# Wasser- und Wärmetranport im thermalen Grundwasserleitersystem von Caldas Novas - Goiás, Brasilien

vorgelegt von Dipl.-Ing. Florian Bauer geb. in Berlin

von der Fakultät VI - Planen Bauen Umwelt der Technischen Universität Berlin zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Ingenieurwissenschaften

- Dr.-Ing. -

genehmigte Dissertation

Promotionsausschuss:

Vorsitzender: Prof. Dr. M. Barjenbruch Gutachter: Prof. Dr. U. Tröger Gutachter: Prof. Dr. E. Wendland Gutachter: Prof. Dr. H.-J. Voigt

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 20. Februar 2015

Berlin 2015

## Eidestattliche Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen benutzt habe. Die aus anderen Schriften wörtlich oder sinngemäß übernommenen Gedanken sowie Skizzen und Abbildungen sind als solche kenntlich gemacht. Ich versichere, dass die Arbeit bisher in gleicher oder ähnlicher Fassung noch nicht Bestandteil einer Studien- oder Prüfungsleistung war.

Florian Bauer

## Danksagung

Seit mehreren Jahren wird durch Herrn Prof. Dr. Uwe Tröger die Region um die Ortschaft Caldas Novas hydrogeologisch untersucht. Die vorliegende Arbeit ist ein Teil dieser Untersuchungen und stellt in gewisser Weise auch eine Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse zur Geologie und Hydrogeologie der Region dar. Ich möchte mich dahingehend für das spannende Thema und die Unterstützung bei Herrn Prof. Dr. Tröger bedanken.

Die Arbeit war nur möglich, da viele Daten von verschiedenen Seiten zur Verfügung gestellt wurden. Insbesondere möchte ich Fábio Floriano Haesbert danken, der als Präsident der AMAT (Associação das empresas mineradoras de águas termais) und Besitzer des Ingenierbüros Geocaldas stehts aktuelle Daten zum Brunnenbetrieb und den klimatischen Verhältnissen zur Verfügung gestellt hat und auch fachlich wertvolle Hinweise gegeben hat. Das gilt auch für die anderen Mitarbeiter des Ingenierbüros Geocaldas.

Herrn Prof. Dr. Edson Wendland von der Universität São Paolo sowie Dipl.-Ing. Johannes Zirlewagen danke ich für die Unterstützung in Fragen der Numerik und der Ortskenntnis.

Der wichtigste Beitrag zu dieser Arbeit wurde allerdings von meinen Eltern vollbracht, die mich seit jeher unterstützt haben und mir die intellektuelle Kapazität ermöglicht haben, die zum Schreiben einer Doktorarbeit nötig ist.

Zuletzt möchte ich Ruth Bartels danken, die mich stets unterstützt hat, auch in Fragen der Statistik.

#### Zusammenfassung

Die zentralbrasilianische Ortschaft Caldas Novas lebt vom Tourismus. Zahlreiche Thermalwasserbrunnen fördern Grundwasser mit Temperaturen zwischen 30 und 60°C für die Schwimmbecken der Hotels. Die Bewirtschaftung des Grundwassers ist daher zentrales Anliegen für den Hotelbetrieb und eine nachhaltige Nutzung der Ressource ist Basis für ihren Fortbestand. Die vorliegende Arbeit quantifiziert hydrogeologische Kenngrößen der Region und schafft so ein grundlegendes hydrogeologischen Strukturmodell. Ein stationäres numerisches Strömungs- und Wärmetransportmodell gibt weiterführende Einblicke in das Grundwasserleitersystem und erstellt Szenarien.

Das Grundwasserleitersystem von Caldas Novas besteht aus einem flachen ungespannten Grundwasserleiter, der durch Schiefer und Quarziten der Araxá-Gruppe mit hydraulischen Leitfähigkeiten um die  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s gebildet wird. Der untere Bereich des Grundwasserleitersystems wird von den Paranoá-Quarziten gebildet, die k<sub>f</sub>-Werte um die  $1 \cdot 10^{-7}$  m/s haben. Im Bereich der Ortschaft von Caldas Novas erzeugte die kompressive Tektonik während der Brasiliano-Gebirgsbildung Strukturen, die im Untergrund der Stadt eine Wärmeanomalie hervorriefen. Maßgebliches Element sind die Scherklüfte in Richtung NE-SW, die die Serra de Caldas, das Neubildungsgebiet im Westen von Caldas Novas, mit dem Stadtgebiet verbindet und durch eine antiklinale Aufwölbung und Aufweitung der Bruchstrukturen heißes Grundwasser aus dem tiefen Grundwasserleiter in den oberen ungespannten Grundwasserleiter aufsteigen lässt.

Die entscheidende Eingangsgröße für die Wasserbilanz des Gebietes ist die Grundwasserneubildung auf der Serra de Caldas, die auf Grundlage mehrerer Wetterstationen mit etwa 750 mm angenommen werden kann. Eine Berechnung der Evapotranspiration war nur mittels der thermodynamischen Energiebilanzformel nach Penman zufriedenstellend, Berechnungen nach Haude und Thornthwaite liefern eine zu große Abweichung.

Das Abflussregime der Serra de Caldas wird durch die hohe Quellschüttung der Rio Quente-Quelle dominiert, die etwa 40% des Gesamtwasservolumens des Gebietes ausmacht. Die hohen Quellwassertemperaturen als auch das Schüttungsverhalten, das im Gegensatz zu den umliegenden kleineren Quellen an der Flanke der Serra de Caldas nicht trocken fällt, sondern kontinuierlich mit hohem Abfluss schüttet, zeugen von einer hohem Menge an Grundwasserfluss aus dem Thermalgrundwasserleiter.

Die Wasserförderung an den Brunnen unterliegt im Araxá-Grundwasserleiter lateral großen Schwankungen in der Temperatur des Förderwassers. Die Nähe zu Trennflächen, die tiefes Thermalwasser fördern, aber auch die brekziösen Bereiche an der Basis des Grundwasserleiters erzeugen Wechselwirkungen zwischen Brunnen und Warmwasserverteilung. Pumpversuche konnten Bereiche erhöhter Transmissivitäten im Zentrum von Caldas Novas nachweisen.

Das numerische Strömungs- und Transportmodell kann die gemessenen Wasserstände und Temperaturen nachbilden. Die Kalibrierung zeigte, dass die Kluftöffnungsweiten maßgeblich für den Wärmetransport sind. Sie wurden auf der Serra de Caldas mit 3 mm angenommen, in Caldas Novas sind sie etwa 1 mm groß. Die Abgrenzung des Einzugsgietes der Rio Quente-Quelle zu denen der Brunnen verläuft im östlichen Teil der Serra de Caldas entlang der Einzugsgebiete des Oberflächenwassers. Im Süden strömt das Grundwasser entgegen dem Oberflächenabfluss der Quelle zu.

Eine Erhöhung der Fördermenge der Brunnen wirkt sich signifikant auf die Wasserspiegel in Caldas Novas aus. Ihre zusätzliche Absenkung kann bei 20% Steigerung der Fördermenge über 10 Meter betragen. Eine Umverteilung der Förderung vom Araxá- in den tieferen Paranoá-Grundwasserleiter führt in diesem ebenfalls zu Absenkungen um die 10 Meter, mit gleichzeitiger schwacher Aufhöhung im Araxá-Grundwasserleiter. Beide Szenarien haben eine Verminderung der Quellschüttung der Rio Quente-Quelle zur Folge. Die Auswirkungen eines trockeneren Klimas lassen sich nur auf der Serra de Caldas als signifikant beschreiben. Der Grundwasserspiegel sinkt um etwa 2 Meter und die die Quellschüttung sinkt um 10 l/s.

#### Abstract

The area of Caldas Novas, located in central Brazil, is famous for its hot springs and wells, which feed the pools of the hotels with high-tempered groundwater. The use of this water which has temperatures of about 30°C to 60°C is an important issue concerning the sustainable use of the resource. Subject of the thesis is a quantification of hydraulic properties as well as relevant climatic conditions to create a hydrogeological model of the region. On the basis of this model a numerical flow- and heat transport model was built. Output of this model are a better understanding of the flow and energy regime of the underground. Additionally, scenarios were conducted to determine risks and changing climate conditions.

The aquifer system of Caldas Novas consists of two aquifers: the upper unconfined Araxá schists and quartzites and the lower confined quartzites of the Paranoá group. Hydraulic conductivities of about  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s for the upper and  $1 \cdot 10^{-7}$  m/s for the lower aquifer were calculated. The underground structures of the village of Caldas Novas is a result of tectonics with a compressive regime forming the heat anomaly along shear-related fissures and fractures. The most important direction for water transport is NE-SW, connecting the recharge area of the Serra de Caldas with the hot waters in Caldas Novas. At this place an anticline up-welling of the lithology an opening of tectonic structures let hot water move from high depths to the unconfined upper aquifer.

Groundwater recharge on the top of the Serra de Caldas plateau can be calculated with data from weather stations and gives values about 750 mm/a. Calculations of the evapotranspiration is only reasonable with Penman's relation, simpler estimations with Thornthwaite and Haude equations result in high discrepancies to the thermodynamic Penman relation.

The discharge of surface water from the Serra de Caldas is dominated by the high discharge rate of the Rio Quente Spring, covering about 40% of the overall amount of water. The high temperatures of the spring water as well as the discharge behaviour which do not vary as much over time as the surrounding springs are caused by a high impact of groundwater which discharges from the deeper thermal aquifer.

Temperatures in the water of the pumping wells show a high grade of spatial variability. Close to fissures the water is heated up more intensely than in their surroundings. At the bottom of the Araxá aquifer brecciated strata let the up-streaming water spread and the areas of high temperatures are widely distributed. Areas of high transmissivity are proved by pumping tests.

Numerical modeling of flow and heat transport can recreate the watertable and

the temperatures of the groundwater. The calibration of the model showed a high dependency of the heat transport and the thickness of fractures. At the place of the Serra de Caldas their width is about 3 mm, in Caldas Novas they are much thinner with a thickness about 1 mm. As a result of the modeling the catchment of the Rio Quente Spring and the inner-city wells can be determined. In the northern part of the Serra it follows the surface water catchments, more to the south the water returns to the north and discharge at the Rio Quente spring contrary to the flow direction of the surface water.

An increase of the pumping rates of the wells will have significant influence on the watertable in Caldas Novas. An additional drawdown of more than 10 meters can be calculated with an increase of the wells' discharge of 20%. The option to keep the overall pumping rate constant but shift more discharge to the deeper Paranoá aquifer will result in high drawdowns of its watertable up to 10 meters, the watertable in the Araxá aquifer will only increase about 1 meter. Both scenarios have the effect of lowering the discharge at the Rio Quente Spring.

Dryer climate conditions will have significant effects on the Serra de Caldas water table which will be lowered by up to 2 meters. Also, a reduction of 10 l/s of the springs discharge will take place.

## Inhaltsverzeichnis

1	Einl	eitung	1
	1.1	Hinter	grund
	1.2	Motiva	tion
	1.3	Zielste	llung
2	Unte	ersuchu	ngsgebiet 6
	2.1	Lage u	nd Morphologie
	2.2	Klima	
	2.3	Vegeta	tion
	2.4	Hydro	ogie
	2.5	Boden	
	2.6	Geolog	gie
		2.6.1	Geologische Entwicklung 17
		2.6.2	Lithologie
		2.6.3	Tektonik
		2.6.4	Hydrogeologie
3	Met	hodik	31
3	<b>Met</b> 3.1	h <b>odik</b> Grund <sup>,</sup>	<b>31</b> wasserneubildung
3	<b>Met</b> 3.1	hodik Grundv 3.1.1	31     wasserneubildung   31     Klimastationen   31
3	<b>Met</b> 3.1	hodik Grund <sup>y</sup> 3.1.1 3.1.2	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de
3	<b>Met</b> 3.1	hodik Grund <sup>y</sup> 3.1.1 3.1.2	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34
3	<b>Met</b> 3.1	hodik Grund <sup>4</sup> 3.1.1 3.1.2 3.1.3	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35
3	Met. 3.1	hodik Grund <sup>4</sup> 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38
3	Met. 3.1	hodik Grund <sup>v</sup> 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39
3	Met. 3.1	hodik Grund <sup>v</sup> 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42
3	Met. 3.1 3.2	hodik Grundv 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6 Bestim	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42   mung hydraulischer Parameter 42
3	Met. 3.1 3.2	hodik Grundv 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6 Bestim 3.2.1	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42   mung hydraulischer Parameter 42   Pumpversuche 42
3	Met. 3.1 3.2	hodik Grundv 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6 Bestim 3.2.1 3.2.2	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42   Pumpversuche 42   Auffüllversuche 49
3	Met 3.1 3.2 3.3	hodik Grundv 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6 Bestim 3.2.1 3.2.2 Brunne	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42   mung hydraulischer Parameter 42   Pumpversuche 42   Auffüllversuche 49   enmessungen 51
3	Met 3.1 3.2 3.3 3.4	hodik Grundv 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6 Bestim 3.2.1 3.2.2 Brunne Struktu	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 31   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42   mung hydraulischer Parameter 42   Auffüllversuche 49   enmessungen 51   uranalyse 54
3	Met 3.1 3.2 3.3 3.4 3.5	hodik Grundv 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.1.4 3.1.5 3.1.6 Bestim 3.2.1 3.2.2 Brunne Struktu Geolog	31   wasserneubildung 31   Klimastationen 31   Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de 34   Caldas 34   Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 35   Berechnung der realen Evapotranspiration 38   Abfluss und Quellschüttung 39   Grundwasserneubildung 42   mung hydraulischer Parameter 42   Auffüllversuche 49   enmessungen 51   uranalyse 54   gische 3D Modellierung 56

4	Erge	ebnisse 6	2
	4.1	Grundwasserneubildung 6	2
		4.1.1 Meterologie	2
		4.1.2 Verdunstung	8
		4.1.3 Abfluss	4
		4.1.4 Grundwasserneubildung	0
	4.2	Hydraulische Parameter	2
	4.3	Brunnenmessungen	8
	4.4	Strukturanalyse	8
	4.5	Strukturmodell	2
5	Nun	nerische Modellierung 10	9
	5.1	Modellkonzept	9
	5.2	Modellaufbau	0
	5.3	Modellkalibration	3
	5.4	Modellergebnisse	8
	5.5	Prognoserechnungen	.8
		5.5.1 Szenario 1	9
		5.5.2 Szenario 2	3
		5.5.3 Szenario 3	6
6	Disk	xussion 13	9
	6.1	Diskussion Strukturmodell	9
	6.2	Diskussion numerisches Modell	.3
Li	teratı	ır 14	7

## Abbildungsverzeichnis

1	Bevölkerungswachstum Caldas Novas und Rio Quente	1
2	Fördermengen der Brunnen in Caldas Novas	2
3	Entwicklung des Druckwasserspiegels des Grundwassers	3
4	Übersichtskarte der Region Caldas Novas	6
5	Klima- und Temperaturzonen Brasiliens	8
6	Monatliches Klima in Goiás	9
7	Monatliche Wasserbilanz in Goiás	10
8	Vegetationszonen Brasiliens	11
9	Gliederung der Vegetationform des Cerrado nach Wuchshöhe	11
10	Gliederung der Vegetation des Cerrado nach Morphologie	12
11	Entwässerungssystem der Region Caldas Novas	13
12	Verteilung der Bodenarten in der Region Caldas Novas	15
13	Tektonische Gliederung Südamerikas	17
14	Lage der Blöcke und Entstehung des brasilianischen Faltengürtels .	19
15	Geologie der Region Caldas Novas	20
16	Stratigraphisches Normalprofil der Deckschichten	22
17	Tektonische Karte der Region Caldas Novas	24
18	Deckenüberschiebung der Paranoá Gruppe	26
19	Pole der tektonischen Strukturen	27
20	Hydrogeologischer Schnitt des Grundwasserleitersystems	28
21	Wasserbewegung im Araxá-Grundwasserleiter	29
22	Lage der Klima- und Abflussmesstationen	31
23	Messzeiträume der Klimastationen	32
24	Verfügbarkeit der Klimadaten	33
25	Interpolation von Klimadaten	33
26	Verdunstungsmessung mittels Class-A Pan	34
27	Abflussmessung mit Rohr und hydrometrischem Flügel	39
28	Theis'sches Typkurvenverfahren	44
29	Doppelporositätsmodell	46
30	Wiederanstiegsversuch	48
31	Lage der hydraulischen Tests	52
32	Geschwindigkeitsverteilung in einer Kluft	60
33	Niederschlagsmessung 1993-2013	62
34	Jahresniederschlag im Zeitraum 1993-1998	63

35	Monatliche Verteilung des Niederschlages im Jahr 2009	64
36	Monatliche Verteilung der Luftfeuchte und der Temperatur 2009	65
37	Monatliche Verteilung der Windgeschwindigkeiten 2009	66
38	Windrichtungen in Caldas Novas und Rio Quente	67
39	Monatliche Verteilung der Verdunstung nach Thornthwaite	68
40	Verteilung der täglichen Verdunstung nach Penman	69
41	Verteilung der täglichen Verdunstung nach Haude	70
42	Vergleich der monatlichen Verdunstung 2009	71
43	Klimatische Wasserbilanz 2009	72
44	Abflussmengen 2009	74
45	Ergebnis der Abflussmessungen 2009	75
46	Ergebnis der Abflussmessungen 2009, Rio Quente	76
47	Abflussspende 2009	77
48	Gewichtete Abflussspende 2009	78
49	Retentionsvermögen der Serra de Caldas	79
50	$K_f\text{-}Werte$ des Bodens $\hdots$	82
51	Tiefenprofile $k_f$ -Wert, Teil 1	83
52	Tiefenprofile $K_f$ -Wert, Teil 2	84
53	Transmissivitäten des Araxá-Grundwasserleiters	85
54	K <sub>f</sub> -Werte des Araxá-Grundwasserleiters	86
55	$K_f$ -Werte des Paranoá-Grundwasserleiters	87
56	Brunnenförderung 2009 Araxá	88
57	Brunnenförderung 2009 Paranoá	89
58	Förderraten der Brunnen	90
59	Wassertemperaturen 2009 Araxá	91
60	Wassertemperaturen 2009 Paranoá	92
61	Einfluss der Endteufe und Filterstrecke auf die Temperatur	93
62	Grundwasserstand Araxá 2009	94
63	Flurabstand Araxá 2009	95
64	Grundwasserstand Paranoá 2009	96
65	Dichteverteilung tektonischer Strukturen	98
66	Rosendiagramme tektonischer Strukturen	99
67	Strukturelemente	100
68	Geologisches 3D Modell	102
69	Basis des Paranoá-Grundwasserleiters	103
70	Basis des Araxá-Grundwasserleiters	104

71	Basis des Araxá-Grundwasserleiters in Caldas Naovas 105
72	Mächtigkeit des Paranoá-Grundwasserleiters in Caldas Naovas 106
73	Mächtigkeit des Araxá-Grundwasserleiters
74	Mächtigkeit des Tertiärs
75	Modellkonzept
76	Diskretisierung und Randbedingungen
77	Vertikale Diskretisierung
78	Vergleich berechneter und bemessener Wasserspiegel
79	Vergleich berechnete und bemessene Temperatur 116
80	Modellwasserstand Araxá
81	Modellierter Absenktrichter Araxá
82	Modellwasserstand Paranoá
83	Modellierter Absenktrichter Paranoá
84	Bahnlinien und Einzugsgebiete
85	3D-Bahnlinien
86	Modelltemperatur oberer Araxá-Grundwasserleiter
87	Modelltemperatur unterer Araxá-Grundwasserleiter
88	Modelltemperatur Paranoá-Grundwasserleiter
89	Temperaturquerprofil
90	Szenario 1 Spiegeldifferenz Araxá
91	Szenario 1 Spiegeldifferenz Paranoá
92	Szenario 1 Temperaturdifferenz Araxá
93	Szenario 1 Temperaturdifferenz Paranoá
94	Szenario 2 Spiegeldifferenz Araxá
95	Szenario 2 Spiegeldifferenz Paranoá
96	Szenario 2 Temperaturdifferenz Araxá
97	Szenario 2 Temperaturdifferenz Paranoá
98	Szenario 3 Spiegeldifferenz Araxá
99	Szenario 3 Spiegeldifferenz Paranoá

## Tabellenverzeichnis

1	Abfolge der tektonischen Ereignisse	8
2	Tektonische Phasen   2	5
3	Sensorik und Messdauer der Klimastationen	2
4	Maximal mögliche Sonnenscheindauer	5
5	Korrekturfaktoren für die Verdunstungsberechnung	5
6	Korrekturfaktoren für den Bewuchs	6
7	Extraterrestrische Strahlung $17^{\circ}$ südlicher Breite	7
8	Korrekturfaktoren der Strahlung	8
9	Korrelation Austrocknungskoeffizient und Speichergestein 42	2
10	Niederschlagsstatistik im Zeitraum 1994-1997	3
11	Klimadatenvergleich 2009	4
12	Vergleich der potentiellen Evapotranspiration 2009	1
13	Vergleich der reellen Evapotranspiration 2009	3
14	Grundwasserneubildung Serra de Caldas 2009	0
15	Bilanzgrößen des numerischen Modelles	4
16	Energiegrößen des numerischen Modelles	6

## 1 Einleitung

#### 1.1 Hintergrund

Der Ort Caldas Novas im brasilianischen Bundesstaat Goiás ist in den letzten Jahrzehnten zu einer Stadt mit näherungsweise 77.000 Einwohnern gewachsen (IBGE, 2013) (Abb. 1). Ein wesentlicher Grund für den anhaltenden Bevölkerungszuwachs ist der florierende Tourismus, der sich auf die Thermalwasservorkommen im Stadtzentrum stützt (De Sousa & Orlando, 2010). An die 100 Hotels mit angeschlossenem Pool werden durch Brunnen mit Grundwasser von 36°C bis knapp 60°C versorgt. Der



Abbildung 1: Bevölkerungswachstum von Caldas Novas und Rio Quente im Zeitraum 1992-2013. Daten aus IBGE (2013).

Ort Caldas Novas wurde auf Grund seiner heißen Quelle im heutigen Stadtzentrum schon weit vor der Kolonialisierung durch die Europäer genutzt. Anfang des letzten Jahrhunderts wurde die Quelle als Erholungs- und Genesungsort erschlossen. In den 70er Jahren des vorherigen Jahrhunderts begann ein intensiver und unkontrollierter Brunnenbau, dessen Folge das Versiegen der Quelle war (De Andrade & De Almeida, 2012). Zum jetzigen Zeitpunkt versorgen etwa 100 Brunnen die Hotels mit heißem Wasser. Die Entnahmemenge war in den letzten Jahren nahezu konstant (Abb. 2). Die Variation in der Fördermengen der betrachteten Jahre 2000-2012 lag bei maximal 10%. Bis ins Jahr 1997 wurde auch die öffentliche Trinkwasserversorgung über Brunnen im thermalen Grundwasserleitersystem gespeist. Insbesondere durch diese hohe Wasserentnahme sank der Grundwasserspiegel um über 50 Meter ab (De Andrade & De Almeida, 2012). Das Wasser des 1998 fertiggestellten Corumbá Stausees



Abbildung 2: Summe der jährlichen Fördermengen aller Brunnen im Stadtgebiet von Caldas Novas.

(Furnas, 2007) löste das Grundwasser als Quelle des Trinkwassers ab und somit stieg auch der Grundwasserspiegel wieder an (Abb. 3), dessen Wasser nur noch durch die Thermalbrunnen der Hotels gefördert wird. Die brasilianische Bergbaubehörde DNPM (Departemento Nacional de Produção Mineral), die die Wasserentnahme regelt, zeichnet seit dem Bau des Staudammes monatlich die Wasserstände und Temperaturen der Brunnen auf, um eine Überbewirtschaftung der Grundwasserressource zu vermeiden, wie sie bis Mitte der 1990er Jahre stattfand. Die Entnahmemenge muss konstant bleiben, ebenso dürfen keine neuen Brunnen gebaut werden, es sei denn, sie ersetzten einen bestehenden (De Andrade & De Almeida, 2012). Diese Maßnahmen führen dazu, dass der Grundwasserspiegel seit 1998 langjährig in etwa auf konstantem Höhenniveau bleibt (Abb. 3).

Seit 1999 führt die Technische Universität Berlin in regelmäßigen Abständen Untersuchungen zur Hydrogeologie der Region Caldas Novas durch. Dazu zählen:

- Bau von Grundwassermessstellen auf der Serra de Caldas,
- Bau von Tensiometern auf der Serra de Caldas,



Abbildung 3: Zeitlich Entwicklung des Grundwasserdruckspiegels beider Grundwasserleiter der Region Caldas Novas, gemittelte Messwerte aus den Brunnen im Stadtgebiet von Caldas Novas

- vier Grundwasserprobennahme Kampagnen im Abstand von vier Jahren (2000 (Zschocke, 2000), 2004 (Reinhold, 2005), 2008 (Zirlewagen, 2011) und 2012 (Hensel, 2013)),
- Untersuchungen zur Hydraulik des Grundwasserleitersystems mittels hydraulischen Pumpversuchen (Fach, 2002; Gazić, 2009; Pietzner, 2001)
- Messung der Verdunstung aus der Serra de Caldas (Pietzner, 2001),
- Messung und Bewertung des Abflusses der Serra de Caldas (Pietzner, 2001),
- Bau und Test von Versickerungsanlagen im Stadtzentrum von Caldas Novas,
- Durchführung von Infiltrationsversuchen im Gebiet von Caldas Novas sowie der Serra de Caldas (Pietzner, 2001).

Diese Untersuchungen bilden die Grundlagen der vorliegenden Arbeit.

#### **1.2** Motivation

Die Thermalquellen von Caldas Novas sind eine der bedeutendsten thermalen Reservoire, die nicht durch Magmatismus hervorgerufen werden (J. E. G. Campos et al., 2005). Die Genese des Gebietes sowie die hydraulischen und thermischen Zusammenhänge wurden - unter anderem - durch die Technische Universität Berlin untersucht, es bleiben jedoch viele Fragen offen und ebenso viele der erhobenen Daten ungesichtet und unbewertet.

Demgegenüber steht die intensive Bewirtschaftung des thermalen Grundwassers. Die gesamte Region Caldas Novas lebt vom Tourismus, der nahezu ausschließlich durch das heiße Wasser der Rio Quente-Quelle und den innerstädtischen Brunnen belebt wird. Die nachhaltige Nutzung des Grundwassers steht daher im Vordergrund der Hotelbetreiber und der Behörden. Um das Grundwasser nachhaltig zu nutzen sind detaillierte Kenntnisse sämtlicher Komponenten des Wasserkreislaufes der Region von Nöten. Das resultierende hydrogeologische Strukturmodell ist wesentlicher Bestandteil zur Bewertung von Veränderungen wie beispielsweise einer Erhöhung der Förderraten der Brunnen. Diese wird von Seiten des Tourismus angestrebt und hat einen direkten sozio-ökonomischen Einfluss auf die Region. Eine Limitierung der Entnahmemengen wird durch die Bergbaubehörde geregelt, jedoch auf Grundlage von regionalen Schätzungen zur Neubildung des Grundwassers. Eine räumlich diskretisierte Wasserbilanz bzw. Strömungsberechnung existiert nicht. Betrachtungen zu der Interaktion zwischen den Grundwasserleitern wurde bislang lediglich grob und qualitativ erhoben.

#### **1.3** Zielstellung

Eine ganzheitliche Analyse der hydraulischen und thermischen Gegebenheiten des Grundwasserleitersystems der Region Caldas Novas ist auf Grund der hohen Komplexität eine große Herausforderung. Jedoch ist sie für das Verständnis der Hydrogeologie der Region unerlässlich und durch die intensive Nutzung des Grundwassers von großer wirtschaftlicher Bedeutung.

Die Entnahme des thermalen Wassers ist zwar von behördlicher Seite geregelt, doch lediglich was die Entnahmemenge angeht. In jüngerer Zeit werden die flachen Brunnen häufig durch Tiefbrunnen ersetzt, die Entnahmemenge erhöht sich dadurch nicht, jedoch wird gemäß dem geothermischen Gradienten weitaus wärmeres Wasser entnommen. Die Wasserbilanz bleibt im Gesamten unverändert, die Energiebilanz nicht. Eine Auswirkung der zunehmenden Tiefenwasserförderung auf die Wassertemperatur bestehender Brunnen, insbesondere im oberen Grundwasserleiter, ist nicht untersucht.

Auch der Wissenszuwachs über den Wasserhaushalt der Region ist Ziel der vorliegenden Ausarbeitungen. Um ortsdiskrete wasserwirtschaftliche Aussagen treffen und Prognosen zum Trend in Bezug auf Wasserspiegel und Temperatur des Grundwassers erstellen zu können, wird ein numerisches Strömungs- und Wärmetransportmodell erstellt.

### 2 Untersuchungsgebiet

#### 2.1 Lage und Morphologie

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich um die brasilianische Ortschaft Caldas Novas herum (Abb. 4). Sie liegt in der Mikroregion Meia Ponte im Süden des Bundesstaates Goiás. Die nächstgelegenen Stadt ist das etwa 170 km nordnordwestlich gelegene Gioânia. Die Entfernung zur brasilianischen Hauptstadt Brasília beträgt etwa 250 km in Richtung Nordnordost. Zentrales morphologisches Element des Bearbeitungs-



Abbildung 4: Topographische Übersichtskarte der Region Caldas Novas und Rio Quente.

gebietes ist die Serra de Caldas im Südwesten von Caldas Novas, eine bewaldete Erhebung. Das etwa 300 Meter über der Umgebung liegende Plateau erstreckt sich in Form einer Ellipse, deren lange Achse in Richtung NNW-SSE zeigt. In dieser Richtung beträgt ihre Ausdehnung etwa 16 km, orthogonal dazu etwa 10 km und hat damit eine ungefähre Fläche von 125 km<sup>2</sup>. Das Plateau liegt in einer absoluten Höhe zwischen 910 und 1040 mNN. Die höchsten Erhebungen liegen im Nordosten der Serra, der Osten generell etwas höher als der Westen und erstreckt sich als schwache Aufwölbung wie die gesamte Serra de Caldas in Richtung NNW-SSE. Die

Flanken des Plateaus sind sehr steil und durch die Entwässerungsrinnen zerfurcht. Die gesamte Fläche der Serra de Caldas ist ein Naturschutzgebiet und kann nur mit Genehmigung betreten werden.

Caldas Novas Stadtgebiet liegt auf einer durchschnittlichen Höhe von 685 Metern. Es ist morphologisch durch die am Rand der Serra entspringenden Flussläufe geprägt, deren Täler sich in etwa nordwestlicher Richtung durch die Stadt ziehen. Die umliegende Landschaft ist hügelig mit schwach ausgeprägter Morphologie.

#### 2.2 Klima

Das Klima Zentralbrasiliens ist im Gegensatz zum tropischen Amazonasgebiet und den südlichen feuchtkalten Regionen semihumid (Abb. 5a), der Zeitraum, in denen der Niederschlag die maximale Verdunstung übersteigt, liegt damit zwischen 6 bis 9 Monaten. Auf Grund seiner Lage nördlich des südlichen Wendekreises zählt es zu den Tropen, den brasilianischen zentralen Tropen (Maio, 1990) (Abb. 5b). Der



Abbildung 5: Klimatologische Zonierung Brasiliens: (a) Klimazonen (b) Temperaturzonen (verändert nach (Maio, 1990))

Jahresgang des Klimas unterteilt sich in eine Trockenperiode und eine Regenzeit. Die Trockenzeit liegt im Winter der Südhalbkugel zwischen Mai und September, die Regenzeit von Oktober bis März (Abb. 6). Langjährige Klimamesswerte stehen für den Ort Caldas Novas nicht zur Verfügung, daher findet die Betrachtung der überregionalen Klimabedingungen anhand der 60 Jahre langen Klimaaufzeichnung der Ortschaft Goiânia statt, die etwa 200 km nordnordwestlich von Caldas Novas liegt.

Die Niederschläge können im Monatsmittel bei bis zu 300 mm liegen, einzelne Regenereignisse können über 100 mm innerhalb von 24 Stunden betragen (INMET, 2014). Der meiste Regen fällt im Dezember und im Januar, in den angrenzenden Monaten sinkt er kontinuierlich auf die Trockenzeitsniederschläge unter 10 mm. Die Tagesmittel der Lufttemperaturen variieren über das Jahr um etwa 5 °C, in der Trockenzeit zwischen Mai und Oktober liegen die tiefsten Temperaturen mit unter 19 °C, im den feuchten Sommermonaten steigt die Temperatur auf etwa 24 °C. Der Jahresgang der Temperatur ist zur Niederschlagshöhe gegenläufig (Abb. 6). Durchschnittliche Maximal- und Minimalwerte liegen bei 31 °C bzw. 10 °C (INMET, 2014). Die Regen- und Trockenzeit spiegelt sich auch im Verlauf der relativen Luftfeuchte wieder (Abb. 6). In der Regenzeit des Sommers steigt sie auf um die 80 % und sinkt bis zum August auf 50 % ab. Die relative Luftfeuchte steht an der Station Goiânia in Zusammenhang mit der gemessenen Verdunstung, die einen gegenläufigen Jahresgang zeigt. Im kalten, trockenen Winter ist sie mit bis zu 200 mm hoch, im warmen feuchten Winter sinkt sie dagegen auf unter 100 mm ab. Auffallend ist



Abbildung 6: Langjähriges regionales Klima (Station Goiânia). Perioden 1931-1960 und 1961-1990. Daten aus INMET (2014).

der Unterschied zwischen der ersten Messperiode von 1931-1960 und der zweiten von 1961-1990, die auch an anderen zentralbrasilianischen Standorten tendenziell beobachten werden konnte (Brasília, Campo Grande, Belo Horizonte). Die gemessenen mittleren Lufttemperaturen der zweiten Messperiode liegen durchschnittlich fast 1,5 °C über denen der ersten Periode. Zugleich ist es zwischen 1961 und 1990 trockener, die relative Luftfeuchtigkeit liegt im langjährigen Mittel etwa 3 % tiefer. Insbesondere in den Herbstmonaten ist der Unterschied sichtbar (Abb. 6). Der Zusammenhang der relativen Luftfeuchte mit der Verdunstung bewirkt einen Anstieg dieser insbesondere in den Herbstmonaten. Der Niederschlag erhöht sich mit etwa 10 mm in der zweite Periode leicht. Die Tendenz anhand der monatlichen Mittelwerte deutet

auf ein zunehmend trockeneres Klima hin. Das zeigt sich auch in der hydrologischen Bilanz der Station Goiânia (Abb. 7). In den Sommermonaten von November bis März gibt es einen Wasserüberschuss, der Vorfluter als auch Grundwasser speist. Der normierte Bodenwassergehalt liegt bei maximal 100 mm Wassersäule. In den Wintermonaten ab Mai beginnt die Zehrung des Wassers durch die höheren Verdunstungswerte und den fehlenden Niederschlag. Der Wassergehalt der Böden sinkt bis zum August/September auf um die 10 mm. Der folgende Austausch bezeichnet ein Auffüllen des Wasservorrates im Oktober/November bei Wiedereinsetzen des Niederschlages und Abnahme der Verdunstungsleistung. Im Vergleich zwischen



Abbildung 7: Langjährige regionale Wasserbilanz der Station Goiânia und Jahresgang des normierten Bodenwasserhaushaltes in den Perioden 1931-1960 und 1961-1990. Daten aus INMET (2014).

dem Zeitraum 1931-1960 und 1961-1990 zeigt sich, dass im zweiten Abschnitt die Niederschläge im Januar höher sind als in der ersten Periode. Jedoch nimmt deren Intensität in den Folgemonaten stärker ab und durch die höhere Verdunstung fällt der Zehrungsprozess im Winter stärker aus, so dass der Boden in jüngerer Zeit weniger Wasser führt und tendenziell das Klima trockener wird. Der Unterschied im Bodenwasserhaushalt über das Jahr gemittelt beläuft sich auf etwa 1,2 mm Abnahme (1,2 %) in der Periode 1961-1990.

#### 2.3 Vegetation

Brasiliens Pflanzenwelt gliedert sich in den Tropischen Regenwald im Amazonasgebiet um den Äquator herum, die Cerrado oder Wüsten- und Steppengebiete Zentralbrasiliens sowie den Atlantischen Regenwald an der Ostküste im Bereich zwischen den Städten Salvador da Bahia und Rio de Janiero. Zwischen diesen Vegetationsgürteln liegen Mischformen vor (Abb. 8). Die dominante Vegetationsform der Region Caldas

bildet der Cerrado, eine in Südamerika weit verbreitete Savannenform. Er nimmt 20 bis 25 % der Fläche Brasiliens ein. Weite Teile Zentralbrasiliens in den Bundesstaaten, Goiás, West-Bahia, Minas Gerais und Mato Grosso sind mit ihm bedeckt (Emmerich, 1988). Neben dem Cerrado wird das Gebiet intensiv landwirtschaftlich genutzt. Abgesehen von der betriebenen Rinderzucht wird Mais, Maniok, Zuckerrohr, Zitrusfrüchte und Gemüse angebaut. Mit etwa 45 % ist knapp die Hälfte des Gebietes um Caldas Novas Nutzland (Albuquerque, 1998), ohne den Naturpark Serra de Caldas, der sich über die gesamte Hochebene erstreckt, noch weit mehr.



Abbildung 8: Die Vegetationszonen Brasiliens (vereinfacht und verändert nach Maio (1990))

Die formale Gliederung des Cerrado erfolgt an der Wuchshöhe der Pflanzen (Goodland & Ferri, 1979) (Abb. 9). Grundsätzlich ist der Cerradobewuchs durch



Abbildung 9: Vegetationstypisierung des Cerrado nach Wuchshöhe (Furley, 1999)

knochigen Baumbewuchs mit dicker Rinde charakterisiert. Die Pflanzen haben oft Stacheln und zähe Blätter. Die zur Trockenzeit trockenen Böden und Pflanzenteile werden häufig von Bränden heimgesucht, große Sträucher und Bäume überleben diese jedoch in der Regel (Emmerich, 1988). Die höchste Wuchsform des Cerrado ist die Cerradão oder das Savannen-Waldland. Sie kommt an den steilen Hängen der Serra de Caldas vor (vgl. Kap. 2.1) und besteht aus dichten Baumbewuchs, der über 10 Meter hoch werden kann. Der Cerrado besteht aus kleineren Bäumen und Sträuchern, die bis 8 Meter hoch werden können. Diese kommen ebenfalls entlang der Flanken der Serra de Caldas als auch in den flachen Tälern auf der Serra de Caldas Hochfläche vor. Der restliche Teil der Hochfläche und damit fast ihre Gesamtheit wird vom Campo Cerrado bedeckt, um die 5 Meter hohe Bäume und dichte Sträucher. Unterhalb der Hochebene wechselt sich der Campo Cerrado häufig mit den Grasflächen (Campo Limpo) bzw. Landwirtschaftsflächen ab, die mit zunehmender Entfernung zur Serra de Caldas flächenmäßig immer dominanter werden. Die Ausprägung des Cerrado ist auch von der Morphologie und dem Flurabstand



Abbildung 10: Gliederung der Vegetation des Cerrado nach Morphologie, Flurabstand des Grundwassers sowie Bodenbeschaffenheit nach Furley (1996)

des Grundwassers abhängig (Furley, 1996) (Abb. 10). Die Hochebene der Serra de Caldas ist ein grundwasserferner Standort und daher für den höheren Wuchs präferiert, auch auf Grund der morphologischen Hochlage. Die Graslandschaften unterhalb der Serra hingegen auf dem seichten Hügelland um Caldas Novas liegen näher am Grundwasser. In den ausgeprägten Tälern an Flussläufen sowie an den Quellen in und um Caldas Novas wachsen zudem Galerie-Wälder an den an das Grundwasser angebundenen Standorten.

#### 2.4 Hydrologie

Die zwei großen Entwässerungssysteme der Region Caldas Novas sind der Rio Corumbá im Osten der Serra de Caldas sowie der Rio Pricanjuba im Westen der Serra (Abb. 11). Beide Flüsse fließen in nordsüdlicher Erstreckung in Richtung Norden. Der Rio Corumbá wurde im Jahr 1996 etwa 30 km südlich von Caldas Novas



Abbildung 11: Das Entwässerungssystem der Region Caldas Novas nach Teixeira und Da Silva (2005)

gestaut und erzeugt den nordsüdlich erstreckten Stausee Corumbá, der eine Fläche von 65 km<sup>2</sup> bedeckt (Gutiérrez, 2003). Die Erhebung der Serra de Caldas bewirkt als Hochlage eine von ihr ausgehendes radialsymmetrisches Entwässerungssystem (Abb. 4). Die Hauptentwässerungsrichtung findet nach Westen und Osten statt. Nach Süden bildet der Rio Bagre die Vorflut, im Norden fließt das Wasser nach Westen ab. Die Bäche entspringen meist an den Flanken der Serra de Caldas aus zumeist kleinen temporär schüttenden Quellen. Ausnahme bildet die Rio Quente Quelle, die mit etwa 1,3 m<sup>3</sup>/s sehr viel Wasser über das gesamte Jahr liefert. Auch hat sie eine

höhere Temperatur, was zu einer touristischen Nutzung des thermalen Wassers führt. Die übrigen Quellen entlang der Serra haben keine erhöhte Wassertemperatur.

Die Thermalquellen im Stadtgebiet von Caldas Novas versiegten nach dem zunehmenden Bau von Brunnen, ihre Lage war östlich des großen Einkaufzentrums Tropical am Fluss Corrégo Caldas. Östlich von Caldas Novas entspringen weitere thermale Quellen, die sogenannten Eierkocher an der Lagoa Pirapitinga (De Saint-Hilaire & Oriente, 1982). Die Temperaturen dieses Quellwassers liegen bei nahezu 60°C und sind damit die wärmsten Quellen der Region, im Vergleich zu den Quellen des Rio Quentes haben sie jedoch nur einen Bruchteil der Wassermenge der Quellschüttung. Die Bäche und Flüsse, die durch Caldas Novas fließen, werden stellenweise mit Abwässern verunreinigt, was geruchlich als auch teilweise chemisch in den Brunnen bemerkbar ist.

#### 2.5 Boden

Die Böden bilden sich aus den verwitterten Gesteinen der Region, aus Schiefern, Quarziten etc. (vgl. Kap. 2.6.2). Die Böden auf der Serra de Caldas sind nicht umgelagerte Verwitterungsprodukte der Paranoá Formation (R2, R3), die Böden des hügeligen Umlandes werden durch umgearbeitete und größtenteils umgelagerte



Abbildung 12: Verteilung der Bodenarten in der Region Caldas Novas nach Costa (2008)

Böden aus der Araxá-Gruppe gebildet (Costa, 2008) (RAA1 bis RAA3). Die mit 46 % am häufigsten vorkommenden Böden sind Lateritböden, hauptsächlich bilden sie die Deckschichten der Serra de Caldas (Cadamuro et al., 2000) (R3). Die Mächtigkeit dieser Böden liegt bei durchschnittlich 15 bis 20 Metern und sie bestehen aus siliziklastischem Material mit einer Korngröße im Sandbereich von durchschnittlich 71 %. Nebenher kommen Fragmente aus Quarzit vor, die Matrix besteht aus Ton, untergeordnet Silt in roter bis rotgelber Färbung (Costa, 2008). Die Randbereiche

der Serra haben einen höheren Tongehalt und ihre Bedeckung reicht nur bis 2 Meter Mächtigkeit (R2).

In den Flussniederungen im Bereich von Quellen in und um Caldas Novas finden sich 2 bis 5 Meter mächtige hydromorphe Böden (H), die maßgeblich durch ihren Kontakt zum Fluss- bzw. Grundwasser geformt wurden. Ihre Textur ist feinkörnig mit einem hohen Tonanteil und Einschaltungen von organischem Material.

Das übrige Gebiet auf den Araxá-Schiefern wird durch siliziklastische Böden mit hohem Tonanteil und eingeschalteten Schieferbruchstücken gebildet, die sich hauptsächlich in ihrer Mächtigkeit unterscheiden (RAA1 bis RAA3). Entlang der Flüsse und Bäche haben die Böden bis 2 Meter Mächtigkeit (RAA1), die nächste Stufe (RAA2) hat zwischen 2 und 5 Meter Mächtigkeit, bis sie auf 5 bis 10 Meter (RAA3) ansteigt (Costa, 2008).

#### 2.6 Geologie

#### 2.6.1 Geologische Entwicklung

Brasilien ist Teil der südamerikanischen Plattform, deren jüngste Entwicklungsphasen der Faltung und Konsolidierung am Anfang des Phanerozoikums stattfanden (Almeida et al., 1981). Sie wird im Osten durch den Anden-Gebirgszug und im Süden durch die Patagonische Plattform begrenzt (Abb. 13).

Die Subduktion der südamerikanischen Plattform unter die Nazka Platte und die dadurch resultierende Entstehung des Anden-Gebirgszuges findet seit dem Jura statt (Subduktionsgeschwindigkeit ist 8,7 cm/a) und ist das jüngste tektonische Ereignis Südamerikas (DeMets et al., 1990). Die südamerikanische Plattform selbst gliedert sich oberflächennah in den Bereich des anstehenden Grundgebirges und in Beckenbereiche mit phanerozoischer Sedimentüberdeckung. Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Bereich des exponierten Grundgebirges. Den stabilen Kern des südamerikanischen Kontinents bildet die südamerikanische Platte, die im Mesozoikum und Känozoikum kaum beeinflusst wurde, nur untergeordnet durch die Gebirgsbildung der Anden (De Almeida et al., 2000). Erste Bildungen von Nuklei fand im Archaikum vor 3,5 Milliarden Jahren



Abbildung 13: Tektonische Einheiten Südamerikas (verändert nach Almeida et al. (1981))

statt (Tab. 1). Diese waren von moderater Ausdehnung und bestanden aus Graniten bzw. Grünsteingürteln (Cordani & Neves, 1982). Bis in das frühe Paläoproterozoikum wurden die frühen Terrane und ihre vulkano-sedimentären Beckenablagerungen metamorph überprägt und treten vorzugsweise als Gneise auf (De Almeida et al., 2000). Die archaischen und frühproterozoischen Krustenbildungen werden durch die Trans-Amazonas und die darauffolgende Juruena Orogenese im Paläoproterozoikum (Tab. 1) verschmolzen und die Terrane zu einem vom heutigen Amazonas bis nach Argentinien reichenden Komplex vereint (Cordani et al., 1988). Die entstandene große Landmasse, der Urkontinent Atlantika, bildet heutzutage weite Teile vom östlichen Südamerika und Westafrika (Rogers, 1996). Die folgende Entwick-

Ära	Zeit (Ga.)	Ereignis
Cambrium	0,54 - 0,50	
	0,58 - 0,54	-
Naarrotorozoilum	0,65 - 0,60	Brasilianischer Zyklus
Neoproterozoikum	0,80 - 0,75	
	0,85 - 0,9	
	0,97	Sunsas–Aguapeí Gürtel und
Magonrotorozoilzum	1,16	Cariris Velhos Orogen
Wiesoproterozoikum	1,30	Uruaçuano Gürtel und
	1,40	San Ignacio Orogen
	1,80 - 1,60	Rio Negro und
	1,80 - 1,55	Juruena Orogen
Paläoproterozoikum	2,00 - 1,90	Trans-Amazon
	2,15	Orogen
	2,35	Metamorphose
	2,50	Plutonismus und Metamorphose
	2,80 - 2,70	Jequié Zyklus
Archaikum	3,1	umfangreiche
	3,2	Terranbildung
	3,5/3,4	Terranbildung

Tabelle 1: Abfolge der tektonischen Ereignisse des Grundgebirges der südamerikanischen Plattform, Daten aus De Almeida et al. (2000)

lung im Mesoproterozoikum ist durch sich abwechselnde tektonische Ereignisse geprägt. Eine Plattendrift und Drift über die Öffnung von Ozeanbecken bis hin zu spätmesoproterozoischen Gebirgsbildungsprozessen, die auf Grund einer spärlichen Datenlage schwer zu definieren ist (De Almeida et al., 2000). Die beiden letzten orogenen Phasen, die Uruaçuano und die Sunsas–Aguapeí Phase, formten den Superkontinent Rodinia (Hoffman, 1991). Die neoproterozoische Entstehung des Brasília Faltengürtels ist für die lithologische Ausprägung und die tektonischen Strukturen im Untersuchungsgebiet das maßgebliche Ereignis. Dieser sogenannte Brasiliano Zyklus ist das letzte tektonische Großereignis, das die südamerikanische Platte erfuhr und endet im unteren Cambrium (Tab. 1). Die neoproterozoischen Blöcke, die aus Segmenten der Atlantik-Orogenese und der späteren Bildung des Superkontinets Rodinia hervorgingen, erzeugten durch ihre Kollision ausgeprägte Faltengürtel (De Almeida et al., 2000). Im zentralen Bereich der südamerikanischen Platte sind die größeren Brasiliano-Kratone der Amazonas-Kraton, der São Luís–West Afrika-Kraton, der São Francisco–Kongo-Kraton sowie der Rio de la Plata-Kraton (Abb. 14a). Der brasilianische Faltengürtel liegt zwischen dem Ama-



(a) Lage der neoproteozoischen Blöcke und Faltengürtel der südamerikanischen Plattform, verändert nach De Almeida et al. (2000)

(b) Plattenkollision und Entstehung des brasilianischen Faltengürtel (verändert nach Dardenne (2000))

Abbildung 14: Lage der neoproterozischen Blöcke und Bildung des brasilianischen Faltengürtels

zonas Kraton im Nordosten und dem São Francisco–Kongo Kraton im Südwesten. Südwestlich schließt der Rio de la Plata-Kraton an. Das Alter der beiden erstgenannten Platten lässt sich im Fall des Amazonas-Kraton auf das Mesoproterozoikums bis Anfang des Neoproterozoikums datieren, der São Francisco-Kraton ist Älter und wurde am Ende des Archaikums gebildet (Schobbenhaus & Campos, 1984). Die Kollision der beiden Platten und die damit verbundene Entstehung der heutigen kontinentalen Landmasse Zentralbrasiliens fand vor 450-700 Millionen Jahren statt. Durch die bis heute anhaltende tektonische Ruhephase sind die synklinalen Beckenstrukturen Brasiliens mit mächtigen kontinentalen und teilweise marinen Sedimenten des Phanerozoikums gefüllt. Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Tocantins-Provinz. Der brasilianische Faltengürtel unterteilt sich in mehrere Regionen, die sich auf Grund ihrer Entstehung und daraus folgenden lithologischen Komposition unterscheiden. Er streicht in seinem nördlichen Teil in Richtung Nordost, im Süden Südost. Der Magmatische Bogen (Pimentel & Fuck, 1992) liegt im Norden des Faltengürtels und besteht aus tonalitischen Orthogneisen, Graniten und vulkanisch-sedimentären Abfolgen (Filho et al., 1999). Richtung Westen schließt sich die Zentrale Zone an, in deren Norden sich das Goiás Massiv befindet (Abb. 14, welches durch Granite und Gneise geprägt ist. Weiter im Süden der Internen Zone befinden sich die Metasedimente der Araxá, Paranoá und Canastra Gruppe, metasiliziklastische and metakarbonatische Sedimente, calcitische Schiefer, Metapelite sowie Quartzite. Die ersteren beiden Gruppen werden auf Grund ihres flächenhaften Vorkommens im Untersuchungsgebiet in Kapitel 2.6.2 im Detail besprochen. Die Externe Zone besteht aus Metasedimenten der Paranoá Gruppe und steht im Kontakt mit dem São Francisco-Kraton (Silva et al., 2004). In der Umgebung der Serra de



Abbildung 15: Geologische Karten der Region Caldas Novas nach E. C. Campos et al. (1980)

Caldas, die in der Internen Zone liegt, stehen die neoproterozoischen Gesteine der Araxá-Gruppe an (Abb. 15). Die Erhebung der Serra de Caldas selbst besteht aus Folgen der älteren meso-proterozoischen Paranoá-Gruppe (Paranoá 1 und Paranoá 2). Jüngere Gesteine wurden nahezu restlos erodiert (Tröger, 2007). Die Entstehung des Serra de Caldas Domes beruht auf die Einengung der Region während der Brasiliano-Zyklen. Die klastischen und teilweise karbonatischen Sedimente der Beckenfüllung wurden in ostwestliche Richtung im Zuge einer Verkürzung schwach gefaltet, zwischen der Araxá- und Paranoa-Gruppe kam es zu erheblichen mehrstufigen Überschiebungen (Silva et al., 2004). Im Gegensatz zu der teilweise noch immer vertretenen Ansicht, der Dom entstand durch Vulkanismus und das thermale Wasser der Quellen resultiert aus der Nähe zu magmatischen Körpern, handelt es sich um ein tektonisches Fenster, die Paranoá-Gesteine wurden aufgeschoben und die darüber liegenden Araxá-Schiefer (Araxá 1-3) im Laufe der Zeit auf der morphologischen Höhe komplett erodiert (J. E. G. Campos et al., 2005). Der Vorgang der mehrphasigen Überschiebung wird in Kapitel 2.6.3 behandelt. Das so entstandene Plateau wird infolgedessen durch eine Verwerfung an dessen Rändern begrenzt. Die Aufwölbung hat auch Einfluss auf die Verbreitung der Gesteine der Araxá-Gruppe, deren jüngere Einheiten (Araxá 2 und Araxá 3) im Umfeld des Domes ebenfalls erodierten, so dass es zu einer Verjüngung der anstehenden Einheiten mit zunehmendem Abstand zu der Serra de Caldas kam. Das Streichen dieser Aufwölbung ist NNW-SSE und ist im Norden flacher als an der östlichen und westlichen Flanke. Die Domstruktur zeichnet sich auch in der großräumigen gravimetrischen Vermessung der Region wieder, wo sie in großen Tiefen als Depression verzeichnet werden konnte, die in 20 km Tiefe etwa 1,3 km beträgt (Haralyi, 1978). Direkt unterhalb der Stadt Caldas Novas befindet sich eine kleinräumige Aufwölbung der Paranoá-Schichten, in Struktur und Streichen ähnlich der großen Serra de Caldas-Struktur (Silva et al., 2004). Diese ist an der Oberfläche lithologisch nicht erkennbar, lässt sich allerdings anhand von tektonischen Messungen und Bohrungen nachweisen (vgl. Kap. 2.6.3). Die Mächtigkeit der Paranoá-Gruppe ist ungewiss, es fehlt an Bohrungen oder geophysikalischen Untersuchungen, die die Basis erreichen. Auf der Serra de Caldas stehen Lockergesteine aus Tertiär und Quartär an (Abb. 15).

#### 2.6.2 Lithologie

Die Gruppen Paranoá und Araxá, die nahezu die gesamten erfassten Gesteinsformationen ausmachen, variieren in ihrer lithologische Ausbildung innerhalb der Einheiten. Grundsätzlich bestehen beide Formationen größtenteils aus siliziklastischen, metamorph überprägten Sand- und Tonsteinen. Lokal treten karbonatische Zwischenschaltungen auf. Der Metamorphosegrad der Einheiten reicht bis zu Grünschiefer und Amphibolitfazies.

Die Paranoá-Gruppe bildet die älteste Einheit der Deckschichten im Untersuchungsgebiet. Sie kommt bis in den Norden von Goiás vor (Dardenne, 1978). Die Gruppe besteht aus schwach metamorphen Psammiten und Peliten, die sich auf Grund unterschiedlicher lithologischer Variationen in vier stratigraphische Untergruppen unterteilen lässt (Abb. 16)(Faria, 1995). Der schwache Metamorphosegrad lässt die Einheiten der Externen Zone zuordnen (vgl. Kap. 2.6.1). Die basalen Einhei-



Abbildung 16: Stratigraphisches Normalprofil der Deckschichten der Region Caldas Novas nach Cadamuro et al. (2000)

ten bilden die Orthoquarzite der Untergruppe Poq, deren gerundete Kornform und gute Sortierung auf eine erhöhte Transportenergie hinweist, die über die gesamte
Paranoá-Formationen zum Hangenden abnimmt. Die oberste Folge besteht aus Peliten und eingeschalteten karbonatischen Schichten, die auf geringe Transportenergie in marinen Verhältnissen hindeutet. Die Korngröße der untersten Schichten liegt bei 0,2 mm bis 1,3 mm, die Matrix bildet amorpher Quarz mit geringer Porosität. Vereinzelt kommen verwitterte Feldspatminerale vor. Die Sedimentation fand in einem hochenergetischen Flachwassermilieu statt. Die folgende Untergruppe (Pqa) bildet ein roter, feinkörniger Quarzit mit Tonbeimengungen, gefolgt von mittel- bis feinkörnigem Quarzit mit Feldspatkomponenten. Die Korngröße ist unsortiert und das Gestein mineralogisch unreif. Zwischenlagen von Metapeliten deuten auf den Sedimentationsraum einer offenen Plattform hin. Er ist an den Quellen des Rio Quente großflächig aufgeschlossen. Die oberste Paranoá-Sequenz bilden Metapelite mit Korngrößen im Siltbereich. Verwitterte Tonminerale erzeugen eine rote Färbung. Sedimentstrukturen treten in Form von Parallelschichtung auf. Die Sequenz wird von karbonatischen Gesteinspaketen (Marmore und Dolomite) durchbrochen, die im Stadtgebiet von Caldas Novas mit Mächtigkeiten von über 100 Meter nachgewiesen wurden. Zu den liegenden Sequenzen besteht ein tektonischer Kontakt, in dessen Umgebung sekundär gebildeter Biotit auftritt, ein Zeichen für hohe P-T-Bedingungen. Die diskordant auflagernden Araxá-Formationen bestehen im Wesentlichen aus pelitischen Plattform- und Flyschsedimenten. Die grünschieferfazielle Metamorphose bewirkte eine Mobilisation von Kieselsäure und deren nachträgliche konzentrierte Ausfällung, die in Lagen und Knollen auftritt. Die gesamte Araxá-Gruppe ist geschiefert und tritt an Aufschlüssen plattig zu Tage.

Wenn sie auch nur sehr lokal an der Westflanke der Serra de Caldas auftritt, sei der Vollständigkeit halber die Neo-Kretazische Areado-Gruppe erwähnt, deren Konglomerate Relikte einer späteren Sedimentation und nachträglicher Erosion darstellen. Sie gehören zu der Abaète-Formation (J. E. G. Campos & Dardenne, 1997).

#### 2.6.3 Tektonik

Mit der Domstruktur der Serra de Caldas, der diskordanten Auflage der Araxá-Schiefer auf den Paranoá-Quarziten sowie dem charakteristischen, die aktuelle Morphologie vorzeichnenden Störungsmuster, liegt im Arbeitsgebiet das Ergebnis einer gestaffelten tektonischen Entwicklung mit kompressiver Tektonik vor, die vom Neoproterozoikum bis zur Kreide andauerte. Die unterschiedlichen Phasen der Deformation unterscheiden sich in ihrer Richtung als auch in der ihrer Ausbildung. Die Gebirgsbildung des brasilianischen Zyklus formte duktil-ruptile Strukturen,



spätere tektonische Kräfte insbesondere während der Hebungsphase hinterließen spröde Strukturen (Silva et al., 2004). Bei der Serra de Caldas handelt es sich nach

Abbildung 17: Tektonische Karte der Region Caldas Novas, verändert nach Silva et al. (2007)

Brinkmann (1972) bei Strukturen wie der der Serra de Caldas um Brachyantiklinen, Einengungsstrukturen mit fehlenden Mulden, Sätteln und abgescherten Faltenschenkeln. Die Brachyantikline der Serra de Caldas ist älter als das umliegende Gestein, ihre Quarzit-Bänke stammen aus der Neoproterozoischen Paranoá-Gruppe (vgl. Kap. 2.6.2). Der diskordante Kontakt zwischen Paranoá- und Araxá-Gruppe wird durch eine umlaufende Überschiebung entlang der Steilkante der Serra de Caldas beschrieben. Sie verläuft oval mit einer Ausdehnung in NNW-SSE Richtung (Abb. 17). Einhergehend mit dieser Überschiebung treten entlang des Kontakts der Gruppen tektonische Brekzien auf, die in Brunnenbohrungen nachgewiesen wurden (Cadamuro et al., 2000). Die Schichtung der Serra de Caldas und der umgebenden Region hat ein schwaches Einfallen um die 20°. Lokal treten deutlich größere Einfallswinkel auf. An den Flanken der Serra de Caldas verläuft die Schichtung mit einem umlaufenden Streichen parallel der Überschiebungsstörung und bildet so ein ebenso ovales Erscheinungsbild. Strukturell zieht sich die NNW-SSE Richtung der Serra in ihr Umland fort und führt zu Hebungen und nachträglicher Erosion, wodurch in dieser Richtung mit Abstand zur Serra de Caldas die anstehenden Gesteine jünger werden. Im Raum von Caldas Novas konnten strukturgeologische Messungen eine schwache kleinräumige Faltung und Ausbildungung von Brackyantiklinen nachgewiesen werden (Silva et al., 2004). Diese verlaufen parallel der Elongation der Serra de Caldas (Abb. 17). Jeweils zwei Antiklinen erscheinen in der zentralen Ortschaft von Caldas Novas und entlang des Flusses Pirapitinga. An den Flanken dieser Strukturen ändert sich das umläufige Streichen entlang der Domstruktur zu einfallenden Schichten parallel der Faltenachsen.

Sowohl die Faltenbildung als auch die Entstehung der Brachyantiklinen und der Lineamente in der Region Caldas Novas können mehreren tektonischen Ereignissen zugeordnet werden (Cadamuro et al., 2000) (Tab. 2). Zu Beginn der Gebirgsbildung

Phase	Ereignisse	Richtungen						
Brasilianischer Zyklus								
P1	Deckenüberschiebung Araxá über Paranoa, Foliationen $S_{n}$ und $S_{1}$	Sn: N80W/32SW						
P2	Achsenebenenfoliation S <sub>2</sub> , Knick(Chevron-)-Falten D2	10/350 und 15/165						
Р3	Textur (lineare Ausrichtung von Mineralen) & (Anwachs- richtung nach Drucklösung), LxLineare Elemente (Schlep- pungsspuren, Harnische, Striemungen, "slickensides") Le	E3 EW						
P4	Brüche, Klüfte und Störungen/Verwerfungen	N60W, N20E, N60E						
Reaktivierung des Südatlantik								

Tabell	e 2: Phasen	der tektonischen	Ereignisse bei	der Bildung de	er Serra de	Caldas,
nach V	Vilela et al. (	(2000)				

P5 Reaktivierung der Störungen/Verwerfungen, Aufschiebun- N60W gen

(Phase P1) des brasilianischen Zyklus wurden die Sedimentgesteine der Araxá-Serie durch Einengungsbewegungen über die Paranoá-Serie geschoben (Cadamuro et al., 2000). Bei den dadurch entstandenen Strukturelementen handelt es sich um zwei Gruppen von Foliationen, die Foliation  $S_n$  in flacher Lagerung und die subparallele  $S_1$ -Schieferung. Diese Strukturen sind in den Araxá-Schiefern stärker ausgeprägt als in den Paranoá-Quarziten, wo sie auch weitständiger angelegt sind. Die  $S_1$  Schieferung lässt sich nur in sehr feinkörnigen Bereichen der Araxá Schiefer finden. Durch Überlagerung jüngerer Sedimente wurde in dieser Phase die Schiefer des weiteren kompaktiert. Die dominante Einfallsrichtung der Strukturen ist WNW und WSW. Die zweiten Phase P2 ist durch Faltenbildung gekennzeichnet, deren Falten NNW/SSE orientiert sind. Die hier vorherrschenden tektonischen Kräfte verursachten auch die bis heute dominierende Domstruktur der Serra de Caldas in ihrer NNW/SSE gerichteten Ausdehnung. Sie entstand durch Deckenüberschiebung. Es wird davon ausgegangen (Silva et al., 2007), dass drei Schieftpakete der Paranoá-Gruppe übereinander geschoben wurden (Abb. 18). In der Paranoá-Gruppe wurden Chevron-Falten





angelegt, mit nach Osten verstärkt einfallenden Schenkeln und N-S verlaufenden Faltenachsen, womit eine Einengungsrichtung in Richtung E-W impliziert ist. Das Resultat der tektonischen Phase P3 sind Faltenstrukturen orthogonal zur Orientierung der Phase 2, die sich mit den Strukturen überlagern und so Mulden und Sättel bildeten. Zudem wurden nach Westen einfallende Kleinfalten angelegt. Nach Cadamuro et al. (2000) kam es gegen Ende von Phase 2 oder in der initialen Phase 3 zur Abschwächung der bisherigen maximalen Hauptnormalspannung  $\sigma_1$ , so dass sich nun die vorige  $\sigma_3$  als dominierende Spannung in Deformationen zeigte. Die schwach ausgebildete Doppel-Brachyantikline der Serra de Caldas wird mit dieser zusätzlichen Einengung begründet. Nach Cadamuro et al. (2000) wurde die Domstruktur der Serra de Caldas während Phase 2 und Phase 3, aber vor allem erst im Verlauf der Deckenüberschiebung von Araxá auf Paranoá hervorgerufen.

Während der Phase 4 wurden schon vorhandene Strukturen überprägt. Die Hauptspannungsrichtung  $\sigma_1$  erzeugte meist vertikale Brüche, Störungen und Klüfte. Auch großmaßstäbliche Verwerfungen entstanden innerhalb der vierten Phase. Messungen der Kluftrichtungen von E. C. Campos et al. (1980) liegen vorwiegend N/S. In Phase 5 werden bis dahin angelegte Trennflächen reaktiviert bzw. die bestehenden Strukturen modifiziert. Ergebnis einer dieser Extensionstektonik war die Durchsetzung eines Lineaments, in dessen Einflussbereich auch in Caldas Novas liegt. Entlang dieses Lineaments treten mehrere Intrusivkörper von alkalisch-karbonatischen Magmen auf Cadamuro et al. (2000). Die resultierenden Strukturen sind das umlaufende Einfallen der schichtparallelen Foliation (Abb. 19). Die Strukturen fallen sehr flach ein, im Fall der Ortschaft Rio Quente in Richtung Westen. Steilstehende Klüfte



Abbildung 19: Poldarstellung und Streichen der Foliationen und Klüfte im Bereich Caldas Novas, Werte stammen aus Rio Quente, nach Silva et al. (2007)

mit oberflächennahen sichtbaren Öffnungsweiten konnten in drei Hauptrichtungen gemessen werden. Sie erstrecken sich in ihrem Streichen in etwa N-S, E-W und NE-SW (Abb. 19).

## 2.6.4 Hydrogeologie

Das Grundwasserleitersystem der Region Caldas Novas gliedert sich in Poren- und zwei lokal verbundene Kluftgrundwasserleiter. Die Lockergesteinsgrundwasserleiter bilden die Verwitterungshorizonte der Schiefer und Quarzite der Araxá- und Paranoá-Gruppe und fluviatile Ablagerungen über den Araxá-Schiefern. Die Kluftgrundwas-



serleiter bestehen aus den Quarziten der Paranoá-Gruppe sowie den Schiefern der Araxá-Gruppe (Abb. 20). Auf der Serra de Caldas liegen bis etwa 60 Meter mächtige

Lockergesteine aus Tertiär bis Quartär vor. Entlang der umrandenden Steilkante der Serra de Caldas werden sie von den anstehenden Quarziten der Paranoá-Gruppe begrenzt. Eine Siebanalyse des Materials in 4,5 Meter Entnahmetiefe zeigt eine Zusammensetzung des Sediments von 71 % Sand, 22 % Schluff und 7 % Ton (Cadamuro et al., 2000). Magnetotellurische Messungen (Geodinâmika, 2007) auf der Serra de Caldas deuten auf Versätze an der Basis des Tertiärs hin, so dass die Mächtigkeiten lokal, insbesondere im Zentrum der Serra de Caldas, variieren können. Beobachtungen nach Niederschlagsereignissen schließen auf eine hohe Infiltrationsleistung des Lockergesteins. Temporär schüttende Quellen entlang der Steilkante der Serra de Caldas zeugen von einem teilweise direktem Entwässern des Porengrundwasserleiters in die Vorflut (vgl. Kap. 2.4).

Das Porengrundwasser im Umfeld der Serra de Caldas wird von den Verwitterungsprodukten der Araxá-Schiefer gebildet. Seine Mächtigkeit variiert stark, in der Nähe der Flussläufe mit wenigen Metern Mächtigkeit sehr dünnmächtig, in den Zwischenbereiche der Flüsse kann er über 10 Meter mächtig werden (vgl. Kap. 2.5).

Das Untersuchungsgebiet außerhalb der Serra de Caldas wird durch den Kluftgrundwasserleiter der Araxá-Schiefer gebildet. Seine Mächtigkeit nimmt wegen der diskordanten Auflage auf den Paranoá-Quarziten und der Erosion mit zunehmendem Abstand zur Serra de Caldas zu. Brunnenbohrungen in der Ortschaft Caldas Novas zeigen Mächtigkeiten von bis zu 700 Metern, durch sein Absinken in Richtung Osten sind hier größere Mächtigkeiten anzunehmen (vgl. Kap. 2.6.2). Die Wasserbewegung

Abbildung 20: Schematischer hydrogeologischer Schnitt des Grundwasserleitersystems von Caldas Novas, Vilela et al. (2000)



findet größtenteils über das Kluftsystem statt (Abb. 21). Der Kompetenzkontrast

Abbildung 21: Systematische Beschreibung der Fließbewegungen auf den Kluftflächen im Araxá-Grundwasserleiter Silva et al. (2007)

zwischen den weicheren Araxá-Schiefern und den kompetenten Araxá-Quarziten beeinflusst auch das Fließgeschehen. In den Schiefern sind nach Silva et al. (2007) zwei Trennflächensysteme für den Wassertransport verantwortlich, die vertikal liegenden konjugierten Klüfte der Einengungsrichtung. In den Quarziten sind zusätzlich auch flacher einfallenden Klüfte aktiv. In Bereichen, wo sich die Trennflächen schneiden, steigt die Transmissivität an und es kommt zu einem erhöhten Durchsatz von Wasser. Durch den vertikalen Verlauf der Trennflächen ist die erhöhte Durchlässigkeit vertikal gerichtet. In tektonisch beanspruchten Bereichen kann dadurch Wasser von der Basis aufsteigen (Tröger, 2007). Die Kluftrichtungen sind das Resultat der Überprägung der im Brasilianischen Zyklus angelegten Strukturen und deren spröde Verformung und Aufweitung (vgl. Kap. 2.6.3). Die Temperaturen des Grundwassers steigen mit der Tiefe, im Bereich der Ortschaft Caldas Novas, die als geothermische Anomalie in Erscheinung tritt, beträgt die Wassertemperatur in Araxá-Tiefenbrunnen bis zu 45°C (De Andrade & De Almeida, 2012). Im Bereich der Anomalie hebt sich der Paranoá Grundwasserleiter an und über die Störungen steigt tiefes hochtemperiertes Grundwasser in den Araxá-Grundwasserleiter auf und vermischt sich mit dem kälteren Wasser, welches über die Grundwasserneubildung in den Araxá-Grundwasserleiter tritt (Tröger, 2007).

Ähnlich wie im Araxá-Grundwasserleiter geschieht das Fließgeschehen im Paranoá-Grundwasserleiter über die Trennflächensysteme, die im Zuge des Brasilianischen Zyklus angelegt wurden. Die Klüfte in der Paranoá-Serie sind in Teilen weitständiger als in der Araxá-Serie (vgl. Kap. 2.6.3). Isotopenanalysen (Tröger, 2007) deuten darauf hin, dass das Neubildungsgebiet des Paranoá-Grundwasserleiters die Serra de Caldas ist. Die aufsteigende Komponente der Grundwasserbewegung im Zentrum von Caldas Novas legen das ebenfalls nahe, da die Serra de Caldas morphologisch höher liegt und ein Gradient zwischen ihr und der Ortschaft denkbar ist. Im Hangenden des Paranoá-Grundwasserleiters stehen in der Umgebung der Ortschaft Caldas Novas sehr schwach durchlässige Marmore an, die als Grundwasserhemmer fungieren und im Paranoá-Grundwasserleiter gespannte Verhältnisse erzeugen. Der Überdruck im unteren Grundwasser entlastet über die vertikalen Klüfte im Bereich von Caldas Novas in den Araxá-Grundwasserleiter. Die Wassertemperaturen liegen im oberen Bereich, der durch Brunnen bewirtschaftet wird, zwischen 55 und 60°C (De Andrade & De Almeida, 2012). Da es keinen Anhaltspunkt für einen erhöhten geothermischen Gradienten auf dem brasilianische Schild gibt, kann bei etwa 3°C pro 100 Meter eine Versenkungstiefe des Wassers von mindestens 1300 Metern angenommen werden. Anhand von Siliziumgehalten und Grundwasserproben wurden Reservoirtemperaturen von im Mittel 71,5°C errechnet, Maximalwerte liegen bei 77°C (Reinhold, 2005). Daraus ergeben sich Versenkungstiefen von im Mittel 2200 Metern, die Maximaltiefe beträgt 2350 Meter.

# **3** Grundlagen und Methodik

# 3.1 Berechnung der Grundwasserneubildung

# 3.1.1 Klimastationen

Die Region Caldas Novas verfügt mittlerweile wegen der Bedeutung der Niederschläge für das Thermalwasserreservoir über mehrere meteorologische Stationen, auf der Serra de Caldas sowie in der Ortschaft Caldas Novas und Pousada (Rio Quente) (Abb. 22). Sie haben unterschiedliche Betriebszeiten und unterschiedliche sensorische Ausstattung.

Klimatische Aufzeichnungen begannen im Zuge einer Vorstudie des brasilianischen Energieunternehmens Furnas zum Bau des Corumbá Stausees östlich von Caldas Novas (AHE Corumbá, 1999). Es wurden tägliche Niederschlagsmessungen auf der



Abbildung 22: Lage der Klima- und Abflussmesstationen in der Region Caldas Novas

Serra de Caldas (Messtation M4) über einen Zeitraum von 1994 bis 1998 registriert (Abb. 23). Ebenso findet seit 1993 eine manuelle monatliche Niederschlagsmessung im südlichen Teil von Caldas Novas statt (Station M1), Daten dieser Station liegen bis Mitte 2008 vor. Im Jahr 2008 wurden drei automatische Klimamessstationen

in Caldas Novas, auf der Serra de Caldas sowie im Quellbereich des Rio Quente aufgebaut, die mit unterschiedlichen Sensoren ausgestattet sind und mindestens täglich Klimadaten aufzeichnen (Tab. 3). Die Stationen Rio Quente (M5) und Caldas



Abbildung 23: Messzeiträume der einzelnen Klimastationen im Raum Caldas Novas

Novas (M2) messen stündlich, auf der Serra de Caldas (M3) werden täglich Daten gespeichert. Die Station M5 zeichnete in den ersten Monaten nach Baubeginn sogar alle 15 Minuten auf, wurde ab März 2009 auf stündliche Werte reduziert. Alle neuen

Tabelle 3: Messintervalle, Messzeit sowie Sensorik der Klimastationen im Raum Caldas Novas (P = Niederschlag, T = Temperatur, Hum = relative Luftfeuchte, Wspd = Windgeschwindigkeit, Dir = Windrichtung, S = Solarstrahlung)

Name	Beginn	Ende	Sensorik	Messintervall
M1	01.01.1993	01.05.2008	Р	monatlich
M2	02.01.2009	-	P, T, Hum, Wspd, Dir	stündlich
M3	01.01.2005	-	P, ab 1.1.09 T, Hum, Wspd, S	stündlich
M4	01.10.1993	23.3.1999	Р	täglich
M5	03.11.2008	-	P, T, Hum, Wspd, Dir, S	stündlich

Stationen messen Niederschlag, Temperatur, relative Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit. Zusätzlich messen die Stationen M5 und M2 die Windrichtung. Auf der Serra de Caldas (M3) und in Rio Quente (M5) wird zudem noch die Solarstrahlung erfasst, im Fall der Station M3 als Tagesmittelwerte. Die Datenerfassung aller drei Stationen ist lückenhaft. Insbesondere ab dem Jahr 2010 fielen die Sensoren über längere Zeiträume aus (Abb. 24). Um dennoch durchgängige Daten für klimatologische Berechnungen verwenden zu können, wurden Werte interpoliert. Dieses Vorgehen ist jedoch nur hinreichend für kurze Zeiträume möglich und reduziert die Datenqualität. Belastbare Daten liegen trotz Interpolation nur für das Jahr 2009 vor. Die Interpolation erfolgte in der Art, dass bei fehlenden Zeitreihen einer Station die Werte der verbleibenden Stationen zu Hilfe genommen wurden, um einen regionalen Trend herauszuarbeiten, mit dessen Hilfe die Daten ergänzt wurden (Abb. 25). Im Falle



Abbildung 24: Verfügbarkeit vollständiger Klimadaten der automatischen Messtationen M 2 (Caldas Novas), M 3 (Serra de Caldas) und M 5 (Rio Quente)



Abbildung 25: Interpolation fehlender Daten anhand des Vergleichs der Messwerte anderer Klimastation (2009)

von Lufttemperatur, Luftfeuchte sowie Solarstrahlung konnte dieser Trend abgebildet werden, große Unsicherheiten bestehen allerdings in den für die Wasserbilanz maßgeblichen Daten des Niederschlages. Die Daten eines Niederschlagereignisses verlaufen prinzipiell an allen drei Stationen ähnlich, jedoch variiert die Intensität stark. Zudem wurden insbesondere relative Luftfeuchte als auch Lufttemperaturen kontinuierlicher aufgezeichnet, so dass deren Interpolation vertrauenswürdiger ist.

$$P_{korr} = P \cdot 1,09\tag{1}$$

Die Messwerte des Niederschlages wurden um etwa 10 % erhöht (Formel 1), um Verdustungsverluste am Messzylinder der Stationen auszugleichen (DVWK, 1996).

## 3.1.2 Ermittlung der potentiellen Evaporation auf der Serra de Caldas

Direkte Verdunstungsmessungen werden mittels Evaporimetern durchgeführt. Die Messungsergebnisse sind weder die exakte potentielle Verdunstung, noch die reale, da der Einfluss der Bauart der Geräte als auch regionale Klimabedingungen Einfluss haben (DVWK, 1996). Sie geben jedoch eine Größenordnung der potentiellen Evapotranspiration an, die für die Einschätzung der klimatischen Bilanzgrößen wichtig ist. Die Messung erfolgte durch Pietzner (2001)

Für die Verdunstungsermittlung wurde ein Verdustungskessel (Class-A Pan) gewählt (Abb. 26). Gemessen wird die Abnahme des Wasserspiegels  $\Delta h_w$  im Verdunstungs-





(a) Skizze und Bemaßung des verwendeten Class-A Pans

(b) Befüllung des Class-A Pans vor Ort

Abbildung 26: Prinzip und Durchführung der Verdunstungsmessung mittels Verdunstungskessel (Class-A Pan) auf der Serra de Caldas

kessel über die Zeit  $\Delta t$ , bezogen auf die offene Wasserfläche des Kessels A. Bei fallendem Niederschlag P in diesem Zeitraum muss dieser als Zustrom berücksichtigt werden (DVWK, 1996). Die Verdunstungshöhe E ergibt sich dann zu (Formel 2):

$$E = P - \frac{\Delta h_w}{A \cdot (\Delta t)} \tag{2}$$

Die Installation des Verdunstungskessels erfolgte am 29.07.2000. Er wurde zu Beginn einmalig bis zu einer Höhe von 5 cm unter Oberkante gefüllt (Abb. 26). Die Ablesung des Wasserstandes erfolgte wöchentlich über einen Zeitraum von fast zwei Monaten (29.07.2000 bis 22.09.2000). Einsetzender Regen ab dem 29.08.2000 verhinderte mangels belastbarer Niederschlagsmessungen auf der Serra de Caldas eine Korrektur der Verdunstungswerte, so dass für die Berechnung nur der Zeitraum 29.07.2000 bis 28.08.2000 zur Verfügung steht.

#### 3.1.3 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration

Die potentielle Evapotranspiration auf Landflächen kann überschlagsmäßig mit der empirischen Formel nach Thornthwaite (1948) berechnet werden. Das Verfahren eignet sich auf Grund der Abhängigkeit von der Monatsmitteltemperatur  $t_m$  und der astronomische möglichen Sonnenscheindauer  $S_0$  lediglich als regionaler Anhaltspunkt und auch nur für monatliche Werte (DVWK, 1996). Die gute Verfügbarkeit von Tagesmittelwerten der drei Stationen M3 (Serra de Caldas), M2 (Caldas Novas) und M5 (Rio Quente) bietet die Möglichkeit eines Vergleiches zwischen den Stationen. Die Berechnung erfolgt mit Formel 3 unter Berücksichtigung der Anzahl der Tage eines Monats n:

$$ET_{Pot} = 0,533 \cdot n \cdot \frac{S_0}{12} \cdot \left(\frac{10\dot{t}_m}{J}\right)^a$$
  

$$mit \ J = \sum \left(\frac{t_m}{5}\right)^{1,514}$$
  

$$und \ a = (0,0675 \cdot J^3 - 7,71 \cdot J^2 + 1792 \cdot J + 49239) \cdot 10^{-5}$$
(3)

Die astronomisch maximal mögliche Sonnenscheindauer ist nur abhängig von der geographischen Breite (Tab. 4). Die Berechnung erfolgt wegen der Datenlage in

Tabelle 4: Monatsmittel der astronomisch maximal möglichen Sonnenscheindauer am 17. südlichen Breitengrad aus Maniak (1988)

Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dez.	
13,0	12,7	12,2	11,8	11,3	11,1	11,2	11,6	12,0	12,5	12,9	13,1	

den Jahren 2009 bis einschließlich 2012. Nach dem Jahr 2009 gibt es Lücken in den Temperaturaufzeichnungen, fehlende Monatsmittelwerte wurden interpoliert (vgl. Kap. 3.1.1). Die Berechnung ist für ein gemäßigtes Klima entwickelt worden, um sie für die brasilianischen Klimaverhältnisse anzupassen, ermittelten Villela und Mattos (1975) monatliche Korrekturfaktoren (Tab. 5). Auf Grundlage energetischer

Tabelle 5: Monatliche Korrekturfaktoren nach Villela und Mattos (1975) für die Berechnung der potentiellen Evaporation nach Thornthwaite (1948)

Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dez.	
1,13	0,99	1,05	0,975	0,97	0,925	0,96	0,995	1	1,075	1,085	1,135	

Bilanzbeziehungen lässt sich die potentielle Evapotranspiration nach Haude (1955) berechnen (Formel 4). Die maßgeblichen Einflussgrößen sind die Tageswerte der

Lufttemperatur  $t_{14}$  und die relative Luftfeuchte  $U_{14}$  um 14:00 Uhr. Aus ihnen berechnet sich der Sättigungsdampfdruck  $e_S(t_{14})$  und der Dampfdruck der Luft  $e_{14}$ . Die Differenz beider wird als Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf bezeichnet. Die Formel lässt sich durch Multiplikation mit einem bewuchsabhängigen Faktor f (Tab. 6) für die potentielle Evapotranspiration von Landflächen verwenden. Sie liefert Tageswerte der Verdunstungshöhe und ist für Werte unter 7 mm/d gültig.

$$ET_{Pot} = f \cdot (e_S(t_{14}) - e)$$
  
mit  $e_S(t_{14}) = 6, 11 \cdot \exp(17, 62 \cdot \frac{t_{14}}{(243, 1 + t_{14})})$   
und  $e = e_S(t_{14}) \cdot \frac{U_{14}}{100}$  (4)

Die Korrekturfaktoren wurden für Mitteleuropa entwickelt und gelten nicht direkt für den Landschaftstyp Cerrado (vgl. Kap. 2.3). Für Caldas Novas und Rio Quente werden die Faktoren für einen Wiesenbewuchs verwendet, der dem Cerrado Limpo (Abb. 9) entspricht. Für die Serra de Caldas werden ein Mischbewuchs aus 50% Wiese und 50% Laubbaum (Buche) angenommen. Die Korrekturfaktoren wurden für ein gemäßigtes Klima entwickelt, so dass im Winter kein Vegeationswachstum stattfindet und Laubbäume keine Blätter besitzen. Das spiegelt sich insbesondere bei den Faktoren für die Buche wider (Tab. 6), die zwischen Oktober und März nahe Null liegen und damit die berechnete potentielle Evapotranspiration sehr klein werden lassen. Um den regionalen Verhältnissen einer ganzjährigen Wachstumsperiode ohne Laubfall genüge zu tun, werden die Korrekturfaktoren des europäischen Augusts verwendet. Eine energetische Bilanzmethode der potentiellen Evapotranspiration liefert

Tabelle 6: Monatliche Faktoren für den Pflanzenbewuchs nach Häckel (1999) für die Berechnung der potentiellen Evaporation nach Haude (1955) in Mitteleuropa

Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dez.	
Wiese	0,2	0,2	0,25	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,2	0,2
Buche	0,01	0	0,04	0,1	0,23	0,28	0,32	0,26	0,17	0,1	0,01	0

Penman (1948). Der thermodynamische Ansatz berücksichtigt alle Einflussfaktoren der Verdunstung von bewachsenen Oberflächen. Neben der Temperatur und dem Sättigungsgleichgewicht an Wasserdampf in der Luft haben die Windgeschwindigkeit  $v_w$ , die tatsächliche Sonnenscheindauer S, die extraterrestrische Strahlung  $R_E$  sowie ein Wichtungsfaktor der Strahlung  $w_s$  in Abhängigkeit von geodätischer Höhe und Temperatur Einfluss auf die Verdunstungsberechnung.

$$ET_{Pot} = w_s \cdot R_B + (1 - w_s) \cdot (0, 27 + 0, 0312 \cdot 10^{-3} \cdot v_w) \cdot (\frac{E_S(t) - e}{100})$$
(5)

Die Strahlungsbilanz  $R_B$  ist die Differenz der auf die Erdoberfläche fallenden kurzwelligen Nettostrahlung  $R_{N,k}$  und der abstrahlenden langwelligen Nettostrahlung  $R_{N,l}$  (Gleichung 6).

$$R_B = R_{N,k} - R_{N,l} \tag{6}$$

Alle Strahlungswerte werden auf Grund ihrer energetischen Wirkung als Äquivalent der Evapotranspiration in mm/d angegeben. Die kurzwellige Strahlung berechnet sich aus dem Quotienten der Sonnenstunden eines Tages S und der astronomisch maximal möglichen Sonnenstunden  $S_0$  (Tab. 4). Dieser Quotient reduziert die extraterrestrische Strahlung  $R_E$  (Tab. 7) auf die tatsächliche Intensität der direkten Sonneneinstrahlung bei unbewölktem Himmel.

$$R_{N,k} = (1 - a_r) \cdot \left(0, 25 + 0, 5 \cdot \frac{S}{S_0}\right) \cdot R_E$$
(7)

Die Strahlungsleistung der kurzwelligen Strahlung ist von der Beschaffenheit der Erdoberfläche anhängig und reduziert sich mittels eines Reflexionskoeffizienten  $a_r$ , der für bewachsene Oberfläche 0,25 beträgt. Die langwellige Nettostrahlung  $R_{N,l}$ 

Tabelle 7: Extraterrestrische Strahlung als Evaporationsäqivalent in mm/d 17° südlicher Breite aus Maniak (1988)

Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dez.
17	16,45	15,15	13,25	11,55	10,2	11	12,45	14,2	15,8	16,75	16,95

berücksichtigt ebenfalls die tatsächlichen Sonnenstunden eines Tages als Maß der Intensität der Strahlung. Daneben ist sie von der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte (vgl. Gleichung 4)) abhängig (Formel 8).

$$R_{N,l} = 1,98 \cdot 10^{-9} \cdot (173+t)^4 \cdot \left(0,34-0,044 \cdot \sqrt{\frac{e}{100}}\right) \cdot \left(0,1+0,9 \cdot \frac{S}{S_0}\right)$$
(8)

Die Strahlungsbilanz wird mit einem Wichtungsfaktor der Strahlung korrigiert, der mit zunehmender geodätischer Höhe und Temperatur steigt (Tab. 8). Wegen der umfangreichen Eingangsparameter sowie der thermodynamische Ansatz liefert die Berechnung nach Penman (1948) die verlässlichsten Werte der potentiellen Eva-

Temperatur (°C)	500	700	1000
12	0,6	0,604	0,61
13	0,61	0,616	0,625
14	0,62	0,628	0,64
15	0,635	0,641	0,65
16	0,65	0,654	0,66
17	0,66	0,666	0,675
18	0,67	0,678	0,69
19	0,685	0,691	0,7
20	0,7	0,704	0,71
21	0,71	0,714	0,72
22	0,72	0,724	0,73
23	0,73	0,734	0,74
24	0,74	0,744	0,75
25	0,75	0,754	0,76
26	0,76	0,764	0,77
27	0,77	0,774	0,78
28	0,78	0,784	0,79
29	0,785	0,789	0,795
30	0,79	0,794	0,8
31	0,8	0,804	0,81
32	0,81	0,814	0,82

Tabelle 8: Korrekturfaktoren dfer Strahlung in Abhängigkeit von geodätischer Höhe und Lufttemperatur, aus Maniak (1988)

potranspiration. Ein weiterer Vorteil liegt in der exakten Berechnung von Tageswerten, so dass hochaufgelöste zeitliche Betrachtungen möglich sind. Beide erstgenannte Verfahren sind empirisch ermittelt und beziehen nur ausgewählte Messwerte ein. Die Berechnung nach (Thornthwaite, 1948) liefert durch ihren monatlichen Betrachtungszeitraum und der Temperatur als einzigen Messwert von der Verfahrensweise die unsicherste Berechnung, die Formel nach Haude (1955) berechnet tägliche Werte mit Temperatur und relativer Luftfeuchte, jedoch ist sie nicht für das tropische Klima entwickelt worden, sondern stammt aus Untersuchungen im Mitteleuropäischen Raum.

#### 3.1.4 Berechnung der realen Evapotranspiration

Für die reale Evapotranspiration ist neben der thermodynamischen Evaporationsleistung das Wasserdargebot entscheidend. Dieses variiert mit dem Flurabstand, der Bodenbeschaffenheit und dem Bewuchs. Diese Faktoren limitieren das zur Verdunstung zur Verfügung stehende Wasser unter Umständen erheblich. Die reale Evapotranspiration kann demzufolge die potentielle nicht übersteigen. Eine überschlägige Berechnung der jährlichen realen Verdunstung  $ET_{reell}$  liefert Turc (zit. in Gray (1970)) (Formel 9):

$$ET_{reell} = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P}{(300+25\cdot t+0,05\cdot t^3)^2}}}$$
(9)

Die empirische Berechnungsgrundlage ist lediglich von den Mittelwerten der Lufttemperatur t und der Niederschlagshöhe P abhängig. Unterschiede in Bewuchs und Bodenart werden nicht explizit berücksichtigt.

# 3.1.5 Abfluss und Quellschüttung

Durch ihre topographisch Höhe gegenüber dem Umland und der steilen Hänge findet neben einer tiefen Grundwasserneubildung auch ein Zwischenabfluss entlang dieser Hänge auf der Serra de Caldas statt. Ebenso entspringen in ihrer Umgebung Quellen und die Vorfluter interagieren mit dem Grundwasser. Die Messungen unmittelbar auf der Serra de Caldas aus dem Jahr 2000 wurden durch Pietzner (2001) durchgeführt. Eine Messung und Bewertung des Abflusses und der Quellschüttung ist daher für



Fliessrichtung Kabel Stange Flügelkörper

(a) Abflussmessung auf der Serra de Caldas mittels Rohr

(b) Hydrometrischer Flügel zur Abflussbestimmung (aus LAWA (1991))

Abbildung 27: Abflussmessung mit Rohr und hydrometrischem Flügel

die Wasserbilanz des gesamten Gebietes erforderlich. Die Messung erfolgt durch

zwei Methoden, der Abflussmessung über Rohre für kleine Abflussmengen sowie der Flügelmessung für größere Wassermengen (Abb. 27).

#### Abflussmessung mit Rohren

Die Methode ist eine direkte Messung der Wassermenge W über die Zeit t deren Quotient die Abflussrate Q ergibt (Formel 10).

$$Q = \frac{W}{t} \tag{10}$$

Die Abflussmessung erfolgte mit drei unterschiedlichen PVC Rohren, deren Durchmesser 50 mm, 100 mm und 150 mm betrugen. Diese wurden so im Boden verbaut, dass keine Umläufigkeiten des Wassers möglich waren (Abb. 27a). Jede Messung wurde 10 mal wiederholt und das arithmetische Mittel berechnet. Sämtliche Abflussmessungen mittels Rohr wurden im Zeitraum 26.06.2000 bis 12.09.2000 durchgeführt. Das Messintervall betrug in diesem Zeitraum 7 Messungen auf der Serra de Caldas und 6 Messungen je Messpunkt in der Umgebung der Serra.

#### Abflussmessung mit hydrometrischem Messflügel

Abflussraten größerer Durchflussquerschnitte können nur unter erheblichem Aufwand mittels einer Fassung (Rohr oder Wehr) bemessen werden. In diesem Fall bietet sich die Messung mittels hydrometrischem Flügel an (Abb. 27b). Das Messprinzip beruht auf der Vermessung des Durchflussquerschnittes und der Geschwindigkeitsmessung des fließendes Wassers an mehreren Stellen dieses Querschnittes.

Die Messung an mehreren Stellen mit unterschiedlicher Tiefe und Nähe zu den Uferbereichen ist notwendig, um das Geschwindigkeitsregime eines Fließgewässers, welches in der Regel turbulent ist und niedrigere Geschwindigkeiten nahe des Ufers und der Sohle als mittig des Gewässers aufweist, zu erfassen (Bailey-Fischer & Porter, 1997). Die gemessenen Umdrehungen des einzeln geeichten Flügels werden in Fließgeschwindigkeiten umgerechnet. Die Durchflussrate Q ergibt sich dann aus der Multiplikation der Geschwindigkeit v mit der Querschnittsfläche A, die sich aus den Teilflächen  $A_i$  und den zugehörigen Teilgeschwindigkeiten  $v_i$  zusammensetzt (Formel 11).

$$Q = A \cdot v = \sum_{i=1}^{n} A_i \cdot v_i \tag{11}$$

Die einzelnen Querschnitte werden in regelmäßigen Abständen gesetzt. Im Fall der Abflussmessung im Untersuchungsgebiet wurden drei bis vier punktuelle Messungen in mittlerer Höhe durchgeführt. Die Messungen erfolgten an Fließgewässern rund um die gesamte Serra de Caldas (Abb. 22).

#### Einzugsgebietsabgrenzung

Die Abflussmessungen an einer bestimmten Lokation beziehen sich auf ihr Einzugsgebiet. Grundlage für das Ausweisen eines bestimmten Einzugsgebietes ist die Bearbeitung des topographischen Höhenmodells. Dieses kann manuell anhand der Höhenlinien vollzogen werden. Ein genaueres Vorgehen ist die digitale Bearbeitung. Aus dem Höhenwerten des Digitalen Höhenmodells (SRTM Datensatz) werden die Fließrichtungen jeder Zelle bestimmt, in dem die Richtung der größten Hangneigung jeder Zelle ermittelt wird (Greenlee, 1987). Zum einen kann so die Lage der überregionalen Abflussbecken bestimmt werden, die durch Bergkämme begrenzt werden. Bezogen auf einen Messpunkt kann auch dessen Einzugsgebiet bestimmt werden, indem ausgehend von diesem Punkt entgegen der Fließrichtung das Gebiet bis zu seiner maximalen Erhebung abgegrenzt wird.

#### Analyse der Quellschüttung

Der zeitliche Verlauf einer Quellschüttung nach einem Niederschlagsereignis gibt Auskünfte zu der hydraulischen Beschaffenheit des Speichergesteins. Der charakteristische Verlauf der Trockenfallkurve ermöglicht je nach ihrer Steilheit eine Abschätzung des Retentionsvermögen des Grundwasserleiters und weitergehend auch seiner Porosität und der gespeicherten Wassermenge (Maillet, 1905). Grundlage bildet die exponetiell abfallende Abflussganglinie zwischen der Quellschüttung zu Beginn der Trockenperiode  $Q_0$  und der des Messzeitpunktes  $Q_t$  über die Zeit t. Gebietsabhängiger Parameter ist der Austrocknungskoeffizient  $\alpha$ , der ein Maß für die Steilheit der Kurve ist (Gleichung 12).

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{\alpha \cdot t} \tag{12}$$

Erfahrungswerte des Austrocknungskoeffizienten in Bezug zu dem Speichergestein zeigen eine Zunahme des Koeffizienten mit Vergrößerung des Kluftvolumens (Tab. 9). Die Berechnung des Auslaufkoeffizienten wurde auf Grund einer teilweise nicht gleichförmigen Quellschüttung nur für die Messpunkte S1, S3, S5, S6 und S8 Tabelle 9: Korrelation zwischen Austrocknungskoeffizient und Speichergestein nach Baumgartner und Liebscher (1990) und Richter und Lillich (1975)

Gestein	$\alpha \left[ d^{-1} \right]$
Kluftgrundwasserleiter	0,01-0,05
Sande und poröser Sandstein	0,01-0,005
Klüftige Kalke	0,00225-0,05
Wenig geklüftete Sandsteine	0,001-0,0024

durchgeführt (Abb. 22).

## 3.1.6 Grundwasserneubildung

Als Grundwasserneubildung wird die Menge an Niederschlag bezeichnet, die nach Abzug des Oberflächenabflusses und der Verdunstung übrig bleibt. Sie wird über die wasserhaushaltliche Bilanzgleichung ermittelt (Formel 13).

$$P = A \cdot E \cdot GWN \tag{13}$$

Das Niederschlagswasser P verteilt sich auf die Komponenten Abfluss A, Verdunstung E und Grundwasserneubildung GWN. Dabei muss die Zeitabhängigkeit der Auffüllung oder Zehrung des Boden- und Grundwasservolumens berücksichtigt werden.

# 3.2 Bestimmung hydraulischer Parameter

Die hydraulische Durchlässigkeit von Grundwasserleitern ist wesentlicher Bestandteil der numerischen Strömungsberechnung nach Darcy (vgl. Kap. 3.6). Ihr Wert lässt sich experimentell über Pumpversuche, Auffüllversuche, Slug-bail Tests, Open-End-Tests und weitere Verfahren bestimmen. Zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit des Araxá- und Paranoá-Grundwasserleiters wurden Pumpversuche durchgeführt, die Durchlässigkeit des Bodens der ungesättigten Zone konnte durch Auffüllversuche bestimmt werden. Die hydraulischen Pumpversuche wurden von Gazić (2009), die Auffüllversuche von Pietzner (2001) durchgeführt.

#### 3.2.1 Pumpversuche

Pumpversuche bestimmen im Feldversuch die Transmissivität T als auch unter instationären Bedingungen den Speicherkoeffizienten S des untersuchten Grundwasserlei-

ters. Das Ergebnis ist ein Mittelwert der hydraulischen Parameter im Einflussbereich des Pumpversuchs und beinhaltet auch das Wirken von eventuellen Randbedingungen wie Flüssen und anderen Quellen bzw. Senken (Stallmann, 1971). Die Grundlage der Pumpversuche gibt die mathematische Beschreibung der Grundwasserdruckfläche im Bereich der Absenkung s um einen Brunnen mit der Förderrate Q herum nach Theis (1935) in Abhängigkeit der Zeit t (Formel 14 u. 15).

$$s(t,r) = \frac{Q}{4\pi T} \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u)$$
(14)

mit:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \tag{15}$$

Der Punkt r beschreibt einen beliebigen Abstand zum Zentrum des Brunnens. Die Funktion W(u) wird Brunnenfunktion genannt, die die Ausbildung des Absenktrichters über Raum und Zeit beschreibt. Einzige Unbekannte in der Gleichung ist die Transmissivität und der Speicherkoeffizient. Eine explizite Lösung einer Gleichung mit zwei Unbekannten ist so nicht möglich, für die Auswertung von Pumpversuchen werden daher - und zur Berücksichtigung von Randbedingungen und Anisotropien des Untergrundes - verschiedene Verfahren herangezogen. Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurden mehrere Verfahren verwendet. Sämtliche berechnete Transmissivitäten T werden für die Eingabe in das numerische Strömungsmodell durch Division mit der Mächtigkeit des Grundwasserleiters M in hydraulische Durchlässigkeiten  $k_f$ umgerechnet (Gleichung 16).

$$k_f = \frac{T}{M} \tag{16}$$

#### Theis'sches Typkurvenverfahren

Wenn die Förderrate des Brunnens während des gesamten Pumpversuches konstant bleibt, können einzelne Terme der Gleichung 14 u. 15 in einen konstanten und einen variablen Teil gegliedert und logarithmisiert werden (Gleichungen 17 u. 18; konstant in eckigen Klammern)(Ferris et al., 1962):

$$\log s = \left[\log \frac{Q}{4\pi T}\right] + \log W(u) \tag{17}$$

43

und:

$$\log \frac{r^2}{t} = \log \left[\frac{4T}{S}\right] + \log u \tag{18}$$

Die Auswertung erfolgt mittels der Typkurve, an der die Datenpunkte abgeglichen werden (Abb. 28). Dabei müssen Ordinate und Abszisse logarithmisch über u und



Abbildung 28: Auswertung mittels Theis'schem Typkurvenverfahren. Doppellogarithmische Darstellung der Typkurve und des Datensatzes, die graphisch angepasst werden (Ferris et al., 1962)

W(u) bzw. s und  $r^2/t$  aufgetragen sein (der variable Teil der Gleichungen). Der konstante Teil mit den zu ermittelnden Parametern Speicherkoeffizient und Transmissivität ergibt sich aus den Differenzen der Graphen bei der Kurvenanpassung und kann durch Umformung explizit gelöst werden.

#### Gradlinienverfahren nach Cooper und Jacob (1946)

Die Theis'sche Brunnenfunktion, die in Formel 14 in Integralschreibweise vorkommt, lässt sich als konvergierende Reihe darstellen (Cooper & Jacob, 1946) (Formel 19):

$$W(u) = \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \left(-0,5772 - \ln u + u - \frac{u^{2}}{2 \cdot 2!} + \frac{u^{3}}{3 \cdot 3!} - \frac{u^{4}}{4 \cdot 4!} + \dots\right)$$
(19)

Wenn der Abstand r zum Pumpbrunnen genügend klein und/oder die Zeit t genügend groß gewählt wird und der Term u damit kleiner als 0,02 wird, geht die Summe des Formelteils nach  $\ln u$  gegen Null und kann vernachlässigt werden. Damit ergibt sich

44

die aus Gleichung 14 vereinfachte Theis'sche Brunnenfunktion zu (Formel 20):

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0,5772 - \ln u) \tag{20}$$

Nach Umformung der Gleichung erhält man die grundlegende Formel für die Gradlinienverfahren nach Cooper und Jacob (1946) (Formel 21):

$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T} \lg \frac{2,25Tt}{r^2 S}$$
(21)

Drei Verfahren stehen innerhalb des Gradlinienverfahrens zur Verfügung: Das Zeit-Absenkungs-, das Abstands-Absenkungs- und das Zeit-Abstands-Absenkungsverfahren. Für die Auswertung der Pumpversuche von Caldas Novas wurde nur das Zeit-Absenkungsverfahren verwendet, daher werden die anderen hier nicht ausgeführt. Die Auswertung erfolgt graphisch über eine halblogarithmische Darstellung der Absenkung über die Zeit. Alle Variablen der Gleichung21 sind bis auf *s* und *t* konstant, so dass sich ein linearer Zusammenhang ergibt und die Messwerte idealerweise auf einer Geraden verlaufen. Innerhalb einer logarithmischen Dekade ergibt sich die Wertedifferenz der Absenkung  $\Delta s$ , mit Hilfe derer sich die Transmissivität gemäß Gleichung 22 bestimmen lässt.

$$T = \frac{2, 3Q}{4\pi\Delta s} \tag{22}$$

Der Speicherkoeffizient ermittelt sich unter Zuhilfenahme des oberen Ordinatabschnittes  $t_0$  gemäß Formel 23.

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2}$$
(23)

Die Bedingung  $u \le 0,02$  muss nach der Berechnung geprüft werden und zeigt erst hier, ob das Verfahren gültig ist.

#### Doppel-Porositäts Modell nach Warren und Root (1963)

Der Einfluss von Klüften auf den Verlauf der Grundwasserdruckfläche während eines Pumpversuchs kann mittels der oben beschriebenen Methoden teilweise nur unzureichend beschrieben werden. Die Klüfte entwässern in der Regel schneller als die sie umgebende Matrix, so dass die Wasserstände in den Klüften beim Pumpen schneller fallen als im Rest des Gesteins und somit der Kurvenverlauf des Grundwasserpotentials nicht mit der einfachen Theis'schen Brunnenfunktion (Gleichung 14) beschrieben werden kann. Ausnahme bildet der Fall, dass die Matrix extrem impermeabel ist und das Wasser fast ausschließlich über Klüfte bewegt wird. Hier verhält sich der Pumpversuch äquivalent zu dem Ansatz im porösen Medium (Kruseman & De Ridder, 1994). Grundlage für die Evaluierung eines Pumpversuches in geklüfteten Medium bietet das Doppelporositätsmodell (Warren & Root, 1963). Das Modell repräsentiert die Matrix und die Klüfte durch Würfel, deren Kanten die Klüfte darstellen (Abb. 29). Die Absenkkurve eines Pumpversuchs in geklüfteten



Abbildung 29: Prinzip des Doppelporositätsmodells nach Warren und Root (1963). Abstraktion der Realität durch ein orthogonales Kluftsystem mit Würfeln der porösen Matrix

Gesteinen verläuft typischerweise in zwei Bereichen. Zu Beginn des Pumpenbetriebes entwässern nur die Klüfte und die Absenkung wird auch nur über diese definiert. Im späteren Verlauf kommt die Entwässerung der Martix hinzu und führt zu einem kombinierten Absenkverhalten. Die mathematische Grundlage der beiden Phasen liefert wieder die Theis'sche Brunnenfunktion (Gleichung 14), die sich jedoch in der frühen Pumpphase wie folgt ändert (Formel 24):

$$s = \frac{2, 3Q}{4\pi T_f} \lg \frac{2, 25T_f t}{r^2 S_f}$$
(24)

Transmissivität  $(T_f)$  und Speicherkoeffizient  $(S_f)$  beziehen sich in der Anfangsphase des Pumpversuches ausschließlich auf die Klüfte. Im späteren Verlauf des Versuches ergänzt sich Formel 24 um den Speicherkoeffizienten  $(S_m)$  der Martix (Formel 25):

$$s = \frac{2, 3Q}{4\pi T_f} \lg \frac{2, 25T_f t}{r^2 (S_f + \beta S_m)}$$
(25)

Der Faktor  $\beta$  quantifiziert dabei die Geometrie des Kluftsystems und liegt bei den Modell mit orthogonalen Klüften bei 1/3. Die Auswertung erfolgt wegen der Analogie zum Verfahren von Cooper und Jacob (1946) mittels Gradlinienverfahren getrennt nach den beiden Phasen des Pumpversuches.

#### Doppel-Porositäts Modell nach Moench (1984)

Die Methode gleicht der von Warren und Root (1963), jedoch wird in die Berechnung der Skin Faktor, ein Maß für die Verzögerung beim Wasserübertritt zwischen Matrix und Kluft sowie zwischen Filterkies und Matrix im Nahbereich des Brunnens einbezogen.

#### Wiederanstieg nach Theis (1935)

In einem Brunnen kann nach Beendigung des Pumpbetriebes der Wiederanstieg, also das natürliche Zurückfließen von Grundwasser in das Brunnenrohr gemessen und daraus die Transmissivität berechnet werden (Theis, 1935). Vorteil der Methode ist, dass zur Durchführung lediglich der Brunnen benötigt wird, Grundwassermessstellen müssen nicht analysiert werden, der Nachteil ist die Nichtbestimmung des Speicherkoeffizienten. Die Versuchsdurchführung hat zudem den Vorteil, dass im Gegensatz zu einem Pumpversuch eine Fluktuation der Förderrate nicht ins Gewicht fällt, der Anstieg im Brunnen wird ausschließlich durch die Parameter des Untergrundes bestimmt.

Nach Abschalten der Pumpe fließt durch den hohen Gradienten zwischen Zentrum des Absenktrichters und Grundwasserleiter schlagartig Wasser in das Brunnenrohr. Dieses Entwässern des Grundwasserkörpers führt in einer ersten Phase trotz fehlender Wasserförderung zu einer Zunahme der Absenkung in brunnenfernen Bereichen des Absenkungstrichters. Im Laufe der Zeit stellt sich wieder ein Gleichgewicht ein und Brunnenwasserspiegel als auch der Wasserspiegel des Absenktrichters steigen (Kruseman & De Ridder, 1994). Die mathematische Formulierung dieses Verhaltens wird mittels des Superpositionsprinzipes beschrieben. Die Absenkung im Brunnen



Abbildung 30: Prinzip des Wiederanstiegsversuches nach Theis (1935). Verlauf des Druckwasserspiegels im Pumpversuch und nach Abschalten der Pumpe ab Zeitpunkt t' = 0 nach Langguth und Voigt (2004)

wird mit dem Zufluss aus dem Grundwasserleiter addiert. Die Absenkung wird durch die Gleichungen 14 und 15 ab dem Zeitpunkt t = 0 beschrieben. Die Absenkung des Zustroms in den Brunnen ab Zeitpunkt t' = 0 liefert Gleichung 26 und 27 (Abb. 30).

$$s' = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u') \tag{26}$$

mit:

$$u' = \frac{r^2 S'}{4Tt'} \tag{27}$$

Gemäß Superpositionsprinzip addieren sich beide Formeln zu Gleichung 28 und die residuale oder verbleibende Absenkung  $s_r$  ergibt sich:

$$s_r = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) + \left(-\frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u')\right)$$
(28)

Die Auswertung erfolgt mittels Gradlinienverfahrens analog der Methode nach Cooper und Jacob (1946) nach Umformung und Logarithmierung.

# Abschätzung der Transmissivität nach Logan (1964)

Überschlägig kann die Transmissivität T aus dem Ergebnis eines Leistungspumpversuches ermittelt werden. Da Leistungspumpversuche nach dem Bau eines Brunnens zu den Standardtests zur Funktionstüchtigkeit eines solchen gehört, sind Daten hierzu oft vorhanden und es bedarf keines zusätzlichen Untersuchungsaufwand. Die Ergebnisse sind jedoch mit einem großen Fehler belegt.

Für die Auswertung von Leistungspumpversuchen wird die Fördermenge Q durch die resultierende Absenkung *s* dividiert (Mattheß & Ubell, 1983). Das Ergebnis ist die Leistungscharakteristik oder der Leistungsquotient *C*. Logan (1964) entwickelte eine empirische Formel mit der die Transmissivität aus dem Leistungsquotienten abgeschätzt werden kann (Gleichung 29)

$$T = 1,22 \cdot \frac{Q}{s} = 1,22 \cdot C$$
 (29)

Die Konstante gilt dabei für gespannte Grundwasserverhältnisse. Für ungespannte Verhältnisse ändert sich die Berechnung zu (Formel 30):

$$T = 2,43 \cdot \frac{Q}{s} = 2,43 \cdot C \tag{30}$$

#### 3.2.2 Auffüllversuche

Als Auffüllversuche gelten Methoden zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit, die durch Wasseraufstau in Bohrlöchern, Brunnen oder Grundwassermessstellen oder oberflächennah in Zylindern durchgeführt werden. Dabei wird entweder der zeitliche Verlauf nach Auffüllung gemessen, bis sich der Wasserspiegel wieder in seiner Ausgangslage befindet (instationärer Versuch), oder es wird ein konstanter Wasserzufluss erzeugt in genau der Größe, dass der Wasserspiegel der Auffüllung konstant bleibt (stationärer Versuch). Sämtliche durchgeführte Auffüllversuche in Caldas Novas und der Serra de Caldas wurden mittels instationären Versuchen durchgeführt.

# Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit mittels Doppelringinfiltrometer (Scotter et al., 1982)

Das Doppelringinfiltrometer eignet sich für die Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit  $k_f$  der obersten Bodenschichten. In einem Zylinder wird Wasser aufgefüllt und die Abnahme des Wasserspiegels über die Zeit gemessen. Die Versickerung über eine Kreisfläche bewirkt ein Auffüllen des Porenraumes des Bodens der auch eine laterale Komponente aufweist. Ausgehend von der ursprünglichen Fläche breitet sich die Wasserfront in einem Winkel von etwa 45° zu den Seiten aus, so dass der durchströmte Querschnitt mit der Tiefe zunimmt. Um dieses laterale Fließen zu verhindern wird, um den eigentlichen Messzylinder herum ein weiterer Zylinder mit größerem Durchmesser installiert und mit Wasser gefüllt, so dass die Versickerung im inneren Zylinder im Boden begrenzt wird und in der Tiefe nur über seine Kreis-fläche stattfindet.

Die Zeitspanne  $(t_2 - t_1)$  der Absenkung des Wasserspiegels  $(h_2 - h_1)$  mit der Größe des Zylinders *i* werden gemessen und die hydraulische Leitfähigkeit nach Formel 31 abgeschätzt.

$$k_f = \frac{i}{(t_2 - t_1)} \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \tag{31}$$

Daraus folgt, dass je größer der Abfall des Wasserspiegels in einem Zeitintervall ist, desto größer ist auch die hydraulische Leitfähigkeit.

# Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit aus Open-End-Tests nach Earth Manual (1963)

Die Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit  $k_f$  mittels Open-End-Tests ist ähnlich der mittels Doppelringinfiltrometers. Ein zylindrisches Vollrohr, sei es eine Grundwassermessstelle, ein Brunnen oder ein Rohr, welches auf oder im Boden eingebracht wird, wird mit Wasser aufgefüllt und die Änderung der Wasserdruckfläche  $(h_2 - h_1)$  über die Zeit  $(t_2 - t_1)$  beobachtet. Die Ausbreitung des Wassers im Boden oder Grundwasserleiter erfolgt dabei kugelförmig nach dem Austritt aus dem Zylinderrohr mit Radius r (Gleichung 32).

$$k_f = \frac{\pi \cdot r}{5, 5(t_2 - t_1)} \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \tag{32}$$

Durch Open-End-Tests ermittelte hydraulische Leitfähigkeiten können um mehr als eine Zehnerpotenz unter den durch Siebanalysen ermittelten Werten liegen (Scheytt & F., 2001). Eine vergleichende Abschätzung der Durchlässigkeit anhand von Bodenproben war im Untersuchungsgebiet nicht möglich. Die limitierenden Faktoren der Ungleichförmigkeit oder des Kleinkornes wurden auf Grund der großen Spannweite der Größe der Kornfraktionen (Hazen, 1892) bzw. der großen Anteils sehr feinen Materials (Beyer, 1964) des Verwitterungsproduktes der Schiefer (vgl. Kap. 2.6.2) nicht erfüllt.

# Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit aus Auffüllversuchen im Brunnen

Geschieht der Wassereintritt nicht über die kreisförmige Bodenfläche des Bohrlochs oder eines Zylinders, sondern über die Filterstrecke eines Brunnen oder Grundwassermessstrecke ist der Wassereintritt nicht mehr kugelförmig. Er wird über die Zylinderfläche des Filters passieren und somit muss neben dem Radius r aus Formel 32 auf die Länge L der Filterstrecke berücksichtigt werden (Earth Manual, 1963) (Gleichung 33).

$$k_f = \frac{r^2}{2 \cdot L \cdot (t_2 - t_1)} \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \cdot \ln\left(\frac{L}{r}\right)$$
(33)

Die Gleichung ist nur gültig, wenn die Filterstrecke um ein zehnfaches größer des Radius ist  $(L > 10 \cdot r)$  Auf der Serra de Caldas wurden ausschließlich Auffüllversuche durchgeführt (Abb. 31). Es wurde ein PVC Rohr gestaffelt in mehreren Tiefen (0, 0, 5, 1 und 2 Meter) eingebracht und 5 Liter Wasser eingefüllt. An drei Grundwassermessstellen auf der Serra de Caldas wurde das gleiche Verfahren angewendet. Über das Gebiet der Ortschaft Caldas Novas wurde Versickerungsversuche mittels eines Doppelringinfiltrometers durchgeführt. Des Weiteren erfolgten bei einigen bestehenden Brunnen ebenfalls Aüffüllversuche.

An 11 Brunnen wurden Pumpversuche durchgeführt. Dabei wurde nach Versuchsdurchführung auch der Wiederanstieg gemessen. Nach dem Bau der Brunnen wurden Leistungspumpversuche surchgeführt, anhand deren die Transmissivität abgeschätzt werden kann.

#### **3.3** Brunnenmessungen

Die Bewirtschaftung des thermalen Grundwassers erfolgt im Ort Caldas Novas über mehr als 100 Brunnen. Diese Brunnen liefern einen Großteil der Informationen über die Grundwassersituation. Nicht nur die Messungen während des Betriebes, mit denen der Wasserstand, die Fördermenge und die Temperatur erfasst werden, sondern auch Angaben zur Geologie durch Aufnahme der Schichten während des Bohrvorganges sowie Tiefenprofile der Temperatur nach Abschluss der Bohrung. In der Region Caldas Novas sind 215 Bohrungen zum Zeitpunkt 2012 in der Datenbank erfasst. Die maximale Endteufe der Bohrungen liegt bei 1006 Metern am Brunnen P 401, die mittlere Tiefe bei 333 Metern, wobei von 27 % aller Brunnen die Endteufe nicht bekannt ist. Die Brunnen sind unterschiedlich ausgebaut. Die Locker-



Abbildung 31: Lage der in der Region Caldas Novas durchgeführten hydraulischen Tests

gesteinsschichten sind meist mit einem Vollrohr gestützt, welches sich entweder in der Tiefe fortsetzt und in produktiven Regionen ein oder mehrere Filterrohre besitzt oder unverrohrt offen steht. Von 67 % der Brunnen sind die Ausbaudaten bekannt.

# Schichtenverzeichnisse

In der Regel werden die Bohrarbeiten überwacht und die erbohrte Lithologie aufgenommen. Das meist schlagende Bohrverfahren wird dabei ohne Gewinnung von Bohrkernen durchgeführt. Daher ist die Qualität der Gesteinsansprache weniger exakt, die Schichtwechsel können jedoch meist abgegrenzt werden und die Höhenlage dieser Wechsel kann in etwa bestimmt werden. Damit dienen die Schichtenverzeichnisse im Wesentlichen als Stützpunkte bei der geologischen 3D Modellierung (vgl. Kap. 3.5), insbesondere für die Abgrenzung der Gruppen Araxá und Paranoá im innerstädtischen Bereich von Caldas Novas. Insgesamt 142 Schichtenverzeichnisse von Brunnen im Stadtgebiet liegen vor und sind in einer Datenbank archiviert.

## Fördermengen

Die Aufzeichnung der Fördermengen erfolgt monatlich. Die kontinuierliche Messung der Fördermengen erfolgt mittels Woltmann-Messuhren, die am Austritt jedes Brunnenkopfes installiert wurden und monatlich abgelesen werden. Die Durchflussmessungen werden von der brasilianischen Bergbaubehörde archiviert und dienen der Überwachung der Entnahme und als Abrechnungsgrundlage für die Endnutzer. Die Gesamtfördermenge ist in den letzten Jahren nahezu konstant geblieben und liegt bei etwa 200.000 m<sup>3</sup> im Jahr (Abb. 2). Die Anzahl der Brunnen variiert über die Zeit, da Brunnen vereinzelt abgeschaltet und durch andere ersetzt werden. Im Betrachtungszeitraum der numerischen Modellrechnungen von 2009 bis 2013 waren 89 Brunnen in Betrieb. Der Pumpenbetrieb ist diskontinuierlich. In der Regel werden die Warmwasserpools täglich befüllt, danach sind die Pumpen abgeschaltet. Teilweise erfolgt die Befüllung in mehrtägigen Abständen, auch wird das Wasser an einigen Standorten aufbereitet und wiederverwendet. Daten zu den Fördermengen werden seit 1992 aufgezeichnet (De Andrade & De Almeida, 2012).

#### Wasserstands- und Temperaturmessungen

Die ebenfalls monatliche Messung des Wasserstandes und der Wassertemperatur wird durch die Bergbaubehörde DMPN durchgeführt. Ziel der Messungen ist eine vergleichende Bestandsaufnahme zum Wasserspiegel der Region Caldas Novas, um die Auswirkungen auf das Grundwasserniveau der beiden Aquifere zu bekommen (De Andrade & De Almeida, 2012). Um die Vergleichbarkeit zwischen den Brunnen zu gewährleisten erfolgt die Messung unter definierten Randbedingungen. Zum einen wird der sogenannte dynamische Wasserstand gemessen, der sich unter Pumpbetrieb einstellt, zum anderen der statische Wasserspiegel nach Abschalten der Pumpen. Das Vorgehen ist, den Brunnenbetrieb um 20:00 Uhr zu beenden und den Wasserstand 10 Stunden später zu messen (De Andrade & De Almeida, 2012). Die resultierenden statischen Wasserspiegel werden an 47 ausgewählten Brunnen gemittelt und ergeben den Trendverlauf des Wasserspiegels (Abb. 3). Die einzelnen Messwerte dienen auch als Kalibrationsgrundlage bei der numerischen Strömungsmodellierung (vgl. Kap. 3.6). Während des Pumpbetriebes wird neben dem Wasserstand auch die Temperatur gemessen. Beide Datensätze werden seit 1992 erhoben, Angaben zur Wassertemperatur liegen jedoch nur sporadisch vor, da sie nicht kontinuierlich erhoben werden, insbesondere im Zeitraum bis 2009.

# 3.4 Strukturanalyse mittels digitalem Höhenmodell

Die Lage und Ausbildung tektonischer Diskontinuitäten als bevorzugte Wasserwegsamkeiten (vgl. Kap. 2.6.4) haben für das hydrogeologische Strukturmodell und folgend für das numerische Strömungsmodell eine zentrale Rolle. Die vorhandenen geologischen und strukturgeologischen Karten (vgl. Kap. 2.6.3) stellen die Hauptrichtungen und Verbreitung dar, jedoch in unterschiedlicher Genauigkeit und auf Grundlage unterschiedlicher Konzepte und Datenquellen. Die dargestellten Strukturen beschränken sich wegen der Bebauung und der damit verbundenen Unzugänglichkeit der Geologie auf die Bereiche außerhalb des Siedlungsgebietes von Caldas Novas. Jedoch ist gerade diese Lokalität wegen ihrer Bedeutung für die Förderung des thermalen Wassers von besonderem Interesse, ihre exakte Lage ist zudem für die Funktion des numerischen Modells erforderlich. Es wird versucht, aus dem digitalen SRTM Höhenmodell (Rabus et al., 2003) mittels mehrerer kombinierter Methoden der Fernerkundung ein genaueres Bild zum Verlauf tektonischer Strukturen zu geben, indem Anisotropien visualisiert werden (Jordan, 2003). Der verwendete Datensatz liegt als Raster vor.

Die verwendeten Methoden sind:

Analyse der Hangneigung. Die Hangneigung α bezeichnet den Gradienten der Geländeoberfläche in vertikaler Richtung. Die Änderung der der Höhenwerte in vertikaler (<sup>∂z</sup>/<sub>∂x</sub>) und horizontaler Richtung (<sup>∂z</sup>/<sub>∂y</sub>) sind dabei entscheidend und werden in Beziehung gesetzt (Burrough & McDonell, 1998) (Formel 34):

$$\alpha \left[^{\circ}\right] = \arctan \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^{2} + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^{2}} \cdot \frac{180^{\circ}}{\pi}$$
(34)

Diese Berechnung findet für jede Rasterzelle und deren Nachbarzellen statt. Das Resultat zeigt eine Zonierung nach der Intensität der Hangneigung, die, wenn steile Hangneigungen entlang von Linearen verlaufen, einen Hinweis auf eine mögliche tektonische Struktur geben (Jordan, 2003).

• Hangausrichtung. Die berechnete Hangneigung hat in ihrem Maximum an

einer Stelle eine Ausrichtung in eine Himmelsrichtung. Diese Richtung der Hangausrichtung  $\beta$  kann ermittelt und dargestellt werden (Formel 35).

$$\beta \left[^{\circ}\right] = 180^{\circ} - \arctan\left(\frac{\partial z/\partial y}{\partial z/\partial x}\right) + 90\left(\frac{\partial z\partial x}{|\partial z/\partial x|}\right)$$
(35)

Es wird ein Intervall von 22,5° verwendet (0-22,5° bedeutet Nord, 22,5-67,5° Nordost usw.). Ein linearer Verlauf der Hangausrichtung als auch ein abrupter Wechsel können auf tektonische Strukturen hinweisen (Jordan, 2003).

Schummerungsmodell. Der Sonnenstand außerhalb des Zenites erzeugt einen Schattenwurf von Erhebungen, dessen Länge sich in Abhängigkeit der Höhe auf der sonnenabgewandten Seite der Erhebung erstreckt. Dieses visuelle Verhalten kann virtuell auf einem Höhenmodell erzeugt werden und ergibt ein plastisches Bild der Morphologie. Der Sonnenstand (Zenithwinkel γ) ist die Abweichung der Sonne aus der Vertikalen, der Azimuthwinkel δ der Sonne die Himmelsrichtung, aus der die Sonne scheint (0° bedeutet Nord, Winkel wächst im Uhrzeigersinn). Die Schummerung ε ist ein Grautonwert zwischen 0 (schwarz) und 255 (weiß) und errechnet sich durch Formel 36 (Burrough & McDonell, 1998):

$$\varepsilon[] = 255 \cdot \cos\gamma \cdot \cos\alpha + \sin\gamma \cdot \sin\alpha \cdot \cos(\delta - \beta) \cdot \frac{180}{\pi}$$
(36)

Aus dem Schummerungsmodell treten an tektonischen Strukturen lineare Elemente hervor (Jordan, 2003).

• **Biegung des Geländes**. Die als Kurvatur bzw. Biegung der Oberfläche bekannte Berechnung erzeugt positive und negative Krümmungswerte der Geländeoberfläche. Negative Werte zeigen konvexe, positive konkave Formen an. Die Berechnung erfolgt in zwei Schritten. Für 9 Rastergitterzellen des Höhenmodells (3x3) wird ein Polynom vierter Ordnung berechnet, dessen Stützstellen die Höhenwerte der Zellenmittelpunkte bilden und durch die Parameter *A* bis *I* angepasst wird (Formel 37) (Moore et al., 1991).

$$Z = Ax^{2}y^{2} + Bx^{2}y + Cxy^{2} + Dx^{2} + Ey^{2} + Fxy + Gx + Hy + I$$
(37)

Die Biegung  $\zeta$  berechnet sich gemäß Formel 38 aus der zweiten Ableitung dieses Polygons:

$$\zeta = -2(D+E) \cdot 100 \tag{38}$$

55

Lineare Strukturen, an denen sich auf kurzer Strecke die Biegungswerte ändern, weisen auf tektonischen Strukturen hin; sowohl die negativen als auch die positiven, sie deuten auf einen abrupten Wechsel in der Steigung der Oberfläche hin (Jordan, 2003).

Alle oben beschriebenen Methoden werden durch Lineationskartierungen ausgewertet, bei denen gradlinige Strukturen digitalisiert werden. Dieses Vorgehen ist subjektiv und hängt von den visuellen Eindrücken des Bearbeiters ab. Die für jedes Verfahren erstellten Kartenwerke werden zu einer Darstellung übereinander gelegt und verschnitten. Eine Häufung von Linearen in einer Region kann dabei ein subjektives Maß für die tektonische Beanspruchung dieser Region herangezogen werden. Strukturen, die mittels mehrerer Methoden herausgearbeitet werden können, fallen stärker ins Gewicht als einzelne Lineare. Das deutet auf eine schärfere bruchbedingte Veränderung des ansonsten gedämpften Verlaufs der Geländeoberfläche. Um diese Zonen zu quantifizieren, kann eine Dichteverteilung  $\kappa$  der Lineare erstellt werden. Dabei wird das Vorkommen, der Abstand zueinander sowie die Länge einer Linienschar berücksichtigt. Für jede Zelle der rasterbasierten Dichteverteilungskarte wird die Anzahl *n* der Lineare *v* innerhalb eines Suchradius *r* ermittelt und nach ihrer Länge *s* gewichtet (Silverman, 1986) (Formel 39).

$$\kappa = \frac{1}{\pi r^2} \sum_{n=1}^{i} v_i \cdot s_i \tag{39}$$

Das beschriebene Verfahren wird für die Umgebung von Caldas Novas bis hin zur Serra de Caldas durchgeführt.

# 3.5 Geologische 3D Modellierung

Die geologische Komplexität des Untersuchungsgebietes, insbesondere seiner Lagerungsverhältnisse und die Mannigfaltigkeit der Daten (Bohrprofile, geophysikalische Messungen, tektonische Messungen, geologische Karten etc.) erfordern eine übergreifende dreidimensionale Ausarbeitung der geologischen Körper, da für die numerische Strömungs- und Transportmodellierung eine ortsdiskrete Verteilung von Mächtigkeiten und hydraulischen Durchlässigkeiten erforderlich ist (FHDGG, 2002). Die Modellierung der Geologie wird in dieser Arbeit mit der Software GoCAD<sup>™</sup> durchgeführt (Paradigm, 2009). Aus den vorhandenen Daten wird mittels der DSI-Interpolationsmethode (Mallet, 1997) die einzelnen stratigraphischen Schichten generiert, die an Kontakten verschnitten werden und somit ein lückenloses dreidimensionales Strukturmodell entsteht. Für die Interpolation wurden folgende Daten in das Modell einbezogen:

- SRTM digitales Höhenmodell mit einer Auflösung von 90 Metern (Rabus et al., 2003),
- Geologische Karte der Region 1:200.000,
- detailierte geologische Karte der Umgebung von Caldas Novas (Silva et al., 2004),
- Bohrprofile der Brunnen in Caldas Novas,
- tektonische Kompassmessungen (Silva et al., 2004),
- gravimetrische Karten (Haralyi, 1978),
- geoelektrische Profile in Caldas Novas,
- TEM Profile auf der Serra de Caldas,
- Strukturmerkmale aus der Satellitenbildauswertung (vgl. Kap. 3.4).

Grundlage des 3D Modells bildet das digitale Höhenmodell. Auf Grund seiner regelmäßigen rechteckigen Punktdatenverteilung wurde die Geländeoberkante mittels einer direkten Triangulation erstellt. Die Bohrungsdaten sowie die Ausbisse der geologischen Einheiten an der Geländeoberfläche dienen als relativ gesicherte Randbedingungen, an denen die Schichten verlaufen sollen. Ein eher weiches Kriterium bildet das Schichteinfallen, das aus tektonischen Messungen hervorgeht. Ebenso die geophysikalischen Messungen, die im Falle der gravimetrischen Kartierung als relativer Tiefenverlauf der Basis herangezogen wird. Die Implementierung von tektonischen Diskontinuitäten beschränkt sich auf die Hauptstrukturen (Kap. 3.4). Grundsätzlich wird das geologische dreidimensionale Modell einen höheren Detailgrad ausweisen als das daraus erstellte numerische Modell. Auf Grund der spärlichen Datenlage der Bohrverzeichnisse außerhalb der Ortschaft Caldas Novas beruhen das Schichteinfallen ausschließlich auf Verschneidungsdaten der Schicht Unter- und Oberkanten mit der Geländeoberkante (geologische Kartenwerke) sowie Angaben zum Einfallen dieser Schichten (tektonische Messungen). Die laterale Ausdehnung des geologischen Strukturmodells muss die des numerischen Modells übertreffen. Die Interpolation mittels der DSI-Methode erzeugt Flächen, die in ihrer Oberflächenwölbung eine möglichst gedämpfte Undulation ausweisen, trotzdem die gesicherten Daten der Schichtgrenzen aus Bohrungen und Karten treffen. Die Gewährleistung dieses Kriteriums erfolgt von Seiten der Software durch die Definition einer Toleranzgrenze, die bei der Iteration zur Anpassung der Fläche herangezogen wird (Mallet, 1997). Zum anderen muss in Bereichen einer hohen Datendichte die Diskretisierung des Netzes verfeinert werden, so dass alle Datenpunkte in der Fläche abgebildet werden können. Auf Grund der umfangreichen Darstellungsmöglichkeiten, die die Software bietet, dient sie auch der Visualisierung und damit auch der Validierung der Berechnungsergebnisse der numerischen Strömungs- und Transportmodellierung.

# 3.6 Numerische Strömungs- und Transportmodellierung

Komplexe Grundwasserstände und Wassertemperaturen komplexer Grundwasserleitersysteme lassen sich nur bedingt mit analytischen Methoden berechnen. Um eine ortsdiskrete Aussage über beide Parameter zu bekommen, kann die Grundwasserströmung und der Wärmetransport mit numerischen Methoden berechnet werden. Eine wichtige Funktionalität dieser Methoden ist weiterhin die Berechnung von Szenarien zur Prognose des zukünftigen Wasser- und Wärmehaushaltes sowie den Einfluss von baulichen Maßnahmen wie Brunnen oder Versicherungsanlagen auf das Grundwasser.

Grundlage der Berechnung ist die Kontinuitätsgleichung, bei der die Zu- und Abflüsse q in einer Volumeneinheit und einer Zeiteinheit t gleich der Wasserspeicherung und externen Zu- und Abflüssen w sein muss (Gleichung 40).

$$\nabla q = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = -\frac{\partial n_e}{\partial t} + w \tag{40}$$

Der Massenstrom q berechnet sich im porösen Medium mittels der Darcy Beziehung, die durch Materialparameter der hydraulische Durchlässigkeit  $k_f$  auch die Abhängigkeit zur lithologischen Ausbildung des Grundwasserleiters und des hydraulischen Gradienten  $\nabla h$  herstellt (Formel 41).

$$q = -k_f \cdot \nabla h = -k_f \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial z}\right)$$
(41)

Beide Fundamentalgleichungen substituieren sich zu der instationären Strömungsgleichung im porösen Medium unter Einbeziehung des Speicherkoeffizienten S als
Ausdruck der zeitlich variablen Wasserspeicherung (Gleichung 42).

$$\nabla(k_f \nabla h) = -S \frac{\partial h}{\partial t} + w \tag{42}$$

Bei stationärer Strömung fällt durch die Unabhängigkeit zur Zeit der Speicherterm weg.

Die Formeln werden auf jede Zelle des diskretisierten Modellgebietes eingesetzt und ergeben durch Iteration eine Annäherung an den Gleichgewichtszustand zwischen Zustrom und Abstrom des Modellgebietes. Dieser Zu- und Abstrom wird durch Randbedingungen gelöst. Die Kenntnis eines Wasserstandes an einer Stelle wird durch die Dirichlet-Randbedingung erzeugt. Dabei wird die Potentialhöhe des Grundwassers vorgegeben und durch einen Zu- oder Abstrom von Wasser in dieser Höhenlage gehalten. Zuströme werden über die Neumann-Randbedingung integriert, bei der es einen definierten Zustrom über den Rand gibt. Die resultierende Piezometerhöhe des Grundwassers wird als Resultat berechnet. Eine wichtige Anwendung der Neumann-Randbedingung ist die Randstromlinie, ein undurchlässiger Rand. Infiltration über ein Fließgewässer wird häufig mit der Cauchy-Randbedingung realisiert, der Zuoder Abstrom erfolgt über die Piezometerdifferenz zwischen Grund- und Oberflächenwasser unter Berücksichtigung einer Kolmationsschicht an der Gewässersohle. Sie ist eine Kombination aus den ersten beiden Randbedingungen.

Auf Grundlage der Strömungsberechnung des Grundwassers wird der Wärmetransport im Grundwasser und der Matrix gekoppelt. Dieser setzt sich aus drei physikalischen Gesetzmäßigkeiten zusammen. Der Wärmeleitung, der Advektion sowie der Zufuhr bzw. Abfuhr von Wärme durch Quellen und Senken. Maßgebliche Einflussgrößen der Entstehung einer Temperatur T an einem spezifischen Ort unter Berücksichtigung der Strömungsgeschwindigkeit des Fluids v ist die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$ , die spezifische Wärmekapazität des porösen Mediums c und des Fluids  $c_f$  sowie der Dichte des porösen Mediums  $\rho$  und des Fluids  $\rho_f$ . Hinzu kommt die Wärmezufuhr H aus externen Quellen oder Senken bzw. gegebenenfalls aus der radioaktiven Wärmeproduktion des Gesteins. Der Wärmetransport an einem bestimmten Ort ergibt sich zu (Formel 43):

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(T \cdot c \cdot \rho)}_{\substack{\ddot{A}nderung \, des \\ W\ddot{a}rmeinhaltes}} = \underbrace{div\left(\lambda \cdot gradT - \rho_f \cdot c_f \cdot T \cdot v\right)}_{Divergenz \, des \, W\ddot{a}rmetransportes} + H \tag{43}$$

Die Koppelung zwischen Strömungsmodell und Wärmetransportmodell erfolgt über die Strömungsgeschwindigkeit *v*. Wie auch bei der numerischen Strömungsberechnung wird Zu- und Abstrom von Wärme über Randbedingungen gelöst. In Analogie definiert die Dirichlet-Randbedingung des Wärmetransportes Orte mit bekannter Wassertemperatur, die Neumann-Randbedingung einen Wärmestrom und die Cauchy-Randbedingung eine Kombination aus beiden.

Der maßgebliche Einfluss von Klüften am Strömungsgeschehen im Grundwasserleitersystem von Caldas Novas erzwingt deren Berücksichtigung im numerischen Strömungsmodell. Die Gesetzmäßigkeiten der Wasserbewegung im Kluftraum unterliegt nicht einem laminaren Fließen, sondern erfolgt turbulent. Berechnungsgrundlage ist das kubische Gesetzt nach Hagen-Poisseuille, welches den Wasserstrom Q innerhalb einer durch parallele Kluftränder begrenzten Volumens berechnet (Diersch, 2009). Die Geschwindigkeit v verteilt sich parabelförmig mit zunehmenden Werten in Richtung Kluftmitte (Abb. 32).



Abbildung 32: Verteilung der Strömungsgeschwindigkeit in einem Kluftquerschnitt nach (Diersch, 2009) Der Abfluss Q ergibt sich aus der Multiplikation des Geschwindigkeitsmittelwertes  $\bar{v}$  mit der Öffnungsweite der Kluft b. Die Geschwindigkeitsverteilung beinhaltet die Öffnungsweite b sowie die physikalischen Eigenschaften des Fluids, Druck p und Viskosität  $\mu$  und den Einfluss der Gravitation in Fließrichtung  $g_x$  (Gleichung 44).

$$Q = \bar{v} \cdot b = -\frac{b^3}{12 \cdot \mu} \cdot \left(\frac{dp}{dx} - \rho \cdot g_x\right)$$
(44)

Der advektive Teil des Wärmetransports

koppelt sich wie auch im porösen Medium an die Geschwindigkeit. Die Vorgehensweise bei der numerischen Modellierung erfolgt in mehreren Schritten:

- 1. Wahl des Modellgebietes
- 2. Definition der Randbedingungen
- 3. Diskretisierung des Modellgebietes
- 4. Eingabe der Geometrien, Materialparameter und der Grundwasserneubildung aus dem hydrogeologischen Strukturmodell

- 5. Stationäre Strömungs- und Temperaturkalibrierung
- 6. Prognoserechnungen

Die Kalibrierung des Strömungsmodells mit Hilfe von Wasserstands- und Temperaturmessungen an Brunnen erfolgt zeitgleich für das Strömungs- und das Wärmetransportmodell, da beide so miteinander gekoppelt ist. Eine getrennte Betrachtung ist ungeeignet. Die Szenarien der Prognoserechnungen beziehen sich zum einen auf unterschiedliche Fördermengen. Sie sollen Ermitteln, welche Auswirkungen eine Steigerung der bisherigen Fördermengen auf Wasserstand und Temperatur haben. Auch eine gleichbleibende Gesamtentnahme, jedoch mit verstärkter Förderung aus dem wärmeren Paranoá-Grundwasserleiter ist zu untersuchen. Ein weiterer Teil der Prognose stellt die auf Grundlage der klimatischen Entwicklung der Region (Kap. 2.2) zu erwartenden Änderungen dar.

# 4 Ergebnisse

## 4.1 Grundwasserneubildung

#### 4.1.1 Meterologie

Die Messungen von Klimadaten konnte seit 2008 mit täglichen Daten diverser klimarelevanter Parameter mittels automatischer Klimastationen durchgeführt werden (vgl. Kap. 3.1.1). Seit 1993 bestehen jedoch monatliche Daten zum Niederschlag sowohl auf der Serra de Caldas (Station M4) als auch in Caldas Novas (Station M1). Die Stationen haben einen Höhenunterschied von etwa 300 Meter. Auf der Serra de Caldas werden die Niederschlagsdaten gemessen, die für die Neubildung des Paranoá-Grundwasserleiters relevant sind. Die monatlichen Werte des Niederschla-



Abbildung 33: Monatliche Niederschlagsmenge der Stationen M2 (Caldas Novas) und M3 (Serra de Caldas) im Zeitraum 1993 - 2013

ges verlaufen gemäß des regionalen Klimas (vgl. Kap. 2.2) mit einer Trockenzeit im Winter und starken Regenfällen im Sommer (Abb. 33). Während der Regenzeit fällt im Dezember und Februar der meiste Regen. Der Januar zeigt sich etwas trockener, so dass zwei Maxima in jeder Regenperiode vorkommen. Dieses Verhalten ist von 1993 bis 2013 zu beobachten mit Ausnahme des Jahres 2009, in dem nur ein Maximum aufgezeichnet wurde. Um die Jahrtausendwende, Ende 2001, wurden in Caldas Novas vier Maxima gemessen. In diesem Jahr begann die Regenzeit schon im späten Winter. Über sämtliche Jahre fielen die Niederschläge auf der Serra de Caldas geringer aus als in Caldas Novas, trotz der höheren geodätischen Lage der Serra de Caldas,



die auf Grund von orographischen Niederschlägen eher das Gegenteil erwarten ließe. Dieser Unterschied ist besonders in den Jahren 1994-1998 auffällig (Abb. 34). Im

Abbildung 34: Jahressummen des Niederschlages der Stationen M1 (Caldas Novas) und M4 (Serra de Caldas) im Zeitraum 1993-1998 und mittlerer Jahresverlauf von 1994-1997

Durchschnitt fällt in Caldas Novas etwa 25% mehr Niederschlag als auf der Serra de Caldas. Die geringen Niederschläge auf der Serra im Jahr 1998, die um die 900 mm/a liegen, lassen sich voraussichtlich auf fehlende Daten zurückführen. Im Mittel fallen in Caldas Novas nicht nur während der Regenperiode mehr Niederschläge, die Regenintensität zieht sich auch weiter in die Trockenzeit hinein, so dass auch im März und April noch relativ viel Regen fällt. Im Zeitraum 1994-1997 unterschied sich

Tabelle 10: Niederschlagsstatistik der Klimamessungen in Caldas Novas und auf der Serra de Caldas im Zeitraum 1994-1997

Station	Maximum	Minimum	Ø(Monat)	Ø(Jahr)
M1 (Caldas Novas)	588 mm	0 mm	158 mm	1893 mm
M4 (Serra de Caldas)	449 mm	0 mm	120 mm	1435 mm

der Jahresniederschlag an beiden Stationen um etwa 450 mm/a (Tab. 10). Nicht nur die Jahresniederschläge, auch die maximalen Monatsniederschläge unterscheiden sich um 25%. Der höchste Monatsniederschlag liegt in Caldas Novas bei nahezu 600 mm/Monat, im Jahre regnet es fast 1900 mm.

Zur Analyse sämtlicher Messparameter aller drei Klimastationen wird das Jahr 2009 verwendet, da nur in diesem Jahr die Datendichte hinreichend groß ist, um verlässliche Aussagen zu treffen (vgl. Kap. 3.1.1). In diesem Beobachtungszeitraum unterscheiden sich die Jahresniederschläge zwischen den Klimastationen, in Caldas

Station	P [mm]	T [°C]	$T_{max}$ [°C]	$T_{min}$ [°C]	Hum [%]	Wspd [m/s]
Caldas Novas (M2)	1998	25,6	27,5	20,8	62	0,09
Serra de Caldas (M3)	1557	21	-	-	72	0,8
Rio Quente (M5)	1701	24,4	30,5	15	69	0,6

Tabelle 11. vergleich der Jahresmitterwerte 2009 der Kilmastationen, Kurzer S. Tab.
---

Novas fallen 2009 etwa 440 mm mehr als auf der Serra de Caldas (Tab. 11). Grundsätzlich liegen die Daten in Caldas Novas in der gleichen Größenordnung wie die Mittelwerte im Zeitraum 1994-1998. Die Höhenlage der Stationen spiegelt sich in



Abbildung 35: Monatliche Verteilung des Niederschlages im Jahr 2009, Mittelwerte und Maximalwerte der Tagesmittelwerte

den Temperaturen wider. Auf der Serra de Caldas, die 300 Höhenmeter über den beiden anderen Stationen liegt, liegen die Tagesmitteltemperaturen im Jahresvergleich um 3,4°C gegenüber Rio Quente und sogar um 4,6°C gegenüber Caldas Novas unter der Temperatur auf der Serra. In Rio Quente ist die Differenz zwischen der maximalen und minimalen Tagesmitteltemperatur größer als bei den anderen Stationen. Die Temperaturen können auf 15°C sinken, gleichzeitig werden hier die höchsten Temperaturen mit 30,5°C gemessen. Die etwa 15°C Differenz unterscheiden sich von den 7°C Differenz in Caldas Novas. Die relative Luftfeuchtigkeit liegt im Jahresdurchschnitt zwischen 62 und 72 %. Die höchsten Jahresmittelwerte werden auf der Serra de Caldas gemessen. Sie liegen etwas über denen in Rio Quente. Auf der Serra de Caldas und in Rio Quente sind die Windgeschwindigkeiten höher als in Caldas Novas. Die exponierte hochgelegene Serra ist dem Wind ungeschützer ausgesetzt, in Rio Quente am Fuß der Serra könnten Fallwinde für hohe Windgeschwindigkeiten sorgen. Dazu ist die Lage der Klimastation Caldas Novas (M2) (Abb. 22) im Stadtzentrum unter Umständen durch die umliegende Bebauung beeinträchtigt. Der



Abbildung 36: Jahresverlauf der Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchte und der Durchschnittlichen, maximalen und minimalen Temperatur im Jahr 2009

Niederschlag in den trockenen Wintermonaten liegt an allen drei Standorten nahe Null (Abb. 35). In der Regenzeit unterscheiden sich die Niederschlagsganglinien. Auf der Serra verläuft der monatliche Niederschlag gedämpft mit einem klaren Maximum im Dezember bis Januar. In Caldas Novas und Rio Quente zeigt sich eine Periode hoher Niederschläge im Oktober, die im November wieder abnimmt, bevor sie in den Regenmonaten Dezember/Januar ihr Maximum erreicht. Im Gegensatz zur Serra de Caldas fallen die Regenmonate intensiver aus, die Niederschlagshöhen liegen in Caldas Novas um etwa 40 % über denen auf der Serra de Caldas. Kurzzeitige Regenfälle sind in Rio Quente am intensivsten und können im Jahr 2009 bis 12 mm/h betragen. Die relative Luftfeuchte ist erwartungsgemäß in der Trockenzeit am geringsten und sinkt auf 50 % (Abb. 36). Der Trend des Jahresmittels ist auch im Jahresverlauf erkennbar, auf der Serra de Caldas liegen die Werte in der Regenzeit um 5-10% über denen in Rio Quente und Caldas Novas. Die höchsten Lufttemperaturen werden im März und September/Oktober gemessen. Die Temperatur verläuft zwischen Rio Quente und der Serra de Caldas nahezu parallel mit etwa 3°C tieferen Temperaturen auf der Serra de Caldas. In Caldas Novas stiegen die Temperaturen im Sommer im Verhältnis stärker an. Tagesmaximal- und minimaltemperaturen in Rio Quente (M5) liegen in Vergleich mit Caldas Novas (M2) weit auseinander, im Mittel gleichen sie sich in etwa an, Caldas Novas ist etwas wärmer.



Abbildung 37: Jahresverlauf der Monatsmittelwerte der durchschnittlichen und maximalen Windgeschwindigkeiten im Jahr 2009

Die höchsten Windgeschwindigkeiten werden im August/September aufgezeichnet (Abb. 37). Die Windgeschwindigkeit in Caldas Novas liegt über das Ganze Jahr deutlich unter denen der anderen Standorte. In den Sommermonaten fallen sie in Rio Quente stark ab, wohingegen auf der Serra ein höheres Niveau gehalten wird. Maximale Geschwindigkeiten wurden in Rio Quente mit über 3 m/s gemessen, auf der Serra de Caldas konnten auf Grund der Tagesmittelung jedoch keine Werte ermittelt werden. Die Windrichtungen in Caldas Novas dominieren in nördliche Richtung (Abb. 38). Untergeordnet weht der Wind in entgegengesetzte Richtung und in Richtung NE. Während Regenereignissen ändern sich diese Richtungen wenig, es kann aber ein zusätzlicher Trend in Richtung Serra, also in westliche Richtung beobachtet werden, dafür nimmt die Häufigkeit der nordgerichteten Winde ab. In Rio Quente weht der Wind hauptsächlich in südwestliche Richtung von der Serra de Caldas weg. Eine weitere Komponente ist wie auch in Caldas Novas ein nördlich und südlich gerichteter Wind. Winde während Niederschlagsereignissen drehen häufiger in Richtung Norden. Die etwa sechsmal häufigeren Messwerte in Rio Quente sind ein Ausdruck dafür, dass es neben den grundsätzlich geringeren Windgeschwindigkeiten auch öfter zu windstillen Zeiten kommt, an denen keine Messwerte der Windrichtung erzeugt werden.



Abbildung 38: Windrichtungen und prozentualer Anteil der Richtungen in Caldas Novas und Rio Quente im Jahr 2009, Gesamtjahreswerte und Werte während Niederschlagereignissen

#### 4.1.2 Verdunstung

Eine langjährige Betrachtung der potentiellen Evapotranspiration ist nur mit dem Verfahren nach Thornthwaite (1948) möglich, da die Temperatur den einzigen Eingangsparameter darstellt, der kontinuierlich aufgezeichnet wurde (Zeitraum 2009-2012) (Abb. 39). Die Temperaturabhängigkeit der Berechnung dominiert den Kur-



Abbildung 39: Verteilung der monatlichen potentiellen Evapotranspiration nach Thornthwaite (1948) im Zeitraum 2009-2012

venverlauf mit geringeren Werten im kühleren Sommer und hohen potentiellen Evapotranspirationen zur warmen Regenzeit. Wegen der kühleren Lufttemperaturen auf der Serra de Caldas fallen die Ergebnisse über den gesamten Untersuchungszeitraum kleiner und gedämpfter aus als an den wärmeren, tiefer gelegenen Standorten (vgl. Abb. 36). Sie liegen zwischen 50 und 100 mm im Monat, in Rio Quente und Caldas Novas ist die Spannweite zwischen 60 und über 200 mm weitaus größer. Insbesondere im Jahr 2010/2011 werden sehr hohe Evapotranspirationen errechnet. Die thermodynamische Berechnung von Tageswerten der potentiellen Evapotranspiration (Abb. 40) liefert Werte mit hoher Präzision, da, sofern vorhanden, die Datengrundlage den physikalischen Verdunstungsprozess abbildet. Bei den vorliegenden Daten musste die Sonnenscheindauer, die in Rio Quente (M5) aus den stündlichen Werten der Strahlung abgeleitet werden konnte, auf die anderen Stationen übernommen werden. Dies ist dann möglich, wenn an allen drei Orten in etwa gleiche Bedingungen in Bezug auf die Bewölkung vorherrschen. Einem Regenereignis, welches aus der Serra oder in Caldas Novas verzeichnet wurde, aber gleichzeitig nicht in Rio Quente, wurde durch Reduktion der Sonnenscheindauer an diesen beiden Orten Rechnung



Abbildung 40: Verteilung der täglichen potentiellen Evapotranspiration nach Penman (1948) im Jahr 2009

getragen. Über nahezu das gesamte Jahr 2009 zeigt sich an allen drei Stationen ein ähnlicher Verlauf der täglichen Verdunstung. In Caldas Novas (Station M2) ist sie am höchsten, gefolgt von Rio Quente (M5) und der Serra de Caldas (M3). Der Verlauf zeigt die Temperaturabhängigkeit der Berechnung. Diese scheint für die Region dominant zu sein. Die Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit scheint sich weniger stark auszuwirken. Sie wird auch durch die gegenläufigen Windgeschwindigkeiten, die im Sommer höher sind und zu einer erhöhten Verdunstung führen, kompensiert. In der Regenzeit zeigt sich an allen drei Stationen eine starke Schwankung in der Werten, voraussichtlich durch den Wechsel von bewölkten und eher unbewölkten Tagen. Im Oktober 2009 sind die Werte der Station Rio Quente etwas höher als in Caldas Novas, das gleiche Verhalten zeigen auch die Tagesmitteltemperaturen (Abb. 36). Die Werte der empirisch berechneten täglichen potentiellen Evapotranspiration nach Haude (1955) unterscheiden sich zwischen den Klimastationen sehr stark (Abb. 41). In Rio Quente liegen die Werte fast doppelt so hoch wie in Caldas Novas, die wiederum 1 bis 2 mm/d höher als auf der Serra de Caldas sind. Das Berechnungsverfahren gilt bis zu einer täglichen Verdunstungsleistung von 7 mm, so dass im Fall der Station Rio Quente die Werte außerhalb der Toleranz liegen. Die hohen Werte kommen zustande, da in Rio Quente die Spanne zwischen maximaler und minimaler Temperatur sehr hoch ist. Für die Berechnung wird der Tageshöchstwert



Abbildung 41: Verteilung der täglichen potentiellen Evapotranspiration nach Haude (1955) im Jahr 2009

der Temperatur um 14:00 Uhr verwendet, der an dieser Station sehr hoch ist, die nächtlichen tiefen Temperaturen werden nicht berücksichtigt. Das Maximum der Verdunstung wird im September erreicht, früher als bei der Berechnung nach Penman (1948). Der Jahresverlauf zeigt wegen seiner Abhängigkeit von der Lufttemperatur hohe Werte im Sommer und während der kühlen Trockenzeit geringe Werte. Die relative Luftfeuchte hat einen kleineren Einfluss. Ihre geringeren Werte im Winter kompensieren die geringen Temperaturen nicht. Im Monatsmittel verläuft die Verdunstung nach Penman (1948) gedämpfter als die Werte der anderen Berechnungen (Abb. 42). Setzt man die Berechnung nach Penman (1948) auf Grund einer höheren Genauigkeit als Referenz an, dann weichen die Verdunstungswerte nach Haude (1955) am stärksten ab uns liefern in Caldas Novas und auf der Serra de Caldas in den Sommermonaten zu geringe und in den Wintermonaten zu hohe Werte. In Rio Quente liegen aus oben beschriebenen Gründen die Verdunstungswerte durchgehend über denen nach Penman (1948). Des Weiteren steigen im Spätwinter die Werte unverhältnismäßig stark an, so dass die Maxima im Juli/August liegen, die anderen Verfahren zeigen dieses erst später im Jahr.

Die Verdunstung nach Thornthwaite (1948) kennzeichnet sich durch eine bessere Anpassung an die Penman-Werte aus. Der Jahresgang wird nachgebildet, Unterschiede bestehen vor allem in der Regenzeit. In Caldas Novas und Rio Quente werden



Abbildung 42: Vergleich der Berechnungsverfahren der monatlichen potentiellen Evapotranspiration nach Haude (1955), Thornthwaite (1948) Penman (1948) im Jahr 2009

die Trockenmonate unterbewertet, die Regenzeit überbewertet. Auf der Serra de Caldas sind alle Monatswerte kleiner, der Unterschied ist im Winter am größten. Im Jahresvergleich weist die Verdunstung auf der Serra de Caldas die geringsten Werte auf (Tab. 12). Rio Quente und Caldas Novas haben je nach Verfahren mit 1240 bis 1380 mm/a ähnliche Werte. Die Messung mittels Evaporimeter ergab einen Mittelwert für den Monat August von 67 mm. Dieser Wert scheint im Vergleich zu den Berechnungen gering. Zum Zeitpunkt der Messung erfolgten Niederschläge, so dass die Verdunstung reduziert ist. Ein Unterschied besteht in den Haude-Berechnungen,

Tabelle 12: Vergleich der potentiellen Evapotranspiration 2009 und klimatische Wasserbilanz in mm/a. Th. = Thornthwaite, H. = Haude, Pe. = Penman, P = Niederschlag

Station	ET <sub>Pot</sub> Th.	ET <sub>Pot</sub> H.	ET <sub>Pot</sub> Pe.	Р	P-ET <sub>Pot</sub> Pe.
M3 (Serra de Caldas)	1017	730	1166	1557	391
M2 (Caldas Novas)	1377	1356	1290	1833	543
M5 (Rio Quente)	1382	2020	1240	1701	461

die sehr geringe Verdunstungen für die Serra de Caldas, dafür mit über 2000 mm/a

extrem hohe in Rio Quente berechnen. Die klimatische Wasserbilanz, die Differenz aus Niederschlag und potentieller Evapotranspiration (DVWK, 1996) für das gesamte Jahr 2009, zeigt, dass die Wassermenge nach Abzug der Verdunstung auf der Serra de Caldas mit etwa 350 mm/a am höchsten ist. In Caldas Novas ist sie am geringsten, da die Niederschlagswerte etwa 100 mm unter den anderen liegen. In Rio Quente verdunsten die hohen Niederschläge durch die hohen Temperaturen mehr. Im täglichen Verlauf wechseln sich, auch in der Regenzeit, Tage mit positiver und



Abbildung 43: Tägliche klimatische Wasserbilanz der drei Klimastationen und Vergleich der Monatsmittel

negativer klimatischer Wasserbilanz ab. Die hohen Tagesniederschläge dominieren mit bis zu 100 mm (Abb. 43). Fast im gesamten März ist die Bilanz negativ. Im März und April bewirken hohe Niederschläge wieder eine positive Bilanz. Auch im November kommt es über einen längeren Zeitraum zur Zehrung. Nahezu der gesamte Winter ist in der Bilanz negativ. Ausnahme bilden einige vereinzelte Regenereignisse. Die stärksten Zehrungsprozesse finden von Juli bis Anfang September statt. Im Monatsmittel ist die Zeit zwischen April und September durch eine höhere potentielle Evaporation im Vergleich zum Niederschlag geprägt. Die klimatische Wasserbilanz erreicht Werte um die -100 mm/Monat. In diesem Zeitraum verlaufen die Bilanzen zwischen den Klimastationen nahezu gleich. In der Regenzeit dominieren die hohen Niederschläge in Caldas Novas und Rio Quente deren Bilanz, auf der Serra de Caldas ist das Verhalten mehr geglättet.

Eine Abschätzung des real versickernden Wassers lässt sich unter der Annahme

Tabelle 13: Vergleich der reellen Evapotranspiration 2009 und klimatische Wasserbilanz in mm/a.  $P = Niederschlag, ET_{reell}$  nach Turc

Station	P [mm/a]	ET <sub>reell</sub> [mm/a]	P-ET <sub>reell</sub> [mm/a]	P-ET <sub>Pot*</sub> [mm/a]
M3 (Serra de Caldas)	1557	1013	544	805
M2 (Caldas Novas)	1998	1358	640	1067
M5 (Rio Quente)	1701	1204	497	939

treffen, dass in der Trockenzeit für die Verdunstung kein Wasser zur Verfügung steht. Die klimatische Wasserbilanz ist dann Null. Dies gilt für die Monate Mai bis Mitte September. In der Regenzeit wirkt sich die volle Verdunstungsleistung auf die Wasserbilanz aus. Das dadurch der Grundwasserneubildung und des Oberflächenund Zwischenablusses zur Verfügung stehende Wasser beläuft sich für die Serra de Caldas auf etwa 800 mm/a (Tab. 13) (Spalte P-ET<sub>Pot\*</sub>). In Caldas Novas beträgt diese Wassermenge mit etwa 1070 mm deutlich mehr. In Rio Quente kommen so 940 mm zusammen. Diese Werte liegen über den nach Turc berechneten Werten der reellen Evapotranspiration. Diese sind allerdings jährliche Näherungswerte. In ihrer Höhe kommen sie nah an die potentielle Verdunstung heran, im Fall von Caldas Novas übertreffen sie sie sogar. Dieser Umstand ist nicht möglich und deutet darauf hin, dass die Formel für die klimatischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ungeeignet ist.

## 4.1.3 Abfluss

Der Abfluss von der Serra de Caldas wird an 10 Messpunkten gemessen, die Messung findet etwa monatlich statt (vgl. Kap. 3.1.5). Die Messpunkte sind um die Serra de Caldas angeordnet und erfassen einen Großteil der von der Serra abströmenden Gewässer (Abb. 44). Nahe der Quelle des Rio Quente und südlich davon an der West-



Abbildung 44: Mittelwerte des monatlich gemessenen Abflusses der Region Caldas Novas im Zeitraum 2009 mit prozentualer Spannweite des Minimal- zum Maximalabflusses

seite der Serra de Caldas fehlen einige Flüsse, ebenso werden in Caldas Novas fünf Ströme nicht erfasst. Die Einzugsgebiete des Oberflächenwassers teilen die Serra de Caldas in drei Gebiete, einen westlichen, einen östlichen und einen südlichen. Flächenmäßig ist der östliche der größte, gefolgt vom südlichen. Das Einzugsgebiet auf der Seite von Caldas Novas ist das kleinste. Bis auf die Quellschüttung des Rio Quente nehmen die Abflussmengen mit Abstand zur Serra de Caldas zu. Der geringste mittlere Abfluss liegt an Messpunkt A8 vor. er liegt direkt am Fuß der Serra de Caldas. Die Messstelle A1 im Norden von Rio Quente fasst den gesamten nördlichen Abfluss. Im westlichen Einzugsgebiet steigt sowohl der Abstand der Messstellen zur Serra von Süden nach Norden (Messpunkte A10, A5, A4 und A7). Zudem steigt in dieser Richtung auch der Gesamtabfluss. Er liegt zwischen 29 l/s und 64 l/s. Der Süden wird durch die Messstellen A2 und A3 (etwa 90-100 l/s), sowie von der im östlichen Einzuggebiet liegenden Messstelle A8 erfasst (~30 l/s). Die Quelle des Rio Quente hat mit ~1300 l/s eine vielfach größere Abflussmenge als alle anderen Gewässer. Zusammen schütten die erfassten Gewässer im Mittel über das Jahr etwa 500 l/s, das sind ungefähr 38% der Quellschüttung des Rio Quente. Dabei sind wie oben beschrieben jedoch nicht alle Abflüsse erfasst. Ein weiteres



Abbildung 45: Monatlicher Abfluss entlang der Serra de Caldas, Zeitraum 2009 und Vergleich mit dem Niederschlag auf der Serra de Caldas

Merkmal ist das Verhalten des Abflusses über die Zeit. Dieses unterscheidet sich zwischen der Rio Quente-Quelle und den anderen Messpunkten. Der prozentuale Unterschied zwischen Maximal- und Minimalabfluss charakterisiert das Abflussverhalten (Abb. 44). Die Rio Quente-Quelle hat einen hohen Basisabfluss, nur 27% variiert zwischen Trocken- und Regenzeit. Anders ist es bei den restlichen Messpunkten. Im Norden und Nordosten liegt die Spannweite nahe 100%. Das bedeutet, dass die Flussläufe nahezu trockenfallen, wenn die Regenperiode endet. Die drei südlichsten Messpunkte haben eine Spannweite von 87%, also um etwa 10% geringer als die nördlichen. Dieses Verhalten gibt einen Hinweis auf eine Grundwasserspeisung. Die Rio Quente-Quelle wird größtenteils durch tieferes Grundwasser gespeist. Das belegen auch die höheren Wassertemperaturen über 40°C, die durch Zustrom aus dem thermalen Grundwasserleiter hervorgerufen werden. Die um 10% reduzierte Spannweite der südlichen Quellen deutet an, dass dieser Bereich ebenfalls untergeordnet durch Grundwasser beeinflusst ist. Die übrigen Abflüsse werden durch Oberflächenwasser und den Zwischenabfluss bzw. oberflächennahen Grundwasserabfluss bestimmt. Der zeitliche Verlauf der Abflüsse ist an den Niederschlag gekoppelt



Abbildung 46: Monatlicher Abfluss entlang der Serra de Caldas, Zeitraum 2009 und Vergleich mit dem Niederschlag auf der Serra de Caldas, Bagre Norte (A1) und Rio Quente (A9)

(Abb. 45 und Abb. 46). Die Regenzeit im Sommer verursacht an allen Abflussmesspunkten einen starken Anstieg der Abflussmenge. Diese kann sich im Abfluss mit unterschiedlicher Zeitverzögerung bemerkbar machen. Im Süden an Messstelle A2 treten die Höhen im Abfluss etwa einen Monat nach den intensiven Regenereignissen auf. Am benachbarten Punkt A3 verschieben sich die Peaks zeitlich etwas nach hinten. Auch der Zeitraum, der eine Regenperiode erzeugt, ist gedehnter. Die beginnende Regenzeit im September/Oktober setzt sich mit höherer Amplitude an Messpunkt A2 durch als an A3, der langanhaltender auf höherem Niveau schüttet. Ähnlich, jedoch mit geringerer absoluter Wassermenge, verhält sich die etwas westlich gelegene Messstelle A6. Im Osten, an Punkt A10 sind die Ausschläge sehr intensiv. Die nahe gelegene A4 verläuft breiter und etwas gedämpfter. Sie liegt weiter von der Serra entfernt und fasst einen größeren Bereich, der auf dem Umland der Serra liegt. Messpunkt A8 an der südwestlichen Flanke der Serra de Caldas hat einen geringen Abfluss. Die Abflussganglinie reagiert auch auf kleinere Regenereignisse zu Beginn der Trockenzeit. In der Trockenzeit selbst fällt sie trocken. Die Einzugsgebie-



Abbildung 47: Jahresmittelwerte der Abflussspende der Region Caldas Novas im Zeitraum 2009 und Größe der Einzugsgebiete

te der Messpunkte variieren in ihrer Größe (Abb. 47) und erfassen nicht die gesamte Serra de Caldas. Das größte Einzugsgebiet, welchen etwa 30% der Fläche der Serra ausmacht, ist das Einzugsgebiet von Messpunkt A2, gefolgt vom nördlichen Einzugsgebiet A1. Diese beiden Gebiete haben eine im Vergleich mit 2,6 l/s·km<sup>2</sup> geringere Abflussspende. Das höchste Wasserdargebot liefert auf Grund seiner dominanten Speisung durch Grundwasser aus der thermalen Aquifer die Rio Quente-Quelle. Der Wert ist jedoch aus diesem Grund nicht vergleichbar, da er nicht den Abstrom des Oberflächenwassers widerspiegelt und das Einzugsgebiet der Quelle größer sein muss als das an Hand der Morphologie ausgewiesene. Das Einzugsgebiet A7 stellt ebenfalls eine Besonderheit dar, da es nicht durch die Serra de Caldas gespeist wird. Es fasst eine Erhebung östlich der Serra, die räumlich sehr begrenzt ist. Dennoch ist der Abfluss an dieser Lokalität sehr hoch. Die hohen Niederschläge in Caldas Novas sind Ursache dafür, dass sich an dieser Erhebung mikroklimatisch durch kleinräumigen orographischen Niederschlag erhöht. Nicht zuletzt deuten die starken Schwankungen der Messwerte über die Zeit an (Abb. 45), dass es hier zu wenig Infiltration in die ungesättigte Bodenzone kommt und der Großteil des Niederschlages über den Oberflächenabfluss entwässert. Tendenziell ist die Abflussspende an



der Ostseite der Serra de Caldas höher als an der Westseite und im Norden und Süden. Da die Abflussmessungen sowohl den Bereich der Serra de Caldas als auch

Abbildung 48: Jahresmittelwerte der Abflussspende in l/s·km<sup>2</sup> der Region Caldas Novas im Zeitraum 2009 mit Wichtung nach Fläche und Niederschlag, \* = nicht gemessene Einzugsgebiete

das Umland erfassen, muss eine Trennung der beiden Einzugsgebietsteile erfolgen, da für die Grundwasserneubildung auf der Serra nur der auf ihr abfließende Teil des Wassers relevant ist. Die Einzugsgebiete trennen sich an der Grenze zwischen Serra und Umland, womit sich unterschiedlich große Flächen ergeben (Abb. 48). Ebenso ist der Niederschlag auf der Serra geringer als im Umland (vgl. Kap. 4.1.1). Der Niederschlag auf der Serra de Caldas ist etwa 8% geringer als in Rio Quente, gegenüber Caldas Novas ist er sogar ~22% geringer. Die nach dem Niederschlag gewichtete und auf die Teileinzugsgebiete bezogenen Abflussspenden sind dementsprechend etwas in das Umland verschoben. An der Quelle des Rio Quente wurde die Abflussrate des benachbarten Einzugsgebiet als Oberflächenabfluss angesetzt, um eine Trennung zur grundwassergespeisten Quellschüttung anzunähern. Der Wert von 2,5 l/s·km<sup>2</sup> ist unter Umständen etwas zu hoch angesetzt, da sich das Einzugsgebiet durch ein steiles Tal in Richtung Rio Quente auszeichnet, welches eine tektonische Struktur impliziert und so Wasser leichter in den Grundwasserleiter infiltrieren kann. Dafür spricht auch die sehr geringe Abflussspende an Messpunkt A8. Die Tendenz, die sich an den Gesamtabflussspenden zeigte (Abb. 47), verstärkt sich durch die gewichtete Teilung der Teilgebiete noch. Im Osten liegt die Abflussspende zwischen



Abbildung 49: Charakterisierung des Abflussverhaltens anhand des Retentionsvermögens, errechnet aus dem Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$ , Schüttung Q in l/s

4 und 5 l/s·km<sup>2</sup>, Im Zentrum der Serra reduziert sie sich auf etwa 2,5 l/s·km<sup>2</sup>. Unter der Annahme, dass die Niederschlagsverteilung auf der Serra konstant ist, bedeutet dies eine stärkere Infiltration in den tieferen Grundwasserleiter. Die Zonierung geht auch mit der ovalen Erstreckung des Domes der Serra de Caldas einher und zeigt eventuell einen Zusammenhang mit der tektonischen Vorzugsrichtung in diesem Bereich , die in etwa der tektonischen Einengungsrichtung NNW-SSE entspricht. Um eine Abschätzung der gesamten Abflussmenge auf der Serra de Caldas zu errechnen, wurden sämtlichen Einzugsgebiete ausgewiesen und mit den benachbarten Abflussspende-Werten belegt (Abb. 48).

Die angesetzte Abflussspende von 2,5 l/s·km<sup>2</sup> für den oberflächennahen Teil der Rio Quente-Schüttung reduziert diese um etwa 30 l/s, so dass 1275 l/s Schüttung aus dem thermalen Grundwasserleiter verbleiben.

Die kurzfristige Messung des Abflusses an kleinen Quellen auf der Serra sowie ent-

lang der morphologischen Kante wurde zur Bestimmung des Leerlaufkoeffizienten durchgeführt (Abb. 49). Seine Werte liegen nach Tab. 9 im Bereich von Sanden und porösen Sandsteinen ( $\alpha$  zwischen 0,01 und 0,005 d<sup>-1</sup>) oder Kluftgrundwasserleitern ( $\alpha$  zwischen 0,01 und 0,05 d<sup>-1</sup>).

Die Quellabflüsse auf der Serra de Caldas lassen sich in zwei Gruppen unterteilen. Dies sind zum einen die Quellen der Messpunkte S1, S2, S5 und S8. Dort liegen die ermittelten Austrocknungskoeffizienten zwischen 0,03 d<sup>-1</sup> und 0,08 d<sup>-1</sup>. Die Messpunkte 3 und 6 mit  $\alpha = 0,006 \text{ d}^{-1}$  und 0,009  $\text{d}^{-1}$  liegen erheblich darunter. Die Austrocknungskoeffizienten der Bäche im Umland der Serra de Caldas können ebenfalls diesen Gruppen zugeordnet werden. An den Messstellen S11, S14, S16 und S23 liegen sie zwischen 0,002 d<sup>-1</sup> und 0,008 d<sup>-1</sup>. Die zweite Gruppe (S9, S12, S13, S17 und S22) weist  $\alpha$ -Werte zwischen 0,01 d<sup>-1</sup> und 0,05 d<sup>-1</sup> auf. Eine Ausnahme bildet der Austrocknungskoeffizient der Messstelle 18. Dieser ist mit 0,23 d<sup>-1</sup> ausgesprochen hoch. Ein Grund ist, dass der Austrocknungskoeffizient nur aus drei Datenpaaren bestimmt werden konnte, da der Bach nach kurzer Zeit trocken fiel. Der Vergleich der gemessenen Quellschüttungen und deren Tendenz (Abb. 49) zeigt ebenfalls ein diskontinuierliches Bild. Tendentiell zeigen Abflüsse mit zunehmender Entfernung zur Serra de Caldas einen eher ansteigenden Verlauf, hervorgerufen durch die Akkumulation und die Zeitverzögerung. Auffallend ist der Süden der Serra de Caldas, an Punkt S6, S2 und S1 sinkt die Quellschüttung in Fließrichtung, der Abfluss, an S6 konstant, verschwindet an den stromabwärts gelegenen. Zugleich steigt der Leerlaufkoeffizient. Dieses Verhalten kann auf ein Versickern des Oberflächenwassers an hier verlaufenden Strukturen hinweisen.

### 4.1.4 Grundwasserneubildung

Durch die Kenntnis sämtlicher wasserhaushaltlicher Größen der Serra de Caldas kann deren fehlende Komponente, die Grundwasserneubildung, ermittelt werden. Zu der klimatischen Wasserbilanz addiert sich die Abflussmenge der Oberflächengewässer (Tab. 14). Über das Jahr ist die Größe des Abflusses im Vergleich zur Verdunstung

Tabelle 14: Bilanzgrößen der Serra de Caldas, P = Niederschlag, R. Q. = Rio Quente

P [mm/a]	P-ET <sub>Pot*</sub>	Abfluss	GWN	Quellschüttung R. Q.
	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]
1557	805	62	743	344

relativ gering. Die Rio Quente-Quelle schüttet auf die Fläche der Serra de Caldas

bezogen 344 mm/a. Es bleiben für den Paranoá Grundwasserleiter abzüglich dieser Entwässerung noch etwa 400 mm/a an Grundwasserneubildung.

# 4.2 Hydraulische Parameter

An insgesamt 24 Lokationen wurde mittels Doppelringinfiltrometer oder Open-End-Test die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bestimmt (Abb. 50). Auf der Serra de



Abbildung 50: Hydraulische Leitfähigkeiten (in 10<sup>-4</sup> m/s) der hydraulischen Tests in der Bodenzone der Region Caldas Novas

Caldas wurden teufenorientierte Open-End-Tests bis in eine Tiefe von zwei Metern durchgeführt, mit einem Intervall von 0,5 Metern (vgl. Kap. 3.2). Zwei Lokalitäten (IS13 und IS11) wurden mit gleichem Verfahren in Caldas Novas getestet. Die restlichen Messpunkte in Caldas Novas wurden mit Doppelringinfiltrometer und damit ohne Teufendifferenzierung an der Geländeoberkante durchgeführt. Im Durchschnitt liegen die hydraulischen Leitfähigkeiten auf der Serra de Caldas um eine Zehnerpotenz höher als in Caldas Novas. Die maximalen Werte liegen im Süden der Serra mit  $4 \cdot 10^{-4}$  m/s bis  $6 \cdot 10^{-4}$  m/s. In Richtung Nordosten auf dem höchsten Teil der Serra reduzieren sich die Durchlässigkeiten auf  $1 \cdot 10^{-4}$  m/s bis  $2 \cdot 10^{-4}$  m/s. Ebenso liegt im Südwesten an Messpunkt IS7 ein geringerer Wert vor. Die Ränder der Serra, durch die Punkte IS11 und IS15 repräsentiert, haben mit 5·10<sup>-5</sup> m/s eine um eine Zehnerpotenz geringere Durchlässigkeiten als im südlichen Zentrum der Serra. Die Randbereiche befinden sich auf einer anderen Lithologie, der Paranoá 2 Formation, deren Verwitterungsprodukte einen höheren Tongehalt haben könnten. Das angesprochene südliche Zentrum mit den hohen Durchlässigkeiten liegt an der



Abbildung 51: Tiefenprofile der hydraulischen Leitfähigkeit aus Open-End Tests auf der Serra

Stellen, wo auch das Abflussgeschehen von den umliegenden Gebieten eine geringere Abflussspende haben und sich ein Tal von Norden nach Süden zieht. Entlang dieses Tals lässt sich vermuten, dass die Fließgeschwindigkeiten des Oberflächenwassers gegenüber den Randbereichen erhöht ist, so dass die Sedimentation gröberes Material hinterlässt. Ein stärkeres Versickern des Niederschlagswassers kann auch anhand der Abflussganglinien angenommen werden (vgl. Kap. 4.1.3). Im Vergleich dazu haben die geringeren hydraulischen Durchlässigkeiten im Nordosten der Serra eine höhere Abflussspende zur Folge. Auf der Serra zeigt sich eine klare Zonierung in die morphologischen Teilbereiche, die Durchlässigkeiten dieser Bereiche liegen sehr eng beieinander. In Caldas Novas ist das nicht der Fall. Die insgesamt geringeren  $k_f$ -Werte werden zwar in Richtung Serra etwas größer, jedoch zeigen nahe gelegene Werte mit 2·10<sup>-5</sup> m/s kleinräumige Inhomogenitäten an (IS13 mit 1,5·10<sup>-4</sup> m/s und IC6 2·10<sup>-5</sup> m/s). Ein regionaler Trend der Durchlässigkeiten ist anhand der Daten nicht auszumachen. Die hydraulischen Durchlässigkeiten (Abb. 51) auf der Serra



Abbildung 52: Tiefenprofile der hydraulischen Leitfähigkeit aus Open-End Tests auf der Serra und Caldas Novas

de Caldas im Bereich der hohen südlichen Durchlässigkeiten (IS6, IS8, IS9 und IS10) nehmen mit der Tiefe ab. Die Verdichtung bewirkt im Minimum in etwa 1 Meter Tiefe. Unterhalb dieser Tiefe nehmen die hydraulischen Durchlässigkeiten wieder etwas zu. Ein lithologischer Wechsel kann Ursache für die Vergrößerung der Porosität sein, konnte aber mangels Bodenproben anhand der Bestimmung einer Kornsummenkurve nicht ermittelt werden. An Messpunkt IS10 konnte das Rohr nur in eine Tiefe von 1,2 Meter vorgetrieben werden, das darunter befindliche Material war zu fest. Die Durchlässigkeiten weiter im Nordosten (IS5, IS4, IS14, IS3, IS2 und IS1) folgen einem ähnlichen Verhalten (Abb. 51 und Abb 52). Nach einer Abnahme steigt sie wieder an. Ausnahme bildet Messpunkt IS14, dessen Durchlässigkeit nach einer geringen Zunahme in ein Meter Tiefe wieder sinkt. In Caldas Novas (IS12 und IS13) nimmt die hydraulische Durchlässigkeit mit der Tiefe ab, an Punkt IS12 steigt sie nur sehr leicht im unteren Bereich wieder an. Alle k<sub>f</sub>-Werte liegen in Größenordnungen von Fein- bis Grobsanden, in Caldas Novas bewirkt ein höherer Tonanteil des Sedimentes eine schwächere Durchlässigkeit.

Im Araxá-Grundwasserleiter wurden 8 Pumpversuche durchgeführt. Des Weiteren wurde an 18 Brunnen aus Daten zu Leistungspumpversuchen die Transmissivitäten überschlagsmäßig ermittelt (vgl. Kap. 3.2). Alle hydraulischen Untersuchungen des Araxá-Grundwasserleiters beziehen sich auf das Zentrum von Caldas Novas, wo die meisten der Förderbrunnen stehen. Die Pumpversuche im Raum Caldas No-

vas und deren Auswertung können als Anhaltspunkt für die Durchlässigkeiten des Gesteins verstanden werden, auf Grund von fehlenden oder unzureichenden Angaben des Brunnenausbaus, andererseits mindert der meist unvollkommene Ausbau der Filterstrecken die Aussagekraft. Auch ergibt sich aus der Doppelporosität mit offenbar definierten hydraulisch aktiven Diskontinuitäten, deren genaue Lage unbekannt ist, die Problematik, dass die Wechselwirkungen zwischen der Matrixporosität und der der Klüfte schwer zu erfassen sind. In ihrer geographischen Verteilung variieren die Transmissivitäten des Grundwasserleiters innerhalb kleiner Distanzen (Abb. 53). Zentrales Element ist der Fluss Rio de Caldas, der von der Serra



Abbildung 53: Transmissivitäten in m<sup>2</sup>/s des Araxá-Grundwasserleiters und deren räumliche Verteilung im Zentrum von Caldas Novas

kommend im Stadtzentrum seine Richtung von Nordost nach Nord ändert. Etwa 200 Meter flussaufwärts dieser Änderung liegt die vor Beginn der Förderungen des Thermalwassers schüttende Thermalquelle von Caldas Novas. Die Transmissivitäten sind in diesem Bereich erhöht und erreichen Werte bis 8·10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s. Weiter im

Südosten sind die Transmissivitäten deutlich kleiner. Im Nordosten befindet sich ein weiterer Bereich hoher Transmissivitäten, der Werte bis  $1 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s aufweist. Die umliegenden Lokalitäten stellen Bereiche geringer Transmissivitäten dar, ebenso die Region östlich der Flussbiegung. Strukturell scheint sich ein Zusammenhang zwischen Transmissivitäten und tektonischer Bewegung herzustellen. Senkrecht zur tektonischen Einengungsrichtung, die zur Entstehung von Kleinfalten mit schwacher Amplitude führte (Abb. 53), verläuft eine Zone erhöhter Transmissivität. Die exakte Lage der Faltenachse ist nicht bekannt, jedoch zeigten sich aus tektonischen Messungen die Richtungen der Faltenachsen. Auch die Änderung der Richtung des Flusslaufes entlang tektonischer Vorzugsrichtungen spricht für ein stark beanspruchtes Gebiet im Standzentrum von Caldas Novas, die die Transmissivitäten belegen. Die aus den Pumpversuchen ermittelten k<sub>f</sub>-Werte erfassen nicht das Zentrum um die



Abbildung 54: Hydraulische Durchlässigkeiten in m/s des Araxá-Grundwasserleiters und deren räumliche Verteilung im Zentrum von Caldas Novas

alte Quelle. Ihre Verteilung ist daher homogener und zeigt Werte zwischen 1.10-7

752500 P4152 **P**156 4·10 8035000 803500 GWM1  $2 \cdot 10^{-6}$ GWM3 2.10-GWM5 6.10-8 Legende Höhenlinien Flüsse Auffüllversuch (kf [m/s]) 2 km Pumpversuch (kf [m/s]) 752500 742500

m/s und  $2 \cdot 10^{-6}$  m/s (Abb. 54. Ein regionaler Trend ist nicht eindeutig erkennbar. In Richtung Stadtzentrum steigen die hydraulischen Durchlässigkeiten leicht an. Die drei Auffüllversuche an den Grundwassermessstellen auf der Serra de Caldas

Abbildung 55: Hydraulische Durchlässigkeiten in m/s des Paranoá-Grundwasserleiters und deren räumliche Verteilung im Zentrum von Caldas Novas

erfassen den Paranoá Grundwasserleiter. Ihr Ergebnis sind  $k_f$ -Werte zwischen  $6 \cdot 10^{-8}$  m/s und  $2 \cdot 10^{-6}$  m/s (Abb. 55). Tendenziell setzt sich der Trend in die Tiefe hin fort, dass der zentrale Bereich der Serra höher durchlässig ist als ihre Randbereiche. Ebenso die Beobachtung aus den Auffüllversuchen an der Oberfläche, dass die äußersten Randbereiche nochmal eine Reduktion der Durchlässigkeiten zeigen. Die drei Pumpversuche im Paranoá Grundwasserleiter, die im Zentrum von Caldas Novas durchgeführt wurden, variieren in ihren Ergebnissen um zwei Zehnerpotenzen. Die hohen Werte bis  $4 \cdot 10^{-5}$  m/s zeugen von einer Nähe zu hydraulischen Strukturen.

# 4.3 Brunnenmessungen

Im Raum Caldas Novas wird aus etwa 100 Brunnen Thermalwasser gefördert. Dabei konzentrieren sich die Brunnen auf das Stadtzentrum, dessen warmes Wasser schon über Jahrhunderte durch die thermalen Quellen genutzt wird. Nach dem Bau der Brunnen versiegte die Quelle und sämtliche Nutzung der Aquifers geschieht in Caldas Novas durch Brunnen, deren Anzahl variiert. Durch den Bau neuer Brunnen



Abbildung 56: Fördermengen von thermalem Grundwasser aus dem Araxá Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

werden ältere teilweise außer Betrieb genommen bzw. die Förderrate reduziert, so dass die gesetzlich geforderte Gesamtbilanz der Wasserentnahme konstant bleibt. Die Brunnen erfassen unterschiedliche Tiefen des Grundwasserleitersystems. Eine grobe Unterteilung liefert die Zuordnung zu den Grundwasserleitern. Im oberen Araxá-Grundwasserleiter fördern im Jahr 2009 74 Brunnen Thermalwasser (Abb. 56). Die Förderrate der einzelnen Brunnen sind sehr unterschiedlich und reichen im Jahresmittel von 2 m<sup>3</sup>/d bis 570 m<sup>3</sup>/d. Sowohl die Dichte der Förderbrunnen als auch die Brunnen mit der höchsten Fördermenge konzentrieren sich auf das Stadtzentrum in der Umgebung der trockengefallenen Quelle. Zugleich existieren hier auch Brunnen mit geringer Fördermenge. Die Brunnen im Norden der Stadt geben bezüglich ihrer Fördermenge ein kontinuierliches Bild, die Raten liegen bis auf eine Ausnahme zwischen 200 und 300 m<sup>3</sup>/d. Im Süden fördern die vereinzelten Brunnen mit maximal



Abbildung 57: Fördermengen von thermalem Grundwasser aus dem Paranoá-Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

200 m<sup>3</sup>/d weniger Thermalwasser. Die Lage der Mehrzahl aller Brunnen im Araxá-Grundwasserleiter erstreckt sich entlang des Flusses Riberão de Caldas in NE-SW Richtung. Eine weitere Häufung von Brunnen läuft in NNE-SSW-Erstreckung und erfasst die äußeren Bereiche der Stadt. Im äußersten Nordwesten liegen ebenfalls zwei Brunnen, die mit maximal 300 m<sup>3</sup>/d warmes Wasser fördern.

Die Förderung aus dem tieferen Paranoá-Grundwasserleiter ist mengenmäßig geringer als aus dem Araxá-Grundwasserleiter. Die Anzahl der Brunnen, die im Jahr 2009 fördern beläuft sich auf 22 (Abb. 57). Diese liegen konzentriert westlich bis nordwestlich der ehemaligen Quelle und damit im Mittel weiter westlich als die Brunnen im Araxá-Grundwasserleiter. Die Fördermengen variieren weniger stark als im Araxá-Grundwasserleiter. Die meisten Werte liegen zwischen 140 m<sup>3</sup>/d und 320 m<sup>3</sup>/d, die vier Brunnen mit geringerer Fördermenge wurden erst im Laufe des Jahres 2009 in Betrieb genommen, wodurch die Mittelwertbildung eine geringere Fördermenge suggeriert, die wahre tägliche Förderung darüber liegt. In ihrer Erstreckung ist die Lage der Brunnen im Paranoá-Grundwasserleiter N-S gerichtet. Die



Abbildung 58: Förderraten der Brunnen im Zeitraum 1997-2009, Detail des Jahres 2009

Förderleistung aller Brunnen unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen (Abb. 58). Die über den Zeitraum 1997 bis 2009 gemittelten monatlichen Fördermengen haben ihr Maximum im Juli. Weitere Peaks liegen im Dezember/Januar, März/April sowie September/Oktober. Es wird tendenziell mehr Wasser in der Trockenzeit als in der Regenzeit gefördert. Die monatliche Varianz in der Fördermenge ist im Jahr 2009 stärker ausgeprägt als im langjährigen Mittel. Aus dem Paranoá-Grundwasserleiter wird in etwa ein viertel soviel gefördert wie aus dem Araxá-Grundwasserleiter. Die Jahresfördermengen schwanken seit 1997 leicht. Hohe Wasserförderung gab es im Jahr 2000, 2003/2004 sowie 2008/2009. Die Gesamtförderung unduliert dabei um einen langjährigen Mittelwert von 17.000 m<sup>3</sup>/d. Der Trend ist jedoch, dass sich die Wassermengen zwischen den Grundwasserleitern unterschiedlich entwickeln. Während aus dem Araxá-Grundwasserleiter etwas weniger gefördert wird, steigt die Entnahme im Paranoá-Grundwasserleiter kontinuierlich an. Die Wassertemperaturen



Abbildung 59: Wassertemperaturen von thermalem Grundwasser aus dem Araxá-Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

schwanken an den einzelnen Brunnen über die Zeit nur geringfügig. Es ließ sich kein eindeutiger Trend von Abkühlung oder Erwärmung erkennen. Die Bewertung der Wassertemperaturen und deren Messung in Brunnen, deren Ausbaudaten nur bedingt vorhanden sind, stellt sich als problematisch dar. Zum einen ist das Messprinzip, dass die Temperatur vor oder nach Einschalten der Pumpe misst, ungenau. Nach Aussage von Mitarbeitern der Bergbaubehörde DNPM sind die Zeiten der Temperaturmessung im Vergleich zu den Betriebsdaten der Brunnen nicht dokumentiert. Wenn die Messung nach einem mehrstündigen Stillstand des Brunnens direkt nach seiner Wiederinbetriebnahme gemessen wird, so wird unter Umständen nicht die reale Grundwassertemperatur, sondern ein Wert unterhalb derer gemessen, der aus einer Abkühlung der Grundwassers im Brunnenrohr herbeigeführt wird. Ein wesentlich größeres Problem stellen fehlende Angaben zur Entnahmetiefe dar. Die Erhöhung der Temperatur mit der Tiefe vorausgesetzt, variieren die Wassertemperaturen sehr stark. Nicht nur fehlende Endteufen der Brunnen, auch fehlende Angaben zu Filterstrecken wirken sich auf die Interpretation aus. Die Grundwassertemperaturen



Abbildung 60: Wassertemperaturen von thermalem Grundwasser aus dem Paranoá-Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

im Araxá-Grundwasserleiter variieren innerhalb kurzer Distanzen (Abb. 59). Diese Erscheinung betrifft vor allem den zentralen innerstädtischen Bereich. Die geringsten Wassertemperaturen mit 29,9 °C hat der Brunnen P13 im Westen des Zentrums. Seine Förderrate ist sehr gering und beträgt 9 m<sup>3</sup>/d. Maximale Temperaturen werden an den nördlichen Brunnen gemessen. Ihre Wassertemperaturen liegen über 45 °C. Im Süden liegen die Temperaturen tiefer und erreichen selten Werte über 40 °C. Die mitt-

lere Temperatur aller Brunnen des Araxá-Grundwasserleiters liegt bei 40,5 °C. Ihre Spannweite reicht von 29,9 °C bis 49,4 °C, umfasst also einen Wertebereich von etwa 20 °C. Diese Variationen rühren zum einen von den oben besprochenen Entnahmetiefen her, zum anderen von einer unterschiedlich gewichtete Mischung aus infiltriertem Niederschlagswasser und aufsteigenden hochtemperierten Wässern aus dem Paranoá-Grundwasserleiter entlang örtlich begrenzter tektonischer Strukturen. In diesem Grundwasserleiter sind die Temperaturen an allen Messpunkten höher und liegen zwischen 50 °C und 60 °C. Ihre Bandbreite ist um mehr als die Hälfte geringer als im Araxá-Grundwasserleiter. Tendenziell liegen die höchsten Temperaturen im östlichen Teil, in Richtung Westen sinken sie. Die Minimaltemperatur wurde im Jahr 2009 mit 51,4 °C an Brunnen P155 gemessen, die höchsten Werte treten mit 58,3 °C an Brunnen P422 auf. Damit variieren die Temperaturen lokal um etwa 7 °C. Zwischen



Abbildung 61: Einfluss der Endteufe und Filterstrecke auf die Wassertemperatur der Brunnen

Endteufe und Temperatur kann weder im Araxá- noch im Paranoá-Grundwasserleiter eine Korrelation hergestellt werden (Abb. 61). Die Lage der Brunnen in Bezug zu Klüften, die heißes Wasser vom Paranoá- zum Araxá-Grundwasserleiter transportieren, variiert und damit ist die Fündigkeit heißen Wassers keine Funktion der Tiefe. Die Filterstrecken wirken sich im Araxá-Grundwasserleiter ebenfalls nicht kontinuierlich auf die Wassertemperatur im Förderstrom aus. Im Paranoá-Grundwasserleiter hingegen lässt sich ein Trend zu höheren Temperaturen feststellen, je kleiner die Filterstrecke ist. Das bedeutet, dass die hochtemperierten Brunnen gezielt Bereiche hoher Temperaturen erfassen. Die Wasserspiegelmessungen in den Brunnen werden



Abbildung 62: Mittlere Grundwasserstände im Araxá-Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

zumeist monatlich durchgeführt, nach einer unterschiedlich langen Förderpause der jeweiligen Brunnen. Dieses Verfahren spiegelt einen mittleren Wasserstand wider, der weder den Ruhewasserspiegel, noch den Wasserspiegel unter Pumpbetrieb darstellt. Es zeichnet sich vielmehr eine Mittlung ab, die auch die unterschiedlichen Pumpzeiten glättet. Die Wasserstandsmessungen wurden seither nur unter Pumpbetrieb durchgeführt, es gibt keine Angaben zum Wasserspiegel vor der Bewirtschaftung des Reservoirs.

Im Araxá-Grundwasserleiter zeichnet sich örtlich ein Absenkungstrichter im Bereich
des Zentrums von Caldas Novas ab, wo die meisten Brunnen gebaut wurden. Dieser verläuft etwa parallel zum Riberão de Caldas und hat Tiefstwerte knapp unter 641 mNN (Abb. 62). Nach Osten steigt der Wasserstand wieder auf etwa 642,2 mNN an. Im Süden des Gebietes bildet sich ein schwächer ausgeprägter Trichter um die hier vorhandenen Brunnen aus, der das Grundwasser auf 640,2 mNN absenkt. Die regionale Fließrichtung des Grundwassers ist E-W. Diese wird durch den Pumpbetrieb nur im Einflussbereich etwas verändert und lässt einen radialen Zustrom zu den Brunnen zu. Die Grundwassergleichen betonen diesen Bereich im Norden stärker als im Zentrum und im Süden, was jedoch auf die geringere Messwertdichte zurückzuführen ist. Im Anstrom an die Ortschaft Caldas Novas liegt ein schwacher Gradient mit etwa 0,002 in östliche Richtung vor. Die Flurabstände zeichnen die



Abbildung 63: Mittlere Flurabstände im Araxá-Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

Morphologie des Gebietes nach (Abb. 63). Auf den nördlichen Anhöhen beträgt er bis zu 100 Meter. Zu den Flüssen hin kann er sich um 70 Meter verringern, Im Bereich des Zentrums sogar auf unter 25 Meter. Da die meisten Brunnen im Bereich der Flussniederungen liegen, zeichnet sich der Absenkungstrichter in den Werte des Flurabstandes nur undeutlich ab. Lediglich im westlichen Stadtzentrum zeigen die Werte ein kleinräumiges radiales Zufließen im Bereich von Flurabständen um die 35 Meter. Im Paranoá-Grundwasserleiter liegen die Druckwasserspiegel etwa



Abbildung 64: Mittlere Grundwasserstände im Paranoá-Grundwasserleiter im Zeitraum 2009

30 Meter über denen des Araxá-Grundwasserleiters. Der untere Grundwasserleiter ist somit stark gespannt. Die Grundwasserfließrichtung ist auch hier nach Osten gerichtet. Der Gradient liegt mit 0,004 höher als im Araxá-Grundwasserleiter, jedoch ist er auf Grund der deutlich geringeren Messwertdichte weniger verlässlich.

Der zeitliche Verlauf der Grundwasserdruckfläche im Araxá-Grundwasserleiter (Abb. 3) ist von den Fördermengen abhängig. Zu Beginn der 1990er Jahre bis 1996 wurde neben der Brunnenbewirtschaftung für die Pools der Hotels auch die öffentliche Trinkwasserversorgung über Grundwasser aus dem Araxá-Grundwasserleiter gedeckt. Das führte zu Absenkungen im Zentrum von Caldas Novas von etwa 50 Metern. Die folgende Reglementierung der Entnahme und die Deckung des Trinkwasserbedarfs aus dem zu dieser Zeit fertiggestellten Stausees Corumbá entschärften die Situation der tiefen Wasserstände. In den Folgejahren pendelte sich der Grundwasserspiegel zwischen 640 und 655 mNN ein, was einer Reduktion der Absenkung um 20-35 Meter entspricht.

### 4.4 Strukturanalyse

Die Analyse der Hangneigung, des Schummerungsmodells, der Hangrichtung sowie der Kurvatur des digitalen Höhenmodells kann Auskunft zu linearen Strukturen im Untergrund geben. Im Raum Caldas Novas sind die am meisten ausgeprägten morphologischen Elemente die Flusstäler, deren Flanken zum Teil steil einfallen und dadurch gradlinige Furchen entstehen. Außerhalb der Flusstäler lassen sich durch die oben genannten Methoden ebenfalls Strukturen herausarbeiten. Die Verschneidung der Lineare aus den unterschiedlichen Methoden zeigt Bereiche, in denen die Strukturen auffälliger in der Morphologie in Erscheinung treten (Abb. 65). Das



Abbildung 65: Aus der Auswertung des digitalen Höhenmodells erstellte Lineamente im Raum Caldas Novas und deren Dichteverteilung

Entwässerungssystem verläuft grundsätzlich an ihrer Ostflanke von der Serra de Caldas in nordöstliche Richtung. Entlang der Serra de Caldas dominieren Strukturen, die NNE-SSW streichen. Sie ziehen sich parallel zu der longitudinalen Ausdehnung des Domes hin und sind über lange Distanzen zu verfolgen. Weiter in Richtung Osten wechseln die Lineare nach NE-SW. Diese sind ebenfalls über längere Distanzen nachzuvollziehen und verlaufen parallel bis in die Ortschaft Caldas Novas. Im Norden des Untersuchungsgebietes bilden diese Richtungen die dominanten Strukturen. Im Süden lassen sich diese Strukturen nicht erkennen, hier kommen Richtungen N-S und NW-SE vor. Im zentralen Bereich von Caldas Novas nimmt die Variation der Richtungen der Strukturen zu. Eine Komponente sind E-W gerichtete Trennflächen, die teilweise die NE-SW verlaufenden Strukturen staffelartig verbinden. Im zentralen Caldas Novas verläuft ein stark ausgeprägtes N-S gerichtetes Linear, welches in allen Methoden erkennbar ist und daher eine Bündelung dicht nebeneinander gelagerter Strukturen bewirkt. Die Dichteverteilung der Lineare hat ein Maximum von 7 Linearen im Zentrum von Caldas Novas. Der Suchradius dieser Dichteverteilung liegt dabei bei 200 Metern. Weiter im Westen lassen sich ebenfalls stärker ausgeprägte Strukturen kartieren, im Bereich der gestaffelten Bruchstrukturen. Im



Abbildung 66: Richtungsverteilung der tektonischen Strukturen aus dem Höhenmodell und Zuordnung zu deren Länge

Norden häufen sich Lineare in Richtung NE-SW. Die niedergebrachten Bohrungen befinden sich vornehmlich im Bereich von einer hohen Lineardichte. Diese wurden ohne strukturgeologische Untersuchung gebohrt, es handelt sich vielmehr um Erfahrungswerte und bei nicht ausreichender Ergiebigkeit der Brunnen um Neubohrungen, die im Laufe der Zeit wirtschaftlich erfolgreiche Gebiete nachzeichnen. Damit gibt auch die Lage der Brunnen unter Umständen einen Hinweis auf eine Häufung von wasserdurchlässigen Klüften. Die Richtungen der Lineare zeichnen demzufolge in etwa vier Streichrichtungen nach: N-S, NE-SW, E-W und NW-SE (Abb. 66). Anhand ihrer Häufigkeit in der Erkennbarkeit an der Oberfläche dominieren die NE-SW gerichteten Strukturen, die über 20% ausmachen. Es handelt sich dabei um Scherstrukturen, die sich über große Längen im Gebiet bemerkbar machen. Sie bilden auch die Hauptrichtungen der Flussläufe. Die Betrachtung der Strukturen, die mehr als 2 km lang sind ergibt sogar eine Häufigkeit von über 25% (Abb. 66). Die N-S verlaufenden Lineare sowie die NW-SE streichenden Strukturen haben die geringste Anzahl, die E-W Lineare liegen bei etwa 20%, grundsätzlich sind diese Richtungen jedoch kürzer an der Oberfläche nachzuverfolgen. Der Wassertransport von der Serra de Caldas zum Zentrum von



Abbildung 67: Resultierende schematische Strukturelemente im Raum Caldas Novas

Caldas Novas erfordert durchgehende wasserleitende Strukturen, so dass für das hydrogeologische Strukturmodell diese ausgewiesen werden müssen. Auf der Serra de Caldas treten insbesondere an den Flanken die Klüfte offen zu Tage, da die Bodenüberdeckung fehlt. Sie können als durchgehende Strukturen erfasst werden und verlaufen größtenteils parallel zu der Faltenachse. Das Tal im Süden der Hochfläche zieht sich in N-S Richtung über die Hälfte der Serra hin. Ausgehend von diesen Trennflächen setzen sich die in der Höhenmodellanalyse ermittelten Kluftrichtungen in Richtungen NE bis in das Zentrum von Caldas Novas fort. Drei Hauptstrukturen wurden gewählt, die sich im Raum Caldas Novas stark in das Gelände einschneiden. Im zentralen Bereich der Ortschaft lassen sich drei weitere Lineare in der selben Richtung annehmen, die durch N-S und NW-SE gerichtete Strukturen durchbrochen werden und durch letztere einen Kontakt zum nördlichen Bereich herstellen.

## 4.5 Strukturmodell

Auf Grund der Komplexität der geologischen Situation im Raum Caldas Novas und der unterschiedlichen Beschaffenheit der Daten, die neben lithologischen Bohrprofilen tektonische Messungen, geologische Kartenwerke, geophysikalische Messungen und Strukturdaten beinhalten, ist eine dreidimensionale Konstruktion sinnvoll (Abb.68). Da die Bohrprofile nur in der Ortschaft Caldas Novas vorhanden sind,



Abbildung 68: Ansicht auf das geologische 3D Modell von Caldas Novas

müssen für die umliegenden Gebiete strukturgeologische Daten und Kartenwerke genügen. Das Ausstreichen der geologischen Schichten an der Oberfläche gibt Informationen zu den Lagerungsverhältnissen der Schichten, ebenso liefert die Arbeit von Silva et al. (2004) rund um die Serra de Caldas Einfalls- und Streichwinkel. Zentrales Element ist ebenfalls das aus dieser Publikation stammende Modell der Antiklinen, deren Verlauf qualitativ in das geologische Modell eingearbeitet wurde. Die Basis des Paranoá-Grundwasserleiters ist nicht erkundet. Es wurde eine großräumige gravimetrische Messkampagne Ende der siebziger Jahre durchgeführt, die eine Depression im Bereich der Serra de Caldas anzeigt (Haralyi, 1978). Die relative Vertiefung kann mittels dieser Daten nachvollzogen werden, die absolute Tiefe nicht. Diese ergibt sich aus hydrochemischen Versenkungsberechnungen des auf der Serra neugebildeten Wassers. Die Tiefe muss nicht der Basis der Paranoá-Schichten



entsprechen, jedoch gibt einen Minimalwert an und eine für das Wasserreservoir maßgebliche Tiefe (Reinhold, 2005). Das Tiefenminimum liegt unterhalb der Serra

Abbildung 69: Höhenlage der Basis des Paranoá-Grundwasserleiters

de Caldas und beträgt etwa -1000 Meter unter NN (Abb. 69). Mit wachsender Entfernung zu diesem Minimum steigt die Basis mit gleichbleibendem Gradienten auf bis zu -620 mNN im Osten an.

Die Unterkante des Araxá-Grundwasserleiters ist in seiner Höhenlage sehr viel variabler (Abb. 70). Die diskordant aufliegenden Araxá-Schichten steigen in Richtung der Serra de Caldas an bis sie an deren Flanke entlang der Überschiebungsstörung auskeilen. Das Ausstreichen liegt in einer Höhenlage von etwa 650 Meter ü.NN. Rund um die Serra tauchen die Quartzite und Schiefer mit Einfallswinkeln um die 20-30° ab und erreichen am größten Abstand zur Serra im Untersuchungsgebiet eine Höhenlage von etwa 0 mNN. Die Steilheit des Schichtabfallens mindert sich mit zunehmendem Abstand zur Serra de Caldas, distal liegen die Schichten nahezu



Abbildung 70: Höhenlage der Basis des Araxá-Grundwasserleiters

horizontal. Die Faltenachsen der Brachiantiklinen im Bereich von Caldas Novas treten als Aufwölbungen der Paranoá- in die Araxá-Formation auf. Diese erheben sich im Süden um etwa 100 Meter, in Caldas Novas beträgt die Aufhöhung etwa 250 Meter. Schwächere Aufwölbungen finden sich im Bereich der Lagoa Pirapitinga. Mit Ausnahme der Erhebung in Caldas Novas sind diese Strukturen nur durch tektonische Messungen an der Oberfläche nachgewiesen und daher nur qualitativ zu verstehen. Die Aufhöhungen der Araxá-Basis verlaufen entlang der zwei prognostizierten Faltenachsen in Caldas Novas (Abb. 71). Dabei hat die westliche einen größeren Einfluss und hebt die Paranoá-Gesteine auf bis zu 500 mNN, die östliche auf etwa 400 mNN. Entlang der aus dem Höhenmodell entnommenen Störungen kommt es zu Höhenunterschieden. Die NE-SW verlaufenden Lineare schneiden sich in die Morphologie der Oberkante der Paranoá-Schichten ein. Sie erzeugen Höherunterschiede von bis zu 100 Metern auf kurzer Distanz. Es ist anhand der Daten nicht zu ermitteln, ob die Erhöhung im Paranoá-Grundwasserleiter eine reine Aufwölbung ist oder ob insbesondere die Scherstrukturen in Richtung NE-SW Horst-Graben-Strukturen hervorrufen, an deren Rändern Versätze der Schichten um 100 Meter vorkommen. Die Intensität der Höhenunterschiede auf kleinem Raum deutet allerdings eher auf eine Bruchtektonik mit Versätzen hin. Dementsprechend ist die Mächtigkeit des



Abbildung 71: Höhenlage der Basis des Araxá-Grundwasserleiters in Caldas Novas

Paranoá-Grundwasserleiters in diesem Bereich etwas größer als im umliegendem Gebiet (Abb. 72). Die Mächtigkeit ist im Zentrum der Serra de Caldas durch die Deckenüberschiebung am größten und erreicht hier mindestens 2 km. Durch die Überlagerung der Araxá-Schichtpakete nimmt die Mächtigkeit mit Abstand zur Serra de Caldas ab, Im Raum Caldas Novas hat sie noch etwa 1300 Meter, weiter nach Osten sinkt sie auf 700 Meter, im Süden auf 600 Meter. Die Überschiebung im Bereich des Domes der Serra geschah mehrfach, nach Silva et al. (2004) dreifach. Damit stimmen die Mächtigkeiten grundsätzlich überein, eine Verdreifachung der



Minimalmächtigkeit von 600-700 Metern bedeutet im Zentrum der Serra de Caldas ein e Gesamtmächtigkeit zwischen 1800 und 2100 Metern. Die Mächtigkeiten des

Abbildung 72: Mächtigkeit des Paranoá-Grundwasserleiters

Araxá-Grundwasserleiters variiert von 0 Meter auf der Serra de Caldas bis etwa 1000 Meter im Süden der Serra (Abb. 73). Die Mächtigkeiten verhalten sich umgekehrt zu denen des Paranoá-Grundwasserleiters. Mit zunehmendem Abstand zur Serra de Caldas steigen sie an. Durch die relativ ebene Geländeoberfläche außerhalb der Serra treten sämtliche Erhebungen im Paranoá-Grundwasserleiter in Form einer Reduktion der Mächtigkeit im Araxá-Grundwasserleiter auf. Insbesondere in Caldas Novas ist die Reduktion mit 350 Metern erheblich. Der Porengrundwasserleiter aus tertiären und quartären Lockergesteinen bildet die Deckschicht der Serra de Caldas. Seine Bedeutung liegt vor allem in der Infiltrationsleistung für das Regenwasser auf der Serra. Der Paranoá-Grundwasserleiter wurde an den fünf Grundwassermessstellen auf der zentralen Serra de Caldas erbohrt. Informationen insbesondere im Süden und im Nor-



Abbildung 73: Mächtigkeit des Araxá-Grundwasserleiters

den liegen nicht vor. Anhaltspunkte für die Mächtigkeit des Porengrundwasserleiters bietet der Verlauf des südlichen Tales, an dem die Quartzite der Paranoá-Gruppe teilweise ohne Überdeckung anstehen und sich so die Lockergesteine ausdünnen. Ebenso keilen die tertiären und quartären Formationen zu den Rändern hin aus. Die größten Mächtigkeiten liegen im Nordosten vor, wo sich auch die größten Erhebungen auf der Serra befinden. Mit über 40 Metern Mächtigkeit hebt sich dieses Gebiet von den ansonsten meist zwischen 30 und 40 Metern liegenden Mächtigkeiten ab.



Abbildung 74: Mächtigkeit des tertiären Grundwasserleiters auf der Serra de Caldas

# 5 Numerische Modellierung

### 5.1 Modellkonzept

Das numerische Strömungs- und Transportmodell muss folgende Zusammenhänge wiedergeben können. Das versickernde Niederschlagswasser wärmt sich im Zuge seiner Versenkung gemäß dem geothermischen Tiefengradienten auf, um dann an Quellen und Brunnen mit hoher Temperatur aufzusteigen (Abb. 75). Dabei spielt



Abbildung 75: Konzeptionelle Funktionsweise des Strömungs- und Wärmetransportmodells Caldas Novas, Pfeile zeige Wasserbewegungen an

die große Schüttungsmenge der Rio Quente Quelle ein große Rolle, da sie einen erheblichen Anteil des Neubildungswassers für sich beansprucht. Der Wassertransport geschieht im Wesentlichen über Klüfte, die den schnellen Umsatz großer Wassermengen erlauben. Das Niederschlagswasser hat auf der Serra geringere Temperaturen als in Caldas Novas, dabei aber eine größere Neubildungsrate. An der Lagoa Pirapitinga treten hochtemperierte Wässer zu Tage, jedoch ist die Schüttungsmenge gering. Eine weitere Anforderung an das Modell ist die Nachbildung der gespannten hydraulischen Verhältnisse im Paranoá-Grundwasserleiter und die damit verbundene Fähigkeit, das warme Wasser gemäß dem Druckgradienten von unten in den Araxá-Grundwasserleiter zu befördern. In diesem verteilt sich das Wasser durch die größeren Transmissivitäten der Brekzie lateral und wird durch die Brunnen gefasst.

## 5.2 Modellaufbau

Die Modellausdehnung in der Horizontalen wie auch Vertikalen erfordert ein Verständnis der Strömungssituation im Untergrund und ist zudem abhängig von dem Betrachtungsmaßstab. Die Klärung der hydraulischen und energetischen Zusammenhänge der Region Caldas Novas stellt die Anforderung an das numerische Modell, sämtliche wasserwirtschaftlich relevanten Gebiete abzubilden, dazu gehört die gesamte Serra de Caldas als auch angrenzende Gebiete westlich davon, im Abstrom des Rio Quente. Im Osten muss das Gebiet bis zur Lagoa Pirapitinga umfasst werden. Damit werden zudem die relevanten geologischen Gegebenheiten, die Schichthebungen und tektonische Strukturen, erfasst. Begrenzende Elemente sind die Flussläufe,



Abbildung 76: Lage und Diskretisierung des Modellgebietes sowie oberflächennahe Randbedingungen des numerischen Strömungsmodells Caldas Novas

die am nördlichen und südlichen Teil der Serra de Caldas in E-W Richtung verlaufen. Sie bilden die wesentlichen Entwässerungselemente und treten neben ihrer begrenzenden Funktion auch im Zentrum des Modellgebietes auf (Abb. 76). Sie sind als Cauchy-Randbedingung (Randbedingung 3. Art) im Modell realisiert. Die oberflächennahen Entwässerungsstrukturen gelten nicht zwangsläufig auch für den tiefen Paranoá-Grundwasserleiter. Die Auswertung der Wasserstandsdaten im un-



Abbildung 77: Vertikale Diskretisierung des Modellgebietes sowie Zuweisung der hydraulischen Leitfähigkeiten des numerischen Strömungsmodells Caldas Novas

teren Bereich zeigen jedoch eine Fließrichtung, die ausgehend von der Serra de Caldas in östliche bzw. im Westen in westliche Richtung verläuft, und damit bilden die Grenzen Randstromlinien mit ähnlichem Verlauf wie die begrenzenden Flüsse. Die Quellen des Rio Quente und der Lagoa Pirapitinga treten als Festpotential mit Werten der Geländeoberkante im Modell auf. Die Diskretisierung des Modellgebietes erfordert eine Verfeinerung des Modellnetzes entlang der wesentlichen Strukturen, dazu zählen die Trennflächensysteme als auch die Flussläufe. Des Weiteren ist eine radial verlaufende Verfeinerung um die Förderbrunnen erforderlich. Die Verfeinerungen sind auch unter den Gesichtspunkten der Wärmetransportmodellierung wichtig, um numerische Dispersionseffekte zu reduzieren und die Stabilität des Modells zu erhöhen. Die vertikale Diskretisierung umfasst sämtliche hydraulisch wirksame Stratigraphien bis zur Basis des Paranoá-Grundwasserleiters (Abb. 77).

Der Araxá-Grundwasserleiter unterteilt sich im Modell in drei Teilbereiche. Die unkonsolidierten Bodenschichten mit vergleichsweise hohen hydraulischen Durchlässigkeiten, die im Zentrum von Caldas Novas meist trockenfallen, jedoch in Randbereichen und im Kontakt mit Flussläufen eine Rolle spielen. Die Haupteinheiten des Araxá-Grundwasserleiters besitzen Durchlässigkeiten von  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s. Um alle Filterlagen der Brunnen zu erfassen, als auch zur Stabilisierung des Modells, wurde diese Schicht in 4 Unterschichten geteilt. An der Basis befindet sich der Bereich der tektonischen Bekzie mit höheren hydraulischen Durchlässigkeiten, die im ihrem Zentrum im Bereich von Caldas Novas mit bis  $11 \cdot 10^{-5}$  m/s angenommen werden. Zwischen Araxá- und Paranoá-Gruppe weisen die gespannten Verhältnisse in Letzterer auf einen Grundwasserhemmer hin, der lithologisch nicht genau erfasst werden kann. In einigen Brunnen kann der Marmor als ein solcher verzeichnet werden, jedoch ist er häufig nicht nachgewiesen und variiert in seiner Mächtigkeit stark. Für die Modellierung wurde diese Schicht exemplarisch mit einer 10 Meter mächtigen Schicht mit sehr geringer Durchlässigkeit angesetzt ( $1 \cdot 10^{-15}$  m/s). Die Werte können deutlich darüber liegen, werden allerdings durch größere Mächtigkeiten wiederum stärker ausgeprägt. Um den hohen k<sub>f</sub>-Wertkontrast abbilden zu können, wurde die Schicht in drei Unterschichten geteilt. Der Paranoá-Grundwasserleiter wurde mit einer homogenen hydraulischen Leitfähigkeit von  $1 \cdot 10^{-7}$  m/s modelliert und wegen der oben beschriebenen Filterlagen und Stabilität in drei Unterschichten geteilt.

Die Startwerte der Grundwasserneubildung liegen auf der Serra de Caldas gemäß den Berechnungen bei 740 mm/a. In der Umgebung liegen die Werte deutlich darunter, zwischen 20 und 160 mm/a, Die Ortschaft hat dabei die geringsten Neubildungswerte, die Weidenbereiche die höchsten. Waldgebiete liegen mit 80 mm/a dazwischen. Diese Vorgabe geht davon aus, dass das meiste des Niederschlagswassers über die Flussläufe entwässert, die nicht vollständig an das Grundwasser angekoppelt sind und daher in ihrer Funktion nicht im Modell nachgestellt werden können.

Die Trennflächen wurden im Modell aus den tektonischen Betrachtungen (s. Kap. 4.4) übernommen. Aussagen zur Kluftöffnungsweite können anhand der Daten nicht getroffen werden, es wurde vor der Kalibrierung eine einheitliche Öffnungsweite von 1 mm angenommen.

Die Wärmeverteilung des Untergrundes im Raum Caldas Novas wird grundsätzlich tiefenorientiert mit einem geothermischen Gradienten von 3 °C angenommen. Dadurch ergibt sich eine maximale Reservoirtemperatur an der Basis von etwa 80 °C. Diese wird rechnerisch über eine Wärmerandbedingung 1. Art (feste Temperatur) über die gesamte Basisfläche des Modells implementiert. Der Wärmestrom nach oben erfolgt über den energetischen Gradienten, der an der Modelloberkante ebenfalls durch eine thermische Randbedingung 1. Art eingebracht wird, die der mittleren Luft-temperatur entspricht. Diese liegt auf der Serra de Caldas bei 21 °C, in Caldas Novas bei 25,6 °C. Der Wärmetransport erfolgt über das Gestein als auch über das Fluid. Beide Transportmedien haben unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten und Wärmekapazitäten, die den Wärmeübergang beeinflussen. Wasser hat eine Wärmeleitfähigkeit von 0,63 J/m/s/K, seine Wärmekapazität liegt bei 4,182 MJ/m<sup>3</sup>/K. Der mineralogisch hauptsächlich aus Quarz bestehende Untergrund hat Wärmeleitfähigkeiten um die 2,5 J/m/s/K und eine Wärmekapazität von 2,25 MJ/m<sup>3</sup>/K.

### 5.3 Modellkalibration

Das numerische Strömungs- und Transportmodell kann nur sinnvolle Ergebnisse liefern, wenn sie mit Messwerten verglichen werden und an diese angepasst werden. Neben diesem konkreten Wertevergleich müssen sie grundsätzlichen Kriterien genügen, wie beispielsweise der Bedingung, dass die Wasserstände nicht das Gelände übertreffen. Die Kalibration des Modells Caldas Novas unterliegt der Schwierigkeit, dass Messwerte nur lokal sehr begrenzt vorliegen. Wasserstände und Wassertemperaturen liegen nur an Brunnen in der Ortschaft Caldas Novas vor. Die Wasserstandsmessungen haben zudem eine große Ungenauigkeit auf Grund der Art der Datenerhebung als auch auf Grund des Umstandes, dass sie in Brunnen gemessen werden. Neben der Kalibrierung der Wasserstände und Temperaturen muss die Gesamt Wasserbilanz plausibel sein. Dazu spielt die Quellschüttung der Rio Quente Quelle ein herausragende Rolle, da sie einen Großteil des Neubildungswassers der Serra de Caldas entwässert. Ebenso muss die Wassertemperatur dieser Quellen, als auch der Quelle an der Lagoa Pirapitinga, vom Modell wiedergegeben werden. Es ergeben sich daher folgende Kriterien zur Kalibration:

- Wasserstände in den Brunnen sollen nachgebildet werden. Diese Nachbildung fällt jedoch in ihrer Relevanz auf Grund der Unsicherheiten hinter die anderen Kriterien, die Toleranzgrenze wurde mit ± 5 Metern vorgegeben.
- Die Wassertemperaturen der Brunnen haben eine Toleranz von ± 2,5 °C. Im Bereich von Caldas Novas bilden sie das Hauptkriterium der Modellkalibration. Ihre Abhängigkeit von der Tiefe der Brunnen mindert ihre Aussagekraft an Brunnen, deren Ausbaudaten nicht vorhanden sind.
- Die Quellschüttung der Rio Quente Quelle ist ein Maß für die Funktionalität der Wasserverteilung im Modell. Ihr Einzugsgebiet kann mittels des Strömungsmodells ausgewiesen werden und stellt ein wichtiges Ergebnis dar. Es wurde die Quellschüttung von 1,275 m<sup>3</sup>/s angesetzt. Die Quellen der Lagoa Pirapitinga werden in ihrem Abfluss nicht erfasst, nach visuellen Eindrücken kann sie jedoch nur einige Liter pro Sekunde betragen. Die Temperaturen der Quellen sind bekannt und daher auch für das Modell ein Funktionskriterium.

Durch die Mischung im Abfluss der Quellen mit kälterem Wasser werden die Maximaltemperaturen im Quellbecken als Referenz verwendet.

 Der Flurabstand kann außerhalb von Caldas Novas nur qualitativ erfasst werden und muss unterhalb der Geländeoberkante liegen, der Flurabstand vor Brunnenbetrieb lag bei etwa 10-20 Metern, dieser Wert ist Anhaltspunkt für umliegende Wasserstände.

Um die Kriterien zu erfüllen, wurden im Zuge der Kalibrierung die Parameter in hydrogeologisch sinnvollen Grenzen variiert. Auf der Serra de Caldas wurden die Kluftöffnungsweite von 1 mm auf 3 mm erweitert, um das Wasser der Quelle des Rio Quente zuzuführen. Ebenso wurde die oberste Schicht unterhalb des Bodens um eine Zehnerpotenz reduziert. Die Vergrößerung beider Parameter unterstützt die Möglichkeit, dass Bereiche des Paranoá-Grundwasserleiters Quarzitverkarstung aufweisen können. Die Grundwasserneubildung wurde in den steilen Randbereichen auf 0 mm

Tabelle 15: Bilanzgrößen des kalibrierten numerischen Strömungs- und Wärmetransportmodelles in  $m^3/s$ . R. Q. = Rio Quente, L. P. = Lagoa Pirapitinga, GWN=Grundwasserneubildung

	R. Q.	L. P.	Flüsse (-)	Flüsse (+)	GWN	Brunnen	Differenz
gemessen	1,275	-	-	-	-	0,2	-
berechnet	1,265	0,0037	2,35	0,77	2,91	0,2	$4 \cdot 10^{-3}$

reduziert. Die hier exponierten schwach durchlässigen und entlang der Steilkante auftretenden Quartzite erhöhen den Oberflächenabfluss deutlich. Im Gegenzug wurde die Neubildung auf den Lockergesteinen der Serra de Caldas auf 900 mm/a erhöht. In Bereich von Caldas Novas zeigte sich, dass die Kluftöffnungsweiten im Übergang Paranoá/Araxá mit 1 mm zu groß sind. Die Wasserstände im Araxá-Grundwasserleiter waren durch den Überdruck des Paranoá-Grundwassers zu hoch. Ebenso wurden schwach durchlässige Klüfte im Umfeld der ehemaligen Quelle des Rio de Caldas geöffnet, um die Temperatur zu erhöhen. Insgesamt zeigte sich, dass die Klüfte in hohem Maße für die Temperaturverteilung im Paranoá-Grundwasserleiter verantwortlich sind, der Bereich der Brekzie im Araxá-Grundwasserleiter bedingt die laterale Verteilung der Temperatur. Die hydraulischen Durchlässigkeiten im Araxá-Grundwasserleiter wurden kaum verändert.

Die Gesamtwasserbilanz des kalibrierten Modells (Tab. 15) stellt die Grundwasserneubildung den Abflüssen und Entnahmen entgegen. Die Grundwasserneubildung des Gesamtgebietes liegt bei 2,91 m<sup>3</sup>/s, was etwa 251.000 m<sup>3</sup> täglich entspricht. Höher als dieser Wert kann Entnahme und Abfluss langfristig nicht sein, ohne die Grundwasserressource aufzubrauchen. Etwa 35 % des verfügbaren Wassers aus der Grundwasserneubildung wird in der Quelle des Rio Quente entwässert. Die Lagoa Pirapitinga schüttet hingegen geringe 3,7 l/s und ist für die Gesamtwasserbilanz unerheblich. Die Flussläufe der Region zeigen größtenteils effluente Verhältnisse. Im Zuge der Kalibrierung wurden Quellgebiete reduziert, in denen influente Verhältnisse herrschen. Somit verkürzt sich die Erstreckung sämtlicher Flüsse gegenüber ihrer aus aus Satellitendaten digitalisierten Länge. An mehreren Stellen infiltriert Flusswasser entlang der flussabwärts gelegenen Bereiche, die Richtigkeit dieses Modellverhaltens kann wegen fehlender Daten nicht überprüft werden. Etwa 58% des Wassers werden dem Modellgebiet über die Flussläufe entzogen. Die restlichen 7% werden von der



Abbildung 78: Gegenüberstellung der berechneten mit den gemessenen Wasserständen des kalibrierten Strömungsmodells

Entnahme an den Förderbrunnen in Caldas Novas beansprucht. Das ist in etwa 1/5 der Quellschüttung des Rio Quente. Die Wasserbilanz des numerischen Strömungsmodells ist stimmig und jede der Komponenten entspricht den Beobachtungen. Die sehr geringen Abweichungen zwischen den zwischen Einstrom und Ausstrom des Modells belegen seine numerische Stabilität.

Die Modellanpassung der gemessenen Grundwasserspiegel erfolgte für das Jahr 2009. Die Wasserstände im Araxá-Grundwasserleiter variieren insgesamt stärker als im Paranoá-Grundwasserleiter. Ihre Abweichung (Abb. 78) konnte hinreichend genau vorgenommen werden. Tendenziell liegen die Wasserstände im ungespannten Araxá-Grundwasserleiter im Modell etwas zu hoch, im Paranoá-Grundwasserleiter ist diese Tendenz viel geringer, in ihrer Gesamtheit erfüllen sie aber das Toleranzkriterium. Die Energiebilanz muss ebenfalls ausgeglichen sein. Durch die modelltechnisch Tabelle 16: Energiebilanzgrößen des kalibrierten numerischen Strömungs- und Wärmetransportmodelles in MW. R. Q. = Rio Quente, L. P. = Lagoa Pirapitinga

R. Q.	L. P.	Flüsse	Brunnen	Wärmestrom
-180	-0,7	-81	-28	117

notwendige Belegung der zweiten Schicht mit der Strömungsrandbedingung 3. Art im Bereich der Flussläufe kann dieses jedoch vom Modell nicht aufgelöst werden, da die Flüsse in dieser Schicht zusätzlich Energie entziehen und daher die Bilanzausgabe des Modells insgesamt negativ wird (Tab. 16). Dieses Verhalten entspricht nicht der Gesamtenergiebilanz. Der Wärmestrom führt an der Modellunterkante Energie zu und an seiner Oberfläche ab. Der Wärmestrom ist mit 117 MW positiv. Die größte



Abbildung 79: Gegenüberstellung der berechneten mit den gemessenen Temperatur des kalibrierten Strömungs- und Wärmetransportmodells

Energiesenke ist auf Grund ihrer hohen Schüttung die Rio Quente Quelle, durch die über das warme Wasser Energie entzogen wird. Die Lagoa Pirapitinga hat aus selbem Grund trotz der deutlich höheren Temperaturen einen sehr viel geringeren Energieabstrom. Die Flüsse entnehmen ebenfalls Energie, die allerdings ebenfalls durch die Lufttemperaturen erzeugt wird. Die Thermalbrunnen entziehen knapp 30 MW. Die Fördermengen betragen ein Fünftel der Schüttungsmenge der Rio Quente Quelle, ihre Energieentnahme liegt im Vergleich etwas unterhalb der fünffachen Menge gegenüber Rio Quente. Das deutet auf eine Gesamtentnahmetemperatur der Brunnen unterhalb der Quelltemperatur hin.

Der Vergleich der gemessenen Temperaturen mit den berechneten (Abb. 79) zeigt eine gute Korrelation. Einige der Brunnentemperaturen konnten nicht nachgebildet werden, dabei handelt es sich im Wesentlichen um die nordöstlich gelegenen Brunnen, die im Modell eine etwas zu geringe Temperatur aufweisen.

### 5.4 Ergebnisse der Modellierung

Die Modellierung zeigt die Funktionalität der hydraulischen und energetischen Zusammenhänge im Grundwasserleitersystem Caldas Novas. Die Quellschüttung des Rio Quente kann unter Berücksichtigung der berechneten und abgeschätzten Grundwasserneubildung nachgebildet werden. Ferner zeigen die Brunnen die gemessene Temperatur im Förderwasser sowie die Absenkung der Grundwasserdruckhöhe. Das numerische Strömungs- und Transportmodell dient neben seiner Eignung als Prognosewerkzeug ebenso der indirekten hydrogeologischen Erkundung. So kann es Aussagen zu Durchlässigkeiten, Kluftöffnungsweiten sowie Einzugsgebieten liefern, auch in Gebieten, die nicht durch Messungen jeglicher Art aufgeschlossen sind. Ein wichtiges Ergebnis ist die Lage der Druckwasserhöhen in den beiden Grundwasserleitern. Im Araxá-Grundwasserleiter (Abb. 80) verläuft der Grundwasserspiegel



Abbildung 80: Berechneter Druckwasserspiegel des Araxá-Grundwasserleiters

in etwa radial abfallend von der Serra de Caldas ausgehend. Der Übergang von dem Plateau mit dem Porengrundwasserleiter zum umliegenden Araxá-Quarzit kann im Modell nicht exakt nachgebildet werden, da das Entwässerungssystem an den Flanken der Serra de Caldas nicht im Detail erfasst ist. Der Flankenbereich ist in den Grundwassergleichen ausgespart, auch sind die Höhen des Grundwasserspiegels im Nahbereich der Serra etwas zu hoch. Im Westen der Serra de Caldas fließt das Grundwasser mit einem Gradienten von etwa 0,03 in Richtung Westen ab. Auf der östlichen Seite der Serra ist der Gradient kleiner. Das relativ gleichförmige laterale Fließverhalten wird an vielen Flussläufen verändert. Die effluenten Verhältnisse lassen das Grundwasser dem Oberflächenwasser zuströmen und neigen so die Isolinien der Grundwasserhöhe konvex in Stromrichtung. Das Grundwasser im Osten des Gebietes strömt dem Corumbá-Stausee zu, dessen Wasserspiegel bei etwa 600 bis 620 Meter über NN liegt. Im nördlichen Teil der Ortschaft Caldas Novas bildet sich eine in etwa E-W verlaufende Grundwasserscheide aus. Sie liegt zwischen den nördlichen Flussläufen der Stadt und lässt sich bis zum Corumbá-Stausee verfolgen. somit folgt die Grundwasseroberfläche im Wesentlichen der Morphologie. Im Zentrum von Caldas Novas senkt sich der Grundwasserspiegel durch die Brunnenförderung ab (Abb. 81). Die ausgeprägteste Absenkung befindet sich nahe der ehemaligen Quelle des Rio de



Abbildung 81: Berechneter Druckwasserspiegel des Araxá-Grundwasserleiters im Nahbereich der Ortschaft Caldas Novas mit Einfluss der Absenkung

Caldas im Bereich des heutigen Einkaufszentrum Tropical. Sowohl westlich als auch östlich des Flusses sind die Absenkungen auf Grund der Brunnendichte und hohen Entnahmen am größten. In größerer Entfernung zum Stadtzentrum ist die Absenkung weniger ausgeprägt, im direktem Umfeld der Brunnen jedoch auch sichtbar. Der Absenkungsbetrag liegt zwischen 15 und 25 Metern und entspricht den Beobachtungen des Wasserspiegels der letzten Jahrzehnte (Abb. 3). Der Einflussbereich der Brunnenförderung ist auf Grund des Grundwassergleichenplanes mit mindestens 2 km bis 3 km Durchmesser zu schätzen. In seinen Fließrichtungen verhält sich



Abbildung 82: Berechneter Druckwasserspiegel des Paranoá-Grundwasserleiters

der Paranoá-Grundwasserleiter grundsätzlich ähnlich dem Araxá-Grundwasserleiter (Abb. 82). Der Abstrom des auf der Serra de Caldas neugebildeten Grundwassers erfolgt radial. An den Flanken der Serra stellt sich ein großer Gradient von 0,1 ein, der sich jedoch im weiteren Abstrom mäßigt und im Bereich von Caldas Novas etwa 0,05 beträgt. Auf der Serra de Caldas variieren die Wasserstände stärker als in der Umgebung. Grundsätzlich zeichnen sie die Morphologie nach, die Hochlagen im Nordosten haben auch die höchsten Grundwasserstände. Zur Quelle des Rio Quente hin nehmen die Wasserstände stärker ab als zum Süden hin. Es entstehen Gradienten zu den Trennflächen hin, die sich im Bild der Isolinien abzeichnen. In Trennflächennähe beträgt er den hohen Wert 0,1. Das Entwässern über die 3 mm geöffneten Klüfte spiegelt sich im Gegensatz zum Bereich von Caldas Novas deutlich in den Grundwassergleichen wider. In Caldas Novas liegen gespannte Verhältnisse vor. Die regionale Abflussrichtung verläuft in Richtung Corumbá-Stausee, mehr

jedoch in Richtung des Quellgebietes des Rio Pirapitinga. Inwieweit der weitere Abstrom in Richtung Osten geschieht, lässt sich an dieser Stelle nicht klären. Der Druckspiegel wird in Richtung Osten stärker artesisch, was auch die Quelle an der Lagoa Pirapitinga zeigt.

Der Absenkungstrichter im Paranoá-Grundwasserleiter macht sich einerseits durch starke Absenkungsbeträge im Nahbereich der Brunnen bemerkbar, andererseits durch den weitreichenden Einfluss im Abstrom der Brunnen (Abb. 83). Der Anstrom an die



Abbildung 83: Berechneter Druckwasserspiegel des Paranoá-Grundwasserleiters im Nahbereich der Ortschaft Caldas Novas mit Einfluss der Absenkung

Brunnen ist wie auch schon in der Messwertinterpolation gleichförmig und in E-W Richtung. Die Brunnen erzeugen große Absenkbeträge von teilweise über 25 Metern, die jedoch mit hohem Gradienten im Nahbereich der Brunnen ausgeprägt sind. Ein weiträumiger Einflussbereich wie im Araxá-Grundwasserleiter ist nur im Abstrom erkennbar. Im Bereich der beiden östlichsten Brunnen formt sich ein ausgedehnter Absenkbereich in Richtung Osten aus.

Die Einzugsgebiete der Quellen und der Brunnen spielen für das Verständnis der Hydrogeologie des Gebietes eine große Rolle. Die Abgrenzung kann mittels Rückwärtsbahnlinien im Modell visualisiert werden (Abb. 84). Es wird eine konstante Anzahl von Bahnlinien vom jeweiligen Ausgangspunkt generiert, eine Häufung der Bahnlinien beschreibt bevorzugte Fließwege. Auf Grund der Limitierung in der Anzahl der Bahnlinien werden nicht alle Fließwege restlos erfasst, das gilt insbesondere für die Bereiche zwischen den Trennflächen. Die Quelle des Rio Quente bezieht



Abbildung 84: Rückwärtsbahnlinien von den Brunnen und der Rio Quente Quelle in allen Modellschichten

ihr Wasser ausschließlich von der Serra de Caldas. Die Wasserbewegung findet im Wesentlichen über die Trennflächen statt. Ein Vergleich mit den Einzugsgebieten des Oberflächenwassers zeigt, dass die unterirdische Wasserscheide im Norden der Serra mit der Wasserscheide des Oberflächenabflusses übereinstimmt. In etwa befindet sie sich im Bereich der ausgedehnten Trennfläche, die in N-S Richtung die Serra de Caldas quert. Das Einzugsgebiet der Brunnen des Paranoá-Grundwasserleiters ist exakt auf das östliche Oberflächenwassereinzugsgebiet beschränkt und bedeckt flächenmäßig den geringsten Teil der Serra de Caldas. Das südliche Gebiet der Serra, das an der Oberfläche über das zentral liegende Tal in Richtung Süden entwässert, nährt zumindest teilweise ebenfalls die Rio Quente-Quelle. Oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet haben nicht dieselbe Ausdehnung. Das deckt sich mit der Beobachtung, dass im Süden die Quellen eher trockenfallen und so Wasser über die Klüfte entgegen der Abstromrichtung des Oberflächenwassers der Quelle zuführen. Das Einzuggebiet der Brunnen teilt sich gemäß der Zuordnung zu den verschiedenen Grundwasserleitern. Die Rückwärtsbahnlinien im Paranoá-Grundwasserleiter folgen den Klüften, die von der Serra de Caldas in Richtung NE verlaufen. Es ist die tektonische Vorzugsrichtung der Grundwasserbewegung der tiefen Schichten. Auf der Serra de Caldas sind neben dieser Richtung auch die NW-SE gerichteten Klüfte für die Wasserbewegung bevorzugt. Die Strömungsrichtungen im Araxá-Grundwasserleiter sind weniger an die Kluftrichtungen gebunden, die im oberen Grundwasserstockwerk schwächer ausgebildet sind. Vielmehr weiten sich die Einzugsgebiete der Brunnen mit Abstand zu selbigem auf. Sie fassen das Niederschlagswasser westlich der Ortschaft Caldas Novas bis hin zur Steilkante der Serra de Caldas. Dieser Bereich zwischen den Brunnenstandorten und der Serra de Caldas ist zudem durch eine hohe Sensibilität gegenüber einem möglichen Schadstoffeintrag gekennzeichnet. In der dreidimensionalen Ansicht der Rückwärtsbahnlinien (Abb. 85) stellt sich



Abbildung 85: Rückwärtsbahnlinien im dreidimensionalem Modellraum

die Tiefenverteilung des Förderwassers der Brunnen und des Quellwassers der Rio Quente-Quelle dar. Die Mischtemperaturen des Wassers an der Quelle resultieren aus einer geringeren Versenkungstiefe des Niederschlagswassers. Die Brunneneinzugsgebiete reichen nahezu an die Basis des Paranoá-Grundwasserleiters und weisen dementsprechend hohe Temperaturen auf, bevor sie durch die Mischung mit Araxá-Grundwasser abgekühlt werden.

Die Temperaturverteilung im oberen Teil des Araxá-Grundwasserleiters zeigt die Temperaturanomalie im Grundwasser von Caldas Novas (Abb. 86). Die hohen Temperaturen liegen nahe der Kluft im Bereich der ehemaligen Quelle des Rio de Caldas. Die Wassertemperaturen liegen direkt im Bereich der Kluft bei 35°C bis 36°C. Diese Temperatur könnte auch die Austrittstemperatur der ehemaligen Quelle im Stadtzentrum gewesen sein. Mit zunehmendem Abstand zu der Kluft sinkt die Temperatur des Grundwassers ab und reduziert sich innerhalb einer Strecke von etwa 400 Metern um knapp 10°C auf 28°C. Weiter in der Tiefe ist die Temperaturverteilung einerseits



Abbildung 86: Darstellung der Temperaturanomalie im oberen Teil des Araxá-Grundwasserleiters

durch höhere Temperaturen, andererseits durch eine weitreichende laterale Verteilung der hohen Temperaturen gekennzeichnet (Abb. 87). An der zentralen Kluft liegen die Maximaltemperaturen bei über 40°C. Dieser Bereich steht in direktem Kontakt mit dem Paranoá-Grundwasserleiter. Die Temperaturanomalie zieht sich im unteren Bereich des Grundwasserleiters weiter nach Norden als im oberen entlang der hier verlaufenden Trennfläche. Die Wassertemperatur beträgt hier über 35°C. Weiter in Richtung Serra de Caldas ist die Temperaturverteilung ungleichförmig, es gibt schwach ausgeprägte Zonen erhöhter Temperatur an Stellen, wo im Paranoá-Grundwasserleiter eine Kluft verläuft. Die Quellbereiche des Rio Quente als auch der Lagoa Pirapitinga zeichnen sich durch Zonen erhöhter Temperatur ab.

Im Paranoá-Grundwasserleiter sind die Temperaturen im Stadtgebiet von Caldas

Novas größer als 50°C (Abb. 88). Die Temperatur steigt vom Anstrom im Westen bis zur zentralen Kluft stetig an, wo direkt an der Kluft Temperaturen von 65°C herrschen können. Die Entlastung an dieser Struktur begünstigt das Aufsteigen hochtemperierter Wässer aus den basalen Schichten des Grundwasserleiters. Die hohen Wassertemperaturen erstrecken sich entlang der N-S ausgerichteten Kluft in Richtung Norden. Im Paranoá-Grundwasserleiter sind die Temperaturen stark an



Abbildung 87: Darstellung der Temperaturanomalie im unteren Teil des Araxá-Grundwasserleiters

die Trennflächen gekoppelt. Das kühle Niederschlagswasser der Serra de Caldas kühlt den Untergrund stark ab. Das Wasser bewegt sich in Richtung Nordosten nach Caldas Novas wo es aufsteigen kann. Die zentrale Kluft führt weiterhin hochtemperiertes Grundwasser bis zu der Quelle Lagoa Pirapitinga. Im Bereich der Quelle des Rio Quente ist die Wassertemperatur in der Tiefe ebenfalls erhöht. Im Profilschnitt, ausgehend von der Quelle des Rio Quente über die Serra de Caldas und Caldas Novas bis zur Lagoa Pirapitinga im Osten, wird die Funktion der Temperaturverteilung deutlich (Abb. 89). Auf der Serra de Caldas versickert schwach temperiertes Niederschlagswasser und kühlt den Untergrund entgegen dem geothermischen Tiefengradienten ab. Mit der Versenkung dieses Wassers wärmt es auf. Insbesondere entlang der vertikalen Klüfte auf der Serra de Caldas dringt das Wasser in große Tiefen des Paranoá-Grundwasserleiters vor. Das Versickerungswasser hat dabei nicht genug Zeit, um sich gleichmäßig aufzuwärmen, und erzeugt so nach unten gerichtete Kältespitzen entlang der Klüfte (Abb. 89). Diese dringen auf der Ostseite der Serra de Caldas tiefer bis fast an die Basis des Paranoá-Grundwasserleiters. Auf der Westseite bewirkt die Drainage über die Rio Quente-Quelle, dass das Wasser nicht zu tief versenkt wird und schon in geringerer Tiefe dem Quellbereich zuströmt. Auf der östlichen Seite der Serra de Caldas wärmt sich das Grundwasser ebenfalls auf und fließt dem Entlastungsgebiet in Caldas Novas zu. Hier steigt hochtemperiertes Wasser an der zentralen Kluft auf und verteilt sich mit schwacher östlicher Drift im Araxá-Grundwasserleiter. Der Temperaturgradient verdichtet sich mit zunehmender



Abbildung 88: Darstellung der Temperaturanomalie im Paranoá-Grundwasserleiter

Höhe durch den steigenden Einfluss des kalten Niederschlagswassers. Weiter in Richtung Osten fallen die Temperaturen, bevor sie an der östlichen Modellgrenze an der Lagoa Pirapitinga wieder in gleicher Form ansteigen. An dieser Stelle lässt jedoch der geringe Wasserstrom ein ausgedehntes Erwärmen des Untergrundes nicht zu.



Abbildung 89: Querprofil der Temperaturverteilung entlang der Linie Lagoa Pirapitinga-Caldas Novas-Rio Quente (fünffach überhöht)

### 5.5 Prognoserechnungen

Um die Auswirkungen von klimatischen Änderungen als auch Änderungen im Betrieb der Brunnen zu quantifizieren, können Prognoserechnungen mittels des numerischen Strömungs- und Transportmodells durchgeführt werden. Sie stellen eine Betrachtung langfristiger Veränderungen dar, da die Berechnung für den stationären Strömungszustand durchgeführt werden. Von Interesse sind dabei die Auswirkungen einer verstärkten Bewirtschaftung des Thermalgrundwasserleiters, insbesondere die Änderung des Druckwasserspiegels in beiden Grundwasserleitern. Es können die Beträge der zusätzlichen Absenkungen im Vergleich mit dem Ist-Modell (Stand 2009) errechnet werden.

Der Trend, Brunnen im oberen Grundwasserleiter stillzulegen und diesen durch Neubohrung in den unteren Paranoá-Grundwasserleiter zu verbauen, soll in seiner Auswirkung auf Druckspiegel und Temperatur betrachtet werden. In der Zukunft werden die Auswirkungen immer interessanter, da nichts dafür spricht, dass der Trend gebrochen wird und auch keine gesetzliche Regelung ihn bislang einschränkt. Eine verstärkte Förderung des heißen Paranoá-Grundwassers kann jedoch zu einer Abkühlung der Brunnen im Araxá-Grundwasserleiter führen, da der aufsteigende Wasser- und Wärmestrom gemindert wird.

Ein weitere Einflussfaktor auf den Wasserhaushalt des Gebietes sind Änderungen im Klima. Der Trend, der an der Wetterstation in Goiânia beobachtet werden konnte, zeigt eine Erwärmung der Lufttemperatur mit dem Effekt, dass das Bodenwasser reduziert wird. Neben der Quantifizierung sinkender Wasserspiegel sollen auch die Reaktionen auf die Wassertemperatur angezeigt werden.

Es sollen demzufolge drei Szenarien diskutiert werden:

- Szenario 1 Um die Auswirkungen eines erhöhten Fördervolumens der Brunnen zu analysieren, wird die Gesamtfördermenge um 20% erhöht. Das entspricht einer Zunahme von 17800 m<sup>3</sup>/d auf 21400 m<sup>3</sup>/d. Die Erhöhung erfolgt gleichermaßen im Araxá- wie auch im Paranoá-Grundwasserleiter.
- Szenario 2 Für eine stärkere Förderung von Thermalwasser aus dem Paranoá-Grundwasserleiter bei insgesamt gleichbleibender Gesamtfördermenge wurde die Fördermenge im unteren Grundwasserleiter von 3600 m<sup>3</sup>/d auf 5000 m<sup>3</sup>/d erhöht, die Differenz wird zugleich von den Brunnen im Araxá-Grundwasserleiter abgezogen. Dabei wurden die Fördermengenunterschiede gleichmäßig auf alle Brunnen verteilt. Ein Brunnenneubau wurde nicht simuliert. Die Umverteilung lässt sich auch auf Grundlage bestehender Brunnen erörtern.

Szenario 3 Das in den letzten Jahrzehnten trockener werdende Klima der Region lässt sich mit einer Abnahme des Bodenwassers um 1,2% beziffern. Dafür wurden zwei Perioden á 30 Jahre gegenübergestellt. Kurzfristige Änderungen gehen darin unter. Für die Prognoserechnung wurde aber die Prozentzahl von 1,2% verwendet. Die Abzüge in den Neubildungsraten wirken sich durch die deutlich höheren Werte auf der Serra de Caldas stärker aus als in ihrem Umland. Die Lufttemperatur erhöht sich sowohl in Caldas Novas als auch auf der Serra de Caldas um 1,5°C.

#### 5.5.1 Szenario 1



Abbildung 90: Berechnete Differenz im Druckwasserspiegel in Caldas Novas im Araxá-Grundwasserleiter, Szenario 1, Referenzwasserspiegel aus 2009

Die Auswirkungen der höheren Förderraten in beiden Grundwasserleitern führen zu einer verstärkten Absenkung im Araxá-Grundwasserleiter (Abb. 90). Die Absenkung betrifft nahezu das gesamte Stadtgebiet von Caldas Novas und erstreckt sich insbesondere in Richtung Norden, wo einige der Förderbrunnen liegen. Die Maximaldifferenz zwischen den Wasserständen vom Jahr 2009 liegt im Zentrum der Stadt, wo auch die meisten Brunnen liegen, die zudem hohe Förderraten besitzen. Hier liegt die Differenz bei über 10 Metern, die der Wasserspiegel auf Grund der Mehrförderung fällt. Außerhalb der Stadt unterscheiden sich die Grundwasserspiegel nicht mehr, da die Grundwasserneubildung und die Wasserstände in den Flussläufen gegenüber dem Jahr 2009 nicht geändert wurden. Der Einfluss der hohen Förder-



Abbildung 91: Berechnete Differenz im Druckwasserspiegel in Caldas Novas und Umgebung im Paranoá-Grundwasserleiter, Szenario 1, Referenzwasserspiegel aus 2009

raten im Paranoá-Grundwasserleiter wirkt sich weitreichender aus als im Araxá-Grundwasserleiter, obwohl die zusätzliche Entnahmemenge geringer ist (Abb. 91). Die höchste Absenkung befindet sich im Zentrum der Stadt, hier wird das meiste Grundwasser entnommen. Dadurch senkt sich der Druckspiegel des Grundwassers im Vergleich zum Jahr 2009 um über 12 Meter. Die größere Differenz zum Araxá-Grundwasserleiter wird durch die geringeren hydraulischen Leitfähigkeiten erzeugt, die die Absenkung in Brunnennähe intensivieren, deren laterale Ausdehnung jedoch verkleinern. Durch die limitierte Wasserverfügbarkeit im Paranoá-Grundwasserleiter ist der Einfluss der erhöhten Fördermengen weitreichender und lässt sich bis zum Corumbá-Stausee im Osten als auch bis auf die Serra de Caldas im Westen verfolgen. Im Einzugsgebiet des Paranoá-Grundwasserleiters entsteht so eine zusätzliche Absenkung von etwa einem Meter, im Osten liegt sie zwischen zwei und vier Metern.
Neben den Veränderungen der Druckwasserspiegel erzeugt die zusätzliche Entnahme von Thermalwasser auch ein Absenken der Wassertemperaturen im Reservoir. Im Araxá-Grundwasserleiter (Abb. 92) liegt die maximale Abkühlung bei 2°C. Der Bereich gesenkter Temperaturen hat sein Maximum im Zentrum von Caldas Novas und zieht sich insbesondere in den Süden der Stadt entlang der Trennflächen. Im Norden ist die Abkühlung nur schwach ausgeprägt, die hier befindlichen Brunnen fördern insgesamt auch deutlich weniger Wasser als im Stadtzentrum. Vielmehr



Abbildung 92: Berechnete Differenz in der Wassertemperatur in Caldas Novas im Araxá-Grundwasserleiter, Szenario 1, Referenztemperatur aus 2009

wird der Abstrom beeinflusst. Das warme Wasser, welches aufsteigt und nach Osten im Araxá-Grundwasserleiter abfließt, wird durch die Mehrförderung im Paranoá-Grundwasserleiter reduziert, dadurch verliert der obere Grundwasserleiter an Wärme. Im Paranoá-Grundwasserleiter zeigt sich ein ähnliches Bild (Abb. 93). Der Wärmeverlust gegenüber dem Zustand 2009 betrifft hier verstärkt den Abstrom des Brunnenfeldes. Im Vergleich zum Araxá-Grundwasserleiter findet die Absenkung der Temperatur jedoch weiträumiger Maße statt. Ihr Maximum liegt bei etwa 2,5°C. Die Verringerung des Wasserstandes auf der Serra de Caldas verschiebt das Einzugsgebiet der Rio Quente-Quelle, so dass sie in ihrer Quellschüttungsmenge etwas reduziert wird. Der Betrag der Reduktion liegt bei 11 l/s, was in etwa 0,1% der Quell-



Abbildung 93: Berechnete Differenz in der Wassertemperatur in Caldas Novas im Paranoá-Grundwasserleiter, Szenario 1, Referenztemperatur aus 2009

schüttung entspricht. Die Temperatur des Quellwassers bleibt trotz der erhöhten Entnahme in Caldas Novas unverändert.

Ein stärkerer Einfluss zeigt sich an der Quelle der Lagoa Pirapitinga. Die Quellschüttung reduziert sich um 0,6 l/s, was in etwa 16% der Schüttung im Jahr 2009 entspricht. Auch die Temperatur senkt sich durch das reduzierte warme Wasser des Paranoá-Grundwasserleiters um 1°C.

Eine Steigerung der Gesamtentnahme zeigt Auswirkungen auf die gesamte Wasserbilanz des Systems, die besonders im Bereich von Caldas Novas und der Lagoa Pirapitinga sichtbar werden. Grundwasserstände wie in der Zeit vor 1997, als die städtische Trinkwasserversorgung über Brunnen im Araxá-Grundwasserleiter gesichert wurde, werden nicht erreicht, jedoch ist die Absenkung insbesondere im oberen Bereich spürbar und auch lateral weitreichend. Der Einfluss auf den Thermen-Betrieb an der Lagoa Pirapitinga ist bei einer Reduzierung der Quellschüttung und einhergehender Reduzierung der Wassertemperatur erheblich.

#### 5.5.2 Szenario 2

Die Verlagerung der Wasserförderung in den Paranoá-Grundwasserleiter wirkt sich auf die Druckwasserspiegel beider Grundwasserleiter als auch auf die Temperaturverteilung aus. Im Araxá-Grundwasserleiter erhöhen sich die Grundwasserspiegel durch die geringere Entnahme in den oberen Brunnen (Abb. 94). Die Aufhöhung hat ihr



Abbildung 94: Berechnete Differenz im Druckwasserspiegel in Caldas Novas im Araxá-Grundwasserleiter, Szenario 2, Referenzwasserspiegel aus 2009

Maximum mit 2 Metern im Stadtzentrum. Die schwachen Erhöhungen reichen lateral bis an die südliche Stadtgrenze, ihre Erstreckung ist N-S. Im Gegenzug erwirken die höheren Förderraten im Paranoá-Grundwasserleiter ein verstärktes Absinken der Grundwasserdruckfläche (Abb. 95). Die etwa 1300 m<sup>3</sup>/d, die zusätzlich entnommen werden, senken im Zentrum der Entnahme um über 12 Meter ab. Im Vergleich zu der Aufhöhung im Araxá-Grundwasserleiter ist dieser Wert um ein vielfaches größer. Ursache ist wie auch im Szenario 1 in den geringen hydraulischen Leitfähigkeiten zu suchen, die die Absenkeffekte intensivieren. Daneben ist die Aufhöhung ein Resultat aus geringerer Entnahmemenge und zeitgleich des geringeren Zustroms aus dem Paranoá-Grundwasserleiter bei höheren Entnahmen. Die Senkung des Grundwasserspiegels ist sehr weitreichend. Sie ist mit einem Wert von einem Meter an der Lagoa



Pirapitinga vorhanden, ebenso am Rand der Serra de Caldas. Die Temperaturen des

Abbildung 95: Berechnete Differenz im Druckwasserspiegel in Caldas Novas im Paranoá-Grundwasserleiter, Szenario 2, Referenzwasserspiegel aus 2009

Araxá-Grundwassers variieren in diesem Szenario nur geringfügig (Abb. 96). Die Auswirkungen sind lokal sehr begrenzt. Sie ziehen sich in etwa NW-SE Richtung durch das Stadtzentrum. Im Süden ist der Einfluss etwas weitläufiger. Die Temperaturdifferenzen liegen bei maximal 0,4°C bis 0,5°C im negativen Wertebereich. Die Reduktion der Fördermenge im Araxá-Grundwasserleiter reduziert auch das heiße Wasser aus dem Paranoá-Grundwasserleiter, welches nach oben strömt. Im Paranoá-Grundwasserleiter ist das Bild differenzierter (Abb. 97). Im Bereich der westlichen Brunnen im Zentrum steigt die Temperatur im Vergleich an. Sie erreicht Werte bis zu 0,8°C über denen aus dem Jahr 2009. Die Temperaturerhöhung beschränkt sich auf die zentralen Brunnen, weiter außerhalb nimmt die Temperaturdifferenz schnell ab und liegt in der Umgebung im negativen Bereich. In Richtung Serra de Caldas kühlt das Grundwasser im Anstrom um etwa 0,1°C ab. Dieses Verhalten ist dem höheren Gradienten zwischen Serra de Caldas und den Brunnen geschuldet, der zum einen etwas schnellere Fließzeiten zur Folge hat und zum anderen das Grundwasser etwas weniger tief versinken lässt.

Im Abstrom der Brunnen steigt die Temperatur im Vergleich zu 2009 etwas an,



Abbildung 96: Berechnete Differenz in der Wassertemperatur in Caldas Novas im Araxá-Grundwasserleiter, Szenario 2, Referenztemperatur aus 2009

aus den schon für den Araxá-Grundwasserleiter beschriebenen Gründen. Weiter in Richtung Lagoa Pirapitinga kühlt das Wasser wieder etwas ab und liegt mit 0,1°C knapp unter den Werten von 2009. Die Umverteilung der Förderraten macht sich auch außerhalb von Caldas Novas bemerkbar. An der Rio Quente-Quelle sinkt die Quellschüttung geringfügig. Sie wird um 0,9 l/s gesenkt, was 0,08% der Schüttungsmenge von 2009 entspricht. Dieser Wert ist sehr gering. Die Temperatur des Quellwassers bleibt gegenüber 2009 unverändert. An der Lagoa Pirapitinga sinkt die Quellschüttung ebenfalls, an dieser Lokalität um 0,4 l/s. Dieser geringe Wert macht etwa 9% der Gesamtschüttung der Quellen aus.

Die Quellen sind durch die stärkere Förderung des Paranoá-Grundwassers nur untergeordnet betroffen und es ist kaum eine Reduktion erkennbar. Ein anderes Bild liefert jedoch die Grundwassersituation in Caldas Novas. Zwar steigt das Grundwasser im Araxá-Grundwasserleiter etwas an, der Paranoá-Grundwasserleiter reagiert auf die zusätzliche Entnahme mit lokalen Absenkungsspitzen von zusätzlich über 12 Metern. Dieses Verhalten kann auch seit einigen Jahren in der Realität beobachtet werden. Der Grundwasserstand des Paranoá-Grundwasserleiters sinkt mit Zunahme der Brunnen, die in ihm gebaut werden.



Abbildung 97: Berechnete Differenz in der Wassertemperatur in Caldas Novas im Paranoá-Grundwasserleiter, Szenario 2, Referenztemperatur aus 2009

### 5.5.3 Szenario 3

Die klimatischen Auswirkungen der steigenden Temperatur, sofern dieses Szenario eintreten sollte, haben Einfluss auf das Grundwasserleitersystem in Caldas Novas, sowohl auf die Wassermenge, die durch die höhere Verdunstung verringert werden kann als auch auf die Temperaturen des Grundwassers, die zum einen von den Lufttemperaturen abhängen, zum anderen auf Veränderungen des Druckwasserspiegels reagieren.

Der Wasserstand im Araxá-Grundwasserleiter senkt sich auf Grund der geringeren Grundwasserneubildung nur wenig (Abb. 98). Auf die ohnehin geringe Neubildung auf dem Araxá-Aquifer wirkt sich eine Senkung um 1,2% kaum aus. Die Änderungen betragen im Stadtgebiet maximal etwas über 0,2 Meter. Die Absenkung betrifft hauptsächlich die zentralen Brunnen mit den hohen Fördermengen. Geringere Absenkungen können aber an allen Brunnen im oberen Bereich von Caldas Novas auftreten.

Außerhalb des Stadtgebietes ist die Absenkung wenig bis gar nicht vorhanden, was auch daran liegt, dass bei der Modellierung die Flusswasserstände gegenüber 2009 nicht verändert wurden. Die Senkung der Flusspegel wäre zu spekulativ und würde die Aussagekraft des Modells nicht erhöhen. In Trockenjahren kann jedoch beobachtet werden, dass der Wasserstand im Corumbá-Stausee sinkt und teilweise den gesamten See trocken fallen lässt. In diesen Jahren liegen die Niederschläge jedoch weit unter den im Modell angesetzten 1,2%, daher findet eine Variation des Seewasserspiegels für dieses Szenario nicht statt.

Auf der Serra de Caldas bewirkt eine Reduktion der Grundwasserneubildung eine fehlende Wassermenge von etwa 12 mm/a. Diese wirkt sich auf der Wasserstand in Paranoá-Grundwasserleiter sichtbar aus (Abb. 98, Abb. 99). Auf der Serra de Caldas



Abbildung 98: Berechnete Differenz im Druckwasserspiegel in Caldas Novas im Araxá-Grundwasserleiter, Szenario 3, Referenzwasserspiegel aus 2009

sinkt der Wasserspiegel um bis zu 2,6 Meter an den Randbereichen, im Zentrum der Serra sind es durchschnittlich 2 Meter. Westlich der Rio Quente-Quelle sinkt der Wasserstand um 1,4 Meter in homogener Weise. Im Osten der Serra hingegen nimmt die Differenz mit zunehmendem Abstand zur Serra ab und beträgt im Bereich der Lagoa Pirapitinga etwa 10 Zentimeter. Im Stadtzentrum muss man mit 0,6-0,7 Meter geringeren Wasserständen rechnen.

Die Änderung der Temperatur in beiden Grundwasserleitern ist sehr gering und liegt im Stadtbereich bei maximal 0,04°C abzüglich der Erhöhung der Lufttemperatur.



Die reduzierte Neubildung hat Einfluss auf die Quellschüttung der Rio-Quente

Abbildung 99: Berechnete Differenz im Druckwasserspiegel in Caldas Novas im Paranoá-Grundwasserleiter, Szenario 3, Referenzwasserspiegel aus 2009

Quelle als auch auf die Quellen der Lagoa-Pirapitinga. Die Wassermenge an der Rio Quente-Quelle reduziert sich um etwa 10 l/s.

An der Lagoa Pirapitinga senkt sich die Wassermenge, die aus dem Quelltopf strömt, um etwa 0,1 l/s. Hauptsächlich die geringere Grundwasserneubildung ist für die Abnahme der Schüttungsmenge verantwortlich, da die Quelle ausschließlich aus dem Paranoá-Grundwasserleiter gespeist wird.

Das Szenario stellt im Wesentlichen Unterschiede in den Wasserständen auf der Serra de Caldas dar. Diese sind mit über 2 Metern moderat. Temperaturunterschiede an den Brunnen sind nur in geringem Umfang zu erwarten. Die Quellschüttung des Rio Quente verliert Wassermengen. An der Lagoa Pirapitinga sind die Auswirkungen gering.

# 6 Diskussion

### 6.1 Diskussion des hydrogeologischen Strukturmodells

Das vorliegende hydrogeologische Strukturmodell beschreibt den gesamten Wasserund Energiekreislauf des Grundwasserleitersystems in Caldas Novas und Umgebung. Beginnend bei den klimatischen Verhältnissen bis hin zur Nutzung des heißen Grundwassers. Die starken Regenfälle in der Regenzeit von Ende September bis Februar sind mit etwa 2000 mm/a in Rio Quente und Caldas Novas in etwa gleich groß. Auf der Serra de Caldas liegen die Regenmengen deutlich darunter. Dieses Verhalten ist ungewöhnlich, da die Serra de Caldas 300 Meter höher liegt als ihre Umgebung und damit eher durch orographische Regenfälle mehr Niederschlag aufweisen sollte als die tiefer gelegene Ebene um Caldas Novas und Rio Quente. Die Ursache dafür kann auf der Datenbasis nicht geklärt werden. Die Windrichtungen lassen keine Rückschlüsse auf das Regenverhalten zwischen den Stationen zu, insbesondere da in Caldas Novas die Wahrscheinlichkeit hoch ist, dass die ermittelten windbezogenen Daten nicht repräsentativ sind, da die Station relativ tief zwischen den Gebäuden der Ortschaft liegt und von ihnen beeinflusst wird. Das zeigen vor allem die im Vergleich zu den anderen Stationen sehr geringen Windgeschwindigkeiten. Ein Vergleich verschiedener Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration zeigt, dass die verlässlichste Methode die thermodynamische Berechnung nach Penman (1948) ist, die Methode nach Haude (1955) lässt sich für das tropische Klima nicht anwenden, die Werte weichen stark von den als Referenz geltenden nach Penman (1948), in Rio Quente übersteigen die Ergebnisse die Toleranzgrenze und sind daher aus diesem Grund nicht anwendbar. Bessere Annäherungen liefert die Methode nach Thornthwaite (1948), sie überbewertet jedoch die Evaporationsleistung in den Sommermonaten. Im Gegensatz zu den beiden ersten Verfahren liefert die letztere Monatswerte und damit schon durch die Herangehensweise ungenauere Ergebnisse. Die klimatische Wasserbilanz beschränkt den Zeitraum einer möglichen Grundwasserneubildung auf die Regenzeit. Die hohen Verdunstungswerte in Kombination mit fehlendem Niederschlag erzeugt in der Trockenzeit eine Grundwasserzehrung, sofern Wasser im Boden vorhanden ist. Dieses scheint jedoch wegen der guten Durchlässigkeiten auf der Serra de Caldas nicht der Fall zu sein, in Caldas Novas sind die Flurabstände geringer und durch die geringeren Durchlässigkeiten ist auch die Kapillarwirkung tiefgreifender, so dass hier die Neubildung wahrscheinlich deutlich geringer ausfällt. Das Abflussverhalten der Serra ist sehr stark an

Niederschlagsereignisse gekoppelt, während der Trockenzeit entwässern die oberflächennahen Schichten kaum. Eine Ausnahme bildet die Quelle des Rio Quente, die das gesamte Jahr über hohe Abflussraten zeigt. Dieses Verhalten deutet einen intensiven Kontakt zu dem tieferen Grundwasserleiter an, der ganzjährig hohen Wasservolumina liefern kann. Die Trennung der beiden Entwässerungssysteme ist nicht exakt möglich, jedoch zeigt das Trockenfallen des oberflächennahen Abflusses die Dominanz des Grundwasserabflusses auf. Durch das Fehlen von Abflussraten im Abstrom von Caldas Novas lassen sich keine Rückschlüsse zum Abfluss aus dieser Region ziehen, rein visuelle Beobachtungen legen jedoch ein Verhalten nahe, welches den Oberflächenabfluss gegenüber der Versickerung betont. Die Morphologie mit den eingeschnittenen Tälern auf schwächer durchlässigem Untergrund bestärkt dieses Verhalten.

Die Neubildung der Serra de Caldas kann für das Jahr 2009 mit mindestens 740 mm/a angenommen werden.

Auf Grundlage der Quellschüttungen und des thermalen Wassers in den Brunnen von Caldas Novas teilt sich die Serra de Caldas in zwei Einzugsgebiete, dem der Rio Quente-Quelle und dem östlichen Bereich, der sich mindestens bis zum Corumbá-Stausee erstreckt. Durch die lokal gebündelten Punktdaten zur Geologie, Wasserständen und Temperaturen und flächendeckende Untersuchungen zur Tektonik sowie geophysikalischen Messungen wurde ein dreidimensionales Strukturmodell erstellt, welches sämtliche Daten in sich vereint und auswertbar macht. Insbesondere die tektonischen Messungen an der Erdoberfläche liefern so ein Verständnis des Untergrundes. Die tektonischen Phasen während der Gebirgsbildung erzeugten nicht nur eine großräumige Überschiebung der Paranoá-Schichten, die zu einer Verdreifachung der Mächtigkeiten im Bereich der Serra de Caldas führten, sie wirkte sich auch auf die umliegenden Bereiche insbesondere in der Ortschaft Caldas Novas aus. Die entscheidenden Elemente für den Aufstieg heißen Wassers sind die kleinräumig angelegten Faltenstrukturen, die NNW-SSE verlaufen und sich bis zur Lagoa Pirapitinga im äußersten Nordosten des Untersuchungsgebietes nachverfolgen lassen. Die Aufwölbung innerhalb dieser Strukturen führt zu einer Hebung der Paranoá-Schichten und damit zur Anhebung hoch temperierten Wassers innerhalb des Grundwasserleiters. Ebenso bewirkt die tektonische Beanspruchung eine Aufbrechen vorhandener Trennflächen und im Bereich der maximalen Wölbung ein Durchschlagen der stauenden Bereiche zwischen Paranoá- und Araxá-Grundwasserleiter. Diese Bereiche befinden sich in der Ortschaft Caldas Novas als auch, wenn auch weniger ausgeprägt, an der Lagoa Pirapitinga. Die Analyse der Morphologie bestätigt in Caldas Novas

eine Häufung von Linearen, die sich auch mit der Lage der Brunnen decken als auch mit der Lage der trocken gefallenen Quellen des Rio de Caldas im Zentrum von Caldas Novas.

Der Wassertransport zwischen dem Neubildungsgebiet des Paranoá Grundwasserleiters geschieht voraussichtlich entlang der in der Morphologie als lang-gestreckte Lineare erkennbaren Scherstrukturen in Richtung NE-SW, die auch in den tektonischen Messungen auftreten. Die dominante Struktur verläuft von der Serra de Caldas durch das Quellgebiet des Rio de Caldas bis nach Osten zu den Quellen des Rio Pirapitinga. Die staffelförmig in Erscheinung tretende Struktur lässt auf mehrere parallel verlaufende Trennflächen schließen, deren genaue Lage anhand der Satellitendaten nicht erfasst werden kann, jedoch die Fließrichtung der Gewässer in etwa nachzeichnet. Im Bereich von Caldas Novas treten des Weiteren N-S gerichtete Trennflächen auf, die parallel oder subparallel zu den Faltenachsen verlaufen. Das Bruchszenario deckt sich mit den tektonischen Messungen als auch mit den Transmissivitäten in diesem Bereich, die durch eine hier teilweise durch Bohrungen nachgewiesene Brekzie an der Basis der Araxá-Gruppe noch erhöht wird. Durch die ständige Förderung der Grundwassers müssen die Pumpversuche durch den nicht zu quantifizierenden Einfluss der Förderung zwischen den Brunnen jedoch als unsicher eingestuft werden, trotz der ungenauen Absolutwerte geben sie aber eine Tendenz wieder.

Die Druckspiegel der Grundwasserleiter zeigen stark gespannte Verhältnisse im Paranoá-Grundwasserleiter an, die im Bereich des Stadtzentrums an einem Brunnen sogar die Geländeoberkante übersteigen. Die Entlastung in den Araxá-Grundwasserleiter erfolgt lokal, die Daten des ungespannten Araxá-Grundwasserleiter lässt keine großräumige Erhöhung der Grundwassers durch einströmendes Paranoá Grundwasser erkennen. In beiden Grundwasserleitern zeichnen sich durch die Entnahme des Wassers Absenkungstrichter ab, die im Paranoá-Grundwasserleiter homogener und schwächer ausgebildet sind als im Araxá-Grundwasserleiter. Die Datenqualität spielt bei der Bewertung jedoch eine große Rolle. Da es lediglich Daten aus Brunnen und nicht aus Grundwassermessstellen gibt und zudem das Messprogramm unter ungenauen und unregelmäßigen Voraussetzung durchgeführt wird, sind Absolutwerte nicht als exakt einzustufen.

Die Situation der Wassertemperaturen des Förderwassers aus den Brunnen korreliert nicht zwangsläufig mit der Entnahmetiefe der Brunnen. Die Heterogenität der Wassertemperaturen zeigt vielmehr, dass offenbar der Abstand zu einer Kluft, die heißes Wasser aus dem Paranoá-Grundwasserleiter in höhere Bereiche fördert, entscheidend ist. Dieser Zusammenhang kann auf Grundlage der vorliegenden Daten nicht quantifiziert werden, die Unkenntnis des exakten Verlaufs dieser Strukturen verhindert es. Jedoch lässt sich erkennen, dass im Paranoá-Grundwasserleiter die Temperaturverteilung sehr viel homogener ist und sich an den unterschiedlichen Lokalitäten weniger unterscheidet. Im Araxá-Grundwasserleiter bewirkt neben dem lokal variierenden Warmwasseraufstieg zudem die Mischung mit kälterem Niederschlagswasser eine hohe Variabilität in den Temperaturen. Die Wechselwirkungen zwischen den Brunnen, die unter Umständen heißes Wasser entlang tektonischer Vorzugsrichtungen in verschiedene Bereiche ziehen, lässt sich nur schwer erfassen. Die grundlegende Energiebilanz ist jedoch schlüssig. Das mit etwa 21°C versickernde Niederschlagswasser auf der Serra de Caldas erwärmt sich mit dem regionalen geothermischen Tiefengradienten bis auf etwa 77°C in 2 km Tiefe. Die graduelle Verteilung der Temperaturen erzeugt damit an der Oberkante des Paranoá-Grundwasserleiters die dort gemessenen Temperaturen zwischen 55 und 60°C. Die Mischung mit dem etwa 25°C warmen Niederschlagwassers im Bereich des Araxá-Neubildungsgebietes erzeugen die vorhandenen Temperaturen im oberen Bereich der Grundwasserleitersystems. Die Fördermengen der Brunnen halten den Wasserspiegel auf einem über die letzten Jahre relativ konstanten Niveau. Problematisch ist jedoch die Trinkwasserförderung während Trockenperioden, die zeitweisen hohen Entnahmemengen können wie im Fall der Periode vor 1997 zu erheblichen Absenkungen des Grundwasser führen. Die Bearbeitung des hydrogeologischen Strukturmodells in seiner hohen Komplexität stellt hohe Ansprüche an die Extrapolation von punktuellen und lokal sehr begrenzten Daten. Problematisch ist in diesem Zusammenhang die Genauigkeit der Daten. Sämtliche bislang erhobene Daten haben eine hohe Unsicherheit, da Einzeluntersuchungen immer in Wechselwirkung mit vielen Einflussfaktoren stehen. So kann die aus Pumpversuchen gewonnene hydraulische Durchlässigkeit mangels eines belastbaren Ruhewasserspiegels hohe Unsicherheiten aufweisen, die Wasserspiegelmessungen sind wegen der genauen Zuordnung zu den monatlich erhobenen Fördermengen ungenau. Zudem weisen viele Bewegungsdaten Lücken auf, die im Falle der Klimamessungen mehrere Monate umspannen können. Um die Datenqualität und die Aussagekraft der erhobenen Daten zu erhöhen, können folgende Maßnahmen die Situation verbessern:

• Das Intervall zur Aufzeichnung der Fördermengen sowie der Wasserstände in den Brunnen sollte mindestens täglich erfolgen, eine kontinuierliche Messung mittels Loggern kann die Auswirkungen der Förderung auf den Wasserspiegel herstellen und zudem die Betrachtung der hydraulischen Leitfähigkeit verbes-

sern, da jedes Pumpintervall einen Pumpversuch darstellt. In Kombination mit der in gleichem Intervall gemessenen Temperatur kann Wechselwirkungen zwischen Klüften und Oberflächenwasser aufzeigen. Sicherheit in der Bewertung von Wasserständen bietet die Messung derselben in Grundwassermessstellen. Bislang wurden stillgelegte Brunnen verfüllt, sie können jedoch auch zu Messstellen umgebaut werden.

- Bei gleichen Aufzeichnungsintervallen lassen sich die Klimadaten besser miteinander vergleichen, ebenso führt eine gleiche Ausstattung der Sensoren durch Vergleich sämtlicher klimatisch relevanter Werte zu einem besseren Verständnis der Vorgänge bei der Grundwasserneubildung. Die Prüfung der Stationen verhindert lange Datenlücken. Zudem ist eine Verlagerung der Klimastation in Caldas Novas anzuraten, um den verfälschenden Einfluss der Bebauung auszuschließen.
- Mit der Abflussmessung sämtlicher Einzugsgebiete auf der Serra de Caldas kann die Gesamtwasserbilanz verfeinert werden, zusätzliche Abflussmessungen der Gewässer im Bereich von Caldas Novas können hier die Grundwasserneubildung erklären.

# 6.2 Diskussion des numerischen Strömungs- und Wärmetransportmodells

Das numerische Strömungs- und Transportmodell Caldas Novas und die Erfahrungen aus Kalibrierung des Modells erlauben dem Bearbeiter auch durch Misserfolge bei der Anpassung der Wasserstände und Temperaturen Zusammenhänge zu erkennen. Des Weiteren dient es der hydrogeologischen Erkundung, da es einen Lösungsansatz darstellt, der bei gewissenhaftem Erstellen des Modells Auskünfte zur Beschaffenheit des Untergrundes liefert an Orten, die nicht mit Messwerte aufgeschlossen sind. Das hydrogeolgische Strukturmodell ließ sich mittels des numerischen Strömungsund Wärmetransportmodells nachbilden. Die hydraulischen Leitfähigkeiten, die sich auf die Pumpversuche und anderen hydraulischen Versuche gründen, wurden im Zuge der Kalibrierung nur wenig verändert. Ausschlaggebend für die Kalibrierung waren die Kluftöffnungsweiten und die Verteilung der Klüfte. Die Werte auf der Serra de Caldas sind mit 3 mm relativ groß gewählt, jedoch muss berücksichtigt werden, dass die diskreten Strukturen im Modell Zonen mit erhöhter Klufthäufigkeit darstellen, so dass die Modellklüfte unter Umständen Kluftscharen repräsentieren. Ein weitere Punkt, der im Zuge dieser Arbeit nicht weiter beleuchtet werden konnte, ist die Quarzitverkarstung, die an den Flanken der Serra de Caldas sichtbar ist. Ihr Einfluss kann Hohlräume von mehr als 3 mm Öffnungsweite erzeugen. Eine Variation der Öffnungsweite mit der Tiefe erfolgte im Modell nicht, jedoch sind die nach Nordost verlaufen Klüfte im unteren Bereich des Paranoá-Grundwasserleiters in ihrer Öffnungsweite um ein Drittel geringer. Die Klüfte im Übergang zwischen Paranoá. und Araxá-Grundwasserleiter liefern bei geringer Variation ihrer Öffnungsweite hohe Veränderungen in den Wasserständen und vor allem in den Wassertemperaturen. Daher bieten sie zum einen einen geeigneten Kalibrationsparameter, zum anderen jedoch ist die Anpassung etwas willkürlich, da die Öffnungsweiten nicht bekannt sind. Um die Abgrenzung zwischen Matrixdurchlässigkeit und Kluftöffnung zu quantifizieren, können die oben beschriebene Datenbeschaffung helfen. Insbesondere die Messung des Wasserstandes an Grundwassermessstellen und die kontinuierliche Aufnahme von Wasserständen und Temperaturen in den Brunnen können Reaktionen in der Wechselwirkung zwischen Pumpbetrieb und Wasserstand offenlegen, die Rückschlüsse auf die Lage von Klüften erlauben.

Die Grundwasserneubildung auf der Serra de Caldas wurde im Modell nur geringfügig verändert. Ein problematischer Bereich sind dabei die Flanken der Serra, an denen sich im Modell Wasser aufstaut und über die Modelloberkante hinausreicht. Hier muss das Abflussgeschehen am Rand der Serra sehr detailliert erfasst werden, um es sinnvoll modellieren zu können. Grundsätzlich liefert die Modellierung der Oberflächenentwässerung im Detail unbefriedigende Ergebnisse, da die Anbindung der Gewässer an das Grundwasser nicht geklärt ist. In Trockenzeiten reißt der Kontakt ab, während in der Regenzeit Wasser infiltriert und das Grundwasser anreichert. Dieses Verhalten kann nicht wiedergegeben werden, daher kann das Modell die Fluss-Grundwasser-Interaktion nur bedingt erfassen. Die Temperaturanomalie von Caldas Novas ergreift sowohl den Araxá- als auch den Paranoá-Grundwasserleiter. Durch die Entlastung am Kontakt der beiden Grundwasserleiter steigt das warme Wasser von der Basis des Paranoá-Grundwasserleiters über mehrere hundert Meter nach oben mit Geschwindigkeiten, die ein Abkühlen gemäß geothermischen Tiefengradienten verhindern. Im Zuge der Kalibrierung hat sich gezeigt, dass auch ohne die Aufwölbung der Lithologien bei Schaffung von Wegsamkeiten zwischen den Grundwasserleitern Wärmeanomalien entstehen. Der maßgebliche Faktor sind wohl vielmehr die tektonischen Strukturen als die lithologische Besonderheit des Gebietes. Der Durchbruch zwischen den Grundwasserleitern beschränkt sich auf den zentralen Bereich der Ortschaft, wo auch die ehemalige Quelle des Rio de Caldas zu verorten

ist. Die Öffnungsweite ist relativ gering. Es reichen knapp 1 mm um den Araxá-Grundwasserleiter zu erwärmen. Im Araxá-Grundwasserleiter sorgen die höheren hydraulischen Durchlässigkeiten für eine Verteilung des warmen Wassers hin zu den weiter abseits gelegenen Brunnen. Die Funktionsweise dieses brekziösen Bereichs ist jedoch nicht geklärt, da die Brunnen selber auf Grund der von ihr erzeugten Absenkung einen Gradienten in ihre Richtung erzeugen, die warmes Wasser zuströmen lässt.

Die Tiefenlage der Filterstrecken der Brunnen erwies sich als ebenso sensitiv auf die Wassertemperaturen wie die Kluftöffnungsweiten, jedoch verändert sich durch ihre Verlängerung oder Verkürzung der Wasserspiegel nicht. Daher sind insbesondere Brunnen ohne Angabe ihrer Ausbaudaten nicht für den Abgleich der Temperaturmessungen mit den Modelltemperaturen geeignet.

Die Szenarienberechnungen zeigen an, dass eine zunehmende Förderung des Grundwassers negative Auswirkungen auf den Wasserstand als auch auf die Temperaturen im Grundwasser hat. Die großräumigen Absenkungen wurden schon Mitte der 90er Jahre des letzten Jahrhunderts beobachtet und lassen sich in ähnlicher Ausprägung im Modell wiederfinden. Die aktuelle Regelung, dass von Seiten der Behörden eine Mehrentnahme von Thermalwasser nicht erlaubt ist, scheint auch unter Berücksichtigung der Modellergebnisse richtig. Die Umlagerung der Fördermengen vom Araxáin den Paranoá-Grundwasserleiter stellt sich ebenfalls langfristig als problematisch dar, da die Absenkung im unteren Grundwasserleiter mit über 10 Metern signifikant ist.

Die stärkere Absenkung im Paranoá-Grundwasserleiter führt auch zu einer geringen Absenkung der Wassertemperatur.

Ein wärmeres und trockeneres Klima für zu Absenkungen des Wasserspiegels auf der Serra de Caldas um mehr als 2 Meter. Die geringe hydraulische Leitfähigkeit dieses Grundwasserleiters wirkt sich in einer starken Reaktion des Wasserspiegels auf eine Änderung der Neubildungsrate aus. Mit dieser Änderung verschiebt sich auch der Gradient und unter Umständen die Lage der Einzugsgebiete, so dass die Quellschüttungen in negativer Weise beeinflusst werden, an der Rio Quente-Quelle ganz besonders.

Ein wichtiges Ergebnis der Modellierung ist die Kluftverteilung, die nur im Zentrum von Caldas Novas im Araxá-Grundwasserleiter ausgebildet zu sein scheint. Der Durchbruch zwischen beiden Grundwasserleitern verläuft jedoch weiträumiger entlang der Aufwölbung in Richtung NW-SE. Modellergebnisse als auch die Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen passen in das regionale Bild der Tektonik, die diese Strukturen vorgibt.

# Literatur

- AHE Corumbá. (1999). Revervatório e termalismo, etapa 4: Relatórios sobre a interação revervatório - termalismo: Análise dos dados do monitoramento: Agosto/94 a Setembro/98 (Bericht). Brasilien: Furnas, Departamento de engenharia civil.
- Albuquerque, C. (1998). *Caldas Novas: Ecológia* (1. Aufl.). Caldas Novas, Brasilien: Kelps.
- Almeida, F. F. M. D., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17 (1–2), 1 - 29.
- Bailey-Fischer & Porter. (1997). *Handbuch der Durchflussmessung*. Göttingen: Eigenverlag.
- Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1990). Allgemeine Hydrologie: Quantitative Methoden (1. Aufl.) (Nr. 1). Berlin, Stuttgart: Gebrüder Bornträger.
- Beyer, W. (1964). Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve. Wasserwirtsch.-Wassertechn., 1 (14), 165–168.
- Brinkmann, R. (1972). *Lehrbuch der allgemeinen Geologie* (Bd. 2). Stuttgart: Enke-Verlag.
- Burrough, P. A. & McDonell, R. A. (1998). *Principles of geographical information systems*. London: Oxford University Press.
- Cadamuro, A. L., Rêgo, A. P., Joko, C. T., Giustina, C. C. D., Pontes, C. H., Angionella, G., ... Lima, M. C. (2000). *Hidrogeologia aplicada na região de Caldas Novas - Goiás, caracterização dos aqüíferos e balanço hídrico preliminar* (Bericht). Brasilien: Universidade de Brasília (UnB).
- Campos, E. C., Costa, J. F. G. & Marques, J. M. M. (1980). Projeto estudo hidrogeológico da região de Caldas Novas, Goiás. In Anais de 1 congresso brasilieiro de águas subterrâneas. Recife, Brasilien: Congresso brasileiro de águas subterrâneas.
- Campos, J. E. G. & Dardenne, M. A. (1997). Origem e evolução tectônicada bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, *3* (27), 283-294.
- Campos, J. E. G., Tröger, U. & Haesbert, F. F. (2005). Águas quentes de Caldas Novas, GO; notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo. In M. Winge et al. (Hrsg.), *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil* (Bd. 2). Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

- Cooper, H. H. & Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method of evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Am. Geophys. Union Trans.*, 27 (1), 526-534.
- Cordani, U. G. & Neves, B. B. (1982). The geological evolution of South America during the archean and early proterozoic. *Rev. Bras. Geoscienc.*, *12* (1), 78–80.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Kawashita, K. & Sato, K. (1988). The growth of the Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (3), 163-167.
- Costa, R. A. (2008). Zoneamento ambiental da área de expansão urbana de Caldas Novas - GO: procedimentos e aplicações. Uberlândia, Brasilien: Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia.
- Dardenne, M. A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do grupo Bambuí no Brasil Central. In Anais do xxx. congresso brasiliero de geologia (S. 597-610). Recife, Brasilien.
- Dardenne, M. A. (2000). Evolução geológica. In R. T. Neto, H. V. R. Filho & L. F. Borges (Hrsg.), (S. 85-92). Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- De Almeida, F. F. M., Neves, B. B. & Carneiro, C. D. R. (2000). The origin and evolution of the south american platform. *Earth-Science Reviews*, *50* (1–2), 77 111.
- De Andrade, A. M. & De Almeida, L. (2012). Comportamento do nível potenciométrico do aquífero termal de Caldas Novas - GO e medidas de restrição e controle aplicadas pelo departemento nacional de produção mineral (DNPM). *Águas Subterrâneas*, 26 (1), 99-112.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. Geophysical Journal International, 101 (2), 425-478.
- De Saint-Hilaire, A. & Oriente, T. (1982). *As fabulosas águas quentes de Caldas Novas*. Brasilien: Oriente Ltda.
- De Sousa, S. P. & Orlando, P. H. K. (2010, 07). Caldas Novas (GO) : Turismo e uso das águas termais. In A. X. E. N. dos Geógraphos (Hrsg.), Crise, pr áxis e autonomia: espaços de resistência e de esperanças espaço de di álogos e pr áticas. ENG 2010 Porto Alegre.
- Diersch, H.-J. G. (2009). Discrete feature modeling of flow, mass and heat transport processes by using FEFLOW. In DHI-Wasy (Hrsg.), *FEFLOW white papers* (Bd. 1, S. 151-190). DHI-Wasy GmbH.
- DVWK. (1996). Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen (1. Aufl.) (Nr. 238). Bonn: Kommissionsbertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft

Gas und Wasser mbH.

- Earth Manual. (1963). A guide to the use of soils as construction materials for *hydraulic structures* (1. Aufl.) (Nr. 1). Dever, USA: U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation (USBR).
- Emmerich, K.-H. (1988). Relief, Böden und Vegetation in Zentral- und Nordwest-Brasilien unter besonderer Berücksichtigung der känozoischen Landschaftsentwicklung. In *Physische geographie* (Bd. 8, S. 218). Frankfurt a. M.: J. W. Goethe Universität.
- Fach, A. (2002). *Fliessverhalten im Kluftgefüge des Grundwasserleiter von Caldas Novas* (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.
- Faria, A. (1995). Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João DAliança Alto Paraíso de Goiás.
  Brasilien: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Ferris, J. G., Knowles, D. B., Brown, R. H. & Stallman, R. W. (1962). Theory of aquifer tests. U.S. Geological Survey Water-Supply papers, 1 (1536), 69-174.
- FHDGG. (2002). Hydrogeologische Modelle; Ein Leitfaden mit Fallbeispielen. In (S. 120). Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (FHDGG).
- Filho, L. J. W., Rezende, A. & Da Silva, A. (1999). Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. geologia e recursos minerais do estado de goiás e distrito federal, escala 1:500.000 (Bericht). Brasilien: Departemento nacional de produção mineral (DNPM).
- Furley, P. A. (1996). The influence of slope on the nature and distribution of soils and plant communities in the central Brazilian cerrado. In M. G. Anderson & S. Brooks (Hrsg.), *Advances in hillslope processes* (Bd. 1, S. 327–346). Wiley.
- Furley, P. A. (1999). The nature and diversity of neotropical savanna vegetation with particular reference to the Brazilian cerrados. *Global Ecology and Biogeography*, 8 (3-4), 223-241. (Workshop on Tropical Open Woodlands, UNIV LEEDS, LEEDS, ENGLAND, DEC 10, 1997)
- Furnas. (2007). Corumbá: Primeira década. usina de Corumbá celebra dez anos de geração e benefícios para sua área de influência. *Revista Furnas*, 33 (340), 16-17.
- Gazić, K. (2009). Hydraulische Betrachtungen in den Grundwasserleitern von Caldas Novas - Goiás - Brasilien (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.

- Geodinâmika. (2007). Caracterização geoelétrica por sondagens eletromagnéticas no domínio do tempo na Serra de Caldas Novas - GO (Bericht). Brasília, Brasilien: Geodinâmika Brasília.
- Goodland, R. & Ferri, M. (1979). *Ecológia do cerrado*. Belo Horizonte, Brasilien: Livraria Itatiaia Editora Ltda.
- Gray, D. M. (1970). *Handbook on the principles of hydrology*. Ottawa, Kanada: Secretariat Canadian Nat. Com. for the intern. hydrologial decade.
- Greenlee, D. D. (1987). Raster and vector processing for scanned linework. *Photo*grammetric Engineering and Remote Sensing, 10 (53), 1383–1387.
- Gutiérrez, J. L. C. (2003). Monitoramento da instrumentação da barragem de corumbá i por redes neurais e modelos de box & jenkins (Unveröffentlichte Dissertation). Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Brasilien.
- Häckel, H. (1999). Meteorolgie (4. Aufl.). Stuttgart: Ulmer-Verlag.
- Haralyi, N. L. E. (1978). Carta gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo (Unveröffentlichte Dissertation). Instituto de Geosciéncias da Universidade de São Paulo.
- Haude, W. (1955). Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitt. Deutscher Wetterdienst* (11).
- Hazen, A. (1892). Some physical properties of sands and gravels with special reverence to their use in filtration (Bericht Nr. 34). Boston, USA: Massachusetts State Bureau of Health.
- Hensel, L. (2013). *Hydrogeochemische Verhältnisse im Thermalgrundwasserleiter von Caldas Novas- Zentralbrasilien* (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.
- Hoffman, P. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, *252* (1), 1405–1412.
- IBGE. (2013). Estimativas da população residente nos municípios brasileiros com data de referência em 1 de julho de 2013 (Bericht). Brasilien: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).
- INMET. (2014). *Dados meteorológicos*. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento.
- Jordan, G. (2003). Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: A case study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (8), 807-822.
- Kruseman, G. P. & De Ridder, N. A. (1994). Analysis and evaluation of pumping test data (2. Aufl.) (Nr. 11). Wageningen, Niederlande: International Institute

for Land Reclamation and Improvement (ILRI).

- Langguth, H. R. & Voigt, R. (2004). *Hydrogeologische Methoden* (2. Aufl.). Berlin: Springer Verlag.
- LAWA. (1991). Richtlinie für das Messen und Ermitteln von Abflüssen und Durchflüssen (Bericht). Hamburg: Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) ; Bundesminister für Verkehr (BMV).
- Logan, J. (1964). Estimating transmissivity from routine production tests of water wells. *Groundwater*, *1* (2), 35-37.
- Maillet, E. T. (1905). *Essais D'hydraulique souterraine et fluviale*. Paris, Frankreich: Librairie scientifique A. Hermann.
- Maio, C. R. (1990). Divisões morphoclimáticas do Brasil. In R. P. De Guamão (Hrsg.), (S. 129-161). Fundação Instituto Brasileiro de Geografa e Estatística -IBGE.
- Mallet, J. L. (1997). Discrete modeling for natural objects. *Mathematical Geology*, 29 (2), 199-219.
- Maniak, U. (1988). *Hydrologie und Wasserwirtschaft eine Einführung fü Ingenieure*. Berlin: Springer-Verlag.
- Mattheß, G. & Ubell, K. (1983). *Allgemeine Hydrogeologie Grundwasserhaushalt* (1. Aufl.) (Nr. 1). Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Moench, A. F. (1984). Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Rechearch*, 20 (7), 831-846.
- Moore, I. D., Grayson, R. B. & Ladson, A. R. (1991). Digital terrain modeling
   a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5 (1), 3-30.
- Paradigm. (2009). Paradigm gocad 2009: User guide [Software-Handbuch]. Nancy.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Meterol. Soc. A.*, *193* (1), 120-145.
- Pietzner, O. (2001). Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluss im Porenwasserleiter der Serra de Caldas, Goiás, Brasilien (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20 (4), 375-379.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. & Bamler, R. (2003). The shuttle radar topography mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57 (4), 241-262.
- Reinhold, E. (2005). Hydrochemische Korrelation von Grundwasserproben des Ther-

*malgrundwasserleiters von Caldas Novas, Goiás - Brasilien* (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.

- Richter, W. & Lillich, W. (1975). *Abrißder Hydrogeologie* (1. Aufl.). Stuttgart: Schweizerbarthsche Verlagsbuchhandlung.
- Rogers, J. J. W. (1996). A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, *104* (1), 91-107.
- Scheytt, T. & F., H. (2001). Auffüllversuche in der wassergesättigten und ungesättigten Zone – ein Vergleich unterschiedlicher Verfahren. Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie, 2 (2), 71–80.
- Schobbenhaus, C. & Campos, D. (1984). A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais (Bd. 1; C. Schobbenhaus, D. A. Campos, G. R. Derze & H. E. Asmus, Hrsg.). DMPN.
- Scotter, D. R., Clothier, B. E. & Harper, E. R. (1982). Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Australian Journal of Soil Research*, 20 (4), 295-304.
- Silva, L. J. H. D. R., Klein, P. B. & Walde, D. H.-G. (2004). The Caldas Novas dome, central Brazil: structural evolution and implications for the evolution of the Neoproterozoic Brasilia belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 17 (2), 153-169.
- Silva, L. J. H. D. R., Walde, D. H.-G. & Cipullo, R. A. (2007). Geologia da Área da cidade de Caldas Novas e adjacências - Goiás: implicações no controle estrutural do aquífero termal (Bericht). Caldas Novas, Brasilien: Associação das empresas mineradoras de águas termais (AMAT).
- Silverman, B. W. (1986). *Density estimation for statistics and data analysis*. New York: Chapman and Hall.
- Stallmann, R. (1971). Aquifer test design, observation and data analysis. In Techniques of water resources investigations of the U.S. Geological Survey (Bd. 3, S. 22). New York: U.S. Government Printing Office.
- Teixeira, A. K. & Da Silva, N. J. (2005). Análise comparativa dos estudos ambientais sobre a fauna de vertebrados terrestre: O caso da UHE Corumbá I, Goiás. (Bericht). Brasilien.
- Theis, C. V. (1935). The relation between the lowering of the piezomertric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Trans. of American Geophysical Union*, *16* (1), 519-552.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *The Geogr. Rev.*, *38* (1), 55-94.

- Tröger, U. (2007). Structure conditional springs in central Brazil. In J. Krásný & J. M. Sharp (Hrsg.), *Groundwater in fractured rocks: IAH selected paper series* (Bd. 9, S. 355-371). CRC Press.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 3 (44), 892–898.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. & Daius, P. (1989). Estimating the soil-moisture retention characteristic from texture, bulk-density, and carbon content. *Soil Science*, 148 (6), 389-403.
- Vilela, A. F., Spigolon, A., Sarli, C., Oliveira de Moura, C., Carvalho, D. R., Lazarin,
  F. A., ... Souza, M. M. (2000). *Geologia do domo de Caldas Novas Goiás* (Bericht). Brasília, Brasilien: Universidade de Brasília (UnB), Instituto de Geosciências.
- Villela, S. M. & Mattos, A. (1975). Hidrologia aplicada. Brasilien: McGraw-Hill.
- Warren, J. & Root, P. (1963). A generalized graphical method of evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Society of Petroleum Engineering Journal*, 1 (1), 245-255.
- Zirlewagen, J. (2011). Korrelation von hydraulischen Parametern und hydrogeochemischen Analysedaten zum hydrogeologischen Strukturmodell - Grundwasserleiter von Caldas Novas, Goiás - Zentralbrasilien (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.
- Zschocke, A. (2000). Zur Hydrochemie der Grundwässer von Caldas Novas -Zentralbrasilien-, Implikationen für das Thermalgrundwasser (Unveröffentlichte Diplomarbeit). Technische Universität Berlin.