich unter das langjährige Mittel, wird bei 700 mm/a ein kritischer Wert erreicht und die Neubil-



derung sinkt um ca. 50 % unter das langjährige Mittel. Bleibt der kritische Niederschlag auf ein Jahr beschränkt, kann die Förderung durch Entnahme aus dem Speichervolumen aufrecht erhalten werden. Die Simulation von reduzierten Neubildungsverhältnissen über einen Zeitraum von drei Jahren ergibt dagegen abfallende Brunnenergiebigkeiten ab dem zweiten Trockenjahr.

Die rasch wachsende Stadt hat Randgebiete des Karstaquifers erreicht und Grundwasserverschmutzung, angezeigt durch erhöhte Nitrat-, Chlorid- und Sulfatgehalte, ist eingetreten. Eine weitere und möglicherweise verstärkte Grundwassernutzung verlangt deshalb nach Grundwasserschutzmaßnahmen und umweltbewußter Stadtplanung.

## 4. Botswana

### 4.1. Allgemeines

Drei flächenmäßig kleine Dolomitaquifere im SE Botswanas bei Kanye (400 km<sup>2</sup>), bei Lobatse (40 km<sup>2</sup>) und bei Ramotswa (45 km<sup>2</sup>) enthalten für die Wasserversorgung dieses Ballungsraumes bedeutende Ressourcen. Der Geologische Dienst von Botswana hat mit Unterstützung der BGR diese Aquifere erkundet und Studien für ihre optimale Nutzung durchgeführt. Die Dynamik der Grundwasserneubildungsprozesse wurde in einem drei Jahre umspannenden Forschungsprogramm zusammen mit der Universität von Botswana und der Freien Universität Amsterdam untersucht.

### 4.2. Klima

Der SE des Landes zeichnet sich durch ein semi-arides Klima mit hoher potentieller Evapotranspiration und extremen Temperaturen aus. Wiederkehrende, mehrjährige Dürrezeiten sind typisch für diese Region. In Tabelle 1 sind Klimadaten für die Lokationen Kanye, Lobatse und Ramotswa zusammengestellt (nach GIESKE 1991). Die Regenzeit fällt in die Monate Oktober bis April. Der überwiegende Teil der Niederschläge erfolgt in Form von Gewitterregen, die räumlich wie zeitlich eng begrenzt sind. Nach GEHRELS & VAN DER LEE (1990) und GIESKE (1991) liegt die Zahl der Regentage zwischen 45 und 63 pro Jahr und die mittlere Dauer eines Niederschlagsereignisses errechnet sich zu 3,3 Stunden und zu einem gemittelten Regenfall von 8,3 mm. Einzelereignisse hoher Intensität führen kurzfristig zu beträchtlichem Oberflächenabfluß.

## 4.3. Vegetation und Böden

Auf dem Karstplateau von Kanye sind in flachen Karstdepressionen geringmächtige sandige Lehme akkumuliert. Diese Lehmflächen werden für Ackerbau genutzt. Höher gelegene Gebiete mit lückenhafter und dünner Bodenbedeckung tragen eine von Überweidung geprägte Buschsavanne.

Im Tal von Lobatse liegen über den Dolomiten am Fuß der Talhänge mächtige Schuttfächer. Zum Talboden hin treten bis zu 10 Meter mächtige sandige bis tonige Lehme mit Sand- und Kieslagen auf. Talhänge ohne Bodendecke und Flächen mit nacktem Karst nehmen große Teile der Aquiferfläche ein. Talhänge und Talboden tragen eine dichte Baum- und Buschsavanne und einzelne offene Grasflächen.

Der Dolomitkarst von Ramotswa ist lediglich entlang der Talachse mit sandigen und tonigen Lehmen bedeckt. Die flachen Talhänge tragen eine dünne Geröldecke. Durch Überweidung und Brennholzeinschlag ist die natürliche Vegetation zu schütterem Grasbewuchs und Akaziengestrüpp reduziert.

## 4.4. Geologie

Die drei Vorkommen von präkambrischen Dolomiten bei Kanye, bei Lobatse und bei Ramotswa gehören stratigraphisch zur Transvaal Supergroup (Tab. 2). Lithologisch handelt es sich um Dolomite mit stromatolithischen, welligen Hornsteinlagen. Der Dolomitkomplex Kanye wurde in der Karoo von Doleritsills und -dykes intrudiert (BRGM 1988).

Zwei präkambrische Faltungsphasen haben den Sockel SE-Botswanas zu einem System von weitgespannten Mulden und Aufwölbungen verformt (DIETVORST et al. 1991). Bruchtektonik hat die Großstrukturen in Schollen zerlegt.

## 4.5. Geomorphologie und Verkarstung

Der Dolomitkarst von Kanye bildet ein leicht welliges Plateau um 1200 m ü. NN. Der Großteil des Plateaus weist bis auf die Randzonen keine Dränagelinien auf.

Die Dolomite sind bevorzugt entlang von Hornsteinlagen lösungskorrodiert. Großklüfte, die Dolomit- und Hornsteinbänke durchsetzen, sind ebenfalls verkarstet. Dolomitpartien mit dichter Hornsteinbänderung sind gewöhnlich tief verwittert und zerrüttet. Ein kleinmaßstäblicher Kegelkarst ist ent-

wickelt, der zumeist mit sandigem Lehm und Hornsteinschutt aufgefüllt ist. Bachschwinden kommen in den Gerinnen am Hochflächenrand vor.

BRGM (1988) unterscheidet zwei Verkarstungsphasen: 1. Einen Paläokarst, der älter ist als die karoozeitlichen Doleritintrusionen und dessen Hohlräume mit Quarz, silifizierten Karstbrekzien und Manganoxidkrusten zementiert sind. 2. Einen pleistozän angelegten flachen Karst, der bis zu einer Tiefe von 60 m reicht. Seine Kavernen und Kluft Räume sind vielfach gefüllt mit Lehm, Sand und Hornsteinfragmenten. Oberflächennah treten auch mit Kalktuff und Kalksinter zementierte Hohlräume auf.

Die Hauptbahnen der Verkarstung folgen den NE–SW streichenden Horizontalverschiebungsbahnen und untergeordnet den NW–SE und N–S gerichteten Verwerfungszonen. Die Intensität der Verkarstung ist abhängig von der Häufigkeit der Hornsteinlagen. Die Verkarstung hat nur in Bereichen rezent aktivierter Verwerfungen (BRGM 1988) stattgefunden. Auch der flache Karst ist nicht über den gesamten Aquifer ausgebildet. Lösungskavernen wurden mehrfach im Kontaktbereich der Doleritintrusiva vorgefunden.

Die Höhenlage des freien Karstwasserspiegels bestimmt sich nach dem Verlauf des Ausbisses der Grenze des Dolomitenkörpers zu der ihn einschließenden, geringer durchlässigen Schiefer, Quarzite und Grauwacken. Rückschreitende Erosion hat stellenweise den Aquiferand abgeschnitten und zu einer lokalen Entwässerung des flachen Karsts geführt.

Bei Lobatse und Ramotswa schneiden Täler in die tertiäre Einebnungsfläche. Hier bilden die Dolomite den Talboden und zum Teil auch die Talhänge. Flüsse, deren Haupteinzugsgebiete außerhalb der Karstflächen liegen, queren die Täler. Kegelkarst, vielfach durch Verwitterungsmaterial verfüllt, und Flußschwinden sind Oberflächenmerkmale der Verkarstung. Auch hier bilden die Trennfugen zwischen Dolomit und Hornstein, Störungszonen und Großklüfte den Ausgang für die Lösungsprozesse (s. Tab. 2).

Altersbestimmungen an Höhlensinter durch COOKE (1976) geben dem Höhlensystem von Lobatse ein Alter von 15 000 Jahren, womit seine Bildung in eines der pleistozänen Pluviale fällt. Der rezente Grundwasserspiegel liegt im Lobatsetal etwa 50 m unter dem Höhlenniveau.

Im rezenten Karst lassen sich bei Ramotswa und bei Lobatse zwei Tiefenzonen unterscheiden (s. Tab. 3): Ein flacher Karst bis zu einer Tiefe von 50 m und eine tiefere Zone zwischen 65 und 110 m. Der flache Karst liegt im Bereich rezenter Grund-

wasserstandsschwankungen. Lehm, Sand, Kies und pulveriges Manganoxid ist in den Klüften und Kavernen der flachen Karstes anzutreffen, während Klüfte in größerer Tiefe stellenweise sandigen Kalktuff führen.

#### 4.6. Aquifereigenschaften

Alle drei Karstaquifere in SE–Botswana sind ungespannte Grundwassersysteme mit ausschließlich sekundärem Hohlraumvolumen. Die große Streuung der Durchlässigkeitsbeiwerte in Tabelle 4 läßt auf eine große Heterogenität der Aquifere schließen. Hohe Durchlässigkeitsbeiwerte und Speicherkoeffizienten ergeben sich für offene Störungszonen und für die obere Karstzone (BRGM 1988; SELAOL 1986). DE VRIES (1985) ermittelte für eine verkarstete Störzone im Lobatse-Aquifer eine Transmissivität von  $500 - 100 \text{ m}^2/\text{Tag}$ , für die die Störzone begleitenden verkarsteten Klüfte  $100 \text{ m}^2/\text{Tag}$  und für das feine Netzwerk nicht oder gering verkarsteter Klüfte außerhalb der Störzone  $25 \text{ m}^2/\text{Tag}$ .

Grundwassergleichenpläne für unterschiedliche Absenkungs- und Auffüllungszustände (BONS & VAN LOON 1985; BRGM 1988; SELAOL 1986) zeigen, daß im Karst von Kanye, Lobatse und Ramotswa aquiferweit hydraulische Verbindung zwischen den Karstzonen und den Kluftbereichen besteht.

Modellrechnungen ergeben, daß die häufigsten Durchlässigkeitsbeiwerte in Kanye zwischen  $0,09 \times 10^{-5}$  und  $15 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  und in Lobatse zwischen  $0,08 \times 10^{-5}$  und  $2,4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  liegen. Die Speicherkoeffizienten liegen zwischen 0,0001 und 0,14 (s. Tab. 4). Gespannte Verhältnisse sind auf kleine Teilbereiche der Aquifere beschränkt.

#### 4.7. Methoden zur Schätzung der Grundwasserneubildung

Zur Bestimmung der Grundwasserneubildung in den Dolomitaquiferen Botswanas wurden unterschiedliche Methoden eingesetzt (DE VRIES & VON HOYER, 1988).

JENNINGS (1974) errechnet für ein abgrenzbares Teilbecken des Lobatse-Aquifers eine mittlere Neubildung von  $22 \text{ mm/a}$ . Er benutzt dazu Daten von einer mehrjährigen Grundwasserförderung an deren Anfang und Ende – bedingt durch Wiederauffüllung – gleiche Grundwasserstände vorliegen. Da hier relativ große Flurabstände gegeben sind, kann ein Verlust durch Evapotranspiration vernachlässigt werden. Dem System geht allerdings Grundwasser durch Ab-

strom verloren, der sich bei dem von JENNINGS angewandten Verfahren nicht fassen läßt.

WLPU (1989) berechnen anhand von Grundwasserganglinien und dem Speicherkoeffizienten Neubildungsraten für den Ramotswa Aquifer. Sie erhalten ein breites Band von Werten (27–54 mm/a), da Aquiferbereiche mit diffuser Infiltration (z. B. mit Bodenbedeckung) und Bereiche mit konzentrierter Infiltration (z. B. Flußbett, nackter Karst) im Einzugsgebiet vorkommen. Die Werte sind zudem mit der Unsicherheit behaftet, daß der Speicherkoeffizient für die Zone der Grundwasserstandsschwankungen nicht eindeutig bekannt ist und Evapotranspirationsverluste wegen bereichsweiser geringer Flurabstände auftreten.

Mehrere Bearbeiter benutzen die Chlorid-Massenbilanz für die Schätzung einer mittleren Grundwasserneubildung (s. Tab. 5). Die Werte für Kanye und Ramotswa sind Mittelwerte für den Gesamtaquifer, da bei der Berechnung Chloridgehalte von mehreren Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet und von mehreren Grundwasserbeprobungsstellen gemittelt wurden. Der hohe von DE VRIES (1985) ermittelte Wert erklärt sich daraus, daß nur Chloridwerte einer außerhalb des Einzugsgebietes liegenden Station zur Verfügung standen, die zudem durch Luftverschmutzung verfälscht sind.

Die gewöhnlich nur kurzzeitigen Niederschlagsereignisse und das Auftreten von Dürreperioden in SE-Botswana führen zu ebenso sporadischen Grundwasserneubildungsereignissen. Unterschiedliche Infiltrationsmerkmale einzelner Teilflächen eines Einzugsgebietes führen außerdem zu unterschiedlichen Versickerungsraten (BRGM 1988; GEHRELS & V. D. LEE 1990; GIESKE 1991).

BRGM benutzt ein von THIERY (1986) entwickeltes Modell und extrapoliert die durch eine zweijährige Beobachtungszeit gesicherten Neubildungsberechnungen auf Niederschlagsdaten für Kanye von sechzehn Jahren. Dieses Verfahren ergibt eine mittlere jährliche Neubildung von 20 mm/a. Jährlich kann sich jedoch die Neubildung zwischen 0 und 99 mm/a bewegen, in deutlicher Abhängigkeit von den sehr unterschiedlichen Niederschlägen.

GEHRELS & V. D. LEE (1990) entwickelten das gekoppelte Parametermodell EARTH, das in seiner Grundstruktur dem Modell von THIERY vergleichbar ist. Sie berechnen anhand von Meßdaten aus drei Jahren die Grundwasserneubildung für Einzelstandorte anhand standortspezifischer hydrometeorologischer und bodenphysikalischer Werte und standortbezogener Grundwasserganglinien. Daraus ergibt sich eine flächenanteilig gewichtete mittlere Neubildung für

den Gesamtaquifer von 26 mm/a für eine Niederschlagsreihe von einhundert Jahren. Für kürzere Zeitreihen errechnen sich Werte zwischen 24 und 36 mm/a.

Zur Erforschung der Infiltrationsvorgänge in der ungesättigten Zone wurden in den Aquifereinzugsgebieten Kanye und Lobatse über drei Jahre der Feuchtetransport in der Bodenzone bis zu zehn Meter Tiefe durch Messungen des Gehaltes an Chlorid,  $^3\text{H}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  und der Bodenfeuchte verfolgt (GEHRELS & V. D. LEE 1990; GIESKE 1991). Für die Neubildung in bodenüberdeckten Bereichen gibt GIESKE den Mittelwert von 11 mm/a bei einem mittleren jährlichen Niederschlag in der Lobatse-Region von 550 mm.

Im stark gegliederten Relief des Lobatse-Aquifers kommt es neben der diffusen Infiltration in Zonen mit Bodenüberdeckung auch zu konzentrierter Versickerung, z. B. auf nackten Karstflächen, in Erosionsrinnen, im Flußbett und beim Abfluß von Hangwasser in den Hangschutt. Nach GIESKE (1991) sind in Flächen, die nach ihrer Beschaffenheit große Mengen von Regenwasser in kurzer Zeit in die Tiefe ableiten können, Neubildungswerte bis zu 70 mm/a, in den Hanglagen sogar bis 200 mm/a, möglich. Das flächenanteilmäßig gewichtete Mittel errechnet sich zu 23 mm/a. Dieser Wert zeigt gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus anderen Bestimmungsmethoden (vergl. Tab. 5).

#### 4.8. Methoden zur Grundwassererkundung und Bohrpunktanweisung

Die geologische und geomorphologische Kartierung, die strukturgeologische Analyse und die Auswertung von Luftbildern des BRGM (1988) zielten auf die Aufspürung hochdurchlässiger Aquiferbereiche. Dabei ließen sich Verwerfungen in NE–SW und NW–SE Richtung als reaktivierte Strukturelemente ansprechen. Kartierte Verwerfungen und Fotolineationen der reaktivierten Richtungen wurden sodann für geophysikalische Prospektion selektiert.

An geophysikalischen Methoden kamen Magnetik, Widerstandsgеоelektrik und Elektromagnetik (HL–EM) zum Einsatz. Mit elektrischen Tiefensonierungen wurde die Verwitterungstiefe und in den Aquiferrandzonen die Teufe zu den liegenden Schiefen und Quarziten bestimmt. Die Elektromagnetik brachte keine zusätzliche Information zur Gleichstromelektrik und wurde nach einer Testphase abgesetzt.

Mit der angewandten Kombination von geologischen und geophysikalischen Erkundungsmethoden konnten zwar Verwerfungs- und Kluftzonen sowie

der flache Karst erfolgreich aufgespürt werden, jedoch blieben die Brunnenergiebigkeiten hinter den Erwartungen zurück. So hatten 59 % der Explorationsbohrungen eine Ergiebigkeit von  $< 5 \text{ m}^3/\text{h}$ , 26 % zwischen 5 und  $25 \text{ m}^3/\text{h}$  und 15 % zwischen 70 und  $90 \text{ m}^3/\text{h}$ . Dies findet seine Erklärung in folgenden Beobachtungen: Vertikalbohrungen erschließen nur einen relativ kurzen Abschnitt der steil einfallenden Störzonen. Die Verschiebungen sind nur abschnittsweise reaktiviert und verkarstet. Verwerfungsbrekzien sind häufig mit silikatischem und karbonatischem Material rezementiert und mit Manganoxid verfüllt. Im flachen Karst kommen z. T. umfangreiche Lösungshohlräume vor, sie sind jedoch häufig mit eingeschwemmtem Lockermaterial und mit Kalksinter verfüllt. In den Randzonen des Aquifers liegt der Ruhewasserspiegel häufig unterhalb der flachen Karstzone.

Für die Grundwassererschließungsarbeiten in den Dolomitgebieten von Lobatse und Ramotswa fehlt eine lückenlose Dokumentation der eingesetzten Erkundungsmethoden. Es läßt sich jedoch rekonstruieren, daß anfänglich allein Widerstandsgeoelektrik zum Einsatz kam. Bereiche niedriger scheinbarer Widerstände wurden als tiefgründige Verwitterungszonen bzw. als geklüftetes und verkarstetes Gebirge interpretiert. Auf dieser Basis angesetzte Brunnen erreichten folgende Ergiebigkeiten:  $< 5 \text{ m}^3/\text{h} = 70 \%$  und 70 bis  $150 \text{ m}^3/\text{h} = 30 \%$ . Die spätere Kombination von geomorphologischer Kartierung, geologischer Strukturanalyse, Fernerkundung und Widerstandsgeoelektrik brachte bessere Erfolgsraten bei der Grundwassererschließung; so wurden bei Ramotswa folgende Ergiebigkeiten erzielt  $< 5 \text{ m}^3/\text{h} = 45 \%$ , 5 bis  $25 \text{ m}^3/\text{h} = 10 \%$  und 50 bis  $150 \text{ m}^3/\text{h} = 45 \%$  und bei Lobatse  $< 5 \text{ m}^3/\text{h} = 57 \%$ , 5 bis  $25 \text{ m}^3/\text{h} = 14 \%$  und 50 bis  $90 \text{ m}^3/\text{h} = 28 \%$ .

#### 4.9. Bedeutung der Grundwasservorkommen für die Wasserversorgung

Die höchst ungleiche Verteilung der Niederschläge, das größtenteils flache Relief und hohe Verdunstungsraten sind ungünstige Voraussetzungen für Bau und Betrieb von Staudämmen. Daher kommt dem Grundwasser in Botswana eine hohe Bedeutung für die Wasserversorgung zu. Die Karstaquifere bilden für den SE des Landes wichtige Ressourcen. Diese sind relativ kostengünstig erschließbar und regenerieren sich rasch, sobald ausreichend Regen fällt. Um eine optimale Nutzung der Wasservorkommen zu erreichen, wird hier Grundwasser und Oberflächen-

wasser in einem Verbundsystem bewirtschaftet. Wann immer vorhanden, wird Oberflächenwasser zuerst verbraucht und das Grundwasser für die Sicherung der Versorgung in niederschlagsarmen Perioden vorgehalten. Dieses Ressourcenmanagement verlangt gute Kenntnisse der Vorkommen und ihrer Regenerierbarkeit. Bei der Versorgungsplanung bleiben der Beginn und die Dauer der nächsten Dürre die bedeutenden Risikofaktoren.

### 5. Zusammenfassung und vergleichende Analyse

Bei einer vergleichenden Betrachtung der Erkundungsergebnisse aus den Dolomitgebieten in Simbabwe, Sambia und Botswana lassen sich einerseits in allen Gebieten gleiche hydrogeologische Eigenschaften erkennen, andererseits werden gebietsspezifische Unterschiede deutlich.

Drei zeitliche Hauptverkarstungsphasen lassen sich unterscheiden: Prä-Karoo, Tertiär, Pleistozän. Der letzte größere Verkarstungsprozeß dürfte im letzten Pluvial zwischen 12 000 und 15 000 B P stattgefunden haben. Hebungsphasen des afrikanischen Zentralplateaus, verbunden mit fortschreitender Erosion, haben, neben klimatischen Veränderungen, die einzelnen Verkarstungsphasen eingeleitet.

In den Karstkomplexen von Lusaka, Kanye, Lobatse und Ramotswa hat sich unter dem geringen Relief von Hochflächen und breiten Talböden und bei überwiegend diffuser Infiltration ein flacher, relativ gleichförmiger Karst ausgebildet. Die Verkarstung hat die volle Teufe des offenen Klufttraumes, die gebietsweise zwischen 60 und 100 Metern liegt, erfaßt. Dagegen läßt sich in den Karstgebieten von Simbabwe ein „Karststockwerk“ über einem „Kluftstockwerk“ unterscheiden. In der hügeligen Landschaft von Mhangura ist die Lösungskorrosion, angetrieben durch größere hydraulische Potentialunterschiede, bis auf 150 m Tiefe vorgedrungen. Der tiefere offene Kluftraum zeigt keine Verkarstung. In den Dolomiten von Kadoma liegt die Basis der Karstzone bei 60 m und damit über dem heutigen Grundwasserspiegel. Unverkarstete, offene Klüfte reichen bis zu 190 m Tiefe. Als Erklärung für diese Verhältnisse kommt wohl eine junge Hebung der Dolomitkomplexe in Frage, der die Tiefenverkarstung nachhinkt.

Verwitterungs- und Verkarstungsprozesse sind vorzugsweise in Trennfugen zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten (z. B. Dolomit/Hornstein, Dolomit/Quarzit, Dolomit/Kalk) und in offenen Klüften aktiv. Die Erkundungsergebnisse zeigen, daß in allen Dolomitkörpern vorzugsweise die



Kluft- und Störungszonen in NE–SW und N–S Richtung rezent reaktiviert und damit geöffnet und verkarstet sind.

Die hier betrachteten Aquifere können als typische Kluftgrundwasserleiter beschrieben werden, bei denen Lösungsprozesse selektiv Trennfugen und Spalten erweitert haben. Freie Druckspiegelverhältnisse herrschen vor, gespannte Verhältnisse treten nur lokal auf. Großräumige Fließsysteme, wie sie für einen reifen Karst typisch sind, wurden nicht gefunden. Es bestehen gewöhnlich gute hydraulische Verbindungen zwischen dem Kluftnetz und den verkarsteten Zonen. Die Werte für Durchlässigkeit und Hohlraumvolumen zeigen eine für Karstaquifere typische große Bandbreite; sie liegen aber für alle erkundeten Gebiete in der gleichen Größenordnung (vergl. Tab. 4).

Eine Kombination geomorphologischer und strukturgeologischer Untersuchungen mit der Geoelektrik hat bei der Grundwassererschließung zur erfolgreichen Aufspürung von offenen, lösungserweiterten Klüften geführt. Bohrergebnisse zeigen, daß ausgeprägter Oberflächenkarst ein Hinweis auf tiefere Verwitterung und Klüftung ist. Aus der Kenntnis dieser Zusammenhänge sind in Sambia und Botswana Brunnen hoher Ergiebigkeit abgeteuft worden. Der Einsatz der Geoelektrik auf nackten Karstflächen begegnet technischen Schwierigkeiten, bringt jedoch wertvolle Informationen über Verwitterungstiefe und die Lokation von Kluftzonen in Karstgebieten mit Bodenbedeckung. Karsthohlräume sind vielfach mit Lockermaterial und Lösungsausfällungen gefüllt, was sowohl bohrtechnische Schwierigkeiten verursachen als auch die Brunnenergiebigkeit beeinträchtigen kann. Die geophysikalische Oberflächen erkundung ließ aber keine Rückschlüsse auf die Existenz solcher Kluftfüllungen zu.

Eine Reihe von Bearbeitern hat sich mit der Schätzung der Grundwasserneubildung unter Anwendung unterschiedlicher Methoden befaßt (s. Tab. 5). Für die Karstaquifere in Botswana haben die verschiedenen Verfahren größenordnungsmäßig übereinstimmende mittlere jährliche Neubildungsraten ergeben. Die hier durchgeführten Detailuntersuchungen zeigen aber auch, daß mit der Angabe von mittleren Neubildungswerten die Versickerungsprozesse nur ungenau erfaßt werden. So findet in Dürre Jahren fast keine Neubildung statt, während in Naß Jahren Grundwasser in großen Mengen eingespeichert wird. Für Karstflächen mit und ohne Bodenbedeckung ergeben sich sehr unterschiedliche Versickerungsraten. Lokal konzentrierte Versickerung z. B. in Erosionsrinnen, oder an Talhängen speist relativ große Mengen von Regenwasser in die Aquifere ein.

Zur quantitativen Schätzung regionaler Grundwasserneubildung hat sich die Methode der Chlorid-Massenbilanz als brauchbar erwiesen. Ihre Anwendung setzt allerdings voraus, daß der Chloridgehalt des Niederschlags im Untersuchungsgebiet über mehrere Jahre bestimmt wird.

In den Karstgebieten von Sambia und Simbabwe ist wegen der höheren Niederschläge eine größere Grundwasserneubildung zu erwarten als in Botswana. Die in Tabelle 5 für Lusaka, Mhangura und Kadoma aufgeführten Werte basieren auf relativ kurzen Beobachtungsreihen und wurden unter Zuhilfenahme vereinfachender Konzepte ermittelt und sind daher mit Ungenauigkeiten behaftet. Die Werte lassen aber ohne Zweifel Rückschlüsse auf die Größenordnung der Neubildung in diesen Aquifern zu.

Die Erschließung und Bewirtschaftung der Karstaquifere ist in Botswana am weitesten vorangeschritten und es existiert dementsprechend eine gute Kenntnis der hydrogeologischen Verhältnisse. In Sambia und Simbabwe sind dagegen bisher die Datengrundlagen unzureichend, um die Ressourcen quantifizieren und gezielt erschließen zu können.

Kontamination durch Siedlungsabfälle bedroht die zukünftige Nutzung der Karstwässer in Botswana und Sambia. Hier besteht hohe Dringlichkeit für entsprechende Schutzmaßnahmen.

## 6. Schriftenverzeichnis

- BONS, C. A. & VAN LOON, J. A. (1985): Water resources evaluation of a dolomitic groundwater basin in South-east Botswana. — Thesis Free Univ. Amsterdam.
- BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES (1988): Kanye dolomite groundwater basin, hydrogeological investigation, resources assessment and development project. — Report, Geological Survey Botswana: Vol. I–II, 78 fig., 8 maps, 6 app.; Lobatse. — [Unpubl.].
- COOKE, H. J. (1976): The Lobatse caves. — Botswana Notes & Records, 7: 29–34; Gaborone.
- DE VRIES, J. J. (1985): Groundwater data evaluation for the Nnywane basin — period 1980–1985. — Report, Geological Survey Botswana, Lobatse. — [Unpubl.].
- & VON HOYER, M. (1988): Groundwater recharge studies in semi-arid Botswana — A review. In: Estimation of natural groundwater recharge. — NATO ASI series C, Vol. 222: 339–347; Dordrecht (Reidel).
- DIETVORST, E. J. L., DE VRIES, J. J. & GIESKE, A. (1991): Coincidence of well fields and tectonic basins in the precambrian shield area of Southeast Botswana. — Ground Water, 29, Nr. 6: 869–877; Dublin.



- DIXEY, F. (1945): The geomorphology of Northern Rhodesia. — *Trans. Geol. Soc. S-Afr.*, **47**: 9–45; Johannesburg.
- GEHRELS, J. C. & VAN DER LEE, J. (1990): Rainfall and recharge — A critical analysis of the atmosphere-soil-groundwater relationship in Kanye, semi-arid Botswana. — Report, Inst. Earth Sciences Free Univ. Amsterdam. — [Unpubl.].
- GIESKE, A. (1991): Groundwater recharge evaluation study. — Dynamics of groundwater recharge. — A study in semi-arid Eastern Botswana. — Report, Univ. of Botswana; Gaborone. — [Unpubl.].
- JENNINGS, C. M. H. (1974): The hydrogeology of Botswana. — Thesis Univ. of Natal; Pietermaritzburg.
- KELLER, S., LENTHE, H. R., NITSCH, M. & WAGNER, W. (1992): Lomagundi Aquifer Study; Hydrogeological and Pedological Investigations in the Lomagundi-Dolomite Area west of Kadoma and southwest of Chinhoyi (Mashonaland-West Province, Zimbabwe). — Unpubl. report, Technical Cooperation Project (BMZ No. 88.2135.7), Min. for Energy, Water Res. and Dev. & Fed. Inst. Geosc. Nat. Res.; *Arch. Nr. 109324*: Vol. I–III, 34 fig., 18 tab., 26 phot., 9 maps; Harare/Hannover.
- PEFFER, K. H. (1990): Karstmorphologie. — *Erträge der Forschung*; **79**: 131 S., 27 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- RENGER, M., STREBEL, O. & GIESEL, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. — *Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung*, **15**: 148–160; Berlin.
- RMS (1962): The agricultural climates of southern Rhodesia. — Rhodesian Meteorological Service; Salisbury (Zimbabwe).
- SELAOLO, E. (1986): Refinement of aquifer storage calculations in Ramotswa wellfield. — Report, Geological Survey Botswana; Lobatse. — [Unpubl.].
- SIMPSON, J. G., DRYSDALL, A. R., LAMBERT, H. H. J. (1963): The geology and groundwater resources of the Lusaka area, explanation of Degree Sheet 1528, NW-Quarter. — Geological Survey of Rhodesia, Report Nr. 16; Lusaka.
- STAGMAN, J. G. (1961): The geology of the country around Sinoia and Banket, Lomagundi District. — *Southern Rhodesia Geol. Surv. Bull.*; **49**: 107 p.; Salisbury (Zimbabwe).
- STRUCKMEIER, W. & VON HOYER, M. (1987): Groundwater Resources Map of the Republic of Botswana, 1 : 1 000 000. — Geological Survey Botswana; Lobatse.
- SUTTON, E. R. (1979): The Geology of the Mafungabusi Area. — *Rhodesia Geol. Surv. Bull.*; **81**: 318 p.; Salisbury (Zimbabwe).
- TENNICK, F. P. & PHAUP, A. E. (1976): The Geology of the Country around Magondi, Lomagundi, Hartley and Gatooma Districts. — *Rhodesia Geol. Surv. Bull.*; **65**: 314 S.; Salisbury (Zimbabwe).
- THIERY, D. (1986): Un modele hydrologique semi-global — Le modele GARDENSOL. — Bureau de Recherches Geologique et Minieres; Note techn. No. 86/22; Orleans.
- VERHAGEN, B. TH. & KHAN, M. Y. (1985): zit. in WAGNER, W. et al. (1987: 27, 82).
- VON HOYER, M. & SCHMIDT, G. (1978): Groundwater and management studies for Lusaka water supply. — Unpubl. report, Technical Cooperation Project No. 74.2139.9, Lusaka City Council & Fed. Inst. Geosc. Nat. Res.; *Arch. Nr. 83 467*: Part I, Groundwater study, I–V, 29 fig., 6 tab., 17 maps; Lusaka/Hannover.
- WAGNER, W., HOBLER, M., KÖHLER, G. & GIESEL, W. (1987): Lomagundi Aquifer Study; Groundwater Use and Groundwater potential in the Chinhoyi — Umboe — Mhangura Farming Area (Zimbabwe). — Unpubl. report, Technical Cooperation Project (GTZ No. 80.2156.0-09.121), Min. for Energy, Water Res. and Dev. & Fed. Inst. Geosc. Nat. Res.; *Arch. Nr. 101474*: 90 p., 8 fig., 5 tab., 11 maps, 5 app.; Harare/Hannover, Zimbabwe/Fed. Rep. of Germany.
- WATERMEYER, LEGGE, ULLMANN & PRINS (1989): Ramotswa wellfield. — Operation procedures and resource management project. — Report, Water Utilities Corporation Botswana, Gaborone. — [Unpubl.].