ERLÄUTERUNGEN zur geologischen Themenkarte THERMALWÄSSER IN ÖSTERREICH 1: 500 000



Geologische Bundesanstalt

G

ERLÄUTERUNGEN zur geologischen Themenkarte THERMALWÄSSER IN ÖSTERREICH 1:500000

DANIEL ELSTER, JOHANN GOLDBRUNNER, GODFRID WESSELY, PETER NIEDERBACHER, GERHARD SCHUBERT, RUDOLF BERKA, **RUDOLF PHILIPPITSCH & THOMAS HÖRHAN**

161 Abbildungen, 134 Tabellen, 4 Tafeln



Geologische Bundesanstalt

Wien 2016

Anschriften der Autoren

DANIEL ELSTER MMSc. Geologische Bundesanstalt Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie Neulinggasse 38, 1030 Wien daniel.elster@geologie.ac.at

Univ.-Prof. Dr. JOHANN GOLDBRUNNER Geoteam Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H. Bahnhofgürtel 77, 8020 Graz goldbrunner@geoteam.at

> Dr. GODFRID WESSELY Siebenbrunnengasse 29, 1050 Wien geowes@chello.at

Dr. PETER NIEDERBACHER Ingenieurkonsulent für Technische Geologie Weidlingerstraße 14/3, 3400 Klosterneuburg office@geol.at

Dr. GERHARD SCHUBERT Geologische Bundesanstalt Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie Neulinggasse 38, 1030 Wien gerhard.schubert@geologie.ac.at Mag. RUDOLF BERKA Geologische Bundesanstalt Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie Neulinggasse 38, 1030 Wien rudolf.berka@geologie.ac.at

Dr. RUDOLF PHILIPPITSCH Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft – Sektion VII – Wasser Marxergasse 2, 1030 Wien rudolf.philippitsch@lebensministerium.at

DI THOMAS HÖRHAN Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft – Sektion VII – Wasser Marxergasse 2, 1030 Wien thomas.hoerhan@lebensministerium.at

Zitiervorschlag:

ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000. – 296 S., Wien.

ISBN: 978-3-85316-086-2

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien office@geologie.ac.at – www.geologie.ac.at Technische Redaktion: Christoph Janda Lektorat: Christian Cermak Verlagsort: Wien Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm Umschlaggestaltung: Monika Brüggemann-Ledolter Druck: Paul Gerin GmbH & Co KG, 2120 Wolkersdorf

Vorwort

Thermalwässer stellen eine Sonderform von Tiefengrundwässern innerhalb der geologischen Gesteinsformationen der Erdkruste dar und werden aufgrund ihrer heilenden Wirkung seit Menschengedenken genutzt. Auch Österreich kann aufgrund der geologischen und klimatischen-meteorologischen Verhältnisse auf diese wertvolle Naturressource in ausreichendem Maße zurückgreifen. In den letzten Jahrzehnten hat eine sprunghafte Nutzung von Thermalwässern nicht nur im Bereich der medizinischen Gesundheitsvorsorge und Therapie an Bedeutung gewonnen, sondern findet zunehmend Verwendung als saubere geothermische Energie sowohl im privaten als auch betriebswirtschaftlichen Sektor. Beides hat sich in der Zwischenzeit zumindest regional zu einem wichtigen Wirtschaftsfaktor entwickelt. Gleichzeitig wird in Verbindung mit den Naturschönheiten dieser Regionen auch der Tourismus entsprechend gefördert.

Es ist aber auch bekannt, dass diese besondere Wasserressource mit Vorkommen in bis zu mehreren tausend Metern Tiefe gelegen, keineswegs unerschöpflich ist, sodass auch wasserrechtliche Regelungen betreffend Erschließung und Entnahmen notwendig geworden sind. Die öffentliche wasserwirtschaftliche Planung auf Bund- und Landesebene hat daher im Gesamtinteresse der Bevölkerung dafür Sorge zu tragen, dass eine wasserwirtschaftlich geordnete bzw. nachhaltige und generationenorientierte Nutzung dieser besonderen Ressource auch weiterhin gewährleistet werden kann.

Das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft hat, als enger Kooperationspartner der Geologischen Bundesanstalt seit den 1970er Jahren im Bereich der Naturressourcen, wiederholt auf die äußerst effiziente Unterstützung der Geologischen Bundesanstalt zurückgegriffen, um erstmalig auch eine bundesweit einheitliche Thermalwasserkarte mit den geologisch-hydrochemischen sowie den mengenmäßig ausgewiesenen Gegebenheiten zu erstellen.

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass es die Geologische Bundesanstalt in Zusammenarbeit mit anerkannten externen Fachexperten bestens verstanden hat, den aktuellen Wissenstand zu den Thermalwässern Österreichs betreffend naturwissenschaftlicher und gleichzeitig wasserwirtschaftlicher Eigenschaften in prägnanter, verständlicher und auch übersichtlicher Form darzustellen. Gleichermaßen wurden auch die neuesten wissenschaftlichen Erkenntnisse bekannter Fachexperten eingearbeitet.

Diese Studie stellt einerseits eine wichtige und hilfreiche Grundlage für künftige Planungen zu Thermalwassererschließungen dar und andererseits ist sie insbesondere auch für die interessierte Öffentlichkeit sowie Schulen als grundlegende Informationsquelle über unsere natürlichen Thermalwasservorkommen gedacht.

In Folge hat die Geologische Bundesanstalt im Auftrag der Sektion Wasserwirtschaft seit 2003 im Zuge der Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie mit mehreren bundesweiten, überblicksmäßigen wasserwirtschaftlichen Kartenwerken zur Hydrogeologie und Hydrochemie längst fällige Lücken schließen können. Mit der derzeitig noch in Bearbeitung stehenden "Mineral- und Heilwasserkarte Österreichs 1:500.000 inklusive Erläuterungen" wird das Vorhaben im Jahr 2017 einen Abschluss finden. Hervorzuheben ist auch das umfassende Literaturverzeichnis, das nunmehr den fachlichen Zugang zu den einzelnen Thermalwasservorkommen wesentlich erleichtert und auch eindrucksvoll das Ausmaß der bisherigen österreichweiten Forschungs- und Entwicklungstätigkeiten zu den einzelnen Thermalwassererschließungen aufzeigt.

Ich möchte allen an diesem Werk zu den Thermalgrundwässern in Österreich beteiligten Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt und gleichermaßen den extern beteiligten Autoren herzlichen Dank und meine Anerkennung aussprechen.



Sektionschef DI WILFRIED SCHIMON Leiter der Sektion IV – Wasserwirtschaft Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft

Inhalt

Vo	orwort			3
1	Einle	eitung		7
	1.1	Zusam	Imenfassung (G. Schubert & D. Elster)	7
	1.2	Zur De	finition des Begriffes Thermalwasser sowie zu den gesetzlichen Grundlagen und einer nach-	
		haltige	n Nutzung (EU Wasserrahmenrichtlinie, Wasserrechtsgesetz) (R. Philippitsch & D. Elster)	8
	1.3	Tempe	ratur von Thermalwasser (D. ELSTER)	11
		1.3.1	Bestimmung von Untergrundtemperaturen (P. Niederbacher)	12
	1.4	Zur Hv	drogeochemie und Isotopenhydrologie von Thermalwasser (D. FLISTER)	13
		1.4.1	Zur Herkunft des Thermalwassers und seiner Lösungsinhalte.	13
		142	Spezifische gelöste feste Stoffe	15
		143	Gase und organische Verbindungen	18
		1/1/	Natörliche Badioaktivität und Haweltisotope	10
	15	Nutzur	radunon Thormalwassan orkommon in Öctoreich und	15
	1.5	wisser	ischaftliche Beschreibungen (D. Erster)	20
		meeer		
2	Ben	nerkunge	en zur Gestaltung der Karte (D. ELSTER)	26
3	The	rmalwäs	ser in der österreichischen Molassezone	29
5	3 1	Der ni	ederbaverisch-oberösterreichische Thermalgrundwasserkörper (.L. Goudenumen)	29
	0.1	211	Wassarrachtliche Aspette (P. Buiupprecu)	30
	20	Einzolr	wasserechnicite Aspecte (n. 1 hill Friedlich)	20
	J.Z			00
		3.2.1		აა
		3.2.2	Bad Hall (OO)	35
		3.2.3	Leppersdorf, Scharten, St. Marienkirchen und Franam (OO)	37
		3.2.4	Bad Schallerbach (OO)	
		3.2.5	Gallspach (OO)	41
		3.2.6	Raab (OO)	42
		3.2.7	Dublette Haag (OO)	43
		3.2.8	Dublette St. Martin im Innkreis (OO)	44
		3.2.9	Reichersberg (OÖ)	45
		3.2.10	Dublette Obernberg (OÖ)	47
		3.2.11	Dublette Geinberg (OÖ)	48
		3.2.12	Dublette Altheim (OÖ)	51
		3.2.13	Dublette Simbach-Braunau (OÖ)	52
		3.2.14	Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen	
			Thermalwasservorkommen in der österreichischen Molassezone.	55
4	The			<u> </u>
4	Ine	rmaiwas	ser im wiener Becken	63
	4.1	Die wa	armwassersysteme in den Randabschnitten des sudlichen Wiener Beckens (G. WESSELY)	63
		4.1.1	Grundlagen	63
		4.1.2	Tektonische Ubersicht über das südliche Wiener Becken	63
		4.1.3	Speichergesteins- und Abdichtungsverhältnisse	63
		4.1.4	Schichtinhalt und Aufbau des Neogens auf der westlichen Hochscholle und am Ostrand	
			des südlichen Wiener Beckens	64
		4.1.5	Der Internbau des randlichen Beckenuntergrundes in Beziehung zum Bau	
			am alpinen Beckenrand	65
		4.1.6	Hydrologische Systeme an den Randabschnitten des südlichen Wiener Beckens	67
		4.1.7	Grenzen und Möglichkeiten der Warmwassernutzung	69
	4.2	Einzelr	ne Thermalwasservorkommen im Wiener Becken (D. ELSTER)	69
	_	4.2.1	Bad Deutsch-Altenburg (NÖ)	69
		4.2.2	Engelhartstetten (NÖ)	71
		423	Mannersdorf am Leithagebirge (NÖ)	
		12.0	Bad Pirawarth (NÖ)	12 72
		4.2.4 105	Laithaprodorsdorf (NÖ)	13 75
		4.2.0		10
		4.2.0 107	Ducida (VV)	/ 0
		4.2.1		(O

		4.2.8	Baden (NÖ)	7	79
		4.2.9	Linsberg (NÖ)	8	32
		4.2.10	Bad Vöslau (NÖ)	8	33
		4.2.11	Bad Fischau-Brunn (NÖ)	8	36
		4.2.12	Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen		
			Thermalwasservorkommen im Wiener Becken	8	38
_					
5	Ther	malwäs	ser im Steirischen Becken	9	98
	5.1	Zur Hy	drogeologie der Thermalwässer im Steirischen Becken (J. Goldbrunner)	9	98
	5.2	Einzeln	e Thermalwasservorkommen im Steirischen Becken (D. ELSTER)	. 10)1
		5.2.1	St. Martin in der Wart (B)	. 10	11
		5.2.2	Bad Tatzmannsdorf (B)	. IU)2)5
		5.2.3	Bau Schollau (NO)	. IC	כנ
		525	Loipersdorf hei Fürstenfeld (STMK/B)	. IC 11	10
		526	Europeisdon bei Fulstenield (STMICD)	 11	11
		527	Rad Blumau (STMK)	 11	1/
		528	Bad Waltersdorf (STMK)	11	18
		5.2.9	Ottendorf (STMK)	. 12	20
		5.2.10	Bad Gleichenberg (STMK)	. 12	21
		5.2.11	liz (STMK)	. 12	25
		5.2.12	Mettersdorf am Saßbach (STMK)	. 12	26
		5.2.13	Gleisdorf (STMK)	. 12	27
		5.2.14	Sulzegg (STMK)	. 12	28
		5.2.15	Graz-Puntigam (STMK)	. 13	30
		5.2.16	Tobelbad (STMK)	. 13	33
		5.2.17	Köflach (STMK)	. 13	34
		5.2.18	Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen		
			Thermalwasservorkommen im Steirischen Becken	. 13	36
6	Einze	elne The	ermalwasservorkommen im Westpannonischen Becken (D. ELSTER)	. 14	19
	6.1	Seewir	ikel (B)	. 14	19
	6.2	Lutzma	annsburg (B)	. 15	٥c
	6.3	Bad Ra	adkersburg (STMK)	. 15	52
	6.4	Hydroc	chemische Analysen, isotopenanalysen und trei autsteigende Gase von einzelnen	4.0	
		merma	alwasservorkommen im westpannonischen Becken	. 10	50
7	Ther	malwas	ser in den Nördlichen Kalkalnen und ihrem Vorland im Westen	15	58
'	7 1	7u den	geothermischen Verhältnissen in den Nördlichen Kalkalnen und im Überschiebungsraum		50
	1.1	der Os	talpen (Helvetikum Molasse Autochthones Mesozoikum) (P. Niederbacher)	15	58
		711	Berndorf 1 (NÖ)	15	58
		7.1.2	Mitterbach U1 (NÖ)	. 16	50
		7.1.3	Urmannsau 1 (NÖ)	. 16	31
		7.1.4	Unterlaussa 1 (OÖ)	. 16	32
		7.1.5	Molln 1 (OÖ)	. 16	33
		7.1.6	Grünau 1 (OÖ)	. 16	34
		7.1.7	Vordersee 1 (S)	. 16	35
		7.1.8	Vorderriß 1 (D)	. 16	35
		7.1.9	Hindelang 1 (D)	. 16	37
		7.1.10	Vorarlberg-Au 1 (V)	. 16	38
		7.1.11	Sulzberg 1 (V)	. 16	39
		7.1.12	Dornbirn 1 (V)	. 17	71
	7.2	Einzeln	ie Thermalwasservorkommen in den Nördlichen Kalkalpen (D. ELSTER)	. 17	71
		7.2.1	Aflenz (STMK)	. 17	71
		7.2.2	Wildalpen (STMK)	. 17	73
		7.2.3	Gams bei Hieflau (STMK)	. 17	74
		7.2.4	Bad Mitterndorf (STMK)	. 17	(5
		1.2.5	Steeg am Hallstattersee (UU)	. 17	11
		1.2.6	Bad Goisern (UU)	.17	19
		1.2.1	Dau viyau(1 (3)	. ול אר)U 2-1
		1.2.0		. 10	ונ

		7.2.9 St. Martin bei Lofer (S)	182
		7.2.10 Bad Häring (T)	184
		7.2.11 Kramsach (T)	185
		7.2.12 Grins (T)	186
		7.2.13 Hohenems (V)	187
		7.2.14 Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen	
		Thermalwasservorkommen in den Nördlichen Kalkalpen	188
0	E in e i	alas Thewashurseen werkenseen in establiseen Kristellin und esiner meesseischen Dedeelung	
8		eine Thermalwasservorkommen im ostalpinen Kristallin und seiner mesozoischen Bedeckung	104
	(D. E	LSTER)	104
	0.1 0.0	Payelbach (NO)	105
	0.2 8 3	Wolkersdorf im Lavanttal (K)	107
	0.0 8 /	Bad Weißenbach (K)	108
	0.4 8.5	Fohnsdorf (STMK)	100
	8.6	St Kanzian (K)	201
	8.7	Wildbad Finöd (STMK)	202
	8.8	Beifnitz (K)	206
	8.9	Karawanken-Straßentunnel (K)	207
	8 10	Warmbad Villach (K)	208
	8.11	Bad Kleinkirchheim (K)	
	8 12	Bad Rieiberg (K)	212
	8.13	St. Jakob in Deferengen (T)	
	8.14	Längenfeld (T)	
	8.15	Hydrochemische Analysen. Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen	
		Thermalwasservorkommen im ostalpinen Kristallin und seiner mesozoischen Bedeckung	217
9	Einze	elne Thermalwasservorkommen im Tauernfenster (D. ELSTER)	227
	9.1	Liechtensteinklamm (S)	227
	9.2	Tauerntunnel (K/S)	227
	9.3	Bad Gastein (S)	228
	9.4	Lend (S)	232
	9.5	Kaprun (S)	233
	9.6	Hintertux (T)	234
	9.7	Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Thermalwasservorkommen	
		im Tauernfenster	236
10	Nich	t wirtschaftlich nutzbare Thermalwasserbohrungen in Österreich (D. ELSTER)	240
	10.1	Aspern (W)	240
	10.2	Gersdorf an der Mur (STMK)	240
	10.3	Gröbming (STMK)	241
	10.4	Radstadt (S)	242
	10.5	Altenmarkt im Pongau (S)	243
	10.6	Golling (S)	243
	10.7	Mallnitz (K)	244
	10.8	Leogang (S)	245
	10.9	Sölden (T)	246
11	Wich	itige Kenndaten zu den einzelnen Thermalwasservorkommen in Österreich (D. ELSTER)	247
12	Ther	mische Verhältnisse von ausgewählten Bohrungen (P. Niederbacher & D. Flister)	
13	Quel	lenverzeichnis	274
	13.1	Literatur	274
	13.2	Rechtsnormen	291
Iaf	el 1:	westrand und Untergrund des wiener Beckens im Haum Wien (G. WESSELY).	
lat	el 2:	Profiliscontite zu Tatel 1. Westrand und Untergrund des Wiener Beckens im Raum Wien (G. Wessel	Y).

- Tafel 3:Basis des Wiener Beckens mit Thermalwasservorkommen (D. ELSTER).Tafel 4:Basis des Steirischen und des angrenzenden Pannonischen Beckens mit Thermalwasservorkommen (D. ELSTER).

1.1 Zusammenfassung

(G. SCHUBERT & D. ELSTER)

Ende 2011 wurde die Geologische Bundesanstalt vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft beauftragt, zum Thema "Thermalwässer in Österreich" eine umfassende Studie zu erstellen. Die vorliegende Themenkarte mit Erläuterungen ist nun das Ergebnis dieser Arbeit. Während die beiliegende, GIS-basierte Karte im Maßstab 1:500.000 einen raschen Überblick verschaffen soll, werden in den Erläuterungen die in der Karte dargestellten Thermalwasservorkommen in Hinblick auf ihre gualitative und guantitative Beschaffenheit, deren Nutzung sowie hydrogeologische Rahmenbedingungen näher beschrieben. Dabei wird die textliche Darstellung um Lagepläne, geologische Schnitte und Tabellen ergänzt, in denen detaillierte Angaben über die Ergiebigkeit und Auslauftemperatur der einzelnen Wasseraustritte sowie ihre hydrochemische und isotopenhydrologische Zusammensetzung zu finden sind.

Im Rahmen des Projekts wurde zu insgesamt 77 heimischen Thermalwasservorkommen umfangreiches Datenmaterial erhoben (Abb. 1). Zudem flossen in die Arbeit Informationen aus neun nicht wirtschaftlich nutzbaren Thermalwasserbohrungen und zahlreichen Kohlenwasserstoffbohrungen ein. So enthält die vorliegende Arbeit zu insgesamt knapp 250 Wasserproben hydrochemische Analysen, zu ca. 125 Proben Isotopenuntersuchungen und zu ca. 50 Proben Gasanalysen. In der im Rahmen des Projekts erstellten Datenbank befinden sich in Summe ca. 17.000 Analysewerte sowie über 1.500 veröffentlichte und unveröffentlichte Schriftstücke.

Derzeit bestehen in Österreich acht geothermische Anlagen, wobei die großen Fernwärmeanlagen in Oberösterreich hervorzuheben sind. Diese wiesen im Jahr 2010 eine tatsächliche Anschlussleistung von ca. 170.000 Megawattstunden (MWh) auf. Die derzeit im Probebetrieb befindliche Anlage von Mehrnbach ist hier noch nicht berücksichtigt. Während im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken schon zahlreiche Erschließungen bestehen und eine nachhaltige Nutzung der Vorkommen im Vordergrund steht, wird für das noch nicht genutzte zentrale Wiener Becken ein hohes mittelfristig zu erschließendes geothermisches Potenzial (300 MW) angenommen. Für dessen Nutzung sind jedoch noch weitere Voruntersuchungen notwendig.

Bei 41 Vorkommen bestehen balneologische Nutzungen (Thermen, Kurzentren etc.). Einige davon weisen eine lange Entwicklungsgeschichte auf, die bis zur Römerzeit zurückreicht. Ab den 1960er Jahren kam es zu einem deutlichen Anstieg von neuen Thermalwassererschließungen, allerdings stieg ab Mitte der 1990er Jahre auch die Zahl von neuen, nicht genutzten Tiefbohrungen. Oftmals dürften hier keine Investoren, z.B. für eine Therme, gefunden worden sein.



Abb. 1.

Übersicht zu den Thermalwasservorkommen: Bei der Art der Thermalwasservorkommen wurde unterschieden, ob diese ursprünglich natürlich austraten, oder ob sie erst durch einen künstlichen Aufschluss angetroffen wurden.

In Österreich sind es vor allem die großen neogenen Becken und ihr Untergrund, in denen sich ausgedehnte Thermalwasservorkommen befinden, nämlich die Molassezone sowie das Wiener und das Steirische Becken und ihr Übergang zum Pannonischen Becken im Osten. In der Molassezone ist der grenzübergreifende niederbayerisch-oberösterreichische Thermalwasserkörper mit einem Umsatz von mehreren 100 l/s hervorzuheben. Der Aquifer besteht aus verkarsteten Oberjurakarbonaten im Beckenuntergrund sowie weiteren, diesen aufliegenden Sedimenten. Das in diesen durch tiefe Bohrungen erschlossene Thermalwasser erreicht Auslauftemperaturen über 100 °C. Die Gesamtmineralisation ist mit etwa 1 g/l relativ gering, wobei in der Regel ein Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorit-Typ entwickelt ist.

Auch am Westrand des südlichen Wiener Beckens bewegen sich im Beckenuntergrund einige 100 l/s Thermalwasser, wobei jedoch die Austrittstemperatur deutlich geringer ist; es werden etwa 50 °C erreicht. Im Unterschied zur Molassezone gibt es am Westrand des Beckens vor allem natürliche Quellaustritte und nur wenige tiefe Thermalwasserbohrungen. Der Wasserchemismus dieser Vorkommen gehört dem Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ bis Natrium-Calcium-Sulfat-Chlorid-Typ an, wobei die Gesamtmineralisation ebenfalls relativ gering ist (etwas unter 1 mg/l bis knapp 4 mg/l).

Vergleichbare Verhältnisse wie auf der Westseite des südlichen Wiener Beckens sind auch an dessen Ostrand anzutreffen, wenngleich auch mit geringerer Ergiebigkeit. Im Unterschied dazu sind im Untergrund des zentralen Wiener Beckens hochmineralisierte stagnierende Formationswässer mit Temperaturen bis weit über 100 °C zu erwarten. Eine Thermalwassernutzung gibt es hier – wenn man von einem kleinen Heilvorkommen absieht – bislang nicht.

Anders verhält es sich mit den Thermalwässern im Steirischen Becken: hier wurden zahlreiche Thermalwasserbohrungen mit einer Gesamtfördermenge von ca. 200 l/s abgeteuft, wobei die höchsten Auslauftemperaturen bei über 100 °C liegen. Der Chemismus der Wässer im Steirischen Becken ist sehr unterschiedlich; während am Beckenrand die Thermalwässer relativ weich sind (ca. 0.5 g/l, Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat- bis Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ), wurden im zentralen Bereich Formationswässer (Na-Cl-Typ) mit einem Lösungsinhalt bis über 50 g/l sowie Wässer mit einem hohen CO₂-Gehalt angetroffen (Natrium-Hvdrogencarbonat-, Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid- und Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ, etwa 1 g/l bis 18 g/l Gesamtlösungsinhalt).

Im Gegensatz zu den großen Sedimentbecken sind die Thermalwasservorkommen in den Alpen auf kleinräumigere Strukturen zurückzuführen. Die meisten Thermalwasseraquifere bestehen hier aus Karbonatgesteinen, einige Vorkommen sind aber auch an geklüftete Kristallingesteine gebunden. In den Alpen werden zumeist natürliche Thermalwasseraustritte genutzt bzw. der Thermalwasseraquifer im Umfeld von solchen durch seichtere Bohrungen oder Stollen erschlossen. Hingegen sind Erschließungen durch tiefe Bohrungen seltener und mit einem Risiko verbunden, wie einige nicht wirtschaftlich nutzbare Thermalwasserbohrungen belegen (Abb. 1). Der Lösungsinhalt der Thermalwasservorkommen in den Alpen ist zumeist gering, wobei seine Zusammensetzung – je nach Beschaffenheit des Einzugsgebietes – unterschiedlich ist. Die höchste zu verzeichnende Auslauftemperatur beträgt ca. 50 °C, die höchste Ergiebigkeit rund 50 l/s.

Insbesondere sei darauf hingewiesen, dass in der Einleitung der vorliegenden Erläuterungen auch allgemeine Informationen zum Thema bereitgestellt werden. Diese betreffen die Definition des Begriffs Thermalwasser, die rechtlichen Rahmenbedingungen bei der Nutzung sowie die Herkunft der Wärme und des Lösungsinhalts von Thermalwässern.

1.2 Zur Definition des Begriffes Thermalwasser sowie zu den gesetzlichen Grundlagen und einer nachhaltigen Nutzung (EU Wasserrahmenrichtlinie, Wasserrechtsgesetz)

(R. PHILIPPITSCH & D. ELSTER)

Nach den Heilvorkommen- und Kurortegesetzen der Österreichischen Bundesländer gelten Grundwässer ab 20 °C an der Entnahmestelle als Thermalwasser. Die gängige Klassifikation für Thermalwässer nach ihrer Temperatur wird in Tabelle 1 dargestellt. Hinsichtlich der Thermalwassernutzung unterscheidet man balneologische Nutzungen zu Heil- und Badezwecken und energetische Nutzungen zu Heizzwecken und zur Stromerzeugung. Da bei energetischen Nutzungen dem Thermalwasser ausschließlich Wärme entzogen wird, ist die balneologische Nutzung aufgrund der gesundheitlichen Aspekte höher einzustufen (ÖWAV, 2010).

Thermalwässer werden ähnlich wie Heil- und Mineralwässer auf Basis der hydrochemischen Inhaltsstoffe beschrieben. Hierbei sind die Ionen, die mit mindestens 20 Äquivalentprozent vertreten sind, zu bezeichnen. Zuerst sind die Kationen und dann die Anionen in der Reihenfolge des fallenden Gehaltes anzuführen.

Thermalwässer		Temperatur	
niedrig thermal	warm	20–37 °C	
thermal	heiß	37–70 °C	
hochthermal	sehr heiß	70–100 °C	
dampfthermal	überhitzt	> 100 °C	

Tab. 1.

Klassifikation von Thermalwässern in Mitteleuropa (nach Jordan & Weder, 1988).

Spezifische Begriffe	Inhaltsstoffe	Herkunft der Definition		
Akratothermen	< 1 g/l Gesamtmineralisation	MICHEL (1997)		
Sole	> 5,5 g/l Natrium und 8,5 g/l Chlorid			
bicarbonathaltig	> 600 mg/l Hydrogencarbonat	Mineral- und Quellwasserverordnung,		
sulfathaltig	> 200 mg/l Sulfat	BGBI. Nr. 309/1999		
chloridhaltig	> 200 mg/l Chlorid			
calciumhaltig	> 150 mg/l Calcium			
magnesiumhaltig	> 50 mg/l Magnesium			
fluoridhaltig	> 1 mg/l Fluorid			
eisenhaltig	> 1 mg/l zweiwertiges Eisen			
natriumhaltig	> 200 mg/l Natrium			
Schwefelquelle	≥ 1 mg/kg Sulfidschwefel	Landesgesetzliche Regelungen zu Heil-		
Iodquelle	≥ 1 mg/l lod	Vorkommen und Kurorten (Tab. 3)		
Eisenquelle	≥ 10 mg/kg Eisen			
Radonwasser für Bäderkuren	≥ 370 Bq/kg Radon			
Radonwasser für Trinkkuren	≥ 3.700 Bq/kg Radon			
Trinksäuerling	≥ 250 mg freies Kohlenstoffdioxid]		
Badesäuerling	≥ 1.000 mg freies Kohlenstoffdioxid			

Tab. 2.

Verwendete hydrochemische Spezifikationen für Thermalwässer.

Zudem werden Wässer mit pharmakologisch wirkungsvollen Stoffen, unabhängig von der Gesamtkonzentration, mit dem Namen des betreffenden Inhaltsstoffes bezeichnet. Eine Übersicht über die in diesem Werk verwendeten hydrochemischen Spezifikationen befindet sich in Tabelle 2.

Bei der Nutzung von Thermalwässern müssen verschiedene Rechtsmaterien berücksichtigt werden. Insbesondere sind die Heilvorkommen- und Kurortegesetze des Bundes und der Länder, das Wasserrecht und Mineralrohstoffgesetz, das Forst- und Naturschutzrecht und das Bäderhygienegesetz zu beachten. Da es sich bei Thermalwasser um Grundwasser im Sinne des Wasserrechtsgesetzes (WRG 1959) handelt, sind die dort beschriebenen gesetzlichen Grundlagen für die Abteufung von Bohrungen, die Nutzung, die Ableitung und den Schutz gültig. Auch das Mineralrohstoffgesetz (MinroG) ist zu beachten, sobald Bohrungen über 300 m bzw. Stollen oder Schächte zur Thermalwassererschließung in Betracht gezogen werden.

Den Ländern obliegen die Erlassung und Vollziehung der Heilvorkommen- und Kurortegesetze. Diese beinhalten unter anderem folgende Regelungsinhalte: Begriffsbestimmungen, Anerkennung als Heilvorkommen, Nutzungsbewilligung, Bezeichnung, Anerkennung als Kurort, Analysen der Heilvorkommen und Indikationen.

Bundesland	Heilvorkommen- und Kurortegesetze der Länder
Burgenland	Burgenländisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz – Bgld. HeiKuG, LGBI. Nr. 15/1963, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 79/2013
Kärnten	Kärntner Heilvorkommen- und Kurortegesetz, K-HKG, LGBI. Nr. 157/1962, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 85/2013
Niederösterreich	NÖ Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1978, LGBI. Nr. 272/1978, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 219/2001
Oberösterreich	Oö. Heilvorkommen- und Kurortegesetz – Oö. HKG; LGBI. Nr. 47/1961, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 90/2013
Salzburg	Salzburger Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1997 – HKG 1997, LGBI. Nr. 101/1997, zuletzt geändert durch LGBI Nr. 106/2013
Steiermark	Steiermärkisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz, LGBI. Nr. 161/1962, zuletzt geändert durch LGBI. 87/2013
Tirol	Tiroler Heilvorkommen- und Kurortegesetz 2004, LGBI. Nr. 24/2004, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 130/2013
Wien	Wiener Heilvorkommen- und Kuranstaltengesetz – WHKG, LGBI. Nr. 29/2013

Tab. 3. Heilvorkommen- und Kurortegesetze der Länder.

Akrato- und Mineralthermen	eisenhaltige Wässer	Heilklima	Heilstollen		
 Bad Bleiberg Bad Kleinkirchheim Bad Mitterndorf Bad Radkersburg Bad Sauerbrunn Bad Tatzmannsdorf Bad Vigaun Bad Vöslau Köflach Laa an der Thaya Warmbad Villach 	 Bad Pirawarth Bad Sauerbrunn Bad Schallerbach Bad Schönau Bad Tatzmannsdorf 	 Bad Bleiberg Bad Mitterndorf Bad Tatzmannsdorf 	 Bad Bleiberg Bad Gastein 		
lodschwefelwasser	lodsole	Kohlenstoffdioxid	Mineralthermalsäuerlinge		
1. Bad Deutsch-Altenburg	 Bad Hall Bad Pirawarth 	 Bad Gleichenberg Bad Häring Bad Schönau Bad Tatzmannsdorf 	 Bad Gleichenberg Bad Radkersburg Bad Sauerbrunn Bad Schönau Bad Tatzmannsdorf Frauenkirchen 		
radonhaltige Wässer	Schwefelwasser und Thermen	Solen und Thermalsolen	Sulfatwässer		
1. Bad Gastein	 Bad Deutsch-Altenburg Bad Häring Bad Sauerbrunn Bad Schallerbach Baden Längenfeld Oberlaa 	 Loipersdorf Geinberg 	1. Bad Sauerbrunn		

Tab. 4.

Österreichische Heilvorkommen mit Bezug zu Thermalwässern, ergänzt nach dem Österreichischen Heilbäder- und Kurorteverband (ÖHKV, 2015: 14).

Alle Bundesländer (bis auf Vorarlberg) haben diesbezüglich Gesetze erlassen (Tab. 3). Zuvor galt ausschließlich das 272. Bundesgesetz aus dem Jahr 1958. In Tabelle 4 befinden sich die anerkannten Heilvorkommen und Kurorte von Österreich, die einen Bezug zu Thermalwasser aufweisen.

Eine sehr ausführliche rechtliche Zusammenfassung betreffend die Anwendung des Wasserrechtsgesetzes und des Mineralrohstoffgesetzes bei der Erschließung, der Nutzung und des Schutzes von Thermalgrundwasserkörpern findet sich im ÖWAV-Regelblatt 215 "Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen" aus 2010. Darüber hinaus werden im gegenständlichen Regelblatt insbesondere die praktischen, technischen und planerischen Aspekte bei Neuerschließungen, Messprogrammen, Zustandsbewertungen und Anpassungen an den Stand der Technik von bestehenden Thermalwasseranlagen sowie Verschließungen in gut verständlicher Form dargestellt. Es ist somit ein besonders empfehlenswerter technischer Leitfaden mit Rechtsbezug für eine nachhaltige Wasserbewirtschaftung von Thermalwässern.

Mit der Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG wurden in Österreich mit der IST-Bestandsanalyse 2005 (BMLFUW, 2005, 2009, 2013) österreichweit erstmalig auch wasserwirtschaftlich besonders wichtige Tiefengrundwasserkörper (Trinkwasser/Arteser-Thermalwasser und Geothermie) und ein Thermalgrundwasserkörper (Thermalwasser und geothermische Nutzung) ausgewiesen, welche in regelmäßigen Abständen auf deren qualitativen sowie mengenmäßigen Zustand (BMLFUW, 2009, 2015) zu überprüfen sind, um eine nachhaltige Bewirtschaftung dieser wichtigen Ressource auch für künftige Generationen sicher zu stellen. Diese großräumigen Vorkommen befinden sich insbesondere in Beckenlagen der geologischen Einheit der Molassezone Oberösterreichs, der Steiermark und des Burgenlandes und werden in den folgenden Kapiteln näher behandelt.

Ein genereller, umfassender, österreichweiter und gleichzeitig auch aktueller Überblick betreffend die gesamtheitliche wasserwirtschaftliche Planung der Gewässer, unter Einbeziehung der Lebens- und Wirtschaftsverhältnisse, findet sich in den bisherigen "Österreichischen Gewässerbewirtschaftungsplänen 2009 und 2015 (Entwurf)" (BMLFUW, 2009, 2015). Darin werden auf Basis der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG bzw. des Wasserrechtsgesetzes 1959 i.d.g.F. insbesondere die charakteristischen Merkmale der heimischen Grundwässer und Oberflächengewässer dargestellt, der aktuelle Zustand (gut/schlecht) und deren Entwicklungstendenzen beschrieben sowie auch allfällige Defizite mit entsprechenden Verbesserungs- bzw. Schutzmaßnahmen und deren Ergebnisse aufgezeigt. Die Mineralwasser- und Quellwasserverordnung (1999) ist insofern von Bedeutung, da in dieser das Inverkehrbringen von natürlichem Mineral- und Quellwasser geregelt wird. Abschließend ist zu erwähnen, dass mit dem ÖWAV-Regelblatt 215 "Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen" aus dem Jahr 2010 österreichweit beachtenswerte Standards zu Erschließung, Nutzung und Schutz von Thermalwasserkörpern geschaffen wurden.

1.3 Temperatur von Thermalwasser

(D. ELSTER)

Die Temperatur von Thermalwasser ist das Resultat der Wärmezufuhr aus der Erdkruste. Im Erdinneren herrscht eine Temperatur von rund 5.000 °C, während an der Erdoberfläche die Temperatur im Mittel ca. 14 °C beträgt (STOBER & BUCHER, 2012). Somit wird ein kontinuierlicher Strom von Wärme an die Erdoberfläche abgegeben. Der **terrestrische Wärmestrom** setzt sich aus einem fast konstanten Wärmestrom aus dem Erdkern und dem ungleichmäßig verteilten Wärmestrom der Erdkruste zusammen. Die mittlere Wärmestromdichte beträgt für Kontinente 0,065 W/m² und für Ozeane 0,101 W/m². Vor allem in Vulkangebieten kann es zu großen Anomalien kommen (MICHEL, 1997). Dem Wärmeverlust der Erde wirkt die Wärmeproduktion durch den radioaktiven Zerfall entgegen, somit ist der tatsächliche Abkühlungsprozess der Erde sehr gering. Gesteine weisen unterschiedlich hohe Konzentrationen an radioaktiven Elementen auf. Mit höheren Gehalten an Uran, Thorium oder Kalium steigt die **radioaktive Wärmeproduktion**, wobei die Zerfallsreihen von ²³⁸U, ²³⁵U und ²³²Th sowie das Isotop ⁴⁰K die Energie liefern (Sto-BER & BUCHER, 2012).

In Tabelle 5 sind für einige typische Gesteine Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte und ihre Wärmeproduktion angegeben.

In der Erdkruste beträgt die **geothermische Tiefenstu**fe im Mittel rund 1 °C/33 m, das entspricht einem **Temperaturgradienten** von 3 °C/100 m (MICHEL, 1997). Der gemessene Wärmestrom stammt zu über 70 % aus der radiogenen Wärmeproduktion der Erdkruste und nur zu ca. 30 % aus dem Erdmantel und dem Erdkern (STO-BER & BUCHER, 2012). Naturgemäß sind die 3 °C/100 m nur ein Richtwert, lokal sind aber starke Abweichungen bzw. **Temperatur- und Wärmeanomalien** festzustellen.

Gestein	Uran (mg/kg)	Thorium (mg/kg)	Kalium (%)	Wärmeproduktion in 3 km Gesteinssäule (cal/cm ² sec)
Granit	4	16	4,4	2,3 x 10 ⁻⁷
Tonschiefer	3,7	12	3	1,8 x 10 ⁻⁷
Granodiorit	2	8,5	2,5	1,2 x 10 ⁻⁷
Basalt	0,6	1,6	0,75	0,3 x 10 ⁻⁷
peridot. Gesteine	0,01	0,0	0,004	0,3 x 10 ⁻⁹

Tab. 5.

Gehalt an Uran, Thorium und Kalium ausgewählter Gesteine und ihre spezifische Wärmeproduktion (WEDEPOHL, 1967).

Gestein / Fluid	Wärmeleitfähigkeit λ (Js-1 m-1 K-1)	spezifische Wärmekapazität (kJ kg ⁻¹ K ⁻¹)
Kies, Sand, trocken	0,3–0,8	0,5–0,59
Kies, Sand, nass	1,7–5	0,85–1,9
Ton, Lehm, feucht	0,9–2,3	0,8–2,3
Kalkstein	2,5–4	0,8–1
Dolomit	1,6–5,5	0,92–1,06
Marmor	1,6–4	0,86–0,92
Sandstein	1,3–5,1	0,82–1
Tonstein	0,6–4	0,82–1,18
Granit	2,1–4,1	0,75–1,22
Gneis	1,9–4	0,75–0,9
Basalt	1,3–2,3	0,72–1
Quarzit	3,6–6,6	0,78–0,92
Steinsalz	5,4	0,84
Luft	0,02	1,0054
Wasser	0,59	4,12

Tab. 6.

Wärmeleitfähigkeit und spezifische Wärmekapazität unter Normalbedingungen von ausgewählten Gesteinen, Luft und Wasser nach STOBER & BUCHER (2012).

Positive Anomalien können u.a. auf Bereiche aufsteigender thermaler Tiefengrundwässer zurückgeführt werden. Sekundäre Temperaturquellen, wie z.B. Grubenbrände, nehmen eine Sonderstellung ein.

Der Transport der Erdwärme erfolgt prinzipiell auf zwei Arten (STOBER & BUCHER, 2012): 1) **konvektiv** in einem strömenden Medium (Grundwasser, Gas etc.) und 2) **konduktiv** durch die Leitfähigkeit des Gesteins. Die **Wärmeleitfähigkeit** der Gesteine ist unterschiedlich. Dies trifft auch auf ihre **Wärmekapazität** zu, die beschreibt, wie viel Wärme gespeichert werden kann. Tabelle 6 gibt einen Überblick zur Wärmeleitfähigkeit und zur spezifischen Wärmekapazität ausgewählter Materialien (das ist die Wärmemenge, die benötigt wird, um die Temperatur eines Kilogramms eines Materials um ein Kelvin anzuheben). Zusammengefasst nimmt die Temperatur mit der Tiefe rascher zu, je höher der Wärmestrom und je geringer die Wärmeleitfähigkeit ist.

Einen Sonderfall, der ebenfalls zur Temperaturerhöhung beitragen kann, stellt die **bakterielle Reduktion** dar. Hier werden im Wasser gelöste Sulfate unter anaeroben Bedingungen und in Gegenwart von organischer Substanz durch Bakterien zu Schwefelwasserstoff reduziert. Dies wirkt temperaturerhöhend. So nehmen beispielsweise WALLHÄUSER & PUCHELT (1966) bei geeigneten Bedingungen Temperaturzunahmen bis ca. 50 °C an.

Nach GötzL et al. (2012b) liegt die Wärmestromdichte in Österreich im Mittel bei ca. 0,071 mW/m², das entspricht etwa durchschnittlichen Werten von kontinentaler Kruste (Abb. 2). In den Nördlichen Kalkalpen und Karawanken liegen generell unterdurchschnittliche geothermische Verhältnisse vor. Diese sind vorwiegend auf eine erhöhte Krustenmächtigkeit aufgrund der alpinen Überschiebung zurückzuführen. Zudem spielen tief infiltrierende kalte Oberflächenwässer eine Rolle für diese niedrigen Werte. Die höchsten Wärmestromdichten sind im Oststeirischen Becken anzutreffen, die mit einer Hochlage der Asthenosphäre im Bereich des Pannonischen Beckens zu erklären sind. In der Molassezone und im Wiener Becken herrschen im Allgemeinen durchschnittliche geothermische Bedingungen vor. Insbesondere in Gebieten mit tief zirkulierenden Thermalwässern (z.B. niederbayerisch-oberösterreichischer Thermalwasserkörper) können lokale bis regionale Anomalien auftreten. Eine weitere großräumige Anomalie tritt im Bereich des Tauernfensters auf.

1.3.1 Bestimmung von Untergrundtemperaturen

(P. NIEDERBACHER)

Für die Bestimmung von Untergrundtemperaturen werden direkte Messungen in Tiefenaufschlüssen (Bohrungen, Tunnel, Schächte) herangezogen. Bohrungsaufschlüsse liefern, neben den Informationen zum Intern- und Tiefbau, wertvolle Hinweise zum vertikalen Temperaturverlauf im Untergrund und zu potenziellen Tiefenaquiferen. Im Falle von durchgeführten Formationstests und Probeförderungen liegen auch Informationen zum Chemismus und Ergiebigkeit der angetroffenen Poren- und Kluftmedien (Formationswässer) vor. Temperaturinformationen beim Abteufen der Tiefbohrungen liefern die Auslauftemperaturen der Bohrspülung, die Messungen der Maximaltemperaturen bei geophysikalischen Bohrlochmessungen (Borehole Tem-



Abb. 2.

Konzeptionelle Karte der terrestrischen Wärmestromdichte in Österreich (verändert nach Götzl et al., 2012b).

perature, BHT) und Temperaturlogs, sowie die Temperaturmessungen bei Formationstests (Open Hole- und Casing Tests). Bei Fördertests werden die Auslauftemperaturen des zu Tage tretenden Mediums gemessen und durch Messgeräte im Bohrloch die Temperaturen in-situ bestimmt.

Während in-situ Messungen bei Fördertests verlässliche Temperaturdaten liefern (Reservoir Temperature, TR) sind die im Zuge der Bohrungsherstellung durchgeführten Messungen durch unterschiedliche Faktoren beeinflusst, wie z.B. durch die Meißelarbeit (Erwärmung), Abkühlung durch die zirkulierende Spülung im unteren Abschnitt der Bohrung und relative Erwärmung im oberen Bohrlochbereich, Eintritt von Spülung in durchlässige Formationen, unterschiedliche Standzeit der Bohrung bis zur Messung etc. Zur Bestimmung der tatsächlichen Formationstemperaturen in bestimmten Tiefen werden die technisch im Bohrloch gemessenen Temperaturen auf die von der Bohrtiefe (Measured Depth, MD) abweichende wahre Teufe (True Vertical Depth, TVD) bezogen und mit empirischen Verfahren oder Modellrechnungen auf Grundlage der Wärmeleitungsgleichung korrigiert. Dazu werden bohrtechnische Daten wie zeitlicher Bohrablauf, Bohrlochgeometrie, Spülungsdaten, BHT-Zeitreihen, Testtemperaturen und Ansätze zur thermischen Leitfähigkeit der Gesteine herangezogen. Diese internen Daten sind vielfach nicht verfügbar. Die Abschätzung der Gebirgstemperaturen und geothermalen Gradienten erfolgt daher auf Grundlage freigegebener und publizierter Daten unter Hinweis auf den Übersichtscharakter der Daten.

Durch die bei den Explorationsbohrungen festgestellten geothermalen Tiefenstufe ist davon auszugehen, dass ab Tiefen von ca. 800 bis 1.000 m Untergrundtemperaturen > 20 °C erreicht werden und im Falle des Antreffens wasserführender Gesteinsformationen Thermalwasser vorliegt. Für eine geothermale Nutzung sind höhere Fluidtemperaturen erforderlich, die in größeren Aufschlusstiefen erreicht werden.

1.4 Zur Hydrogeochemie und Isotopenhydrologie von Thermalwasser

(D. ELSTER)

1.4.1 Zur Herkunft des Thermalwassers und seiner Lösungsinhalte

Bei der Herkunft des Thermalwassers unterscheidet man prinzipiell zwischen meteorischem Wasser, juvenilem Wasser und Formationswasser. Unter **juvenilen Wässern** werden jene verstanden, die aus der Tiefe kommen und erstmals in den Wasserkreislauf gelangen. In Österreich dürften sie kaum von Bedeutung sein. In Gebieten mit aktivem Vulkanismus spielen sie sehr wohl eine wichtige Rolle. **Meteorische Wässer** nehmen am Wasserkreislauf teil. Aufgrund von langen und tiefreichenden Zirkulationswegen müssen sie allerdings nicht unbedingt jung sein, sondern können Verweilzeiten von vielen tausenden Jahren aufweisen. **Formationswässer** weisen hohe Salzkonzentrationen auf. Dies wird in der Regel auf bei der Sedimentation eingeschlossenes Meerwasser zurückgeführt. MICHEL (1997) berücksichtigt die folgenden weiteren Einflüsse: 1) Zersetzung von organischer Substanz, 2) Auflösung von Mineralien der Gesteine, 3) gelöste Stoffe aus der tieferen Erdkruste.

Die Konzentrationen der im Wasser gelösten festen Stoffe sind im Wesentlichen vom Angebot im Gestein, von der Löslichkeit, den Mineralphasen und von der Beschaffenheit des Wassers abhängig. In Tabelle 7 befindet sich eine Übersicht über die Zusammensetzung ausgewählter Gesteine. Für die Beweglichkeit der Bestandteile sind jedoch auch weitere Faktoren wie z.B. der Einbau in Mineralneubildungen, Fällungsreaktionen, das Sorbieren an Oberflächen und Ionenaustausch wichtig.

Thermalwässer mit mehr als 250 mg/l freiem Kohlenstoffdioxid werden als Säuerlinge bezeichnet (Tab. 2). Das Kohlenstoffdioxid selbst wird in den meisten Fällen mit vulkanischer Aktivität aus vergangener Zeit assoziiert (Käss & Käss, 2008). Prinzipiell ermöglichen tiefreichende Bruchstrukturen die Freisetzung von Kohlenstoffdioxid aus dem Erdmantel. Zum Teil kann das Kohlenstoffdioxid auch mit über Bruchstrukturen aufsteigende basaltische Magmen in Verbindung gebracht werden. Solen können entweder auf Formationswässer zurückgeführt werden oder gehen auf einen Kontakt mit Salzvorkommen zurück. Treten Sulfatwässer auf, so wurde in den meisten Fällen Sulfat wie Gips oder Anhydrit gelöst. Bei Schwefelwässern kommen mehrere Prozesse in Betracht. So können unterschiedliche Schwefelspezies aufgrund verschiedener Redox-Reaktionen aus Sulfaten entstehen. Für das Hochtemperatur-Regime < 80-140 °C ist die thermodynamische Reduktion und für das Niedrigtemperatur-Regime < 60-80 °C die bakterielle Reduktion von Bedeutung (Käss & Käss, 2008). Auch postvulkanische Wasserdampf-Exhalationen können große Mengen an Schwefelwasserstoff enthalten, sie sind in Österreich jedoch nicht bekannt. In Österreich treten vermehrt thermale lonenaustausch-Wässer auf. Bei Ionenaustauschern (z.B. Tonminerale) handelt es sich um wasserunlösliche Stoffe, die aus Wässern positive oder negative Ionen aufnehmen und dafür eine äguivalente Menge Ionen (stöchiometrische Umsetzung) abgeben (MICHEL, 1997). Von Bedeutung sind hier vor allem thermale Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Wässer wie sie z.B. mit dem Oberjura der österreichischen Molasse zu assoziieren sind.

Radonhaltige Wässer (Kap. 1.4.4) sind oft an saure, silikatreiche kristalline Gesteine gebunden, da diese Uran-Mineralien enthalten, mit denen das in Klüften zirkulierende Wasser in Kontakt kommt (Käss & Käss, 2008). Über die natürlichen elementaren Zerfallsprozesse, wie z.B. bei dem radioaktiven Element Uran, entsteht als Zwischenprodukt das radioaktive Edelgas Radon,

	Basalte (mg/kg) ¹	Granite (mg/kg) ¹	Grano- diorite (mg/kg) ¹	Magmatite allgemein (mg/kg) ²	Sand- steine (mg/kg) ²	Ton- gesteine (mg/kg) ²	Karbonat- gesteine (mg/kg) ²	Evaporite (mg/kg) ²	Meer- wasser (mg/kg) ²
Silicium (Si)				285.000	359.000	260.000	33.900	386	2,9
Aluminium (Al)	90.000	80.000		79.500	32.100	80.100	8.970	29	0,001
Eisen (Fe)	86.500	14.000	27.000	42.200	18.600	38.800	8.190	265	0,0034
Calcium (Ca)	70.000	5.000	25.000	36.200	22.400	22.500	272.000	11.100	411
Natrium (Na)	18.000	5.000	25.000	28.100	3.870	4.850	393	310.000	10.800
Kalium (K)	8.000	42.000	25.000	25.700	13.200	24.900	2.390	4.280	392
Magnesium (Mg)	46.000	1.600	10.000	17.600	8.100	16.400	45.300	3.070	1.290
Mangan (Mn)	1.500	390	540	937	392	575	842	4,4	0,0004
Fluor (F)				715	220	560	112	24	1,3
Barium (Ba)	330	840	420	595	193	250	30,1	173	0,021
Schwefel (S)				410	945	1.850	4.550	26.800	904
Strontium (Sr)		100		368	28,2	290	617	234	8,1
Chlor (Cl)				305	15	170	305	525.000	19.400
Chrom (Cr)	170	4	20	198	120	423	7,08	10,6	0,0002
Kupfer (Cu)	87	10	30	97,4	15,4	44,7	4,44	2	0,0009
Nickel (Ni)	130	5	15	93,8	2,57	29,4	12,8	1,4	0,0066
Zink (Zn)	105	51	50	80	16,3	130	15,6	0,6	0,005
Lithium (Li)				32,2	15	46,2	5,16	30	0,17
Cobalt (Co)	48	1	10	23	0,328	8,06	0,123	1,6	0,00039
Blei (Pb)	4	19	15	15,6	13,5	80	16,5	0,9	0,00003
Bor (B)				7,5	90	194	16	1,2	4,45
Brom (Br)				2,37	1	4,3	6,6	33	67,3
Molybdän (Mo)	1,5	1,3		1,25	0,5	4,25	0,75	1,5	0,01
lod (I)				0,45	3,75	4,4	1,59	1	0,064
Arsen (As)	2	1,5		1,75	1	9	1,75		0,0026

Tab. 7.

Mittlere Zusammensetzung von ausgewählten Gesteinen nach Thalmann et al. (1989)¹ und Matthess (1994)².



Abb. 3. Verschiedene Wassertypen (verändert nach MICHEL, 1997).

das in der Folge aus dem Gestein in das Wasser bzw. die Bodenluft freigesetzt wird. Einen Überblick zu der Beziehung zwischen dem geologischen Bau und den beschriebenen Wassertypen ist in Abbildung 3 zu finden.

1.4.2 Spezifische gelöste feste Stoffe

Calcium (Ca) ist vor allem in den Mineralen Calcit, Aragonit und Dolomit bzw. in den Karbonatgesteinen angereichert. Ebenfalls wichtig sind die Sulfate Gips und Anhydrit. In Grundwässern silikatischer Aquifere liegt der Ca-Gehalt bei meist weniger als 100 mg/l (MAT-THESS, 1994). Werte um 200 bis 300 mg/l sind für Gebiete mit höheren CO_2 -Gehalten (z.B. vulkanische Beeinflussung) typisch. Hier ist für die Lösung von Kalkstein auf das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht zu verweisen (siehe Kohlenstoff). Wesentlich höhere Konzentrationen bis ca. 600 mg/l sind bei Kontakt mit Gips oder Anhydrit zu erwarten.

Magnesium (Mg) ist ähnlich wie Calcium hauptsächlich in den Karbonaten Dolomit und Magnesit angereichert. Obwohl die Magnesiumverbindungen generell eine höhere Löslichkeit als jene von Calcium besitzen, ist der Gehalt im Süßwasser normalerweise niedriger bzw. zumeist unter 40 mg/l (MATTHESS, 1994). Das liegt an der geringeren geochemischen Häufigkeit. Bei magnesiumreichen Grundwasserleitern handelt es sich beispielsweise um Dolomit, Serpentin und Olivinbasalt. Hier können insbesondere bei generell größeren Gesamtmineralisationen mehrere Hundert mg/l auftreten.

Natrium (Na) weist eine sehr hohe geochemische Mobilität auf. Dementsprechend sind mit Evaporiten die höchsten Gehalte zu assoziieren. Die Natriumkonzentration im Grundwasser liegt meist zwischen 1 und 20 mg/l, bei Kontakt zu Salz führenden Sedimenten bzw. Evaporiten sind jedoch viel höhere Werte zu erwarten (MATTHESS, 1994). Bei Tiefengrundwässern sind hohe Konzentrationen von Natrium oftmals mit Ionenaustauschprozessen zu erklären.

Kalium (K) hat eine geringe geochemische Beweglichkeit. Deshalb weisen die meisten Grundwässer Gehalte unter 5 mg/l auf (MATTHESS, 1994). Da es sich um ein biophiles Element handelt, können höhere Gehalte in Ölfeldwässern auftreten. Auch bei den Wässern von abflusslosen Becken, wie beispielsweise im Seewinkel, sind höhere Werte bekannt.

Kohlenstoff (C) ist in den Magmatiten nur ein unwesentlicher Bestandteil. Karbonatgesteine bilden die mit Abstand größten Anreicherungen aus. Zudem ist Kohlenstoff der Grundstoff organischer Substanzen. Für Grundwässer ist Kohlenstoffdioxid (CO_2) ein wichtiger Faktor. Kohlenstoffdioxid stammt entweder aus der Atmosphäre und wird über den Niederschlag eingetragen, aus organischen Abbauprodukten oder es steigt aus der Tiefe auf. Bei Letzterem ist es entweder vulkanischen Ursprungs, ein Abbauprodukt biogener Sedimente oder es handelt sich um ein thermisches Zersetzungsprodukt von Karbonatgesteinen, die zuvor

größere Tiefen erreicht hatten (MATTHESS, 1994). Wasser reagiert mit gelöstem Kohlenstoffdioxid (CO_a) prinzipiell sauer, da ein geringer Anteil des Kohlenstoffdioxids in Abhängigkeit von Druck und Temperatur in Kohlensäure (H₂CO₂) umgesetzt wird (H₂O+CO₂ ≓ H₂CO₂). Infolge ist in zwei Dissoziationsstufen zu unterscheiden: 1) Hydrogencarbonat: $H_{a}CO_{a}+H_{a}O \rightleftharpoons H_{a}O^{+} + HCO_{a}^{-}$ und 2) **Carbonat**: $HCO_3^- + H_2O \rightleftharpoons H_3O^+ + CO_3^{2-}$. Das Carbonat-Anion CO,2- ist jedoch erst bei pH-Werten über 8,2 quantitativ bedeutsam. Hydrogencarbonat und Carbonat werden zusammen auch als gebundene Kohlensäure bezeichnet. Hydrogencarbonat (HCO,) entsteht auch bei der Reaktion von Kohlensäure mit Carbonat: $CO_3^- + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2HCO_3^-$. Dabei wird umso mehr Carbonat im Grundwasser gelöst, je höher dessen Kohlenstoffdioxidgehalt ist. Bei den an dieser Reaktion beteiligten Konzentrationen von CO₂, HCO₃⁻ und Ca₂⁺ stellt sich das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht für folgende Gleichung ein: $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^{-}$. Das beim Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht aufgebrauchte Kohlenstoffdioxid wird als gebundene Kohlensäure bezeichnet. Das übrigbleibende Kohlenstoffdioxid nennt man die freie Kohlensäure, von welcher der nicht für das Gleichgewicht benötigte Anteil, das ist die überschüssige Kohlensäure, kalkaggressiv wirkt.

Chlor (CI) zeigt eine sehr hohe geochemische Beweglichkeit. Dementsprechend sind die größten Mengen in Meeren und Evaporiten vorzufinden. Grundwässer in chloridarmen Magmatiten und Sedimentgesteinen weisen zumeist Gehalte von weniger als 30 mg/l auf (MATTHESS, 1994). Höhere Werte deuten hingegen in der Regel auf die Beimischung salinarer Wässer (Salzlagerstätten).

Schwefel (S) weist eine hohe geochemische Mobilität auf. Dies ist beispielweise an dem hohen Gehalt in Meerwasser ersichtlich. Der Schwefel, der sich heute in Meeren, Evaporiten und Sedimentgesteinen befindet, dürfte zum Großteil aus Entgasungen von Magmen stammen (MATTHESS, 1994). Im Grundwasser treten die thermodynamisch stabilen Schwefel-Spezies als Schwefelwasserstoff (H,S), Hydrogensulfid (HS⁻), Sulfat (SO₄²), elementarer Schwefel (S₂), Polysulfide (Sn⁻²) und Sulfit (SO,²⁻) auf (MICHEL, 1997). Der Gesamtschwefel, auch Sulfidschwefel oder titrierbarer Schwefel genannt, umfasst in Abhängigkeit von Temperatur und pH die Summe von H₂S, HS⁻ und S⁻². Bei diesen Spezies weist Schwefel die Oxidationsstufe -2 auf. Die Gehalte von Sulfat (SO42-) in Grundwässern liegen normalerweise unter 30 mg/l. Höhere Konzentrationen bis über 1.000 mg/l sind in der Regel auf den Kontakt zu Gipsvorkommen zurückzuführen. Weitere Möglichkeiten für hohe Werte sind nach Zötl (1993a) die Zersetzung von Schwefelkies, Markasit etc. und die Herkunft aus Braunkohlegebieten und Mooren. Magmatische Exhalationen und biochemische Reduktion von Sulfaten führen zu Schwefel in gasförmiger (H₂S) oder gelöster Form als HS⁻ oder S²⁻ (MATTHESS, 1994). Dementsprechend können bei reduzierenden Verhältnissen, z.B. bei Ölfeldwässern, hohe Gehalte auftreten.

Stickstoff (N) ist in der Lithosphäre hauptsächlich in Tongesteinen vorzufinden. Die Hauptmasse ist jedoch gasförmig in der Atmosphäre enthalten. Über den Niederschlag werden Stickstoffverbindungen dem Grundwasser zugeführt. Im Grundwasser selbst werden verschiedene Oxidationsstufen von Stickstoff vorgefunden. So beträgt, von Extremwerten abgesehen, der Gehalt an Ammonium (NH,) normalerweise zwischen 0,01 und 1 mg/l und jener von Nitrat (NO₂) zwischen 0,3 und 2,5 mg/l (MATTHESS, 1994). Nitrit (NO) ist hingegen in der Regel nur in Spuren nachweisbar. Falls Sauerstoff vorhanden ist, wird organisch gebundener Stickstoff über Aminosäuren und Ammonium zu Nitrit und später Nitrat oxidiert. Ammonium im Grundwasser verlangt im Allgemeinen reduzierende Bedingungen. Deshalb können beispielsweise Ölfeldwässer aufgrund der anaeroben Verhältnisse Gehalte von über 1.000 mg/l aufweisen. Werte über 20 mg/l treten vor allem in intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten und Trockengebieten auf.

Strontium (Sr) tritt aufgrund ähnlicher chemischer Eigenschaften in geringerer Menge gemeinsam mit Calcium in Silikat-, Sulfat- und Karbonatgesteinen auf (MICHEL, 1997). Da in den meisten Grundwässern die Löslichkeitsgrenzen von SrSO, und SrCO, nicht erreicht werden, liegen die Sr²⁺-Gehalte normalerweise unter 1 mg/l (MATTHESS, 1994). Höhere Strontiumkonzentrationen um 10 mg/l können mit Calcium-Sulfat-Wässern in Verbindung gebracht werden. Die höchsten Sr2+-Gehalte (bis mehrere 100 mg/l) treten in Solen auf (MICHEL, 1997). PATTEISKY (1954) führt Strontium als typisches Begleitelement von rezenten juvenilen Wässern an. ZötL (1993a) bezeichnet Strontium als verlässlichen Anzeiger für einen großen Tiefgang von Thermalwässern, die nicht mit Salinar- und Evaporitgesteinen zu assoziieren sind. Die Sr2+- Gehalte liegen hier im Bereich von einigen mg/l.

Barium (Ba) weist eine geringe geochemische Beweglichkeit auf und höhere Gehalte bis über 1.000 mg/l sind nur für Erdölwässer und Grubenwässer (reduzierende Bedingungen) mit einem geringen Sulfatgehalt charakteristisch (MICHEL, 1997). In sauerstoff- und sulfathaltigen Wässern liegen die Konzentrationen hingegen unter 10 μ g/l (Käss & Käss, 2008). Im Unterschied zu Strontium bietet Barium nach ZöTL (1993a) keinen deutlichen Hinweis auf Tiefenkontakte von Thermalwässern. PATTEISKY (1954) führt es hingegen als typisches Begleitelement für juvenile Wässer an. Es ist anzumerken, dass Unterschiede im Ba/Sr-Verhältnis oft als Kriterium für die Herkunft von Grundwässern genutzt werden (MATTHESS, 1994).

Aluminium (Al) ist das dritthäufigste Element in den Magmatiten und somit ein wichtiger Bestandteil von Silikaten. In Sedimentgesteinen ist es Hauptbestandteil von Tonmineralen. Aufgrund der geringen geochemischen Löslichkeit beträgt der Al³⁺-Gehalt in den meisten Grundwässern nur wenige Hundertstel oder Zehntel mg/l (MATTHESS, 1994). Die Löslichkeit steigt mit sinkendem pH-Wert. Werte über 1 mg/l sind selten. Lithium (Li) ist ein seltenes Element, das vorwiegend in Magmatiten, Pegmatiten und Evaporiten vorzufinden ist. Im Grundwasser betragen die Konzentrationen meist weniger als 0,5 mg/l. Allerdings sind Gehalte über 5 mg/l bei Thermalwässern und Solen bekannt (MAT-THESS, 1994). In natürlichen mineralstoffreichen Wässern ist das Verhältnis zwischen dem Gehalt von Lithium und Natrium relativ konstant (Käss & Käss, 2008). Das Kationenverhältnis von Mg/Li eignet sich außerdem nach NORDSTROM et al. (1985) als Temperaturindikator bzw. Kationen-Geothermometer bereits ab einer Temperatur von 40 °C. Somit ist Lithium unter geeigneten Bedingungen als Hinweis für Tiefenkontakte von Thermalwässern nützlich.

Kupfer (Cu) tritt in der Lithosphäre relativ häufig auf und bildet zahlreiche Minerale, insbesondere Sulfide, Oxide und Hydroxylcarbonate (MATTHESS, 1994). In Grundwässern treten zumeist Konzentrationen von weniger als 10 μg/l auf, wobei höhere Gehalte oft auf ein oxidierendes Milieu zurückzuführen sind. Einzig im Bereich von Kupfererz-Vorkommen sind deutlich höhere Gehalte von über 1.000 mg/l bekannt.

Cobalt (Co) und **Nickel** (Ni) sind vorwiegend in Magmatiten angereichert. Da sie eine geringe Löslichkeit aufweisen und durch kolloidale Eisen- und Manganhydroxide sorbiert werden, sind die Konzentrationen zumeist äußerst gering bzw. liegen oftmals unter der Nachweisgrenze (MICHEL, 1997). Aufgrund der besseren Löslichkeit bestimmter Nickelverbindungen sind die Nickelgehalte meist höher.

Chrom (Cr) ist ein häufiger Bestandteil in Magmatiten. Aufgrund der Anreicherung in Tongesteinen ist von einer geringen geochemischen Mobilität auszugehen (MATTHESS, 1994). Zumeist liegt der Gehalt im Grundwasser unter 10 µg/l, höhere Konzentrationen sind oftmals auf anthropogene Verunreinigungen zurückzuführen.

Eisen (Fe) ist einer der Hauptbestandteile der Magmatite. Der Gehalt von Eisen in natürlichen Wässern wird u.a. durch Oxidations- und Reduktionsprozesse, Lösung und Fällung von Hydroxiden, Karbonaten und Sulfiden und durch anwesende organische Komplexe eingestuft. In reduzierenden Grundwässern sind Werte zwischen 1 und 10 mg/l zu erwarten, bei Ölfeldwässern können aufgrund der anaeroben Bedingungen noch höhere Werte auftreten. In natürlichen Wässern tritt Eisen meistens als zweiwertiges Ion auf. In sauerstoffhaltigen Grundwässern bzw. in einem oxidierenden Milieu kommt es allerdings zur Ausfällung von Fe³⁺-Hydroxid (MATTHESS, 1994).

Mangan (Mn) ist ein mengenmäßig zurücktretender Bestandteil der Magmatite. Seine geochemische Beweglichkeit ist prinzipiell gering, doch in sauerstoffarmen Wässern können höhere Gehalte auftreten (MATTHESS, 1994). Trotzdem sind selbst unter reduzierenden Verhältnissen Mangangehalte über 1 mg/l im Grundwasser selten. Höhere Konzentrationen konnten allerdings bei Thermalwässern, Ölfeldwässern und in sauren Grubenwässern festgestellt werden.

Molybdän (Mo) kann in Form von metallorganischen Verbindungen auftreten, die mit Kohlenwasserstoffen in Erdölspeichergesteine migrieren (MICHEL, 1997). Erhöhte Gehalte lassen oftmals auf einen marinen Ursprung schließen. Normalerweise betragen aber die Konzentrationen im Grundwasser wenige µg/l (MATTHESS, 1994).

Selen (Se) ist ein sehr seltenes Element der Erdkruste. Das geochemische Verhalten ist dem von Schwefel ähnlich, bei der Gewinnung und Verhüttung von Sulfid-Erzen treten daher Selenverbindungen auf. In Grundwässern ist Selen maximal bis Zehner µg/l vertreten (MICHEL, 1997).

Blei (Pb) ist in den Gesteinen der Erdkruste in äußerst niedrigen Gehalten vorhanden. Die Verbindungen von Blei weisen eine geringe Löslichkeit auf, deshalb sind die Bleikonzentrationen selten nachweisbar bzw. liegen höchstens bei wenigen Zehner µg/l (MATTHESS, 1994).

Arsen (As) tritt in der Lithosphäre als Sulfid und als Arsenat in Erzlagerstätten, Kohlen und Erdöl auf (MATTHESS, 1994). Unter im Grundwasser üblichen pH-E_H-Bedingungen kann die Löslichkeit von Ca- und Mg-Arsenat zu Arsengehalten von mehreren mg/l führen. Tatsächlich liegen im Grundwasser die Werte meist bei unter 0,1 mg/l. Höhere Gehalte sind aus einigen Säuerlingen, Natrium-Chlorid-Wässern und Vitriolquellen bekannt.

Quecksilber (Hg) tritt aufgrund der geringen Löslichkeit in Grundwässern in höheren Konzentrationen in der Regel selten auf. Abgesehen von der geringen Löslichkeit neigt es dazu, in die Atmosphäre zu entweichen (MAT-THESS, 1994).

Hohe Gehalte an **Brom** (Br) treten im Meerwasser und bei salinaren Tiefenwässern auf. Besonders hohe Werte sind für Ölfeldwässer typisch. Die Herkunft des Wassers kann nach Käss & Käss (2008) über das Verhältnis CI/Br beschrieben werden: Bei Meerwasser beträgt es 300, bei Grundwasser 500 und bei Ölfeldwässern 10. Zött (1993a) weist zudem darauf hin, dass Sedimentgesteine mit Ausnahme der Sandsteine höhere Bromgehalte als Magmatite aufweisen.

Der Gehalt an **Fluor** (F) liegt bei den meisten Süßwässern unter 1 mg/l (MATTHESS, 1994). Werte über 10 mg/l sind dementsprechend als ausgesprochen hoch zu bewerten (MICHEL, 1997). Höhere Fluoridkonzentrationen können mit niedrigeren Calciumkonzentrationen korrelieren, da der Gehalt an Fluorid-Ionen in Gegenwart von Ca²⁺-Ionen durch das Löslichkeitsprodukt des Fluorits (CaF₂) bestimmt wird (WISOTZKY, 2011). Für die Herkunft hoher Fluoridkonzentrationen gibt es zahlreiche Möglichkeiten, was die Interpretation von Analyseergebnissen erschweren kann: 1) Ein hoher Gehalt wird oftmals mit aus großen Tiefen stammenden hydrothermalen Lösungen in Verbindung gebracht (ZöTL, 1993a). 2) Auch in schwach alkalischen Wässern kann überdurchschnittlich viel Fluorid auftreten (MICHEL, 1997). 3) Die Ursache für die Anreicherung von Fluor in Kalksteinen basiert auf der gleichzeitigen Ausfällung von Calciumcarbonat und Calciumfluorid im marinen Milieu (MICHEL, 1997).

Bei **lod** (I) handelt sich um ein biophiles Element, darum ist der Gehalt in Wässern von Erdölfeldern (bis 50 mg/l) höher als im Meerwasser (ca. 0,05 mg/l) (MICHEL, 1997).

Nach MICHEL (1997) gelangt **Kieselsäure** (H₂SiO₃) über die Zersetzung bzw. Verwitterung von Silikaten, die Lösung von fester amorpher Kieselsäure oder durch extreme Temperatureinflüsse in das Thermalwasser. Insbesondere bei vulkanisch beeinflussten Thermalwässern und Geysiren treten verwitterungsbedingt besonders hohe Werte auf. Die Lösung und Ausfällung von Kieselsäure geschieht bei normalen Temperaturen sehr langsam, doch erhöht sich die Reaktionsgeschwindigkeit bei höheren Temperaturen. Mithilfe von Geothermometern lassen sich aus den hydrochemischen Analysedaten unter bestimmten Bedingungen (geschlossenes System, thermisches Gleichgewicht) Rückschlüsse auf die Temperatur des Untergrundes machen (STOBER & BUCHER, 2012).

In Wasser ist **Bor** (B) in Form der sehr leicht löslichen Orthoborsäure (H_3BO_3) vorhanden. Der Borgehalt kann sich als Indikator für die Herkunft des Wassers eignen. Hohe Werte können nach Zötl (1993a) auf vulkanogene Thermalquellen oder terrestrische Verdunstungslagerstätten deuten. Auch Ölfeldwässer weisen hohe Werte auf. Die Umrechnungsfaktoren für Borverbindungen befinden sich in Tabelle 8.

	B ³⁺	HBO ₂	H ₃ BO ₃
B ³⁺	1	3,98	5,62
Metaborsäure HBO ₂	0,25	1	1,41
Orthoborsäure H ₃ BO ₃	0,18	0,71	1

Tab. 8.

Umrechnungsfaktoren für Borverbindungen (nach MICHEL, 1997).

Abschließend vermittelt Tabelle 9 eine Übersicht zu den hydrochemischen Analysen, die in diese Arbeit eingeflossen sind. Gehalte unter der Nachweisgrenze wurden hierbei nicht berücksichtigt.

	Anzahl der Analysen über der Nachweis- grenze	Durchschnitt	Median	25 %-Quantil	75 %-Quantil	Maximum	Minimum
Calcium (Ca) (mg/l)	277	182,78	78,20	13,10	256,00	1.000,00	0,80
Magnesium (Mg) (mg/l)	275	55,96	25,00	3,83	73,40	527,90	0,17
Natrium (Na) (mg/l)	271	1.110,06	178,00	26,95	547,50	21.500,00	0,40
Kalium (K) (mg/l)	242	27,09	9,05	2,00	31,08	229,60	0,27
Hydrogencarbonat (HCO ₃) (mg/l)	269	1.007,54	363,70	217,20	985,00	8.805,00	11,00
Chlorid (Cl) (mg/l)	269	1.435,86	110,70	18,16	330,00	33.690,00	0,40
Sulfat (SO₄)(mg/l)	260	376,23	74,30	10,14	548,25	3.045,30	0,25
Aluminium (Al) (µg/l)	82	129,71	15,25	4,48	108,25	1.600,00	0,16
Ammonium (NH₄) (µg/l)	167	6.693,52	1.800,00	305,00	4.600,00	92.000,00	7,00
Barium (Ba) (µg/l)	122	603,79	47,60	18,85	280,00	13.950,00	3,20
Blei (Pb) (µg/l)	40	3,06	2,00	0,50	4,40	18,10	0,10
Chrom (Cr) (µg/l)	41	5,59	1,30	0,90	6,00	45,00	0,10
Eisen (Fe) (µg/l)	189	1.939,53	300,00	50,00	1.400,00	36.000,00	0,18
Kupfer (Cu) (µg/l)	62	29,89	3,00	1,21	8,38	1.000,00	0,10
Lithium (Li) (µg/l)	147	685,81	250,00	49,50	629,50	11.900,00	2,00
Mangan (Mn) (µg/l)	131	169,80	30,00	6,50	140,00	2.110,00	0,01
Selen (Se) (µg/l)	8	9,07	4,50	3,35	8,50	40,00	0,13
Strontium (Sr) (µg/l)	145	6.961,80	2.100,00	360,00	6.669,50	137.300,00	20,00
Bromid (Br) (µg/l)	92	15.748,77	950,00	303,00	3.690,00	224.000,00	10,00
Fluorid (F) (µg/l)	205	2.722,43	1.100,00	500,00	3.750,00	20.700,00	2,53
Hydrogensulfid (HS) (µg/l)	63	5.427,65	1.700,00	120,00	4.580,00	92.800,00	10,00
lodid (I) (µg/I)	96	4.136,60	243,50	70,00	707,50	66.000,00	0,16
Carbonat (CO ₃) (µg/l)	25	6.853,25	2.380,00	530,00	6.000,00	50.400,00	0,59
m-Kieselsäure (H ₂ SIO ₃) (mg/l)	161	37,15	28,20	15,59	50,13	129,00	1,17
o-Borsäure (H ₃ BO ₃) (mg/l)	127	21,39	6,20	1,55	16,20	297,00	0,15

Tab. 9.

Übersicht zu den Haupt- und Nebeninhaltsstoffen der Thermalwasservorkommen in Österreich.

1.4.3 Gase und organische Verbindungen

Wichtige gasförmige Bestandteile des Grundwassers sind u.a. Sauerstoff, Stickstoff und Kohlenstoffdioxid. Dabei ist Kohlenstoffdioxid in Wasser deutlich besser löslich als Sauerstoff und Stickstoff. So beträgt das $CO_2: O_2: N_2$ Verhältnis der Löslichkeiten 70 : 2 : 1 (MI-CHEL, 1997). Für die Beschreibung von **Kohlenstoffdioxid** als frei aufsteigendes Gas sind die Begriffe Mofette, Halbmofette und Säuerling relevant, die sich über das Volumenverhältnis Gas zu Wasser definieren (Tab. 10). Das CO_2 der Säuerlinge ist auf postvulkanische Exhalationen bzw. Entgasungen aus der Tiefe zurückzuführen (z.B. im Steirischen Becken). Da die Löslichkeit von CO_2 in Wasser stark temperaturabhängig ist, sind vor allem bei Thermalsäuerlingen mit hohen Auslauftemperaturen nur geringe Mengen CO_2 tatsächlich gelöst und der Großteil evadiert in die Luft.

	Volumenverhältnis Gas : Wasser
Mofette (trockenes Gas)	1:0
Halbmofette	30 bis 40:1
Säuerlinge	3 bis 20:1
Tab. 10.	

Mofette, Halbmofette und Säuerling (nach MICHEL, 1994).

Sauerstoff fehlt in tiefen Grundwässern. Stickstoff wird im Wasser zumeist von der Bodenluft aufgenommen (Zötl, 1993a). Allerdings ist der hohe Anteil an Stickstoff (> 90 Vol.%) bei vielen Proben so nicht zu erklären. Die Edelgase werden bei Analysen oft zusammen mit Stickstoff angegeben, da sie in Bezug auf das Gesamtvolumen einen vernachlässigbaren Anteil darstellen. Bei Helium-4. Argon-40 und Radon handelt es sich um die Zerfallsprodukte der Elemente Uran, Thorium und Kalium-40 (MATTHESS, 1994). In tieferen Grundwasserstockwerken mit langsamer Wasserbewegung wird angenommen, dass es zu einer Anreicherung dieser Isotope kommt. Hohe Gehalte an Kohlenwasserstoffen, insbesondere von Methan und Ethan, sind in Ölfeldwässern anzutreffen. Erhöhte Gehalte an Schwefelwasserstoff können entweder auf Vulkanismus oder auf Reduktion von Sulfaten zurückzuführen sein.

1.4.4 Natürliche Radioaktivität und Umweltisotope

Natürliche radioaktive Stoffe waren entweder bereits vor der Entstehung des Sonnensystems vorhanden und sind aufgrund der langen Halbwertszeiten (t_{1/2}) noch immer existent bzw. Folgeprodukte von primordialen Radionukliden oder sie werden durch kosmische Strahlung in den obersten Schichten der Atmosphäre laufend erzeugt (BERKA et al., 2014). Somit lassen sich natürliche Radionuklide in drei Gruppen einteilen: Radionuklide außerhalb von Zerfallsreihen, primordiale Radionuklide erzeugt durch kosmische Strahlung. Allerdings sind die meisten Radionuklide auf eine der folgenden drei Zerfallsreihen zurückzuführen, an deren Anfang stets ein sehr langle-biges primordiales Radionuklid steht:

Uran-Radium-Reihe

Uran-238 [$t_{1/2}$ = 4,5 x 10⁹ Jahre] → → Radium-226 → Radon-222 → → Blei-210 → → Polonium-210 → Blei-206 [stabil]

Actinium-Reihe

Uran-235 [$t_{1/2}$ = 0,7 x 10⁹ Jahre] $\rightarrow \rightarrow$ Blei-207 [stabil]

Thorium-Reihe

 $\begin{array}{l} \mbox{Thorium-232} \ [t_{_{1/2}} = 14 \ x \ 10^9 \ \mbox{Jahre}] \rightarrow \mbox{Radium-228} \rightarrow \rightarrow \\ \mbox{Radon-220} \rightarrow \rightarrow \ \mbox{Thallium-208} \rightarrow \ \mbox{Blei-208} \ \mbox{[stabil]} \end{array}$

Von Bedeutung ist insbesondere **Radon-222**, das eine Halbwertszeit von 3,8 Tagen aufweist. Es stammt aus der Uran-Radium-Reihe und entsteht beim Zerfall von Radium-226 (Halbwertszeit 1.600 Jahre). Als Edelgas

ist Radon äußerst mobil und kann leicht dem Trägermaterial entweichen und in die Atmosphäre gelangen. Erhöhte Radonkonzentrationen sind in Gebieten mit hohem Urangehalt wie etwa im Mühlviertel (Oberösterreich) zu finden. Es gibt allerdings auch andere Ursachen, die hohe Radonkonzentration des Thermalwassers von Bad Gastein (Salzburg) ist beispielsweise auf aufsteigende Tiefenwässer mit hohem Urangehalt zurückzuführen.

Von den natürlichen primordialen Radionukliden außerhalb der Zerfallsreihen ist lediglich **Kalium-40** zu erwähnen, das eine Halbwertszeit von 1,28 Milliarden Jahren aufweist.

Aufgrund der Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit den Atomen der äußeren Atmosphärenschichten entstehen fortlaufend radioaktive Nuklide bzw. kosmogene Radionuklide. Diese gelangen teilweise in die untere Atmosphäre und in Folge in die Biosphäre. Durch die kontinuierliche Neubildung und den radioaktiven Zerfall stellt sich ein relativ stationärer Zustand ein, deshalb ist auch die Gesamtmenge dieser Radionuklide relativ konstant. Für Grundwasserdatierungen werden vor allem die kosmogenen Radionuklide Radiokohlenstoff-14 (¹⁴C) und Tritium (³H) herangezogen. Bei Sauerstoff-18 (¹⁸O) und Deuterium (²H), die ebenfalls für die Bestimmung des Grundwasseralters wichtig sind, handelt es sich hingegen um stabile Umweltisotope (siehe unten).

Mithilfe der Radiokohlenstoff-14 Methode (14C) können Grundwasseralter bis ca. 40.000 Jahre bestimmt werden (CLARK & FRITZ, 1997). Kohlenstoff-14 wird zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre gebildet, wobei Neutronen aus der kosmischen Strahlung Stickstoff unter anderem in ¹⁴C umwandeln. Infolge wird das Kohlenstoffisotop zu ¹⁴CO₂ oxidiert und gelangt in die Atmosphäre, die Biosphäre und das Meer. Für eine Datierung, bei der ¹⁴C als Tracer angesehen wird, muss zunächst der Startwert des ¹⁴C-Gehaltes bekannt sein. Hierbei wird angenommen, dass das atmosphärische CO, und die lebende organische Substanz den gleichen ¹⁴C Anfangsgehalt haben. Zudem muss es sich prinzipiell um ein geschlossenes System handeln, damit der natürliche radioaktive Zerfall (Halbwertszeit = 5.730 Jahre) die einzige Ursache für die Aktivitätsverminderung bleibt. Theoretisch ist dieses Prinzip einfach, doch in der Praxis ist der Anfangsgehalt oftmals schwer zu bestimmen. Die 14C Produktionsrate zur Zeit des Absterbens war nicht immer dieselbe wie heute und die Verteilung des Kohlenstoffs in Ozeanen, Biosphäre und Atmosphäre ist nicht gleichgeblieben (MOSER & RAUERT, 1980). Trotzdem ist die Verteilung relativ ähnlich und verursacht keine groben Fehler in der Altersdatierung. Hingegen ist die Karbonatauflösung aus dem Festgestein - aus diesem gelangt ¹⁴C-freier "toter" Kohlenstoff in das Grundwasser - zu berücksichtigen, da ansonsten zu hohe Alter ermittelt werden. Der Startwert c_{ow} liegt zumindest bei über 50 %, da bei der Lösung von Carbonat ein ¹⁴C-aktives und ein ¹⁴C-inaktives Hydrogencarbonat entsteht. Über das stabile Isotop **Kohlenstoff-13** (¹³C) wird in vielen Fällen der Anteil dieser Kohlenstoffquelle bestimmt. Da Kohlenstoff-13 im fossilen Kalkstein angereichert ist, deuten hohe Werte im Wasser auf einen hohen Anteil an gelöstem Kohlenstoff aus dem Gestein, aber auch auf Isotopenaustauscheffekte. Bei karbonatarmen Aquiferen werden so gute Ergebnisse erzielt, doch Carbonatauflösung und -fällung entlang von Fließwegen sind potenzielle Fehlerquellen. Aus der Tiefe aufsteigendes CO_2 ist ¹⁴C-frei und kann daher ebenfalls für die Altersbestimmung Probleme bereiten.

Das radioaktive Umweltisotop Tritium (3H), ein natürliches Isotop des Wasserstoffs, weist eine Halbwertszeit von ca. 12,36 Jahren auf und gilt als verlässlicher Indikator für das Auftreten bzw. die Beimischung von jungem Wasser. Das Isotop nimmt am Wasserkreislauf teil und unterliegt ebenso wie z.B. Deuterium saisonalen Schwankungen. Es kommt zu einem Kontinentaleffekt mit tendenziell zunehmender Konzentration Richtung Land sowie zu einem Breiteneffekt mit einer Anreicherung in höheren Lagen. In der Natur entsteht Tritium in der höheren Atmosphäre durch die Einwirkung der durch kosmische Strahlung erzeugten Neutronen auf Stickstoffatome (MOSER & RAUERT, 1980). Zum großen Teil ist Tritium jedoch anthropogen und auf die Kernwaffenversuche ("Bomben-Tritium") ab den 1950er Jahren zurückzuführen. So lag die Konzentration im Niederschlag vor 1953 bei 4 bis 6 TU (TU = Tritium units bzw. Tritium Einheiten; 1 TU = 0,12 Bg/l), danach stieg sie jedoch bis auf 2.000 TU an. Seitdem ist die Konzentration gesunken und liegt nahe dem Ausgangswert. Theoretisch können mit dieser Methode Wasseralter bis 50 Jahre bestimmt werden, doch in der Praxis ist meist nur eine gualitative Einschätzung möglich, da die Datendichte für weitere Interpretationen zu gering ist. Allerdings weisen Wässer mit Werten über 2 TU eine deutliche junge Komponente auf.

Für die Grundwasseraltersdatierung sind die stabilen Umweltisotope **Deuterium** (²H) und **Sauerstoff-18** (¹⁸O) von großer Bedeutung. Wassermoleküle haben unterschiedliche Anteile von δ^2 H und δ^{18} O, diese Unterschiede sind auf die Isotopenfraktionierung zurückzuführen. Bei dem **Kontinentaleffekt** (Abnahme der Delta-Werte von der Küste ins Landesinnere), dem **Temperatureffekt** (Abreicherung der Delta-Werte aufgrund niedrigerer Temperaturen zur kalten Jahreszeit oder in früheren Kaltzeiten) und dem **Höheneffekt** (Abreicherung der Delta-Werte aufgrund der niedrigeren Temperatur, ca. 0,2 ‰ pro 100 m) handelt es sich um jene Phänomene, die auf die Isotopenfraktionierung zurückzuführen sind (HöLTING & COLDEWAY, 2005). Jahresgänge in den Niederschlägen lassen sich beispielsweise aufgrund des Temperatureffekts bis ca. vier Jahre nach der Neubildung nachweisen. Zudem ist zu beachten, dass meteorische Wässer eine lineare Beziehung zwischen δ^{18} O und δ^2 H aufweisen. Diese Relation δ^2 H = s x δ^{18} O + d wird als Niederschlagslinie (MWL = meteoric water line) beschrieben. Bei kontinentalen Niederschlägen in Mitteleuropa liegt s bei +8 und d bei +10 (siehe Gleichung). Insbesondere in ariden Gebieten verflacht die Linie jedoch aufgrund der Isotopenfraktionierung. So weichen beispielsweise Formationswässer extrem von der MWL ab.

Über das Isotop **Schwefel-34** (³⁴S) kann die Herkunft des im Grundwasser gelösten Sulfats bestimmt werden und auch über mikrobiologische Umsetzungen können Aussagen getroffen werden. In Tabelle 11 befindet sich eine Übersicht zu typischen Schwefel-34-Werten für Salinare der Permotrias.

1.5 Nutzungen von Thermalwasservorkommen in Österreich und wissenschaftliche Beschreibungen

(D. ELSTER)

Bereits im Jahr 1914 erschien das erste "Österreichische Bäderbuch" (DIEM, 1914), in dem Kurorte und Orte mit Heilwasserversand beschrieben wurden. Es folgten unter anderem mit dem "Österreichischen Heilbäderund Kurortebuch" (SLEZAK, 1975) und dem "Handbuch der natürlichen Heilmittel Österreichs" (MARKTL et al., 1985) Neubearbeitungen der Thematik, doch wurde bei diesen Werken die Herkunft der Wässer nicht im Detail beschrieben. Relativ zeitgleich erschien im Jahr 1975 "Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa" von CARLÉ (1975), in dem die Geologie, der Chemismus und die Genese ausgewählter Vorkommen dargestellt wurden. Mit "Die Mineral- und Heilwässer Österreichs" wurde von Zötl & GOLDBRUNNER (1993) ein geologischer Ergänzungsband zu den medizinischen Bäderbüchern herausgebracht, bei dem es sich bisweilen um die umfassendste Arbeit zu den Mineral- und Thermalwasservorkommen von Österreich handelt. Zuletzt ist das im Jahr 2014 erschienene Werk "Natürliche Heilvorkom-

Zeitabschnitt	δ ³⁴ S (‰ CDT)	Diesen Zeitabschnitten entsprechende salina- re Formationen der Nördlichen Kalkalpen
Mitteltrias bis später Jura	+16 ± 1,5	Rauhwacken im Liegenden und Hangenden der Opponitzer Kalke (untere Obertrias)
Mitteltrias	+15 bis +23	Reichenhaller Rauhwacke (obere Untertrias bis
obere Untertrias	+26 bis +28	untere Mitteltrias)
Perm bis mittlere Untertrias	+10 bis +13	Haselgebirge (Perm)

Tab. 11.

Typische δ³⁴S-Werte für Salinare der Permotrias nach CLAYPOOL et al. (1980).

Erscheinungsjahr	Österreichische Bäderbücher und relevante Übersichtsarbeiten zu Heil- und Thermalwässern					
2014	ÖHKV: "Natürliche Heilvorkommen & Kurorte in Österreich".					
1993	ζότι, J.E. & Goldbrunner, J.: "Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente".					
1993	ZETINIGG, H.: "Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark".					
1985	MARKTL, W. et al.: "Handbuch der natürlichen Heilmittel Österreichs."					
1978	KAHLER, F.: "Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens."					
1975	CARLÉ, W.: "Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa".					
1975	SLEZAK, P.: "Österreichisches Heilbäder- und Kurortebuch".					
1959	SCHEMIINZKY, F. & WEIS, W.: "Amtliches Österreichisches Bäderbuch".					
1928	DIEM, K.: "Österreichisches Bäderbuch. Balneographie der Mineralquellen, Kurorte und Kuranstalten Österreichs".					
1914	DIEM, K.: "Österreichisches Bäderbuch. Offizielles Handbuch der Bäder, Kurorte und Heilanstalten Österreichs".					

Tab. 12

Österreichische Bäderbücher und ausgewählte Übersichtsarbeiten zu Heil- und Thermalwässern in Österreich.

men & Kurorte in Österreich", herausgegeben vom Österreichischen Heilbäder- und Kurorteverband (ÖHKV) zu erwähnen. In Tabelle 12 befindet sich eine Übersicht zu den bislang erschienenen Österreichischen Bäderbüchern sowie zu weiteren relevanten Übersichtsarbeiten zu Heil- und Thermalwässern in Österreich.

Archäologische Funde deuten darauf hin, dass bereits den Römern zahlreiche natürliche Thermalwasseraustritte in Österreich bekannt waren. Bei diesen Vorkommen handelt es sich beispielsweise um Baden (Niederösterreich), Warmbad Villach (Kärnten) oder Wildbad Einöd (Steiermark). Erst ab den 1960er Jahren ist ein deutlicher Anstieg der balneologischen Nutzungen zu beobachten (Abb. 4). Seit Mitte der 1980er Jahre ist auch die Zahl der nicht genutzten Vorkommen stetig gestiegen. Hier sei gesagt, dass es sich oftmals um fündige Bohrungen handelt, bei denen bisweilen keine Investoren, z.B. für eine Therme, gefunden wurden. Auch ein Anstieg von nicht wirtschaftlich nutzbaren Bohrungen ist ersichtlich, was wohl auch auf äußerst komplexe, schwer fassbare hydrogeologische Bedingungen zurückgeführt werden kann. In Tabelle 13 befindet sich zudem ein Überblick zu den spezifischen hydrochemischen Inhaltsstoffen der einzelnen genutzten Vorkommen. Kurmittelanwendungen und Indikatoren werden in der vorliegenden Arbeit nicht beschrieben, da es sich bei dieser um kein "Bäderbuch" handelt.





Vorkommen	Temperatur (°C)	Konsens ('= l/s, ²= m³/Jahr, ³= m³/Tag)	Akratisch (< 1.000 mg/l)	Sole (Na = min. 5,5 g/l u. Cl = min. 3,5 g/l)	bicarbonathaltig (> 600 mg/l)	sulfathaltig (> 200 mg/l)	chloridhaltig (> 200 mg/l)	calciumhaltig (> 150 mg/l)	magnesiumhaltig (> 50 mg/l)
Bad Bleiberg (K)	26		x						
Bad Blumau, Dublette (STMK)	106	30 ¹		х	х	х	х		
Bad Blumau, Bohrung 3 (STMK)	47	8 ¹			х				
Bad Deutsch-Altenburg (NÖ)	ca. 25	31,31			х	х	х	х	х
Bad Fischau (NÖ)	ca. 19	11 ¹	х						
Bad Gastein (S)	35,5–47,2		х						
Bad Gleichenberg (STMK)	26,3–45,8	5 ¹ ; 3 ¹			х		х		х
Bad Kleinkirchheim (K)	ca. 32		х						
Bad Mitterndorf Heilbrunn (STMK)	ca. 25	8,71	х			х			
Bad Mitterndorf, Grimmingtherme (STMK)	30	1,8 ¹				х		х	х
Bad Pirawarth (NÖ)	28	0,5 ¹		х			х	х	х
Bad Radkersburg IIa (STMK)	76	00.01			х	х	х		
Bad Radkersburg IIIa (STMK)	82	22,2'			х	x	х		
Bad Sauerbrunn (B)	37,3	32.000 ²			х	x			
Bad Schallerbach (OÖ)	ca. 37	520.557 ²	x						
Bad Schönau IV (NÖ)	18,6	0,31			х	x		х	
Bad Schönau III (NÖ)	18	1,16 ¹			х	х		х	
Bad Tatzmannsdorf (STMK)	34,2	15 ¹			х	x	х		
Bad Vigaun (S)	26,3	2,31				x	х	х	х
Bad Vöslau, Ursprungsquellen und Bohrbrunnen VI, VII (NÖ)	20,9–31,9	990.000 ²	x						
Bad Waltersdorf 1 und 2a (STMK)	60,9 63	22 ¹			x		x		
Bad Waltersdorf 4 (STMK)	33,9	2,75 ¹							
Bad Weißenbach (K)	ca. 30	2,51			х			х	
Baden (NÖ)	23–35	62 ¹				х	х	х	х
Fohnsdorf Gabelhofen (STMK)	41,5	208 ³			х		х	х	
Fürstenfeld, Thermal 1 (STMK)	60,9	0,7 ¹		х		x	х	х	
Gallspach (OÖ)	35,5	112,2 ³			х		х		
Geinberg, Dublette (OÖ)	99,4	521							
Grins (T)	19,5	5 ¹				x		х	х
Hintertux (T)	ca. 20		x						
Kaprun (S)	17,4	5,1 ¹				х		х	х
Köflach (STMK)	28,8	3 ¹	x						
Laa a. d. Thaya (NÖ)	41,4	0,5 ¹					х	х	х
Längenfeld, Thermal 2 (T)	28,2	3,06 ¹	x						
Linsberg (NÖ)	25,9	4 ¹				x		х	х
Loipersdorf, Lautenberg 1 und Binderberg 1 (STMK)	ca. 61				х		х		
Loipersdorf, Grieselstein Th 1 (STMK)	55,3	101			х				
Lutzmannsburg (B)	ca. 32	15 ¹			х				
Mannersdorf (NÖ)	22,2	4 ¹				x		х	
Oberlaa, Thermal 1 (W)	47,6	32 ¹			х	x	х	х	х
Oberlaa, Thermal 2 (W)	46,8	30 ¹			х	x	x	х	х
Reichersberg (STMK)	- / -	4 ¹			х		х		
Seewinkel (B)	43	6 ¹			х				
Stegersbach, Thermal 2 (STMK)	41,3	3 ¹			х		L		
Stegersbach, Thermal 1 (STMK)	37,1	7 ¹			х				
Tobelbad (STMK)	ca. 26	3 ¹	x		L				
Warmbad Villach (K)	24-29		x						
Wildbad Einöd (STMK)		10,5 ¹			х	x		x	

fluoridhaltig (> 1 mg/l)	eisenhaltig (> 1 mg/l)	Säuerling (> 250 mg/l)	natriumhaltig (> 200 mg/l)	Eisenquelle (min. 10 mg/kg)	lodquelle (min. 1 mg/kg)	Schwefelquelle (min. 1 mg/kg)	Radonwasser für Badekuren (> 370 Bq/kg)
х			х		х		
			х				
х		х	х		х	х	
X							X
		X	X			X	
X							
v							
^	x		x		x		
	^	x	x		^		
x		x	x				
x		x	x			x	
		~				x	
	x	x		x			
	х	x		x			
			x				
х			x			x	
x			x				
			х				
		х	x				
х							
х	х	х	х				
х	х		х		х		
х			х				
X			X			X	
x	x		x		x		
x	~		~				
x							
x		x	x				
x			x				
	x						
x							
х			x				
x			x			x	
х							
			х				
			х				
х			х			х	
х	х	x					

Tab. 13.

Überblick zu den spezifischen hydrochemischen Inhaltstoffen der balneologisch genutzten Thermalwasservorkommen in Österreich.

Was die tiefe geothermische Energienutzung in Österreich betrifft, so werden ausschließlich im Untergrund vorhandene thermale Grundwässer genutzt. Hot-Dry-Rock-Verfahren, bei der die in großer Tiefe im Erdkörper vorhandene Energie genutzt wird, finden in Österreich keine Anwendung. Das geförderte Thermalwasser wird in der Regel für die Speisung von Fernwärmenetzen verwendet, doch daneben wird das Thermalwasser gleichzeitig zum Teil für die Stromgewinnung (z.B. durch Organic Rankine Cycle-Anlagen) und für balneologische Zwecke genutzt. Oftmals besteht eine sogenannte Kaskadennutzung, bei der die Restwärme in weiteren Schritten genutzt werden kann (Abb. 5). Für die geothermische Nutzung werden vor allem hydrothermale Dubletten verwendet. Hierbei wird heißes Wasser aus dem thermalen Grundwasserleiter gefördert, um die Wärme via Wärmeaustauscher zu entziehen. Allerdings kann der Wärmestrom technisch bedingt nicht vollständig genutzt werden. Das abgekühlte Wasser wird in einer sicheren Entfernung - die thermische Entkopplung ist die wichtigste Voraussetzung dem Thermalaquifer wieder eingeleitet bzw. reinjiziert. Die Reinjektion ist auch insofern von großer Bedeutung, da damit der Lagerstättendruck des Thermalwasseraquifers aufrechterhalten und damit eine Übernutzung verhindert wird. Zudem können entsorgungstechnische Probleme, die sich aufgrund des Lösungsinhalts der Thermalwasser ergeben (z.B. Kochsalz und organische Bestandteile), vermieden werden.

Bereits ab Mitte der 1970er Jahre wurden in Österreich Forschungsprojekte zur Nutzung der Geothermie durchgeführt. In Bad Waltersdorf (Steiermark) und Altheim (Oberösterreich) befinden sich die ältesten Geothermie-Erschließungen. So wurde Bad Waltersdorf 1 in den Jahren 1978/1979 als Thermalwasserbohrung realisiert. Die Bohrung Altheim Th1/1a teufte man im Jahr 1989 ab. Zu Beginn der geothermischen Nutzung waren eingestellte Kohlenwasserstoff-Bohrungen von Bedeutung, bei denen man Thermalwasser angetroffen hatte. Gegen Ende der 1990er Jahre, ermöglicht durch EU-Förderungen, erlebte Österreich mit zahlreichen Geothermieprojekten einen Aufschwung. Derzeit sind in Österreich acht Geothermieanlagen in Betrieb (Tab. 14), wobei sich in Oberösterreich die größten Fernwärmenetze befinden. In Mehrnbach (Bezirk Ried in Oberösterreich) befindet sich derzeit eine neue Geothermieanlage im Probebetrieb, für die noch keine Daten zur Verfügung stehen. Obwohl in der Steiermark über die letzten 30 Jahre die meisten Tiefbohrungen abgeteuft wurden, lag dort der Schwerpunkt nicht auf der geothermischen Nutzung, sondern auf der Balneologie. Einzig bei den geothermischen Anlagen Bad Blumau und Bad Waltersdorf wird Thermalwasser aus dem präneogenen Untergrund für geothermische Zwecke genutzt. Demnächst wird mit den Tiefbohrungen Frutura GT1 und GT2 eine weitere Geothermieanlage in der Gemeinde Bad Blumau in Betrieb gehen. Bei den weiteren



Abb. 5. Schema einer hydrothermalen Dublette mit Kaskadennutzung.

Bohrungen erfolgt die Förderung aus dem Neogen. Der Versuch zur Förderung von Thermalwasser für geothermische Zwecke aus dem dritten geothermischen Hoffnungsgebiet, dem Wiener Becken, schlug bisweilen mit der nicht erfolgreichen Niederbringung von Eßling Thermal 1/1a fehl. Trotzdem wird hier weiterhin großes Potenzial vermutet.

Für das mittelfristig zu erschließende geothermische Potenzial nimmt GOLDBRUNNER (2012a) für den Wiener Stadtbereich und seinen südlichen und östlichen Rand 300 Megawatt thermisch (MW_{th}), für das Oberösterreichische Molassebecken rund 150 MW_{th} und für das Steirische Becken ca. 25 MW_{th} an. Für das gesamte Wiener Becken nehmen Goldbrunner & Götzl (2013) 500 MW_{th} an. Während im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken die nachhaltige Nutzung im Vordergrund steht, sind im Wiener Becken weitere Voruntersuchungen, z.B. 3D-Seismik, im Fokus.

Geothermische Anlagen	Altheim	Geinberg	Haag	Obern- berg	Simbach- Braunau	St. Martin im Inn- kreis	Bad Waltersdorf	Bad Blumau	
Bundesland			Oberös	terreich			Steiermark		
Nutzung	F, E	F, I, B, G	F, B	F	F	F	F, B	F, B, E, CO ₂	
Gesamte Kapazität (MW _{th})	18,8	7,1	5	5,3	40,7	29	5	7,5	
Tatsächliche Anschluss- leistung (MWh/Jahr)	28.580 (2010)	30.475 (2010)	5.974 (2010)	11.800 (2010)	64.317 (2010)	29.168 (2008)			
Stromgewinnung mit ORC (MW _{hel})	1.029 (2009)							1.200 (2012)	
Volumenstrom (I/s)	80	52	20	20	74	20	21	22	
Konsens (m ³ /Jahr)	2,522.880	709.258	170.400	302.793	2,500.000	1,103.760	536.000	2.592 m ³ /Tag	
Temperatur (°C)	105	105	86	80	80	90	68	110	
Jahr der Inbetriebnahme	1990 Dublette 1999	1981 Dublette 1998	1996	1996/97	2001	2000	1981	1999	
Fernwärmenetz (km)	14,5	6	12	17	40	25	2,1	1,5 Beheizung der Therme	

Tab. 14. Geothermische Fernwärmeanlagen in Österreich: F: Fernwärme; B: Balneologie; E: Stromerzeugung; G: Gewächshaus; I: Gewerbliche Nutzung; CO₂: Gewin-nung von Kohlenstoffdioxid (kompiliert nach Goldbrunner, 2012a und Goldbrunner & Götzl, 2013).

2 Bemerkungen zur Gestaltung der Karte

(D. ELSTER)

In der **geologischen Ebene** wurden quartäre, neogene und paläogene Sedimente abgedeckt, um die Strukturen in jenem Stockwerk aufzuzeigen, in dem die tiefen Thermalwässer zirkulieren. Hierbei lehnt sich die geologisch-tektonische Gliederung im Wesentlichen an die Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000 von BERKA et al. (2009) an. Bei diesem Werk sind hauptsächlich Inhalte folgender Publikationen eingeflossen:

BRAUNSTINGL et al. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000.

FLÜGEL & NEUBAUER (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000.

 Fuchs & Grill (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000.

KRENMAYR & SCHNABEL (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000.

MATURA (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs.

OBERHAUSER et al. (1998): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200.000.

PASCHER et al. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000.

SCHMID et al. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen.

SCHNABEL et al. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000.

WEBER (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe.

Für weitere ausgewählte tektonische Inhalte wurden in der Karte der Thermalwässer 1:500.000 (ELSTER et al., 2016) folgende Publikationen berücksichtigt:

BRANDNER, R. (1980): Geologische Übersichtskarte von Tirol 1:300.000.

BRANDNER et al. (2001): Regional Extension between Mesoalpine and Neoalpine Compressional Structural Systems North and South of the Periadriatic Lineament (Lienz Dolomites and Eastern Southern Alps).

DECKER et al. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen.

EISBACHER & BRANDNER (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, Western Austria.

EISBACHER & BRANDNER (1996): Superposed fold-thrust structures and highangle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria.

KAHLER (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens.

KAHLER (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt 1:50.000.

 ${\sf L}_{\sf INZER}$ et al. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust. The fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps.

LINZER et al. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps.

SCHUBERT et al. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich.

SCHUSTER et al. (2015): Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt.

Im Bereich der Molassezone sowie des Wiener und Steirischen Beckens sind Informationen folgender Strukturkarten mit Tiefenlinien und Bruchzonen eingegliedert worden:

FLÜGEL (1988): Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes 1:200.000.

KRÖLL & WESSELY (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung 1:200.000.

KRÖLL et al. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis.

KRÖLL et al. (2006): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis.

Für die Darstellung der hydrochemischen Analysen wurde eine Anlehnung an die Diagramme von UDLUFT (1951) gewählt (Abb. 161). In diesen werden Gesamtmineralisation (mg/l), Equivalentprozent-Anteile der Hauptinhaltsstoffe (Calcium, Magnesium, Natrium, Kalium, Chlorid, Sulfat, Hydrogencarbonat) sowie die Gehalte an freiem Kohlenstoffdioxid (mg/l) und Meta-Kieselsäure (m-Kieselsäure) (mg/l) beschrieben. Das ieweilige Vorkommen wird in der Karte mit einer repräsentativen hydrochemischen Analyse einer Erschlie-Bung dargestellt. In Tabelle 15 befindet sich eine Übersicht zu den ausgewählten Analysen, die auch in den nachfolgenden hydrochemischen Tabellen der einzelnen Kapitel (z.B. Kapitel 3.2.14) zu finden sind. Die Gehalte an freiem Kohlenstoffdioxid wurden für die ausgewählten Analysen mit PhreegC hydrochemisch modelliert. Die m-Kieselsäure-Gehalte mussten in manchen Fällen mit weiteren Analyseergebnissen ergänzt werden. Abschließend ist zu erwähnen, dass bei manchen Vorkommen die einzelnen Erschließungen große hydrochemische Unterschiede aufweisen. Zum Beispiel kann bei einer Bohrung aus der neogenen Bedeckung und bei der anderen aus dem karbonatischen Paläozoikum Thermalwasser gefördert werden. Diese Sonderfälle sind in der Karte zusätzlich mit einem Stern markiert. Die Verweilzeiten beziehen sich im Gegensatz zu den hydrochemischen Analysen auf das gesamte Vorkommen. Hierbei wurden vorliegende Analysen von Tritium, Sauerstoff-18, Deuterium und Kohlenstoff-14 berücksichtigt. Es wurde in folgende Typen differenziert, wobei Kombinationen von Komponenten möglich sind:

- tritiumhaltiges, junges Thermalwasser.
- tritiumarmes, rezentes Thermalwasser.
- kaltzeitliches (Eiszeitperioden) Thermalwasser.
- Thermalwasser mit deutlichem Formationswasseranteil.

Vorkommen	Erschließung	Datum der hydrochemischen Analyse / zusätzliche Analyse von m- ${\rm H_2SiO_3}$
Altheim (OÖ)	Altheim, Thermal 1a	15.03.2010 / 08.05.1990
Bad Bleiberg (K)	Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf	08.07.2009 / 12. Lauf, 25.10.1956
Bad Blumau (STMK)	Blumau 2	10.12.1998
Bad Deutsch-Altenburg (NÖ)	Bad Deutsch Altenburg, Schlossbrunnen	02.08.2011 / 26.05.1989
Bad Fischau (NÖ)	Bad Fischau, Quelle hinter Damenbad	11.03.2010
Bad Gastein (S)	Bad Gastein, Franz Josef Quelle (I)	20.10.2010
Bad Gleichenberg (STMK)	Bad Gleichenberg, Thermal 1	26.11.2012
Bad Goisern (OÖ)	Bad Goisern, Schwefelquelle	31.08.2011
Bad Hall (OÖ)	Bad Hall 1	24.07.2003 / V18, 20.04.1970
Bad Häring (T)	Bad Häring, Niederholz 1	17.04.2012
Bad Kleinkirchheim (K)	Bad Kleinkirchheim, Bohrbrunnen 1/99	03.10.2005
Bad Mitterndorf (STMK)	Bad Mitterndorf, Thermal 1	03.11.2005
Bad Mitterndorf (STMK)	Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	31.07.2013 / 01.06.1988
Bad Pirawarth (NÖ)	Bad Pirawarth, Thermal 1	20.07.1998
Bad Radkersburg (STMK)	Bad Radkersburg, Illa	2001
Bad Sauerbrunn (B)	Bad Sauerbrunn, Thermal 1	28.11.2007
Bad Schallerbach (OÖ)	Bad Schallerbach S1	01.01.2010 / S2, 06.05.2003
Bad Schönau (NÖ)	Bad Schönau IV	26.06.2001
Bad Tatzmannsdorf (B)	Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	30.05.1990
Bad Vigaun (S)	Bad Vigaun, Barbara Quelle	12.12.2007
Bad Vöslau (NÖ)	Bad Vöslau, Ursprungsquellen	12.03.2010 / 15.05.2001
Bad Waltersdorf (STMK)	Waltersdorf 2/2a	04.02.1990
Bad Weißenbach (K)	Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	22.09.1999
Baden (NÖ)	Baden, Josefsquelle Bohrung 1	22.07.2009
Engelhartstetten (NÖ)	Engelhartstetten, Thermal 1	23.05.2005
Fohnsdorf (STMK)	Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	23.10.2000
Fürstenfeld (STMK)	Fürstenfeld, FF2	16.06.1999
Gallspach (OÖ)	Gallspach, Thermal 1	10.04.2008
Gams bei Hieflau (STMK)	Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	02.07.2013
Geinberg (OÖ)	Geinberg, Thermal 2	26.01.1999
Gleisdorf (STMK)	Gleisdof, Thermal 1, Sarmatium	04.09.1991
Graz Puntigam (STMK)	Graz, Puntigam I (P2 Herrgottwiesenquelle)	06.04.2000 / 1993
Grins (T)	Grins, Tiefbohrung Wildbadquelle	09.12.2003 / Wildbadquelle 1, 09.05.1972
Haag (OÖ)	Haag, Thermal 1	25.05.1992
Hintertux (T)	Hintertux, Quelle 5 und 6	1952
Hohenems (V)	Hohenems, Schwefelquelle	1958
IIz (STMK)	Ilz Thermal 1, Sandschaler-Zone	25.09.2000
Kaprun (S)	Kaprun, Thermal	04.12.2006
Karawanken-Straßentunnel (K)	Karawanken-Straßentunnel, KT2930	19.03.2008
Köflach (STMK)	Köflach, Thermal 1	26.04.2000
Kramsach (T)	Kramsach Tiefbohrung	09.04.2001
Laa a. d. Thaya (NÖ)	Laa a. d. Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjura)	20.03.1996
Längenfeld (T)	Längenfeld, Thermal 2	12.08.1998
Leithaprodersdorf (NÖ)	Leithaprodersdorf, Thermal	27.07.2011 / 14.06.1988
Lend (S)	Lend, Tiefbohrung Lend Embach	13.05.2008
Lend AHP-Stollen (S)	Lend, AHP-Stollen	15.06.1993
Leopoldskron (S)	Leopoldskron, Obermoos Thermal 1	08.12.1990

Vorkommen	Erschließung	Datum der hydrochemischen Analyse / zusätzliche Analyse von m-H ₂ SiO ₃		
Leppersdorf (OÖ)	Leppersdorf, Heilquelle (Scharten 1)	03.05.1995		
Liechtensteinklamm (S)	Liechtensteinklamm, Arlquelle	12.12.2001		
Linsberg (NÖ)	Linsberg, Thermal 1b	19.07.2011 / 03.09.2004		
Loipersdorf (STMK)	Loipersdorf, Grieselstein Thermal 1	18.03.2008		
Loipersdorf (STMK)	Loipersdorf, Binderberg 1	31.07.2012		
Lutzmannsburg (B)	Lutzmannsburg, Thermal 2	31.01.2000		
Mallnitz Tauerntunnel (K)	Tauerntunnel, Austritt 6	1969		
Mannersdorf (NÖ)	Mannersdorf, Badquelle	19.07.2011 / Cornidesquelle, 12.03.2003		
Mettersdorf (STMK)	Mettersdorf, Ursulaquelle	12.11.2002 / 02.06.1992		
Mürztal (STMK)	Mürztal Thermal 1	17.07.2003		
Oberlaa (W)	Oberlaa, Thermal 1	22.04.2009		
Obernberg (OÖ)	Obernberg, Oberfeld 1	05.03.2004		
Ottendorf (STMK)	Ottendorf, Thermal 1	24.07.2003		
Payerbach (NÖ)	Payerbach, Thermal 1	16.01.1998		
Raab (OÖ)	Raab, Thermal 1	01.11.1991		
Reichersberg (OÖ)	Reichersberg 1	18.03.2005 / 06.03.1976		
Reifnitz (K)	Reifnitz, Quelle bei Landstraße 1	29.07.2013		
Seewinkel (B)	Seewinkel, Thermal 1	14.06.2006		
Simbach-Braunau (OÖ)	Simbach-Braunau, Thermal 2	12.10.2010 / 04.12.2007		
St. Jakob in Defereggen (T)	St. Jakob Thermal 1	28.09.2010		
St. Kanzian (K)	St. Kanzian, Thermal	27.04.2006		
St. Martin im Innkreis (OÖ)	St. Martin, Thermal 1a	2009		
St. Martin bei Lofer (S)	St. Martin bei Lofer, Thermal 1	18.02.2002		
Steeg Warmes Wasser (OÖ)	Steeg, warmes Wasser	02.07.2013		
Stegersbach (B)	Stegersbach, Thermal 2	17.01.2006		
Sulzegg (STMK)	Sulzegg, Styrianquelle	1997 / 30.05.1983		
Tobelbad (STMK)	Tobelbad, Ludwigsquelle	25.07.1975		
Warmbad Villach (K)	Warmbad Villach, Hallenbadquelle	22.02.2011		
Wildalpen (STMK)	Wildalpen, Casariquelle 1	01.07.2013		
Wildbad Einöd (STMK)	Wildbad Einöd, Marienquelle	30.07.2008		
Wolkersdorf im Lavanttal (K)	Wolkersdorf im Lavanttal, Kochsalztherme	30.06.1968		

Tab. 15. Hydrochemische Referenzanalysen in der Karte der Thermalwässer 1:500.000 (Beilage).

3 Thermalwässer in der österreichischen Molassezone

Die Namen der im Text und in den Bohrprofilen genannten (lithostratigrafischen) Einheiten sind teilweise aus den verwendeten Unterlagen entnommen und entsprechen nicht immer der aktuellen Nomenklatur.

Ein Vergleich der hier verwendeten Begriffe mit Synonymen zu den heute gebräuchlichen findet sich in in den Arbeiten von RUPP (2011: 153) und BERKA (2015: Abb. 20).

3.1 Der niederbayerisch-oberösterreichische Thermalgrundwasserkörper

(J. GOLDBRUNNER)

Der niederbayerisch-oberösterreichische Thermalgrundwasserkörper im karbonatischen Oberjura des Beckenuntergrundes ("Malmaquifer") wird von dem Vorkommen der Wasserburger Senke durch das Landhut-Neuöttinger Hoch und die Zentrale Schwellenzone getrennt (Abb. 7). Der in Baden-Württemberg, Bayern und Oberösterreich entwickelte Aquifer wird von SCHULZ & THOMAS (2012) als das bedeutendste Vorkommen Mitteleuropas für die Wärmebereitstellung klassifiziert. Abbildung 6 zeigt die Lage der Tiefbohrungen im süddeutschen und oberösterreichischen Molassebecken, welche Thermalwasser aus dem Oberjura (insbesonders "Malm d" bis "Malm z" zzgl. Unterkreide/ Berriasium) für energetische und/oder balneologische Zwecke fördern.

Die Maximalmächtigkeiten der überwiegend karbonatisch entwickelten Sedimente des Oberjura ("Malm") im oberösterreichischen Molassebecken werden von NACHTMANN & WAGNER (1987) mit 750 m angegeben. Nach der Kartendarstellung in der genannten Publikation treten diese im Süden des Molassebeckens unter der Flyschzone auf. Die größte Mächtigkeit der Karbonate des Oberjura wurde in der westlich der Zentralen Schwellenzone gelegenen Aufschlussbohrung Hochburg 1 mit 557 m erbohrt (WAGNER, 1998).

Im Braunau Block liegen die größten Mächtigkeiten auf Höhe von Braunau bei > 400 m, während im Bereich der Zentralen Schwellenzone die Sedimente des Oberjura zum Großteil erodiert sind, sodass eine hydraulische Verbindung zwischen dem Thermalwasser-Aquifer der Wasserburger Senke und dem Braunau Block beim jetzigen Erschließungs- und Wissensstand zweifelhaft erscheint.



Lage der Bohrungen und Projekte im süddeutschen und oberösterreichischen Molassebecken.

Die Abfolge des Oberjura beginnt mit Glaukonit führenden Kalken. Im Oxfordium und Tithonium werden Algen- und Schwammbänke von Korallenriffen und ihrem Schutt bedeckt. Diese Bereiche werden von einer Oolith- und Grainstone-Fazies umgeben (WAGNER, 1998). Die hangenden Abschnitte bilden die lagunären Ablagerungen des Purbeck (Tithonium–Berriasium).

Von besonderer Bedeutung für die Wasserführung ist die häufig auftretende Dolomitisierung der Kalke mit der Ausbildung einer sekundären Porosität. In sehr vielen Bohrungen gibt es Anzeichen einer tiefreichenden Verkarstung, die aus der Zeit der Unterkreide und des Präeozäns (in Bereichen, wo die Kreide bereits erodiert war) stammt. Nach den Erfahrungen bei der Erschließung sind bei entsprechenden Mächtigkeiten der Sedimente des Oberjura, wie sie z.B. im Braunau Block mit örtlich über 400 m gegeben sind, die obersten 150 bis maximal 200 m der Abfolge ("Malm d" bis "Malm z") als besser durchlässig anzusehen.

Die Thermalwasserführung und -bewegung wird wesentlich durch die strukturellen Verhältnisse des Untergrundes beeinflusst. Die im "prätertiären" Beckenuntergrund ausgeprägten NE–SW und NW–SE streichenden Bruchsysteme waren bereits in jungpaläozoischer Zeit ausgeprägt und wurden im unteren Jura, der Unterkreide und im älteren "Tertiär" reaktiviert (WAGNER, 1998). Der Rieder und der Steyr Bruch erreichen Sprunghöhen von über 1.000 m. Im Bereich der tektonischen Hochzonen wurden die Kreide und z.T. auch der Oberjura erodiert, sodass dort die "Tertiärsedimente" direkt über dem kristallinen Basement liegen.

Die generell W–E streichenden synthetischen und antithetischen Extensionsbrüche stehen mit der Abbiegung der Vorlandkruste im "Tertiär" in Zusammenhang (WAG-NER, 1998). Diese Brüche stellen bevorzugte Abschnitte für die Thermalwasserströmung in den Karbonaten des Oberjura ("Malm") dar. In den numerischen Modellen wird zumeist ein Permeabilitätskontrast von 1 : 10 zum ungestörten Gebirge angesetzt.

Im Oberjura-Thermalwasserkörper von Niederbayern und Oberösterreich ist ein regionales Tiefengrundwasser-Fließsystem nach der Klassifikation von Toth (1963) entwickelt. Auf der Basis eines hydrogeologischen Modells wurde ein beckenumspannendes 2D-Modell entwickelt (SCHULER & GÖDECKE, 1998), welches auch für wasserwirtschaftliche und wasserrechtliche Fragestellungen herangezogen wird (Abb. 7). Die Grundwasserneubildung erfolgt an den östlichen und nordöstlichen Beckenrändern in den Kristallinarealen des Bayerischen Waldes und des Sauwaldes. Darüber hinaus wurden auch innerhalb des Beckens in Niederbayern im Bereich von strukturellen Hochlagen (z.B. Kreidehoch von



Abb. 7.

Thermalwasserbilanz des regionalen Fließsystems im Oberjura von Niederbayern und Oberösterreich (nach Schuler & Gödecke, 1998).

Schierling) Neubildungsgebiete identifiziert. Die generelle Tiefengrundwasserbewegung ist im Oberösterreichischen Molassebecken West nach Ost.

Das Entlastungsgebiet des Tiefengrundwassersystems liegt im Raum Schallerbach–Eferding, wo eindeutige thermische, hydrochemische und isotopenhydrologische Indikationen den Aufstieg von Tiefengrundwasser aus tieferen Beckenbereichen belegen (Goldbrunner, 1984, 1988; Schubert, 1996). Die Tiefengrundwässer aus dem regionalen Fließsystem exfiltrieren in die Donau, wobei eine quantitative/qualitative Erfassung der Exfiltrationsvorgänge noch nicht gelungen ist. Als Ergebnis jener der Thermalwasserbilanz zugrundeliegenden Modellierung wurde ein Volumenstrom von 490 l/s ermittelt. Diese Zahl ist nach Meinung des Autors zu hoch gegriffen; der Volumenstrom dürfte eher in der Größenordnung zwischen 350 und maximal 400 l/s liegen.

Von besonderem Interesse im Zusammenhang mit dem regionalen Fließsystem im Oberjura-Tiefengrundwasserleiter ist die Art des Thermalwasserumsatzes im Bereich des Rieder Abbruches. Nach diesem muss eine hydraulische Verbindung zwischen der Tief- und der Hochscholle des Rieder Abbruches existieren; aufgrund der großen Sprunghöhe am Abbruch, die wesentlich höher ist als die Mächtigkeit der Karbonate des Oberjura, müssen entsprechende Wegigkeiten im kristallinen Grundgebirge vorhanden sein.

Die Wässer des Oberjura-Tiefengrundwasserleiters im niederbayerisch-oberösterreichischen Grenzraum haben eine nur geringe Varianz in den Lösungsinhalten (Tab. 16). Sie gehören dem Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typus an, ihre Summe an gelösten festen Stoffen liegt zwischen 1,0 und 1,2 g/l, die Chloridgehalte zwischen 157 und 211 mg/l. Zum Vergleich wurde die Analyse der Geothermie-Tiefbohrung Waldkraiburg Th 1 (ca. 60 km östlich von München) aus der Wasserburger Senke aufgenommen, die dem Typus der im Süddeutschen Molassebecken erschlossenen Wässer aus dem Oberjura-Tiefengrundwasserleiter entspricht. Sowohl der Gesamtlösungsinhalt als auch der Chloridgehalt sind gegenüber dem Braunauer Trog deutlich erniedrigt; eine Erklärung für dieses Phänomen steht noch aus, zumal in der Wasserburger Senke südlich von München dieser gering mineralisierte Wassertypus auch in Tiefen von > 4.000 m gefunden wurde.

Abbildung 8 zeigt einen Plot der Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte der Tiefengrundwässer des Oberösterreichischen Molassebeckens nach GOLDBRUNNER (2000), ergänzt um eine Detaildarstellung für die Wässer des Oberiura nach GOLDBRUNNER et al. (2007a). Die hoch mineralisierten, nicht mobilen Formationswässer des Haller Schliers und der Puchkirchen-Gruppe sind besonders im Sauerstoff-18 durch Austauschvorgänge zwischen der fluiden Phase und der Gesteinsmatrix sowie durch die Methanogenese geprägt. Dies führt zu einer deutlichen Abweichung von der "Global Meteoric Water Line" (GMWL), insbesondere infolge der angereicherten Sauerstoff-18-Werte. Die Wässer des Haller Schliers, der Puchkirchen-Gruppe, des Obereozän und der Oberkreide liegen auf einer Ausgleichsgeraden, welche die GMWL bei einem Deuterium-Wert von ca. -83 ‰ schneidet und durch die Gleichung $\delta^2 H = 5.4 \times \delta^{18} O - 20.2$ charakterisiert ist. Die in Abbildung 8 dargestellte Ausgleichsgerade wurde daher von GOLDBRUNNER (2000) als Mischungslinie interpretiert, aus der größenordnungsmäßig der Anteil der meteorischen Komponente und daher der Grad der Regeneration der Aquifere abgelesen werden kann. Demnach weisen die im geologischen Profil am tiefsten gelegenen Wässer des Oberjura den höchsten Anteil an regenerativen Wässern und eine Verbindung zu einem Neubildungsgebiet auf.

Bezeichnung	Altheim Th 1/1a	Bad Füssing Therme 1	Geinberg Th 2	Simbach-Brau- nau Th 2	St. Martin Th 1	Waldkraiburg Th 1
	Oberösterreich	Niederbayern (D)	Oberösterreich	Oberösterreich	Oberösterreich	Oberbayern (D)
Probenahme	08.05.1990	12.04.2011	07.11.2008	30.07.2002	13.04.1999	04.10.2011
Analytiker	Deetjen & Job- Egger	NIESSNER	Begert	Hydroisotop	Begert	Hydroisotop
Ammonium (mg/l)	1,9	2,12	2,24	1,66	1,43	1,3
Natrium (mg/l)	294,27	289	283	280	312	115
Kalium (mg/l)	17,2	15,5	17,5	16,2	15,3	18
Magnesium (mg/l)	1,7	4,19	1,4	4,3	4,2	5,4
Calcium (mg/l)	8,02	22	8,4	14	8,1	27,1
Chlorid (mg/l)	168	161	157	163	211	81,4
lodid (mg/l)	0,47	0,32		0,32		0,21
Sulfat (mg/l)	1,9	4,03	4,9	9,8	8,2	4,8
Hydrogencarbo- nat (mg/l)	516	596	507	580	466	288
Summe gelöste feste Stoffe (mg/l)	1.028	1.197	991	1.076	1.053	671

Tab. 16.

Analyseergebnisse der Thermalwässer des Oberjura-Tiefengrundwasserleiters im niederbayerisch-oberösterreichischen Grenzraum. Zur Lage der Bohrungen, siehe Abbildung 6.



Abb. 8

Darstellung der Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte von Tiefengrundwässern und Formationswässern des Oberösterreichischen Molassebeckens (Gold-BRUNNER, 2000; Goldbrunner et al., 2007a). GMWL = Global Meteoric Water Line; SMOW = Standard Mean Ocean Water.

Die Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte der Wässer des Oberjura liegen auf einer Ausgleichsgeraden, welche einen Deuterium-Exzess von 5 ‰ anzeigt. Der von der rezenten GMWL (δ^2 H = 8 x δ^{18} O + 10) abweichende Deuterium-Exzess ist auf klimatisch bedingte stärkere Anreicherungen von Sauerstoff-18 in den Ozeanen zurückzuführen. HARMON & SCHWARZ (1981) haben für spätglaziale Niederschläge die Beziehung δ^2 H = 7,9 x δ^{18} O aufgestellt.

Altersbestimmungen mit Hilfe der Kohlenstoff-14-Methode sind für die Wässer des Oberjura aufgrund der Karbonatlösungs- und Karbobatfällungserscheinungen nicht anwendbar. Auffällig ist, dass die Abreicherung der Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte etwa im Vergleich zu den Tiefengrundwässern der Innviertel-Gruppe des Ottnangiums geringer ist. Bei diesen wurden für die einzugsgebietsfernen Wässer aufgrund der Edelgas-Infiltrationstemperaturen pleistozäne (kaltzeitliche) Grundwasseralter nachgewiesen (ANDREWS et al., 1987; GOLDBRUNNER, 1988). Für das am stärksten abgereicherte Wasser von Simbach-Braunau Th 2 ($\delta^2 H = 83,3 \%$, $\delta^{18}O = -10.82$ ‰) wurde aufgrund der Edelgasgehalte eine Neubildungstemperatur von 3,4 °C ermittelt (OSEN-BRÜCK & EICHINGER, 2002), welche (im Vergleich zu den Wässern der Innviertel-Gruppe) für ein würmzeitliches Alter spricht. Man wird daher den Oberjura-Wässern des Braunauer Trogs ein spätpleistozänes bis frühholozänes Alter zuordnen können.

3.1.1 Wasserrechtliche Aspekte

(R. PHILIPPITSCH)

In Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/ EG sowie des Wasserrechtsgesetzes 1959 i.d.g.F. wurde dieses aroßflächige, arenzüberschreitende (Deutschland/Österreich) Thermalwasservorkommen mit hoher wasserwirtschaftlicher Bedeutung als eigenständiger Thermalgrundwasserkörper ausgewiesen (BMLFUW, 2005, 2009, 2013, 2015) bzw. in das Inventar der Internationalen Kommission zum Schutz der Donau (ICPDR) aufgenommen. Damit ist in regelmäßigen Abständen rechtsverbindlich zu prüfen, inwieweit das mengenmäßige und auch qualitative Risiko einer Übernutzung dieser Ressource besteht, um gegebenenfalls sofort Gegenmaßnahmen (z.B. Nutzungseinschränkungen) ergreifen zu können. Alle sechs Jahre ist darüber hinaus über die Veröffentlichung des Gewässerbewirtschaftungsplanes (BMLFUW, 2009, 2015) eine Zustandsbeurteilung vorzunehmen. Die Überprüfungen selbst erfolgen insbesondere durch regelmäßige Druckspiegelmessungen an festgelegten Messstellen und gleichermaßen wird über ein numerisches Grundwassermodell der Thermalgrundwasserkörper hinsichtlich seiner Nutzung kontrolliert. Wichtige rechtliche sowie fachliche Basis für die grenzüberschreitende, wasserwirtschaftliche Kooperation zwischen der Republik Österreich und der Bundesrepublik Deutschland bildet die

Ständige Kommission nach dem Regensburger Vertrag, welche eine Expertengruppe für die gemeinsame nachhaltige Bewirtschaftung des Thermalgrundwasserkörpers eingesetzt hat. Anlass dafür war ein starker Rückgang der Druckverhältnisse in den genutzten Thermalwasserbrunnen in den 1980er Jahren. Zur Bilanzierung des gesamten Thermalwasservorkommens des "Malmkarst" im niederbayerischen-oberösterreichischen Molassebecken wurden ein hydrogeologisches Modell und darauf aufbauend ein 2D Thermalwasser-Strömungsmodell entwickelt, welche maßgeblich für die Planung und Fachbeurteilung wasserwirtschaftlicher Fragen herangezogen werden. Weitere Details zu den von dieser Expertengruppe entwickelten staatenübergreifenden Schutz- und Nutzungsstrategien finden sich in deren sogenannten "Grundsatzpapieren" (Амт DER OÖ. LANDESREGIERUNG et al., 2012) sowie in SAMEK (2012). Damit wurde ein eminent wichtiges Instrumentarium für die künftigen Erteilungen von wasserrechtlichen Bewilligungen sowohl für die Nutzung von Thermalwässern für balneologisch-medizinische Zwecke, als auch die energetische Nutzung geschaffen, was gleichsam den wichtigsten Eckpfeiler für eine nachhaltige, generationenorientierte Nutzung dieser wertvollen Thermalwässer darstellt. Hervorzuheben ist, dass diese gemeinschaftliche Zusammenarbeit auf allen administrativen und fachlichen Ebenen zwischen beiden Staaten hervorragend gut funktioniert.

3.2 Einzelne Thermalwasservorkommen in der österreichischen Molassezone

(D. ELSTER)

3.2.1 Laa an der Thaya (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Entnahmerate für die Tiefbohrung Thermal Nord 1 (Abb. 9) beträgt laut wasserrechtlicher Bewilligung 0,5 l/s (1,2 m³/Tag; 438 m³/Jahr). Es wird ausschließlich das artesisch überlaufende Thermalwasser genutzt.

Das Thermalwasser wird für die balneologische Nutzung in der Thermenanlage verwendet.

Im Jahr 1992 wurde von der damaligen ÖMV AG die Tiefbohrung Thermal Süd 1 (Abb. 9) abgeteuft, um geringmineralisiertes Thermalwasser aus den Karbonaten des Oberjura (Malm) zu fördern (Goldbrunner & Kolb, 1997). Stattdessen traf man jedoch hochmineralisiertes Thermalwasser an, welches für die angestrebte balneologische Nutzung nur bedingt geeignet war. Mittlerweile ist diese Bohrung liquidiert worden. Im Jahr 1995 folgte die erfolgreiche Abteufung der Tiefbohrung Thermal Nord 1, ebenfalls durchgeführt durch die ÖMV AG. Geologische und geophysikalische Vorerkundungen hatten in nur 960 m Entfernung eine vielversprechende Möglichkeit zur Thermalwassererschließung in Aussicht gestellt. Im Jahr 1999 wurde dieses Thermalwasser als Heilquelle anerkannt.

Hydrogeologie

Bei der mittlerweile verschlossenen Tiefbohrung Thermal Süd 1 wurden im Bereich der Tiefscholle die als Hauptaguifer agierenden Altenmarkter Schichten des Oberjura ("Malm") mit einer Mächtigkeit von 660 m in einer Tiefe von 1.932 bis 2.592 m unter GOK angetroffen (GOLDBRUNNER & KOLB, 1997). In der dolomitischen Quarzarenit Serie des Mitteljura ("Dogger") wurde die Bohrung bei 2.640 m eingestellt (Tab. 17). Das Neogen umfasste die stratigrafische Abfolge Karpatium, Ottnangium, Eggenburgium und Egerium. Vor dem Beginn eines Langzeitpumpversuches wurde zunächst ein Ruhewasserspiegel von ca. 50 m unter GOK beobachtet. Bei einer Förderrate von 3,4 l/s betrug die maximale Absenkung ca. 1.220 m unter GOK. Die hydraulische Auswertung der Aufspiegelung ergab für den sondenfernen Abschnitt einen Durchlässigkeitswert von 8,16 x 10⁻⁷ m/s. Da in den Altenmarkter Schichten Formationswässer angetroffen wurden, die für die geplante Nutzung ungeeignet waren, entschloss man sich für die Fassung von Thermalwasser führenden Schich-

Abb. 9

Lage der Erschließungen bei Laa an der Thaya.



Teufen TVD (m u. GOK)	Laa Thermal Süd 1	Teufen TVD (m u. GOK)	Laa Thermal Nord 1
-1.001,0	Karpatium	-851,6	Karpatium
-1.706,0	Ottnangium	-1.090,0	Ottnangium
-1.830,0	Eggenburgium	-1.121,0	Eggenburgium
-1.850,0	Egerium -1.850,0: Sandstein	-1.125,3	Egerium
-2.592,0	Oberjura -1.886,0: Kalkarenit Serie -1.932,0: Mergelsandstein Serie -2.592,0: Altenmarkter Schichten	-1.448,0 (ET)	Oberjura -1.448,0: Altenmarkter Schichten
-2.640,0 (ET)	Mitteljura -2.640,0: Dolomitische Quarzarenit Serie		

Tab. 17.

Bohrprofile von Laa Thermal Süd 1 und Laa Thermal Nord 1 (nach Goldbrunner & Kolb, 1997).



Abb. 10.

Geologisches Profil von Laa Thermal Nord 1 und Laa Thermal Süd 1 (verändert nach Goldbrunner & Kolb, 1997).

ten in den Sandsteinen des Egeriums. Diese wurden in einem Tiefenbereich von 1.832,3 bis 1.852,3 m mit einer Nettoperforation von 13,1 m erschlossen und vom "Malm" per Packer getrennt. Im Zuge eines mehrstufigen Pumpversuches wurde vor Versuchsbeginn ein Ruhewasserspiegel von 12,6 m unter GOK gemessen. Bei einer Entnahmerate von 2,33 l/s (letzte Förderstufe) und einer Auslauftemperatur von 51 °C betrug die Absenkung 1.132,83 m unter GOK. Die hydraulische Auswertung der Aufspiegelung ergab Durchlässigkeitswerte von maximal $6,51 \times 10^{-7}$ m/s in der Sondenumgebung.

Die artesische Tiefbohrung Thermal Nord 1 wurde ca. 960 m nördlich von Thermal Süd 1 im Nahbereich des normal abschiebenden Mailberger Bruches auf der Hochscholle angesetzt (GOLDBRUNNER & KOLB, 1997). Ein geologischer Nord-Süd Profilschnitt zwischen Thermal Nord 1 und Thermal Süd 1 illustriert die vorhandenen Staffelbrüche (Abb. 10). Die Mächtigkeitsunterschiede der stratigrafischen Horizonte weisen darauf hin, dass die Hauptabsenkung des Mailberger Bruches im Ottnangium stattfand. Die Altenmarkter Schichten (Oberjura) befinden sich hier mit einer Mächtigkeit von 322,7 m in einer Tiefe von 1.125,3 bis 1.448 m unter GOK. Dabei wurden 19 Kluftwasser führende Horizonte (Gesamtmächtigkeit von 33 m) im offenen Bohrlochabschnitt ab 1.122,5 m unter GOK angetroffen. Im Zuge eines Pumpversuches ergab sich bei einer Förderrate von ca. 10 l/s eine Absenkung von rund 90 m unter GOK. Der freie Überlauf von Thermal Nord beträgt etwa 4 l/s bei einer Auslauftemperatur von 42 °C. Durch einen hydraulischen Test konnte für den sondenfernen Bereich eine Transmissivität von 1,28 x 10-3 m²/s $(kf = 3,87 \times 10^{-5} \text{ m/s})$ bestimmt werden.

Hydrochemie

Bei der Bohrung Thermal Süd 1 betrug die Gesamtmineralisierung des ca. 65 °C heißen Formationswassers aus den Altenmarkter Schichten (Oberjura) rund 45.500 mg/l (Tab. 30). Auffallend hoch waren die Konzentrationen an lodid (18,5 mg/l) und Bromid (117,3 mg/l). Aufgrund von Analysen der stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium ist von einem Formationswasser auszugehen. Die Thermalwasser führenden Sandsteine des Egeriums wiesen hingegen eine niedrigere Gesamtmineralisation (22.700 mg/l) und eine Auslauftemperatur von ca. 56,5 °C auf. Allerdings wurden höhere Gehalte an Ammonium (86,8 mg/l) und Iodid (66 mg/l) festgestellt, letzterer ist nach GOLDBRUNNER & KOLB (1997) auf marine Porenwässer zurückzuführen. Zusammengefasst handelte es sich bei beiden durch die Bohrung Thermal Süd 1 erschlossenen Thermalwässern um einen Iod-Sole- bzw. um einen Natrium-Chlorid-Mineral-Iodid-Eisen-Typ.

Das mit rund 42 °C frei auslaufende Thermalwasser vom Typ Natrium-Chlorid-Iodid der Tiefbohrung Thermal Nord 1 hat eine Gesamtmineralisation von ca. 10.300 mg/l (Tab. 30). Obwohl die Gesamtmineralisation als auch die Konzentrationen der meisten Spurenelemente im Vergleich zu Thermal Süd 1 deutlich geringer sind, liegt die Konzentration von Fluorid etwas höher, nämlich bei 6,9 mg/l (4,5 mg/l bei Thermal Süd 1, "Malm"). GOLDBRUNNER & KOLB (1997) nehmen aufgrund der Isotopenanalysen von Deuterium und Sauerstoff-18 an, dass es sich um eine Mischung von Formationsund meteorischen Wässern handelt (Tab. 33). Für die Formationswasserkomponente wird von den Autoren ein Anteil von ca. 50 % angenommen. Bezüglich der frei aufsteigenden Gase liegt ein Gas/Wasser-Verhältnis von 1: 1,3 (3,96 l/s freier Überlauf; 5,14 l/s Gas) vor, wobei das Gasgemisch zu rund 94 % aus Methan besteht (Tab. 34). Abschließend ist ein hoher Gehalt an Radium (3,33 Bg/l) zu erwähnen, der eine Aufbereitung des Wassers erfordert.

3.2.2 Bad Hall (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die erschlossenen lodwässer werden zu Gänze für das Kurzentrum in Bad Hall verwendet. Darüber hinaus ist ein Wasserschongebiet für die lodwässer von Bad Hall festgelegt.

Schon zu frühen Zeiten dürften die natürlichen Quellaustritte Guntherquelle (Salzgewinnung) und Tassiloquelle (lodtrinkwasser) genutzt worden sein (DIEM, 1928). Die Tassiloquelle wurde beispielsweise bereits im Jahr 777 in einer Schenkungsurkunde erwähnt.

Abb. 11. Lage der Erschließungen südwestlich von Bad Hall.


Bezeichnung	Konsens
Bad Hall 1 (Feyreggerbach III)	zusammen 80 l/min
FZ15 (Failing Zehrmühle 15, Holznerquelle, Zehetner)	
FZ20 (Failing Zehrmühle 20, Feyreggerbach II)	
Bad Hall Mühlgrub 1	40 m ³ /Tag
Bad Hall V18	60 m ³ /Tag

Tab. 18.

Fördermengen gemäß wasserrechtlicher Bewilligungen für Bad Hall 1, Mühlgrub 1 und V18.

Ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bis Anfang der 1920er Jahre wurden zahlreiche Bohrungen abgeteuft, die zum Teil nur einen geringen Abstand voneinander aufwiesen (WEBER, 1993a). Im Jahr 1956 erfolgte die Niederbringung von Bad Hall 1 (Abb. 11) durch die Rohöl-Aufsuchungs AG (RAG). Diese traf jedoch kein Erdöl an und wurde an die Landeskuranstalten übergeben. Dies trifft auch auf die in den Jahren 1965 und 1969 niedergebrachten und nichtfündigen Bohrungen V18 und Mühlgrub 1 (Abb. 11) zu.

Hydrogeologie

Generell liegen die Auslauftemperaturen der Iodwässer im subthermalen Bereich und darunter. Im vorliegenden Kapitel werden nur jene Vorkommen näher beschrieben, deren Temperatur über 15 °C zuliegen kommt. In Tabelle 19 befindet sich eine Übersicht zu allen Iodwassererschließungen.

Die RAG-Aufschlussbohrungen Bad Hall 1 und Mühlgrub 1 erschlossen die lodwässer in der grobklastischen Entwicklung (Lagen und Linsen im Schlier) der Puchkirchen-Gruppe (Egerium), V18 auch in den darüber folgenden grobklastischen Anteilen des Haller Schliers (Eggenburgium; Abb. 12) (BERKA et al., 2004). Bei den Wässern handelt es sich vorwiegend um stark mineralisierte Formationswässer (Isotopennachweise durch ANDREWS et al., 1987 und GOLDBRUNNER, 1988), die im Süden und in geringen Tiefen teilweise eine Beimengung meteorischer Wässer aufweisen. Da das in der Puchkirchen-Gruppe auftretende Erdgas innerhalb dieser auch gebildet wurde bzw. keine Beimengung aus größerer Tiefe festgestellt werden konnte, ist anzunehmen, dass auch der marine Anteil des Wassers während der Sedimentation in der Formation eingeschlossen wurde. Zudem ist aufgrund der räumlichen Verteilung der lodwassertypen anzunehmen, dass es zu einem gewissen Wasseraustausch zwischen den Iodwasser führenden Lagen und Linsen kam.

Hydrochemie

Die subthermalen Iod-Sole-Wässer (Bad Hall 1, V18 und Mühlgrub 1) weisen eine Gesamtmineralisation zwischen 15 g/l und 20 g/l auf (Tab. 30). Der Iodgehalt (34 bis 41 mg/l) ist, wie auch das Erdgas, auf den mikrobiellen Abbau der in der Puchkirchen-Gruppe eingeschlossenen organischen Substanz zurückzuführen (BERKA et al., 2004). Bei jenen Vorkommen, die eine geringere Mineralisation aufweisen, dürfte auch eine Beimengung von meteorischen Wässern vorliegen. Trotzdem dürfte

Bezeichnung	Тур	Endteufe (m unter GOK)	Perforations- strecke; von/ bis (m u. GOK)	Stratigrafie des Fas- sungsbereiches	Auslauftemperatur in °C	Jahr der Messung
Bad Hall 1 (Feyreggerbach III)	Bohrung	2.247	518–700	Puchkirchen-Gruppe	15,5	2003
Bad Hall Mühlgrub 1	Bohrung	2.163	379–575	Puchkirchen-Gruppe	17,8	2003
Bad Hall V18	Bohrung	2.247	752–819; 851–939	Puchkirchen-Gruppe und Haller Schlier	17,6	2003
FZ15 (Failing Zehr- mühle 15, Holznerquelle, Zehetner)	Bohrung	413	93–167; 185–247	Puchkirchen-Gruppe	12,0	1976
FZ20 (Failing Zehrmüh- le 20, Feyreggerbach II)	Bohrung	428	86–98; 289–419	Puchkirchen-Gruppe	14,6	1958
Guntherhöhenquelle	Quelle			Haller Schlier		
Johannisquelle	Bohrung	575	231–245	Puchkirchen-Gruppe und Haller Schlier	14,5	1971
Paracelsusquelle (Feyregg)	Bohrung	273	159–264	Haller Schlier	14,7	1981
S2 (Sulzbachquelle 2, Zollner)	Bohrung	282	44–216	Puchkirchen-Gruppe	11,5	1963
Tassiloquelle	Quelle mit Schacht	15			11,8	2003
Z5 (Zehrmühl 5, Zehr- mühlquelle, Zöhrmühle)	Bohrung	177	38–137	Puchkirchen-Gruppe	11,2	2003

Tab. 19.

Übersicht der lodwassererschließungen von Bad Hall (BERKA et al., 2004).



auch der meteorische Wasseranteil aufgrund der vorhandenen Deckschichten ein hohes Grundwasseralter aufweisen. Nur dort, wo die lodwässer nahe der Oberfläche auftreten, ist eine geringe Beimischung von jüngeren Wässern denkbar. Abschließend ist zu erwähnen, dass frei aufsteigende Gase zu mehr als 99 % aus Methan bestehen (Tab. 34).

3.2.3 Leppersdorf, Scharten, St. Marienkirchen und Fraham (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Derzeit dient das Thermalwasservorkommen von Leppersdorf als Notwasserversorgung für die Gemeinde Scharten. Für dieses besteht ein Schongebiet. Die wasserrechtlichen Bestimmungen zu den subthermalen Vorkommen im Raum Scharten, St. Marienkirchen und Fraham (Abb. 13) sind Tabelle 20 zu entnehmen. Diese



Abb. 13. Lage der Erschließungen bei Leppersdorf, St. Marienkirchen und Fraham.

Bezeichnung	Konsens	Jahr der Er- schließung
Leppersdorf Heil- quelle (Scharten 1)	80 m ³ /Tag (540 m ³ /Jahr; Spitzenentnahme 1 l/s)	1924
Fraham 5		1893
St. Marienkirchen 6	16 m ³ /Tag	1934
Fraham 1a		1904
STM 5a	3.950 I/Tag	1975

Tab. 20.

Wasserrechtliche Bewilligungen ausgewählter thermal beeinflusster Vorkommen im Raum Scharten, St. Marienkirchen und Fraham.

Vorkommen werden als Hausbrunnen genutzt. Die Bezeichnungen der aufgelisteten Bohrungen wurden von Sordian (1996) übernommen.

Das Thermalwasser der Heilquelle von Leppersdorf wurde im Jahr 1925 erbohrt (DIEM, 1928). Von 1926 bis in die 1940er Jahre wurde sie für ein Badehaus genutzt. Bis ca. 1978 erfolgte zudem die Abfüllung als Tafelwasser für ein Erfrischungsgetränk. Bei den weiteren artesischen Vorkommen handelt es sich um Hausbrunnen (Tab. 20).

Hydrogeologie

Die artesischen und großteils subthermalen Wässer im Bereich Scharten, Fraham und St. Marienkirchen sind an die "Linzer Sande" (Linz-Melk-Formation, Egerium bis Kiscellium) gebunden, die dem Kristallin auflagern. Darüber folgt die stauende Puchkirchen-Gruppe. Diese temperierten Wasservorkommen befinden sich in der Discharge Zone des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörpers. SCHUBERT (1996) beschreibt die "Linzer Sande" (Quarzsande mit wechselndem Feldspat- und Glimmergehalt) als Strandfazies aus aufgearbeiteten Kristallingesteinen, die einen Durchlässigkeitswert von rund 5 x 10^{-4} m/s aufweisen (Abschätzung für einen Gebiets k_f-Wert).

Repräsentativ für die hydrogeologische Situation sind in diesem Kapitel jene ausgewählten artesischen Bohrungen erwähnt, die eine höhere Auslauftemperatur

als 15 °C besitzen (Tab. 21). Hervorzuheben ist jedoch die thermale Heilquelle von Leppersdorf (Scharten 1), die eine Auslauftemperatur von rund 20 °C und einen freien Überlauf von knapp 3 l/s besitzt (2,91 l/s am 23.12.1993) (SORDIAN, 1996). Bohrlochmessungen ergaben an der Sohle eine Temperatur von 24 °C und es wurde eine geothermische Tiefenstufe von 9,8 m/°C berechnet (Pott, 1969). Die Perforation befindet sich von 143,4 m unter GOK bis zur Endteufe und der größte Zufluss findet im Teufenabschnitt 133,0 bis 150,5 m (79 % des Gesamtzuflusses) statt. Weitere Zuflüsse befinden sich von 167,0 bis 171,7 m (5,5 % des Gesamtzuflusses) und von 158.5 bis 161.5 m (15.5 % des Gesamtzuflusses). Zusammengefasst weisen die Thermalwasser führenden Schichten eine Mächtigkeit von rund 30 m und die Deckschichten der Puchkirchen-Gruppe eine Mächtigkeit von 130 bis 140 m auf.

Hydrochemie

Bei den thermalen und subthermalen Wässern handelt sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Gesamtmineralisation von rund 400 mg/l (Tab. 30). LÖHNERT (1970) führt diesen Chemismus auf die Folge von Ionenaustauschvorgängen zwischen den Wässern und den Tonmineralien im Sediment zurück. Nach SCHUBERT (1996) ist aufgrund der niedrigen Chloridkonzentrationen kein Kontakt zu den tieferen Grundwasserstockwerken des Molassebeckens bzw. kein Kontakt zu Formationswässern anzunehmen. Im Aguifer der Linz-Melk-Formation ("Linzer Sande") herrschen reduzierende Bedingungen vor, sodass eine fortgeschrittene Sulfatreduktion bzw. Beteiligung von organischer Substanz stattfinden kann und daher eine H₂S-Entgasung für die Erschließungen typisch ist. Aufgrund dieses Prozesses liegen auch die Kohlenstoff-13-Gehalte bei -15 bis -16 ‰ (Tab. 33). Die Wässer sind tritiumfrei und die abgereicherten Werte von Sauerstoff-18 (-11,78 ‰) und Deuterium (-84,60 ‰) deuten auf kaltzeitliche Klimabedingungen bei der Infiltration bzw. der Grundwasserneubildung hin. Dies belegt auch eine Kohlenstoff-14-Analyse (15,09 % modern, 14.300 Jahre) aus dem Jahr 1994 (Tab. 33).

Bezeichnung	Тур	Auslauf- temperatur (°C)	Schüttung (I/s)	Messung	Teufe (m)	Perforation
Leppersdorf Heilquelle (Scharten 1)	Artesische Bohrung	20,6	2,9	Freier Überlauf am 23.12.1993 bzw. 03.05.1995	185,0	143,4 m bis Endteufe
Fraham 5	Artesische Bohrung	16,7	0,2	Zeitraum 14.04.1989 bis 29.03.1990	114,6	
St. Marienkichen 6	Artesische Bohrung	17,5	0,7	Zeitraum 09.05.1989 bis 21.04.1990	110,0	
Fraham 1a	Artesische Bohrung	15,7	0,4	Zeitraum 21.04.1989 bis 21.03.1990	75,0	
STM 5a	Artesische Bohrung	15,2		Zeitraum 09.05.1989 bis 21.04.1990	112,0	

Tab. 21.

Ausgewählte thermal beeinflusste Wässer im Bereich Scharten, Fraham und St. Marienkirchen (Sordian, 1996).



Lage der Erschließungen westlich von Bad Schallerbach.

3.2.4 Bad Schallerbach (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bei dem Thermalwasservorkommen von Bad Schallerbach (Abb. 14) besteht ausschließlich eine balneologische Nutzung. Das Maß der Wasserbenutzung für die dauernde Entnahme von Thermalwasser aus den Bohrungen Bad Schallerbach Thermal S1 und S2 zu balneologischen Zwecken ist auf maximal 520.557 m³/ Jahr festgesetzt. Zudem dürfen Bad Schallerbach Thermal S1 kurzfristig maximal 25,3 l/s bzw. Thermal S2 28,7 l/s entnommen werden. Eine Reinjektion findet in Bad Schallerbach nicht statt und das genutzte Thermalwasser wird in den Vorfluter Trattnach eingeleitet.

Die Tiefbohrung Bad Schallerbach S1 (früher Schacht Paul 1) wurde im Jahr 1918 im Zuge der Erdölaufsuchung niedergebracht (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1992). Bis 1922 wurde im Freien gebadet, danach folgte die Entwicklung zum Kurort (DIEM, 1928). Ein erstes Freischwimmbad konnte im Jahr 1936 in Betrieb genommen werden (LOHBERGER & THÜRRIEDL, 1999). Das erste Thermalhallenbad wurde deutlich später im Jahr 1972 eröffnet. Aufgrund des Schüttungsrückganges von S1 entschloss man sich im Jahr 1978 für die Niederbringung von Bad Schallerbach S2. Seit 1995 wurde die Thermenanlage laufend ausgebaut.

Hydrogeologie

Nach SCHUBERT (1996) mischen sich im Raum Bad Schallerbach–Wallern Wässer aus dem Aquifer der "Linzer Sande" (Linz-Melk-Formation, Egerium bis Kiscellium) mit aus der Tiefe aufsteigenden Thermalwässern der Karbonate des Oberjura (Malm; Abb. 15). Somit handelt es sich in diesem Bereich bereits um eine Entlastungszone des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörpers. Der Zuflussbereich des Aquifers der "Linzer Sande" liegt im nordwestlichen Kristallinrand des Sauwaldes. Dabei findet eine NW–SE gerichtete Grundwasserbewegung im Liegenden der abdichtenden Sedimente der Puchkirchen-Gruppe (Egerium) statt. Die Thermalwässer steigen ebenfalls aus dem Liegenden der Puchkirchen-Gruppe, über Südwest kommend, in strukturhöhere Bereiche auf. Hierbei agieren Sandsteine der Oberkreide und des Obereozäns sowie "Linzer Sande" und Basissande des Rupeliums als Grundwasserleiter und ermöglichen so den Aufstieg. Es ist anzumerken, dass bereits bei Gallspach Th1 keine Karbonate des Oberjura angetroffen wurden (Kap. 3.2.5).

Bad Schallerbach S1 wurde bis auf eine Endteufe von 479,3 m niedergebracht. Die Thermalwasser führenden "Linzer Sande", die den artesisch gespannten Aquifer bilden, wurden jedoch nicht vollständig durchörtert und die Förderung erfolgte zunächst aus der offenen Bohrlochstrecke von 468,8 m bis zur Endteufe (Goldbrun-NER & DOMBERGER, 1992). Die freie Überlaufmenge betrug ursprünglich 50 bis 60 l/s. Die Auslauftemperatur lag bei ca. 36 °C. Der artesische Überlauf nahm im Laufe der Zeit jedoch auf 45 l/s ab, weshalb Bad Schallerbach S2 abgeteuft wurde. Im Rahmen der Sanierung im Jahr 2003 wurden die Filterstrecken von S1 neu gesetzt. Diese befinden sich laut wasserrechtlicher Bewilligung nun bei 421,5–425,5 m, 443,5–453,5 m und 464,5–474,5 m (24 m Nettostrecke).

In einer Entfernung von 493 m Richtung SW wurde die Tiefbohrung Bad Schallerbach S2 bis auf 713 m unter GOK abgeteuft (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1992). Sie befindet sich im Bereich einer Tiefscholle des knapp südlich von S1 verlaufenden W–E streichenden Bruches. Bis 70 m unter GOK wurde die Innviertel-Gruppe angetroffen, es folgte bis 585 m unter GOK die Puchkirchen-Gruppe, bevor die Thermalwasser führenden oligozänen Sande bis zur Endteufe anschließen. Lohber-GER & THÜRRIEDL (2000) führen eine etwas abweichende Mächtigkeit dieser Schichten von 132,4 m an, wobei 107,0 m wasserführend entwickelt sind. Die Förderung von Thermalwasser dürfte nur aus dem Abschnitt von 571,41 bis 583,53 m erfolgen. Die Auslauftemperatur





der ebenfalls artesisch überlaufenden Bohrung ist nur geringfügig höher als bei S1. Bei der Endteufe wurde zudem eine Lagerstättentemperatur von 41 °C gemessen, das entspricht einem geothermischen Gradient von ca. 4,7 °C/100 m.

Es besteht eine gegenseitige hydraulische Beeinflussung der beiden Bohrungen. So sank mit der Erschließung des Aquifers von S2 die Schüttung bei S1 von ca. 60 l/s auf konstante 37 l/s. Schallerbach S2 schüttete ca. 27 l/s. Diese Konnektivität besteht trotz des beschriebenen Bruches. Heute erfolgt für eine nachhaltige Bewirtschaftung des Thermalwassers eine Drosselung an beiden Bohrungen.

Hydrochemie

Die Thermalwässer beider Bohrungen sind als Natrium-Hydrogencarbonat-(Chlorid)-Typ zu charakterisieren (Tab. 31), jedoch ist die Summe von Kationen und Anionen bei S2 mit ca. 700 mg/l um fast 200 mg/l höher. Die Mineralisation von S2 lag bei früheren Untersuchungen sogar noch wesentlich darüber (Tab. 31). Zudem weisen nach GATTINGER (1993) höhere Werte von Fluorid (S1: 0,7 bis 0,9 mg/l; S2: 1,4 bis 2,0 mg/l) auf tiefere Wasserwege hin. Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist ein Einfluss durch oberflächennahe Wässer auszuschließen. Die deutliche Abreicherung der stabilen Isotope Sauerstoff-18 (-11,59 ‰) und Deuterium (81,80 ‰) lassen kaltzeitliche Klimabedingungen während der Infiltration vermuten (Tab. 33). Auch Kohlenstoff-14-Analysen belegen diese Alterseinstufung (7.600 bis 10.500 Jahre für S1 bzw. 11.700 bis 16.300 Jahre für S2). Die frei aufsteigenden Gase bestehen zum Großteil aus Stickstoff und Edelgasen (S1: 77,55 %; S2: 52,2 %), wobei S1 eine größere Gasschüttung aufweist (Tab. 34).

3.2.5 Gallspach (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser der Tiefbohrung Gallspach (Abb. 16) wird für hydrotherapeutische Behandlungen genutzt. Zudem erfolgt eine nachgeschaltete geother-

Teufen TVD (m u. GOK)	Gallspach Thermal 1
-34,0	Ottnangium -34,0: "Atzbacher Sande"
-351,0	Eggenburgium -351,0: Haller Schlier
-766,0	Egerium -554,0: Obere Puchkirchen-Formation -776,0: Untere Puchkirchen-Formation
-906,0	Kiscellium -885,0: "Rupel-Tonmergel" -900,0: "Bändermergel" -903,0: "Heller Mergelkalk" -906,0: "Lattorf-Fischschiefer"
-920,0	Obereozän
-930,0 (ET)	Oberkreide mit Kristallinschutt
Tah 22	

Bohrprofil von Gallspach Thermal 1 (Grün, 1992, zit. nach Bauer & Goldbrunner, 1997).

mische Nutzung. Die bewilligte Entnahmemenge beträgt 112,2 m³/Tag bzw. maximal 1,5 l/s (höchstzulässige Momentanentnahme. Die Tiefbohrung Gallspach Thermal 1 (Valentinquelle) wurde im Jahr 1992 abgeteuft.

Hydrogeologie

Im Bereich von Gallspach steigen die temperierten Wässer des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörpers Richtung NE in strukturhöhere Bereiche auf. Hierbei ist anzumerken, dass die Karbonate des Oberjura ("Malm") in Gallspach nicht vorhanden sind und durchlässige Schichten der Oberkreide und des Obereozäns als Aquifer agieren. So wurden bei der bis auf 930 m unter GOK niedergebrachten Tiefbohrung Gallspach Thermal 1 von 906 bis 920 m unter GOK Thermalwasser führende Sandsteine des Obereozäns angetroffen (GRÜN, 1992). Im Liegenden befinden sich von 920 bis 930 m Sandsteine der Oberkreide sowie Kristallinschutt, die ebenfalls eine Thermalwasserführung aufweisen. Ein Bohrprofil befindet sich in Tabelle 22. Die offene Bohrlochstrecke befindet sich von

Abb. 16. Lage der Erschließung in Gallspach.



913,8 m bis zur Endteufe, wobei die Temperatur an der Sohle nach GRÜN (1992) ca. 51 °C beträgt. Die Auswertung von Druckmessungen nach einem Langzeitpumpversuch ergab einen statischen Lagerstättendruck von 87,7 bar bei einer Messtiefe von 915 m (HORVÁTH, 1993). BAUER & GOLDBRUNNER (1997) geben einen k_f-Wert von 1,4 x 10⁻⁶ m/s an.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.000 mg/l (Tab. 31). Die Auslauftemperatur beträgt rund 43 °C. Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist kein Einfluss durch oberflächennahe Wässer zu erwarten (Tab. 33). Zudem ist von einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen, da das Thermalwasser dem niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörper zuzuordnen ist. Die frei austretenden Gase bestehen vorwiegend aus Methan (ca. 73,3 Vol.%) und Stickstoff (ca. 23,5 Vol.%) (Tab. 34).

3.2.6 Raab (OÖ)

Hydrogeologie

Die ehemalige Bohrung Raab Thermal 1 (Abb. 17) wurde nach Goldbrunner & Domberger (1992) nahe des

Abb. 17. Lage der Erschließung in Raab.





Geologisches Profil von Raab Thermal 1 (verändert nach Goldbrunner & Domberger, 1992).

Sauwaldkristallins im Bereich der Tiefscholle des Taufkirchner Verwurfs abgeteuft (Abb. 18). Man traf den Beckenuntergrund bei 310 m unter GOK an, nachdem eine Beckenfüllung im stratigrafischen Umfang von Ottnangium bis Oligozän durchörtert wurde. Das akratisch mineralisierte (< 300 mg/l) und subthermal temperierte Wasser (ca. 19 °C) wurde aus geklüfteten Bereichen des Beckenuntergrundes erschlossen. Die Autoren schlie-Ben aufgrund der niedrigen Tiefenstufe von 1 °C/37 m und den unterhydrostatischen Druckbedingungen (Ruhewasserspiegel 27 m unter Gelände) auf eine Recharge Zone des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörpers. Nach SCHUBERT (1996) fließt aus diesem Bereich über die "Linzer Sande" (Linz-Melk-Formation, Oligozan) diesem Thermalgrundwasserkörper aus nordwestlicher Richtung Grundwasser zu. Dieses Fließsystem wird in Kapitel 3.2.4 näher behandelt.

Hydrochemie

Das ca. 20 °C warme und akratisch mineralisierte Wasser (ca. 300 mg/l) weist einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ auf (Tab. 31). Aufgrund der Werte von Sauerstoff-18 (-11,8 ‰) und Deuterium (-84,3 ‰) ist auf einen meteorischen Ursprung und ein kaltzeitliches Grundwasseralter zu schließen (Tab. 33).

3.2.7 Dublette Haag (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das aus der Tiefbohrung Haag Thermal 1 (Abb. 19) geförderte Thermalwasser wird hauptsächlich für das Fernwärmenetz Haag am Hausruck genutzt (Tab. 14 in Kap. 1.5). Die Tiefbohrung Trattnach 9 (Abb. 19) wird hierbei als Reinjektionssonde verwendet. Zusätzlich wird ein geringer Anteil des geförderten Thermalwassers für die Versorgung des Schafflbades in einem Gasthof verwendet. Der Jahreskonsens ist auf 170.400 m³ festgelegt (Tageskonsens: 1.140 m³; Spitzenkonsens: 18 l/s). Zudem beträgt der Jahreskonsens für die Reinjektion 165.000 m³ (1.123,2 m³/Tag;

Haag Thermal 1
Ottnangium -39: Rieder Schichten -470: <i>Robulus</i> Schlier
Eggenburgium -1.000: Haller Schlier
Egerium -1.152: Obere Puchkirchen-Formation -1.432: Untere Puchkirchen-Formation
Kiscellium -1.593: "Rupel"
Obereozän -1.610: Lithothamnienkalk
Oberkreide
Jura
Kristallin

Bohrprofil von Haag Thermal 1 (nach RUPP, 2011).

max. 18 l/s). Für balneologische Zwecke darf maximal 1.000 m³/Jahr entnommen werden. Zwischen 2006 und 2010 lag die Entnahmetemperatur im Durchschnitt bei ca. 83 °C. Der Großteil des Thermalwassers wird für die energetische Nutzung verwendet.

Die Förderbohrung Haag Thermal 1 wurde im Jahr 1991 abgeteuft (JENISCH, 1991). Heute wird das abgekühlte Thermalwasser in der ehemaligen Kohlenwasserstoffbohrung Trattnach 9 reinjiziert. Eine erste Ausbaustufe der geothermischen Ortswärmeversorgung ging 1996 mit einer Anschlussleistung von 1,5 MW in Betrieb (GOLDBRUNNER et al., 2007b).

Hydrogeologie

Bei der Tiefbohrung Haag Thermal 1 wurden die Sedimente der Beckenfüllung mit einem stratigrafischen Umfang von Quartär bis Obereozän mit einer Mächtigkeit von 1.610,0 m angetroffen (Tab. 23). Das Ther-

Abb. 19.

Lage der Erschließungen südlich von Haag am Hausruck.



malwasser wird hauptsächlich aus den Karbonaten des Oberjura (1.903,0 bis 2.013,0 m) gefördert, die eine Mächtigkeit von rund 34 m aufweisen (JENISCH, 1991). Bei dem Hauptförderhorizont handelt es sich um eine Kluftzone im Dolomit von 1.961,0 bis 1.971,0 m unter GOK. Die Formationstemperatur beträgt in diesem Bereich rund 90 °C. Weitere Thermalwasserzutritte liegen in porösen Sandsteinen des Mitteljura von 2.040,0 bis 2.053,0 m unter GOK und in porösen Glaukonitsandsteinen des Cenomaniums (Oberkreide) von 1.857,0 bis 1.883,0 m unter GOK. Zusammenfassend wurden folgende Bereiche mit Filterstrecken ausgebaut: 1.898 bis 1.916 m (18 m), 1.956 bis 1.974 m (18 m), 2.001 bis 2.013 m (12 m) und 2.041 bis 2.053 m (12 m) unter GOK. Nach Fertigstellung der Sonde im Mai 1992 wurde in einer schriftlichen Mitteilung von Stehlik ein Ruhewasserspiegel von 233 m unter GOK angegeben.

Die bis 1.650 m abgeteufte ehemalige Kohlenwasserstoff-Tiefbohrung Trattnach 9 befindet sich ca. 3,2 km ostsüdöstlich von Haag Thermal 1. Zur Herstellung der Reinjektionssonde wurden die Perforationen in der Oberkreide zwischen 1.608,5 und 1.610,0 m und zwischen 1.611,5 und 1.616,0 m unter GOK (GOLDBRUNNER, 2012b) abzementiert.

Hydrochemie

Bei dem aus der Tiefbohrung Haag Thermal 1 geförderten Thermalwasser handelt es sich um einen fluoridhaltigen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.500 mg/l (Tab. 31). Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist von keiner Beimischung jüngerer Wässer auszugehen. Zudem dürfte ein kaltzeitliches Grundwasseralter vorliegen, da das Thermalwasser dem niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörper zuzuordnen ist. Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Methan (57,8 Vol.%), Stickstoff (23,0 Vol.%) und Kohlenstoffdioxid (17,7 Vol.%) (Tab. 34).

3.2.8 Dublette St. Martin im Innkreis (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Dublette St. Martin (Abb. 20) dient ausschließlich der Fernwärmeversorgung und produziert annähernd die gesamte Wärmemenge für das Fernwärmenetz St. Martin (Tab. 14 in Kap. 1.5). Der Produktionssonde Thermal 1a dürfen maximal 1.103.760 m³/Jahr entnommen werden. Zudem ist das entnommene Thermalwasser vollständig St. Martin Thermal 2 zu reinjizieren.

St. Martin Thermal 1a wurde 1998 niedergebracht und die Abteufung von St. Martin Thermal 2 erfolgte im darauffolgenden Jahr (GOLDBRUNNER et al., 2007b). Nach der Durchführung von wasserwirtschaftlichen Versuchen und des Probebetriebes wurde die Dublette im Jahr 2000 in Betrieb genommen.

Hydrogeologie

Die abgelenkte Tiefbohrung St. Martin Thermal 1a wurde bis auf 2.214,0 m MD (2.060,0 m TVD) mit einer Ablenkung ab 1.531,0 m durchgeführt (PORDAN, 1999). Die maximale Neigung beträgt hierbei 49,1° mit einer Abweichung von rund 267 m vom Bohransatzpunkt. Der Zielhorizont, die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura ("Malm"), wurde ab 2.004,0 m MD mit einem Zustrom von min. 30 I/s angetroffen (Tab. 24). Da sich die Sandsteine des Cenomaniums ebenfalls als Thermalwasser führend (ca. 12 I/s bei 80 °C) erwiesen, umfasst der Endausbau eine Förderstrecke von 1.968 m MD bis zur Endteufe. Zudem beträgt die Formationstemperatur bei der Endteufe ca. 97 °C. Nach Auskunft des Betreibers befindet sich der Ruhewasserspiegel bei etwa 60 m unter GOK.

Die Reinjektionssonde St. Martin Thermal 2 wurde nach den Unterlagen des Betreibers vertikal bis auf 2.143,0 m unter GOK niedergebracht. Von 1.770,6 bis 1.793,0 m wurden Sandsteine des Cenomaniums durchörtert, in deren Liegenden folgen bis 1.975,0 m die Karbonate des Oberjura (Tab. 24). Die Reinjektion erfolgt über die



Abb. 20.

Lage der Erschließungen westlich bzw. südwestlich von St. Martin im Innkreis.

Teufen MD (m u. GOK)	St. Martin Thermal 1a	Teufen TVD (m u. GOK)	St. Martin Thermal 2
-410,0	Ottnangium -71,0: Innviertel-Gruppe, Rieder Schichten -410,0: Innviertel-Gruppe, <i>Robulus</i> Schlier	-384,0	Ottnangium -60,0: Innviertel-Gruppe, Rieder Schichten -384,0: Innviertel-Gruppe, <i>Robulus</i> Schlier
-432,0	Eggenburgium -432,0: Haller Schlier		
-774,0	Egerium -774,0: Ebelsberg-Formation	-800,0	Egerium -800,0: Ebelsberg-Formation
-1.142,0	Kiscellium -1.098,0: Zupfing-Formation -1.132,0: Bändermergel -1.142,0: Heller Mergelkalk	-965,0	Kiscellium -931,2: Zupfing-Formation -959,6: Bändermergel -965,0: Heller Mergelkalk
-1.174,0	Eozän -1.189,0: Ampfing-Formation -1.174,0: Lithothamnienkalk	-1.016,0	Eozän -1.004,0: Lithothamnienkalk -1.016,0: Ampfing-Formation
-2.004,0	Oberkreide -1.570,0: Campanium -1.725,0: Santonium -1.915,0: Coniacium–oberes Turonium -1.968,0: unteres Turonium -2.004,0: Cenomanium	-1.793,0	Oberkreide -1.410,0: Campanium -1.581,0: Santonium -1.915,0: Coniacium–unteres Turonium -1.770,6: unteres Turonium -1.793,0: Cenomanium
-2.214,0 (ET)	Oberjura ("Malm")	-1.975,0	Ober- und Mitteljura ("Malm" und "Dogger")
		-2.143,0 (ET)	Kristallin

Tab. 24.

Bohrprofile von St. Martin Thermal 1a und St. Martin Thermal 2 (nach PORDAN, 1999).

offene Bohrlochstrecke ab 1.767,0 m, wobei zu erwähnen ist, dass im Gegensatz zu Thermal 1a auch das "Kristallin der Böhmischen Masse" ab 1.975,0 m unter GOK angefahren wurde. Im Zuge eines Pump- und Reinjektionsversuchs vom 22.09. bis 22.12.2000 konnten bei Thermal 1a und Thermal 2 Transmissivitäten von 1,6 x 10^{-4} m²/s bzw. 2,3 x 10^{-3} m²/s bestimmt werden (GLATZEL, 2001).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser von St. Martin Thermal 1a und 2 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.100 mg/l und einer Auslauftemperatur von rund 87 °C (Tab. 32). Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist ein Einfluss durch jüngere Wässer auszuschließen. Zudem ist aufgrund der Analysen von Sauerstoff-18 (-10,38 ‰) und Deuterium (-79,50 ‰) eine meteorische Herkunft des Thermalwassers anzunehmen (Tab. 33), wobei wegen der abgereicherten Isotopengehalte von einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen ist. Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Methan (53,1 %), Stickstoff (25,4 %) und Kohlenstoffdioxid (20,1 %) (Tab. 34).

3.2.9 Reichersberg (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser der Tiefbohrung Reichersberg 1 (Abb. 21) wird für Therapie- und Kurbetriebe genutzt. Der Spitzenkonsens ist auf 4 I/s (14.040 m³/Jahr) festgesetzt. Die Bohrung Reichersberg 2 (Abb. 21) wird heute als Beobachtungsbrunnen verwendet (Stand 2014). Die Bohrung Reichersberg 1 wurde im Jahr 1972 von der RAG als Erdöl-Aufschlussbohrung (Bezeichung: Obernberg 1) niedergebracht (STEHLIK, 1976). Es wurde jedoch kein Erdöl angetroffen und die Bohrung wurde von einer privaten Firma erworben. In der Folge wurde das Thermalwasser 1976 hinsichtlich einer balneologischen Nutzung untersucht. Vier Jahre später wurde eine weitere Bohrung, Reichersberg 2, niedergebracht. Beide Bohrungen blieben allerdings lange ungenutzt, so betrug die kumulative Fördermenge für Reichersberg 1 von 1972 bis 1996 lediglich 1.000 m³ und bei Reichersberg 2 wurden im Zeitraum 1980 bis 1996 nur 20.000 m³ entnommen (BAUER & GOLDBRUNNER, 1997).

Hydrogeologie

Das ursprüngliche Ziel der Aufschlussbohrung Reichersberg 1 war ein antithetischer Strukturblock des Obereozäns, in diesem wurde jedoch keine Kohlenwasserstoffführung angetroffen (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1992). In der Folge wurde die Bohrung fortgesetzt, um auch den Untergrund des Molassetrogs zu erkunden. In Tabelle 25 befindet sich dazu ein Bohrprofil. Ab 1.675,6 m konnten Thermalwasser führende Karbonate des Oberjura ("Malm") angetroffen werden und ab 1.828,3 m bis zur Endteufe (1.849,5 m unter GOK) durchörterte die Bohrung den kristallinen Untergrund. An der offenen Bohrlochstrecke von 1.683,0 bis 1.849,5 m unter GOK wurden im Jahr 1972 hydraulische Versuche (Swab-Tests) durchgeführt. Der statische Wasserspiegel lag vor diesen Versuchen bei ca. 4 m unter GOK. Bei einer Swab rate von 1,08 l/s betrug die Absenkung 100 m unter GOK. Zudem wurde ein Lagerstättendruck von 168 bar bei 1.683 m ermittelt. Weitere hydraulische Auswertungen sind nicht bekannt. Außerdem ist darauf



hinzuweisen, dass bei einer Förderrate von 5 l/s die Auslauftemperatur zwischen 33 und 35 °C lag (KIRNBAUER, 1972, zit. nach BAUER & GOLDBRUNNER, 1997). Bei einer geringeren Entnahmerate ist jedoch eine wesentlich ge-

ringere Auslauftemperatur zu erwarten, z.B. 12,5 °C bei 0,5 l/s, beschrieben von Stehlik (1976). In einer Entfernung von ca. 2,7 km SE von Reichers-

berg 1 wurde die Tiefbohrung Reichersberg 2 bis auf 1.630 m unter GOK niedergebracht. Das Ziel waren die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1992). Diese wurden von 1.435,1 bis 1,604,6 m unter GOK angetroffen (Tab. 25). Außerdem wurden weitere Thermalwasserzutritte in Sandsteinen des Cenomaniums (Oberkreide) festgestellt. Der Ausbau wurde diesbezüglich angepasst und die Produktion fand über die offene Bohrlochstrecke von 1.410,5 m unter GOK bis zur Endteufe statt. Bei im Jahr 1980 durchgeführten Auslaufversuchen wurde bei einer Förderrate von 1,1 I/s ein Fließdruck von 2,4 bar festgestellt (WEBER, 1980, zit. nach GOLDBRUN-NER & DOMBERGER, 1992). Geophysikalische Bohrlochmessungen konnten 2003 nur bis zu einer Teufe von 1.434 m durchgeführt werden, dort blockierte herausgebrochenes Material eine weitere Befahrung (Schön et al., 2003). In dieser Tiefe lag die Formationstemperatur bei etwa 78 °C.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasservorkommen von Reichersberg 1 und 2 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.300 mg/l (Tab. 32). Bei Reichersberg 1 zeigt die hydrochemische Analyse vom 06.03.1976 einen wesentlich höheren Gehalt an Natrium (1.189,4 mg/l) und Chlorid (1.521,5 mg/l), als bei der Analyse vom 18.03.2005 (Natrium: 418 mg/l; Chlorid 268 mg/l). Für Reichersberg 2 liegt lediglich eine Analyse aus dem Jahr 1982 vor, diese ist mit jener von Reichersberg 1 im Jahr 2005 vergleichbar. Angesichts der Werte von Sauerstoff-18- (-10,30 ‰) und Deuterium (-80,00 ‰) ist bei Reichersberg 2 von einem meteorischen Ursprung und einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen (Tab. 33). Ähnliche Bedingungen sind für Reichersberg 1 zu erwarten.

Teufen TVD (m u. GOK)	Reichersberg 1	Teufen TVD (m u. GOK)	Reichersberg 2
-301,3	Ottnangium -301,3: Innviertel-Gruppe	-200,0	Ottnangium -200,0: Innviertel-Gruppe
-665,0	Egerium -490,0: Obere Puchkirchen-Formation -665,0: Untere Puchkirchen-Formation	-450,0	Egerium -343,0: Obere Puchkirchen-Formation -450,0: Untere Puchkirchen-Formation
-860,0	Kicellium -856,3: "Rupel" ca. 860,0: "Lattorf-Fischschiefer"	-749,5	Kicellium -743,0: "Rupel" -749,5: "Lattorf-Fischschiefer"
-889,1	Obereozän	-758,8	Obereozän
-1.675,6	Oberkreide	-1.435,1	Oberkreide
-1.828,3	Oberjura ("Malm")	-1.604,6	Oberjura ("Malm")
-1.849,5 (ET)	Kristallin	-1.630 (ET)	Kristallin

Tab. 25.

Bohrprofile von Reichersberg 1 und Reichersberg 2 (nach Goldbrunner & Domberger, 1992). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 157).

3.2.10 Dublette Obernberg (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bei der Dublette Obernberg dient die Tiefbohrung Obernberg Oberfeld 1 (Abb. 22) als Entnahmesonde und Obernberg Thermal 2a (Abb. 22) als Reinjektionssonde. Das Thermalwasser ist ausschließlich für die geothermische Nutzung bestimmt und wird zu 100 % reinjiziert (Tab. 14 in Kap. 1.5). Das Maß der Wasserbenutzung ist wasserrechtlich in Abhängigkeit von der Außentemperatur festgelegt. Die Jahresentnahme ist mit 302.793 m³ begrenzt.

Die Tiefbohrung Oberfeld 1 wurde 1993/1994 abgeteuft und die Niederbringung der Reinjektionssonde Obernberg Thermal 2a erfolgte im Jahr 1998 (BAUER & GOLD-BRUNNER, 1997; GOLDBRUNNER, 2012b). Bereits seit 1996 besteht eine thermische Nutzung.

Zuvor wurde im Jahr 1974 die heute nicht genutzte Bohrung Obernberg Thermal 1 abgeteuft (BAUER & GOLDBRUNNER, 1997). Bis 1996 wurde eine kumulative Fördermenge dokumentiert, die von 1974 bis 1996 nur bei 10.000 m³ lag.

Hydrogeologie

Die vertikale Tiefbohrung Obernberg Oberfeld 1 wurde bis auf eine Endteufe von 1.560 m unter GOK niedergebracht und durchörterte zuerst 825 m mächtige Sedimente der Molassezone mit einer stratigrafischen Abfolge vom Quartär bis zum Obereozän (BAUER & GOLDBRUNNER, 1997). Ein Bohrprofil befindet sich in Tabelle 26. Im Liegenden der darauffolgenden Oberkreide befinden sich die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura ("Malm") von 1.521 m bis zur Endteufe bei 1.560 m unter GOK. Aus den Unterlagen ging nicht klar hervor, ob es sich bei diesem Bereich um eine offene Bohrlochstrecke handelt oder dieser mit einem 7" Schlitzliner komplettiert ist. Im Zuge eines im Jahr 1994 durchgeführten Auslaufversuches mit einer Förderrate von ca. 11 I/s und einer Auslauftemperatur von maximal 80 °C wurde ein Lagerstättendruck von 149 bar (bei 1.521 m) und eine Formationstemperatur von 83,2 °C (bei 1.450 m) ermittelt. Zudem konnte ein überschlägiger k_f-Wert von 4,3 x 10⁻⁵ m/s bestimmt werden. Aufgrund dieser sehr hohen Durchlässigkeit wird von BAUER & GOLDBRUNNER (1997) eine ausgeprägte Klüftung und Verkarstung der Karbonate angenommen. Abschließend ist zu erwähnen, dass der Schließdruck der artesisch überlaufenden Bohrung zwischen Mai 2008 und 2010 durchschnittlich bei 3,1 bar lag (GOLDBRUNNER & SHIRBAZ, 2012).

In einer Entfernung von ca. 2 km Richtung SE wurde die Reinjektionsbohrung Obernberg Thermal 2 abgeteuft (GOLDBRUNNER, 2012b). Zunächst wurde die vertikal niedergebrachte Bohrung (ET 2.006 m) den Erwartungen nicht gerecht. So lag die mögliche Fördermenge bei lediglich 4,9 l/s. Deshalb wurde ab einer Teufe von 1.100 m eine Ablenkung Richtung 50,4° NE mit einer Horizontalentfernung von 404 m durchgeführt. Die Endteufe von Thermal 2a beträgt 1.977 m MD (1.630 m TVD). Ziel der Ablenkung war die Erfassung einer Störungszone in den Karbonaten des Oberjura ("Malm") mit ausreichender Wasserführung. Hierbei ist anzumerken, dass der Versatz der "Malm"-Oberkante rund 240 m beträgt. Ein Bohrprofil befindet sich in Tabelle 26. Die Filterstrecke (1.850 bis 1.970 m) erfasst vorwiegend die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura ("Malm"). Dabei ist anzumerken, dass ab 1.931 m MD erstmals totale Spülverluste auftraten, die auf hohe Durchlässigkeiten von Thermalwasser schließen ließen. Bei einem nach der Fertigstellung durchgeführten Förderversuch betrug der artesische Überlauf 20,2 l/s und mit einem Kompressor konnten ca. 30 bis 32 l/s mit einer Temperatur von ca. 75 °C gefördert werden. In einer Teufe von 1.650 m wurde ein statischer Druck von 163 bar gemessen. Im Zuge eines vom 11.03. bis 10.05.1999 durchgeführten Reinjektionsversuches konnte eine Menge von maximal 26,4 l/s bei einem Reinjektionsdruck von nur 2,5 bis 4 bar



Abb. 22. Lage der Erschließungen bei Obernberg.

Teufen TVD (m u. GOK)	Obernberg Oberfeld 1	Teufen TVD (m u. GOK)	Obernberg Thermal 2/2a	Teufen TVD (m u. GOK)	Obernberg Thermal 1
-8,0	Quartär	-14,0	Quartär		
-266,5	Ottnangium (Innviertel-Gruppe)	-312,0	Ottnangium -312,0: Glaukonitische Serie	-270	Ottnangium (Innviertel-Gruppe)
-273,0	Eggenburgium (Haller Schlier)	-322,0	Eggenburgium (Haller Schlier)		
-582,0	Egerium -393.5: Obere Puchkirchen- Gruppe -582,0: Untere Puchkirchen- Gruppe	-786,0	Egerium -480,0: Ebelsberg-Formation -786,0: Zupfing-Formation	-490 ?	Egerium -386: Obere Puchkirchen- Gruppe -490: Untere Puchkirchen- Gruppe
-814,5	Kiscellium bzw. "Rupel" -760,0: Tonmergelstufe -790,0: Bändermergel -801,5: Heller Mergelkalk -814,5: "Lattorf-Fisch- schiefer"	-825,0	Kiscellium bzw. "Rupel" -813,0: Bändermergel -825,0: Heller Mergelkalk -843,0: "Lattorf-Fisch- schiefer"	-814	Kiscellium bzw. "Rupel" -800: "Rupel" -814: "Lattorf-Fischschiefer"
-825,0	Obereozän -825,0: Sandsteinstufe			-824	Obereozän
-1.521,0	Oberkreide -1.496,0: "Untercampanium"– Turonium -1.521,0: Cenomanium)	-1.762,0	Oberkreide	-1.080,5 (ET)	Oberkeide
-1.560,0 (ET)	Oberjura ("Malm")	-2.006,0 (ET)	Oberjura ("Malm")		

Tab. 26.

Bohrprofile von Obernberg Oberfeld 1 (ENICHLMAYR, 1994, zit. nach Goldbrunner, 2012b), Obernberg Thermal 2 (Walker-Hertkorn, 1998, zit. nach Goldbrunner, 2012b) und Obernberg Thermal 1 (Goldbrunner & Domberger, 1992). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 157).

reinjiziert werden. Ein folgender Versuch zeigte, dass Reinjektionsmengen von 50 bis 60 l/s bei einem Reinjektionsdruck von ca. 9 bar möglich wären.

Die ehemalige Bohrung Obernberg Thermal 1 erreichte mit einer Endteufe von 1.080,5 m unter GOK nicht den Oberjura. Die Perforationsstrecken von 916 bis 955,8 m und 975 bis 1.054,3 m erfassten Thermalwasserzutritte aus der Oberkreide (BAUER & GOLDBRUNNER, 1997). Der freie Überlauf betrug anfangs 1 I/s bei einer Auslauftemperatur von 48 bis 52 °C. Der Schließdruck lag bei 2,4 bar. Im Jahr 1976 wurde eine Auslauftemperatur von 44 °C bei einem Pumpbetrieb von 2 I/s nachgewiesen. Bei einer im Jahr 1982 durchgeführten Beprobung lagen der freie Überlauf bei 0,4 I/s und die Auslauftemperatur bei 27,5 °C.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser der Tiefbohrung Obernberg Oberfeld 1 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.100 mg/l (Tab. 32). Informationen zu Isotopen und frei aufsteigenden Gasen liegen nicht vor. Es ist davon auszugehen, dass ähnliche hydrochemische Bedingungen wie bei den anderen Tiefbohrungen vorherrschen, bei denen ebenfalls die Karbonate des Oberjura ("Malm") den Aquifer bilden.

Obernberg Thermal 1 wies einen Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.500 mg/l auf. Auffallend war der hohe lodidgehalt von ca. 1,4 mg/l.

3.2.11 Dublette Geinberg (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bei der Dublette Geinberg fungiert Geinberg Thermal 2 als Produktionsbohrung und Geinberg 1 als Reinjektionsbohrung (Abb. 23). Die Dublette Geinberg wird zum größten Teil für Heizzwecke genutzt (Tab. 14 in Kap. 1.5). Das Maß der Wasserbenutzung ist laut wasserrechtlicher Bewilligung für die Entnahme und Reinjektion von Thermalwasser zur geothermischen und balneologischen Nutzung gemeinsam auf maximal 709.258 m³/ Jahr festgesetzt (2.851 m³/Tag). Rund 8 % des Volumenstroms werden balneologisch für die Therme Geinberg genutzt. Durch Einbau einer Tauchkreiselpumpe in das Förderbohrloch Geinberg Thermal 2 Ende 2012 wurde die Produktion auf 52 l/s gesteigert. Der Probebetrieb mit dieser Förderrate wurde im September 2014 erfolgreich abgeschlossen.

Bei der im Jahr 1974 niedergebrachten Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrung Geinberg 1 wurden keine wirtschaftlich gewinnbaren Kohlenwasserstoffe gefunden, doch es konnte in den Karbonaten des Oberjura Thermalwasser angetroffen werden (AUSTROMI-NERAL, 1980). Zunächst wurde die Bohrung jedoch verschlossen. Im Jahr 1979 erfolgte der Ausbau der Tiefbohrung für eine geothermische Nutzung. So wurde schon ab den frühen 1980er Jahren das Thermalwasser energetisch genutzt. Damit handelt es sich bei Geinberg um eines der ersten österreichischen Geothermie-Projekte. Im Jahr 1998 folgte die Niederbringung von



Lage der Erschließungen bei Geinberg.

Geinberg Thermal 2, in der Folge fanden wasserwirtschaftliche Versuche und ein Probebetrieb (11.1998 bis 09.1999) statt (GOLDBRUNNER et al., 1999). Seit Oktober 1999 befindet sich die Dublette Geinberg im Dauerbetrieb. Die Thermenanlage wurde im Jahr 1998 errichtet.

Hydrogeologie

Die vertikale Tiefbohrung Geinberg 1 wurde von der RAG zunächst bis auf eine Teufe von 2.167,0 m niedergebracht (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1992) (Abb. 24). Für die geothermische Nutzung wurde sie in Folge bis auf 2.180,5 m vertieft und verblieb in den Karbonaten des Oberjura ("Malm"). Dieser Horizont wurde, nachdem die Sedimente der Molassezone (Miozän, Oligozän und Obereozän) und Gesteine der Oberkreide durchörtert wurden, bei 2.127,0 m (TVD) angetroffen. Ein Bohrprofil befindet sich in Tabelle 27. Die offene Bohrlochstrecke erfasst die Thermalwasser führenden Liegendschichten der Oberkreide (Sandsteine des Cenomaniums) sowie die verkarsteten Karbonate des Oberjura von 2.116,3 bis 2.176,5 m. Das Thermalwasser läuft aufgrund der temperaturbedingten geringen Dichte der Wassersäule artesisch über, obwohl der Druck im Aquifer an sich leicht unterhydrostatisch ist. Der nicht statische Lagerstättendruck lag im Jahr 1979 in einer Teufe von 2.000,0 m bei 191,3 bar (TESCO, 1980, zit. nach BAUER & GOLDBRUNNER, 1997). Außerdem beträgt die Lagerstättentemperatur bei der End-

Teufen TVD (m u. GOK)	Geinberg 1	Teufen TVD (m u. GOK)	Geinberg Thermal 2
-28,0	Quartär	-34,0	Quartär
-563,0	Ottnangium -563,0: Innviertel-Gruppe	-588,0	Ottnangium -568,0: Innviertel-Gruppe
-1.124,5	Egerium -840,0: Obere Puchkirchen-Formation -1.124,5: Untere Puchkirchen-Formation	-1.108,0	Egerium -835,0: Obere Puchkirchen-Formation -1.108,0: Untere Puchkirchen-Formation
-1.379,6	Kiscellium -1.334,4: "Rupel", Tonmergelstufe -1.360,0: Bändermergel -1.370,0: Heller Mergelkalk -1.379,6: "Lattorf-Fischschiefer"	-1.361,0	Kiscellium -1.320,5: "Rupel", Tonmergelstufe -1.344,5: "Rupel", Bändermergel -1.352,5: "Rupel", Heller Mergelkalk -1.361,0: "Lattorf-Fischschiefer"
-1.389,7	Obereozän -1.387,2: Lithothamnienkalk -1.389,7: Sandsteinstufe	-1.371,0	Obereozän -1.368,5: Lithothamnienkalk -1.371,0: Sandsteinstufe
-2.127,0	Oberkreide -1.728,5: "Untercampanium" -1.865,0: Santonium -2.051,0: Coniacium–"Oberturonium" -2.096,2: "Unterturonium" -2.127,0: Cenomanium)	-2.120,0	Oberkreide -1.704,0: "Untercampanium" -1.845,0: Santonium -2.048,0: Coniacium–"Oberturonium" -2.087,0: "Unterturonium" -2.120,0: Cenomanium
-2.167,0 (ET)	Oberjura ("Malm")	-2.225,0 (ET)	Oberjura ("Malm")

Tab. 27.

Bohrprofile von Geinberg 1 und Geinberg Thermal 2 (nach GOLDBRUNNER et al., 1999). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 157).

teufe rund 106 °C (GOLDBRUNNER & GOLD, 2002a). Bei einer Förderrate von ca. 20 l/s liegt die Auslauftemperatur bei rund 100 °C. Im Zuge eines Reinjektionstestes, durchgeführt vom 19.10. bis 27.11.1998, konnte bei einer Durchflussrate von 30 l/s ein Reinjektionsdruck von 1,9 bar festgestellt werden. Die Auswertung eines hydraulischen Tests bei der offenen Bohrlochstrecke ergab zudem einen Durchlässigkeitswert von 1,4 x 10⁻⁶ m/s (BAUER & GOLDBRUNNER, 1997).

Die als Produktionssonde fungierende artesische Tiefbohrung Geinberg Thermal 2 wurde in einer Entfernung von 20 m zu Geinberg Thermal 1 niedergebracht. Um den hydraulisch notwendigen Abstand zwischen der Entnahme und Reinjektion zu gewährleisten, musste die Bohrung abgelenkt werden (GOLDBRUNNER et al., 1999). Der vertikale Abschnitt reicht bis 700 m unter GOK, bevor die Ablenkung Richtung Norden mit einem Winkel von ca. 56° fortsetzt. Die Endteufe beträgt 3.155,0 m MD (2.225,0 m TVD). Die offene Bohrlochstrecke befindet sich von 2.879,5 bis 3.155,0 m MD und umfasst somit wie bei Geinberg Thermal 1 die Thermalwasser führenden Sandsteine des Cenomaniums sowie die verkarsteten Karbonate des Oberjura ("Malm"). Bezüglich der Karbonate ist anzumerken, dass bei ca. 3.100,0 m MD eine Störung durchörtert wurde bzw. kam es zu einem Auftreten tieferer Schichten in einer höheren Position. Bei einem Auslaufversuch, durchgeführt vom 25.09 bis 12.10.1998, wurde eine Transmissivität von 2,0 bis 6,2 x 10⁻⁴ m²/s bestimmt (Goldbrun-NER et al., 2007a). In den Produktionsjahren 2006 bis 2010 lag der Schließdruck bei ca. 2 bar, es kam jedoch zu saisonalen Schwankungen (Goldbrunner & Shirbaz, 2012).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Schwefel-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.000 mg/l. Die Auslauftemperatur beträgt knapp 100 °C. Die hydrochemischen Analysen der beiden Bohrungen sind sich erwartungsgemäß sehr ähnlich (Tab. 32). Aufgrund des Fehlens von Tritium dürften keine jungen oberflächen-



Abb. 24. Geologisches Profil der Dublette Geinberg (verändert nach Goldbrunner, 2000).

nahen Wässer beigemengt sein. Die Werte von Sauerstoff-18 (-10,64 ‰) und Deuterium (-78,20 ‰) deuten auf eine meteorische Herkunft sowie ein kaltzeitliches Grundwasseralter hin (Tab. 33).

3.2.12 Dublette Altheim (OÖ)

Aktuelle Nutzung

Das aus der Tiefbohrung Altheim Thermal 1a (Abb. 25) geförderte Thermalwasser wird für eine Fernwärmeanlage und die Erzeugung von Strom (ORC-Anlage) genutzt (Tab. 14 in Kap. 1.5). Eine balneologische Nutzung findet jedoch nicht statt. Es besteht ein Dublettenbetrieb, bei dem Altheim Thermal 2 (Abb. 25) als Reinjektionssonde dient. Das Maß der Wasserbenutzung für die Entnahme und Reinjektion von Thermalwasser beträgt mit wasserrechtlicher Bewilligung maximal 80 l/s bzw. 6.912 m³/Tag.

Nachdem technische Studien, durchgeführt im Zeitraum 1981 bis 1984, positive Aussichten für die Erschließung von Thermalwasser im Raum Altheim prognostizierten, wurde 1985 der Bohrpunkt für die Aufschlussbohrung festgelegt (GOLDBRUNNER, 1990). In der Folge wurde im Jahr 1989 im Auftrag der Stadtgemeinde Altheim eine erfolgreiche Geothermiebohrung (Altheim 1) abgeteuft (HAFEN et al., 2004). Erst 1998 kam es zur Niederbringung der abgelenkten Reinjektionsbohrung Altheim Thermal 2.

Hydrogeologie

Altheim Thermal 1 wurde zunächst als Vertikalbohrung niedergebracht. Der Anschlagpunkt erfolgte auf Basis von reflexionsseismischen Unterlagen im Bereich eines auf Höhe des Ortskernes von Altheim durchstreichenden synthetischen Bruches (GOLDBRUNNER, 1990). Das Ziel war die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura ("Malm") in strukturell und faziell günstiger Position zu erschließen. Da die prinzipiell erfolgreiche ers-

Altheim Thermal 1 – Erste Bonrung
Quartär
Ottnangium -412,0: Innviertel-Gruppe
Eggenburgium -601,0: Haller Serie
Egerium -994,0: Obere Puchkirchen-Formation -1.290,0: Untere Puchkirchen-Formation
Kiscellium -1.525,0: Tonmergelstufe -1.567,0: Bändermergel -1.577,0: Heller Mergelkalk -1.592,0: "Lattorf-Fischschiefer"
Obereozän -1.606,0: Lithothamnienkalk -1.608,0: Cerithienschichten -1.612,0: Limnische Serie
Oberkreide
Jura
Kristallin (ET)

0. 28.

Bohrprofil von Altheim Thermal 1 (nach RUPP, 2011).

te Bohrung bei 1.900,0 m eine Verengung aufwies, wodurch ein drastischer Schüttungsrückgang verursacht wurde, musste eine Ablenkung durchgeführt werden (Tab. 28). Bis zu dem Ablenkungspunkt bei 1.772,0 m unter GOK handelt es sich somit um eine Vertikalbohrung und darunter bis zur Endteufe von 2.306,0 m MD um eine abgelenkte Bohrung mit einem maximalen Ablenkungswinkel von 4,8°. Die offene Bohrlochstrecke der abgelenkten Bohrung erfasst von 2.146,0 m bis zur Endteufe Thermalwasser führende Karbonate des Oberjura (Abb. 26). Aufgrund der bruchnäheren Position wurde zudem eine deutlich höhere Durchlässigkeit als zuvor bei der nicht abgelenkten Bohrung erzielt. Nach der Fertigstellung im Jahr 1990 lief die Sonde



Abb. 25. Lage der Erschließungen in Altheim

mit 46 l/s und einer maximalen Auslauftemperatur von 104 °C artesisch über. Zudem wurde ein Schließdruck von 4,2 bar gemessen. Bei einer Thermalwasserentnahme von 80 l/s betrug die Absenkung rund 80 m unter GOK und bei einer Entnahme von 100 l/s etwa 120 m. Die Auswertung eines hydraulischen Versuchs vom 01.07.2004 bis 05.09.2004 ergab zudem eine Transmissivität von 2,4 x 10⁻³ m²/s (HAFEN et al., 2004). Zwischen 2008 und 2010 wurde außerdem ein durchschnittlicher Schließdruck von 3,2 bar bestimmt, die Auslauftemperatur lag in den Jahren 2006 bis 2010 in Abhängigkeit von der Förderrate durchschnittlich bei 99,2 °C (GOLD-BRUNNER & SHIRBAZ, 2012).

In rund 75 m Entfernung zu Altheim Thermal 1 wurde Thermal 2 bis auf eine Endteufe von 2.165,0 m TVD bzw. 3.078,0 m MD niedergebracht (WALKER-HERTKORN & UHLIG, 2001). Ab 480 m erfolgte eine Ablenkung mit ca. 70°. Die offene Bohrlochstrecke von 2.984 m MD bis zur Endteufe erfasst die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura. Zudem wurde im Bereich der Grenze Cenomanium/Oberjura eine Störung angetroffen. Im Zuge eines Auslaufversuches, durchgeführt am 12.08.1998, stellte sich nach 24 Stunden bei einer Förderrate von 52,8 I/s eine Auslauftemperatur von 93 °C ein. Ein Reinjektionstest wurde anschließend über einen Zeitraum von 20 Tagen mit einer Reinjektionsrate von 20 I/s und einer Injektionstemperatur von 82 °C im Mittel durchgeführt. Bei diesem Versuch betrug der Reinjektionsdruck rund 2 bar. Schlussendlich ist anzumerken, dass die Reinjektionstemperatur in den Jahren 2006 bis 2010 im Durchschnitt bei 61,2 °C lag (Gold-BRUNNER & SHIRBAZ, 2012).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser der Tiefbohrung Altheim Thermal 1/1a handelt es sich um einen schwefelhaltigen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 1.000 mg/l (Tab. 32). Auffallend ist der hohe Fluoridgehalt von 5 bis 6 mg/l, der auf einen Kontakt mit dem kristallinen Untergrund hinweist. Aufgrund der Werte von Sauerstoff-18 (-10,20 ‰) und Deuterium (-82,70 ‰) ist ein vadoser Ursprung und ein kaltzeitliches Grundwasseralter anzunehmen (Tab. 33). Das Wasser ist tritiumfrei, es besteht also keine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer.

3.2.13 Dublette Simbach-Braunau (OÖ)

Aktuelle Nutzung

Das Thermalwasser der Dublette Simbach-Braunau (Abb. 27) wird ausschließlich geothermisch genutzt und zur Gänze reinjiziert (Tab. 14 in Kap. 1.5). Hierbei agieren Thermal 2 als Produktions- und Thermal 1 als Reinjektionssonde. Die Jahresentnahmemenge ist laut was-



Abb. 26.

Profilschnitt der Dublette Altheim (verändert nach WALKER-HERTKORN & UHLIG, 2001). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 157).



serrechtlicher Bewilligung auf maximal 2,500.000 m³ pro Jahr (7.776 m³/Tag bzw. 90 l/s) festgelegt. Die Entnahmetemperatur liegt bei rund 80 °C. Aufgrund der verstärkten Abnahme im Fernwärmenetz wurde die Förderung im September 2014 durch Einbau einer stärkeren Tauchkreiselpumpe auf 90 l/s erhöht, nachdem die Bestandspumpe über 12 Jahre ohne technische Probleme in Betrieb war.

Bei der Dublette Simbach-Braunau handelt es sich um eine Fernwärmeanlage, die grenzüberschreitend für die Städte Simbach und Braunau konzipiert wurde. Die ersten Gutachten zur Erschließung von Thermalwasser für die Stadt Simbach stammen aus dem Jahr 1974 (Information der Gemeinde Simbach). Im Jahr 1999 wurden beide Bohrungen von der RAG abgeteuft. Ein Teil der Fernwärmeanlage ging bereits Ende 2000 in Betrieb, doch die Fertigstellung des Hauptausbaus erfolgte 2003.

Hydrogeologie

Die Dublette Simbach-Braunau, bestehend aus der Fördersonde Simbach-Braunau 2 und der Reinjektionssonde Simbach-Braunau 1, befindet sich im zentralen Bereich des niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebeckens bzw. im Grenzgebiet von Österreich und Deutschland.

Bei der artesischen Vertikalbohrung Simbach-Braunau Thermal 1 reichen die Sedimente der Beckenfüllung mit einem stratigrafischen Umfang von Quartär bis Obereozän bis 1.425,5 m unter GOK (GOLDBRUNNER et al., 2008) (Abb. 28). Im Liegenden folgen die Sedimentgesteine der Oberkreide, bevor ab 1.737,1 m die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura ("Malm") anschließen (Tab. 29). Der Hauptzufluss findet in der offenen Bohrlochstrecke von 1.844,8 m bis zur Endteufe statt. Zudem ist zu erwähnen, dass der kristalline Untergrund nicht erreicht wurde. Bei Simbach-Braunau Thermal 2 handelt es sich um eine abgelenkte Tiefbohrung, die bis 1.941,7 m unter GOK (3.203 m MD) abgeteuft wurde (GOLDBRUNNER et al., 2008). Der Ansatzpunkt ist nur 15 m von der ersten Bohrung entfernt. Bis 800 m verläuft sie ebenfalls vertikal, erst dann wurde sie Richtung SE mit einem Winkel von rund 70° gegen die Vertikale abgelenkt und quert den Inn bzw. die Grenze Österreich/Deutschland. Mit einer horizontalen Entfernung von 2,2 km zum Ansatzpunkt befindet sich die Bohrlochsohle bereits im Untergrund des Stadtgebiets von Braunau. Der Hauptzufluss findet ebenfalls in den Karbonaten des Oberjura statt

Teufen TVD (m u. GOK)	Simbach-Braunau Thermal 1
-5,4	Quartär
-434,6	Ottnangium -434,6: Innviertel-Gruppe
-587,5	Eggenburgium -587,5: Haller Schlier
-1.135,0	Egerium -821,0: Obere Puchkirchen-Formation -1.135,0: Untere Puchkirchen-Formation
-1.410,0	Kiscellium -1.357,4: Tonmergelstufe -1.394,2: Bändermergel -1.402,6: Heller Mergelkalk -1.410,0: "Lattorf-Fischschiefer"
-1.425,5	Obereozän -1.415,3: Lithothamnienkalk -1.425,5: Sandsteinstufe
-1.737,1	Oberkreide -1.492,0: Santonium -1.661,0: Coniacium–oberes Turonium -1.771,6: unteres Turonium -1.737,1: Cenomanium)
-1.848,0 (ET)	Oberjura ("Malm")

Tab. 29.

Bohrprofil von Simbach-Braunau Thermal 1 (nach GOLDBRUNNER et al., 2000).



Geologisches Profil der Dublette Simbach-Braunau (verändert nach GOLDBRUNNER et al., 2000).

und befindet sich von 1.907.6 m TVD bis zur Endteufe. Zudem herrschen artesische Verhältnisse vor. das belegen seit 2003 in monatlichen Abständen durchgeführte Schließdruckmessungen. Diese ergaben einen Durchschnittswert von 3,62 bar (Stand 2011) (GOLDBRUNNER & SHIRBAZ, 2012). GOLDBRUNNER & GOLD (2002b) geben für eine Förderrate von 80 l/s eine Auslauftemperatur von rund 80 °C an. Durch einen Pump- und Reiniektionsversuch, durchgeführt vom 10.04. bis 18.08.2001, konnte eine Transmissivität von 3,42 x 10-3 m²/s bestimmt werden. Die Förderrate betrug bei diesem Versuch in der ersten Phase 65,3 l/s (Absenkung = 63,84 m) und 74,1 l/s in der zweiten Phase (Absenkung = 82,8 m). Durch mehrere wasserwirtschaftliche Versuche wurde auch festgestellt, dass der wesentliche Teil der Aufspiegelung, z.B. nach Beendigung eines Pumpversuches, innerhalb von einer Stunde erfolgt. Dies deutet auf eine starke Klüftigkeit hin.

Hydrochemie

54

Das Thermalwasser vom Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ weist eine Gesamtmineralisation von ca. 1.100 mg/l und eine Auslauftemperatur von rund 80 °C auf (Tab. 32). Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist ein Einfluss von jungem Grundwasser auszuschließen (Tab. 33). Nach OSENBRÜCK (2002) liegen die Isotopensignaturen von Sauerstoff-18 (-10,78 bis -10,82 ‰) und Deuterium (-82,6 ‰) unterhalb der

L 700) G

Niederschlagsgeraden. Laut dem Autor könnte beim Sauerstoff-18 jedoch ein Austauschprozess mit sauerstoffhaltigen Gesteinsmineralien stattgefunden haben, andererseits ist auch ein Einfluss durch Formationswässer, die sich über den Thermalwasser führenden Karbonaten befinden, möglich. Aufgrund der Sauerstoff-18-Abreicherung ist ein kaltzeitliches Grundwasseralter anzunehmen. Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Methan (58,5 bis 61,5 Vol.%) und Stickstoff (27,5 bis 30,3 Vol.%) (Tab. 34). 3.2.14 Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen Thermalwasservorkommen in der österreichischen Molassezone

STM 5a	06.04.1984		434	14,4	7,34		4,1	1,2	98,7	1,8	105,8		278,3	2,5	2,9	283,7						
Fraham 1a	30.10.1991		450	10	8,23		7,3	0,88	88	0,8	96,98		281,91	7,97	7,78	297,66						
Fraham 5	04.05.1995		457	17,6	8,32		5,7	1	103	1,6	111,3		282,5	6,7	7,8	297						
St. Marienkirchen 6	28.03.1995		403	16,8			11,2	2,5	83,8	1,6	99,1		261,2	1,8	6,8	269,8						
Leppersdorf, Heilquelle (Scharten 1)	03.05.1995		470 (25 °C)	20,6	8,65		5,5	1,6	104,1	1,5	112,7		289,2	7,5	5,7	302,4						
Leppersdorf, Heilquelle (Scharten 1)	28.11.2005		388 (20 °C)		7,75		10,6	1,48			12,08			3,9	-1	3,9			1.300			
Bad Hall, Mühlgrub 1	05.09.1973	0,3	24.600 (20 °C)	19,7	7,4		128,5	95,4	5.838	20,6	6.082,5		334,3	9.374	-1	9.708,3		1.100	28.300	2.250	6	
Bad Hall, Mühlgrub 1	24.07.2003	0,3	25.300 (25 °C)	17,8	7,87		123,1	97	5.576		5.796,1		303	8.930	<1	9.233			28.000			
Bad Hall V18	20.04.1970	0,7	27.380	9,8	7,65		223,7	105,1	6.654	34,1	7.016,9		285,5	10.929		11.214,5			47.700			
Bad Hall V18	24.07.2003	0,7	30.200	17,6	7,82		211,6	97,1	6.875		7.183,7		304	11.138	-1	11.442			52.600			
Bad Hall 1	15.07.1981	0,26	27.600	19,6	7,7		202,9	121,2	7.141,3		7.465,4		278,6	11.574,2	1,2	11.854			27.200	300		
Bad Hall 1	24.07.2003	0,3	32.900	15,5	7,78		209	117,8	7.254		7.580,8		277	11.756	-1	12.033			34.900			
Laa a. d. Thaya, Thermal Süd 1 (Egerium)	30.01.1996		32.320 (25°C)	56,5	6,9		561,1	240	7.540,5	76,43	8.418,03		317,9	13.313		13.630,9			86.800	5.360		
Laa a. d. Thaya, Thermal Süd 1 (Oberjura)	13.10.1993			65			2.612,5	503,8	13.600	470	17.186,3		265,55	27.496	33,75	27.795,3			42.080	13.950		
Laa a. d. Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjua)	20.03.1996	6		41,4	7,36		191,31	90,49	3.476	79,26	3.837,06		579,5	5.718,1	5,45	6.303,05			25.200	2.740		
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Нd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH_4)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)

STM 5a																389,5			389,5		15	ı; 7: Lеірект &
Fraham 1a																394,64			394,64		14	Weber, 1993a
Fraham 5																408,3			408,3		13	ier, 2003; 5:
St. Marienkirchen 6																368,9			368,9		12	6, 8: Buchberg
Leppersdorf, Heilquelle (Scharten 1)																415,1			415,1		11	оцв, 1997; 4,
Leppersdorf, Heilquelle (Scharten 1)	< 10			28,9												17,31			17,31		10	
Bad Hall, Mühlgrub 1	16.000 (2+)		650			15.200		104.000	006		40.000			10,5	67,5	16.077,21	44,7		16.027,91		6	997; 2, 3: Gou
Bad Hall, Mühlgrub 1	3.000 (2+)							94.400			34.100					15.188,6	38,7		15.2227,3		8	n & Stehlik, 19
Bad Hall V18	8.300							125.100	1.100		41.300			11,5		18.466,4	27,1		18.493,5		7	n (1: Friedman 6).
Bad Hall V18	8.900 (2+)							110.200			39.800					18.837,2	52,8		18.890		9	л und Frahan Sснивект, 199
Bad Hall 1	5.100 (2+)	1.000		200		18.800		126.500			44.600					19.543,1	32,2		19.575,3		5	Marienkirche 996; 12, 13:
Bad Hall 1	6.800 (2+)							110.500			41.000					19.807	36,4		19.843,4		4	charten, St. I 15: Sordian, 1
Laa a. d. Thaya, Thermal Süd 1 (Egerium)	7.800 (2+)		2.300	90 (2+)		36.100		100.800	1.010		66.000			58,7	297	22.710,89			22.710,89		3	eppersdorf, S 05a; 11, 14,
Laa a. d. Thaya, Thermal Süd 1 (Oberjura)	15.200 (2+)		5.130	260 (2+)		137.300		117.290	4.500		18.550			42,9	119,98	45.498,74			45.498,74		2	ι, Bad Hall, Lı : Haginger, 20
Laa a. d. Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjua)	8.430 (2+)		970	120 (2+)		10.230		23.450	6.950		9.050			22,59	66,77	10.316,61	51		10.367,61		1	an der Thaya LER, 1975; 10
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)	Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (µg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	Gel. Schwefelwas- serstoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 30. Hydrochemie von Laa Deuringer, 1970; 9: Eich

Reichersberg 2	21.04.1982	2,7	1.356 (20 °C)	57,7	7,4		22,9	5,2	300	14,8	342,9		591,9	180,7	1,55	774,15			1.950	92,5	2,3		210 (2+)	11
St. Martin, Thermal 1a	2009		1.290	87	7,6		7,6	1,4	294	15	318		578	154	7	739			2.000					
Haag, Thermal 1	25.05.1992	4,8	1.875 (25 °C)	78	7,15		14,85	3,4	394,6	16,25	429,1		678,5	235,8	40,5	954,8		12,4	1.500	740	< 0,7	0,6	380 (2+)	< 0,6
Haag, Thermal 1	29.04.2009		1.997		7,2		13	2,1	430	18,7	463,8		713	234	43,4	990,4			2.100					
Raab, Thermal 1	01.11.1991	20	298	20	8,5		5,8	1,2	73	2,8	82,8		207	1,8	10,3	219,1								
Gallspach, Thermal 1	22.07.1995	1,5	2.530 (25 °C)	42,5	7,83		3,03	2,22	589	6,25	600,5		978,1	324	28,3	1.330,4		34	3.730	49,2	< 0,6	< 0,5	320 (2+)	< 0,8
Gallspach, Thermal 1	10.04.2008		2.460 (25 °C)	35,5	7,78		3	1,1	594	6,1	604,2		985	317	29	1.331		13	3.100	41	< 0,5	-	260 (Ges)	
Bad Schallerbach S2	1983	37,6	2.110	39,42	8,98		8,02	1,84	335,4	2,1	347,36		573,1	186,3	7,42	766,82			180				20 (2+)	
Bad Schallerbach S2	06.05.2003		768 (20 °C)	39,8	8,19		0,8	0,3	223,4	6,1	230,6		433,2	86,3	7,2	526,7		-	300	3,2	< 0,5	2	10 (Ges)	1,2
Bad Schallerbach S2	2010		745	40,2	8,2		1,1	< 0,5	178	1,2	180,3		438	75	3,9	516,9			330					
Bad Schallerbach S1	1922			36,25			1,91	0,6	140,1	7,29	149,9		312,63	37,14	7,16	356,93		100	1.430				230 (2+)	
Bad Schallerbach S1	1953	50		37,2			2,8	0,77	137,5	0,82	141,89		266,53	45,37	5,86	317,76		210	170				110 (2+)	
Bad Schallerbach S1	1983	45	690 (20 °C)	37,38	8,22		3,06	0,84	136,2	1,21	141,31		276,8	42,15	6,02	324,97		188	110	10			70 (2+)	4
Bad Schallerbach S1	06.05.2003		511 (20 °C)	36,5	8,29		2,9	0,55	155,7	3,6	162,75		363,3	25,6	6,7	395,6		< 0,1	200	4,7	< 0,5	1	10 (Ges)	2,4
Bad Schallerbach S1	2010		510	37,1	8,2		2,5	0,8	164	1,3	168,6		319	22	6,3	347,3			240					
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	РН	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

Reichersberg 2	320	30	< 0,1	407		810	6.100	100	480			50,9	8,6	1.187,06	52,5	0,03	1.239,59		15	
St. Martin, Thermal 1a							7.700							1.066,70			1.066,70		14	а Пинсестат 6
Haag, Thermal 1	275	37	< 0,15	360		380	3.750	272	< 10			129	15,8	1.536,41			1.536,41	0,45	13	ISCHE CHEMIE DI
Haag, Thermal 1														1.456,3			1.456,3		12	тітіт бів Анагут
Raab, Thermal 1														301,9			301,9		11	13a. 3 8. Inc.
Gallspach, Thermal 1	143		< 0,1	125		1.240	13.100	243	440			46,2	16,1	2.012,62	25		2.037,63		10	рессноме 200
Gallspach, Thermal 1	120	10		110		2.000	11.000	160	670	< 3000		44,5	14,3	2.011,48	31	0,03	2.042,51		6	47 2019- 9- G
Bad Schallerbach S2						1.200	2.090	4.880	260					1.122,81			1.122,81	5,2	8	DIMMED & SHIDD
Bad Schallerbach S2	20	20		20		006	1.500	4.600	150			25,9	2,6	793,33	< 4	0,17	793,5	4,6	7	(1 19. Goi ne
Bad Schallerbach S2							1.400							698,93			698,93		9	Raicharchard
Bad Schallerbach S1	50							6.660	40			24,78	3,46	543,58			543,58	6,46	5	artin und tw
Bad Schallerbach S1	20	80				3.200		4.220	150	6.000		24,68	3,84	502,33			502,33	4,37	4	e Haari St M
Bad Schallerbach S1	20	50		60		2.830	740	3.880	80			21,1	5,74	501,16	4,02	3,17	508,35	3,89	e	aah Duhlett
Bad Schallerbach S1	20	60		40		1.300	600	4.100	200			28,2	0,9	593,99	< 4	0,17	594,16	4	2	1 Gallsnach I
Bad Schallerbach S1							006							517,04			517,04		-	Schallerhach
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (μg/I)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)	Gel. Schwefelwas- serstoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 31. Hvdrochemie von Rad

nach Garmeer, 1993; 4: Schemuzzvi, 2003; 9: Schemizz, 1996; 6: Franke & Dworzak, 1928, zit. nach Sorbuak, 1996; 5: Sorbuak, 1996; 6: Franke & Dworzak, 1928, zit. nach Sorbuak, 1995; 7: Greschowie, 2003b; 9: Zenee & Koch, 2008; 10: Srehuk, 1995a; 11: Schuberr, 1996; 13: Archive de Fachabetellung für Hydrogeologie und Geothermie, Geologische Bundesanstalt, 14: Golopischez, 2012; 15: Srehuk, 1983).

Simbach-Braunau, Thermal 1	09.09.1999	48,2	1.367	75,4	7,1		16	4,3	274	19,6	313,9		543	164	4,7	711,7		25	2.200	110			70	
Simbach-Braunau, Thermal 2	07.11.1999		1.324	32,6	7,1		16,3	4,9	292	23,2	336,4		551	215	2,2	768,2		410		560			310	
Simbach-Braunau, Thermal 2	04.12.2007		1.351 (25 °C)	48	7,19		13,1	4,4	276	15,4	308,9		537	146	3,6	686,6			2.100	110			50 (Ges.)	
Simbach-Braunau, Thermal 2	12.10.2010		1.300	80	7,7		13,7	4,4	281	15,7	314,8		556	163	3,2	722,2			1.800					
Altheim, Thermal 2	11.09.1998		006	67	8,12		9,5	1,3	210	21	241,8		321,76	162,19	12,7	496,65							930	
Altheim, Thermal 1a	23.04.1990		1.413 (25 °C)	98	8,4		8,7	1,52	303	15,97	329,19		548	179	6	733		120	1.200	20			< 200	
Altheim, Thermal 1a	08.05.1990		1.184	100	8,4		82	1,7	294,27	17,2	395,17		516,1	167,7	1,9	685,7			1.900				130	
Altheim, Thermal 1a	15.03.2010		1.377	59,7	8		8,4	2,3	273	20,6	304,3		530	122	3,6	655,6			841					
Geinberg, Thermal 1	04.03.1980		1.260 (20 °C)	88,8	7,7		8,26	1,39	285	16,5	311,15		527,8	158,5	7,21	693,51			2.090		7	20	140	
Geinberg, Thermal 1	23.12.1995		1.310		7,5		7,2	2	280	15	304,2		500	103	5,3	608,3			3.000				70	
Geinberg, Thermal 2	26.01.1999	19,4	1.358	99,4	7,2		9,2	1,8	286	17,6	314,6		536	161,5	4,5	702		19	2.240	170	- -	0,9	63	< 0,7
Obernberg, Thermal 1	22.04.1982	0,38	3.869 (20 °C)	27,1	8		9,26	1,57	885	(Na+K)	895,83		466,8	1.110,50	5,6	1.582,9				32,7	0,8			7,6
Obernberg, Oberfeld 1	05.03.2004		1.170	79,2	7,3		11,8	2,07	299	17,5	330,37		590,5	161	5,4	756,9			2.100				17	
Reichersberg 1	06.03.1976	0,5	5.061 (20 °C)	12	8,16		9,1	3,05	1189,4	(Na+K)	1.201,55		591,9	1.521,50	5,1	2.118,5			5.520				2.800 (2+)	
Reichersberg 1	18.03.2005		1.480 (20 °C)		6,95		15,5	2,6	418	19,1	455,2		600	268	2,9	870,9							233	
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	РН	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na+)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (Cl)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

Simbach-Braunau, Thermal 1	250			330		780	5.600	.700	180			47	7,87	1.092,32			1.092,32		15	t al., 2007b; Geothermie,
Simbach-Braunau, Thermal 2	250	14		630 (870	6.700	2.900	470			47	9,55	1.174,26			1.174,26	2,9	14	Goldbrunner e geologie und
Simbach-Braunau, Thermal 2	400	20		590			6.000	3.100				56	8,99	1.072,86			1.072,86	3,1	13	енык, 1976; 3: ung für Hydro
Simbach-Braunau, Thermal 2							5.800							1.044,60			1.044,60		12	2005b; 2: STE ler Fachabteil
Altheim, Thermal 2	400					820	5.560	650		4.100		62,4	0,8	814,11			814,11		11	au 1: Haginger,); 11: Archiv c
Altheim, Thermal 1a	280		< 5	500		1.000	4.830	2.000				71,3	9,55	1.153,04			1.153,04		10	ıbach-Brauna _{овкимиек} , 1990
Altheim, Thermal 1a	280					600	6.000	2.170	470	060.6		94,55	9,73	1.205,79		0,04	1.205,83	2,15	6	Dublette Sirr 990; 10: Gold
Altheim, Thermal 1a														960,74			960,74		8	e Altheim und & Job-Egger, 1
Geinberg, Thermal 1	300		10			480	6.060		510			104	78	1.196,28	13,8		1.210,08	2,26	7	berg, Dublett 2; 9: DeerJen 8 002).
Geinberg, Thermal 1		< 10					5.700							921,27		0,8	922,07		6	Jublette Gein & SHIRBAZ, 201 OSENBRÜCK, 21
Geinberg, Thermal 2	270	30	< 0,1	500			3.000	2.170	60			91,7	10,6	1.127,42	15,4	1,4	1.144,22	3,4	5	: Obernberg, I Goldbrunner (2008; 14, 15:
Obernberg, Thermal 1		41	< 0,1						1.400					2.480,21			2.480,21		4	31), Dublette t al., 1980; 8: 13: Еіснімсев,
Obernberg, Oberfeld 1		< 5												1.089,39			1.089,39		3	auch in Tab. ; 7: DeetJen e [:] HIRBAZ, 2012;
Reichersberg 1							1.900		2.600			25,9	44,3	3.403,07	6		3.412,07		2	sberg (ein Teil Forster, 1996 .DBRUNNER & SH
Reichersberg 1		9,9					6.300							1.332,64			1.332,64		Ŧ	ette Reichers Lz, 1999a; 6: istalt; 12: GoL
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (µg/I)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)	Gel. Schwefel- wasserstoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 32. Hydrochemie von Dubl 4: Stehuk, 1983c; 5: Poi Geologische Bundesan

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (%o)	Schwefel-34 (%)	Radium-226 (Bq/I)	Radon 222 (Bq/l)
Laa an der Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjura)	1	1996					-5,45	-46,5			
Laa an der Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjura)	2	20.03.1996								3,33	
Laa an der Thaya, Thermal Süd 1 (Oberjura)	3	1993					-0,38	-16,1			
Laa an der Thaya, Thermal Süd 1 (Egerium)	4	13.02.1995					+0,73	-19,2			
Reichersberg 2	5	21.04.1982								0,081	5,6
Reichersberg 2	6	1998					-10,3	-80,0			
Obernberg, Thermal 1	7	21.04.1982				0,58				0,019	6,7
St. Martin, Thermal 1a	8	14.04.1999	3,88		-1,30	0,07	-10,38	-79,5			
Leppersdorf Heilquelle (Scharten 1)	9	07.11.1991			-15,34	1	-11,78	-84,6			
Leppersdorf Heilquelle (Scharten 1)	10	1994	15,09	14.300							
St. Marienkirchen 6	11	28.03.1995	19,83	12.000	-15,05	< NWG	-12,12	-86,30			
Fraham 5	12	04.05.1995	19,05	12.400	-16,04	< NWG	-11,95	-85,3			
Geinberg, Thermal 2	13	26.01.1999				< 1,2				0,148	11,3
Geinberg, Thermal 2	14	22.03.2001					-10,66	-80,5			
Geinberg, Thermal 1	15	07.12.1979	5,43	22.100		? 2,1	-10,64	-78,2			
Geinberg, Thermal 1	16	23.12.1995			-1,91	< 1	-10,74	-78,70			
Simbach-Braunau, Thermal 2	17	04.12.2007	< 2		-4,5	< 0,6	-10,9	-83,4			
Simbach-Braunau, Thermal 2	18	03.07.2001	< 1,0		-3	< 0,6	-10,82	-83,3	18,2	0,152	10,4
Simbach-Braunau, Thermal 1	19	09.09.1999	< 2,0		-2,8	< 0,8	-10,78	-82,6	14,9	0,170	4,1
Altheim, Thermal 1a	20	24.07.2003			-4,0	0,2		-80,3			
Altheim, Thermal 1a	21	11.06.1990			-1,39	< 1,5	-10,20	-82,7		0,0137	5,3
Bad Schallerbach S1	22	29.03.1995	24,01	10.500 (Vogel)	-15,12		-11,26	-79,3			
Bad Schallerbach S1	23	1991			-15,34		-11,78	-84,6			
Bad Schallerbach S1	24	1983								0,03	18,5
Bad Schallerbach S2	25	29.03.1995	11,81	16.300 (Vogel)	-12,13		-11,59	-81,8			
Gallspach, Thermal 1	26	22.07.1995				0,5				0,02	15,23
Bad Hall, Paracelsusquelle (Feyregg)	27	1982					+0,33	-12			
Bad Hall, Tassiloquelle	28	1982					-1,67	-25			
Bad Hall, Tassiloquelle	29	11.07.1984				0,40					
Raab, Thermal 1	30	11.1991			-12,26	0,9	-11,77	-84,3			

Tab. 33.

Tab. 33.
Isotopenanalysen von Laa an der Thaya, Reichersberg, Obernberg, St. Martin im Innkreis, Leppersdorf, Geinberg, Simbach-Braunau, Altheim, Bad Schallerbach, Gallspach und Bad Hall (1, 3, 4: Goldbrunner & Kolb, 1997; 2: FRIEdmann & Stehlik, 1997; 5: Stehlik, 1983a; 6: Huber, 1998, zit. nach Goldbrunner et al., 2007a; 7: Stehlik, 1983c; 8: Tesch, 1999, zit. nach Goldbrunner et al., 2007a; 7: Stehlik, 1983c; 8: Tesch, 1999, zit. nach Goldbrunner et al., 2007a; 9, 11, 12, 30: Schubert, 1996; 10: Hacker, 1994, zit. nach Goldbrunner et al., 2007a; 15: Hacker, 1999; 14: Papesch, 2001, zit. nach Goldbrunner et al., 2007a; 15: Hacker, 1980; 16: Forster, 1996; 17: Eichinger, 2008; 18, 19: Osenbrück, 2002; 20: Tesch, 2003, zit. nach Goldbrunner et al., 2007a; 21: Forster, 1993; 22, 23, 25: Schubert, 1996; 24: Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, 1983, zit. nach Gattinger, 1993; 26: Stehlik, 1995a; 27–29: Goldbrunner, 1988).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüttung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasser- stoff (Vol.%)
Laa a. d. Thaya, Thermal Nord 1	1	Unbekannt	5,14 l/s			94				
Reichersberg 2	1	21.04.1982		16,56	9,25	73,77				0,01
St. Martin, Thermal 1a	2	20.11.2012		20,10	25,4	53,1	1,1	0,31	0,02	
Simbach-Braunau, Thermal 2	3	24.09.2010		10,60	27,5	61,5				
Simbach-Braunau, Thermal 2	4	04.12.2007		8,5	30,3	58,5	1,5	0,26	0,072	0,09
Bad Schallerbach S1	5	06.05.2003	55 ± 10 ml/min	0,5	78 Restgas	20	< 0,5			
Bad Schallerbach S1	6	1983	64,8 ml/ min	0,52	77,55 Restgas	18,7	3,06			0,17
Bad Schallerbach S2	7	06.05.2003	$30 \pm 5 \text{ ml/}$ min	< 0,5	56 Restgas	44	< 0,5			
Bad Schallerbach S2	8	1983	15 ml/min	0	52,2 Restgas	46,4				0,7
Gallspach, Thermal 1	9	22.07.1995		1,98	23,52	73,26		0,44	0,09	
Haag, Thermal 1	10	25.05.1992	0,27 l/s bei Wasserför- derrate von 4,8 l/s	17,71	22,95	57,78	0,66 +Argon	0,45	0,12	< 0,02
Bad Hall, Mühlgrub 1	11	05.09.1973		0,03	0,47	99,20		0,24	0,03	

Tab. 34. Frei aufsteigende Gase von Laa an der Thaya, Reichersberg, Dublette St. Martin, Dublette Simbach-Braunau, Bad Schallerbach, Gallspach, Haag und Bad Hall (1: Stehlik, 1983a; 2: Mussak & Hübinger, 2012; 3: Goldbrunner & Shirbaz, 2012; 4: Eichinger, 2008; 5: Greschonig, 2003a; 6, 8: Institut für Analytische Chemie Der Universität Graz, 1983, zit. nach Gattinger, 1993; 7: Greschonig, 2003b; 9: Stehlik, 1995a; 10: Stehlik, 1995a; 11: Eichler, 1975).

4.1 Die Warmwassersysteme in den Randabschnitten des südlichen Wiener Beckens

(G. WESSELY)

4.1.1 Grundlagen

An Unterlagen liegen dieser Darstellung Tiefbohrergebnisse, seismische und gravimetrische Interpretationen, chemische, physikalische und petrophysikalische Analysen aus veröffentlichten OMV-Informationen, Bäderunterlagen, Kartierungsergebnisse und geologische Modellvorstellungen zugrunde, aufgelistet im Literaturanhang (BRIX & SCHULTZ, 1993; KRÖLL et al., 1993; WESSELY, 1983; WESSELY et al., 2006; ZÖTL & GOLDBRUN-NER, 1993). An Bohrergebnissen sind im Einzelnen jene aus folgenden Bohrungen anzuführen:

- Hochscholle: Laaerberg 1, Favoriten T1, St. Marx 1, Oberlaa 1–8, Th1, Th2, Schwechat 1, Johannesberg 1–3, Kledering 1–3, VOC 1, St. Marx 1, Laxenburg 1, 2, Trumau 1, Moosbrunn W1, Himberg 1–3, Ost 1, Tattendorf 1, Sollenau 1.
- Zwischenstaffel: Kaisermühlen 1, Hirschstetten 4, 4a.
- Ostrand: Stopfenreuth U1, Maria Ellend 1, Orth 1.
- Ausgewählte Bohrungen mit Temperatur- und Salinitätsangaben: Berndorf 1, Laaerberg 1, Laxenburg 2, Schwechat 1, Himberg 1, Tattendorf 1, Sollenau 1, Stopfenreuth U1, Regelsbrunn 1, Weigelsdorf 1.

Die Informationen aus Seismik und Gravimetrie wurden bei der Erstellung von geologischen Karten und Profilen berücksichtigt. Geologische und hydrologische Modelle wurden schrittweise im Laufe der im Wesentlichen seit 1983 in intensiverer Form laufenden Studien erarbeitet.

4.1.2 Tektonische Übersicht über das südliche Wiener Becken

Das südliche Wiener Becken gliedert sich strukturell in eine Hoch- und eine Tiefscholle, voneinander getrennt durch das Leopoldsdorfer Bruchsystem (Tafel 1, 2a, 2b, 3). Die Hochscholle (Mödlinger Scholle) besteht aus der nordwestlichen seichten Randzone, durchzogen von randparallelen Brüchen, der Liesinger Mulde als nächstfolgende beckenwärtige Einsenkung und den Hochzonen von Oberlaa–Laxenburg. Die Tiefen der Neogenbasis reichen bis maximal -1.200 m ü. A. Im Hoch von Laxenburg steigt sie bis -180 m ü. A. an.

Der N-S streichende Leopoldsdorfer Bruch ist ein synsedimentärer Bruch, der bereits ab dem Karpatium wirksam war. Er besteht aus einem Hauptbruch und

einigen vorgelagerten Staffelbrüchen. Das etwa 50-60° gegen Osten einfallende Bruchsvstem erreicht eine Sprunghöhe von 4.000 m. Beherrschendes Element der anschließenden Tiefscholle ist das Schwechater Tief (Tafel 2b, 3), in dem die Oberkante des Beckenuntergrundes bis über -5.000 m ü. A. abgesenkt ist. Gegen Osten steigt sie in das Enzersdorfer Hoch bis auf etwa -2.000 m ü. A. an, sodann zieht sich SW-NE streichend eine bis in jüngste Zeit wirksame Grabenzone durch, der die Senken von Wiener Neustadt, Mitterndorf und Lassee angehören (Tafel 3). Diese Zone ist auf eine sinistrale Blattverschiebung zurückzuführen, die ein Bruchmuster in Form einer negativen flower structure bewirkt (Tafel 2b: Profil 7). Dieses Element beherrscht dann nahezu zur Gänze den Südabschnitt des südlichen Wiener Beckens. Im Südosten schließt die südöstliche seichte Randzone an.

4.1.3 Speichergesteins- und Abdichtungsverhältnisse

Alpines Stockwerk

Im alpinen Stockwerk haben Karbonate, vor allem Dolomite, eine ausschlaggebende Bedeutung als Speichergesteine. Sie besitzen vorwiegend Kluftporosität, oberflächennah auch Hohlraumbildung aus Verkarstung. Die Matrixporosität ist im Allgemeinen sehr gering. Bei den Dolomiten handelt es sich um Wettersteindolomit und Hauptdolomit. Die Porositätswerte liegen meist unter 7 %. Bei Dolomitisierungen von riffoiden Biohermen, wie sie der Wettersteindolomit oft aufweist, kann durch das Durchschimmern der ursprünglichen Struktur noch Matrixporosität hinzutreten. Die Durchlässigkeit ist in geklüfteten Dolomiten bei Vernetzung der Klüfte hoch. Entlang von Störungen gibt es Zonen hoher Porosität, die Bewegungsfläche selbst ist durch Kataklase zwar auch porös, aber weniger durchlässig.

Die große Mächtigkeit der Dolomitkörper ermöglicht die Speicherung hoher Volumina an Wasser. Die Kalke sind im Wesentlichen durch Kalzitverheilung der Klüfte dicht, doch können sie infolge besserer Löslichkeit durch Oberflächenwässer in verschiedenem Ausmaß Verkarstungen entlang von Störungen aufweisen, die hohe Wegsamkeiten ermöglichen. Das Speichervermögen von Wasser ist zwar vergleichsweise nicht so hoch wie beim Dolomit, doch kann dies bei starker Verkarstung wettgemacht und der Durchfluss unverhältnismäßig höher sein. Neben mächtigen Mittel- und Obertriaskalken, wie Wettersteinkalk oder (begrenzt) Dachsteinkalk, können Jurakalke, wie Hierlatz Crinoidenkalk, noch eine Rolle spielen. Hornsteinkalke (z.B. Lias Hornsteinkalk) und Radiolarite werden nur für kleinere Mengen von Wasser heranzuziehen sein.

In den zentralalpinen/karpatischen Einheiten am Ostrand des Wiener Beckens formen mitteltriadische Dolomite mit leichter Metamorphose die maßgeblichen Speichergesteine. Sie werden begleitet von mitteltriadischen Kalken, aber auch dolomitischen Blockbrekzien des Jura. Quarzitische Sandsteine des "Permoskyth" müssten bei guter Klüftung Speicherfähigkeit besitzen.

Abdichtungsbedingungen bieten Gesteine aus Ton- und Mergelmaterial, stark zementierter Sandstein und Kalk, vor allem, wenn er in Wechsellagerung mit Mergelgesteinen steht. Dazu zählen viele Gesteine der Flyschzone als nordwestliche Barriere des kalkalpinen Aquifersystems und die Schiefer der Grauwackenzone als dessen südöstliche Barriere. Innerhalb der Kalkalpen reichen die Abdichtungen von den "permoskythischen" Basisbildungen über die karnischen Kalke, Lunzer Tonsteine und Sandsteine bis zu jurassischen und unterkretazischen Mergeln. Ein effizienter, mächtiger Abdichtungshorizont ist jedoch die Füllung der Gießhübler Mulde mit ihren oberkretazisch-paleozänen Mergeln und Klastika, die eine Sperre zwischen Bajuvarischem und Tirolisch-Norischem Deckensystem mit deren Dolomitkörpern bewirkt.

Neogenes Stockwerk

In der neogenen Füllung des südlichen Wiener Beckens sind Sandsteine und Konglomerate die üblichen Speichergesteine. Die Porositäten können je nach Kompaktions-, Zementations- oder Vermergelungsgrad von ca. 10 bis 30 % betragen. Im Gegensatz zu den Karbonaten haben sie schlechtere Durchlässigkeit, erreichen meist auch nicht geeignete Mächtigkeiten. Von den Konglomeraten tritt das Aderklaaer/Rothneusiedler Konglomerat in den Vordergrund, weil es auch größere Mächtigkeit erlangen kann. Die geeigneten Porositäts-, Permeabilitäts- und Schüttungseigenschaften wurden im Gebiet Oberlaa unter Beweis gestellt und sind bei WEBER (1967) ausführlich dargestellt. Ein weiteres Speichergestein ist der Leithakalk, wie er in Laxenburg 2 und Achau 1 erbohrt wurde und für freifließende Bedingungen gesorgt hat. Offensichtlich ist der Leithakalk verkarstet.

Die Mergelstrecken des Neogens mit Mächtigkeiten von Millimetern bis Hunderten von Metern sind gute Abdichtungsgesteine. An Brüchen herrschende Abdichtungen sind durch Verschmieren der Bruchflächen mit Mergelsubstanz bedingt.

4.1.4 Schichtinhalt und Aufbau des Neogens auf der westlichen Hochscholle und am Ostrand des südlichen Wiener Beckens

Der Schichtumfang im Neogen des südlichen Wiener Beckens reicht vom Karpatium bis in das obere Pannonium. An den Rändern des Beckens sind die Schichten in Küstenfazies entwickelt, als Strandsedimente. Vom Festland hereinreichende Flüsse liefern Schotter und Sande, die im Becken auskeilen (WESSELY et al., 2007: Abb. 17). Das Karpatium erreicht den Beckenrand nur abschnittsweise oder ist dort zum Großteil erodiert. Auch die Basis des Badeniums, vertreten durch das Rothneusiedler Konglomerat, erreicht nicht die Oberfläche und setzt erst tiefer am Hang des Beckens ein. Es ist auch nur teilweise an Hochzonen vertreten. Während es das Oberlaaer Hoch bedeckt, fehlt es am Laxenburger Hoch. Im weiteren Verlauf des Badeniums lässt sich ein tieferer Abschnitt, die Gainfarner Brekzie, mit Kalkalpenmaterial von einem höheren, dem Badener oder Vöslauer Konglomerat, mit erhöhtem Anteil von Flyschmaterial, unterscheiden. Beide keilen rasch gegen das Becken aus (gut erkennbar in den Seismikprofilen von Vöslau, WESSELY et al., 2007). In ruhigeren Küstenbereichen und an Hochzonen im Becken, wie dem Hoch von Laxenburg, kam es zum Wachstum von Lithothamnienkalken. Gegen das Becken überwiegt schlammige Fazies, im Badenium etwa als Badener Tegel mit seiner reichmarinen Entwicklung. Bei abnehmender Salinität setzt sich diese Verteilung im Sarmatium fort (Randfazies mit Atzgersdorfer Entwicklung oder Oolithen gegen Mergel-/Sandfazies im Becken), ebenso im unteren Pannonium. Das obere Pannonium, das zwar in höheren Lagen am Beckenrand als Süßwasserkalk und als Sand erhalten ist, fehlt auf den Hochzonen von Oberlaa und Laxenburg infolge Erosion. Erst auf der Tiefscholle des Leopoldsdorfer Bruches ist es in großer Mächtigkeit in fluviatiler Fazies erhalten.

Am Ostrand des Beckens (Hainburger Berge, Leithagebirge) herrscht eine ähnliche Verteilung der Fazies wie am Westrand, mit Grobklastika oder Biohermen, je nach Küstenbeschaffenheit und mit raschem Wechsel zu Schlammfazies mit Sandeinschaltungen gegen das Becken zu.

Die Strukturverteilung im Westabschnitt des südlichen Wiener Beckens vom Beckenrand bis zum Leopoldsdorfer Bruchsystem lässt sich am besten an Hand der Strukturkarte des Beckenuntergrundes (KRÖLL et al., 1993) ablesen. Im Norden, auf der Mödlinger Scholle, schließt ostwärts an die seichtliegende Randzone die bis zu -1.400 m ü. A. absinkende streifenförmige Vösendorfer Depressionszone an, der die Reihe der Hochzonen von Oberlaa, Laxenburg und Oeynhausen folgen, wo Anstiege bis -200 m ü. A zu verzeichnen sind. Das synsedimentäre Leopoldsdorfer Bruchsystem mit 50-60° ostwärts einfallenden Bruchflächen versetzt den Beckenuntergrund der Mödlinger Scholle bis über 5.000 m in das Schwechater Tief. Vergleichsweise geringere Sprunghöhen haben die Beckenrandbrüche, wie die Brüche von Mödling oder Baden. Der Sollenauer Bruch, in seinem Südteil ein Randbruch, streicht in seinem Nordteil gegen das Becken hinaus und läuft in den Leopoldsdorfer Bruch hinein, wobei er das Laxenburger und Oeynhausener Hoch gegen Südosten begrenzt. All diese Strukturen und Brüche sind synsedimentär, darauf gehen die oft großen Mächtigkeitszunahmen zurück.

Im Südosten der Mödlinger Hochscholle zieht das Strukturelement des Wiener Becken Transfer-Störungssystems mit seinem Bruchsystem durch, welches das Wiener Neustädter Becken mit seinem Tiefgang bis über -2.400 m ü. A und die Mitterndorfer Senke bedingt (HINSCH et al., 2005). Das Bruchsystem hat die Form einer negativen flower structure, die Absenkung erfolgt synsedimentär im Miozän und reicht entsprechend der andauernden Horizontalverschiebung bis in die Gegenwart, ausgedrückt auch in der rezenten Seismizität.

Quer zu diesen Strukturrichtungen läuft ein anderes System, das WNW-ESE streichende Merkensteiner Störungssystem, an der Oberfläche bestehend aus der Merkensteiner Blattverschiebung, dem Harzbergbruch und dem Gainfarner Bruch. Von letzteren beiden ist eine während des Badeniums wirksame Absenkung bekannt. Der zeitliche Verlauf ist jedoch sicher früher anzusetzen, da die westwärtige Herausschiebung der Lindkogelschuppe mit der Merkensteiner Störung in Verbindung zu bringen sein muss. In diesem System wechseln Lateralverschiebungen mit Abschiebungen. Das Störungssystem dürfte im tieferen Untergrund, also in der Böhmischen Masse begründet sein. Es setzt sich im Untergrund des Wiener Beckens fort, bedingt auch dort südwestwärts gerichtete Abschiebungen und könnte für den Südwestabfall des Leithagebirges verantwortlich sein. Einer kompressiven Wirkung an diesem Störungssystem mit Blattverschiebungen sind vermutlich die Verfaltungen und Aufschiebungen im Pannonium von Steinbrunn zuzuschreiben (SAUER et al., 1992).

4.1.5 Der Internbau des randlichen Beckenuntergrundes in Beziehung zum Bau am alpinen Beckenrand

Der kalkalpine Untergrund der Hochscholle

Den Untergrund des Neogens des südlichen Wiener Beckens bilden von NW gegen SE die Flysch-/Klippenzone, das Kalkalpin, die Grauwackenzone und das Zentralalpin.

Die tektonischen Einheiten der Kalkalpen setzen sich im Untergrund des südlichen Wiener Beckens nordostwärts fort und bilden dort die Warm- und Mineralwasser führenden Aquifereinheiten. Die Strukturen der Oberfläche hängen über den Beckenrand hinweg mit denen des Untergrundes geologisch und hydrologisch zusammen. Die tektonischen Einheiten der ostalpinen Decken in den Nördlichen Kalkalpen im Beckenuntergrund werden folgendermaßen gegliedert:

Bajuvarisches Deckensystem

- A. Frankenfels-Decke
- B. Lunz-Decke
- C. Gießhübler Mulde

Tirolisch-Norisches Deckensystem

D. Göller-Decke, Nordzone

- 1. basale Schuppenzone ("Basalteppich")
- 2. Anninger Mulde
- 3. Laaerberg-Schuppenpaket (Subgöller Einheit)

Göller-Decke, Südzone

- 4. Badener Antiklinalkomplex
- 5. Rauheneckschuppe

- 6. Laxenburger Mulde
- 7. Grünbacher/Glinzendorfer Mulde

Juvavisches Deckensystem

- E. Schneeberg-Decke
- ? Harzbergschuppe

Die strukturellen Einheiten unterscheiden sich im tektonischen Stil sowie in Mächtigkeiten und einigen spezifischen Ausbildungen des stratigrafischen Inhaltes. Im Bajuvarischen Deckensystem herrscht stärkere Verformung infolge des höheren Gehaltes an duktileren Gesteinen des Jura und der Unterkreide sowie der Position der Antiklinal- und Synklinalzonen nahe der Kalkalpenüberschiebung. Zudem sind die Strukturen der Frankenfels-Decke und vorderen Lunz-Decke nach Süden rücküberkippt. Das Tirolisch-Norische Deckensystem zeigt infolge höherer Mächtigkeiten der Triaskarbonate starreres Verhalten. Während auf der Hochscholle des Wiener Beckens das Tirolisch-Norische Deckensystem des Öfteren erbohrt wurde, ist man bei der Verfolgung des Bajuvarischen Deckensystems auf eine Interpolation zwischen kalkalpiner Oberfläche am Beckenrand und Bohrungen in der abtreppenden Tiefscholle des Leopoldsdorfer Bruches angewiesen. Doch kann bindend über den Verlauf der Grenzen unter dem Wiener Becken geschlossen werden: St. Marx 2 markiert die Gießhübler Mulde, während die Bohrungen des Gasfeldes Hirschstetten, Kaisermühlen 1 und in weiterer nordöstlicher Folge die dichter erbohrten Bereiche Breitenlee und Aderklaa die Antiklinalzonen der Lunz-Decke vertreten.

Bajuvarisches Deckensystem, Frankenfels-Decke

Das strukturell bestimmende Element an der Oberfläche ist die Randantiklinale mit Hauptdolomit und Opponitzer Rauhwacke im Kern. Als überschiebungsnahe Struktur ist es unbeständig in der Erstreckung. Als Aquifer ist es wegen vermehrter Ton- und Rauhwackenlagen vermutlich vermindert geeignet. Abdichtende Elemente sind Jura-/Unterkreideschichten in mergelig/ kalkiger Fazies. Mergel des Aptium und Albium nehmen im Grenzbereich zur Lunz-Decke eine abdichtende Funktion ein.

Lunz-Decke

In dieser Decke sind die Höllenstein- und die Teufelsteinantiklinale von Bedeutung, da sie in den Antiklinalkernen neben Mitteltriaskalken, sandig/tonigen Lunzer Schichten und Opponitzer Kalken und Rauhwacken vor allem Hauptdolomit in geeigneter Mächtigkeit enthalten. In der Hochscholle müssten die Antiklinalen in Richtung Hirschstetten und Kaisermühlen ziehen. Bedeckt sind die Kerne durch rhätische und jurassische Kalke sowie Kalke und Mergel der tieferen Unterkreide ("Neokom") der Muldenfüllungen. Als Decken- und Aquiferscheider spielt die Cenomanium-Gosaufüllung der Gießhübler Mulde eine entscheidende Rolle.

Tirolisch-Norisches Deckensystem, Göller-Decke

Nordzone

- 1. Basale Schuppenzone: Die Basis der Nordzone bildet eine mächtige, in sich verformte Dichtezone aus "permoskythischen" tonigen/sandigen, Gips führenden Ablagerungen.
- 2. Anninger Mulde: Die Haupteinheit der Nordzone besitzt eine Muldenform (Anninger Mulde), in der auf einer geringmächtigen Basis aus Mitteltrias und tiefer Obertrias als Hauptaquifer mächtiger Hauptdolomit, dolomitischer Plattenkalk und Kalke des Rhätiums liegen. Die geringmächtige Mitteltriasfazies geht in ihrem höheren ladinischen Teil unter dem Südabschnitt in mächtigen Wettersteindolomit und -kalk über. Im Muldenkern der Anninger Mulde lagern Schichten des Jura, teils in Beckenfazies, mit Eingleitungen von Trias- und Jurakomplexen.
- Laaerberg-Schuppenpaket Es besteht aus etlichen Schuppen, die nur in der Bohrung Laaerberg 1 unter der Haupteinheit erfasst sind, also in ihrer Ausdehnung unsicher sind. Sie enthalten Triasdolomite, Kalke der Trias und des Jura sowie Mergelkalke der Oberkreide, die allerdings stark gestört sind.

Südzone

- 4. Badener Antiklinalkomplex: Südlich der Nordzone der Göller-Decke schließt sich eine Antiklinale an, die in ihrem Kern aus mächtigem Wettersteindolomit und -kalk besteht, wie er in der Lindkogelmasse vorliegt. Er wurde im untersten Abschnitt in der Bohrung Laxenburg 2 und in einer Bohrung im Bereich von Himberg erbohrt, kommt aber durch eine westvergente Aufschiebung (Rauheneckschuppe) im Stadtgebiet Baden und Umgebung zutage. Sie wurde auch im oberen Abschnitt der Warmwasserbohrung Josefsplatz 1 angetroffen. Die Rauheneckschuppe, an deren Stirne aus Wettersteindolomit die Ruine Rauheneck steht, hat sich vermutlich aus dem Badener Antiklinalkomplex durch eine westvergente Aufschiebung herausentwickelt und kommt im Stadtgebiet von Baden mit Wettersteindolomit an die Oberfläche. Dieser ist auch das Austrittsgestein der Thermalquellen. In der Bohrung Josefsplatz 1 folgen unter Wettersteinschichten, hier in detritischer Kalkfazies entwickelt, auch Reiflinger und Gutensteiner Kalk bis zu einer Tiefe von 450 m. Die geologischen Verhältnisse im Raum Baden sind angeführt bei Rögl et al. (2008).
- 5. Laxenburger Mulde: Die Badener Antiklinale wird im Süden von einem steilstehenden Schenkel einer Mulde flankiert. Dieser wurde in der Bohrung Laxenburg 2 erfasst und besteht aus Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Kalken des Rhätiums. Der Hauptdolomit ist allerdings nicht so mächtig wie in der Nordzone. Gegen unten zu wurden noch geringmächtige Lunzer Schichten und Wettersteindolomit erbohrt. Nach den Ergebnissen von Laxenburg 1 und Trumau 1 und der Projektion von der Oberfläche bei Hirtenberg und Vöslau sollten die

Kalke des Rhätiums von Gosau überlagert werden. Analog der Position der Hohen Wand oder der Scholle von Hernstein als Gleitkörper des Juvavischen Deckensystems in den eingetieften Jura des Tirolisch-Norischen Deckensystems sind auch im Beckenuntergrund derartige Gleitkörper oder zumindest Blockschutt im Jura zu erwarten.

 Grünbach-Glinzendorfer Gosaumulde: Nach dem Streichen der obertägigen Grünbacher Gosaumulde und dem, wie sie im Raum Glinzendorf vorliegt, sollte sie auch die Hochscholle queren. Nördliche Reste sind ja im Bereich Hirtenberg anzutreffen.

Juvavisches Deckensystem, Schneeberg-Decke

Die Schneeberg-Decke selbst wurde durch die Bohrungen Tattendorf 1 und Sollenau 1 in Form von mächtigem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit erschlossen. In Tattendorf 1 liegen darunter dunkle Tonsteine, vermutlich der Lunz-Formation, sowie Dolomite der Göller-Decke.

Die Harzbergschuppe besteht ebenfalls aus tieferer Mitteltrias (obertags Reichenhaller Rauhwacke, Steinalm/Further Kalk, Reiflinger Kalk, Wettersteindolomit und -kalk (untertags nur Wettersteinschichten), wobei die letzteren das Thermalwasser von Bad Vöslau enthalten. Eine Zugehörigkeit zur Schneeberg-Decke als deren vorgeschobener Stirnteil ist in Erwägung zu ziehen, allerdings ist nicht auszuschließen, dass sie, wie die Rauheneckschuppe, noch aus der Göller-Decke heraus zu beziehen ist.

In den obertags austretenden Quellen muss das Warmwasser durch Klüfte im Vöslauer Konglomerat an die Oberfläche dringen, in den Bohrungen Bad Vöslau VI/2 und VII (Endtiefen 705 bzw. 465 m) wird es direkt aus Karbonaten der Mitteltrias gefördert (WESSELY et al., 2007).

Zentralkarpatische und zentralalpine Einheiten

Am Ostrand des Wiener Beckens erreichen im Gebiet der Hainburger Berge Kristallingesteine und eine darüber liegende leicht metamorphe Schichtfolge aus Quarziten der Untertrias sowie Mitteltriasdolomite und -kalke und darüber liegende Blockbrekzien des Jura die Oberfläche. Mit generellem Einfallen nach Westen sinkt diese Abfolge unter die Ostrandscholle des Wiener Beckens. Am Rand des Leithagebirges liegen ähnliche Verhältnisse vor. Stark zerrütteter Mitteltriasdolomit kommt über Untertriasquarzit, Verrucano und Kristallin bei Weigelsdorf an die Oberfläche. Die Bohrungen Stopfenreuth U1, Gerhaus 1, Regelsbrunn 1, Götzendorf 1 und Weigelsdorf 1 trafen diese Schichten auch im Untergrund des Wiener Beckens an.

Über diesem zentralalpinen bis karpatischen Stockwerk liegt die Grauwackenzone mit ihren dichten, schiefrigen paläozoischen Gesteinen. Das Wiener Becken Transfer-Störungssystem fällt in diesem Abschnitt mit dieser Überschiebungsgrenze des Ober- auf Unterostalpins zusammen, was möglicherweise einen Zusammenhang hat.

4.1.6 Hydrologische Systeme an den Randabschnitten des südlichen Wiener Beckens

Während im zentralen Teil des Wiener Beckens in den Aquiferen weitgehend hydrostatische Bedingungen mit gleichmäßiger Wärmezunahme mit der Tiefe entsprechend der regionalen geothermischen Tiefenstufe und chemisch erhöhte Salinitätsbedingungen herrschen, zeichnen sich die Aquifere der Randschollen, die mit den Speichergesteinen der Oberfläche in Verbindung stehen, durch Anomalien in Temperatur und Chemismus aus. Am Rand und auf den Hochzonen des Beckens treten Wässer mit überdurchschnittlich hohen Temperaturen und erhöhten Mineralisierungen auf. Der Druck, mit dem die Wässer an die Oberfläche dringen oder den sie in den Bohrungen besitzen, ist erhöht.

Für die Hochscholle des Wiener Beckens erbrachte eine Analyse der Temperatur- und Salinitätsverhältnisse in den Tiefbohrungen im Becken in Gegenüberstellung zu denen in der Bohrung Berndorf 1 (WESSELY, 1983) die Deutung eines von der Kalkalpenoberfläche eingetragenen Kaltwasserstromes, der in die Beckentiefe absinkt und dort erwärmt und mineralisiert wird. Durch die verminderte Dichte des erwärmten Wassers migriert dieses in erhöhte Positionen. Dabei spielen die dichten Gesteine der Flyschzone im Nordwesten und die Grauwackenzone im Südosten in übergeordnetem Maßstab eine lenkende Rolle. Im Besonderen aber bildet der Leopoldsdorfer Bruch eine Dichtebarriere und lenkt das Warmwasser nach oben in die Hochzonen entlang des Bruches, wo durch die Bohrung Oberlaa Th 2 ein Teil daraus gefördert wird. Es wird auch in benachbarte Anteile der neogenen Beckenfüllung gedrückt, wie in das Rothneusiedler Konglomerat am Oberlaaer Hoch, wo es aus der Bohrung Oberlaa Th 1 gefördert wird.

Durch den Überdruck wird ein Teil des Warmwassers unter der ebenfalls abdichtenden Neogenbedeckung an den Beckenrand zurückgepresst, wo es in Thermalquellen beispielsweise von Baden, Bad Vöslau und Bad Fischau-Brunn austritt, oder bereits aus der Tiefe dem Aquifer entnommen wird, wie in Baden durch die Bohrung Josefsplatz 1 oder in Bad Vöslau durch die Bohrungen Bad Vöslau VI/2 und Bad Vöslau VII, um einer zu oberflächennahen Kontamination aus dem Weg zu gehen. Hinzumischungen von Kaltwässern können jedoch bereits in größeren Tiefen erfolgen (Abb. 29).

Grundbedingungen für diese hydrodynamischen Zirkulationssysteme sind also ein zum Beckenrand offenes permeables System, eine größere Tiefe, in die der Kaltwasserstrom absinken kann sowie Dichtebarrieren, die das erwärmte und mineralisierte Wasser zu den natürlichen oder künstlichen Austritten hinlenken.

Da im Kalkalpenkörper selbst Dichtezonen von unterschiedlicher Dimension auftreten, andererseits Störungssysteme Durchflussbedingungen schaffen können und auch in den Aquiferen Heterogenitäten in den Durchflussbedingungen zu verzeichnen sind, ist eine differenziertere Betrachtung der Zirkulationssysteme angebracht. Anstoß dafür bieten auch Unterschiede im Chemismus der Wässer, aber auch im Eintragsalter derselben.



Abb. 29.

Thermalwasserwalze des Wiener Beckens (verändert nach WESSELY, 1983).

Auf diese Weise kann in geologischer Hinsicht eine Trennung vom Aquifersystem des Bajuvarischen Deckensystems von dem des Tirolisch-Norischen Deckensystems vorgenommen werden. Dazwischen liegen die mächtigen Dichtezonen der Gießhübler Mulde mit ihrer oberkretazisch-paleozänen Füllung aus dichten Tonen, Mergeln und Sandsteinen und zusätzlich die aus dichtem "Permoskyth" bestehende Basis der Göller-Decke. Hinsichtlich der Aquiferbedingungen wird wegen der Unbeständigkeit der Frontantiklinale in der Frankenfels-Decke mit dem Dolomitzug des Leopoldsdorfer Waldes diese außer Betrachtung gezogen. Von Bedeutung sind aber die beständigeren Dolomitzüge der Höllensteinantiklinale und der Teufelsteinantiklinale, die ia noch im Tiefschollenbereich des Beckenunterarundes verfolgbar sind (Tafel 1). Die Dolomitkörper erlangen zwar nicht die Mächtigkeiten wie die Dolomite im Tirolisch-Norischen Deckensystem, sie reichen aber infolge der steilen, enggepressten, zuvorderst auch rücküberkippten Strukturen in größere Tiefen. Es besteht jedoch auf der Hochscholle kein Bohraufschluss auf diese Dolomite, erst in den abtreppenden Zwischenschollen des Leopoldsdorfer Bruches wurden sie erbohrt.

Einen Hinweis auf mineralisiertes Tiefenwasser kann der Wasseraustritt der Theresienbadquelle durch ihre Temperatur von 14 °C und den SO₄ bzw.H₂S-Gehalt geben, womit eine Herkunft aus einem Sulfatgestein angezeigt ist, wie es für das Kalkalpin bezeichnend ist. Die Herkunft der Schwefelverbindungen wäre ohne Schwierigkeit aus tiefliegenden Anhydriten des Karniums der tieferen Obertrias (dem Ausgangsgestein der Opponitzer Rauhwacke) durch thermokatalytische Prozesse zu beziehen. Das Bajuvarische Deckensystem der Hochscholle liegt zum größten Teil unter Wiener Boden.

Die Göller-Decke wird auf der Hochscholle in Übereinstimmung mit der kalkalpinen Oberfläche in geologischer Hinsicht und in Bezug auf Aquiferbedingungen in die Anninger Mulde, die Badener Antiklinalzone und die Laxenburger Muldenzone gegliedert. Aus allen drei Strukturen sind Bohraufschlüsse oder natürliche Austritte von Thermalwasser bekannt. Allen Vorkommen ist gemeinsam, dass sie Schwefelwässer führen.

Die Therme von Oberlaa fördert aus dem Hauptdolomit der Anninger Mulde, die Thermen von Baden aus dem Wettersteindolomit der Badener Antiklinalzone und aus dem Hauptdolomit an der Nordflanke der Laxenburger Muldenzone wurden in der Bohrung Laxenburg 2 große Mengen von Schwefelwasser getestet. Insofern scheinen die Vorkommen einem gemeinsamen Zirkulationssystem anzugehören, wobei angenommen werden muss, dass zwischen dem Hauptdolomit der Anninger Mulde, dem Wetterstein- und Hauptdolomit der Badener Antiklinalzone und dem Hauptdolomit an der Nordflanke der Laxenburger Mulde trotz Vorhandensein der Lunz-Formation keine effizienten Abdichtungen herrschen. Die Schwefelverbindungen sind in diesem Fall vermutlich aus den Anhydriten des tieferen Anisiums (dem Ausgangsgestein der Reichenhaller Rauhwacke)

oder aus denen im "Permoskyth" (als Ausgangsgestein der Gipse) herzuleiten. Voraussetzung ist größerer Tiefgang der Strukturen zur Ermöglichung der erforderlichen Thermokatalyse aus den Anhydriten.

Das Thermalwasser von Bad Vöslau und Bad Fischau-Brunn weist keinen sonderlichen Gehalt an Schwefelverbindungen auf. Den Aquifer in Bad Vöslau bilden nach den Bohrungen Bad Vöslau VI/2 und VII Wettersteinkalke und -dolomite der Harzbergschuppe. Die Stellung derselben ist nicht ganz geklärt. Geologisch betrachtet, könnte sie eine Herausschuppung aus der Badener Antiklinale darstellen, eine Vorgleitung der Schneeberg-Decke ist jedoch in Erwägung zu ziehen. Die Herkunft des Wassers ist am ehesten aus einer anderen Einheit als iener der Göller-Decke anzunehmen. Es scheint eine Parallele mit Wässern zu bestehen, wie sie in Bad Fischau-Brunn auftreten, oder in der Bohrung Tattendorf 1, wo Warmwasser in größerer Menge getestet wurde. Der Aguifer in dieser Bohrung ist Wettersteinkalk und -dolomit der Schneeberg-Decke. Wenn nun das Vöslauer Thermalwasser einer Gruppe aus der Schneeberg-Decke entstammt, muss eine Verbindung zu dieser bestehen. Dazu käme eine Wegsamkeit durch eine Störungszone in Frage. Diese könnte durch die Verlängerung des Merkenstein/Harzberg-Störungssystems gegeben sein, welches durch das Wiener Becken zieht. Das relativ geringere Temperaturniveau und der mangelnde Gehalt an Schwefelverbindungen ist mit der Tatsache in Einklang zu bringen, dass die Schneeberg-Decke eine relativ seichte Lage sowohl an der Oberfläche als auch auf der Hochscholle des Wiener Beckens einnimmt, sodass sie nicht in die mit der Göller-Decke vergleichbare Temperaturzone gelangen kann und auch keine Thermokatalyse stattfindet, obwohl auch an der Basis der Schneeberg-Decke Anhydrite vorhanden sind, die an der Oberfläche die Gipsvorkommen bilden. Die Tatsache, dass in analogen Gesteinen der Schneeberg-Decke, den Wettersteinkarbonaten und in der Bohrung Sollenau 1 kühles Wasser angetroffen wurde, während die Bohrung Tattendorf 1 Warmwasser getestet hat, ist auf die Position letzterer auf einer strukturellen Hochzone zurückzuführen.

Die Warmwasservorkommen am Ostrand des Wiener Beckens sind ebenfalls als das Ergebnis eines Zirkulationssystems zu deuten. Hier ist allerdings die Frage der Einspeisung nicht geklärt. Kaltwasser muss jedenfalls in größere Tiefen innerhalb des aus Mitteltriaskarbonaten und Untertriasquarziten bestehenden zentralalpin/ karpatischen Aquifers absinken und kann unterhalb der dichten Grauwackenzone erwärmt hochdringen. Unter dichtem Neogen migriert es zum Beckenrand, um an der Oberfläche etwa in Deutsch-Altenburg, Leithaprodersdorf oder Mannersdorf in Thermalquellen auszutreten. In der Bohrung Stopfenreuth U1 und Regelsbrunn 1 wurde es im Karbonataquifer des Untergrundes getestet.

Als Einzugsgebiete der Thermalwässer auf der westlichen Hochscholle des Wiener Beckens sind Abgrenzungen in der Weise möglich, dass für das Bajuvarische Deckensystem nur das Obertaggebiet zwischen Rhenodanubischer Flyschzone und Gießhübler Mulde in Frage kommt. Hier sind die Dolomite des Höllensteinzuges und die ausgedehnten Vorkommen westlich Perchtoldsdorf von Bedeutung. Für die Thermalwasservorkommen in der Anninger Mulde, der Badener Antiklinale und der Flanke der Laxenburger Mulde steht ein weites Feld an der Oberfläche zur Verfügung. Dieses reicht von den Hauptdolomitarealen des Anninger Massivs über die ausgedehnten Flächen der Wettersteinkarbonate des Lindkogel Massivs und des darüber liegenden Hauptdolomits bis zu den ausgedehnten Dolomitarealen der Göller-Decke südlich davon, die durch die Bohrung Berndorf 1 auch in großer Mächtigkeit nachgewiesen wurden.

Die Frage des Einzugsgebietes (recharge) des Warmwassersystems am Ostrand des Wiener Beckens stößt auf Schwierigkeiten, da die obertägigen Flächen des aufnahmefähigen Gesteins eher begrenzt sind. Zulieferung aus dem Wiener Becken Transfer-Störungssystem könnte in Erwägung gezogen werden.

4.1.7 Grenzen und Möglichkeiten der Warmwassernutzung

Wie bereits des Öfteren ausgeführt, ist die Nutzung des Warmwasservorkommens auf der westlichen Hochscholle mit Sensibilität behaftet, da die balneologische Nutzung Nachhaltigkeit erfordert. Wenn auch die Volumina der Aquifere groß sein mögen, können bevorzugte Wegsamkeiten Kaltwasserfronten in Nutzerrichtung hinlenken. Auch Druckbarrieren könnten durch Überbeanspruchung verschieden genutzter Wässer zu unliebsamer Vermischung führen. Bestehende Entnahmen sollten weiterhin in maßvoller Dimension erfolgen.

Eine großdimensionale Entnahme, die eine wirtschaftliche geothermale Energiegewinnung erfordert, ist jedenfalls zu vermeiden, ebenso soll die Anzahl der Kleinnutzer begrenzt gehalten werden. Neuerschließungen durch Bohrungen sollten die regionalen geologisch-hydrologischen Gegebenheiten berücksichtigen und erst nach eingehendem Studium derselben erfolgen. Geologische und hydrologische Modellierungen können helfen, die Eignung angedachter Standorte festzustellen und maximale Entnahmemengen zu errechnen.

Ein noch unverritztes System (bergmännisch unberührt) könnte sich im Bajuvarischen Deckensystem der Hochscholle ergeben, allerdings sind Bohrarbeiten im Wiener Stadtgebiet mit Schwierigkeiten behaftet.

Im Tirolisch-Norischen Deckensystem könnten Modellerstellungen ermitteln, ob beispielsweise die anzunehmende hohe Mächtigkeit und der große Tiefgang der Wettersteinkarbonate im Gebiet Laxenburg die Möglichkeit einer maßvollen seichten Erschließung ergäbe (zahlreiche Tests in der Bohrung Laxenburg 2, Überlauf von Schwefelwasser aus dem Leithakalk in Achau 1). Oder ob die günstigen Zuflüsse und Temperaturen in der Bohrung Tattendorf 1 eine Nutzung erlauben würden, angesichts einer möglichen Verbindung zum Thermal- und Mineralwasservorkommen von Bad Vöslau.

Geologische und hydrologische Modellierungen am Ostrand des südlichen Wiener Beckens wären einen Versuch wert, wenn auch die Datenlage spärlicher ist.

4.2 Einzelne Thermalwasservorkommen im Wiener Becken

(D. ELSTER)

4.2.1 Bad Deutsch-Altenburg (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die übergreifende wasserrechtliche Bewilligung für den Kurbetrieb von Bad Deutsch-Altenburg ist auf 2.703 m³/ Tag festgelegt (Tab. 35). Der Schlossbrunnen dient als



Lage der Erschließungen in Bad Deutsch-Altenburg.

Bezeichnung	Nutzung	Konsens	Übergreifender Konsens	Schutzgebiet
Schlossbrunnen	genutzt	15 l/s		
Direktionsbrunnen	genutzt	18 l/s (1.193 m³/Tag)	2.703 m ³ /Tag für alle	Sait 1090 upd 1002
Kaiserbadbrunnen	genutzt	9 l/s (540 l/min; 300 m ³ /Tag)	ca. 31,3 l/s)	Seit 1960 und 1992
Kurhausbrunnen	nicht genutzt	14 l/s (840 l/min)		

Tab. 35.

Wasserrechtliche Bewilligungen von Bad Deutsch-Altenburg.

Hauptversorgung, von den nachstehend genannten Brunnen wird der Kurhausbrunnen derzeit nicht verwendet. Bei allen Brunnen erfolgt die Förderung mit einer Tauchpumpe.

Das Thermalwasservorkommen von Bad Deutsch-Altenburg (Abb. 30) wurde bereits in der Römerzeit genutzt. Zudem gehen schriftliche Beschreibungen bis auf das Jahr 1634 zurück (BURGERSTEIN, 1882). Es ist auch dokumentiert, dass die Anlage während der Türkenkriege im 16. Jahrhundert mehrmals zerstört und wiederaufgebaut wurde. Von den heutigen Brunnen ist der Kurhausbrunnen mit Abstand am ältesten, so reichen Aufzeichnungen bis 1882 zurück (KÜPPER et al., 1961). Der Direktionsbrunnen wurde im Jahr 1962 abgeteuft und im Jahr 1978 erfolgte die Niederbringung des Kaiserbadbrunnens zur Versorgung des Kaiserbades (HEI-LIG, 1980). Seit dem Jahr 1989 sorgt der Schlossbrunnen ebenfalls für eine Nutzwasserreserve (RABER, 1989).

Hydrogeologie

Die Thermalwässer von Bad Deutsch-Altenburg befinden sich im Nordwesten der Hainburger Berge, einem südwestlichen Ausläufer der Kleinen Karpaten. Die Hainburger Berge bilden einen Horst zwischen den neogenen Absenkungsräumen des Wiener und Pannonischen Beckens und werden von einem nach West

bis Nordwest einfallenden geologischen Komplex aufgebaut, dessen kristalline Basis aus Glimmerschiefern. Gneisen und Graniten besteht (GANGL, 1990), Darüber folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Seguenz aus permischen Porphyroiden, "permoskythischen" Quarziten und triassischen Karbonaten. Die Vorkommen von Leithakalk (Badenium) um die Hainburger Berge sind Reste einer neogenen Küstenzone. Darüber folgen feinklastische neogene Sedimente. Abbildung 31 zeigt ein geologisches Profil, verändert nach GANGL (1990), das diesen geologischen Aufbau illustriert. Der zusammenhängende Thermalwasseraquifer besteht aus den verkarsteten mesozoischen Karbonaten (Trias) und dem Leithakalk. Er wurde vermutlich im jüngeren Würm im Bereich der Donau freigelegt, zum Teil erodiert und in Folge von Sanden und Schottern überlagert. Die Thermalwässer steigen an der Westseite des NW-SE orientierten, aus triassischen Karbonaten bestehenden Karbonatsporns des Kirchberges auf. Das Einzugsgebiet umfasst die angrenzenden Tatriden bzw. das Zentralalpin sowie die beckenrandnahen neogenen Sedimente am Ostrand des südlichen Wiener Beckens (WES-SELY, 1983). Vermutlich gehören jedoch die Karbonate der Borinka- und Devín-Einheit in den Kleinen Karpaten ebenfalls zu dem Einzugsgebiet (SCHUBERT, 2012). Der gesamte Abfluss des Thermalwassers wird auf mehrere Zehnerliter geschätzt und die mittlere Temperatur des



Profilschnitt von Bad Deutsch-Altenburg (verändert nach GANGL, 1990).

Aufstiegsbereiches liegt bei über 25 °C (GANGL, 1990). Eine genaue Quantifizierung ist jedoch nicht möglich, da ein signifikanter Anteil des temperierten Wassers in den im Hangenden folgenden Porenaquifer bzw. sogar direkt in die Donau aufsteigt. Des Weiteren mischen sich zu dem Thermalwasser jüngere Grundwässer der Umgebung zu.

Zur möglichen Beeinflussung der Heilquellen von Deutsch-Altenburg durch die energiewirtschaftliche Nutzung der Donau (geplantes Donaukraftwerk Hainburg) wurden um 1990 umfassende hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt (GANGL, 1990). Die über dem Thermalaquifer befindlichen Kiesüberlagerungen im Bereich des Donaustroms sind sehr dünn ausgeprägt. Aufgrund der hydraulischen Verbindung müsste für die nachhaltige Nutzung der Thermalquellen gewährleistet werden, dass die Druckhöhen der Wässer im Karststock nicht verändert werden.

Die Nutzung des Thermalwassers erfolgt durch Brunnen. Der ursprüngliche Kurhausbrunnen, ein Schachtbrunnen, besitzt nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen eine Tiefe von 7,5 m Tiefe. Bei dem 20 m tiefen Kaiserbadbrunnen tritt das Thermalwasser von 7,5 bis 17,5 m aus Klüften im Kalk aus (HEILIG, 1978). Der Ruhewasserspiegel lag nach der Erschließung bei 5,58 m unter GOK. Der Direktionsbrunnen wurde nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen bis zu einer Teufe von mindestens 105 m abgeteuft. Der Ruhewasserspiegel lag ursprünglich ebenfalls bei ca. 5,5 m unter GOK (HEI-LIG, 1978). Im Zuge der Abteufung des Schlossbrunnens traf man schon in einer Tiefe von 70 m eine sehr ergiebige Thermalwasser führende Kluft an (RABER, 1989). Somit musste die Bohrung nicht bis zur ursprünglich geplanten Bohrtiefe von 170 m niedergebracht werden. Die heutige Filterstrecke befindet sich von 62 bis 68,5 m unter GOK, der Ruhespiegel lag anfangs bei ca. 3,6 m unter GOK (PESTAL, 1989).

Hydrochemie

Das Thermalwasservorkommen von Bad Deutsch-Altenburg weist einen Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogencarbonat-(Sulfat)-Typ auf (Tab. 44). Die vorliegenden hydrochemischen Analysen weisen deutliche Unterschiede auf, diese sind auf variierende Beimischungen von oberflächennahen Wässern (bedingt durch Niederschläge) zurückzuführen. Es handelt sich nach GANGL (1990) um ein Mischwasser, bestehend aus drei Komponenten: Das kalte Karstwasser mit geringer Verweilzeit, das normale Grundwasser mit einer mittleren Verweilzeit von mehreren Jahren und das Thermalwasser mit einem kaltzeitlichen Alter. Auffallend ist der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid (322,0 mg/l), sowie der lodgehalt (ca. 1 mg/l), der auf den Kontakt mit Erdölbegleitwässern zurückzuführen sein könnte. Auch Strontium (6.8 mg/l) und Bromid (3.6 mg/l) gehen auf diese Komponente zurück. Die Konzentration von zweiwertigem Schwefel (ca. 50,0 bis 80,0 mg/l) weist laut HA-CKER & ZÖTL (1993c) auf einen Kontakt mit einem Anhydritkörper (Mittel- bis Obertrias) hin. Dies wird auch

durch den Sulfatgehalt belegt, obwohl die Analysen starke Schwankungen (192,3 bis 657,2 mg/l) aufweisen. Der erwähnte Gehalt an zweiwertigem Schwefel und Hydrogensulfid (14,5 bis 26,5 mg/l) könnten auf eine Sulfatreduktion zurückzuführen sein. Die Konzentration von Ammonium (2,1 bis 2,9 mg/l) ist mit anaeroben Bedingungen einer Grundwasserkomponente zu erklären. Die Auswertung einer Isotopenbeprobung der Geologischen Bundesanstalt vom 02.08.2011 ergab beim Schlossbrunnen ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 2.700 +/- 200 Jahren, allerdings ist nochmals anzumerken, dass die beteiligten Grundwasserkomponenten sehr unterschiedliche Alter aufweisen (Tab. 48). Abschließend ist anzumerken, dass die frei aufsteigenden Quellgase zu ca. 70 % aus Stickstoff bestehen (Tab. 49).

4.2.2 Engelhartstetten (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die im Jahr 2005 niedergebrachte Tiefbohrung Engelhartstetten Thermal 1 (Abb. 32) wird gegenwärtig nicht genutzt (GOLDBRUNNER et al., 2005a). Sie gilt jedoch als fündig.

Hydrogeologie

Für die Tiefbohrung Engelhartstetten wurden insbesondere die Erkenntnisse der damaligen ÖMV AG Bohrung Stopfenreuth U1 (ca. 2,7 km entfernt) und Bad Deutsch-Altenburg (ca. 2,5 km entfernt) herangezogen. Allerdings wiesen die tatsächlichen Bohrergebnisse von Engelhartstetten Thermal 1 Unterschiede zu den Prognosen auf. Zunächst wurden die neogenen Schichtfolgen Badenium und Karpatium bis 649,0 m unter GOK durchfahren (Tab. 36) (GOLDBRUNNER et al., 2005a). Im Liegenden folgte die Marianka-Formation des Tatrikums mit Kalk- bis Mergelschiefern. Somit blieben die erwarteten triassischen Karbonate im Liegenden des Neogens, die bei Bad Deutsch-Altenburg den Thermalwasseraquifer bilden, aus. Auch bei Stopfenreuth U1 folgen im Liegenden der Sandschaler-Zone bei 475 m triassische Karbonate. Die Geröllkomponenten, bestehend aus Dolomiten und Kalken des Aderklaaer Konglomerats (Kar-

Teufen TVD (m u. GOK)	Engelhartstetten Thermal 1
-17,0	Pleistozän
-462,0	Badenium -216,0: <i>Bulimina-Rotalia</i> -Zone und Verarmungszone -400,0: Sandschaler-Zone -462,0: Lageniden-Zone
-649,0	Karpatium -615,0: Aderklaaer Konglomerat -649,0: Störungsbrekzie
-1.122,0 (ET)	Marianka-Formation des Tatrikums (Unter- bis Mitteljura) -1.122,0: Mergel- und Kalkschiefer der Marientaler Schichten

Tab. 36.

Bohrprofil von Engelhartstetten Thermal 1 (nach Goldbrunner, 2012b).




patium), wiesen bei Engelhartstetten im Abschnitt von 598,0 bis 599,0 m eine Thermalwasser führende Kluftzone auf. Diese agiert als Produktionshorizont der Bohrung, GOLDBRUNNER et al. (2005a) nehmen zwischen dem System von Engelhartstetten Thermal 1 und Stopfenreuth U1 bzw. Bad Deutsch-Altenburg eine nicht genau lokalisierte bruchtektonische Trennung an. Die Autoren weisen hierbei insbesondere auf den Vergleich der Temperaturwerte hin. So beträgt der geothermische Gradient bei Engelhartstetten bis zur Basis des Neogens rund 3,5 °C/100 m. Bei Stopfenreuth U1 liegt dieser jedoch bei ca. 7,6 °C/100 m (siehe auch Kapitel 12, Abb. 152). Vom 23.03.2005 bis zum 23.06.2005 wurde an der offenen Bohrlochstrecke von 570,0 bis 631,0 m unter GOK ein Langzeitpumpversuch durchgeführt. Der Ausgangswasserspiegel lag zuvor bei 1,6 m über GOK. Bei Pumpstufen zwischen 1 und 2,2 l/s betrug die maximale Absenkung 168 m unter GOK (guasistationärer Zustand bei 2,2 l/s) und die maximale Auslauftemperatur lag bei 32 °C. Für den sondenfernen Bereich wurde zudem ein kf-Wert von 7,9 x 10⁻⁵ m/s und ein T-Wert von 7,89 x 10⁻⁵ m²/s berechnet.

Hydrochemie

Bei dem ca. 32 °C warmen Thermalwasser handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von über 5.600 mg/l (Tab. 44). Im Vergleich zu Stopfenreuth U1 (ca. 5,6 g/l) liegt zwar eine ähnliche Gesamtmineralisation vor, doch ist der Sulfatgehalt mit 250 mg/l deutlich geringer (Stopfenreuth U1 weist ca. 880 mg/l auf). Nach GOLDBRUNNER et al. (2005a) ist der sehr hohe Gehalt an titrierbarem Schwefel (189 mg/l) auf eine Sulfatreduktion zurückzuführen. Allein der Gehalt von Hydrogensulfid (92,8 mg/l) spricht für diese Annahme. Der Gehalt an Ammonium (8,5 mg/l) könnte ebenfalls auf anaerobe Bedingungen zurückzuführen sein. Iodid (3,4 mg/l), Strontium (17 mg/l) und Bromid (8,5 mg/l) sind jedenfalls auf Solenwasserkomponenten zurückzuführen. Im Gegensatz zu Bad Deutsch-Altenburg kommt es zu keiner Zumischung von jüngeren, gering mineralisierten Wässern (Tritium < 0,2 TU) (Tab. 48). Die Werte von Sauerstoff-18 (-11,96 ‰) und Deuterium (-89,30 ‰) lassen auf eine meteorische Komponente und ein kaltzeitliches Grundwasseralter schließen.

4.2.3 Mannersdorf am Leithagebirge (NÖ)

Aktuelle Nutzung

Die wasserrechtliche Bewilligung von 1931 hat für die Cornides- und Badquelle (Abb. 33) weiterhin Bestand. Demnach dürfen der Cornidesquelle 10,5 l/s und der Badquelle 4 l/s für die Speisung des Bades entnommen werden. Im Jahr 1999 erlosch jedoch das Wasserbenutzungsrecht der Cornidesquelle für Nutzwasserzwecke. Derzeit wird das Thermalwasser der Badquelle für die Befüllung des Sportbades der Gemeinde genutzt.

Das Vorkommen von Mannersdorf wurde bereits in der Römerzeit bzw. sogar schon früher verwendet, darauf deuten archäologische Funde im Quellbereich hin. Zudem soll ein erstes von den Thermalquellen gespeistes Thermalbad bereits 1517 gegründet worden sein. Im Jahr 1928 wurde das Gemeindebad errichtet und 1988 eröffnete das Thermalsportbad, für welches das Thermalwasser noch heute genutzt wird. Zudem wurde im Jahr 2003 die große Heilwasseranalyse für die Anerkennung der Cornidesquelle als Heilquelle durchgeführt (BENETKA & BREZINSCAK, 2004). Es sei darauf hingewiesen, dass die Quellen unter mehreren Bezeichnungen angeführt werden. Die Cornidesquelle wird auch als Kapellenguelle, Radegundisquelle und Ursprungsquelle bezeichnet. Die Badquelle ist auch als Parkquelle und Mannersdorfer Mineralquelle bekannt.

Hydrogeologie

Die Thermalwasseraustritte von Mannersdorf liegen am Westrand des Leithagebirges bzw. am Ostrand des südlichen Wiener Beckens. Karbonate der Mitteltrias und eventuell darüber liegende, Wasser führende Sedimen-



Lage der Erschließungen in Mannersdorf am Leithagebirge.

te aus dem Badenium bilden den Thermalaquifer. CAR-Lé (1975) nimmt an, dass die Mineralisierung kalkigen, Pyrit führenden Lias-Schichten entstammt. Im Hangenden des Aquifers wirken die Sedimente des Sarmatiums und Pannoniums wasserstauend. In Mannersdorf bzw. am Rand des Wiener Beckens sind SW-NE verlaufende Brüche für die Thermalwässer dahingehend von Bedeutung, weil an diesen ihr Aufstieg stattfindet.

Die Cornidesquelle entspringt aus einer Kluft an der Basis eines Gewölbebeckens, welches sich direkt unter der ehemaligen Kapelle im "Perlmoserhof" befindet (KASZONI et al., 2001). Das Thermalwasser der in einem tiefen Schacht gefassten Badquelle sammelt sich hingegen in einem kleinen Rundbecken. Die Schüttung der Cornidesquelle beträgt rund 20 I/s, jene der Badquelle 4 I/s.

Im Norden des Schwimmbades sind in Mannersdorf weitere leicht temperierte Brunnen bekannt, was auf einen diffusen Thermalwasseraufstieg deutet. Zudem sind im NW des Stadtgebietes weitere diffuse subthermale Quellaustritte mit Beimengung von Thermalwasser bekannt (BENETKA & BREZINSCAK, 2004).

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern von Mannersdorf handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 1.600 mg/l (Tab. 44). Die Quellen unterscheiden sich hydrochemisch kaum, einzig die Auslauftemperatur ist bei der Badquelle etwas geringer. Der hohe Gehalt an Sulfat (960 mg/l) deutet auf einen Kontakt zu einem Gips- bzw. Anhydritkörper. Eine mikrobakterielle Sulfatreduzierung scheint aufgrund der Analysen nicht vorzuliegen, allerdings ist eine erneute Aufoxidierung durch oberflächennahe Wässer nicht auszuschließen. Eine Sauerstoff-18-Konzentration von -11,1 ‰ deutet darauf hin, dass die Hauptkomponente des Quellwassers ein kaltzeitliches Alter aufweist (Tab. 48). Zudem besteht nur ein geringer Einfluss durch oberflächennahe Wässer. Darauf deuten Tritiumgehalte von 1,3 bis 0,7 TU hin. Abschließend ist zu erwähnen, dass die frei aufsteigenden Gase fast ausschließlich aus Stickstoff (96 %) bestehen (Tab. 49).

4.2.4 Bad Pirawarth (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für Bad Pirawarth Thermal 1 (Abb. 34) ist auf maximal 0,5 l/s im Dauerbetrieb festgelegt. Aufgrund der hohen Menge an frei aufsteigenden Gasen wird das Thermalwasser zunächst zu einer Entgasungsstation geleitet. In der Folge findet im Kur- und Rehabilitationszentrum eine Nutzung für Iod-Sole Wannenbäder statt. Zudem besteht für den Tiefbrunnen sowie für die in ca. 40 m Entfernung liegende neue Parkquelle ein gemeinsames Schutzgebiet.

Historische Beschreibungen von Quellen mit Heilwirkung reichen im Raum Bad Pirawarth bis in das 12. Jahrhundert zurück (BERGER, 2004). Vom 18. bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts bestand ein Kurbetrieb, dessen Heilwirkung auf eisenreiche, nicht höher temperierte (< 15 °C) Mineralwässer und Kohlensäurebäder beruhte. Nach Bemühungen der Gemeinde um eine Wiederaufnahme des Kurbetriebes wurde im Jahr 1989 die "Neue Parkquelle" für eine Mineralwassergewinnung abgeteuft. Mit der im Jahr 1996 abgeteuften Tiefbohrung Pirawarth Thermal 1 (Sophienquelle) wurde die Voraussetzung für den späteren Kurbetrieb geschaffen. Im Jahr 1998 eröffnete das privat geführte Kur- und Rehabilitationszentrum für Neurologie und Orthopädie. Zudem wurde das Thermalwasser im Jahr 2003 als Heilwasser anerkannt.

Hydrogeologie

Bad Pirawarth befindet sich im nördlichen Wiener Becken in einem Hochschollenbereich (Mistelbacher Hochscholle), nahe dem NE-SW streichenden Pira-



Abb. 34. Lage der Erschließung in Bad Pirawarth.

warth-Hochleiten Bruchsystem (BERGER, 2004). Dieses stellt einen Teil des Steinberg Bruchsystems dar. An der Basis des lokalen Beckenuntergrundes befindet sich die Flyschzone. Die bis auf 997,0 m abgeteufte Tiefbohrung durchörterte das Neogen (Sarmatium und Badenium) des Wiener Beckens bis zur Flyschoberkante (Abb. 35). Die Perforationsstrecke von 797 bis 928 m unter GOK (25 m Nettoperforation) erfasst ein ca. 28 °C warmes Formationswasser aus Sand- und Kieshorizonten des Badeniums. Zudem werden aus den Abschnitten 250 bis 500 m (Sandhorizonte im Badenium, eventuell auch im Sarmatium) sowie 700 bis

850 m (Sandhorizonte im Badenium) ebenfalls temperierte Wässer (18 bis 20 °C) gefördert. Im Zuge eines Probebetriebs wurden folgende Förderergebnisse erzielt: 0,3 l/s bei einer Absenkung von 70 m unter GOK, 0,75 l/s bei 200 m unter GOK und 0,85 l/s bei 400 m unter GOK. Für den Dauerbetrieb von 0,5 l/s beträgt die Absenkung rund 128 m unter GOK.

Hydrochemie

Bei dem geförderten Mineralthermalwasser handelt es sich um einen Iod-Sole-Typ. Charakteristisch sind ein Kochsalzgehalt von ca. 20 g/l und ein Iodgehalt



von 12 mg/l (Tab. 44). Auch der Gehalt an Bromid (63,5 mg/l) ist auffallend hoch. Zudem ist Strontium mit 28,1 mg/l in diesem Fall als typisches Begleitelement des Solenwassers zu interpretieren und muss nicht zwangsweise auf Tiefenkontakte deuten. Der hohe Gehalt an Ammonium (65,9 mg/l) lässt auf anaerobe Bedingungen schließen. Tritium bzw. ein Einfluss von jüngeren Wässern konnte erwartungsgemäß nicht nachgewiesen werden (Tab. 48). Die Anreicherung an Sauerstoff-18 (-4,75 ‰) zeigt einen marinen Anteil auf. Für das Formationswasser wurde außerdem ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 36.600 Jahren berechnet, wobei in BERGER (2004) bezüglich der angenommenen Kohlenstoff-14-Ausgangskonzentration keine Angabe gemacht wird. Was die frei aufsteigenden Gase betrifft, so fallen rund 0,7 l/s Gas mit ca. 94 % CH, pro Sekundenliter Thermalwasser an, dies ist auf den Einfluss von Ölfeldwässern zurückzuführen (Tab. 49). Abschließend sei erwähnt, dass bei Pumpversuchen an den offenen Bohrlochstrecken von 250 bis 500 m und 700 bis 850 m 18 bis 19 °C warmes Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Mineralwasser mit 3.500 mg/l bzw. 19,5 bis 20,5 °C warmes lod-Sole-Mineralthermalwasser mit 11.750 mg/l angetroffen wurde.

4.2.5 Leithaprodersdorf (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser von Leithaprodersdorf befindet sich in Privatbesitz und wurde nie wirtschaftlich genutzt. Neben der ca. 24 °C warmen Thermalquelle (Abb. 36), die mit rund 4 l/s schüttet, gibt es auch in unmittelbarer Nähe einen subthermalen Austritt (ca. 15 °C) mit einer Schüttung von rund 11 l/s (KÜPPER, 1977).

Die Thermalwasserquelle von Leithaprodersdorf befindet sich am Nordwestrand des Leithagebirges. Der Leithagebirgshorst ist hier lokal in Staffelbrüche und -schollen aufgelöst (KÜPPER, 1977). Die Quelle befindet sich am NNE Rand der Wimpassinger Scholle bzw. entspringt einer N–S streichenden Spalte in mesozoischen Kalken (HACKER & ZÖTL, 1993a). Als Hauptaquifer dürften mitteltriassische Dolomite agieren, die von Sedimenten des Badeniums und Sarmatiums überlagert werden. Solch verkarsteter Mitteltriasdolomit ist südlich der Thermalwasserquelle aufgeschlossen. Es wird angenommen, dass Oberflächenwässer des Leithagebirges über derartige Karbonate der Mitteltrias und Störungen rasch in die Tiefe infiltrieren können. Nach der Vorstellung von CARLÉ (1975) sinken die Wässer über Randspalten tief in den Untergrund und erwärmen sich, hierbei nehmen sie gleichzeitig etwas Kohlenstoffdioxid und salinares Wasser des hochmineralisierten Badeniums auf.

Südwestlich von Wimpassing wurde im Zuge einer Strukturbohrung 36 °C warmes Thermalwasser in nur 90 m Tiefe angetroffen (KÜPPER, 1977). Dieses könnte störungsbedingt mit der Thermalquelle in Verbindung stehen.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser von Leithaprodersdorf handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 2.900 mg/l (Tab. 45). Die Gehalte von Strontium (11,4 mg/l), Borsäure (24,8 mg/l) und Kohlenstoffdioxid (177 mg/l freies CO2) sind auffällig hoch. CARLÉ (1975) nimmt deshalb drei Komponenten des Mischwassers an: Hoch mineralisiertes, aus dem Beckenaquifer aufsteigendes Thermalwasser, eine Alimentation an Sr-, B-, und CO₂-reichen Randwässern im SE sowie eine oberflächennahe Komponente. Der Gehalt an Sulfat (1.365,7 mg/l) deutet auf einen Kontakt einer Thermalwasserkomponente zu einem Gips- bzw. Anhydritkörper. Die Subtherme zeigt hingegen eine deutlich geringere Gesamtmineralisation (813,5 mg/l) und einen geringeren SO₄-Äquivalentanteil auf. Deshalb ist ein größerer Anteil der oberflächennahen Kompo-



Abb. 36. Lage der Erschließung südwestlich von Leithaprodersdorf.

nente anzunehmen. Die Konzentrationen von Sauerstoff-18 (-12,36 ‰) und Deuterium (90,50 ‰) sprechen für einen kaltzeitlichen Ursprung des Wassers, da ein dementsprechender Höheneffekt auszuschließen ist (Tab. 48). Zudem wurde ein Kohlenstoff-14-Wert von 15,9 \pm 0,2 % modern bestimmt bzw. ein Modellalter von rund 5.900 Jahren berechnet (Süveges, 2011).

4.2.6 Oberlaa (W)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für Oberlaa Thermal 1 (Abb. 37) besteht eine wasserrechtliche Bewilligung zur Entnahme von Thermalwasser im Höchstausmaß von 32 l/s. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für Oberlaa Thermal 2 (Abb. 37) ist auf maximal 30 l/s (2.592 m³/ Tag; 946.080 m³/Jahr) festgesetzt. Aufgrund des artesischen Aufstiegs ist eine Pumpvorrichtung bei beiden Bohrungen nicht notwendig. Weiters besteht für Oberlaa seit 1981 ein Schongebiet.

Schon vor den Bohrungen war das Thermalwasservorkommen von Oberlaa bekannt. So konnte im Umkreis der heutigen Therme temperiertes Wasser an Brüchen im Neogen bis zur Oberfläche gelangen. Im Zuge von Kohlenwasserstoffexplorationsarbeiten stieß man in den 1930er Jahren bei der Bohrung Oberlaa 8 auf einen starken Thermalwasserzufluss in einer Tiefe von 363 m (WEBER & WESSELY, 1993). Aufbauend auf dieser Erkenntnis wurde im Jahr 1965 die Bohrung Oberlaa Thermal 1 in unmittelbarer Nähe abgeteuft. Bereits vier Jahre später wurde eine provisorische Quellenstation an der Liesing gebaut und es konnte mit dem Kurbetrieb begonnen werden. Die Inbetriebnahme des Kurmittelhauses sowie des Thermalbades erfolgten 1974. Zuletzt wurde 2008 mit dem Bau der neuen Thermenanlage begonnen. Um den erhöhten Bedarf an Thermalwasser zu decken, wurde hierfür auch die zweite Bohrung, Oberlaa Thermal 2, im Jahr 2009 abgeteuft. Die Thermenanlage eröffnete im Jahr 2010.

Hydrogeologie

Das Thermalwasser von Oberlaa gehört einem weitläufigen Zirkulationssystem am westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens und im angrenzenden Beckenuntergrund an, das in Kapitel 4.1 beschrieben wird. Strukturell betrachtet, befindet sich die Lokalität im Bereich einer Hochzone (Oberlaaer Hoch) eines kalkalpinen Untergrundrückens, dessen Scheitel bis auf wenige hundert Meter an die Oberfläche heranreicht (WEBER & WESSELY, 1993) (Abb. 38). Das NNE-SSW verlaufende Leopoldsdorfer Bruchsystem im NE von Oberlaa schneidet das Hoch abrupt ab. Das Bruchsystem wirkt stauend und in der Folge wird der von SW kommende Tiefenstrom zum Aufstieg und zur Rückzirkulation gezwungen. Des Weiteren wirken die Werfener Schichten der Göller-Decke und die Sedimentgesteine der Gießhübler Schichten (Paläogen bis Oberkreide) an der Flanke im NW des Zirkulationssystems ebenfalls abdichtend. Der Thermalwasseraguifer besteht lokal aus dem Rothneusiedler Konglomerat (Badenium), dem Anningerkalk (Rhätium) und Hauptdolomit (Norium). Bei der bis 418,5 m tiefen Bohrung Oberlaa Thermal 1 erfolgen die ergiebigsten Wasserzuflüsse aus dem Rothneusiedler Konglomerat. Dieses weist wechselnde Porositäten auf, enthält jedoch keine stauenden Schichten. Die Mergel im Hangenden des Aquifers (Pannonium bis Badenium) wirken als Dichtebarriere. Ursprünglich betrug die artesische Schüttung 40 l/s und hatte eine Auslauftemperatur von 53 °C. Der Lagerstättendruck betrug in einer Teufe von 353 m 44,1 atm bzw. 46,2 atm bei 374 m (WEBER, 1993b). Bei einem Langzeitauslaufversuch von Februar bis Mai 2010 wurden Fließdruckbedingungen von 23,1 bis 30,7 mbar (die Variationen sind auf Unterschiede in der Gasführung zurückzuführen) festgestellt. Die artesische Schüttung betrug in diesem Zeitraum ca. 28,5 l/s und die Auslauftemperatur lag bei rund 54,5 °C (Schmid et al., 2010).

Der Ansatzpunkt der bis auf 933 m (MD) abgeteuften Thermalwasserbohrung Oberlaa Thermal 2 befindet



Abb. 37. Lage der Erschließungen in Wien-Oberlaa.



Profilschnitt von Oberlaa (verändert nach Schmid & Wessely, 2009).

sich ca. 1 km nördlich von Thermal 1 und liegt um ca. 32 m höher (SCHMID et al., 2010) (Tab. 37). Ab 500 m wurde die Bohrung abgelenkt (zunächst 50° NE, später 20° NNE bei 930 m). Die offene Bohrlochstrecke befindet sich zwischen 559 m (MD) und der Endteufe und erfasst Thermalwasser aus dem Anningerkalk und dem Plattenkalk/Hauptdolomit. Letzterer agiert zwischen 850 bis 873 m als Hauptträger des Thermalwassers. Im Zuge eines Auslaufversuches von März bis Mai 2010 wurde ein Schließdruck von 6,2 bar ermittelt. Zudem wurde ein Durchlässigkeitswert von 1,47 x 10⁻⁵ m/s bestimmt. Mit geophysikalischen Bohrlochmethoden wurden jedoch bevorzugte Zustrombereiche festgestellt, die eine Reduktion auf 10 % der Gesamtmächtigkeit bedeuten. Ein resultierender kf-Wert von 3,38 x 10⁻¹ m/s wird jedoch von den Autoren hinterfragt. Außerdem betrug die Auslauftemperatur bei einem freien Überlauf von ca. 28 l/s rund 47 °C.

Teufen MD (m u. GOK)	Oberlaa Thermal 2
-4	Quartär
-74	Pannonium
ca172	Sarmatium
ca382	Badenium
-435	Badenium, Rothneusiedler Konglo- merat
-468,2	Karpatium, olivgraue, siltig-sandige Tonmergel
ca514,5	Karpatium, Dolomitbrekzie
ca. 780–790	Rhätium, Anningerkalk
-933 (ET)	Norium, Plattenkalk/Hauptdolomit
T-1-07	

Bohrprofil von Oberlaa Thermal 2 (nach SCHMID et al., 2010).

Abschließend ist anzumerken, dass im Zuge eines Beobachtungsprogrammes im Jahr 2010 keine Beeinflussung von Thermal 1 durch Thermal 2 festgestellt wurde (SCHMID et al., 2010).

Hydrochemie

Die Thermalwasserbohrungen von Oberlaa weisen einen schwefelhaltigen Natrium-Calcium-Sulfat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 3.600 mg/l und Auslauftemperaturen von ca. 47 °C (Thermal 2) bzw. rund 53,8 °C (Thermal 1) auf (Tab. 45). Prinzipiell zeigen die Thermalwässer beider Bohrungen keine wesentlichen Unterschiede. Allerdings weist Thermal 2 einen deutlich höheren Gehalt an Gesamtschwefel (ca. 139 mg/l; Thermal 1 < 21 mg) sowie an flüchtigen gelösten organischen Bestandteilen (Thermal 2: DOC 7,5 mg/l; Thermal 1: 0,17 mg/l) auf (EICHINGER et al., 2009b). Bei Thermal 1 liegt der Sulfatgehalt etwas höher, wobei im Nutzungszeitraum von mehreren Jahrzehnten der Gesamtschwefelanteil zurückgegangen bzw. der Sulfatanteil gestiegen ist (EICHINGER et al., 2009a). Zusammenfassend ist eine Reduktion von Sulfat zu Sulfid zu beobachten, die mit dem Abbau von organischem Material aus den Kohlenwasserstoff führenden Sedimenten der Trias und des Jura in Verbindung gebracht werden kann. Was die Herkunft des Sulfates betrifft, so deutet eine Schwefel-34-Signatur von 27,7 ‰ auf ein Salinar der höheren Untertrias hin (Tab. 48) (Götzl et al., 2012a). Erwähnenswert ist der hohe Gehalt an Kieselsäure (> 40 mg/l), der mit einer tiefen Thermalwasserzirkulation zu erklären ist (Tab. 45). Nach der SiO₂-Geothermometerberechnung nach VERMA (2000) würde dies einer Formationstemperatur von über 80 °C entsprechen. Werte von Sauerstoff-18 (-12,88 ‰) und Deuterium (-93,6 ‰) lassen auf eine vorwiegend vadose Neubildung des Grundwassers unter kaltzeitlichen Bedingungen schließen (EICHINGER et al., 2009b) (Tab. 48). Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist eine Beeinflussung durch jüngere Wässer erwartungsgemäß auszuschließen. Die Gasgehalte zeigen bei Thermal 2 wesentlich höhere Gehalte an Schwefelwasserstoff und Methan an, Stickstoff und Kohlenstoffdioxid sind hingegen vergleichbar (Tab. 49). Außerdem ist Sauerstoff aufgrund der reduzierenden Verhältnisse nicht nachweisbar.

4.2.7 Bad Sauerbrunn (B)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für Bad Sauerbrunn Thermal 1 (Abb. 39) ist die wasserrechtlich bewilligte Nutzung auf 32.000 m³/Jahr (87,4 m³/Tag; Spitzenentnahme von 3 l/s für 6 Stunden täglich) festgelegt. Zudem werden ca. 120 ml Gas pro einem Liter Thermalwasser gefördert (BENETKA & BREZINSCAK, 2009). Der Konsens der neuen Gemeindequelle ist auf 1,6 l/s festgelegt. Im Gesundheitszentrum Bad Sauerbrunn wird das Thermalwasser für den Badebetrieb und das Kohlenstoffdioxid für Trockengasbäder verwendet. Außerdem findet das Mineralwasser der neuen Gemeindequelle für Trinkkuren Anwendung. Das Thermalwasser sowie das Mineralwasser werden direkt zum Kurzentrum geleitet, bei der Gemeindequelle ist ein Trinkbrunnen öffentlich zugänglich.

Archäologische Funde lassen darauf schließen, dass die ursprüngliche Bad Sauerbrunner Heilquelle bereits in der Bronzezeit genutzt wurde (BALASKO et al., 1999). Im Jahr 1853 wurde ein erstes Kurgebäude errichtet und man strebte zu dieser Zeit neben der Errichtung einer Trink- und Badeanstalt auch den Versand des Heilwassers an. So verkaufte man bereits vor dem Ersten Weltkrieg das Mineralwasser unter den Bezeichnungen "Paul Quelle" bzw. "Rosalia Quelle". Im Jahr 1967 wurde die erste Gemeindequelle von Sauerbrunn abgeteuft, da die Mineralisation der Bohrung jedoch im Laufe der Zeit nachließ, folgte 1994 die Abteufung der neuen Gemeindequelle. Bis heute gilt sie als magnesiumreichste Heilquelle von Österreich. Da an deren Sohle eine Wassertemperatur von 26 °C gemessen wurde, lag die Erschließung von Thermalwasser nahe. So entschloss sich die Kurgemeinde mit der Kurkommission im Jahr 1997 für die Niederbringung der Tiefbohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1.

Hydrogeologie

Bad Sauerbrunn befindet sich im Nordwesten des Mattersburger Beckens (Teilbecken des Wiener Beckens). im Grenzbereich zwischen dem Kristallin des Rosaliengebirges (Unterostalpin) und der neogenen Beckenfüllung. Diese besteht lokal vorwiegend aus neogenen Sedimenten des Sarmatiums und Badeniums (Böchzelt & GOLDBRUNNER, 1997). Ablagerungen des Pannoniums treten erst weiter nordöstlich im Bereich von Pöttsching auf. Die Sedimente des Badeniums sind im Gemeindegebiet von Bad Sauerbrunn mächtig ausgebildet und lassen sich in eine tiefere und eine höhere Einheit untergliedern. Die tiefere Einheit umfasst Einschaltungen von Grobsand und Kieskörpern in dunklen Tonen oder Mergeln, die höhere Einheit setzt sich aus dunklen Tonen und Tonmergeln zusammen und tritt zum Teil direkt am Kristallinrand und z.B. auch im Bereich der Gemeindequelle auf. Hierbei sei angemerkt, dass KÜPPER (1962) die höhere Einheit der Lageniden-Zone zuordnete. Das klastisch ausgebildete Sarmatium besteht vorwiegend aus mittelkörnigen Sanden mit Einlagerungen von Kiesen und verfestigten Konkretionen. Feinklastische Ausbildungen des unteren Sarmatiums wurden ausschließlich im östlichen Ortsteil dokumentiert. Das durch Randbrüche abgesenkte "Zentralalpin" umfasst Glimmerschiefer, Grobgneise sowie die für die Thermalwasserführung relevanten Semmeringkalke, -dolomite und -quarzite des Permomesozoikums. Obwohl die Glimmerschiefer und Grobgneise generell wasserundurchlässig sind, können im Nahbereich von Störungen oder als Folge länger andauernder Verwitterung Wasserwe-



Abb. 39. Lage der Erschließungen in bzw. östlich von Bad Sauerbrunn

Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Sauerbrunn Thermal 1
-9,0	Quartär
-892,0	"Tertiär" -45,0: Sand, schluffig, kiesig -580,0: Feinsand, Schluff, Ton -673,0: Sandsteine und Siltsteine in Wechsellagerung -692,0: Tonstein -713,0: Sandsteine und Siltsteine in Wechsellagerung -748,0: quarzreiche Kalksandsteine -892,0: Tonsteine, Sandsteine, Siltsteine
-1.100,0 (ET)	Unterostalpin -1.055,0: Gneise und Kalkschiefer -1.100,0: Marmor

Tab. 38.

Bohrprofil von Bad Sauerbrunn Thermal 1 (nach $\mbox{B\"{G}}\mbox{CHZELT}$ & $\mbox{Goldbrunner},$ 1997).

gigkeiten auftreten. Diese Bereiche werden von Böch-ZELT & GOLDBRUNNER (1997) als Aufarbeitungszone beschrieben und sind als Kluftwasserleiter einzustufen. So wurde bei der bis auf 110 m niedergebrachten neuen Gemeindequelle subthermales Wasser im geklüfteten Kristallin des Unterostalpins (77 m bis zur Endteufe) angetroffen (GOLDBRUNNER, 1994). Die Filterstrecke befindet sich von 82,3 bis 110,0 m unter GOK. Bei einem 21 stündigen Auslaufversuch im Jahr 1994 wurden ca. 4,5 l/s mit rund 15 °C gemessen.

Bei der bis auf 1.100,0 m unter GOK abgeteuften Tiefbohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1 wurde das Kristallin des Unterostalpins ab 892,0 m angetroffen (Tab. 38). Die geklüfteten Gneise sowie Kalkschiefer erwiesen sich von 892,0 bis 1.055,0 m unter GOK als Thermalwasser führend (Böchzelt & Goldbrunner, 1997). Das Neogen zeigte sich als nicht produktiv und die im Liegenden des Aquifers anschließenden Marmore waren kompakt und ohne nennenswerte Klüftigkeit. Die Perforation umfasst im Endausbau die Strecke 903,0 bis 1.055,0 m unter GOK. Bei einem Langzeitpumpversuch vom 18.10.2001 bis zum 19.12.2002 wurde bei der dritten Förderstufe von ca. 1,5 l/s eine Auslauftemperatur von 41,6 °C bei einer Absenkung von 543,0 m unter GOK ermittelt (HEISS & GOLDBRUNNER, 2003). Der Ausgangswasserspiegel lag vor Beginn des Förderversuchs bei 13,4 m unter GOK und der Schließdruck betrug 7 bar. Im Zuge der hydraulischen Auswertung des Langzeitpumpversuches wurden für den sondenfernen Abschnitt Transmissivitäten von 1,17 bis 2,74 x 10⁻⁶ m²/s bestimmt. Zu Formationstemperaturen liegen keine Unterlagen vor. Aufgrund der Auslauftemperatur ist jedoch von einer geothermischen Tiefenstufe von ca. 1 °C/24 m auszugehen.

Hydrochemie

Das Thermalwasser von Bad Sauerbrunn Thermal 1 weist einen Natrium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von über 3.000 mg/l und eine Auslauftemperatur von rund 37 °C auf (Tab. 45). Der Gehalt an Tritium (0,4 TU) weist darauf hin, dass es keinen Einfluss durch jüngere oberflächennahe Wässer gibt (Tab. 48). Zudem ist aufgrund von Sauerstoff-18 (-11,57 ‰) auf eine bedeutende kaltzeitliche Komponente zu schließen. Die frei aufsteigenden Gase mit einer Gasschüttung von 0,12 I pro Liter Thermalwasser bestehen zu 51 % aus Kohlenstoffdioxid und zu 49 % aus Stickstoff (Tab. 49).

Das subthermale Wasser der neuen Gemeindequelle ist als Magnesium-Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Säuerling zu klassifizieren (Tab. 45). Besonders auffällig ist der hohe Gehalt an Magnesium (152 mg/l). Die Gesamtmineralisation beträgt rund 2.400 mg/l und die Auslauftemperatur rund 15 °C. Ein Tritiumwert von 2,3 TU zeigt, dass der Anteil an jungen Wasserkomponenten gering ist (Tab. 48). Die frei aufsteigenden Gase bestehen fast ausschließlich aus Kohlenstoffdioxid, zudem beträgt das Gas/Wasser-Verhältnis 4,6:1 (Tab. 49).

4.2.8 Baden (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Gesamtkonsens der Heilquellen von Baden (Abb. 40) ist auf 106 I/s festgelegt. Die bewilligte Entnahmemenge für die Hauptquellen Josefsquelle Bohrung 1, Marienquelle und Römerquelle beträgt 62 I/s. Sie versorgen die Einrichtungen der Kurstadt Baden mit schwefelhaltigem Thermalwasser. Eine detaillierte Übersicht über die 15 gefassten Thermalwasseraustritte in Baden befindet sich in Tabelle 39. Die tatsächliche Ergiebigkeit aller Quellen und Bohrungen beträgt rund 30 bis 50 I/s und ist stark von der Förderrate der Bohrbrunnen abhängig. Die Auslauftemperaturen liegen bei ca. 23 bis 35 °C.

Aufgrund der stetigen Entwicklung der Kur- und Badeeinrichtungen wurde ein Ringwassernetz gebaut. Dieses dient der Versorgung von sämtlichen Bäder und Kureinrichtungen (PESTAL, 2001).

Baden zählt zu einem der ältesten Kurorte Europas. Bereits im 1. Jahrhundert n. Chr. nutzten die Römer die schwefelhaltigen Thermalquellen (DIEM, 1928). Anschlie-Bend verfielen sie im Mittelalter und erst im 11. Jahrhundert entstanden neue Bäder. Von der schüttungstärksten aller Quellen, der Marienquelle, ist eine Fassung aus dem Jahr 1925 genauer dokumentiert. Aufgrund eines starken Rückganges der Ergiebigkeit, es hatten sich Nebenaustritte gebildet, musste die Quellfassung 1965 erneuert werden (KAISER, 2000). Im September 1986 wurde in unmittelbarer Nähe zu der Josefsquelle mit den Bohrarbeiten für die Josefsquelle Bohrung 1 begonnen (Stadtbauamt Baden, 1987). Ziel war die Erschlie-Bung von Oberflächenwasser unbeeinflusstem Thermalwasser. Zudem war die Ergiebigkeit der Marienquelle zu diesem Zeitpunkt aufgrund von Nebenaustritten abermals zurückgegangen. Mit der Bohrung sollte auch die zukünftige Versorgung der Stadt mit Thermalwasser gewährleistet werden. Da man sich mit der Fördermenge nicht zufrieden stellte, wurde im darauffolgenden Jahr die zweite Bohrung (Bohrung 2) niedergebracht.



Abb. 40.

Lage der Erschließungen in Baden.

Bezeichnung	Aktuell genutzt	Art der Förderung	Konsens	Ergiebigkeit (l/s)	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauf- temperatur (°C)	Auslauf- temperatur (°C)
				19.06.2007	19.12.2007	19.06.2007	19.12.2007
Engelsbadquelle	ja	Pumpbetrieb	3,0 l/s			33,5	30,8
Frauenbadquelle	ja	Pumbetrieb	3,0 l/s	1,5		34,9	34,5
Josefsquelle Bohrung 1	ја	Pumpbetrieb und Überlauf	10,0 l/s; max. 25,0 l/s	20,0	3,7	35,6	34,5
Josefsquelle Bohrung 2	ja	Überlauf	5,0 l/s	0,1	0,2	33,1	31,4
Josefsquelle	nein	Überlauf				35,0	33,9
Leopoldsquelle	ja	Überlauf	15,0 l/s	2,3	3,0	26,4	25,8
Marienquelle	ja	Überlauf	45,0 l/s	18,0	19,2	34,8	33,9
Mariazellerhofquelle	ja	Pumpbetrieb	5,0 l/s				
Römerquelle	ja	Überlauf	7,0 l/s	1,4	1,5	29,4	28,6
Sauerhofquelle	nein	Überlauf	101/2			27,8	27,5
Peterhofquelle	nein	Überlauf	131/5				
Franzensbadquelle	nein			1,1	1,1	32,9	32,3
Ferdinand-Johannes- quelle	nein	Überlauf		2,7	2,7	26,5	26,0
Peregriniquelle	nein	Pumpbetrieb				22,9	22,2
Karolinenquelle	nein	Überlauf		0,2	0,5	34,3	33,8
Gesamt			106 l/s				

Tab. 39. Wasserrechtliche Bewilligungen sowie Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Quellen und Brunnen von Baden nach Aufzeichnungen der Gemeinde Baden.



Außerdem wurde die Bohrung Josefsquelle 1 zur Verbesserung der Versorgungssituation vertieft. Abschließend ist zu erwähnen, dass bereits im Jahr 1879 von der k. k. Berghauptmannschaft Wien ein Schutzrayon für die Badener Heilquellen festgelegt wurde.

Hydrogeologie

Die Thermalquellen von Baden befinden sich am westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens. Hier taucht der Mittelabschnitt der als Thermalaguifer agierenden Göller-Decke (Tirolisch-Norisches Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen) unter die neogene Beckenfüllung. Die Ursache für das Auftreten der Thermalquellen von Baden ist ein weitläufiges hydrodynamisches Zirkulationssystem am westlichen Rand und im randnahen Teil des Beckenuntergrundes, das detailliert in Kapitel 4.1 beschrieben wird. Im Bereich von Baden treten auf einem Gebiet von 600 x 300 m die Thermalquellen vorwiegend aus dem Wettersteindolomit der Rauheneck-Schuppe aus (WESSELY et al., 2006). Da die Rauheneck-Schuppe lokal bis zur Oberfläche reicht, kann das gespannte Thermalwasser aufsteigen und es kommt zu den Quellaustritten. Die neogenen Sedimente hingegen agieren prinzipiell als Stauer. So führen HA-CKER & ZÖTL (1993b) an, dass Quellaustritte an jenen Stellen auftreten können, wo das Neogen eine Mächtigkeit von weniger als 15 m aufweist. Auch Brüche und Überschiebungen, wie z.B. die Badener Bruchzone, führen zu besseren Durchlässigkeiten, wie bei der Marienquelle ersichtlich ist (Abb. 41). Das Thermalwasser von Baden wird allerdings auch von jüngeren Wässern und kalten Karstwässern beeinflusst. HACKER (1992) beschäftigte sich intensiv mit dem Mischungsverhältnis und kam zu folgender Schlussfolgerung: Bei einem angenommenen Thermalwasserabfluss von 100 l/s im Stadtgebiet von Baden stammen 50 l/s von dem thermalen Tiefengrundwasseraguifer, 10 l/s von seichten Karstwässern und 40 l/s von tieferen Karstwässern.

Im Weiteren seien die Fassungen der Hauptquellen beschrieben: Die Fassungskammer der Marienquelle befindet sich rund 10 m unter der Flusssohle der Schwechat direkt am Gestein. Die Schüttung ist im Vergleich zu den im Jahr 1965 gemessenen 65 l/s aufgrund von Nebenaustritten stark zurückgegangen (KAISER, 2000). Nichtsdestotrotz handelt es sich bei der Marienquelle weiterhin um die ergiebigste Quelle. Die heutige Römerquelle, ehemals Ursprungsquelle genannt, entspringt am Fuß des Kalvarienberges aus erweiterten Klüften im Wettersteindolomit und ist durch einen ca. 25 m langen Felsstollen zugängig (Stadtbauamt Baden, 1978). Der Quellmund mit der Hauptspalte befindet sich ca. 3,5 m unter dem Wasserspiegel (KLENNER & KASZONI, 2005). Die Josefsquelle Bohrung 1 wurde anfangs auf 230 m abgeteuft und es wurden Thermalwasser führende Klüfte in ca. 53 und 198 m Tiefe angetroffen (Stadtbauamt BADEN, 1987). Trotz einer im Vergleich zu den Quellen deutlich besseren Wassergualität zeigte man sich mit der Ergiebigkeit von 8,5 l/s bei einer Absenkung von rund 35 m nicht zufrieden. Deshalb wurde die Bohrung im Jahr 1993 zusätzlich auf 450 m unter GOK vertieft, jedoch anschließend bei 303 m verschlossen (PESTAL, 2001). Bei 237 und 292 m konnten zusätzliche Wasserzutritte angetroffen werden. Die meisten Quellen werden durch die Bohrung erheblich beeinflusst.

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern von Baden handelt es sich um einen Calcium-Natrium-Magnesium-Sulfat-Chlorid-Schwefel-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.700 mg/l (Tab. 46). Die Quellen weisen jedoch Durchmischungen mit oberflächennahen Wässern auf. So lagen z.B. im Jahr 2007 die Auslauftemperatur der Peregriniquelle bei ca. 22 °C und jene der Marienquelle bei rund 34 °C. Der hohe Gehalt an Schwefelwasserstoff (> 5,0 mg/l) ist charakteristisch für das Thermalwasser, somit bestehen Ähnlichkeiten zu dem Vorkommen von Oberlaa. Nach HACKER & ZÖTL (1993b) kommen als Ursache die Einwirkung des Thermalwassers auf Sulfatvorkommen, der Einfluss von Erdölbegleitwässern und eine mikrobakterielle Reduktion in Frage. Im Falle eines deutlichen Einflusses von Erdölbegleitwässern wären

bestimmte Spurenstoffe wie lodid und Bromid zu erwarten, diese treten nur in sehr geringen Konzentrationen auf. Götzl et al. (2012a) nehmen aufgrund der Schwefel-34-Signatur (23,2 bis 25,5 ‰) für die Herkunft des Sulfats Evaporite aus der höheren Untertrias bis Mitteltrias (Reichenhaller Rauhwacke) an. Der Hydrogensulfidgehalt von 8,2 mg/l (Josefsquelle Bohrung 1) deutet allerdings auch auf eine mikrobakterielle Reduktion bzw. reduzierende Bedingungen hin. Was die Verweilzeit betrifft, so ist anzunehmen, dass die Thermalwässer einen hohen Anteil an kaltzeitlichem Wasser aufweisen. Hierfür sprechen Sauerstoff-18-Werte um -11,5 ‰ (Tab. 48) und die Annahme, dass die mittlere Einzugsgebietshöhe zu niedrig für einen entsprechenden Höheneffekt ist (Götzl et al., 2012a). Aufgrund der starken Durchmischung gestalten sich Berechnungen zur Verweilzeit schwierig. HACKER (1992) führt für die Quel-Ien ungewichtete Tritium- und Sauerstoff-18-Mittelwerte aus den Jahren 1984/1985 an. Diese liegen zwischen 2,2 und 9,5 TU bzw. zwischen -11,34 bis -11,51 ‰. Aktuellere Tritiumwerte aus dem Jahr 2010 liegen zwischen 1,3 und 2,0 TU (Tab. 48). Außerdem werden Kohlenstoff-14-Modellalter von 4.500 (41,37 % modern, Peregriniquelle) bis 8.300 Jahre (25,16 % modern, Marienquelle) angegeben. Diese erscheinen dem Autor für die Thermalwasserkomponente allerdings als deutlich zu jung. Von RANK (1994) wurde für die Josefsquelle Bohrung 1 ein etwas höheres Kohlenstoff-14-Modellalter von 12.000 Jahren bestimmt, es dürfte auch hier eine Durchmischung stattfinden (Tab. 48).

Vergleicht man die Thermalwässer von Baden mit den anderen der Hochscholle im Westen des südlichen Wiener Beckens, so ist auffällig, dass seine Verweilzeit in Bezug auf die erreichte Temperatur vergleichsweise gering ist. Dies könnte auf einen im Vergleich zu Oberlaa verkürzten Konvektionsweg deuten (Götzl et al., 2012a). Abschließend ist anzumerken, dass die frei aufsteigenden Quellgase zum Großteil (ca. 95 %) aus Stickstoff bestehen (Tab. 49).

4.2.9 Linsberg (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser der Tiefbohrung Linsberg Thermal 1b (Abb. 42) wird für eine Thermenanlage genutzt und die wasserrechtliche Bewilligung ist auf maximal 4 l/s (230 m³/Tag; 84.000 m³/Jahr) begrenzt. Dieser Konsens entspricht etwa der artesischen Schüttung der Bohrung (SCHWARZ, 2005).

Nach geologischen und geophysikalischen Voruntersuchungen wurde im Jahr 2004 die Bohrung Linsberg Thermal 1b abgeteuft (WEIXELBERGER, 2004). Eine Anerkennung als Heilquelle erfolgte 2007 und im August 2008 fand die Eröffnung der Therme statt.

Hydrogeologie

Die Bohrung befindet sich NW des Ulrichberges (Linsberger Höhenrücken) und damit am südlichen Rand des Wiener Beckens nahe der Ebene des Steinfeldes (WEI-XELBERGER, 2004). Im Umfeld der Bohrung taucht das Permomesozoikum der Semmering-Einheit (Unterostalpin) unter die Sedimente des Wiener Beckens. Folglich agieren die Karbonate der Mitteltrias als Thermalwasseraguifer. Aufgrund des komplexen geologischen Baus ist die Begrenzung eines Einzugsgebiets für die Thermalwässer schwierig. Wegen technischer Schwierigkeiten (Festsitzen der Bohrung im Anhydrit bei rund 1.000 m) waren drei Anläufe für eine erfolgreiche Niederbringung notwendig. Deswegen handelt es sich bei Linsberg Thermal 1b ab 523,0 m um eine abgelenkte Bohrung mit einem Winkel von 3,5°. Nachdem geringmächtiges Quartär durchörtert wurde, folgten bis 472,0 m unter GOK Hüllschiefer (Glimmerschiefer, Phyllite) (Tab. 40). Infolge trat bis 532,0 m ein Wechsel zu Kalken und Dolomiten des Permomesozoikums auf, bevor eine Abfolge von Alpinem Verrucano und Quarziten bis 820,0 m MD anschloss. Im Liegenden folgten abermals Dolomite und Kalke bis zur Endteufe von 892 m MD. Starke Spülverluste von 860 bis 865 m wie-



Abb. 42. Lage der Erschließung bei Linsberg.

Teufen MD (m)	Linsberg Thermal 1b
-8,0	Quartär
-472,0	Unterostalpin -472,0: Hüllschiefer
-892,0 (ET)	Permomesozoikum -532,0: Kalke und Dolomite -820,0: Alpiner Verrucano -892,0: Kalke und Dolomite

Tab. 40.

Bohrprofil von Linsberg Thermal 1b (nach WEIXELBERGER, 2004).

sen auf eine erhöhte Wasserwegigkeit im Kalk hin. Obwohl es ursprünglich vorgesehen war, die Tiefbohrung bis 2.000,0 m fortzusetzen, stellte man sich mit dem Zufluss von Thermalwasser aus diesem fündigen Horizont zufrieden. So wurden Filterstrecken von 840,5 bis 886,6 m MD gesetzt. Bei einem Dauerpumpversuch vom 27.08.2004 bis 04.09.2004 wurde mit Förderstufen von 5 l/s (Absenkung 2.3 m unter GOK: Fließdruck 6,8 bar), 10 l/s (Absenkung 14,3 m unter GOK; Fließdruck 5,5 bar) und 15 l/s (Absenkung 28,5 m unter GOK; Fließdruck 3,7 bar) gefahren. Auffällig war, dass sich der ursprüngliche Schließdruck (ca. 7.2 bar) bei allen Förderstufen innerhalb von einer Minute fast vollständig aufbauen konnte. Dies weist auf einen guten Zufluss aus dem Aquifer hin. Außerdem beträgt die artesische Schüttung rund 4 l/s und die Auslauftemperatur liegt bei ca. 26,5 °C (Schwarz, 2005). Demnach liegt die geothermische Tiefenstufe bei ca. 1 °C/33 m.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser der Tiefbohrung Linsberg Thermal 1b handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Schwefel-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.200 mg/l und einer Auslauftemperatur von rund 26 °C (Tab. 46). WEIXELBERGER (2004) weist darauf hin. dass die hohen Sulfatwerte (> 1.300 mg/l) auf Anhydrite in Tiefen ab ca. 1.000 m zurückzuführen sind. Für diesen wurde ein Schwefel-34-Wert von 22,3 ‰ bestimmt (Süveges, 2011) (Tab. 48). Der hohe Gehalt von Strontium (8,1 mg/l) und Fluorid (1,6 mg/l) deuten auf eine tiefe Zirkulation des Thermalwassers. Bei Anwendung der Quarz-Geothermometerberechnung nach VERMA (2000) lässt sich aufgrund der 19,31 mg/l Kieselsäure eine Formationstemperatur von ca. 54 °C berechnen. Die Werte von Sauerstoff-18 (-11,8 ‰) und Deuterium (-85,6 ‰) deuten auf ein vorwiegend kaltzeitliches Alter des Wassers. Auch ist aufgrund des Fehlens von Tritium ein Einfluss von jüngeren Wässern (< 50 Jahre) auszuschließen. Zudem wurde, basierend auf einer Kohlenstoff-14-Beprobung, ein Alter von 23.400 Jahren bestimmt (Süveges, 2011).

4.2.10 Bad Vöslau (NÖ)

Aktuelle Nutzung

Die Thermalwässer von Bad Vöslau (Abb. 43) werden für den Mineralwasserabfüllbetrieb sowie für den Kurbetrieb der Stadtgemeinde Vöslau verwendet. Eine de-



Abb. 43. Lage der Erschließungen in Bad Vöslau.

Bezeichnung	Nutzung	Schüttung (I/s)	Auslauftemperatur (°C)	Gesamtkonsens	Einzelkonsens
Ursprungsquellen (Quelle 1, 2 und Vollbadquellen)	Kurbetrieb	35,3 (Jahresmittel 2001)	20,9 (12.03.2010)	990.000 m³/Jahr	36,8 l/s (2.900 m³/Tag; 400.000 m³/Jahr)
Bohrbrunnen VI/2	Mineralwasser- abfüllung	26,0 (Jahresmittel 2001)	31,9 (12.03.2010)		für die Ursprungs- quellen und Bohr- brunnen VI bzw. 26 I/s (210.000 m ³ /Jahr) im Durchschnitt bei Bohrbrunnen VI
Bohrbrunnen VII	Kurbetrieb und Reserve für den Mineralwasser- abfüllbetrieb	35,0 (Jahresmittel 2001)	31,6 (12.03.2010)		15 l/s aufgeteilt auf 8 l/s (700 m ³ /Tag; 190.000 m ³ /Jahr) und 7 l/s (600 m ³ /Tag; 190.000 m ³ /Jahr)
Bohrbrunnen VII.2 (ehemals Kernboh- rung Bahngasse)	Andere	12,0 (Pumpbetrieb)	17,8 (26.08.2002)	12 l/s (150.000 m³/Jahr; 220 Tage Entnahme)	

Tab. 41.

Wasserrechtliche Bewilligungen, Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Thermalwasserquellen und Bohrungen von Bad Vöslau.

taillierte Übersicht über die aktuelle Nutzung befindet sich in Tabelle 41. Einzig der Bohrbrunnen VII.2 ist in die Wasserversorgungsanlage nicht eingebunden. Es besteht zudem ein engeres Quellschutzgebiet für die Thermalquellen von Bad Vöslau.

Wie bei dem Thermalwasservorkommen von Baden wurden die Thermalquellen in Bad Vöslau bereits in der Römerzeit genutzt (DIEM, 1928), Bereits im Jahr 1822 soll es eine erste Badeanstalt gegeben haben (Küp-PER, 1981). Zudem wurde das Thermalwasser zu dieser Zeit für eine Mahl- und Sägemühle verwendet, um deren Betrieb auch in den Wintermonaten aufrechterhalten zu können. Im Jahr 1873 eröffnete das Vöslauer Thermalbad. Die Gründung eines Mineralwasserabfüllbetriebes folgte 1936. Die Bohrbrunnen sind im Gegensatz zu den früh gefassten Ursprungsguellen deutlich jünger. Neben dem im Jahr 1971 niedergebrachten Bohrbrunnen Bahngasse 1 (heute unter VII.2 angeführt) und den Sondierungsbohrungen S1 und S3 aus dem Jahr 1980 wurde 1994 der Bohrbrunnen VI niedergebracht (Pestal, 1994; Klein & Küpper, 1985). Diese Versuchsbohrung sollte als Förderbrunnen ausgebaut werden, doch es kam zu Sandeintritten und der Brunnen musste verschlossen werden. In unmittelbarer Nähe wurde 1997 der Bohrbrunnen VI/2 niedergebracht (PES-TAL, 1997). Zur Verbesserung der Versorgungssicherheit folgte 2001 die Niederbringung des Bohrbrunnens VII (PESTAL, 2002). Abschließend ist anzumerken, dass sowohl die Ursprungsquellen als auch der Bohrbrunnen VI als Heilguellen anerkannt sind.

Hydrogeologie

Bad Vöslau liegt am Westrand des südlichen Wiener Beckens im Bereich der Göller-Decke (Tirolisch-Norisches Deckensystem). Die Voraussetzung für das Auftreten der Thermalquellen von Bad Vöslau ist ein weitläufiges Thermalwasserzirkulationssystem am Westrand des südlichen Wiener Beckens (Kap. 4.1). Lokal wird die Göller-Decke, bestehend aus einer steilstehenden

Schichtfolge von Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Kössen-Formation und Jurakalken, von der Harzbergschuppe von Südosten her überschoben (Abb. 44) (WESSELY, 2001). Zusammen tauchen diese beiden tektonischen Einheiten unter das Wiener Becken und bilden dessen Untergrund. Verkarsteter Wettersteindolomit und -kalk der Harzbergschuppe agieren für das Vorkommen als Hauptaguifer. Gegen den Beckenrand WNW-ESE streichende Störungen dienen als Migrationshilfe für die aus der Beckentiefe aufsteigenden Wässer. Über guerende NE-SE streichende Klüfte können die Thermalwässer schließlich in das überlagernde Badenium, das Vöslauer Konglomerat und die Gainfarner Brekzie, aufsteigen und anschließend die Oberfläche erreichen. Über ein an der Oberfläche verfolgbares E-W verlaufendes Bruchsystem, dazu gehören die Harzbergstörung und der Gainfarner Bruch, gelangen zudem Kaltwässer aus dem Bereich des Lindkogels (südwestlich von Baden) in die Tiefe, werden erwärmt und migrieren unter dem Neogen zum Beckenrand zurück.

Bei den Ursprungsquellen handelt es sich um sechs Thermalquellen (Ursprungsquelle 1 und 2, vier Vollbadquellen), die einem Kluftsystem im Vöslauer Konglomerat entspringen (HACKER, 1993a). Die Ursprungsquelle 1 ist mit Abstand die ergiebigste, ihre Gesamtschüttung beträgt ca. 35 I/s (Jahresmittel 2001), die Auslauftemperatur ca. 21,5 °C (PESTAL, 2002).

Der Bohrbrunnen VI/2 wurde bis auf eine Endtiefe von 705 m abgeteuft und ist bis auf 605 m mit Vollwandrohren verrohrt (PESTAL, 1997). Die offene Bohrlochstrecke von 605 bis 705 m unter GOK erfasst vorwiegend die Wetterstein-Formation. Hierbei findet der Hauptzufluss von 623 bis 643 m aus Klüften des Wettersteindolomits statt. Rund 8 I/s steigen artesisch auf, mittels Pumpbetrieb wird eine Entnahmemenge von maximal 26 I/s erreicht (PESTAL, 2002). Die Auslauftemperatur beträgt rund 32 °C. Im Zuge von Kurzpumpversuchen zeigte sich, dass die Ursprungsquellen durch den Bohrbrunnen VI/2 nicht beeinflusst werden (PESTAL, 1996).



Profilschnitt von Bad Vöslau (verändert nach Wessely et al., 2007: Abb. 3).

Des Weiteren wurde bei der Bohrung auch ein Zufluss aus der Sand-Schotterfolge aus dem Intervall 130 bis 260 m getestet (WESSELY, 2001). Der Zufluss betrug 11 l/s (Absenkung von 50 m) und die Auslauftemperatur lag bei rund 18,5 °C.

Bei dem bis auf 465 m abgeteuften Bohrbrunnen VII agieren von 300 m bis zur Endteufe die Karbonate der Wetterstein-Formationen als Aquifer. Der freie Überlauf mit einer Auslauftemperatur von ca. 31,5 °C betrug bei der ersten Verrohrung bis 245 m rund 35 l/s (WESSELY, 2001). Hierbei ist anzumerken, dass eine Schüttung von rund 3 l/s auf die Gainfarner Brekzie entfiel. Der heutige Endausbau weist eine offene Bohrlochstrecke von 300 bis 465 m auf. Die Hauptzuflüsse befinden sich von 345 bis 347 m, von 362 bis 367 m sowie bei 435 m. Im Zuge von Pumpversuchen von April 2001 bis April 2002 wurde ein Rückgang der Schüttung bei den Ursprungsquellen ohne Auswirkungen auf die Auslauftemperatur beobachtet. Trotzdem ist eine zusätzliche Nutzung von ca. 15 l/s möglich (PESTAL, 2002). Abschließend ist zu erwähnen, dass ein hydraulischer Zusammenhang der Bohrbrunnen VI und VII nicht festgestellt wurde (WES-SELY, 2001).

Der ursprüngliche Bohrbrunnen Bahngasse 1 hatte eine Endteufe von 150,5 m (WESSELY et al., 2007). Mittlerweile wurde die Bohrung bei 120 m mit einem Packer abgeschlossen und wird unter der Bezeichnung Bohrbrunnen VII/2 angeführt. PESTAL (2006) gibt einen artesischen Überlauf von 1,25 l/s an. Im Gegensatz zu Bad Vöslau VI/2 und Bad Vöslau VII wurden die Wettersteinkarbonate nicht angetroffen. Der subthermale Zulauf findet aus der Sand-Schotterfolge statt und die Filterstrecken befinden sich von 57,0 bis 118,5 m.

Interessante Informationen bietet auch die ehemalige Sondierungsbohrung S3 aus dem Jahr 1980, bei der in einer Tiefe von 110 bis 132 m temperiertes Wasser angetroffen wurde (KLEIN & KÜPPER, 1985). Bei der Vollbadquelle konnte eine Beeinflussung der Schüttung durch S3 nachgewiesen werden, jedoch nicht bei der Ursprungsquelle I. Dies deutet auf eine Komplexität der Wasserwegigkeit innerhalb des Aquifers hin.

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern der Ursprungsquellen und der Bohrbrunnen VI/2 und VII handelt es sich um denselben hydrochemischen Typ, nämlich um ein akratisches Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Thermalwasser (Tab. 47). Bei dem Bohrbrunnen Bahngasse 1 (heute VII.2), der im Gegensatz zu den tieferen Bohrungen im Neogen verblieb, konnte Schwefelwasserstoff (0,4 mg/l) nachgewiesen werden.

Zudem lassen sich die Ursprungsquellen und Bohrbrunnen hinsichtlich der Auslauftemperatur differenzieren. Aufgrund der Beimischung von kalten oberflächennahen Wässern ist die Auslauftemperatur der Ursprungsquellen um rund 10 °C niedriger. Dies belegen auch Tritium-Messungen (Tab. 48). Kohlenstoff-14-Analysen von VI/2 und VII lassen eine lange Verweilzeit (Modellalter von VI/2: 23.370 Jahre; Modellalter von VII: 22.250 Jahre) vermuten (TESCH, 2001). Da diese Bohrbrunnen keinen Gehalt an Tritium aufweisen und Sauerstoff-18 eine kaltzeitliche Signatur belegt, ist von einem hohen Anteil der Thermalwasserkomponente auszugehen.

4.2.11 Bad Fischau-Brunn (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die temperierten Quellen von Bad Fischau-Brunn (Abb. 45) bilden den Ursprung der Warmen Fischa. Die beiden stärksten Quellen (Quelle hinter dem Damenbad und Quelle hinter dem Herrenbad) versorgen das Thermalbad von Bad Fischau. Der Abfluss dieser beiden Quellen beträgt durchschnittlich ca. 100 l/s. Die Quelle hinter dem Damenbad wird allerdings nicht nur für das Thermalbad genutzt, es gelangt auch Wasser über einen Schacht via Druckleitung zu der Pumpstation Blumberg. Ein Teil der Wassermenge wird von dort in die I. Wiener Hochquellenleitung eingespeist (für 100 Tage pro Jahr), der andere Teil wird in einen Hochbehälter gefördert, insgesamt 11 l/s gemäß Wasserbuch. Die Quelle hinter dem Herrenbad tritt am Rand des Herrenbeckens aus und speist dieses direkt. Weitere Austritte, wie z.B. die Quelle hinter dem Herrenbad II, treten weiter im Westen vom Herrenbad zu Tage, werden jedoch nicht genutzt. Die Parkquelle entspringt an der Nordseite des Quellbachs zum Weiherbach und wird für die Versorgung einer Klimaanlage verwendet. Die Bonaqua Quelle wird nicht mehr genutzt. Eine Übersicht über die wasserrechtlichen Bewilligungen befindet sich in Tabelle 42. Für alle weiteren beschriebenen subthermalen Wasseraustritte, wie den Lindbrunnen, die Subtherme in Brunn und jenem in der Eisensteinhöhle, gibt es keine wasserrechtlich bewilligten Nutzungen. Beim Lindbrunnen befindet sich jedoch ein Trinkbrunnen. Die Fassung dieses Brunnens liegt rund 20 m vom Eingang des Thermalbades entfernt.

Die Schutzzone 1 des Thermalbades von Bad Fischau ist zu einem Naturdenkmal erklärt worden. Des Weiteren besteht ein engeres Schutzgebiet für die Bonaqua Quelle.

Das Thermalwasservorkommen von Bad Fischau-Brunn war bereits den Römern bekannt (DIEM, 1928). Im Jahr 1872 erfolgte die Errichtung des Thermalbades von Bad Fischau, das bis heute Bestand hat. Der Ausbau zu einer Kuranstalt mit Wannen- und Medizinalbädern fand 1900 statt. Außerdem ist zu erwähnen, dass im Jahr 1999 eine Renovierung im Rahmen des Denkmalschutzes stattfand. Bei Steinbrucharbeiten wurde 1855 die Eisensteinhöhle entdeckt, die heute als Schauhöhle dient (WINKLER, 1999). Der Warmwasseraustritt befindet sich am tiefsten Punkt des Höhlensystems (73 m tiefer als der Eingang), dessen erforschte Ganglänge ca. 2,3 km beträgt.



Abb. 45.

Lage der Erschließungen in Bad Fischau-Brunn; die Eisensteinhöhle befindet sich westlich des Lageplans.

Bezeichnung	wasserrechtliche Bewilligung
Thermalquelle Bad Fischau (Quelle hinter Damenbad und Quelle hinter Herrenbad)	11 l/s (950 m³/Tag; 255.500 m³/Jahr)
Bonaqua Quelle	9 l/s (15.000 m³/Monat)
Parkquelle	1,41 l/s
Tab. 42.	

Idu. 42. Waaaarraahtii

Wasserrechtliche Bewilligungen von Bad Fischau-Brunn.

Hydrogeologie

Bei den subthermalen Quellen von Bad Fischau-Brunn handelt es sich um die südlichsten Warmwasseraustritte am Westrand des südlichen Wiener Beckens. An zahlreichen Stellen steigt an Brüchen in miozänen Konglomeraten Thermalwasser auf und erreicht die Oberfläche (WESSELY, 1993). Verkarstete Karbonate der höheren Kalkalpenanteile agieren hierbei als Aquifer. Die kalten Wässer einer großräumigen Thermalwasserwalze fließen Richtung NE in die Tiefe des Beckens, bevor es zu einem Rückstrom kommt (Kap. 4.1). Das Einzugsgebiet wird im NW von Bad Fischau von der abdichtenden Gosau-Gruppe (Grünbacher Mulde) begrenzt. Die Ausdehnung des Einzugsgebiets gegen Westen ist wahrscheinlich. Auch eine Beteiligung der Hohen Wand ist zu vermuten. In Tabelle 43 befindet sich eine Übersicht zu den Wassertemperaturen und Schüttungen der Quellen. Die Schüttung der knapp 19 °C warmen Quellen des Bad Fischauer Thermalbades, das sind die Quellen hinter dem Damenbad und dem Herrenbad, beträgt zusammen rund 80 bis 150 l/s (GötzL et al., 2012a). Bei der bis auf 150 m abgeteuften Bonaqua Quelle wurden laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen gespanntes Wasser führende Schichten in 45,5 bis 58,5 m und in 75,3 bis 79,2 m Tiefe angetroffen. Aufgrund der subthermalen Temperatur (ca. 16 °C) ist auch hier von einer deutlichen Durchmischung von kalten Wässern und der Thermalwasserkomponente auszugehen.

Hydrochemie

Die subthermal temperierten Wässer von Bad Fischau-Brunn weisen einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 500 mg/l auf (Tab. 47). Die Wassertemperatur und die Gesamtmineralisation der Quellen von Bad Fischau-Brunn sind im Vergleich zu anderen Thermalwässern am westlichen Rand des Wiener Beckens deutlich niedriger. Tritiumgehalte belegen einen deutlichen Einfluss von oberflächennahen jüngeren Wässern (Tab. 48). Die Werte von Sauerstoff-18 (-8,82 bis -10,81 ‰) und Deuterium (-64,8 bis -76,9 ‰) entsprechen etwa jenen der rezenten Wässer im Einzugsgebiet, allerdings ist eine kaltzeitliche Komponente nicht auszuschließen.

Bezeichnung	Auslauftemperatu	r	Schüttung	
	Datum	(°C)	Datum	(l/s)
Quelle hinter Damenbad	11.03.2010	18,8	11.03.2010	60
Quelle hinter Herrenbad	11.03.2010	18,6	11.03.2010	25
Lindbrunnen	08.07.2009	17,2		
Parkquelle	11.03.2010	11,1	11.03.2010	8
Eisensteinhöhle	08.07.2009	15,4		
Brunn Subtherme	11.03.2010	14,4	11.03.2010	60
Bonaqua Quelle (nicht genutzte Bohrung)	1986	16,3		

Tab. 43.

Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Quellen von Bad Fischau-Brunn (Götzl et al., 2012a; HACKER, 1993b).

Bad Pirawarth, Thermal 1 700–850 m unter GOK	10.05.1996		33.370	20	7,3		392,8	271	7.534,7		8.198,5		332,5	13.025	< 10	13.357,5			59.000			
Bad Pirawarth, Thermal 1 250–500 m unter GOK	15.05.1996		4.930 (25 °C)	18,5	8,23		14	15,65	1.071,8		1.101,45		3.324	1.102	< 10	4.426			11.750			
Bad Pirawarth, Thermal 1 97,3–928,3 m unter GOK	20.07.1998	-	38.560	28,2	7,25		390	280	7.800	117	8.587		302	13.500	< 10	13.802		< 50	70.000	4.610	9,7	< 50
Bad Pirawarth, Thermal 1 97,3–928,3 m unter GOK	06.12.2012		40.400		6,75		392	254			646			14.900	- v	14.900			65.900			
Mannersdorf, Cornidesquelle	06.05.1953			22,8	7		286,5	85,5	11,2	6,2	389,4		255,3	16,8	830,6	1.102,7		200	115			
Mannersdorf, Cornidesquelle	06.09.2000		1.860	22,8	6,94		329	91,1	16,6	6,47	443,17		234,3	6,15	970	1.210,45		< 50	< 50	11		
Mannersdorf, Cornidesquelle	12.03.2003	19,7	1.780 (25 °C)	22,4	6,72		288	90	18	5,4	401,4		161	7,1	962	1.130,1		27		19	5	5
Mannersdorf, Cornidesquelle	19.07.2011		1.799	22,8	7,08		309,7	85	16,2	5,2	416,1		255,66	6,4	925	1.187,06		-		17	< 1	< 0,1
Mannersdorf, Badquelle	19.07.2011		1.833	22,2	7,1		338,4	84,7	16,3	5,4	444,8		248,5	6,5	962	1.217		1,3		17,4	-1	- V
Engelhartstetten, Thermal 1	23.05.2005	2	9.000 (25 °C)	31,7	7		290	150	1.400	95	1.935		806	2.500	250	3.556			8.500			
Bad Deutsch-Altenburg, Kaiserbadbrunnen	23.11.1999		4.100	23,1	6,6		276	67			343			478	555	1.033			2.320			
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	1980		4.560 (20 °C)	24,6	6,4		318,2	81,6	750,1	56,2	1.206,1		766	1.022	192,3	1.980,3			2.220	850		
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	23.11.1999		4.600	24,6	6,6		302	74			376			475	555	1.030			2.980			
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	26.05.1989	15	4.610	28,6	6,42		288,4	81,4	770	0,68	1.140,48		758,2	989,4	657,2	2.404,8			2.170			
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	02.08.2011		2.400	21,5	6,8		173	55,9	246,2	36,8	511,9		508,87	347,5	321,2	1.177,57		2,7		27,3	0,9	0,1
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	El. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/I)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)

Licon /Lo/	1.0.02	1.0,04		1.0,02	CO (D co)	01,	1.0,0	1.0,0			1.0.022	760	1.0,010.0		
EISEII (Fe)	03 (2+)	40 (Z+)	3U (Ges)	(+2) U1	ou (Ges)	> 10	3 (2+)	(+7) 7		< DN (Res)	(+z) naa	na/	(+2) UI U.2		
Kupfer (Cu)	1,9						2,3	1,5	3				< 50		
Lithium (Li)	609	70		1.555		2.600	29,9	30	35	47	9,9		1.680		
Mangan (Mn)	12,3	10	10		30		0,8	0,8	2	< 30		260	50		
Selen (Se)									5						
Strontium (Sr)	3.666,5			6.800		17.000	6.669,5	6.270	6.100	7.980			28.100		
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)															
Bromid (Br)		2.530		3.620		8.500			200	330	304		63.500		
Fluorid (F)	1.050	1.960		5.950		1.800	1.530	1.540	1.700	1.740			210		
Hydrogensulfid (HS)		26.300		14.500		92.800			20						
lodid (I)		1.050		1.300		3.400			50	< 100	16		12.200	< 1.000	7.000
Carbonat (CO ₃)									60						
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)		22,8		22,2					27,9	39	39,87		13		
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)		31,02		76,5		31,45			0,23	0,3	4,68		33,7		
Feststoffsumme (mg/l)	1.694,9	3.633,23	1.409,02	3.321,97	1.378,41	5.657,05	1.670,05	1.611,02	1.567,86	1.703,03	1.537,95	15.612,92	22.618,07	5.539,2	21.622
Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)		322		367		200			132	32,6			11		
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)		2,6		42,8		105									
Lösungsinhalt (mg/l)	1.694,9	3.957,83	1.409,02	3.731,77	1.378,41	5.962,05	1.670,05	1.611,02	1.699,86	1.735,63	1.537,95	15.612,92	22.629,07	5.539,2	21.622
Tit. Schwefel (mg/l)		81,2		49,4		189			1	- -					
Literaturverweis	1	2	3	4	5	6	7	8	6	10	11	12	13	14	15

Tab. 44. Hydrochemie Bad Deutsch-Altenburg, Engelhartstetten, Mannersdorf und Bad Pirawarth (1: Hobicer, 2011a; 2: Rager, 1989; 3, 5: Rurriver, 1999; 4: Rager, 1980, zit. nach Hacken & Zört, 1993c; 6: NUA-Umweltanalytik GmbH, 2005, zit. nach GobBruwner, 2012b; 7, 8: Hobicer, 2011b; 9: Benerka & Brezinscak, 2004; 10: Kaszow et al., 2001; 11: Bautzco, 1953, zit. nach Kaszow et al., 2001; 12: WRUSS, 2012; 13: OLLGRAM et al., 1998; 14, 15: Benerka & Detex, 2004b; 14, 15: Benerka & Detex, 2004b; 14, 15: Benerka & Zört, 1998c; 6: NUA-Umweltanalytik GmbH, 2005, zit. nach GobBruwnen, 2012b; 7, 8: Hobicer, 2011b; 9: Benerka & Brezinscak, 2004; 10: Kaszow et al., 2001; 11: Bautzco, 1953, zit. nach Kaszow et al., 2012; 13: OLLGRAM et al., 1998c; 6: NUA-Umweltanalytik GmbH, 2004b; 2015; 7: Benerka & Brezinscak, 2004; 10: Kaszow et al., 2001; 11: Bautzco, 1953, zit. nach Kaszow et al., 2012; 13: OLLGRAM et al., 1998c; 14, 15: Benerka & Brezinscak, 2004; 10: Kaszow et al., 2001; 14: ABAUTZCO, 1953, zit. nach Kaszow et al., 2012; 15: Bautzco, 2014b; 9: Benerka & Brezinscak, 2004; 10: Kaszow et al., 2015; 14: ABAUTZCO, 1950; 14: ABAUTZCO, 1950; 2014; 14: ABAUTZCO, 1950; 2015; 2014; 2015; 2014; 201

Bad Sauerbrunn, Neue Gemeindequelle Bad Sauerbrunn, Neue Gemeindequelle	19.05.2003 06.02.1995		2.620	14,65	6,01		224 260	152 211,5	147 177,5	26 28,32	549 67732	12:12		1.419 1.836,6	40 33,37		1.419 1.836,6 40 33,37 308 388 1.767 2.257,97	40 33,37 308 388 1.767 2.257,97	40 33,37 308 388 1.767 2.257,97	1.419 1.836,6 1.419 1.836,6 40 33,37 308 388 1.767 2.257,97 990 940	40 33,37 40 33,37 308 388 1.767 2.257,97 990 940	40 33,37 40 33,37 308 388 1.767 2.257,97 990 940	40 33,37 40 33,37 308 388 308 388 1.767 2.257,97 990 940	1.419 1.836,6 40 33,37 308 388 1.767 2.257,97 990 940 990 940 7.300 7.230 (2+)
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	15.07.1999	3	3.560 (20 °C)	39,5	7,03		52	35	770	20	877			666	999	999 76,8 1.016	999 76,8 1.016 2.091,8	999 76,8 1.016 2.091,8	999 76,8 1.016 2.091,8 320	999 76,8 1.016 2.091,8 320 3.700	999 76,8 1.016 2.091,8 320 3.700 50	999 76,8 1.016 2.091,8 3.700 3.700 50	999 76,8 1.016 2.091,8 3.20 3.700 50 < 1	999 76,8 1.016 2.091,8 320 50 50 < 1 < 1 6 6
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	18.11.2002	1,5	3.460 (20 °C)	42,2	6,55		70	58	713	23	864			1.045	1.045 43,3	1.045 43,3 1.037	1.045 43,3 1.037 2.125,3	1.045 43,3 1.037 2.125,3	1.045 43,3 2.125,3	1.045 43,3 1.037 2.125,3 3.200	1.045 1.045 1.037 2.125,3 2.25,3 3.200	1.045 43,3 2.125,3 3.200	1.045 1.045 43,3 1.037 2.125,3 3.200	1.045 1.045 1.037 2.125,3 3.200
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	28.11.2007	0,85	3.680 (25 °C)	37,3	6,55		78	58	781	25	942		-	1.058	1.058 52	1.058 52 1.190	1.058 52 1.190 2.300	1.058 52 1.190 2.300	1.058 52 1.190 2.300 < 5	1.058 52 1.190 2.300 2.300 2.300 2.300 3.100	1.058 52 1.190 2.300 2.300 2.300 2.300 2.300 3.100 43	1.058 52 1.190 2.300 2.300 2.300 2.300 2.300 3.100 43	1.058 52 1.190 2.300 2.300 2.300 2.300 2.300 2.300 2.300 2.300 7 7	1.058 52 1.190 2.3000 2.3000 2.3000 2.3000 2.3000 2.30000000000
Oberlaa, Thermal 2	31.10.2009	15	4.930 (25 °C)	46,3	6,71		400	133	531	46,8	1.110,8			289	289 840	289 840 1.180	289 840 1.180 2.309	289 840 1.180 2.309	289 840 1.180 2.309 < 20	289 840 1.180 2.309 < 20 < 20	289 840 1.180 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 2.309 3.40 2.309 2.300 2.309 2.3000 2.3000 2.3000 2.3000 2.3000 2.3000 2.3000 2.30000 2.30000 2.30000000000	289 840 1.180 2.309 2.300 2.309 2.3000 2.3000 2.3000 2.30000 2.30000 2.30000000000	289 840 1.180 2.309 2.309 2.309 2.309 < 2.00 800 < 100 < 100 < 3 < 5	289 840 1.180 2.309 2.309 2.309 2.309 < 2.309 < 2.300 < 2.309 < 2.300 < 2.309 < 2.309 < 2.300 < 2.309 < 2.309 < 2.300 < 2.3000 < 2.30000 < 2.30000 < 2.30000 < 2.30000 < 2.300000 < 2.300000 < 2.3000000000000000000000000000000000000
Oberlaa, Thermal 2	12.10.2010		4.880 (25 °C)	46,8	6,64		425	135	527	23,6	1.110,6		177		812	812 1.124	812 1.124 2.113	812 1.124 2.113	812 1.124 2.113	812 1.124 2.113 2.113	812 1.124 2.113 1.200	812 1.124 2.113 1.200	812 1.124 2.113 1.200 1.200	812 1.124 2.113 2.113 1.200 1.200
Oberlaa, Thermal 1	22.09.1966	33,1	4.450	53,1	6,6		449,1	121,8	518,7		1.089,6		247,1		848,5	848,5 1.299	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6	848,5 1.299 2.394,6
Oberlaa, Thermal 1	09.10.1987	32	4.880	53,8	6,8		446,6	123,5	513	22,5	1.105,6		263,5		845,8	845,8 1.302	845,8 1.302 2.411,3	845,8 1.302 2.411,3	845,8 1.302 2.411,3	845,8 1.302 2.411,3 2.411,3 1.250	845,8 1.302 2.411,3 1.250	845,8 1.302 2.411,3 1.250	845,8 1.302 2.411,3 1.250	845,8 1.302 2.411,3 1.250 1.250
Oberlaa, Thermal 1	22.04.2009		4.790	47,6	6,51		476	136	550	23,8	1.185,8		260		840	840 1.380	840 1.380 2.480	840 1.380 2.480	840 1.380 2.480	840 1.380 2.480 1.310	840 1.380 2.480 1.310 35	840 1.380 2.480 1.310 35	840 1.380 2.480 1.310 35	840 1.380 2.480 1.310 35 35 < 10 (Ges)
Leithaprodersdorf, Subtherme	27.07.2011		993	14,8	7,2		132,9	42,8	21,7	4,2	201,6		361,2		35	35 213,5	35 213,5 609,7	35 213,5 609,7	35 213,5 609,7 0,5	35 213,5 609,7 0,5	35 213,5 609,7 0,5 41,4	35 213,5 609,7 0,5 41,4 0,2	35 213,5 609,7 0,5 0,5 11,4 0,2 <0,1	35 213,5 609,7 0,5 0,5 (0,2 < 0,1 19 (2+)
Leithaprodersdorf, Thermal	1963			23,5	6,7		474	166	182 (Na+K)		822		598	100	GUZ	205 1.402	205 1.402 2.205	205 1.402 2.205	205 1.402 2.205	205 2.205	2.205	2.205	2.205	2.205
Leithaprodersdorf, Thermal	14.06.1988		3.130		7,3		465	149	170	29,5	813,5		540	105	001	1.400	1.30 1.400 2.135	2.135	2.135	2.135	2.135	2.135	2:135	2.135
Leithaprodersdorf, Thermal	27.07.2011		3.260	24,2	6,54		459,2	133,7	145,5	23	761,4		543	103.0	20,00	1.365,7	1.365,7 2.102,6	1.365,7 2.102,6	1.365,7 2.102,6 1,6	1.365,7 2.102,6 1,6	13.65,7 2.102,6 1,6 13,1	136,7 1.365,7 2.102,6 1,6 13,1 0,5	13.65,7 1.365,7 2.102,6 1,6 1,6 13,1 0,5 < 0,1	13.55,7 1.365,7 2.102,6 1,6 1,6 1,5 < 0,1 457 (2+)
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)			Sulfat (S0 ₄)	Sulfat (SO ₄) Summe	Sulfat (SO ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Sulfat (S0 ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µg/l) Aluminium (Al)	Sulfat (S0 ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µg/l) Aluminium (Al) Ammonium (NH ₄)	Sulfat (S0 ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µg/l) Aluminium (Al) Ammonium (NH ₄) Barium (Ba)	Sulfat (S0 ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µg/l) Aluminium (Al) Ammonium (NH ₄) Barium (Ba) Blei (Pb)	Sulfat (S0 ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µµ/) Aluminium (Al) Ammonium (NH ₄) Barium (Ba) Blei (Pb) Chrom (Cr)	Sulfat (S0 ₄) Summe Spezielle Parameter Kationen (µg/l) Aluminium (Al) Ammonium (NH ₄) Barium (Ba) Blai (Pb) Chrom (Cr) Eisen (Fe)

Lithium (Li)	209,6	300		30,6	870	840		820	820	340	420	360	400	529
Mangan (Mn)	53,1			2,8	< 10			8	24	20	83	130	510	376
Selen (Se)									- -	< 5				
Strontium (Sr)	11.452		10.800	1.751,3	14.100	13.900		5.200	12.900	5.400	5.500	3.600	2.620	3.020
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)														
Bromid (Br)					740			670	006	40		300	260	
Fluorid (F)	1.360	006	940	360	2.900	3.500		3.900	2.600	1.100	870	1.100	670	665
Hydrogensulfid (HS)					6.100				64.000	260	240	350		
lodid (I)			110		200	200			200	50	100	100		
Carbonat (CO ₃)									< 300	530	500	1.765	260	
Undissozierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)		15	25		42	42,9			44,8	35,6	33,5	29,3	57,1	121,2
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)			24,08		11	8,39			12	5,2	5,5	6,9	1,03	0,9
Feststoffsumme (mg/l)	2.877,55	2.964,7	3.087,93	813,51	3.745,06	3.587,88	3.484,2	3.235,53	3.558,84	3.293,69	3.039,21	3.020,28	2.387,14	3.070,15
Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)			177			68	45,3		68	361	392	107,6	2.483	2.975
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)						21	40,1		73,8					
Lösungsinhalt (mg/l)	2.877,55	2.964,7	3.264,93	813,51	3.745,06	3.698,88	3.569,6	3.235,53	3.700,64	3.654,69	3.431,21	3.127,88	4.870,14	6.045,15
Tit. Schwefel (mg/l)					6,1	21		139	139,3		4,6			
Literaturverweis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Tab. 45.														

Hydrochemie Leithaprodersdorf, Oberlaa und Bad Sauerbrunn (1, 4: Hoensen, 2011c; 2: GeoLoeische Bundesanstart, 1988; 3: Hacker & Zört, 1993a; 5: Eichnicen et al., 2009b; 6: Steiuk, 1987, zit. nach Eichnicen et al., 2009a; 7: Weeen, 1993b; 8: Eichnicen, 2010; 9: Eichnicen, 12009a; 10: Bewerka & Brezinscaw, 2007a; 11: Heiss & Goldbenwerk, 2003; 12: Spacek & Rotten, 1999; 13: ARC Seisensoner Research Gwieh, 2003; 14: Bundesanstart Fün chemische Und Pramazeutische Untersuchungen, 1995; 14: Bundesanstart Fün chemische Und Pramazeutische Untersuchungen, 1995).

	Baden, Marienquelle	Baden, Marienquelle	Baden, Römerquelle	Baden, Römerquelle	Baden, Römerquelle	Baden, Römerquelle	Baden, Josefsquelle Bohrung 1	Baden, Josefsquelle Bohrung 1	Linsberg, Thermal 1b	Linsberg, Thermal 1b
6.02.2010 23.10.1986	23.10.1986		16.02.2010	29.08.2005	04.12.1998	19.11.1981	22.07.2009	20.04.1999	19.07.2011	03.09.2004
				1,5	2,8	2,1	21,5	18		4
.310 2.310	2.310		2.280	2.210 (25 °C)	2.050	2.087	2.300	2.140 (25 °C)	2.310	2.542 (26 °C)
4,2 34,7	34,7		30,7	29,3	29,7	30,9	35,3	34,3	25,9	26,6
6,9	6,9		7,2	75	6,9	72	7,24	74	71	29
42,5 254,5	254,5		243,5	260	248,2	254,5	256	264,9	402,7	428,5
7,04 71,3	71,3		66,26	65	61,7	68,8	70	72,8	128,3	144,5
73,76 172,5	172,5		168,54	170	153,7	161	157	162	34,1	45,5
28 8,3	8,3		8,42	13	8,4	8	13	8	8,9	8,1
92,58 506,6	506,6		486,72	508	472	492,3	496	507,7	574	626,6
44,94 256,3	256,3		251,68	287	283,7	294,1	245,06	302	196,47	238
72,38 270,2	270,2		266,36	260	248,3	270,2	271,7	283,9	17,4	66,6
65,98 679,1	679,1		663,85	640	600,7	627,2	713,6	615,6	1.368,2	1.396,3
.183,3 1.205,6	1.205,6		1.181,89	1.187	1.132,7	1.191,5	1.230,36	1.201,5	1.582,07	1.700,9
-			< 1	10		60	2	53	1,5	1.380
340	340			4.000		300				< 50
0			30	26		44,3	30	30	14,8	< 20
			 - -	, V			2		< 0,2	
			, L	2			- V		< 0,1	13
(2+)			2 (2+)	10 (Ges)		100	< 1 (2+)	30	181 (2+)	1.380
-				- V			1	4	1,6	< 5

Lithium (Li)	342		340	350		250	250		96	
Mangan (Mn)	-1		<1	17		3	 1 	4	5,5	0,05
Selen (Se)				1,4				 - -		
Strontium (Sr)	6.570		6.540	8.800		5.090	6.400	6.600	8.103,8	11.530
Spezielle Parameter Anionen (µg/I)										
Bromid (Br)				300		250				80
Fluorid (F)	2.280		2.240	2.200		2.170	2.000	50	1.630	1.500
Hydrogensulfid (HS)				4.960	4.300	5.500		8.200		8.900
Iodid (I)				210		72				< 50
Carbonat (CO ₃)										
Undissozierte Stoffe (mg/l)										
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	29,2		27,7	15	28,8	27,1	27,9	26,9		19,31
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)						2,3				
Feststoffsumme (mg/l)	1.714,31	1.712,54	1.705,46	1.730,89	1.637,8	1.727,04	1.762,95	1.751,07	2.166,1	2.371,59
Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)				46,2	38,8	36,3		39,6		0,7
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)				5,61	5,3	5,98		7,3		
Lösungsinhalt (mg/l)	1.714,31	1.712,54	1.705,46	1.782,7	1.681,9	1.769,32	1.762,95	1.797,97	2.166,1	2.372,29
Tit. Schwefel (mg/l)			4,8	10,1	9,1	11,7		14,8		16,01
Literaturverweis	1	2	3	4	5	6	7	8	6	10
Tah 46										

таю. че. Нуdrochemie Baden und Linsberg (1: Новкея, 2010a; 2: Наскея, 1992; 3: Новкея, 2010b; 4: КLемкея & Kaszow, 2005; 5: Виоея, 1998; 6: STEHLIK, 1983b; 7: Новкея, 2009; 8: Викрея, 1999; 9: Новкея, 2011b; 10: Schwarz, 2005).

Bad Fischau-Brunn, Bonaqua Quelle	1986		528 (20 °C)	16,3	7,55		71,1	27,3	11	1,2	110,6		283,7	19,1	44,5	347,3								
Bad Fischau-Brunn, Brunn	11.03.2010	60	701	14,4	7,62		86,72	27,78	17,59	2,86	134,95		268,73	25,24	91,21	385,18		0,21		57	< 0,5	0,4	4 (2+)	0,4
Bad Fischau-Brunn, Eisensteinhöhle	22.07.2009		618	15,4	7,65		111	18	< 1	0,3	129,3		332,19	3,8	45,1	381,09		111		20	2,4	-1	10 (2+)	< 1
Bad Fischau-Brunn, Parkquelle	11.03.2010	8	607	11,1	7,38		81,8	23,8	13,65	2,19	121,44		290,9	19,33	47,9	358,13		5		35	< 0,5	-	15	10
Bad Fischau-Brunn, Lindbrunnen	08.07.2009		595	17,2	7,24		72	28,4	12,87	5,11	118,38		283,4	18,15	55,9	357,45		846		98	4		12	< 1
Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Herrenbad	11.03.2010	25	588	18,6	7,25		74,57	24,45	12,31	1,45	112,78		278,98	17,84	48,7	345,52		1,7		31	< 0,5	0,33	1 (2+)	-
Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Damenbad	09.03.1999		575	19,2	7,6		76	25	11	-	113		285	17	49	351			50				30 (Ges)	
Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Damenbad	11.03.2010	60	590	18,8	7,33		75,48	24,34	12,27	1,45	113,54		277,76	18,16	49,71	345,63		1,2		30	0,5	0,3	< 1 (2+)	0,5
Bahngasse 1 (VII.2)	02.07.2002		879 (25 °C)	17,9	7,5		46	27,5	100		173,5			53	97	150			1.000		5		20	1
Bad Vöslau, VI/2	12.03.2010		848	31,9	7,27		101,97	41,45	14,32	2,01	159,75		245,79	20,38	201,32	467,49		1,2		46	0,5	0,3	< 0,1 (2+)	1,2
Bad Vöslau, VII	12.03.2010		856	31,6	7,07		99,52	40,51	14,06	1,88	155,97		246,28	20,65	204,87	471,8		0,8		45	< 0,5	0,3	2 (2+)	1,2
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	16.03.1978		769 (25 °C)	22,1	7,15		98,6	39,9	10,2	1,75	150,45		308,1	17,2	147,2	472,5								
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	15.05.2001		749 (25 °C)	21,7	7,37		103	38,7	10,2	1,6	153,5		311	17	146	474			< 30	20	< 5	< 4	< 10	< 3
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	12.03.2010		745	20,9	7,19		94,07	37,75	9,53	1,71	143,06		298,51	14,92	119,73	433,16		1,3		50	0,5	0,2	6 (2+)	1,2
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	El. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Нd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

					52	270		21			9,15	0,3	467,69	16		483,69		14	
12	0,8		580			780							521,56			521,56		13	
2	6		60			< 50					7,7		518,29			518,29		12	
8	4		320			370							480,34			480,34		11	
5	18		400			420							477,63			477,63		10	
11	0,2		350			410							459,11			459,11		6	_
	30												464,11			464,08		8	
11	0,2		350			410							459,97			459,97		7	
	9	< 10				1.600							326,13		0,4	326,53		6	
20	0,1		2.950			830							631,09	17,2		648,29		5	
19	0,1		2.960			850							631,65	27,4		659,05		4	
			1.590			500					12,5		637,54	29,6		667,14		3	
	Ţ.	Ţ.	1.300		006	600		< 10			1	< 2,9	644,28			644,28		2	
13	0,1		1.750			510							578,55	28,9		607,45		-	
Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (µg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	

Hydrochemie Bad Vöslau und Bad Fischau (1: Hobiden, 2010a; 2: Schwarz, 2001; 3: STEHLIK, 1995b; 4: Hobiden, 2010c; 5: Hobiden, 2010d; 6: Woldoch, 2002; 7, 9–13: Görzi. et al., 2012a; 8: Meou, 1999; 14: Hacken, 1993b).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Anmerkung	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/I)	Radon 222 (Bq/l)
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	1	04.08.2011	Starker Nieder- schlag	35,6	2.700	-10,92	3,1	-10,99	-78,20	20		
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	2	26.05.1989									0,181	29,97
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	3	1980		9,20								29,20
Engelhartstetten, Thermal 1	4	31.03.2005						-11,96	-89,3			
Engelhartstetten, Thermal 1	5	23.05.2005				-12,20	< 0,2	-11,69	-88,0		0,60	8,00
Mannersdorf, Badquelle	6	04.08.2011					1,3	-11,17	-78,20			
Mannersdorf, Cornidesquelle	7	04.08.2011		24,2	3.500	-7,39	0,7	-11,11	-78,3	20,1		
Mannersdorf, Cornidesquelle	8	12.03.2003									0,085	0,126
Mannersdorf, Cornidesquelle	9	1984						-11,10		18,15		
Bad Pirawarth, Thermal 1	10	21.03.– 02.04.1997	797,3– 928,3 m u. GOK		36.600		< NWG	-4,75				
Leithaprodersdorf, Thermal 1	11	04.08.2011		15,9	5.900	-6,11	< 0,2	-12,36	-90,5	21,6		
Oberlaa, Thermal 1	12	22.04.2009						-12,88	-93,6		1,423	18,3
Oberlaa, Thermal 1	13	11.01.2006						-12,09	-85,8		1,42	14,8
Oberlaa, Thermal 1	14	1987				-9,5	< NWG	-12	-88,3	27,7	0,88	15,5
Oberlaa, Thermal 2	15	12.10.2010						-12,08	-86,3			
Oberlaa, Thermal 2	16	31.10.2009			< 6	-8,8	< 0,6	-12,22	-86,5		1,46	13,0
Oberlaa, Thermal 2	17	17.04.2009					< 0,16	-12,21	-88,2			
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	18	15.07.1999					0,4	-11,57	-81,0		0,032	52,7
Bad Sauerbrunn, Neue Gemeindequelle	19	06.02.1995					2,3					
Baden, Marienquelle	20	16.02.2010					1,3	-11,49	-83,1			
Baden, Römerquelle	21	16.02.2010					1,8	-11,54	-83,3			
Baden, Römerquelle	22	29.08.2005				-8,8	1,9	-11,50	-82,8		0,16	8,3
Baden, Josefsquelle Bohrung 1	23	16.02.2010					1,5	-11,49	-82,9			
Baden, Josefsquelle Bohrung 1	24	19.05.1994	340 m u. GOK	28,29	12.000	-7,31	2,0	-11,58	-83,5			
Linsberg, Thermal 1b	25	04.08.2011		1,51	23.400	-4,22	< 0,2	-11,84	-85,6	22,3		
Linsberg, Thermal 1b	26	03.09.2004					< 0,81	-11,8			1,61	60,5
Bad Vöslau, Ursprungs- quellen	27	12.03.2010					1,4	-10,98	-77,2			
Bad Vöslau, Ursprungs- quellen	28	07.05.2001		36,72	6.680	-9,69	1,69					
Bad Vöslau, Ursprungs- quellen	29	Zeitpunkt unklar, vor 1993		37,13		-9,55	5	-11,00		21,80		
Bad Vöslau, VI	30	12.03.2010					< 0,5	-10,93	-76,4			
Bad Vöslau, VI	31	07.05.2001		4,86	23.370	-7,79	0					
Bad Vöslau, VII	32	29.04.2009					< 0,16	-10,92	-78,30			
Bad Vöslau, VII	33	07.05.2001		5,56	22.250	-7,39	0					

Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Damenbad	34	11.03.2010			4,0	-10,79	-74,9			
Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Herrenbad	35	11.03.2010			2,6	-10,81	-74,9			
Bad Fischau-Brunn, Lindbrunnen	36	09.07.2009			4,3	-10,68	-75,4			
Bad Fischau-Brunn, Parkquelle	37	11.03.2010			4,10	-10,67	-76,6			
Bad Fischau-Brunn, Eisensteinhöhle	38	22.07.2009			11,2	-9,29	-65,9			
Bad Fischau-Brunn, Brunn Subtherme	39	11.03.2010			2,3	-10,35	-73,8			
Bad Fischau-Brunn, Bonaqua Quelle	40	1986	52,72	-9,5	13–20	-10,8	-76,9	11,5	0,0185	4,07

Tab. 48.

Isotopenanalysen von Bad Deutsch-Altenburg, Engelhartstetten, Mannersdorf, Bad Pirawarth, Leithaprodersdorf, Oberlaa, Bad Sauerbrunn, Baden, Linsberg, Bad Vöslau und Bad Fischau-Brunn (1, 6, 7, 11, 25: Süveges, 2011; 2: Raber, 1989; 3: Raber, 1980, zit. nach Hacker & ZörL, 1993b; 4, 5: Arsenal Research, 2005, zit. nach Goldbrunner, 2012b; 8: Benetka & Brezinscak, 2004; 9: Hacker, 1992; 10: NÖ Umweltschutzanstalt, 1998, zit. nach Berger, 2004; 12, 16: Eichinger et al., 2009b; 13: ARCS, 2006, zit. nach Eichinger et al., 2009b; 14: Stehlik, 1987, zit. nach Eichinger et al., 2009b; 15: Eichinger, 2010; 17, 20, 21, 23, 27, 32, 34–39: Götzl et al., 2012a; 18: Spacek & Rotter, 1999; 19: Bundesanstalt für chemische und Pharmazeutische Untersuchungen, 1995; 22: Klenner & Kaszoni, 2005; 24: Rank, 1994; 26: Schwarz, 2005; 28, 33: Schwarz, 2001; 29, 30: Stehlik, 1995b; 31: Tesch, 2001; 40: Hacker, 1993b).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüttung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasserstoff (Vol.%)
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	1	1980		27,0	68,6 ^(Restgas)	2,7 ^(KW)				1,7
Engelhartstetten, Thermal 1	2	23.05.2005	0,027 l/s bei 2 l/s Volumen- strom H ₂ 0	15,75	50,91	24,73		0,01	0,01	
Mannersdorf, Cornidesquelle	3	12.03.2003		2,0	96,1	< 0,1	0,64			
Bad Pirawarth, Thermal 1	4	1998		3,3	1,5	94,3		0,90		
Oberlaa, Thermal 1	9	22.04.2009	53 ml pro 1 I Wasser	32 NmL/L	16,1 NmL/L	0,72 NmL/L	< 0,01 NmL/L	0,008 NmL/L	0,0004 NmL/L	4 NmL/L
Oberlaa, Thermal 2	10	22.04.2009	57 ml pro 1 l Wasser	25 NmL/L	18,4 NmL/L	7,9 NmL/L	< 0,01 NmL/L	0,07 NmL/L	0,0004 NmL/L	30 NmL/L
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	5	19.08.2009	0,12 l bei 1 l/s Volumen- strom H ₂ 0	51	49 ^(Restgas)	< 0,5	< 1			7 ppm
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	6	18.11.2002		42,2	56,9	0,08				
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	7	15.07.1999	8,4 ml pro 1 l H ₂ 0	9,17	90,51	0,22				
Bad Sauerbrunn Neue Gemeindequelle	8	06.02.1995	Gas/ Wasser Verhältnis: 4,6:1	99,495	0,362	0,115		0,006		
Baden, Römerquelle	11	29.08.2005		4,5	93,55	0,55	1,28			0,12
Baden, Römerquelle	12	29.10.1981	0,5–2 l/h	3,00	95,28	0,24				0,13
Baden, Josefsquelle Bohrung 1	13	20.04.1999		3,9	91,5	0,2	2,3			0,3

Tab. 49.

Frei aufsteigende Gase von Bad Deutsch-Altenburg, Engelhartstetten, Mannersdorf, Bad Pirawarth, Oberlaa, Bad Sauerbrunn und Baden (1: Raber, 1980, zit. nach Hacker & Zörl, 1993c; 2: Goldbrunner et al., 2005a; 3: Benetka & Brezinscak, 2004; 4: Ollgram et al., 1998; 5: Benetka & Brezinscak, 2009; 6: Heiss & Goldbrunner, 2003; 7: Spacek & Rotter, 1999; 8: Bundesanstalt für chemische und Pharmazeutische Untersuchungen, 1995; 9, 10: Eichinger et al., 2009b 11: Klenner & Kaszoni, 2005; 12: Stehlik, 1983b; 13: Binder, 1999).

5 Thermalwässer im Steirischen Becken

5.1 Zur Hydrogeologie der Thermalwässer im Steirischen Becken

(J. GOLDBRUNNER)

Aus regionalgeologischer Sicht handelt es sich beim Steirischen Becken um den westlichsten Ausläufer des Pannonischen Beckens, von dem es durch die Südburgenländische Schwelle getrennt ist. Anteile am Pannonischen Becken haben die Bundesländer Burgenland und Steiermark, wobei die südöstlichste Steiermark im Raabgraben und damit im Pannonischen Becken liegt (Abb. 46). In Rahmen dieser Betrachtung werden die österreichischen Anteile am Pannonischen Becken mitbehandelt.

Generell weist das Steirische Becken eine akzentuierte strukturelle Gliederung in Hoch- und Tiefzonen auf. Hauptelemente sind dabei das Ost- und das Weststeirische Becken, welche durch die Mittelsteirische Schwelle voneinander getrennt werden. Lokale Senken und Buchten sowie Schwellen und Hochzonen bewirken eine weitere Gliederung und führen zur Ausbildung eines markanten Reliefs im Beckenuntergrund. Die zentralen Beckenabschnitte können nach der Karte von KRÖLL et al. (1988) Tiefen von bis zu 3.000 m erreichen. SACHSENHOFER et al. (1996) halten aufgrund von gravimetrischen Messungen im Gnaser Becken Tiefen von 4.000 m für möglich.

Informationen über den Sedimentinhalt und den Untergrund des Steirischen Beckens beruhen einerseits auf der Kartierung von oberflächennah anstehenden Gesteinen, andererseits auf den Ergebnissen von Tiefbohrprojekten und geophysikalischen Prospektionsarbeiten (Seismik, Gravimetrie). Bohrungen und Geophysik führen auf die Kohlenwasserstoff- und eingeschränkt auf die Thermalwasser-Explorationstätigkeit zurück. Mittlerweile sind im Steirischen Becken 28 Thermalwasserbohrungen niedergebracht worden.

Zielhorizonte der Thermalwassererschließung sind im Steirischen Becken sowohl Porengrundwasserleiter der neogenen ("jungtertiären") Beckenfüllung, als auch



ADD. 40. Strukturkarte des Steirischen Beckens mit der Lage der Tiefbohrungen und dem Verlauf des Profils (Abb. 47), verändert nach Flügel (1988).



Abb. 47.

Geologisches Profil des Steirischen Beckens (zur Lage siehe Abbildung 46), verändert nach GOLDBRUNNER (1988: Figs. 32, 33).

Kluftgrundwasserleiter des präneogenen Beckenuntergrundes. Dieser wird von fünf tektonischen Großeinheiten aufgebaut. Wie Abbildung 46 zeigt, nehmen dabei die für eine Erschließung nicht oder nur bedingt geeigneten Gesteine des ostalpinen Kristallins weite Teile der Beckenbasis ein. Unterlagert wird das Kristallin durch die im östlichen Becken verbreiteten, metamorphen Gesteine der *"Rechnitzer Gruppe"* (FLÜGEL, 1988) des Penninikums.

Paläozoische Gesteine des Oberostalpins treten im Hangenden des "Austroalpinen Kristallins" (FLÜGEL, 1988) auf (Abb. 47). Das Paläozoikum wird von besonders im Bereich der Schwellenzonen verbreiteten mächtigen Phylliten und von Karbonatgesteinen des Grazer Paläozoikums aufgebaut. Den sprödtektonisch beanspruchten Kalken und Dolomiten des Grazer Paläozoikums kommt dabei eine wesentliche Bedeutung als Thermalwasseraquifer zu.

Eine tektonische Sonderstellung weist das Permomesozoikum der "*Radkersburger Gruppe*" (FLÜGEL, 1988) auf. Sie tritt im Raabgraben in Erscheinung, einer Struktur, die im angrenzenden Ungarn und Slowenien Tiefen bis zu 5.000 m erreichen kann (Abb. 46, 47). Innerhalb der Radkersburger Gruppe stellen mesozoische Karbonatgesteine ebenfalls einen wichtigen Thermalwasseraquifer dar.

Die tektonische Öffnung des Steirischen Beckens und damit die Sedimentation setzten im Ottnangium bzw. Karpatium vor rund 18 Millionen Jahren (Ma) ein. Grobklastische Sedimente des Ottnangiums/Karpatiums konnten im Fürstenfelder Teilbecken und in der Weizer Bucht nachgewiesen werden. Im Weststeirischen Becken sind obertägig anstehende Sedimente dieses geologischen Zeitraums weit verbreitet. Die Schichten weisen überwiegend schlechte Durchlässigkeiten auf.

Im Karpatium setzte im Steirischen Becken ein saurer bis intermediärer Vulkanismus ein, der zum Aufbau mächtiger, heute zum Großteil unter Sedimentbedeckung liegender Schilde führte, die eine Flächenausdehnung von mehreren hundert Quadratkilometern erreichen.

Petrografisch handelt es sich um Trachyandesite, untergeordnet um Trachyte, Andesite und Rhyolithe eines kaliumbetonten Vulkanismus, die aufgrund ihrer Permeabilitäten lokal als Thermalwasseraquifer in Frage kommen (Tiefbohrung Bad Gleichenberg Thermal 1).

Nach dem Erlöschen des Vulkanismus im unteren Badenium (16 Ma) wurde der Vulkanitkomplex von marinen Sedimenten überlagert. Im Weststeirischen Becken entwickeln sich in dieser Zeit in erster Linie feinklastische Sedimente. Lokal sind auch Konglomerate und Kiese verbreitet. Mit dieser Abfolge ist die Sedimentation im Weststeirischen Becken, abgesehen von lokalen Ereignissen, abgeschlossen. Im Wesentlichen muss die neogene Sedimentfolge im Weststeirischen Becken als minderdurchlässig und daher für den geothermischen Aufschluss als ungeeignet eingestuft werden.

Im Bereich der Mittelsteirischen und Südburgenländischen Schwelle treten im Badenium (13–16 Ma) flachmarine Kalke und Grobklastika auf, die lokal gute Durchlässigkeiten besitzen können.

Die Sedimente des Badeniums (*Bulimina-Bolivina-*Zone, Sandschaler-Zone und Lageniden-Zone) erreichen im Oststeirischen Becken maximale Mächtigkeiten von über 1.000 m. Von Interesse für die geothermale Erschließung sind die Sandentwicklungen der Sandschaler-Zone im Zentrum des Fürstenfelder Beckens sowie der Lageniden-Zone in beckenrandnaher Position (z.B. Bereich Bad Waltersdorf).

Im Oststeirischen Becken setzt sich das Sedimentationsgeschehen im unteren und mittleren Sarmatium (ca. 12 Ma) fort. Bei diesen Sedimenten handelt es sich in erster Linie um Tone und Tonmergel, in denen Einschaltungen von durchlässigen Sanden und Kiesen auftreten. Die Basis des oberen Sarmatiums (ca. 11 Ma) bildet eine markante Wechsellagerung von Kiesen und Sanden mit Tonmergeln, die als Carinthische Schotter bezeichnet wird. In der obersarmatischen Sedimentfolge werden vom Liegenden ins Hangende Kalksiltsteine und Tonmergel, unverfestigte siliziklastische Sedimente (Sande) und eine Abfolge von (oolithischen) Kalksandsteinen differenziert (z.B. Gleisdorfer Schichten). Die Schichten des Sarmatiums können ebenfalls Maximalmächtigkeiten von über 1.000 m aufweisen.

Die jüngsten Ablagerungen des Neogens werden im Steirischen Becken stratigrafisch dem Pannonium (7– 11 Ma) zugeordnet. Das höhere untere Pannonium ist im Gegensatz zum tieferen unteren Pannonium aufgrund des fluviatilen Einflusses grobklastisch dominiert (z.B. Kirchberger Schotter, Karnerberger Schotter, Schemmerl Schotter). Da die Sedimente des Pannoniums Mächtigkeiten von bis zu 600 m erreichen können, ist eine Thermalwasserführung in diesen Porengrundwasserleitern gegeben. Sonst sind die Schichten des Pannoniums und des oberen Sarmatiums – besonders in seichten Lagen – der Trinkwasserversorgung vorbehalten. Im Steirischen Becken existieren rund 1.400 Brunnen mit Tiefen bis zu 500 m (Raum Stegersbach). Mit dem Pannonium endet die großflächige Sedimentation.

Der Übergang vom Neogen in das Quartär (ca. 1,8 Ma) wird im Steirischen Becken durch den als plio-/pleistozän bezeichneten Vulkanismus charakterisiert. Dieser jüngste Vulkanismus ist basaltisch (basisch) und natriumbetont. Tuffe und Tuffite treten aus Schloten mit basaltischem Chemismus auf. Im Zusammenhang mit dem jungen Vulkanismus steht das rezente Vorkommen von Kohlenstoffdioxid, welches bei der geothermalen Nutzung zu Problemen mit Karbonatausfällungen bei Entgasung führt.

Temperaturverhältnisse

Abbildung 48 zeigt die Teufen-Temperaturbeziehung der Tiefbohrungen. Der Großteil der Datenpunkte liegt im Bereich geothermischer Gradienten von 4–5 K/100 m. Der terrestrische Wärmestrom erreicht im Fürstenfelder und Gnaser Becken Maximalwerte von





Teufen-Temperaturbeziehung der Tiefbohrungen des Steirischen Beckens.

bis zu 100 mW/m² (CERMAK, 1979; DÖVENY & HORVATH, 1988). Dies ist vermutlich auf die geophysikalisch nachgewiesene Hochlage des Erdmantels im Pannonischen Becken und seinen Randbereichen zurückzuführen. SCHMÖLLER (zit. nach ZÖTL & GOLDBRUNNER, 1993) ermittelte durch Tiefenseismik die Lage der Mohorovičić-Diskontinuität westlich von Fürstenfeld mit 19 km. Bei einigen Bohrungen ist der Einfluss des konvektiven Wärmeflusses in strukturhoher Position evident. Dieser führt zu Gradienten von über 5 K/100 m. Die Erschlie-Bungsteufen der Bohrungen mit deutlich positiven thermischen Anomalien liegen zwischen 200 und 500 m.

5.2 Einzelne Thermalwasservorkommen im Steirischen Becken

(D. ELSTER)

5.2.1 St. Martin in der Wart (B)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Bohrung (Abb. 49) wurde vom Wasserverband Südliches Burgenland abgeteuft, um Trinkwasser zu erschließen. Derzeit findet ausschließlich eine Pegelüberwachung statt. Der Konsens beträgt 2 l/s.

Auf Grundlage von seismischen Untersuchungen wurde im Jahr 2005 St. Martin in der Wart 1 zum Zweck der Trinkwassergewinnung abgeteuft. Aufgrund der relativ hohen Gesamtmineralisation und dem erhöhten Gehalt an Ammonium ist die Bohrung für Trinkwasserzwecke nur eingeschränkt geeignet (GRATZER, 2006).

Hydrogeologie

St. Martin in der Wart befindet sich am Ostrand des Steirischen Beckens bzw. am Südwestrand des Rechnitzer Fensters (Penninikum). Der Bohrbrunnen St. Martin in der Wart wurde bis auf eine Tiefe von 343,0 m unter GOK niedergebracht (WINKLER et al., 2005a). Die Filterstecke befindet sich von 291,0 bis 336,0 m unter GOK und erfasst eine kiesige bis sandige Entwicklung mit Zwischenlagerungen von Ton und Schluff. Eine stratigrafische Zuordnung wurde nicht durchgeführt. Der Hauptzufluss erfolgt aus dem Abschnitt 303,0 bis 307.0 m unter GOK und zu einem weiteren Zufluss kommt es im Bereich von 315,0 bis 317,0 m. Im Zuge eines vom 14.06.2005 bis zum 20.06.2005 durchgeführten Pumpversuches wurde laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen bei einer Förderrate von 2 l/s eine Absenkung von ca. 120 m unter GOK erzielt. Der Ruhespiegel befindet sich bei ca. 5 m unter GOK. Bei einer Förderate von 1.5 l/s beträgt die Austrittstemperatur rund 26,7 °C. Bislang wurden keine Langzeitpumpversuche durchgeführt, deshalb ist davon auszugehen, dass eine Kopftemperatur von deutlich über 27 °C erreicht werden kann. Zudem scheint eine maximale Fördermenge von 350 m³/Tag (ca. 4 l/s) möglich. GRATZER (2006) geht von einem Tiefenwasser aus, das über ein Kluftsystem aufsteigt und den Porengrundwasserleiter alimentiert. Auffallend ist der hohe Temperaturgradient von 5.9 °C/100 m. Somit ist ein hohes Thermalwasserpotenzial in größerer Tiefe anzunehmen.

Hydrochemie

Bei dem geförderten Thermalwasser handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 2.000 mg/l (Tab. 69). Besonders auffallend ist der hohe Gehalt an Ammonium (15,8 mg/l), der auf anaerobe Bedingungen bei einer Komponente des Thermalwassers hinweist. Analysen zu Isotopen- und frei aufsteigenden Gasen liegen bis jetzt nicht vor.





5.2.2 Bad Tatzmannsdorf (B)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Tiefbohrung Thermal 1 ist die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge auf 15 l/s festgelegt. Das Thermalwasser wird vorwiegend für den Kurbetrieb genutzt. Es ist geplant, das Thermalwasser von Thermal 3 einer Nutzung im Rahmen des bestehenden Kur- und Thermenbetriebes zuzuführen. Derzeit wird bei dieser Bohrung allerdings kein Thermalwasser gefördert, es besteht jedoch eine wasserrechtliche Bewilligung im Ausmaß von 2,5 l/s (bzw. 216 m³/Tag; 78.840 m³/Jahr). Die wasserrechtliche Entnahmemenge für die Therme 72 ist auf 3,75 l/s festgelegt. Es bestehen Schutzgebiete für Thermal 1 und die Therme 72.

Die Quellen von Bad Tatzmannsdorf (Abb. 50) werden seit vielen Jahrhunderten genutzt (DIEM, 1928). Während des Zweiten Weltkrieges wurden die Kureinrichtungen zerstört und ein Neuaufbau erfolgte in den 1960er und 1970er Jahren (MARKTL et al., 1999). In dieser Zeit wurden die Mineralwässer auch mit immer tiefer reichenden Brunnen gefasst. Dabei wurde man auf die erhöhte Wassertemperatur aufmerksam. Zur Erschließung von Thermalwasser wurde 1988 die Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf 1 erfolgreich abgeteuft. Im Jahr 2002 sollte mit Thermal 2 die Thermalwasserversorgung verbessert werden, doch die Bohrung stellte sich als nicht fündig heraus. Obwohl im Jahr 2006 eine weitere Bohrung, Thermal 3, erfolgreich niedergebracht wurde, wird diese erst in naher Zukunft in Betrieb genommen werden können. Eine Übersicht über die erschlossenen Vorkommen von Bad Tatzmannsdorf befindet sich in Tabelle 50.

Hydrogeologie

Bad Tatzmannsdorf befindet sich direkt am westlichen Rand des Günser Berglandes (Kristallin des Rechnitzer Fensters, Penninikum) im Übergangsbereich zum Steirischen Becken (GOLDBRUNNER et al., 2005b). Die sedimentäre Beckenfüllung der Litzelsdorfer Mulde (nördliche Fortsetzung des Fürstenfelder Beckens) umfasst einen stratigrafischen Umfang von Karpatium bis Pannonium. wobei die Mächtigkeit der Sedimente gegen Westen, bzw. mit größerer Entfernung zum Grundgebirge, zunimmt. Die im Karpatium verstärkt einsetzende, synsedimentäre Extensionstektonik führte zur Ausbildung von Brüchen und einer zunehmenden Vertiefung des Beckens (Abb. 51). Westlich von Bad Tatzmannsdorf befindet sich ein N-S verlaufendes Hauptbruchsystem (Oberwarter Verwurf), das wiederum aus einer Vielzahl von Brüchen mit vertikalen Versätzen von bis zu 700 m besteht. Hierbei ist auch die horizontale Komponente beachtlich. Aufgrund der tektonischen Ereignisse bildeten sich im Zuge der gleichzeitig stattfindenden Sedimentation tektonische Schollen mit unterschiedlicher sedimentärer Mächtigkeit aus. Außerdem steht das tiefreichende Störungssystem mit der jüngeren Phase des Vulkanismus im Steirischen Becken genetisch in Verbindung (GOLDBRUNNER, 1993a). Dazu gehört auch eine markante NE-SW verlaufende Störung, die über Grodnau



Abb. 50. Lage der Erschließungen bei Bad Tatzmannsdorf.

Vorkommen	Jahr der Erschließung	Bemerkung
Thermal 1	1988	
Thermal 2	2002	Nicht fündige Tiefbohrung.
Thermal 3	2006	Inbetriebnahme 2015.
Therme 72 B3	1972	
Marienquelle Neu B1	1993	Die alte Marienquelle (1964–1993) wurde liquidiert.
Martinsquelle B4	1973/1974	
Wetschquelle	1951	Sanierung bzw. Vertiefung von 18 m unter GOK auf 21,6 m im Jahr 1979.
Franzquelle Neu	1964	Nachkömmling der kurzentralen Heilquellen.
Jormannsdorf B7	1993	Ersatzbohrung in unmittelbarer Nähe zu B5a.
Jormannsdorf B5a	unbekannt	Seit 1992 nicht mehr in Verwendung.
Karlsquelle	unbekannt	

Tab. 50

Erschließung der Vorkommen von Bad Tatzmannsdorf (MARKTL et al., 1999, ergänzt).

bis Oberpullendorf (z.B. Basalt von Oberpullendorf) reicht und das Rechnitzer Fenster vom Bernsteiner Fenster trennt. Da die klastischen Sedimente der Beckenfüllung Wasser führende Horizonte besitzen, kommt es aufgrund der Verengung des Querschnittes gegen Osten (Wasser stauendes Grundgebirge) zu einem Aufsteigen und Austreten der Thermalwässer (GOLDBRUNNER, 1993a). Es handelt es sich somit um eine Tiefengrundwasser-Entlastungszone. Trotzdem können auch die metamorphen Gesteine des Penninikums, vorwiegend Grünschiefer, Kalkphyllite, Quarzphyllite, Quarzitschiefer und Quarzite, aufgrund der bruchtektonischen Beanspruchung relativ gute Gebirgsdurchlässigkeiten besitzen (GOLDBRUNNER et al., 2005b). Zusätzlich mischt sich postvulkanisches Kohlenstoffdioxid in Bereichen von tiefen Störungen mit großer Sprunghöhe bei. Deshalb kommt es zusätzlich zu einem Gaslift Effekt. In Tabelle 51 befinden sich geologische Schichtprofile der Bohrungen von Bad Tatzmannsdorf.

An einer NW-SE verlaufenden Störung mit einer Sprunghöhe von bis zu 400 m wurde die Bohrung Thermal 1 in einer Entfernung von ca. 2,5 km zum Grundgebirge abgeteuft (GOLDBRUNNER et al., 2005b). Die aufgrund tektonischer Beanspruchung zerbrochenen Konglomerate und Brekzien der Sandschaler-Zone (Badenium) erwiesen sich als Thermalwasser führend (Kluftgrundwasserleiter). Deshalb wurden die Filterstecken von 696,7 bis 884,3 m unter GOK (133,7 m Nettofilterstrecke) gesetzt. Es sei jedoch angemerkt, dass das penninische Grundgebirge sowie eine eine mögliche karpatische Abfolge nicht erreicht wurden. Ursprünglich betrug der artesische Überlauf ca. 1,9 l/s. Weiters bieten Temperaturmessungen einen eindeutigen Hinweis, dass es sich um ein konvektiv beeinflusstes System mit aufsteigenden Tiefenwässern handelt (GOLDBRUNNER et al., 2005b). So beträgt die geothermische Tiefenstufe bei der Endteufe ca. 30 m/°C, jedoch liegt sie in den höher gelegenen Abschnitten nur bei 20 m/°C. Die geringe Temperatur-



Profilschnitt von Bad Tatzmannsdorf (verändert nach Goldbrunner, 1993a).

Teufen (m u. GOK)	Thermal 1	Teufen (m u. GOK)	Thermal 2	Teufen (m u. GOK)	Thermal 3	Teufen (m u. GOK)	Therme 72 B3
		-6,7	Quartär	-8,9	Quartär	-11,0	Quartär
-255,2	Pannonium	-317,3	Pannonium	-182,0	Pannonium	-91,0	Pannonium
-441,5	Sarmatium	-958,6	Sarmatium	-382,0	Sarmatium	-111,0	Sarmatium
-896,0 (ET)	Badenium -457,4: <i>Bulimina- Bolivina</i> -Zone -468,6: Verar- mung-Zone -896,0: Sand- schaler-Zone	-1.620,0 (ET)	Badenium -1.044,9: <i>Bulimina- Bolivina</i> -Zone -1.620,0: Sand- schaler-Zone	-766,0	Badenium -460,0: <i>Bulimina- Bolivina</i> -Zone -616,0: Sand- schaler-Zone -766,0: Lageni- den-Zone		
				-812,5	Karpatium		
				-1.024,0 (ET)	Penninikum	-222,0 (ET)	Penninikum

Tab. 51.

Bohrprofile von Bad Tatzmannsdorf Thermal 1, Thermal 2 und Thermal 3 (Goldbrunner et al., 2005b; EISNER & GOLdbrunner, 2008b).

zunahme in der Thermalwasser führenden Sandschaler-Zone deutet auf ein gut durchmischtes Reservoir ohne Zuströmung von Wässern aus strukturell tiefer gelegenen Abschnitten.

Bei der bis 1.620,0 m unter GOK abgeteuften Tiefbohrung Thermal 2 wurde ebenfalls versucht, Thermalwasser aus der Sandschaler-Zone zu erschließen (GoLD-BRUNNER et al., 2005b). Die Bohrung erwies sich jedoch als nicht fündig, da die Porositäten dieser Schichten deutlich schlechter entwickelt waren als bei der Bohrung Thermal 1. Es ist darauf hinzuweisen, dass im Zuge von geophysikalischen Bohrlochuntersuchungen bei der Messstrecke 1.049,0 bis 1.621,0 m eine Maximaltemperatur von 68 °C gemessen wurde. Das entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von ca. 27 m/°C.

Die Tiefbohrung Thermal 3 wurde bis auf eine Endteufe von 1.024,0 m abgeteuft und erreichte das Grundgebirge (EISNER & GOLDBRUNNER, 2008b). Zunächst wurden hydraulische Tests bei der offenen Bohrlochstrecke von 735,5 bis 1024,0 m unter GOK (Lageniden-Zone, Karpatium und Grundgebirge) durchgeführt. Die Ergebnisse waren jedoch nicht zufriedenstellend. Deshalb wurden höher liegenden Horizonte mit Filterstecken von

408.0 bis 465.0 m unter GOK (36 m Nettofilterstrecke) erschlossen. Hier handelte es sich fast zur Gänze um die sandig-kiesige Entwicklung der Bulimina-Bolivina Zone (Badenium). Zudem wurde das Bohrloch ab 626,0 m unter GOK verfüllt. Im Zuge eines Langzeitauslaufversuches von 15.11.2007 bis zum 11.01.2008 stellten sich folgende guasistationäre Bedingungen ein: Der artesische Überlauf betrug bei einem Fließdruck von 1,47 bar 2,7 l/s und bei einer Förderrate von 4,5 l/s wurde ein Fließdruck von 0,85 bar gemessen. Der Schließdruck betrug zudem rund 1,9 bar und die Auslauftemperatur maximal 31.6 °C. Für den sondenfernen Bereich wurde eine Transmissivität von 2,36 x 10⁻⁴ m²/s bzw. ein Durchlässigkeitsbeiwert von 8,16 x 10⁻⁶ m/s ermittelt. Eine hydraulische Beeinflussung von Thermal 1 und der Therme 72 durch Bad Tatzmannsdorf Thermal 3 konnte nicht nachgewiesen werden (EISNER & GOLDBRUN-NER. 2008a).

Bei den weiteren artesischen Heil- und Mineralwässern von Bad Tatzmannsdorf handelt es sich lediglich bei der Therme 72 um Thermalwasser. Diese sowie die Franzquelle Neu und Marienquelle Neu wurden im tektonisch beanspruchten penninischen Grundgebirge fündig (GOLDBRUNNER et al., 2005b). Aus der 222,4 m tiefen Therme 72 mit einer Filterstrecke von 202,4 bis

Vorkommen	Schüttung (I/s) / Datum	Auslauftemperatur / Datum	Endteufe (m)	Perforationsstrecken von-bis (m)
Therme 72 B3	1,3 / 14.05.1992	24,0 / 14.05.1992	222,4	202,4–222,4
Marienquelle Neu B1	ca. 4,5 / 14.09.1994	16,2 / 14.09.1994	152,0	88,1–137,7
Martinsquelle B4	0,3 / 06.10.1994	15,5 / 06.10.1994	330,0 (Verrohrung bis 205,0)	140,0–195,0
Wetschquelle	0,1 / 26.05.1997		21,6	13,5–18,5
Franzquelle Neu	0,1 / 03.03.1988	14,4 / 10.01.1967	217,7	90,0–104,0; 144,0–160,0
Jormannsdorf B7	1,2 / 05.11.1993	14,1 / 05.11.1993	174,0	80,0–88,0; 126,0–138,0; 168,0–174,0
Jormannsdorf B5a	1,6 / 23.05.1992	13,1 / 23.05.1992	188,0	62,0–72,0
Karlsquelle 4	0,3 / 07.11.1990	11,4 / 07.11.1990	65,0	42,2–53,2

Tab. 52.

Sonstige Heil- und Mineralwässer von Bad Tatzmannsdorf (MARKTL et al., 1999).

222,4 m läuft rund 24 °C warmes Thermalwasser mit ca. 3,75 l/s artesisch über. In Tabelle 52 befindet sich eine Übersicht zu den sonstigen Heil- und Mineralwässern von Bad Tatzmannsdorf.

Von den artesischen Brunnen der Gemeinde Oberschützen ist der 275 m tiefe Brunnen Theresia Portschy (Unterschützen Nr. 64) in einer Entfernung von 660 m SW zu Thermal 3 zu erwähnen (Goldbrunner et al., 2005b). Aus Sanden und Kiesen an der Basis des Pannoniums läuft 25 °C warmes Thermalwasser mit 0,33 bis 0,45 l/s artesisch über.

Hydrochemie

Bezüglich der Zusammensetzung und Größenordnung der hydrochemischen Inhaltsstoffe unterscheiden sich die Brunnen bzw. Bohrungen enorm (Tab. 69). Das trifft auch auf die frei aufsteigenden Quellgase zu. So weist insbesondere bei der subthermalen (16,2 °C) Marienquelle Neu (Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typ) der hohe Gehalt an freier Kohlensäure (1.874 mg/l), die auftretende Kohlenstoffdioxid-Gasphase (97,8 % Kohlenstoffdioxid in 11 l/s Gasschüttung bei 4.5 l/s Wasserschüttung), die Borsäure (60 mg/l) sowie der hohe Gehalt an Chlorid (225,3 mg/l) auf den Einflussbereich einer produktiven Störungszone bzw. eine vulkanische Genese hin. Die Therme 72 (Calcium-Hydrogencarbonat-Typ) hat hingegen niedrigere Gehalte an Borsäure (2,11 mg/l) und Chlorid (2,11 mg/l). Trotzdem tritt auch hier eine Gasphase auf, die zu 85,5 % aus Kohlenstoffdioxid besteht (5,2 l/s Gasschüttung bei 1,3 l/s Wasserförderstärke) (Tab. 75). GOLDBRUNNER (1993a) führt die hydrochemischen Unterschiede der eng benachbarten Vorkommen auf die unterschiedliche Zumischung des gasförmigen Kohlenstoffdioxids zu der Wasserphase in der Tiefe zurück.

Die Temperatur und Kohlensäureanomalie von Bad Tatzmannsdorf ist räumlich begrenzt; dies geht aus der nur etwa 2,5 km entfernten Bohrung Thermal 1 hervor, in der andere thermische und auch hydrochemische Verhältnisse angetroffen wurden (GOLDBRUNNER, 1993a; vgl. oben). So ist die geothermische Tiefenstufe von Thermal 1 mit 28 m/°C deutlich größer als jene bei der Marienquelle Neu (15,5 m/°C). Das Wasser von Thermal 1 gehört dem Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ an, wobei die Gesamtmineralisation ca. 2.300 mg/l beträgt. Die Auslauftemperatur liegt bei ca. 34 °C.

Bei der Bohrung Thermal 3 handelt es sich um ein Thermalwasser vom Typ Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat (EISNER & GOLDBRUNNER, 2008a). Die Gesamtmineralisation beträgt ca. 4.500 mg/l. Die Sauerstoff-18- (-10,36 ‰) und Deuterium-Werte (-74,80 ‰) belegen einen meteorischen Charakter des Thermalwassers bzw. eine Regenerierbarkeit des Vorkommens (Tab. 74). Das Fehlen von Tritium deutet darauf hin, dass kein Einfluss durch oberflächennahe Wässer besteht. Das Kohlenstoff-14-Modellalter des Tiefengrundwassers beträgt unter der Annahme von einer Kohlenstoff-14-Ausgangskonzentration von 85 % modern rund 35.000 Jahre.

5.2.3 Bad Schönau (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge der Bohrung Bad Schönau IV (Abb. 52) beträgt 0,3 l/s bzw. 26 m³/Tag und 9.490 m³/Jahr. Dies entspricht der maximal möglichen Dauerentnahme für das artesisch gespannte Vorkommen. Neben dem Wasser werden rund 2,5 l/s Kohlenstoffdioxid gefördert. Für die Bohrung Bad Schönau III (Abb. 52) besteht weiterhin eine wasserrechtliche Bewilligung aus dem Jahr 1976. Demnach dürfen 1,16 l/s (70 l/min) für die Heilbäder und Trinkkuren entnommen werden. Derzeit ist eine weitere Bohrung geplant, wobei im Falle einer erfolgreichen Niederbringung Bad Schönau III nicht mehr genutzt werden soll. Im Jahr 1979 wurde ein Schongebiet zum Schutz der Heilquellen von Bad Schönau festgelegt.



Abb. 52. Lage der Erschließungen in Bad Schönau.

Im Zuge einer auf Kohle abgeteuften Untersuchungsbohrung, Bad Schönau I, traf man in den Jahren 1913 bis 1914 unbeabsichtigt auf das subthermale Mineralwasser- und Kohlenstoffdioxidvorkommen von Bad Schönau (KRIEGL et al., 2000a). Bis 1950 wurde dieses Wasser ausschließlich für ein privates Schwimmbad genutzt, ab 1951 wurden zusätzlich Kohlensäurebäder angeboten, 1953 wurde das Vorkommen als Heilguelle anerkannt. Da die Bohrung zu diesem Zeitpunkt bereits Schäden aufwies und der Kurbetrieb expandierte, wurde Anfang der 1950er Jahre eine Neuerschließung in Erwägung gezogen. In der Folge konnte Bad Schönau II in unmittelbarer Nähe (10 m) im Jahr 1961 erfolgreich niedergebracht werden. Aufgrund der geringen Schüttung von Bad Schönau II und den im Jahr 1962/1963 missglückten Arbeiten zur Steigerung der Schüttung bei Bad Schönau I, wurde eine weitere Erschließung angedacht. So erfolgte 1968 die Abteufung von Bad Schönau III. Zur weiteren Sicherstellung der Gas- und Mineralwasserversorgung erfolgte 2001 die Niederbringung von Bad Schönau IV. Seit 2004 werden die Kurbetriebe mit dem Mineralwasser von Bohrung III und IV versorgt (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2012).

Hydrogeologie

In der Umgebung von Bad Schönau in der "Buckligen Welt" liegt ein komplizierter Decken- und Fensterbau vor. Vereinfacht bildet die Rechnitzer Fenstergruppe (Penninikum), vorwiegend bestehend aus Grünschiefer, Kalkphyllit, Quarzphyllit, Serizitkalkschiefer und Serpentinit, die Basis. Darüber folgen Einheiten, die dem Unterostalpin und dem Oberostalpin zuzuordnen sind. Für die nähere Umgebung von Bad Schönau sind lithologisch Grobgneis, Hüllschiefer (Glimmerschiefer mit Lagen von Gneis und Amphibolit) und Meta-Gesteine (Metaarkose, Metakonglomerat und Metapelit) zu erwähnen. Die tektonisch am höchsten gelegene Sieggrabener Einheit gehört dem Koralpe-Wölz-Deckensystem (Oberostalpin) an und besteht aus Biotitgneis, Amphibolit und Serpentinit.

Bad Schönau und somit auch das subthermale Vorkommen befinden sich in einer östlichen Fortsetzung des Krumbacher Neogenbeckens (KRIEGL & GOLDBRUN-NER, 2001). Es handelt sich um ein Einbruchsbecken im kristallinen Grundgebirge. Dieses und weitere neogene Vorkommen (Kirchberg am Wechsel, Ungerbach und Leberbrunn) sind an eine NW–SE streichende Hauptstörungszone gebunden. Die generell SW einfallenden Schichtglieder der neogenen Beckenfüllung bestehen aus miozänen Sedimenten. Sie treten auf einer Breite von 2 km und einer Länge von 4,5 km auf. Die ältesten Ablagerungen sind als Sinnersdorf-Formation dem Karpatium zuzuordnen. Diese führt hauptsächlich fluviatile fein bis grobklastische Ablagerungen.

Nach GOLDBRUNNER (1993b) ist das auftretende Kohlenstoffdioxid hauptsächlich auf die beschriebene tiefreichende NW–SE streichende Störungszone zurückzuführen. Über diese steigt Kohlenstoffdioxid aus größeren Tiefen der Erdkruste auf. Bei der bis auf 425,0 m abgeteuften Bohrung Bad Schönau I wurde im Teufenbereich 240 bis 260 m ein Säuerling angetroffen (WINKLER-HERMADEN, 1928). KNETT (1941) gibt jedoch an, dass die Bohrung lediglich auf 350 m niedergebracht wurde, die nach der Durchörterung von neogenen Sand- und Sandsteinen, Tegel und Tonstein im gneisartigen "Urgestein" verblieb. KRIEGL et al. (2000a) gehen davon aus, dass die Wasserführung an eine Störungs- und Aufarbeitungszone im Topbereich des Grundgebirges gebunden war. Die Schüttung betrug 0,15 bis 0,40 I/s und die Auslauftemperatur lag bei 15 bis 17 °C.

Bad Schönau II wurde in unmittelbarer Nähe (ca. 10 m) zu Bad Schönau I auf eine Tiefe von 285,0 m unter GOK abgeteuft. KRIEGL et al. (2000a) nehmen eine Neogenunterkante bei ca. 267 m unter GOK an. Zudem dürfte es bei dem von LATZEL & KUTSCHA (1961) bezeichneten "sehr groben Quarzschotter" im Abschnitt 266,9 bis 285,0 m um permische Metapelite (Unterostalpin) oder penninische Phyllite handeln. Weiters bleibt unklar, ob eine Störungszone durchfahren wurde. Der artesische Überlauf betrug nach Angaben von LATZEL & KUT-SCHA (1961) 0,06 I/s und die Kohlenstoffdioxid-Produktion wurde von SCHEMINZKY (1967) mit 1,2 I/s angegeben. Von diesem Autor wurden die Wässer der Bohrungen I und II zudem als hydrochemisch ident beschrieben.

Die letzten durchgeführten Schüttungsmessungen vor der Liquidierung der Bohrungen I und II stammen aus dem Jahr 1971. STEHLIK & PESENDORFER (1972) geben für Bad Schönau I eine maximale Schüttung von 0,13 l/s und für Bad Schönau II einen freien Überlauf von 0,02 bis 0,03 l/s an.

Bad Schönau III wurde bis auf eine Endteufe von 435 m niedergebracht (Etschel & Meyer, 1968). Nach wenigen Metern von Quartär folgen bis 250,0 m unter GOK neogene Sedimente (Tone, Schluffe, Konglomerate und Brekzien) (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2012). Diese Sedimente werden von den Autoren als nicht Wasser führend eingestuft. Im Liegenden folgen Grünschiefer, Quarzphyllite und Quarzite, die höchstwahrscheinlich mit dem Penninikum zu assoziieren sind. Die Filterstrecken befinden sich zur Gänze im Grundgebirge von 300,5 bis 330,5 m bzw. von 375,0 bis 415,5 m (ETSCHEL & MEYER, 1968). Außerdem konnten von 304,3 bis 435,0 m fünf Wasser führende Störungszonen identifiziert werden. Vermutlich sind von diesen die tiefer gelegenen Störungszonen produktiver (KRIEGL & GOLD-BRUNNER, 2001). Nach GOLDBRUNNER (1991) betrug die artesische Wasserführung im Jahr 1991 noch ca. 1 l/s. KRIEGL & GOLDBRUNNER (2012) erwähnen allerdings einen Rückgang des artesischen Überlaufes von 1,3 l/s (1978) auf 0,72 l/s im Jahr 2011 (auch Rückgang der Gasschüttung). Die Ursache könnte technisch bedingt sein, allerdings ist auch ein schwindendes Mineralwasservorkommen nicht auszuschließen. Eine Beeinflussung durch die neue Bohrung IV wird von den Autoren jedoch ausgeschlossen, da die Entnahmerate bei dieser Bohrung im Vergleich zu III deutlich geringer ist. Diesbezüglich ist auf ein Beweissicherungsprogramm,

durchgeführt vom 28.04.2000 bis zum 27.09.2001, zu verweisen. Bei diesem konnte in Bad Schönau III keine hydraulische Beeinflussung durch Bad Schönau IV beobachtet werden (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2001). Abschließend ist hinzuzufügen, dass die Wassertemperatur im Beobachtungszeitraum 1972 bis 2011 konstant 17 bis 18 °C betrug (STEHLIK & PESENDORFER, 1972; KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2012).

Bei Bad Schönau IV wurden bis zur Endteufe von 594 m unter GOK sowohl Sedimente des Quartärs und Neogens, als auch metamorphe Gesteine des penninischen Grundgebirges erbohrt (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2001) (Tab. 53). Die bis auf 184 m unter GOK angetroffene neogene Beckenfüllung umfasst vorwiegend siltige Feinsande und feinsandige Silte. Zudem treten Einschaltungen von bis zu 10 m mächtigen Konglomeraten, eventuell auch Brekzien und Grobsandsteine auf. Die angetroffenen Karbonate, Quarzite und Grünschiefer des Penninikums variieren stark in ihrer Zusammensetzung und es treten lithologische Übergänge auf. In Bereich von Störungszonen sind die Gesteine Wasserund Gas führend.

Von 200,5 bis 510,0 m unter GOK wurden 13 potenzielle Wasser- bzw. Gas führende Abschnitte festgestellt, die eine Nettomächtigkeit von 18,5 m aufweisen (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2001). Die als Gas führend eingestufte Nettomächtigkeit beträgt alleine 11,5 m. Die Förderung erfolgt aus der offenen Bohrlochstrecke ab 388 m bis zur Endteufe, außerdem befinden sich zwischen 198 und 306 m unter GOK einzelne perforierte Abschnitte mit einer Wasser-/Gasführung von ca. 3,5 m. Bei den mächtigsten Wasser führenden Abschnitten handelt es sich um Serizitschiefer in Wechsellagerung mit weißen Kalken und milchigen Quarziten (von 398,5 bis 405,0 m) bzw. um dunkelgraue, geklüftete Kalkschiefer und graue serizitreiche Quarzitschiefer mit grauen kalkigen Zwischenlagen (von 496,0 bis 500,0 m). Bei einem Pumpversuch vom 01.03.2001 bis 26.03.2001 wurde eine theoretische Gebirgsdurchlässigkeit unter Einbeziehung aller potenziell Wasser führenden Schichten von 1,4 x 10⁻⁸ m/s bestimmt. Die Sonde lief vor Beginn des Versuchs leicht artesisch (Sondenkopfdruck ca. 1 bar) über. Bei der 604 Stunden andauernden ersten

Teufen (m u. GOK)	Bad Schönau IV
-6,0	Quartär
-184,0	Neogen
-594,0 (ET)	Rechnitzer Einheit (Penninikum) -195,0: Grünschiefer -195,0: Störungszone -203,0: Karbonatgesteine -269,0: Grünschiefer -375,0: Quarzite und Serizitkalkschiefer -375,0: Störungszone -532,0: Quarzite und Serizitkalkschiefer -532,0: Störungszone -594,0: Quarzite und Serizitkalkschiefer

Tab. 53.

Bohrprofil von Bad Schönau IV (nach KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2001).

Phase betrug die maximale Absenkung bei einer Förderrate von 0,17 l/s (Gasschüttung 1,85 l/s) ca. 220 m. Für eine Dauerförderung von 0,3 l/s Wasser wurde eine Gasschüttung von ca. 2 l/s und eine Absenkung von rund 250 m erwartet. Die höchste im Bohrloch gemessene Temperatur betrug ca. 22 °C in einer Teufe von 504,0 m, allerdings bestand wahrscheinlich eine Beeinflussung durch die Bohrtätigkeit.

KRIEGL & GOLDBRUNNER (2012) vermuten, dass das Einzugsgebiet außerhalb der neogenen Ablagerungen des Beckens im Süden des Bad Schönauer Beckens liegen muss. Dort befinden sich anstehende Gesteine des Penninikums.

Hydrochemie

Bei dem subthermalen Wasser von Bad Schönau IV handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Eisen-Säuerling mit einer Gesamtmineralisation von ca. 7.750 mg/l (Tab. 69). Auch bei den weiteren drei Bohrungen handelt es sich um denselben hydrochemischen Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 4.700 bis 5.300 mg/l. Im Vergleich zu Bad Schönau III ist ein deutlich höherer Magnesiumgehalt (527,9 mg/l), ein doppelt so hoher Gehalt an Eisen (22 mg/l) und die höhere Mineralisation auffällig (Tab. 69). Die Tritiumgehalte weisen bei Bad Schönau III und IV auf ein Tiefengrundwasser mit Verweilzeiten von deutlich über 50 Jahren hin (Tab. 74). Bei Bad Schönau IV wird der hohe Gehalt an Deuterium (-63.3 %) im Vergleich zu Sauerstoff-18 (-11,56 ‰) von KRIEGL & GOLDBRUNNER (2001) auf den sehr starken Einfluss von Kohlenstoffdioxid zurückgeführt. Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Kohlenstoffdioxid. Bei Bad Schönau III liegt ein konstantes Gas/Wasser-Verhältnis von ca. 1:1 vor, bei Bad Schönau IV beträgt das Verhältnis ca. 7:1 (Tab. 75). So wird von HOLLENSTEINER & HAHN (2001) für Bad Schönau III eine maximale Dauerentnahme von 2,5 l/s Kohlenstoffdioxidgas angegeben (Wasserförderrate von 0,3 l/s).

5.2.4 Stegersbach und Litzelsdorf (B)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für die Tiefbohrung Stegersbach Thermal 2 ist auf 3 l/s festgelegt, jene für Stegersbach Thermal 1 auf 7 l/s.

Stegersbach Thermal 1 (Abb. 53) wurde bereits im Jahr 1989 abgeteuft (GOLDBRUNNER, 1989), doch die Eröffnung der Therme fand erst 1998 statt. Zur Absicherung der Thermalwasserproduktion wurde im Jahr 2000 Stegersbach Thermal 2 (Abb. 53) niedergebracht. Bei Litzelsdorf (Abb. 53) handelt es sich um eine im Jahr 1974 niedergebrachte Aufschlussbohrung der damaligen ÖMV, die allerdings nicht genutzt wird.

Hydrogeologie

Stegersbach befindet sich im Fürstenfelder Teilbecken des Steirischen Beckens. Die Tiefbohrung Stegersbach


Thermal 1 wurde auf eine Endteufe von 3.200,0 m abgeteuft und durchörterte eine 3.077,0 m mächtige neogene Beckenfüllung mit einer stratigrafischen Abfolge vom Pannonium bis zum Karpatium (Tab. 54) (GoLD-BRUNNER, 1993c). Im Liegenden folgen muskovitreiche paläozoische Phyllite. Somit wurde das ursprüngliche Hauptziel für die Thermalwassererschließung, Karbonate des Grazer Paläozoikums, nicht erreicht (Abb. 54). Bei der nördlich gelegenen KW Explorationsbohrung Litzelsdorf 1 wurde zuvor eine ähnliche stratigrafische Abfolge erbohrt, das paläozoische Grundgebirge in Form von Tonschiefern wurde jedoch, bruchtektonisch bedingt, um 834 m strukturhöher erschlossen (BöCH-ZELT & GOLDBRUNNER, 2000a). Die artesisch gespannten Wässer der tonig-schluffig bis sandig-kiesigen Abfolge des ca. 500 m mächtigen Pannoniums sind für die Wasserversorgung relevant. Allerdings ist die Temperatur für eine Thermalwassernutzung zu gering. Für die Thermalwassererschließung ist hingegen das ca. 750 m mächtige Sarmatium mit einer tonig-schluffig-sandigen Wechsellagerung von Bedeutung. So befindet sich bei Stegersbach Thermal 1 die erste Perforationsstrecke von 832,0 bis 1.030,0 m. Im Abschnitt des Badeniums (ca. 1.250 bis ca. 1.970 m) erwiesen sich die Porositäten der Gesteine für eine Thermalwasserförderung als weitgehend unwirtschaftlich. Lediglich Thermalwasserzutritte von Sandsteinen der *Bulimina-Rotalia*-Zone (oberes Badenium) wurden

Teufen (m u. GOK)	Stegersbach Thermal 1	Teufen (m u. GOK)	Stegersbach Thermal 2
-490,5	Pannonium	- 483,0	Pannonium
-1.246,2	Sarmatium	- 1.201,0 (ET)	Sarmatium
-1.968,3	Badenium -1.650,0: <i>Bulimina-Rotalia</i> -Zone -1.968,3: Sandschaler-Zone		
-3.077,0	Karpatium -2.361,4: Sandstein-Entwicklung -2.516,6: Kohleton Serie -3.077,0: Konglomeratgruppe		
-3.200,0 (ET)	Paläozoikum		

Tab. 54.

Bohrprofile von Stegersbach Thermal 1 und Thermal 2 (Th1: GOLDBRUNNER, 1989; Th2: BÖCHZELT & GOLDBRUNNER, 2000a).



Profilschnitt von Stegersbach (verändert nach Böchzelt & Goldbrunner, 2000a). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 154).

mit einer weiteren Perforationsstrecke von 1.390,0 bis 1.476,0 m erschlossen. Das artesisch gespannte Vorkommen weist einen Ruhespiegel von ca. 40 m über GOK (Schließdruck von 4 bar) auf. Die Sonde lief anfangs mit 0,8 l/s über und im Zuge eines mehrstufigen Pumpversuches im Jahr 1996 stellten sich bei einer Förderrate von 6,3 l/s quasistationäre Bedingungen bei einer Absenkung auf 149 m unter GOK ein.

In einer Entfernung von 750 m Richtung WNW von Stegersbach Thermal 1 wurde die Tiefbohrung Stegersbach Thermal 2 bis auf eine Endteufe von 1.201,0 m unter GOK niedergebracht (Böchzelt & Goldbrunner, 2000a). Das Pannonium wurde bis auf 483 m vollständig durchörtert. Die Bohrung verblieb im darunter folgenden Sarmatium. Das Thermalwasser ist aus vier Perforationsbereichen zwischen 792,0 und 857,0 m unter GOK (30 m Nettoperforation) erschlossen worden. Den Aquifer bilden hierbei sandig bis schluffig ausgebildete Horizonte des Sarmatiums. Ein im Jahr 1999 durchgeführter erster Mammutpumpversuch bestätigte ein artesisch gespanntes Vorkommen mit einem Schließdruck von 1,2 bar. Bei einem 91 Tage andauernden Langzeitpumpversuch im Jahr 2000 wurde bei einer maxima-Ien Förderrate von 3,2 l/s ein guasistationärer Zustand bei einer Absenkung von 143.8 m unter GOK erreicht. Die maximale Sondenkopftemperatur betrug 42 °C. Im Zuge der Aufspiegelung wurde für den sondenfernen Abschnitt eine Transmissivität von 3,41 x 10⁻⁶ m²/s und ein kfWert von 1,14 x 10⁻⁶ m/s berechnet.

Die Tiefbohrungen Stegersbach Thermal 1 und 2 weisen vergleichbare geologische Profile auf und erschließen denselben Aquifer (Böchzelt & Goldbrunner, 2000a). Dementsprechend ist eine gegenseitige hydraulische Beeinflussung gegeben. Bei Thermal 2 wurde vom 26.01.2000 bis zum 17.04.2000 ein Langzeitpumpversuch durchgeführt (durchschnittliche Förderrate von 1,68 l/s und quasistationäre Bedingungen). Gleichzeitig wurden bei Thermal 1 durchschnittlich 2,3 l/s, ebenfalls bei quasistationären Bedingungen, entnommen. Bei Thermal 1 wurde eine Absenkung des Druckspiegels auf -73,5 m unter dem Sondenkopf beobachtet.

Hydrochemie

Bei den Tiefbohrungen Stegersbach Thermal 1 und Thermal 2 wurde Thermalwasser vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat erschlossen. Obwohl ein hydraulischer Zusammenhang zwischen den Bohrungen besteht, gibt es hydrochemische Unterschiede (Tab. 69, 70). So beträgt die Gesamtmineralisation von Thermal 1 ca. 2.440 mg/l und jene von Thermal 2 mit 1.000 mg/l deutlich weniger. Der Gehalt an zweiwertigem Schwefel unterscheidet sich ebenfalls beachtlich: 3,13 bei Thermal 1 bzw. 0,4 mg/l bei Thermal 2.

Zudem ist zu erwähnen, dass in den vergangenen Jahren bei Thermal 1 ein Rückgang des titrierbaren Schwefelgehaltes (1990: 7,15 mg/l; 2006: 3,13 mg/l) registriert wurde (Böchzelt, 2010). Im Zuge von aktuellen Untersuchungen (2010) wurden jedoch deutlich höhere Gehalte (zwischen 26,7 und 37,3 mg/l bestimmt (HAHN, 2010). Aufgrund der Isotopenanalysen von Sauerstoff-18 und Deuterium kann bei beiden Bohrungen auf einen vadosen Ursprung geschlossen werden (Böch-ZELT & GOLDBRUNNER, 2000a). Allerdings ist die Abreicherung bei Thermal 2 höher (Tab. 74). Das Fehlen von Tritium schließt zudem eine Beeinflussung durch jüngere bzw. oberflächennahe Wässer aus. Des Weiteren unterscheiden sich die Thermalwässer beider Tiefbohrungen hinsichtlich der frei aufsteigenden Gase (Tab. 75). Während bei Thermal 1 Methan mit ca. 70 % überwiegt, ist bei Thermal 2 mit ca. 80 % überwiegend Stickstoff vorhanden.



Lage der Erschließungen von Loipersdorf bei Fürstenfeld.

5.2.5 Loipersdorf bei Fürstenfeld (STMK/B)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Gesamtkonsens für die Tiefbohrungen Binderberg 1, Lautenberg 1 und Grieselstein Thermal 1 (Barbaraquelle) beträgt 10 l/s. Grieselstein Thermal 1 darf maximal 3,25 l/s entnommen werden. Bei Binderberg 1 und Lautenberg 1 ist der Konsens auf jeweils 5 l/s festgelegt.

Die Gasaufschlussbohrung Binderberg 1 wurde 1972 von der RAG niedergebracht. Anstatt Erdgas traf man jedoch Thermalwasser an. In der Folge wurde 1975 von der Steiermärkischen Landesregierung und neun Gemeinden eine Gesellschaft zur Errichtung eines Heilbades gegründet. Wegen der geringen Fördermenge konnte jedoch zunächst keine Therme errichtet werden. Erst als im Jahr 1977 Lautenberg 1 abgeteuft wurde, stand dem Kurbetrieb nichts mehr im Wege. Bereits im folgenden Jahr wurde ein Teilbetrieb der Anlage aufgenommen. Außerdem erfolgte 1977 die Anerkennung als Heilvorkommen. Die Eröffnung der Therme fand 1981 statt. Nach einem schweren Brand im Jahr 1983 wurde 1985 eine neu gebaute Anlage eröffnet. Im Jahr 2004 wurde zusätzlich die dritte Thermalwasserbohrung, Grieselstein Thermal 1, abgeteuft. Seit 2006 ist auch dieses Thermalwasser als Heilvorkommen anerkannt.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrungen von Loipersdorf (Abb. 55) liegen über der Senke von Weichselbaum. Diese unterbricht die Südburgenländische Schwelle, eine kristalline Hochzone, die das Oststeirische Becken vom Pannonischen Becken im Osten trennt (ZETINIGG, 1993). Binderberg 1 wurde bis auf eine Endteufe von 1.728,7 m niedergebracht (Tab. 55). In Sandsteinlagen (Karpatium) traf man hochmineralisierte Thermalwässer mit einer Gesamtmineralisation von ca. 60.000 mg/l und einer Temperatur von rund 72 °C an. Außerdem wurde aus dem Perforationsabschnitt 1.379,0 bis 1.544,0 m (Badenium) im Zuge eines 24 Stunden andauernden Fördertests ca. 50.000 bis 70.000 m³ Gas, hauptsächlich bestehend aus CO₃, und rund 85 m³ Thermalwasser gefördert. Dieses Thermalwasser war aufgrund der geringen Fördermenge nicht verwendbar, außerdem kam es durch die Expansion des Gases zu einer extremen Abkühlung mit Vereisung. Ein weiterer Versuch zur Förderung von Thermalwasser aus dem Perforationsabschnitt 1.564,0 bis 1.617,5 m (Badenium) verlief ebenfalls negativ, da Thermalwasser mit einer Temperatur von nur 38 °C und einer Förderrate von weniger als 0,3 l/s angetroffen wurde. Generell zeigte sich der Abschnitt des Badeniums aufgrund der hauptsächlich tonmergeligen Ausbildung für eine Thermalwasserförderung als ungeeignet. In den sandig-schluffigen Se-

Teufen (m u. GOK)	Loipersdorf Binderberg 1	
- 358,4	unteres Pannonium (limnisch-brackisch)	
- 1.092,3	Sarmatium (oberes- und mittleres Sarmatium, Schichtlücke an der Basis)	
- 1.225,0	Badenium (marin, stark reduziert)	
- 1.632,3	Karpatium (konglomeratreiche Gruppe)	
- 1.645,4	Karpatium (Rotlehmgruppe)	
- 1.728,7 (ET)	Paläozoikum (Phyllite)	

Tab. 55.

Bohrprofil von Binderberg 1 (nach ZETINIGG, 1993). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 154).

dimenten des mittleren Sarmatiums wurde man allerdings fündig. So wurde von 1.047,0 bis 1.117,0 m eine Filterstrecke gesetzt. Die Ergiebigkeit lag zunächst bei ca. 250 m³/Tag (ca. 2,9 l/s) und die Auslauftemperatur betrug ca. 50 °C. Zudem wurde ein kf-Wert von 3 x 10⁻⁷ m/s bestimmt. Zusammenfassend beschreibt GOLDBRUNNER (1988), dass die geothermische Tiefenstufe von 18 m/°C auf den Aufstieg von Wässern und Kohlenstoffdioxid aus dem tieferen Bereich des Fürstenfelder Beckens zurückzuführen ist. Das Kohlenstoffdioxid ist hierbei mit einem jungpliozänen Vulkanismus zu assoziieren. Auch ist erwähnenswert, dass in der Umgebung der Bohrung Basaltschlote vorzufinden sind.

Lautenberg 1 wurde 516 m SW von Binderberg 1 abgeteuft (ZETINIGG, 1993). Bei der bis auf 1.177,5 m niedergebrachten Bohrung wurde derselbe Zielhorizont wie zuvor bei Binderberg 1 mit einer Filterstrecke von 1.097,5 bis 1.172,5 m erschlossen. Aufgrund der geringen Entfernung beeinflussen sich beide Bohrungen und bei einer Förderrate von 5 l/s beträgt der dynamische Spiegel ca. 530 m unter GOK.

Grieselstein Thermal 1 wurde 2.000 m SE von Binderberg 1 bis auf eine Endteufe von 1.730 m niedergebracht. Der Anschlagpunkt befindet sich bereits im südlichen Burgenland. Aufgrund der geografischen Nähe und der Tatsache, dass in dem dazwischenliegenden Bereich keine großen Störungssysteme bekannt sind, wurde eine ähnliche stratigrafische Entwicklung wie bei Binderberg 1 und Lautenberg 1 erwartet (WINKLER et al., 2005). Trotzdem wurde im Zuge von seismischen Untersuchungen eine Bruchlinie zwischen Grieselstein Thermal 1 und den beschriebenen Tiefbohrungen festgestellt. Somit scheint keine Förderung aus demselben Reservoir zu erfolgen. In Tabelle 56 befindet sich ein geologisches Bohrprofil basierend auf einer Bohrkleinansprache und geophysikalischen Untersuchungen, allerdings wurde keine Analyse der vorhandenen Mikrofossilien durchgeführt. Der Hauptzutritt des Thermalwassers erfolgt innerhalb des Abschnittes von 1.020,0 bis 1.060,0 m unter GOK aus grobklastischen Einschaltungen (Kiesen) des Sarmatiums. Bei 1.045 m unter GOK wurde eine Formationstemperatur von 63,8 °C gemessen und im Zuge eines Pumpversuchs im Jahr 2004 wurde eine Transmissivität von 9,62 x 10⁻⁶ m²/s bestimmt (HAMEDINGER, 2004). Zudem beträgt die Absenkung bei einer Förderrate von 3,25 l/s rund 460,8 m unter GOK.

Teufen (m u. GOK)	Grieselstein Thermal 1
-11,0	? Quartär
-394,0	Pannonium
-1.078,0	Sarmatium
-1.255,0	Badenium
-1.714,0	Karpatium
-1.730,0 (ET)	Obergrenze des Paläozoikums

Tab. 56.

Bohrprofil von Grieselstein Thermal 1 (WINKLER et al., 2005).

Hydrochemie

Binderberg 1 und Lautenberg 1 werden aus demselben Aquifer gefördert, somit ist die hydrochemische Charakterisierung sehr ähnlich. Es handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 7.000 mg/l (Tab. 70). Die Wassertemperatur liegt bei beiden Bohrungen um 60 °C. Die geringfügigen Konzentrationsänderungen der Inhaltsstoffe sind einerseits durch natürliche Schwankungsbreiten bedingt oder können auf analytische Messungenauigkeiten zurückgeführt werden. Die hohen Gehalte an Bor (ca. 10 mg/l) und Kohlenstoffdioxid (bis 570 mg/l) sind auf den miozänen Vulkanismus zurückzuführen. Isotopenanalysen von Sauerstoff-18 (-9,23 ‰) und Deuterium belegen eine meteorische Herkunft, jedoch sind die Gebiete der Grundwasserneubildung nicht bekannt (GOLDBRUNNER, 1993d) (Tab. 74). Bei Binderberg 1 wurde 1976 bei einer Wasserförderung von 250 m³/d eine geringe Gasschüttung von 820 ml/min festgestellt. Das Gas besteht zu 39,4 % aus Kohlenstoffdioxid, zu 38,7 % aus Methan und zu 21,9 % aus Stickstoff und Edelgasen (Tab. 75). Das ca. 58 °C heiße Thermalwasser von Grieselstein Thermal 1 weist einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.480 mg/l auf. Besonders auffallend ist der hohe Fluoridgehalt (11,9 bis 13,3 mg/l). Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-10,2 %) und Deuterium (-70.5 %) deuten auf eine meteorische Herkunft hin. Aufgrund der abgereicherten Werte sind kaltzeitliche Infiltrationsbedingungen anzunehmen. Au-Berdem wurden Kohlenwasserstoffe nachgewiesen, die auf einen Kontakt des Grundwassers mit KW-Lagerstätten hinweisen (LORENZ & WECHNER, 2005).

5.2.6 Fürstenfeld (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Dublette Fürstenfeld (Abb. 56) wird gegenwärtig nicht genutzt, da eine Thermalwasserförderung im möglichen Ausmaß nicht wirtschaftlich ist. Für die Tiefbohrungen Fürstenfeld FF1 und FF2 besteht jedoch eine wasserrechtliche Bewilligung für einen Dublettenbetrieb im Ausmaß von maximal 8 l/s bzw. 2.419 m³/ Woche und 94.608 m³/Jahr. Demnach könnte aus beiden Sonden im 14-tägigen Rhythmus abwechselnd Thermalwasser entnommen werden, wobei die jeweils andere Sonde als Reinjektionssonde agieren müsste.

Das hochmineralisierte Thermalwasser der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1 (Abb. 56) wird im geringen Ausmaß für eine Bade- und Heilsalzgewinnungsanlage verwendet. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge beträgt 0,7 l/s.

Die Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1 sollte 1985 als erste Geothermiebohrung Österreichs niedergebracht werden (GOLDBRUNNER, 1993c). Das Ziel war die Fernwärmeversorgung von Fürstenfeld. Bei einem Erfolg der Tiefbohrung wäre auch eine zusätzliche Reinjektionsbohrung geplant gewesen. Es konnte jedoch keine wirtschaftlich verwertbare Thermalwasserführung im Ziel-



Lage der Erschließungen in bzw. nordwestlich von Fürstenfeld.

horizont, den Karbonaten des Grazer Paläozoikums, angetroffen werden. Seit 1997 wird allerdings hochmineralisiertes Thermalwasser im geringen Ausmaß gefördert, um Heil- und Badesalz zu produzieren.

Das Geothermieprojekt Fürstenfeld mit den Tiefbohrungen FF1 und FF2 wurde 1999 realisiert (GOLDBRUNNER, 2004, 2008). Aufgrund der schlechten Förderbarkeit bzw. Reinjektivität der Reinjektionssonde wurde das Thermalwasser für geothermische Zwecke genutzt und in den Vorfluter Feistritz abgeleitet. Im Rahmen des Aktionsprogrammes zum Schutz der Raab wurde im Jahr 2008 die Einleitung von salzhaltigem Thermalwasser in die Feistritz (ein Zubringerfluss der Raab) aus der Geothermieanlage von Fürstenfeld eingestellt.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrungen Fürstenfeld Thermal 1, FF1 und FF2 befinden sich im zentralen Bereich des Fürstenfelder Beckens, dem tiefsten Senkungsbereich des Steirischen Beckens.

Bei Fürstenfeld Thermal 1 wurde das Top des karbonatischen Paläozoikums bei 2.747,7 m angetroffen (GOLDBRUNNER & ZÖTL, 1985) (Tab. 57). Bis zur Endteufe von 3.145,0 m wurde eine Folge von Dolomiten, Sandsteinen und Kalken mit Einschaltungen geringmächtiger Lagen von Tuffiten durchfahren. Für die ungestörte Gebirgstemperatur wurde bei der Endteufe 140 °C angegeben. Ursprünglich sollte aus der Dolomit-Sandsteinfolge Thermalwasser gefördert werden, doch aufgrund von fehlenden Kluftporositäten wurde bei einem Förderversuch nur ein minimaler Zufluss von hochmineralisiertem Formationswasser (109 °C und 0,32 l/s) festgestellt. So musste die Bohrung im karbonatischen Paläozoikum als nicht fündig klassifiziert werden (KA-BAS, 1985). Allerdings erwiesen sich Sande und Sandsteine der Sandschaler-Zone (Badenium) als Thermalwasser führend und es wurden im Abschnitt 1.524,7 bis 1.631,0 m sechs Perforationstrecken (80,5 m Nettostrecke) gesetzt (GOLDBRUNNER, 1987). Nach GOLDBRUNNER & Zötl (1985) besteht die Sandschaler-Zone aus minder kompaktierten Sanden (Porosität ca. 25 %) mit guten Aquifereigenschaften. So wurde bei einem Förderversuch vom 10.01.1987 bis zum 13.01.1987 ein freier Überlauf von 3 I/s, ein Schließdruck von 2 bar und eine Auslauftemperatur von 61 °C gemessen (BERGMANN, zit. nach ZETINIGG, 1993). Außerdem wurde bei einer maximalen Förderrate von 16 l/s eine Absenkung des Wasserspiegels auf 87 m unter GOK gemessen.

Die Tiefbohrungen FF1 und FF2, der Abstand zwischen beiden beträgt etwa 1.100 m, wurden in einer Entfernung von rund 3,5 km zu Fürstenfeld Thermal 1 abgeteuft. Aufgrund der geografischen Nähe ist eine dementsprechend ähnliche Ausbildung der Bohrprofile gegeben. Die Tiefbohrungen befinden sich auch hier nahe dem Muldenzentrum der für die Thermalwassererschließung relevanten Sandschaler-Zone. FF1 und FF2 erreichten mit den Endteufen (Abb. 57, Tab. 57) von

Teufen TVD (m u. GOK)	Fürstenfeld Thermal 1	Teufen TVD (m u. GOK)	Fürstenfeld FF1	Teufen TVD (m u. GOK)	Fürstenfeld FF2
-8,0	Quartär	-5,0	Quartär	-10,0	Quartär
-194,5	Pannonium -194,5: unteres Pannonium	-230,5	Pannonium -230,5: unteres Pannonium	-194,0	Pannonium -194,0: unteres Pannonium
-1.092,6	Sarmatium -566,9: oberes Sarmatium -1.092,6: mittleres bis unteres Sarmatium	-1.087,0	Sarmatium -649,5: oberes Sarmatium -1.087: mittleres bis unte- res Sarmatium	-1.037,0	Sarmatium -606,0: oberes Sarmatium -1.037,0: mittleres bis unteres Sarmatium
-2.243,9	Badenium -1.325,1: <i>Bulimina-Bolivina-</i> Zone -1.640,0: Sandschaler- Zone -2.243,9: Lageniden-Zone	-1.950,0 (ET)	Badenium -1.351,3: <i>Bulimina-Bolivina</i> und <i>Rotalia-Cibicides</i> -Zone -1.865,0 : Sandschaler- Zone -1.950,0: Lageniden-Zone	-1.790,0 (ET)	Badenium -1.295,6: <i>Bulimina-Bolivina-</i> Zone -1.790,0: Sandschaler- Zone ab 1.790,0: Lageniden- Zone
-2.747,7	Karpatium				
-3.145,0 (ET)	Paläozoikum -3.085,5: Dolomit, Dolo- mitsandstein, Kalke und kalkiger Dolomit -3.145,0: Serizitschiefer, Tonschiefer und Kalk- schiefer				

Tab. 57.

Bohrprofile von Fürstenfeld Thermal 1 (GOLDBRUNNER, 1988) sowie Fürstenfeld FF 1 und FF 2 (GOLDBRUNNER, 2004).



Abb. 57.

Profilschnitt von Fürstenfeld (verändert nach GOLDBRUNNER, 2004). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 154).

1.950,0 m unter GOK und 1.790 m unter GOK allerdings nicht das karbonatische Paläozoikum, das erst bei 3.200 bzw. 3.000 m unter GOK erwartet wurde (Gold-BRUNNER, 2004). Die Sandschaler-Zone wurde bei FF1 und FF2 von 1.352,0 bis 1.865,0 m unter GOK bzw. von 1.296 bis 1.790 m unter GOK angetroffen und die Filterstrecken befinden sich bei FF1 zwischen 1.657,8 und 1.909,6 m (63,2 m Nettostrecke) und bei FF2 zwischen

1.464,2 und 1.787,0 m (100,2 m Nettostrecke). Im Zuge eines vom 21.05.1999 bis 23.05.1999 durchgeführten Pumpversuchs (durchschnittliche Förderung von 21,8 l/s) wurde für FF1 ein kf-Wert von 7,0 x 10⁻⁶ m/s und eine Transmissivität von 1,9 x 10⁻⁴ m²/s bestimmt (Восн-ZELT & GOLDBRUNNER, 2000b). Bei einem an FF2 durchgeführten Pumpversuch (14.06.1999 bis 16.06.1999) wurde bei einer Förderrate von 13,8 bis 14,5 l/s ein kf-Wert von 1,4 x 10⁻⁶ m/s und eine Transmissivität von 2 x 10⁻⁴ m²/s ermittelt. Die Absenkungen betrugen bei diesen Förderraten 99 m unter GOK (FF1) bzw. 58,5 m unter GOK (FF2). Die Formationstemperatur beträgt bei den Tiefbohrungen 84 bis 85 °C. Zudem lief die Sonde FF1 ursprünglich artesisch über (Schließdruck: 1,2 bar), doch aufgrund von durchgeführten Tests und Pumpversuchen sank der Druckspiegel innerhalb von drei Jahren auf ca. 20 m unter GOK. Deshalb erwartete GOLDBRUNNER (2004) einen Druckabbau von 1 bar/ Jahr. Des Weiteren wurde im Rahmen eines Beweissicherungsprogrammes festgestellt, dass durch die Thermalwasserentnahme bei FF1 und FF2 der Druckspiegel der leicht artesisch überlaufenden Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 (Schließdruck von 0,08 bar) auf 10,2 m unter GOK sank (GOLDBRUNNER, 2004). Zusammenfassend ist deshalb von einer schlechten Regeneration der Thermalwasser führenden Sandschaler-Zone auszugehen.

Die Tiefbohrungen wurden für einen Dublettenbetrieb mit einer Förder- und einer Reinjektionsbohrung konzipiert. Als Problem stellte sich jedoch eine schlechte Reinjektion heraus. Zuletzt wurde versucht, FF1 als Entnahmebohrung und FF2 als Reinjektionsbohrung zu nutzen (GOLDBRUNNER, 2008). Bei einem Rückgang der Reinjektion sollte der Kreislauf umgedreht werden bzw. wurde ein 14-tägiger Rhythmus von Entnahme und Reinjektion vorgeschlagen.

Hydrochemie

Bei allen Tiefbohrungen wird Thermalwasser aus der Sandschaler-Zone gefördert. Bei diesen hochmineralisierten Wässern handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von bis zu 57.000 mg/l (FF1) (Tab. 70). Aufgrund des Lösungsinhalts handelt es sich um Formationswässer. Das geht aus dem hohen, deutlich über einem durchschnittlichen Meerwasser liegenden Gehalt an Natrium und Chlorid, den hohen Konzentrationen an Bromid (bis 224 mg/l bei FF1) und lodid (bis 8 mg/l bei Thermal 1) sowie dem Gehalt an Azetat (bis 431 mg/l bei FF1) und Propionat (bis 63 mg/l bei FF1) hervor.

Eine Aufstellung von Umweltisotopen zum Aquifer Sandschaler-Zone im zentralen Bereich des Fürstenfelder Beckens ist Tabelle 74 zu entnehmen. Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (FF1: -4,57 ‰) und Deuterium (FF1: -42,1 ‰) weisen auf einen höheren Anteil an ehemals marinem Wasser hin. GOLDBRUNNER (1988) interpretiert die Werte von Fürstenfeld Thermal 1 als eine ca. 50-zu-50-Mischung von einem Formationswasser und einem meteorischen Wasser. Für FF2 und FF1 nehmen Böchzelt & GOLDBRUNNER (2000b) aufgrund des dem Standard etwas näherliegenden Wertes einen noch höheren Anteil an marinem Wasser an. Der Tritiumgehalt (13,7 TU) von FF2 ist nach den Autoren angesichts der hydraulischen Verhältnisse und der anderen Isotopenergebnisse nicht plausibel. Bei FF1 ist aufgrund des nicht nachweisbaren Tritiums anzunehmen, dass kein Wasser mit einer Verweilzeit von weniger als 50 Jahren beigemischt ist. Die frei aufsteigenden Gase dürften bei den Bohrungen zum Großteil aus Methan bestehen. So wird für Fürstenfeld Thermal 1 ein Methananteil von 88 % angegeben (Tab. 75).

5.2.7 Bad Blumau (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für Bad Blumau 2 (Abb. 58) ist die Entnahmemenge auf 30 l/s (2.592 m³/Tag) festgelegt. Das abgenutzte Thermalwasser muss bei Bad Blumau 1/1a (Abb. 58) reinjiziert werden.

Nach EISNER & GOLDBRUNNER (2009) wird das Thermalwasser sowohl für die Stromerzeugung, die energetische Verwendung (Beheizung des Thermenkomplexes), als auch für spezielle balneomedizinische Behandlungen verwendet und anschließend, mit Ausnahme des Badewassers, in die Reinjektionssonde rückgeführt (Tab. 14 in Kap. 1.5). Die Austrittstemperatur beträgt seit der Inbetriebnahme gleichbleibend ca. 107 °C. Im ersten Schritt der Kaskade erfolgt die Stromerzeugung durch eine Organic Rankine Cycle (ORC)-Anlage. Zuvor wird das Kohlenstoffdioxidgas vom Wasser separiert. Das thermisch abgearbeitete Wasser wird über eine isolierte Leitung zur Energiezentrale weitergeleitet und über Wärmetauscher wird ein weiteres Mal Wärme entzogen. Im Anschluss erfolgt die Weiterführung über eine nicht isolierte Pipeline zur Reinjektionssonde. Der Wärmeentzug nach der Stromerzeugung wird für die Beheizung der Therme verwendet. Zudem besteht seit 2003 mit der Beheizung eines Thermalwasserbadesees eine weitere kaskadische Nutzung der Wärme.

Für die Tiefbohrung Bad Blumau 3 (Abb. 58) besteht eine wasserrechtliche Bewilligung im Ausmaß von 8 l/s. Das Thermalwasser, angeführt unter dem Namen Melchior Quelle, dient zur Versorgung des Thermenbetriebes.

Die Tiefbohrung Bad Blumau 1/1a wurde im Jahr 1979 von der RAG als abgelenkte Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrung niedergebracht (ZETINIGG, 1993). Es wurden keine Kohlenwasserstoffe angetroffen, jedoch Thermalwasser mit über 100 °C. Für die geothermische Nutzung musste allerdings eine zweite Tiefbohrung abgeteuft werden. Zunächst wurde im Jahr 1995 die Bohrung Bad Blumau 3 für die balneologische Nutzung niedergebracht (GOLDBRUNNER & EISNER, 1997a). Ein Jahr später erfolgte die Abteufung der Produktionssonde Bad Blumau 2 und bereits 1997 konnte die Therme eröffnet werden (KRIEGL et al., 1997). Mit dem Dublettenbetrieb wurde im Jahr 2000 begonnen.



Lage der Erschließungen nördlich bzw. östlich von Bad Blumau.

Derzeit finden die Arbeiten zu den geplanten Tiefbohrungen Frutura GT1 und GT2 statt (Stand 09/2014). Prinzipiell soll Thermalwasser für geothermische Zwecke gewonnen werden.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Bad Blumau 1 wurde am südöstlichsten Ende der Scholle von Waltersdorf angesetzt (Abb. 59) (GOLDBRUNNER, 1993c). Der im Liegenden der neogenen Beckenfüllung angetroffene Untergrund erwies sich als phyllitisch und somit für die Gewinnung von Erdöl nicht nutzbar. Nach Neuinterpretationen von reflexionsseismischen Profilen wurde die randnahe Position zum tieferen Fürstenfelder Becken (Tiefscholle der Blumauer Störung) erkannt. Infolge wurde die Bohrung als Bohrung Bad Blumau 1a ab einer Teufe von 1.000 m mit einer Gesamtabweichung von 646 m und einem Azimuth von 146° beckenwärts abgelenkt. Die Endteufe dieser heute als Reinjektionssonde genutzten Bohrung beträgt 3.045,0 m MD (2.948 m TVD) und weist gegenüber Bad Blumau 1 ein weitaus mächtigeres neogenes Profil auf, das auch das Karpatium umfasst. Im Liegenden des Neogens wurden ab 2.664,0 m MD (2.583,0 m TVD) geklüftete und Thermalwasser führende Dolomite des Grazer Paläozoikums aufgeschlossen. Bei einem einmonatigen Auslaufversuch im Jahr 1989 wurde ein maximaler Überlauf von 19 l/s mit einer Auslauftemperatur von 100,5 °C festgestellt. Der Schließdruck betrug 12 bar. Heute wird dieser Horizont für die Reinjektion des Dublettenbetriebs genutzt.

Die Produktionssonde Bad Blumau 2 liegt 2,3 km entfernt von Bad Blumau 1. Die Lozierung erfolgte aufgrund einer seismischen Vorerkundung (KRIEGL et al., 1997). Demnach sollte Bad Blumau 2 das Top des Paläozoikums der Tiefscholle in rund 2.700 m unter GOK erreichen. Tatsächlich wurde jedoch der Rand der Hochzone in einer Teufe von 2.362,5 m (MD) angetroffen. Im hangenden Teil des Grazer Paläozoikums wurde eine dolomitische Entwicklung mit bis 15 m mächtigen

quarzitischen Sandsteineinschaltungen angetroffen. Im Tiefenbereich von 2.610 bis 2.630 m folgte eine Übergangszone zu hellen bis dunkelgrauen, homogenen Kalken. Was die permeablen Bereiche im gesamten karbonatischen Paläozoikum betrifft, so ist eine erhöhte Wasserwegigkeit stets auf gute Kluftporositäten zurückzuführen. Im Gegensatz zu Bad Blumau 1/1a wurden bei Bad Blumau 2 keine Phyllite erbohrt. Bei Bad Blumau 2 wird über die offene Bohrlochstrecke von 2.362,5 m (MD) bis zur Endteufe (Mächtigkeit: 480,5 m) gefördert. Das Vorkommen ist gespannt und weist einen ca. 10 m unter GOK liegenden Ruhewasserspiegel auf. Aufgrund des Gas-Lift-Effektes findet ein freier Überlauf statt, somit ist für die Förderung kein Pumpbetrieb notwendig (EISNER & GOLDBRUNNER, 2009). Der Betrieb der Dublette Bad Blumau wurde von 2000 bis 2008 mit einer Fördertemperatur von ca. 107 °C, einer Förderrate von 22 bis 27 l/s, einem Fließdruck von 3,1 bis 3,4 bar und einer gemessenen Wasserspiegellage von 94 bis 84 m unter GOK bei guasistationären Verhältnissen gefahren. In diesem Zeitraum fand kein Potenzialabbau statt. Im Zeitraum 26.01.1996 bis 20.05.1996 wurden an den Sonden Bad Blumau 1a und 2 hydraulische Tests durchgeführt (KRIEGL et al., 1997). Zusammenfassend kann bei der Sonde Bad Blumau 2 von einer durchschnittlichen regionalen Transmissivität von 6 x 10⁻⁵ m²/s ausgegangen werden. Für hydraulische Berechnungen, die den Aquiferabschnitt zwischen den Sonden 2 und 1a berücksichtigen, ist aufgrund des hydraulischen Einflusses der schollenrandnahen Position bei Bad Blumau 1a von einer regional wirksamen Transmissivität von 3 x 10⁻⁵ m²/s auszugehen. Die im Zuge der Pumpversuche bestimmten Durchlässigkeitswerte lagen bei ca. 5 x 10⁻⁷ m/s. Bei einer Aquifernettomächtigkeit von 16 m ist von regionalen Durchlässigkeitswerten zwischen 1,9 x 10⁻⁶ m/s und 3,8 x 10⁻⁶ m/s auszugehen.

Im Gegensatz zu den Tiefbohrungen der Dublette verblieb die artesische Tiefbohrung Bad Blumau 3 mit einer

Endteufe von 1.201,2 m MD (1.150 m TVD) in den neogenen Sedimenten der Tiefscholle (GOLDBRUNNER & EIS-NER, 1997a). Es wäre eine Maximalteufe von 1.770,0 m geplant gewesen, doch die interpretierten geophysikalischen Bohrlochmessungen im Bereich des mittleren bis unteren Sarmatiums wiesen auf günstigere Verhältnisse in geringerer Tiefe hin. Es wurden sechs Perforationen im Teufenabschnitt 643,6 bis 1.134,2 m durchgeführt. Hierbei beträgt die Nettomächtigkeit 115,4 m. Anschließend folgten mehrstufige Pumpversuche mit Förderraten von 5 bis 8 l/s, bei denen sich guasistationäre Bedingungen einstellten. So wurde z.B. bei dem ersten Pumpversuch vom 05.07.1996 bis zum 21.07.1996 bei einer durchschnittlichen Fördermenge von 7,5 l/s eine maximale Absenkung von 137,1 m unter GOK gemessen. Für den freien Überlauf wird von den Autoren rund 1,2 l/s (26.11.1996) angegeben. Die Auswertung der Pumpversuche ergab Durchlässigkeitswerte in der Größenordnung von 5 x 10⁻⁷ m/s. Abschließend ist zu erwähnen, dass keine nennenswerte Gasführung angetroffen wurde.

Geologische Profile der Tiefbohrungen von Bad Blumau befinden sich in Tabelle 58 und Abbildung 59. Der neogene Aufbau im Bereich der Tiefscholle kann mit Bad Blumau 2 als Referenz wie folgt zusammengefasst werden: Das untere Pannonium ist vorwiegend schluffig-tonig ausgebildet, es treten jedoch Sand- und Kieslagen auf, die artesisch gespanntes Wasser führen und für die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Bad Blumau von Bedeutung sind (KRIEGL et al., 1997). Das obere Sarmatium lässt sich lithologisch in zwei Abschnitte unterteilen. Eine Wechsellagerung von fein- bis grobklastischen Sedimenten ist für den hangenden Abschnitt charakteristisch. Auch treten Wasser führende oolithische Kalksandsteine und Kiese auf. Im liegenden Abschnitt überwiegen hauptsächlich Tonmergel, die selten von fein- bis mittelsandigen Lagen unterbrochen werden. Das mittlere und untere Sarmatium

wird durch einen hohen Anteil an Sanden charakterisiert. Diese fein- bis grobsandige Entwicklung wird von Tonmergeln unterbrochen. Ab ca. 1.050,0 m unter GOK sind die Sedimente überwiegend diagenetisch verfestigt. Das obere Badenium umfasst die Cibicides-Rotalia-Zone sowie die Bulimina-Bolivina-Zone und setzt sich aus fein- bis mittelsandigen Ton- und Siltsteinen zusammen, die zum Teil in Tonmergelsteine übergehen. Selten treten Einschaltungen von geringmächtigen grobklastischen Sedimenten auf. Die Ablagerungen des mittleren Badeniums entsprechen der Sandschaler-Zone. Bis ca. 1.600 m tritt eine Wechsellagerung von karbonatisch zementierten siltigen Sandsteinen mit Ton- und Siltsteinen auf. Darunter folgen vorwiegend Tonsteine und Tonmergelsteine. Im unteren Badenium bzw. der Lageniden-Zone dominiert eine feinklastische Entwicklung. Von 1.757,0 bis 1.773,0 m treten Einschaltungen von karbonatisch dominierten Sedimenten auf, bei denen es sich wahrscheinlich um Nulliporenkalke handelt. Ab 2.160.0 m treten vermehrt grobklastische Horizonte bzw. Konglomerate und Brekzien auf, die karbonatische Komponenten des karbonatischen Untergrunds beinhalten. Anschließend folgt ab 2.225,0 m eine grob bis feinklastische Wechselfolge (Basiskonglomerat des Badeniums). Das Karpatium zeichnet sich durch eine Rotfärbung des feinklastischen Anteiles der Sedimente aus. Im Hangendbereich überwiegen feinklastische Anteile und ab 2.160,0 m treten vermehrt Konglomerate und Brekzien auf.

In einer Entfernung von ca. 5 km Richtung SE soll zukünftig Thermalwasser für geothermische Zwecke aus dem karbonatischen Paläozoikum gewonnen werden. Für die Tiefbohrungen Frutura GT1 und GT2 ist eine Planteufe von 3.650 bzw. 3.500 m vorgesehen (GOLD-BRUNNER & EISNER, 2012). Das Aufschließungsziel, die geklüfteten Kalke und Dolomite des Grazer Paläozoikums, werden bei ca. 3.460 m TVD (GT1) bzw. 3.300 m TVD (GT2) erwartet. Es wird ein Volumenstrom von maxi-

Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Blumau 1a	Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Blumau 2	Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Blumau 3
-9,0	Quartär	-17,0	Quartär	-13,0	Quartär
-95,4	Pannonium -95,4: unteres Pannonium	-165,0	Pannonium -165,0: unteres Pannonium	-120,0	Pannonium -120,0: unteres Pannonium
-1.008,0	Sarmatium -309,7: oberes Sarmatium -1.008,0: unteres bis mittleres Sarmatium	-1.146,0	Sarmatium -470,0: oberes Sarmatium -1.146,0: unteres bis mittleres Sarmatium	-1.068,0	Sarmatium -347,0: oberes Sarmatium -1.017,0: unteres bis mittleres Sarmatium
-1.955,0	Badenium -1.192,0: oberes Badenium -1.543,0: mittleres Badenium -1.955,0: unteres Badenium	-2.115,0	Badenium -1.340,0: oberes Badenium -1.710,0: mittleres Badenium -2.115,0: unteres Badenium	-1.150,0 (ET)	Badenium -1.150,0: oberes Badenium
-2.583,0	Karpatium	-2.361,5	Karpatium		
-2.948,0 (ET)	Paläozoisches Grund- gebirge	-2.840,0 (ET)	Paläozoisches Grund- gebirge		

Tab. 58.

Bohrprofile von Bad Blumau 1a, Bad Blumau 2 und Bad Blumau 3 (nach KRIEGL et al., 1997). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 154).



Profilschnitt von Bad Blumau (verändert nach GOLDBRUNNER & EISNER, 1997a).

mal 60 l/s und eine Temperatur von maximal 130 °C erwartet. Mit ca. 80 °C soll das genutzte Thermalwasser rückgeführt werden.

Hydrochemie

Bei dem ca. 107 °C heißen Thermalwasser der Tiefbohrung Bad Blumau 2 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 18.000 mg/l (Tab. 71). Im Produktionszeitraum von 2000 bis 2008 wurde keine Abnahme der Auslauftemperatur festgestellt (Eis-NER & GOLDBRUNNER, 2009). Allerdings hat sich die hydrochemische Zusammensetzung in diesem Zeitraum verändert. So ist die Summe der gelösten Stoffe von 27.300 mg/l (1997) auf rund 18.000 mg/l (2007) zurückgegangen. Obwohl es sich weiterhin um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ handelt, sind die geringeren Konzentrationen an Chlorid (Rückgang von rund 4.600 auf ca. 3.600 mg/l) und Natrium (Rückgang von rund 6.200 auf ca. 5.600 mg/l) auffallend. Diese Veränderungen treten seit der Inbetriebnahme der Dublette im Jahr 2001 verstärkt auf. EISNER & GOLDBRUN-NER (2009) führen den Rückgang auf die Abnahme der Formationswasserkomponente zurück. Auch das über diesen Zeitraum stattgefundene Monitoring der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 und Deuterium weist auf einen stärkeren Einfluss der meteorischen Komponente bzw. einen Rückgang der Formationskomponente (Tab. 74) hin. Hinsichtlich der frei aufsteigenden Gase herrschen weitgehend konstante Verhältnisse vor (Tab. 75). Diese bestehen zu 96 % aus Kohlenstoffdioxid und die geförderte Menge entspricht ca. 1 t/Stunde bei einer Thermalwasserförderrate von 22 l/s (das sind 13 g CO₂/1 l H₂O).

Bei dem rund 45 °C warmen Thermalwasser von Bad Blumau 3 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.300 mg/l. Analysen von Deuterium (-72,4 bis -70,9 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,27 bis -9,75 ‰) belegen eine meteorische Herkunft der Wässer. Nach GOLDBRUNNER & EISNER (1997a) ist von einem kaltzeitlichen Wasseralter in der Größenordnung von 10.000 bis 18.000 Jahren auszugehen.

5.2.8 Bad Waltersdorf (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Bohrungen Bad Waltersdorf 1 und 2a (Abb. 60) besteht eine gemeinsame wasserrechtliche Bewilligung. Die bewilligte Entnahmemenge beträgt für beide Bohrungen 22 I/s, wobei von 2a maximal 20 I/s und von Bad Waltersdorf 1 maximal 17 I/s gefördert werden dürfen. Die jährliche Gesamtentnahme darf zudem 536.000 m³ nicht überschreiten. Die Auslauftemperatur weist ca. 68 °C auf. Neben der Fernwärme besteht in geringerem Ausmaß auch eine balneologische Nutzung für die Thermenanlage (Tab. 14 in Kap. 1.5).

Bei Bad Waltersdorf 4 (Abb. 60) ist die wasserrechtlich bewilligte Fördermenge auf 2,75 l/s festgelegt. Das Thermalwasser wird ebenfalls für eine Thermenanlage genutzt.

Im Jahr 1975 wurde die nichtfündige Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrung Bad Waltersdorf 1 von der RAG niedergebracht (ZETINIGG, 1993). Diese traf jedoch Thermalwasser an, in der Folge überließ man die Bohrung der Gemeinde Waltersdorf. Der Ausbau als Thermalwasserbohrung erfolgte in den Jahren 1978/1979, im Jahr 1981 wurde mit dem Aufbau der geothermischen Fernwärmeversorgung Waltersdorf begonnen. Somit handelt es sich in Bad Waltersdorf um die älteste geothermische Anlage Österreichs. Im Jahr 1982 wurde das Thermalwasser von Bad Waltersdorf 1 schließlich als Heilwasser anerkannt. Zudem ging im Jahr 1984 die Thermenanlage in Betrieb. Da aus der ersten Tiefbohrung nicht genügend Thermalwasser gefördert werden konnte, wurde 1990 Bad Waltersdorf 2 abgeteuft. Aufgrund von technischen Problemen musste diese Bohrung aufgeben werden, doch noch im selben Jahr konnte Bad Waltersdorf 2a niedergebracht werden (SCHMID, 2002a). Bad Waltersdorf 4 wurde 2002 abgeteuft (EISNER & GOLDBRUNNER, 2003a).

Abb. 60. Lage der Erschließungen bei Bad Waltersdorf.

Hydrogeologie

Bad Waltersdorf befindet sich im Osten des Steirischen Beckens. Die Tiefbohrungen wurden im Bereich der Hochscholle von Waltersdorf abgeteuft. Die Großstörung von Blumau bewirkt eine hydraulische Barriere, welche die Hochscholle von der Tiefscholle von Blumau trennt.

Die Gas-Aufschlussbohrung Bad Waltersdorf 1 durchörterte die neogenen Beckensedimente sowie das karbonatische Grazer Paläozoikum und verblieb bei einer Endteufe von 1.553,0 m unter GOK im Kristallin der Raabalpen (Goldbrunner & Eisner, 1997b) (Tab. 59, Abb. 61). Im Vergleich zum Fürstenfelder Becken fehlt bei der stratigrafischen Abfolge des Neogens das Karpatium und das Badenium ist geringmächtiger ausgebildet. Die Dolomite des Grazer Paläozoikums erwiesen sich von 1.094,0 bis 1.239,0 m als Thermalwasser führend und im Zuge der Komplettierung wurde von 1.067,5 bis 1.258,3 m perforiert. GOLDBRUNNER & ZETI-NIGG (1993) weisen auf eine Störung am Top der karbonatischen Schichtfolge hin, die zu guten Kluftporositäten führt. Vom 19.12.1978 bis 26.09.1979 sowie vom 04.12.1979 bis 12.05.1980 wurden Langzeitpumpversuche durchgeführt, bei denen mit einer Förderleistung von 10 bis 15 l/s gefahren wurde. Gegen Ende des letzten Pumpversuchs wurde bei einem Volumenstrom von 10 l/s eine Absenkung von ca. 38 m erzielt. Zudem wird ein kf-Wert von ca. 3 x 10⁻⁶ m/s angegeben, wobei anzumerken ist, dass eine am Top des Aquifers befindliche Störung eine bessere Permeabilität bewirkt (BERG-MANN, 1981, zit, nach Goldbrunner & Zetinigg, 1993), Der Autor führt zudem eine Entfernung vom Regenerationsgebiet im Ausmaß von 35 bis 40 km und eine Lagerstättentemperatur von 62 °C an.

In 1.650 m Entfernung zu der ersten Tiefbohrung fördert Bad Waltersdorf 2/2a ebenfalls aus den Dolomiten des Paläozoikums ab 1.125,8 m unter GOK (158 m Gesamtmächtigkeit). In einer Teufe von 1.164 m unter GOK fuhr das Bohrgestänge aufgrund eines totalen Spülverlustes zunächst jedoch fest und konnte nicht mehr gelöst werden. Deshalb musste Bad Waltersdorf 2 zunächst



Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Waltersdorf 1	Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Waltersdorf 2/2a	Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Waltersdorf 4
-0,4	Quartär	-5,3	Quartär	-0	Quartär
-57,5	Pannonium -57,5: unteres Pannonium	-50,8	Pannonium -50,8: unteres Pannonium	-48,0	Pannonium -48,0: unteres Pannonium
-706,5	Sarmatium	-707,6	Sarmatium -289,7: oberes Sarmatium -707,6: mittleres bis unteres Sarmatium	-712,0	Sarmatium -317,0: oberes Sarmatium -712,0: mittleres bis unteres Sarmatium
-1.094,0	Badenium	-1.152,2	Badenium -831,4: <i>Rotalia-Cibicides</i> -Zone -870,8: <i>Bulimina-Bolivina-</i> Zone -901,2: Sandschaler-Zone -1.125,0: Obere Lageni- den-Zone -1.125,2: Basiskonglome- rat/Brekzie	-1.063,0 (ET)	Badenium -820,0: <i>Rotalia-Cibicides</i> -Zone -844,0: <i>Bulimina-Bolivina-</i> Zone -897,0: Sandschaler-Zone -1.063,0: Obere Lageni- den-Zone
-1.514,5	Grazer Paläozoikum -1.239,0: karbonatische Hangendfolge -1.514,5: tonig-vulkano- gene Liegendfolge, Phyllite	-1.420,0 (ET)	Grazer Paläozoikum -1.310,2: karbonatische Hangendfolge -1.420,0: tonig-vulkano- gene Liegendfolge, Phyllite		
-1.553,0 (ET)	Kristallin der Raabalpen		1		

Tab. 59.

Bohrprofile von Bad Waltersdorf 1, Bad Waltersdorf 2/2a und Bad Waltersdorf 4 (nach EISNER & GOLDBRUNNER, 2003a).

aufgegeben werden. Allerdings konnte die Bohrung bis 830 m rückzementiert werden und wurde ab 850 m bis zu der Endteufe von 1.420 m unter GOK eine Ablenkungsbohrung (ZETINIGG, 1993). Im Zuge von mehrtägigen Pumpversuchen (maximal eine Woche) wurden bei Förderraten von 15 bis 40 l/s Absenkungen zwischen 18,95 und 40,7 m unter GOK erreicht. Allerdings stellten sich keine quasistationären Bedingungen ein. Die Auswertung der Aufspiegelung ergab einen Durchlässigkeitswert von 1,0 x 10⁻⁵ m/s. Dies entspricht einem besser durchlässigen Aquiferbereich als bei Bad Waltersdorf 1. Zudem ist zu erwähnen, dass eine Beeinflussung der ersten Tiefbohrung gegeben ist (Schmid, 2002a).

Die Tiefbohrung Bad Waltersdorf 4 wurde bis zu einer Endteufe von 1.063,0 m unter GOK niedergebracht und verblieb im Gegensatz zu Bad Waltersdorf 1 und 2/2a in der neogenen Beckenfüllung (EISNER & GOLDBRUNNER, 2003a). Das Ziel war, Thermalwasser aus der sandig-



Profilschnitt von Bad Waltersdorf (verändert nach Goldbrunner, 2012b). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 154).

kiesig entwickelten Oberen Lageniden-Zone (Badenium) zu erschließen. Zunächst wurde Thermalwasser der Oberen Lageniden-Zone von 971,1 m bis 1.047,8 m unter GOK (64,9 m Nettofilterstrecke) erschlossen und gefördert. Im Zuge eines Langzeitpumpversuchs vom 11.12.2002 bis zum 31.01.2003 betrug die Absenkung bei einer durchschnittlichen Förderrate von 1,48 l/s 86,9 m unter GOK. Dabei konnten keine stationären Verhältnisse erreicht werden. Der Ausgangswasserspiegel lag zuvor bei ca. 45,9 m unter GOK und die Auswertung der Aufspiegelung brachte eine Transmissivität von 3,5 x 10⁻⁵ m²/s. Mit einer angenommenen Aquifer-Nettomächtigkeit von 38,5 m wurde zudem ein Durchlässigkeitswert von 9,6 x 10-7 m/s bestimmt. Zur Erlangung der angestrebten Dauerentnahmemenge von 3 l/s wurde in der Folge eine Thermalwassererschlie-Bung aus dem mittleren bis unteren Sarmatium (474.0 bis 498,0 m) angestrebt. Zuvor wurde jedoch der in der Lageniden-Zone ausgebaute Perforationshorizont liquidiert. Der Thermalwasser führende sandig-kiesige Horizont des Sarmatiums wurde in Folge von 474.6 m bis 498,0 m unter GOK (23,4 m Nettofilterstrecke) mit vier Filterstrecken erschlossen. Hierbei betrug der artesische Überlauf 0,65 l/s. Bei einem Langzeitpumpversuch vom 13.05.2003 bis zum 25.07.2003 wurde zunächst mit einer Förderrate von 1,5 l/s für 31,5 Tage und später mit 2,75 l/s für 41 Tage gefahren. Dabei wurden quasistationäre Bedingungen bei Absenkungen von 73,5 m (1,5 l/s) bzw. 195 m (2,75 l/s) erreicht. Zudem ergab die Auswertung der Aufspiegelung für den sondenfernen Bereich eine Transmissivität von 3,09 x 10⁻⁴ m²/s bzw. einen Durchlässigkeitswert von 1,3 x 10⁻⁵ m/s. Im Zuge eines Beweissicherungsprogramms wurden keine hydraulischen Zusammenhänge zwischen Waltersdorf 4 und Waltersdorf 1 bzw. 2/2a festgestellt.

Hydrochemie

Bei Bad Waltersdorf Thermal 1 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.500 mg/l und einer Auslauftemperatur von 61 °C (Tab. 71). Der geringe Gehalt von gelöstem Kohlenstoffdioxid (116,20 mg/l), der hohe pH-Wert (7,35) und der geringe Borgehalt (0,18 mg/l) deuten auf einen geringen vulkanischen Einfluss hin (Goldbrunner & Zetinigg, 1993). Isotopenanalysen (Sauerstoff-18: -10,24 %; Deuterium: -72,5 %) belegen einen meteorischen Ursprung bzw. Verweilzeiten von weniger als 10.000 Jahren (ZETINIGG, 1993) (Tab. 74). Im Zuge eines Beweissicherungsverfahrens für Bad Blumau konnte bei Bad Waltersdorf 1 eine Abnahme an gelöstem freiem Kohlenstoffdioxid bei grö-Berer Fördermenge festgestellt werden (GOLDBRUNNER & EISNER, 1997b). Zudem zeigt auch der Gehalt an Hydrogencarbonat bei zunehmenden Förderraten im Ausmaß von 200 mg/l einen leichten Anstieg. Die frei aufsteigenden Gase bestehen überwiegend aus Stickstoff (> 90 Vol.%) (Tab. 75).

Bei Bad Waltersdorf 2/2a handelt es sich ebenfalls um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 1.500 mg/l. Die Aus-

120

lauftemperatur liegt bei rund 65 °C. Somit ähnelt das Thermalwasser jenem von Bad Waltersdorf Thermal 1. Allerdings wies die Tiefbohrung anfangs einen höheren Natrium- und Chloridgehalt als Bad Waltersdorf Thermal 1 auf. Dies wurde auf einen Zustrom von Wässern aus dem tieferen Fürstenfelder Becken zurückgeführt (ZETINIGG, 1993).

Bei Bad Waltersdorf Thermal 4 ist zwischen dem Thermalwasser der Oberen Lageniden-Zone (Badenium), dieser Abschnitt wurde liquidiert, und jenem des Sarmatiums zu differenzieren. Das Thermalwasser des Sarmatiums weist eine Temperatur von ca. 33,9 °C auf und es handelt sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ. Zudem liegt eine akratische Gesamtmineralisation von ca. 780 mg/l vor. Die frei aufsteigenden Gase mit einer Schüttung von rund 0,4 ml Gas pro 1 l Thermalwasser bestehen vorwiegend aus Stickstoff (92,3 Vol.%). Bei dem Thermalwasser der Oberen Lageniden-Zone handelt es sich ebenfalls um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ. Die Auslauftemperatur beträgt 39,5 °C und die Gesamtmineralisation liegt mit 1.900 mg/l deutlich höher. Die Werte der stabilen Umweltisotope Deuterium (-71,10 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,36 ‰) lassen auf eine meteorische Herkunft schließen. Zudem tritt keine Beimischung von jüngeren Wässern auf (Tritiumgehalt < 0,2 TU (Tab. 74).

5.2.9 Ottendorf (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Ottendorf Thermal I (Abb. 62) wird derzeit nicht genutzt. Das Projekt zur Niederbringung von Ottendorf Thermal 1 für eine mögliche balneologische Nutzung wurde 1995 begonnen, die Bohrarbeiten erfolgten jedoch erst im Jahr 2002 (EISNER & GOLDBRUN-NER, 2003b).

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Ottendorf Thermal 1 wurde im Westen des Fürstenfelder Beckens in nur 90 m Entfernung zu der ehemaligen Kohlenwasserstoffbohrung Walkersdorf 1 der RAG bis auf 970,0 m unter GOK abgeteuft und verblieb in der neogenen Beckenfüllung (EISNER & GOLDBRUNNER, 2003b). Die Bestimmung der lithostratigrafischen Grenzen erfolgte durch die Korrelation mit der Tiefbohrung Walkersdorf 1 und der Tiefbohrung IIz Thermal 1 (ca. 4,5 km entfernt) (Tab. 60).

Teufen TVD (m u. GOK)	Ottendorf Thermal 1
-65,0	Pannonium -65,0: unteres Pannonium
-716,0	Sarmatium -314,0: oberes Sarmatium -716,0: mittleres bis unteres Sarmatium
-970,0 (ET)	Badenium -956,0: ? oberes bis mittleres Badenium -970,0: unteres Badenium

Tab. 60.

Bohrprofil von Ottendorf Thermal 1 (nach EISNER & GOLDBRUNNER, 2003b).



Zunächst wurde Thermalwasser der Sandschaler-Zone (siltige-sandige Abschnitte, unterbrochen von geringmächtigen Tonmergellagen) von 881.3 bis 905.3 m und von 923.3 bis 929.3 m erschlossen (EISNER & GOLD-BRUNNER, 2003b). Im Zuge eines 16-stündigen Mammutpumpversuchs wurde im Oktober 2002 bei einer Förderrate von 0.65 l/s eine Absenkung von 142 m unter GOK festgestellt. Die Auslauftemperatur betrug hierbei 24 °C. Bei der nachfolgenden Aufspiegelung zeigten sich artesische Verhältnisse und der Schließdruck lag nach fünf Tagen Aufspiegelung bei 1.5 bar. Die hvdraulische Auswertung der Aufspiegelung ergab eine durchschnittliche Transmissivität von 3,4 x 10⁻⁶ m²/s bzw. einen kf-Wert von 1,2 x 10⁻⁷ m/s (bei 27,9 m Nettomächtigkeit des Aguifers). Ein nachfolgend durchgeführter Pumpversuch ergab mögliche Förderraten von weniger als 0,5 l/s. Aufgrund des geringen Zuflusses wurde die Strecke liquidiert und man beschloss die sandig-kiesigen Horizonte des mittleren bis unteren Sarmatiums von 628.0 bis 662.0 m unter GOK zu erschließen. Die Filterstrecken wurden von 627,7 bis 639,4 m sowie von 656,9 bis 663,0 m gesetzt. Bei einem mehrstufigen Langzeitpumpversuch vom 03.06.2003 bis zum 28.08.2003 stellten sich guasistationäre Verhältnisse bei einer Förderrate von 1.3 l/s bei 230 m unter GOK und bei einer Förderrate von 1,8 l/s bei 470 m unter GOK ein. Der Schließdruck des artesischen Vorkommens lag zuvor bei 0,95 bar. Allerdings stellte sich schon bei einer Förderrate von 1,5 l/s eine überraschend hohe Auslauftemperatur von 43 °C ein. Es konnte sogar eine maximale Auslauftemperatur von 46,2 °C gemessen werden. Diese Verhältnisse entsprechen einem Temperaturgradienten von rund 5,3 °C/100 m. Die Auswertung der Aufspiegelungsphasen brachte eine Transmissivität von 1,51 x 10-5 m²/s für den sondenfernen Bereich bzw. einen kf-Wert von 1,16 x 10⁻⁶ m/s. Im Rahmen des Langzeitpumpversuchs fand außerdem kein Potenzialabbau statt, somit handelt es sich bei dem Thermalwasser um ein regenerier-

bares Vorkommen. Abschließend ist zu erwähnen, dass kein hydraulischer Zusammenhang mit der Tiefbohrung Ilz Thermal 1 nachgewiesen wurde.

Hydrochemie

Bei dem ca. 43 °C warmen Thermalwasser von Ottendorf Thermal 1 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.300 mg/l (Tab. 72). Die Werte der stabilen Isotope Sauerstoff-18 (-10,74 ‰) und Deuterium (-73,60 ‰) belegen eine meteorische Herkunft (Tab. 74). Außerdem deutet der Tritiumgehalt von < 0,4 TU auf ein Fehlen von oberflächennahen Wasserkomponenten hin. Die Gasschüttung beträgt ca. 10 ml pro Liter Thermalwasser und setzt sich hauptsächlich aus Stickstoff (64,3 Vol.%) und Methan (34 Vol.%) zusammen (Tab. 75).

5.2.10 Bad Gleichenberg (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Von den zahlreichen Erschließungen werden heute ausschließlich die Tiefbohrungen Thermal 1 und Mariannenquelle (Abb. 63) genutzt. Die Quellfassungen Emmaquelle, Karlsbrunnen, Konstantinquelle, Sophienquelle, Römerquelle, Werléquelle und Maria-Theresienquelle (Abb. 63) wurden aufgrund der Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer (Rückgang der Mineralisation sowie bakterielle Kontamination) verschlossen. Außerdem existiert die Bohrung Bad Gleichenberg Thermalquelle nicht mehr, da sie sich in einem für die Verbauung (Thermenerweiterung) vorgesehenen Bereich befand.

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für Thermal 1 (Maxquelle) ist auf 5 l/s (259,2 m³/Tag) festgelegt. Der Konsens für die Mariannenquelle beträgt 3 l/s (144 m³/Tag).



Das geförderte Thermalwasser wird für den Kurbetrieb genutzt. Über einen Verteilschacht werden die Wässer gemischt und zu den Aufbereitungsanlagen im Kurgebäude geleitet.

Die Heilquellen des seit 1834 bestehenden Kurortes und somit ältesten Kurortes der Steiermark wurden teilweise schon von den Römern genutzt (DIEM, 1928) (Tab. 61). Die Sophienquelle stammt hingegen aus der Mitte des 20. Jahrhunderts. Bei diesen Vorkommen handelte es sich ursprünglich um natürliche Quellaustritte, die im Laufe der Zeit neu gefasst und mit Brunnen bzw. Bohrungen vertieft wurden. FUKSAS (2000) unterteilte die Entwicklung der Heilquellennutzung in vier Phasen. Von 1837 bis 1880 wurden die Heilquellen in bescheidenem Umfang genutzt. Von 1880 bis 1925 folgte eine Vergrößerung des Kurortes, z.B. wurden Inhalationssäle und Hotels errichtet. Diese Bautätigkeit setzte sich auch nach dem Ersten Weltkrieg fort. Im Zweiten Weltkrieg wurde der Kurort stark in Mitleidenschaft gezogen, doch bereits 1949 wurde mit einer Erneuerung der Kuranstalt begonnen. Zum Zweck einer ersten Thermalwasser-Erschließung wurde 1972/1973 die Bohrung Bad Gleichenberg Thermalquelle niedergebracht. Durch die Bad Gleichenberger Thermalquelle

Seichte Brunnen	Erschließung	Bemerkung
Emmaquelle	1835	
Karlsbrunnen	1835	Von 1938 bis 1988 in Vergessenheit geraten.
Konstantinquelle	1605	Bis 1864 bestand ein 7 m tiefer Schachtbrunnen. Vertiefung im Jahr 1989 durch eine Bohrung.
Maria-Theresien- quelle	1855	Neuerliche Fassung um 1876. Sanierung des Schachtes von 1968 bis 1970. Abteufung von zwei Bohrungen in unmittelbarer Nähe zum Schacht in den Jahren 1965/1966.
Sophienquelle	1949	Ursprünglich als Erkundungsbohrung niedergebracht. Im Jahr 1950 durch eine Neubohrung mit einem größeren Bohrdurchmesser ersetzt oder überbohrt. Endgültiger Ausbau im Jahr 1952.
Römerquelle	1837	Im Jahr 1845 ausgebaut.
Werléquelle	1835	

Tab. 61.

Historische Übersicht über die mittlerweile verschlossenen Heilquellen von Bad Gleichenberg (KRIEGL et al., 2000b).



konnte jedoch der Bedarf an Thermalwasser nicht gedeckt werden, weshalb in den Wintermonaten von 1979 bis 1983 auch die Mariannenquelle (Bohrung Sternwiese II) abgeteuft wurde. Bei hydrogeologischen und technischen Untersuchungen im Zeitraum von 1999 bis 2000 wurde festgestellt, dass die meisten Brunnen von oberflächennahen Wässern beeinflusst waren bzw. eine Kontamination nicht ausgeschlossen werden konnte (KRIEGL et al., 2000b). Außerdem entsprachen manche Fassungen nicht mehr dem Stand der Technik. Deshalb wurde eine umfassende Verschließung der seichten Brunnen durchgeführt. In der Folge wurde 2001 Thermal 1 (Maxquelle) für die Thermalwasserversorgung abgeteuft. Seither werden die Thermalwässer von Thermal 1 und der Mariannenquelle für die Versorgung der Heilwassereinrichtungen genutzt. Abschließend sei erwähnt, dass fast alle Vorkommen im Laufe der Zeit als Heilvorkommen anerkannt wurden (z.B. Mariannenquelle: 1984; Thermal 1: 2003).

Hydrogeologie

Die hydrogeologischen Verhältnisse werden von KRIEGL et al. (2000b, c) detailliert beschrieben. Demnach befindet sich Bad Gleichenberg am Südostrand des Gnaser Beckens (Teilbecken des Oststeirischen Beckens), wobei der "prätertiäre" Untergrund lokal bei einer Teufe von 1.600 bis 1.800 m zu erwarten ist. Im Brunnental von Bad Gleichenberg kommt es zu einem Aufstieg und Austreten von temperierten Tiefengrundwässern. Bei dieser Entlastungszone agieren geklüftete miozäne, trachyandesitische Vulkanite (Gleichenberger Vulkanmassiv. Badenium/Karpatium) als Thermalwasseraquifer (Abb. 64). Dieser beißt im Bereich des Brunnentales an jenem Punkt aus, wo das hydraulische Potenzial des Aquifers höher als die topografische Höhe ist (artesische Bedingungen). Die Alimentation erfolgt lateral über fazielle Verzahnungen mit durchlässigen klastischen Sedimenten des Neogens. Auch eine Alimentation über das Grundgebirge ist nicht auszuschließen. Eine Grundwasserneubildung über die an der Oberfläche anstehenden Vulkanite (Gleichenberger Kogeln) dürfte ebenfalls stattfinden, ist jedoch aufgrund der geringen Verbreitungsfläche und der Nähe zu der Entlastungszone von geringer Bedeutung. Aufgrund einer primären

Porosität (Matrixporosität) von bis zu 28 % und einer oftmals gut ausgeprägten sekundären Porosität (Kluftporosität), bedingt durch sprödtektonische Störungszonen, weist der Vulkanit gute Aquifereigenschaften auf. Bei den Thermalwässern handelt es sich zudem um Säuerlinge. Entlang tiefliegender Störungssysteme steigen aus dem Erdmantel oder ehemaligen Magmenkammern Kohlenstoffdioxidgase auf und kommen mit dem Aquifer in Kontakt. So ist insbesondere eine südöstlich von Bad Gleichenberg auftretende Störung mit Abschiebungsbeträgen von bis zu 600 m zu erwähnen, die die Ausläufer der Südburgenländischen Schwelle vom Oststeirischen Becken trennt. Das aus der Tiefe aufsteigende Thermalwasser wird im Brunnental von Bad Gleichenberg durch schlecht durchlässige, als Deckschichten agierende neogene Tone, Schluffe und Mergel gestaut. Im Bereich des Talrandes dünnen diese Schichten iedoch aus. Zudem sind in den Deckschichten auch geringmächtige Sandlagen vorhanden. Diese werden von dem beschriebenen Aquifer alimentiert und sind gespannt. Außerdem treten im Hangenden der neogenen Deckschichten zum Teil feinklastische guartäre Ablagerungen mit Einschaltungen von Wasser führenden Sanden und Kiesen auf.

Von den mittlerweile verschlossenen seichten Brunnen mit Teufen bis maximal 56 m wiesen nur wenige Wassertemperaturen unter 15 °C auf (Tab. 62). Die meisten Brunnen durchörterten jedoch die neogene Bedeckung und erreichten somit das Thermalwasser. Auch sei nochmals angemerkt, dass es sich ursprünglich um natürliche Quellaustritte handelte, die erst im Laufe der Zeit durch Schächte oder Bohrungen gefasst wurden. Da ab 1974 die Thermalwasserentnahme bis auf das Zehnfache gesteigert wurde, kam es zu einer Druckentlastung im Aquifersystem bzw. zu einem zunehmenden Einfluss durch oberflächennahe Wässer (KRIEGL et al., 2000c). Insbesondere bei den seichten Brunnen im Brunnental führte dies zu einer Abnahme der Gesamtmineralisation und der Temperatur.

Die ehemalige Bad Gleichenberger Thermalquelle wurde bis auf eine Endteufe von 223,0 m abgeteuft. Sie durchörterte zunächst 44,6 m mächtige neogene Tone sowie eine Kieslage, bevor vulkanische Gesteine folgten. Die klüftigen Abschnitte von 145,8 bis 149,8 m

Verschlossene seichte Brunnen	Endteufe (m)	Wassertemperatur (°C) (Zeitpunkt)	Beschreibung
Emmabrunnen	2,6	11,9 (01.07.1991)	Wahrscheinlich verrohrte Bohrung, die im vulkanischen Gestein abgeteuft wurde.
Karlsbrunnen	3,8	14,0 (28.01.2000)	
Konstantinquelle	34,0	17,8 (14.04.1997)	Bohrbrunnen, bei dem ab 6,6 m vulkanisches Gestein angetroffen wurde.
Maria-Theresien- quelle	Schacht 11,9; Bohrung A und B 56,0 bzw. 14,3	17,8 (19.06.1997)	Es erfolgten zwei Bohrungen in unmittelbarer Nähe zu einem Schacht. Das vulkanische Gestein wurde bereits bei der Schachtsohle angetroffen.
Sophienquelle	24,4	13,1 (28.01.2000)	Neogene Sedimente mit Ausnahme eines Kalkblocks (22,1 bis 22,6 m). Darunter Gesteine mit vulkanischem Ursprung. Filterstrecken von 20,3 bis 23,8 m.
Römerquelle	10,0	16,7 (28.01.2000)	Gemauerter Schachtbrunnen, dessen Brunnensohle sich bereits in vulkanischem Gestein befand.
Werléquelle	10,8	20,0 (09.12.1999)	Unklar, ob Gestein mit vulkanischem Ursprung erreicht wurde.

Tab. 62.

Die seichten, mittlerweile verschlossenen Brunnen von Bad Gleichenberg (KRIEGL et al., 2000b).

(24 °C), 178,8 bis 185,0 m (25,2 °C) und 203,0 bis 206,6 m (25,5 °C) erwiesen sich als Thermalwasser führend (ETSCHEL & MEYER, 1974, 1975). Infolge wurden Filterstrecken von 142,0 bis 212,0 m gesetzt. Bei dem erschlossenen Wasser handelte sich laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen um artesisch gespanntes Thermalwasser mit einem ursprünglichen Ruhespiegel bei 4,2 m über GOK. Im Jahr 1975 betrug der freie Überlauf 0,83 l/s. Außerdem ist zu erwähnen, dass die Bohrung 1989 durch einen an der Konstantinquelle durchgeführten Pumpversuch hydraulisch beeinflusst worden ist.

Die Mariannenguelle (Bohrung Sternwiese II) wurde bis auf eine Endteufe von 1.043,0 m abgeteuft. Aufgrund von technischen Schwierigkeiten (abgebrochenes bzw. verkipptes Bohrrohr) erfolgte der Ausbau jedoch nur bis in eine Tiefe von 432,0 m (ZETINIGG, 1993). Bis 113,8 m unter GOK wurden neogene Tone, Sande und Kiese angetroffen. Im Liegenden folgten die Vulkanite. Von 234,0 bis 420,0 m befinden sich sechs Filterrohrstrecken, welche die Thermalwasser führenden Abschnitte erfassen. Aus diesen erfolgt heute die Förderung. Zudem wurde ein kommunizierendes Drucksystem mit einigen der damals im Betrieb befindlichen seichten Brunnen festgestellt. So wurde z.B. ein Auslaufversuch mit einem Volumenstrom von zunächst 3 l/s durchgeführt, dieser wurde aber auf 0,86 l/s gedrosselt, um negative hydraulische Beeinflussungen bei den anderen Brunnen zu verhindern.

Bad Gleichenberg Thermal 1 durchörterte zunächst quartäre Sedimente, darunter folgten von 13,0 bis 117,0 m unter GOK Sedimente aus dem oberes Sarmatium (Sande, Tone und Kiese) (KRIEGL & GOLDBRUN-NER, 2002). Bis zur Endteufe von 1.503,0 m unter GOK verblieb die Tiefbohrung in der trachyandesitischen Entwicklung mit unterschiedlichen Alterierungsgraden. Diese bestehen hauptsächlich aus Laven, untergeordnet treten jedoch auch Tuffe und Eruptivbrekzien auf. Durch geophysikalische Bohrlochmessungen konnten Matrixporositäten von stellenweise über 30 % nachgewiesen werden. Zudem wurde eine stellenweise stark

sprödtektonische Beanspruchung festgestellt, die mit Kluftporositäten zu assoziieren ist. So wurde der Abschnitt von 544,0 m bis zur Endteufe als matrix- und kluftporös und somit potenziell Wasser führend eingestuft und es wurden Wasser führende Schichten mit einer Mächtigkeit von 180 m (60 m Nettomächtigkeit) erwartet. Die Filterstrecken wurden deshalb im Bereich von 620,0 bis 1.490,0 m gesetzt. Von 2001 bis 2002 fanden zahlreiche Ergiebigkeitstests statt. So konnte durch die Aufspiegelungen der Pumpversuche eine Regenerierbarkeit des Aquifersystems nachgewiesen werden. Außerdem dürfte das Aquifersystem von jenem der Mariannenquelle entkoppelt sein, da im Zuge des Monitorings der Produktionsdaten bei der Mariannenquelle keine Beeinflussung nachgewiesen werden konnte. Der Schließdruck beträgt ca. 1 bar. Bei der höchsten Förderstufe von 3,2 l/s wurde außerdem eine Absenkung von 434,0 m unter GOK und eine Temperatur von 48,9 °C festgestellt. Bei der Endteufe betrug die Temperatur sogar 85 °C (Abb. 155). Für die durchschnittliche Transmissivität und hydraulische Leitfähigkeit des trachyandesitischen Gebirges wurden bei Thermal 1 Werte von 8 x 10⁻⁶ m²/s bzw. 3 x 10⁻⁷ m/s bestimmt. Bei der Mariannenguelle hingegen liegt die von KRIEGL et al. (2000c) bestimmte Transmissivität mit 5 x 10⁻⁵ m²/s etwas höher. Durch Temperaturmessungen bei der Mariannenquelle und Thermal 1 konnte der Charakter eines entlastenden Tiefengrundwassersystems belegt werden. Die Tiefenstufe beträgt ca. 20 m pro 1 °C.

Hydrochemie

Bei den verschlossenen subthermalen seichten Brunnen von Bad Gleichenberg handelte es sich allesamt um Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Säuerlinge (Tab. 72). Angesichts der niedrigen Sauerstoff-18- und Deuterium-Isotopendaten ist bei dem unbeeinflussten Thermalwasser von Verweilzeiten von über 10.000 Jahren auszugehen (Tab. 74). Insbesondere die Emmaquelle, der Karlsbrunnen, die Römerquelle und die Werléquelle wurden jedoch von oberflächennahen Wässern beeinflusst. Das belegen Tritiumwerte zwischen 8 und 12 TU. Die tieferen Brunnen, die Maria-Theresienquelle und die Sophienquelle, wurden hingegen in geringerem Ausmaß beeinflusst (1,1 bis 3 TU). Die deutlich tiefer niedergebrachte Bad Gleichenberger Thermalquelle hatte eine Auslauftemperatur von rund 20,8 °C und wies eine Gesamtmineralisation von ca. 5.400 mg/l auf. Bei der heute genutzten Mariannenguelle beträgt die Gesamtmineralisation ca. 7.000 mg/l und die Wassertemperatur liegt bei etwa 27 °C. Bad Gleichenberg Thermal 1 weist eine Auslauftemperatur von 46 °C und eine Gesamtmineralisation von ca. 10.000 mg/l auf (Tab. 72). Trotz der hydraulischen Entkoppelung sind die Thermalwässer der Mariannenguelle und Thermal 1 sehr ähnlich (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 2002). Die Gesamtmineralisierung von Thermal 1 ist jedoch um ca. 30 % höher, außerdem ist gegenüber der Mariannenguelle der Anteil an Natrium gegenüber Calcium und Magnesium angereichert. Deuterium und Sauerstoff-18 plotten über der Niederschlagsgeraden, dieser Effekt könnte nach KRIEGL & GOLDBRUNNER (2002) auf eine Imprägnierung des Thermalwassers durch Kohlenstoffdioxid zurückzuführen sein. Das Gas/Wasser-Verhältnis betrug bei der höchsten Förderstufe (3,2 l/s) der Pumpversuche 3:1, wobei das Gas zu 95,8 % aus Kohlenstoffdioxid bestand (Tab. 75).

5.2.11 IIz (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge wurde bei IIz Thermal 1 (Abb. 65) auf 5,2 l/s (130 m³/Tag) festgelegt. Gegenwärtig wird das Thermalwasser jedoch nicht genutzt, bzw. wurde die Bohrung verschlossen.

Die Tiefbohrung IIz Thermal 1 wurde 1998 ursprünglich zum Zweck einer geothermischen und balneologischen Nutzung des Thermalwassers im Grazer Paläozoikum abgeteuft. Obwohl die Problematik der Förderung von Thermalwasser aus paläozoischen Karbonaten des

Teufen (m u. GOK)	llz Thermal 1
-2,5	Quartär
-75,0	Pannonium
-573,0	Sarmatium -316,8: oberes Sarmatium -573,0: mittleres bis unteres Sarmatium
-1.240,0	Badenium -633,0: <i>Bulimina-Bolivina</i> -Zone und <i>Rotalia-Cibicides</i> - Zone -807,0: Sandschaler-Zone -1.240,0: Lageniden-Zone
-1.465,0	Karpatium
-1.906,0 (ET)	Grazer Paläozoikum (Karbonate)

Bohrprofil von IIz Thermal 1 (nach Goldbrunner & Eisner, 1999).

Steirischen Beckens (Ausfällungen und hoher Gehalt an Radium-226) durch die Erschließung von Thermalwasser aus dem Neogen umgangen werden konnte, wurde bis heute kein Thermenprojekt realisiert. Das Vorkommen wurde jedoch 2001 als Heilvorkommen anerkannt.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung IIz Thermal 1 wurde im westlichen Fürstenfelder Becken bis auf 1.906,0 m unter GOK abgeteuft (GOLDBRUNNER & EISNER, 1999). Im Liegenden der neogenen Beckenfüllung wurde das Grazer Paläozoikum bei 1.465 m unter GOK angetroffen (Tab. 63, Abb. 66).

Im Zielhorizont, dem karbonatischen Grazer Paläozoikum, konnte Thermalwasser in geklüfteten Dolomiten von 1.474 m bis 1.703 m (Gesamtmächtigkeit: 116 m) erschlossen werden. Zunächst lief die Sonde mit ca. 7 l/s artesisch über, doch nach dem ersten Mammutpump- und Auslaufversuch vom 23.07.1998 bis zum 29.07.1998 blieb das Überlaufen bereits aus. Bei einem weiteren Langzeitpumpversuch vom 13.11.1998 bis zum 11.12.1998 wurde bei einer maximalen Förderrate



Lage der Erschließung bei IIz.



Profilschnitt von IIz Thermal 1 (nach GOLDBRUNNER, 2012b). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 155).

eine Absenkung von 154,3 m unter GOK erzielt. Dieser Pumpversuch wurde zunächst mit einer Förderrate von 12,5 l/s begonnen. Aufgrund von Karbonatausfällungen, bedingt durch die Druckentlastung (Entgasungseffekt) und das Einblasen von Luft (Mammutpumpversuch), ging die Förderrate gegen Ende des Versuches auf 5 l/s zurück. Die starken Ausfällungen sind somit auf den hohen Kohlenstoffdioxidgehalt des Thermalwassers zurückzuführen. Die Auswertung der Daten des Langzeitpumpversuchs sowie der zwei vorangegangenen Mammutpumpversuche erbrachte eine regionale Transmissivität von 3,5 x 10⁻⁵ m²/s und eine regionale Durchlässigkeit von 3,0 x 10⁻⁶ m/s. Abgesehen von den Ausfällungen lag der Gehalt an Radium-226 um das ca. Zwanzigfache über dem Grenzwert für Trinkwasser. Aufgrund dieser Problematik, die zu einer technisch aufwendigen und teuren Förderung geführt hätte, wurde eine Thermalwasserentnahme aus der neogenen Beckenfüllung angestrebt.

In der sandig-kiesigen Entwicklung der Sandschaler-Zone (Badenium) wurde man fündig. So installierte man fünf Filterstrecken zwischen 720,5 m und 808,0 m unter GOK mit einer Nettomächtigkeit von 63 m (EISNER & Goldbrunner, 2000). Bei einem Langzeitpumpversuch vom 07.09.2000 bis zum 25.10.2000 wurde bei einer maximalen Förderrate von 1,2 l/s eine maximale Absenkung von 494,2 m unter GOK erzielt. Der Ausgangswasserspiegel lag vor Beginn des Versuchs bei 25,1 m unter GOK. Die Auswertung der Daten brachte für den sondenfernen Bereich eine durchschnittliche Transmissivität von 3,31 x 10⁻⁶ m²/s.

Hydrochemie

Bei dem ca. 45 °C heißen Thermalwasser aus der Sandschaler-Zone (Badenium) handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 5.000 mg/l (Tab. 72) (EISNER & GOLD- BRUNNER, 2000). Die Gehalte von Deuterium (-69,5 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,19 ‰) lassen auf einen meteorischen Ursprung und somit auf eine Regenerierbarkeit des Vorkommens schließen (Tab. 74). Zudem ist ein Einfluss durch oberflächennahe Wässer aufgrund des Tritiumgehaltes von 1,2 TU gegeben. Das Gas/Wasser-Verhältnis beträgt 1:2, wobei die aufsteigenden Gase zu 43,9 % aus Stickstoff, zu 36,3 % aus Methan und zu 19,4 % aus Kohlenstoffdioxid bestehen (Tab. 75).

Bei dem bis zu 74 °C heißen Thermalwasser aus den Dolomiten des Grazer Paläozoikums, die Förderrate betrug bis zu 14 l/s, handelte es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 17.000 mg/l (GOLDBRUNNER & EISNER, 1999). Der Radium-226-Gehalt betrug 2,6 Bq/l. Erwähnenswert ist auch, dass bei der ersten von drei hydrochemischen Analysen (29.07.1998) Kohlenwasserstoffe nachgewiesen werden konnten (1,95 mg/l).

5.2.12 Mettersdorf am Saßbach (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist bei der Ursulaquelle auf 0,1 l/s festgelegt. Das Vorkommen wird als frei zugängliche Heilquelle (Trinkkurbetrieb) genutzt.

Im Jahr 1991 wurde von der Marktgemeinde Mettersdorf die Versuchsbohrung zur Erschließung von artesischem Wasser niedergebracht (ZETINIGG, 1993). Ursprünglich waren eine Versorgung des Freibades und eine Verwendung als Trink- und Nutzwasser geplant. Aufgrund der Inhaltsstoffe zeigte sich das Vorkommen hierfür jedoch als ungeeignet. Zwei Jahre später erfolgte die Anerkennung als Heilquelle. In der Folge wurde ein öffentlich zugänglicher Trinkpavillon für Trinkkuren errichtet.



Lage der Erschließung bei Mettersdorf am Saßbach.

Hydrogeologie

Die Versuchsbohrung Ursulaguelle (Abb. 67) befindet sich im Süden des Oststeirischen Beckens im Talverlauf des Saßbaches. Sie wurde bis auf eine Endteufe von 207,0 m unter GOK abgeteuft (ZETINIGG, 1993). Das Saßbachtal schneidet bei Mettersdorf in die Sedimente des Sarmatiums und des Badeniums ein. Die Schichten des Badeniums fallen mit einer Neigung von 1 bis 2° nach NE und Norden in Richtung des Zentrums des Gnaser Beckens ein (Niederbacher, 1991). Bei der Bohrung wurden die Sedimente des oberen Badeniums (Bulimina-Rotalia-Zone bis oberste Sandschaler-Zone) durchörtert. Die Bulimina-Rotalia-Zone weist Wechsellagerungen von sandigen Tonsteinen, Tonmergeln und Sandsteinen auf und auch die Sandschaler-Zone ist ähnlich entwickelt. Hinsichtlich des Einfallens der Schichten müsste sich das Regenerationsgebiet im Westen bis Nordwesten befinden. Im Liegenden der Sedimente des Badeniums befinden sich karpatische Vulkanite. Die Filterstrecken befinden sich in locker gelagertem, grobsandig schluffigem Fein- bis Mittelsand von 126,0 bis 150,0 m und von 156,0 bis 160,0 m unter GOK (ZETINIGG, 1993). Bei einem Überlaufversuch von 27.03.1992 bis zum 07.05.1992 wurde anfangs eine artesische Schüttung von 40 l/min gemessen, die sich im Laufe des Versuchs auf 18 I/min verringerte. Im Zuge eines Überlaufversuches wurde eine Transmissivität von 5,6 x 10⁻⁵ m²/s und ein kf-Wert von 3,7 x 10⁻⁷ m/s bestimmt. Zudem erscheint eine mögliche Dauerentnahme von 1,45 l/s bei einer Absenkung von 21,2 m unter GOK realistisch.

Hydrochemie

Bei der ca. 16,5 °C warmen subthermalen Ursulaquelle handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.000 mg/l (Tab. 72). Auffallend ist der hohe Gehalt an freier Kohlensäure, dieser beträgt 1.240 mg/l. Die frei austretenden Quellgase bestehen zudem hauptsächlich (99 Vol.%) aus Kohlenstoffdioxid (Tab. 75).

5.2.13 Gleisdorf (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Bohrung Gleisdorf Thermal 1 (Abb. 68) wurde im Jahr 1990 zur Nutzung von Thermalwasser für Heizzwecke abgeteuft (ZETINIGG, 1993). Aufgrund der niedrigen Temperatur und der geringen Fördermenge war das Projekt nicht wirtschaftlich. Heute befindet sich in unmittelbarer Nähe der Mühlhausbrunnen. Dieser wurde 1993 niedergebracht und versorgt das Netz der Feistritzwerke mit ca. 2 l/s.

Hydrogeologie

Gleisdorf Thermal 1 wurde am nordöstlichen Rand des Gnaser Beckens bzw. südlich der Stadt Gleisdorf im Raabtal abgeteuft. Das Aufschließungsziel waren Wasser führende Leithakalke (Badenium), die man wenige Jahre zuvor in der ca. 1.200 m NW gelegenen Gas-Aufschlussbohrung Ludersdorf 2 strukturhöher angetroffen hatte (ZETINIGG, 1993). Die geologische Betreuung und Lozierung der Bohrung wurde von MARSCH (1991) durchgeführt. Ein geologisches Profil zu der bis auf 700 m unter GOK abgeteuften Bohrung befindet sich nachfolgend in Tabelle 64.

Bei einem ersten hydraulischen Test (Stütz-Anker-Test bzw. Open Hole Test) im Intervall 634,1 bis zur Endteufe konnten in 83 min nur 170 I Thermalwasser mit einer Temperatur von 44 °C gefördert werden. Auch bei ei-

Teufen (m u. GOK)	Gleisdorf Thermal 1
-10,0	Quartär
-103,0	Pannonium
-498,0	Sarmatium
-700,0 (ET)	Badenium -636 bis -657: Leithakalke -657 bis -700: Brekzien

Tab. 64.

Bohrprofil von Gleisdorf Thermal 1 (nach Zetinigg, 1993).



nem weiteren Versuch, der Öffnung des Intervalls 513 bis 527 m (sandig-kiesige Schichten des Badeniums) mit 200 Perforationsschüssen, wurden keine zufriedenstellenden Ergebnisse erzielt. Dieser Bereich wurde anschließend als "begrenztes Reservoir" mit kf-Werten von ca. 10⁻⁸ charakterisiert. Somit war eine wirtschaftliche Thermalwasserförderung aus dem Badenium nicht möglich. In Folge strebte man die Erschließung von Thermalwasser führenden Horizonten im Sarmatium an. Zunächst wurden sandig-kiesige Abschnitte zwischen 335,5 und 340,5 m sowie zwischen 342,5 und 344,5 m mit insgesamt 315 Perforationsschüssen geöffnet. Bei anschließenden Pumpversuchen wurde eine Förderrate von ca. 2 l/s mit einer Wassertemperatur von 29 °C erreicht. Auch dieses Ergebnis war unbefriedigend. Deshalb entschloss man sich, die Perforation um 15 Laufmeter im Abschnitt 204.0 bis 262.0 m zu erweitern. Bei dem nachfolgenden Pumpversuch vom 08.08.1991 bis 06.09.1991 wurde eine maximale Förderleistung von 5 l/s mit einer Temperatur von 23 °C ohne Stationärzustand erreicht.

GOLDBRUNNER (1993c) führt eine Temperatur von 46 °C bei der Endteufe von 700 m an. Dies entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von 19,4 m/1 °C. Weitere Messungen ergaben z.B. bei 201,0 m eine Temperatur von 26,4 °C. Somit ist von einer Verbesserung der geothermischen Tiefenstufe (ca. 15 m/1 °C) im Produktionsbereich um 240 m auszugehen. Dieses Ergebnis interpretiert GOLDBRUNNER dahingehend, dass relativ gering mineralisierte Wässer aus der Tiefe des Fürstenfelder Beckens aufsteigen. Somit ist anzunehmen, dass es sich um eine geothermische Anomaliezone handelt, die mit einem Tiefengrundwasser-Entlastungsgebiet im Bereich des Raabtales zusammenhängt.

Hydrochemie

Die geförderten Thermalwässer aus dem Badenium und Sarmatium sind bei Gleisdorf Thermal 1 hydrochemisch zu differenzieren (Tab. 72). Bei dem Wasser aus dem Badenium handelt es sich um einen Natrium-Hydrogen-

carbonat-Chlorid-Thermalsäuerling mit einer Summe an gelösten Inhaltsstoffen von fast 15.000 mg/l. Angesichts dieser Mineralisierung ist von einer Formationswasser-Komponente auszugehen. Auffallend ist auch der sehr hohe Gehalt an Borsäure (97,24 mg/l). Bei dem Thermalwasser aus dem Sarmatium handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Säuerling mit einer deutlich geringeren Gesamtmineralisation (ca. 2.100 mg/l). Der niedrige Gehalt von Chlorid (36 mg/l) und Werte von Sauerstoff-18 und Deuterium lassen einen meteorischen Ursprung vermuten (GOLDBRUNNER, 1993c). Angesichts der aus der Tiefe aufsteigenden meteorischen Wässer ist von einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen. Das Tiefengrundwasser-Entlastungsgebiet ist hydrochemisch auch mit dem hohen Kieselsäuregehalt (59,2 mg/l) zu erklären (Tab. 72).

5.2.14 Sulzegg (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Mineralwasservorkommen von Sulzegg (Abb. 69) wird gegenwärtig nicht genutzt. Den Tiefbrunnen dürfen jedoch folgende wasserrechtlich bewilligte Fördermengen entnommen werden: der Silverquelle und der Marienquelle zusammen 3 l/s (250.000 l/Tag), dem Süßwasserbrunnen Neu 2 l/s bzw. 160.000 l/Tag, der Styrianquelle 1,5 l/s, der Neuen Christophorusquelle 1 l/s und der Elisabethquelle 0,9 l/s. Für die Brunnen Styrianquelle, Neue Christophorusquelle, Silverquelle, Marienquelle, Elisabethquelle und dem Süßwasserbrunnen Neu bestehen zudem engere Schutzgebiete sowie ein gemeinsames Schutzgebiet.

Erste Aufzeichnungen über die subthermalen Mineralwasserquellen bei Sulzegg stammen aus dem 17. Jahrhundert (ZETINIGG, 1993). Die Gründung der Sulzegger Heil- und Mineralwasser GmbH erfolgte 1974, wobei zunächst die drei alten Brunnen (Franzensquelle, Sophienquelle und Helenenquelle) übernommen bzw. genutzt wurden. Aufgrund der niedrigen Ergiebigkeit



wurden von 1975 bis 1979 weitere Filterrohrbrunnen abgeteuft. Da die Quellfassungen bei mehreren Brunnen verändert wurden (z.B. Christophorusquelle, Sophienquelle, Kapellenquelle und Jellerquelle), folgten die Aberkennungen als Heilquellen. So besteht seit 1983 ausschließlich für die Marienquelle eine Anerkennung als solche. Auch ist zu erwähnen, dass das Wasser der Styrianquelle für lange Zeit zur Abfüllung von Tafelwasser genutzt wurde.

Insgesamt gab es auf dem Gelände 13 Brunnen, von denen sieben verschlossen wurden (GAMERITH & WOLF, 2000). So existieren die Franzensquelle (Erschlie-Bung 1895/1896), die Sophienquelle (Erschließung 1895/1896), die Alte Christophorusquelle (Erschließung 1963), die Jellerquelle I (Erschließung 1963), die Alte Elisabethquelle, die Alte Kapellenquelle und der Alte Süßwasserbrunnen nicht mehr. Eine Beschreibung der bestehenden, jedoch nicht genutzten Brunnen befindet sich in Tabelle 65.

Hydrogeologie

Die subthermalen Vorkommen von Sulzegg befinden sich im südöstlichen Bereich des Steirischen Beckens

(ZETINIGG, 1993). Bei den Erschließungen handelt es sich allerdings um keine Quellen, sondern um Brunnen bzw. Tiefbrunnen. Die nahe gelegenen Tiefbohrungen Perbersdorf 1 (ET 1.477 m unter GOK) und St. Nikolai 1 (ET 1.275 m unter GOK), beide für die Kohlenwasserstoffexploration abgeteuft, zeigen folgenden geologischen Aufbau: Im Bereich Sulzegg überlagern Sedimente des Quartärs und neogene Ablagerungen des Sarmatiums und des Badeniums das Paläozoikum, welches in einer Tiefe von ca. 700 m erwartet wird (GOLDBRUNNER & KRIEGL, 1995). Nahe der Brunnen von Sulzega befinden sich Sedimente des Badeniums, die eine Mächtigkeit von rund 200 m aufweisen. Im Liegenden folgt mit einer ca. 500 m mächtigen vulkanoklastischen Entwicklung das Karpatium. Der erhöhte Kohlenstoffdioxidgehalt und die Mineralisierung der Wässer ist außerdem auf postvulkanische Phänomene des karpatischen Vulkanismus zurückzuführen.

GOLDBRUNNER & KRIEGL (1995) ordnen die Sedimente, in denen das Mineralwasser erschlossen wird, stratigrafisch dem Badenium (Lageniden-Zone und eventuell Sandschaler-Zone) und dem Karpatium zu, da in den

Tiefbrunnen	Erschließungsjahr	Beschreibung
Styrianquelle	1978	Aufgrund von technischen Problemen wurde die Bohrung 1989 als Filterrohr- brunnen ausgebaut.
Neue Christophorus- quelle	1979	
Jellerquelle II (Silverquelle)	1963	Die Erschließung der Jellerquelle I erfolgte 1963 und 1979 wurde sie als Jeller- quelle II neu gefasst.
Marienquelle (Kapellenquelle)	1975	Die Kapellenquelle wurde 1975 erschlossen. Eine Vertiefung der Bohrung erfolgte 1979. Heute wird sie als Marienquelle angeführt.
Süßwasserbrunnen (Alt und Neu)	1976	Aufgrund von technischen Problemen musste der alte Brunnen aufgegeben werden und 1998 wurde in unmittelbarer Nähe der Neue Süßwasserbrunnen abgeteuft.
Elisabethquelle	1978	

Tab. 65.

Übersicht zu den bestehenden Mineralwasserbrunnen von Sulzegg (nach GAMERITH & WOLF, 2000).

Bohrprotokollen der Silver- und Marienquelle erst ab einer Teufe von ca. 190 m "harte Schiefer" beschrieben werden. Diese interpretieren die Autoren als Vulkanite des Karpatiums. GAMERITH & WOLF (2000) machten hingegen aufgrund der fehlenden geologischen Aufzeichnungen bei den tieferen Brunnen (Marienquelle und Silverquelle) keine stratigrafische Zuordnung. Nach ihren Angaben treten die "harten Schiefer" bereits bei 150 m auf. GOLDBRUNNER & KRIEGL (1995) differenzieren bei den Brunnen drei Aquiferbereiche:

- a. Seichtliegender Bereich bis ca. 15 m unter GOK: Die Brunnen, die aus diesem Horizont förderten, existieren heute nicht mehr.
- Bereich von 90 bis 160 m: Für diesen Bereich ist eine Wechsellagerung von Feinsanden und Schluffen typisch, wobei eine Abgrenzung nicht möglich ist.
- c. 175 bis 195 m unter GOK. Hier weist eine Grobsandschicht deutlich höhere Mineralisationen auf, die vermutlich dem Karpatium zugeordnet werden können.

Nach GAMERITH & WOLF (2000) erschließen die Tiefbrunnen unterschiedliche Aquiferhorizonte der neogenen Schichtfolge in einer Tiefenlage von 60 bis 200 m. Details zu den existierenden Bohrbrunnen sind hierbei Tabelle 66 zu entnehmen. Das Einzugsgebiet lässt sich schwer eingrenzen. ZETINIGG & ZOJER (1987) nehmen an, dass die Regeneration an den Ausbissflächen des Grundwasserleiters entlang des Grundgebirgsrandes bzw. an Verwerfungen erfolgt.

Aus hydrochemischer Sicht ist zwischen den tieferen

Brunnen (Marienquelle und Silverquelle) und den seich-

teren Brunnen zu differenzieren. Alle Brunnen weisen allerdings subthermale Fördertemperaturen auf, einzig bei der Silverquelle wurde am 02.03.1984 eine Temperatur von knapp über 20 °C gemessen.

Bei den tieferen Brunnen handelt es sich um Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Säuerlinge mit einer Gesamtmineralisation von ca. 6.500 bis 7.000 mg/l (Tab. 73). Der hohe Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid (1.477 mg/l) und Bor (13,63 mg/l) belegen einen Zusammenhang mit dem miozänen Vulkanismus. GOLDBRUNNER et al. (1993) weisen zudem auf eine geothermische Tiefenstufe von 18 m/°C hin. Die frei aufsteigenden Gase bestehen überwiegend (91,1 Vol.%) aus Kohlenstoffdioxid (Tab. 74).

Die seichteren Brunnen, Styrianquelle und Christophorusquelle, weisen einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 900 bis 1.300 mg/l auf. GOLDBRUNNER & KRIEGL (1995) schließen aufgrund von Sauerstoff-18- und Deuterium-Messungen auf ein kaltzeitliches Grundwasseralter (> 10.000 Jahre). Außerdem wurde bei der Styrianquelle im Jahr 1980 Tritium nachgewiesen (5,7 TU). Dies würde für eine Beimengung von jüngeren oberflächennahen Wässern sprechen, doch bei der Christophorusquelle konnte 1984 kein Tritium festgestellt werden.

5.2.15 Graz-Puntigam (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbrunnen Puntigam I (auch unter Filterrohrbrunnen I und Herrgottwiesquelle angeführt), Puntigam II (Filterrohrbrunnen II) und Puntigam III (Tiefbrunnen III) wurden für eine Brauwasserversorgung abgeteuft.

Bezeichnung	Typ	Endteufe (m)	Filterstrecken (m u. GOK)	Ruhewasser- spiegel m u. GOK	kf- Wert (m/s)	Pumpversuch (Absenkung m u. GOK)	Auslauftempe- ratur (°C)	Fördermenge (I/s)
Styrianquelle	b	149,5	5 Strecken; 60,5–146,5; 31 m Netto- strecke	28,8 (1998)			16,4 (1997)	1,4 (1997)
Neue Christophorus- quelle	b	162,0	132,0–150,0	18,0 (1982)	1 x 10 ⁻⁶	70 m; 1 l/s; 24 Stunden; (1982)	16,7 (1998)	1 (1986)
Jellerquelle (Silverquelle)	с	202,4	181,4–196,4	31,5 (1979)	1,1 x 10 ⁻⁶	85–89 m; 1 l/s; (18.07.1979 bis 21.09.1979)	18,4 (1992)	1 (1979)
Marienquelle (Kapellenquelle)	с	202,5	174–195				18,3 (1995)	1 (1995)
Süßwasserbrunnen Neu	b	100,0	80–97; 7 m Nettostrecke					1 (1999)
Elisabethquelle	b	102,0		17,0 (1978)	5 x 10 ⁻⁷	70 m; 0,84 l/s; 24 Stunden; (1978)		0,84 (1978)

Tab. 66.

Hydrochemie

Hydrogeologische Übersicht zu den existierenden Mineralwasserbrunnen von Sulzegg (GAMERITH & WOLF, 2000).



Lage der Erschließungen in Graz-Puntigam.

Die wasserrechtlichen Bewilligungen sind für Puntigam I, II und III jeweils auf 10 l/s, 15 l/s und 20 l/s festgelegt. Derzeit sind allerdings nur Puntigam I und II in Betrieb. Für Puntigam I besteht ein engeres und weiteres Schutzgebiet.

Da die Besorgnis wuchs, dass das oberflächennahe Grundwasser aufgrund der Lage (grundwasserstromabwärts von Graz und beeinflusst durch die Mur) kontaminiert werden könnte, strebte man die Nutzung von tieferliegenden Grundwässern des Grazer Feldes an (ZETINIGG, 1993). So wurde 1968 Puntigam I abgeteuft. Aufgrund des Erfolgs dieser Bohrung folgte 1972 die Niederbringung von Puntigam II. Zudem wurde der derzeit nicht genutzte Tiefbrunnen Puntigam III 1997 erbohrt. Für Puntigam I besteht außerdem seit 1970 eine Anerkennung als Heilquelle (Herrgottwiesquelle).

Hydrogeologie

Die drei Tiefbrunnen (Abb. 70) befinden sich am Rand der westlichen Niederterrasse (Würm) des Grazer Feldes rund 1 km westlich der Mur. Puntigam II befindet sich ca. 220 m NNE und Puntigam III ca. 280 m SSE von Puntigam I. Bei den Bohrungen Puntigam I und II wurden unterschiedliche Horizonte mit gespannten Grundwässern des Neogens (Sarmatium und Badenium) der Grazer Bucht sowie des karbonatischen Grundgebirges (Grazer Paläozoikum) erschlossen (Tab. 67, Abb. 71) (ZETINIGG, 1993). Nach Rögl (1975) wurden bei Puntigam I (Endteufe 204 m unter GOK) zunächst neogene Sedimentgesteine in Form von Tonen in Wechsellagerung mit Grundwasser leitenden Sanden und Kiesen durchörtert, bevor die Bohrung im Lithothamnienmergel und -kalk (Leithakalk des Badeniums) verblieb. ZE-TINIGG (1993) weist darauf hin, dass die Leithakalke nur geringe Mächtigkeiten besitzen und bereichsweise vermergeln, somit bilden sie über große Bereiche keine homogenen Grundwasserkörper aus. Nach FLÜGEL (1975) wurden bei Puntigam II (Endteufe 269 m unter GOK) die Karbonatgesteine des Grazer Paläozoikums bei 251,5 m unter GOK erreicht. Die das Grundgebirge überlagernden Leithakalke wurden jedoch nicht angetroffen. Es ist deshalb zu vermuten, dass bei Puntigam I eine geringmächtige Leithakalkplatte angetroffen wur-

Teufen (m u. GOK)	Puntigam I (Herrgottwiesquelle)	Teufen (m u. GOK)	Puntigam II	Teufen (m u. GOK)	Puntigam III
-21,0	Quartär	-22,0	Quartär	-21,0	Quartär
-149,0	Sarmatium -48,0: mittleres Sarmatium -149,0: unteres Sarmatium	-140,0	Sarmatium -48,0: mittleres Sarmatium -140,0: unteres Sarmatium	?	Grenze Sarmatium/ Badenium unbekannt
-204,0 (ET)	Badenium -202,0: oberes Badenium -204,0: mittleres Badeni- um, Lithothamnienmergel und -kalke	-251,5	Badenium -251,5: oberes Badenium	-222,0	Badenium -212,0: überwiegend Ton, Schluff und Feinsand mit geringen Einlagerungen von Kiesschichten -222,0: Lithothamnien- mergel und -kalke
		-269,0 (ET)	Grazer Paläozoikum	-302,0 (ET)	Grazer Paläozoikum

Tab. 67.

Bohrprofile von Puntigam I und II (RögL, 1975) sowie von Puntigam III (wasserrechtlich relevante Unterlagen). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 156).



de, die das paläozoische Karbonatrelief überlagert. WE-BER (1976, zit. nach ZETINIGG, 1993) weist zudem darauf hin, dass die paläozoischen Karbonatgesteine aufgrund der Verkarstung eine gute Wasserwegigkeit aufweisen. Zudem ist MAURIN (1975) der Ansicht, dass im Untergrund der Grazer Bucht ein vor dem Badenium, aber noch im Miozän entstandenes, teilweise stark verkarstetes Relief ausgebildet wurde.

Das Einzugsgebiet des gespannten Thermalwasservorkommens befindet sich nach ZörL (1976a) im karbonatischen Paläozoikum des Plabutsch-Buchkogel-Zuges (Grundgebirge der Grazer Bucht). Zudem müssen die Wässer aufgrund der erhöhten Temperatur größere Tiefen erreichen. THURNER (1969, zit. nach ZETINIGG, 1993) assoziiert diesbezüglich die Temperaturanomalie mit einer Bruchzone im Grundgebirge (Leberbruch).

Ursprünglich wurde bei Puntigam I aus fünf Filterstrecken zwischen 73,2 und 202,5 m unter GOK gefördert (ZETINIGG, 1993). Im Zuge einer Sanierung im Jahr 1992 wurden neue Brunnenfilter- und Aufsatzrohre eingebaut, die heutigen Filterstrecken befinden sich demnach von 121,0 bis 126,0 m (Sarmatium) und von 186,0 bis 196,0 m (Badenium). Bei weiteren Untersuchungen stellte sich heraus, dass nur aus der 4. Filterstrecke (im Bereich 187,2 bis 191,3 m) eine nennenswerte Förderung erfolgt. Die weiteren Filterstrecken dürften heute nicht mehr durchlässig sein. Zudem wurde die tiefste Filterstrecke von 200,3 bis 202,5 m mit Sedimenten aufgefüllt. Ein Kurzpumpversuch nach der Sanierung zeigte, dass bei einer Förderstufe von 4 bis 6 l/s die Absenkung rund 40 m unter der Rohroberkante (ROK) des Sperrrohres beträgt. Außerdem lag der artesische Überlauf bei ca. 1,5 l/s.

Im Gegensatz zu der ersten Bohrung erfolgt bei Puntigam II die Thermalwasserförderung hauptsächlich aus dem paläozoischen Karbonatgestein bzw. aus einer Filterstrecke von 246,0 bis 258,0 m unter GOK (Zör∟ et al., 1993). Bei einem Dauerpumpversuch vom 17.10.1972 bis zum 27.10.1972 wurde bei einer Förderrate von 6 l/s eine Absenkung des Brunnenwasserspiegels auf 62 m unter dem Messpunkt (nicht definiert) erzielt (ZETINIGG, 1993). Nach der Sanierung im Jahr 1992 wurde bei einem weiteren Kurzpumpversuch bei einer Dauerentnahme von 1,5 l/s eine Absenkung auf 30 m unter ROK erzielt. Außerdem konnte bei einem weiteren Pumpversuch bei Puntigam I keine Beeinflussung festgestellt werden.

Bei Puntigam III erfolgt die Thermalwasserförderung laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen aus der offenen Bohrlochstrecke von 212,0 bis 302,0 m unter GOK. Der artesische Überlauf beträgt zudem rund 3,5 l/s. Bei einem vom 28.08.1997 bis zum 04.09.1997 durchgeführten Pumpversuch betrug bei der höchsten Förderrate von 16,3 l/s die Absenkung ca. 81 m. Binnen fünf Minuten nach Abstellung der Pumpe soll jedoch die Wiederherstellung des unbeeinflussten Zustandes stattgefunden haben. Dies deutet auf eine hohe Grundwasserneubildungsrate bzw. einen großen Grundwasserspeicher hin. Zudem konnte bei Puntigam I und II keine Beeinflussung durch den Pumpversuch festgestellt werden.

Hydrochemie

Bei dem ca. 26 bis 27 °C warmen Wasser von Puntigam I handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 600 mg/l (Tab. 73). Puntigam I und II zeigen eine große Ähnlichkeit hinsichtlich der hydrochemischen Inhaltsstoffe. Die Gehalte von Deuterium (-86,4 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,19 ‰), analysiert bei Puntigam II, deuten auf einen meteorischen Ursprung und ein kaltzeitliches Grundwasseralter hin (Tab. 74). Des Weiteren wurde bei Puntigam II ein unkorrigiertes Kohlenstoff-14-Alter von 20.000 Jahren berechnet und ein Tritiumgehalt von 7 TU bestimmt. Letzterer deutet auf den Einfluss von oberflächennahen Wässern. Auch bei Puntigam III wurde 1997 ein ähnliches Kohlenstoff14-Alter von 18.100 Jahren bestimmt. ZöTL et al. (1993) gehen davon aus, dass es sich um ein Mischwasser handelt, wobei der Großteil des Wassers im Pleistozän (Würm) infiltrierte (Klimaeffekt bei Sauerstoff-18 und Deuterium). Außerdem wurden die aufsteigenden Quellgase bei Puntigam I am 17.03.1995 analysiert. Hierbei wurde festgestellt, dass sich das Gas zu 88 Vol.% aus Inertgasen (Stickstoff und Edelgase) und zu 12 Vol.% aus Kohlenstoffdioxid zusammensetzt.

5.2.16 Tobelbad (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der wasserrechtlich bewilligte Gesamtkonsens beträgt für die Thermalquellen 3 l/s. Das Thermalwasser der Ludwigsquelle (Abb. 72) wird für Therapiezwecke und als Warmwasserversorgung genutzt. Die Ferdinandsquelle (Abb. 72) wird derzeit nicht genutzt. Ein engeres Schutzgebiet besteht für die Ferdinandsquelle, nicht jedoch für die Ludwigsquelle.

Die ersten Aufzeichnungen über das Tobelbad stammen aus dem Jahr 1241 (AUVA, 2016). Bei der Ludwigsquelle handelt es sich um die erste für Heilzwecke genutzte Quelle der Steiermark. Eine kaiserliche Erschließung erfolgte 1492 und Badehäuser wurden bei der Ludwigsquelle erstmals 1578 bzw. bei der Ferdinandsquelle 1613 errichtet. Seitdem wurden die Bäder vielfach umgebaut und wechselten den Besitzer, der Kurbadbetrieb blieb jedoch weitgehend aufrecht. Ab 1949 wurde das Thermalwasser wieder genutzt.

Hydrogeologie

Nach Zötl (1974, 1976b) entspringen die Thermalquellen paläozoischen Kalken, die im Bereich von Tobelbad klippenförmig in die überlagernden neogenen Sedimente aufstoßen. Die Freilegung des zerklüfteten Karbonatgesteins, es handelt sich um eine südliche Fortsetzung des Plabutsch-Buchkogel-Zuges un-

ter der neogenen Überdeckung, wurde durch fluviatile Erosion ermöglicht. Das Neogen besteht lokal vorwiegend aus miozänen schluffig-tonigen Sedimenten, die auch Kohle führen. Aufgrund der Zusammensetzung sind sie wasserstauend. Zötl (1993b) nimmt ein Einzugsgebiet im Bereich Buchkogel-Bockkogel-Florianiberg-Seiersberg an, schließt jedoch auch ein noch weiter zurückreichendes Einzugsgebiet bis zum Steinberg nicht aus. Die erhöhte Wassertemperatur wird auf die geothermische Tiefenstufe zurückgeführt und es wird ein Absinken der Wässer bis in eine Tiefe von 800 m angenommen. Zudem wird von den genannten Autoren ein Zusammenhang mit tieferliegenden Vulkaniten ausgeschlossen. Beide Quellaustritte sind durch seichte Schächte (Ferdinandsquelle bis 6,4 m Tiefe, Ludwigsquelle bis 3 m Tiefe) gefasst und befinden sich in einem Gebäude der Kuranstalt bzw. im Kurpark. Direkte Schüttungsmessungen sind aufgrund der Verbauung schwierig, nach den Daten der großen Heilwasseranalysen vom 25.07.1975 dürfte die Ferdinandsquelle 2,75 l/s, die Ludwigsquelle 5,13 l/s schütten (Tab. 73). Beide Quellen entspringen zwar einem größeren Kluftwasserkörper, Zötl (1976b) weist jedoch auf komplizierte Verhältnisse im Einzugsgebiet hin, die nur durch lange Pumpversuche zu klären wären. Diese Schlussfolgerung beruht z.B. auf den Ergebnissen von Kurzpumpversuchen (Ludwigsquelle: 10.02.1976-14.02.1976; Ferdinandsquelle: 29.03.1976-02.04.1976), bei denen keine Beeinflussung der Ferdinandsquelle durch die Ludwigsquelle, sondern eine umgekehrte Beeinflussung festgestellt wurde.

Hydrochemie

Bei den 24 bis 27 °C warmen Thermalquellen handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Gesamtmineralisation von ca. 650 bis 700 mg/l (Tab. 73). Nach ZöTL (1993b) liegt ein Mischwasser mit wechselnd starken Anteilen von tiefliegendem "alten" Kluftwasser und



Abb. 72. Lage der Erschließungen in Tobelbad.

Schüben jüngerer Infiltrationswässer vor. Dies belegen Schwankungen des Tritiumgehaltes bei beiden Quellen (Ferdinandsquelle: 23 TU im Jahr 1974; Ludwigsquelle: 2 und 25 TU im Jahr 1972 und 1974). In Tabelle 74 werden weitere Tritiumwerte angeführt, z.B. 7,9 TU bei der Ferdinandsquelle im Jahr 1976. Die Analysen der stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 belegen einen vadosen Ursprung und entsprechen nach Zött (1974, 1976b) der mittleren Höhenlage des Buchkogelgebietes in postglazialer Zeit. Kohlenstoff-14-Analysen belegen zudem Grundwasseralter zwischen ca. 10.000 und 20.000 Jahren (nicht korrigiert) (Tab. 74). Nach Zötl (1993b) sind die niedrigen Borwerte (Ludwigsquelle: 17 µg/l; Ferdinandsquelle: 14 µg/l) sowie der niedrige Gehalt an gelösten Gasen ein wichtiger Indikator, dass es keine Beeinflussung durch Vulkanite gibt. Die hohen Konzentrationen an Strontium (Ludwigsquelle: 5,9 mg/l; Ferdinandsquelle: 5,5 mg/l) deuten hingegen auf die große Versickerungstiefe der Wässer hin (Tab. 73). Dies bestätigen auch Helium-Untersuchungen (< 1 % Mantelhelium) die vom GSF-Institut für Hydrologie, München, durchgeführt wurden (Zötl, 1993b). Abschließend ist zu erwähnen, dass frei aufsteigende Gase im Zuge der großen Heilwasseranalyse im Jahr 1975 nicht nachgewiesen werden konnten.

5.2.17 Köflach (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der wasserrechtlich bewilligte Gesamtkonsens für die Tiefbohrung Köflach Thermal 1 (Abb. 73) beträgt 3 l/s (260 m³/Tag), allerdings dürfen kurzfristig bis zu 6 l/s entnommen werden. Das Thermalwasser wird für einen Thermenbetrieb genutzt.

Köflach Thermal 1 wurde im Auftrag der Stadtgemeinde Köflach 1999 abgeteuft (EISNER et al., 2000). Zwei Jahre später erfolgte die Anerkennung als Heilvorkommen. Im Jahr 2004 erfolgte die Eröffnung der Thermenanlage.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Köflach Thermal 1 (Barbaraguelle) wurde an der Nordwestflanke des Köflach-Voitsberger Neogenbeckens (Teilbecken des Weststeirischen Neogenbeckens) im Bereich der Bärnbach-Piber-Mulde bis auf eine Endteufe von 1.039,7 m unter GOK niedergebracht (EISNER et al., 2000) (Tab. 68, Abb. 74). Die neogenen Sedimente wurden bis zu einer Bohrtiefe von 99.3 m angetroffen. Die für das Köflacher Neogenbecken charakteristischen Braunkohlen befanden sich hierbei von 15 bis 93,2 m, wobei neun Kohlehorizonte (max. 3,4 m mächtig) mit einer Gesamtmächtigkeit von 18,5 m durchörtert wurden. Im Liegenden folgte bis 190,2 m die Kainacher Gosau in Form von Ton und Schluffablagerungen mit Einschaltungen von Sand- und Tonsteinlagen. Danach verblieb die Bohrung im Schöckelkalk des Grazer Paläozoikums. Der obertage in einer Entfernung von 850 m Richtung Westen zum Bohranschlagpunkt anstehende Grünschiefer wurde hingegen nicht angetroffen. Die unterschiedlich ausgebildeten Karbonatgesteine des Schöckelkalkes ließen sich in folgende Lithosequenzen untergliedern:

- A: Wechsellagerung von hellen und dunkelgrauen Kalken (190,2 bis 548,0 m).
- B: Massig, meist dunkelgrauer Kalk (548,0 bis 862,0 m).
- C: Massig gebänderter Marmor (890,0 bis 1.039,7 m).

Insbesondere der Abschnitt 794,0 bis 855,0 m erwies sich als besonders Thermalwasser führend. Zudem wurde im Bereich 794,0 bis 862,0 m eine Störungszone in der Lithosequenz **B** beschrieben. Die Nettomächtigkeit der Thermalwasser führenden Horizonte innerhalb der offenen Bohrlochstrecke von 766 bis 1.039,7 m lag je nach geophysikalischer Messmethode zwischen 40,7 und 109,5 m. Die Förderung erfolgt aus der Strecke von 766,0 bis 1.032,4 m. Bei einem vom 10.03.2000 bis 05.06.2000 andauernden Langzeitpumpversuch wurden quasistationäre Verhältnisse bei einer Absenkung von 59 m unter GOK und einer Förderrate von 3 l/s



Abb. 73. Lage der Erschließung nördlich von Köflach.



ermittelt. Der Ausgangswasserspiegel befand sich vor Beginn des Pumpversuchs bei 46,7 m unter GOK und die maximale Auslauftemperatur betrug 28,8 °C. Die Lagerstättentemperatur lag bei ca. 31 °C. Zudem ergab die Auswertung der Absenkungs- und Aufspiegelungsdaten für den sondenfernen Abschnitt eine durchschnittliche Transmissivität von 5,81 x 10⁻⁵ m²/s.

Teufen TVD (m u. GOK)	Köflach Thermal 1
-2,0	Quartär
-99,3	Neogen
-190,3	Kainacher Gosau
-1.039,70 (ET)	Grazer Paläozoikum, Schöckel- kalk und Kalkschiefer
Tab. 68. Bohrprofil von Köflach Thermal 1	(verändert nach EISNER et al., 2000).

Hydrochemie

Bei dem ca. 29 °C warmen Thermalwasser handelt sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Gesamtmineralisation von ca. 380 mg/l (Tab. 72). Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-73,20 ‰) und Deuterium (-10,48 ‰) belegen eine meteorische Herkunft (Tab. 74). Tritium (0,4 bis 0,8 TU) konnte nur geringfügig nachgewiesen werden, somit dürfte kaum eine Beeinflussung durch jüngere oberflächennahe Wässer bestehen. Die Abreicherung von Kohlenstoff-13 (7,62 ‰) zeigt, dass keine intensive Reaktion des Wassers mit dem Schöckelkalk stattgefunden hat (EISNER et al., 2000). Außerdem bestehen die frei aufsteigenden Gase zu 98 % aus Stickstoff, wobei die Gasförderstärke ca. 20,8 ml Gas pro Liter Wasser beträgt (Tab. 75).

Litzelsdorf 1	09.07.2013	0,38 (freier Überlauf)	333,81	17,5	7,96		41,8	6,6	28,4	1,2	78		231,47	1,3	14,3	247,07		2,7		148,2	0,8
Bad Schönau IV	26.06.2001	0,6	5.730 (20 °C)	18,6	6,46		948,6	527,9	264	84,33	1.824,83		3.966	44,38	1.873	5.883,38		128	50	10	< 20
Bad Schönau IV	02.03.2011						880	480	140	47	1.547		4.134	24	1.600	5.758					
Bad Schönau III	28.05.1970	1,12	4.280 (25 °C)	18	6,15		907,4	206,5	145	73,5	1.332,4		2.282	76,2	1.513	3.871,2		1.600	150		
Bad Schönau III	04.05.1984		4.024 (20 °C)	18,3	6,1		885,8	179,1	124,4	69	1.258,3		2.016,6	58,2	1.529,1	3.603,9					
Bad Schönau III	1997	1,1	3.870 (20 °C)	18,7	6,1		877,8	166,8	103,8	57,59	1.205,99		1.875,7	50,88	1.511,3	3.437,88			103		
Bad Schönau III	28.03.2011		4.180 (25 °C)	18	6,2		1.000	170	72	43	1.285		1.958	47	1.600	3.605					
Bad Schönau I	1956						950,8	206,23	126,97	39,33	1.323,33		2.298	64,21	1.545	3.907,21					
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle Neu	14.09.1994	4,5	3.720 (25 °C)	16,2			298,2	101,6	582,4	27,31	1.009,51		2.227,1	225,3	318	2.770,4		41	1.850	56	< 0,60
Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	14.05.1992	1,3	1.913 (20 °C)	24	6,1		479,4	31,3	14,58	2,16	527,44		1.653,6	2,11	4,3	1.660,01		6,45	100	3.800	< 0,70
Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	19.10.2004				6,5		447	31	12	2	492		1.520	55	2	1.577					
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3	17.12.2007	4,5	4.820 (25 °C)	31,2	6,4		320	190	590	32	1.132		2.513	398	313	3.224			6.500	50	
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	30.05.1990	5,6	2.780 (25 °C)	34,2	7,66		15,5	16,6	629	8,2	669,3		1.068	285,5	220,6	1.574,1		< 20	4.600	22,9	< 0,80
St. Martin in der Wart, Thermal 1	16.06.2005	en	2.080	26,7	7,1		40	20	455	6	524		1.401	61	-	1.463			15.800		
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	El. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)

5.2.18 Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen Thermalwasservorkommen im Steirischen Becken

Chrom (Cr)		17			< 0,30	0,44							3,5),6
Eisen (Fe)	160	500 (2+)	4.800	600	2.230 (2+)	4.360 (2+)	11.850 (2+)	12.000 (2+)	9.580	10.100	10.370	36.000	22.200 (2+)	316 (2+)
Kupfer (Cu)		< 0,50			4,3	1,7							< 500	2,6
Lithium (Li)		290	910		89	066							1.600	16,1
Mangan (Mn)	< 500	17,3	40		580	795						390	320	41,3
Selen (Se)		< 0,13			< 0,10	0,13								
Strontium (Sr)		700	12.000		1.090	2.530							18.610	547
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)														
Bromid (Br)		1.100	2.000		30	1.200							< 2.000	
Fluorid (F)		350	< 5.00		860	1.450							780	< 50
Hydrogensulfid (HS)		127	50											
lodid (I)		300	< 1.000		20	110							< 1.000	
Carbonat (CO ₃)			1.800											
Undissozierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)		56,7	85,8		46,75	68,94	26,1	8,97	18,72	19,3	15,6		32,5	
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)		0,5	9,2		2,11	60				3,35	3,29		1,69	
Feststoffsumme (mg/l)	2.002,96	2.308,62	4.479,15	2.069,6	2.245,12	3.922,23	5.268,49	4.910,97	4.672,27	4.894,95	5.234,61	7.341,39	7.786,10	326,15
Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	168,3	31	1.170		1.850	1.874	1.934	2.744,5	2.090	2.650	1.611		1.439	1,95
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)		0,03											< 0,20	
Lösungsinhalt (mg/l)	2.171,26	2.339,65	5.649,15	2.069,6	4.092,89	5.791,87	7.190,64	7.643,47	6.762,27	7.544,95	6.845,61	7.341,39	9.202,9	331,1
Tit. Schwefel (mg/l)		0,15												
Literaturverweis	1	2	3	4	5	6	7	8	6	10	11	12	13	14

Tab. 69. Hydrochemische Analysen von St. Martin in der Wart, Bad Tatzmannsdorf, Bad Schönau und Litzelsdorf (1: Füszl & Gisch, 2005; 2: Stehuk, 1994, zit. nach Golobenuwen et al., 2005b; 3: ARCS, 2007, zit. nach Eiswen & Golobenuwen, 2008a; 4: Schwarz, 2004, zit. nach Golobenumen et al., 2005b; 5: Buvnesversuchs- und Fonschundsswistari Abseval, 1993, zit. nach Markri et al., 1999; 6: Buvnesavistar Fün chewische. UNTERSUCHWIGEN, 1995, zit. nach Golobenuwen & Allon, 1999; 7: Komwa & Schemizky, 1956, zit. nach Kriecl et al., 2003; 8, 11, 12: Kriecl & Golobenuwen, 2012; 9, 10: Foiswer, 1998a; 13: Hollewsten & Klewner, 2001, zit. nach Kriecl et al., 2000a; 14: Hobider, 2013a).

Fürstenfeld, FF2	16.06.1999	14,3	66.900	74,7	7,76		715	114	16.750	160	17.739		745,6	26.450	560	27.755,6		60	72.950	830	<1	< 20	6.100
Fürstenfeld, FF1	23.05.1999	Ø 13,9					735	129	21.500	153	22.517		263,61	33.690	312	34.265,61			92.000				9.600 (2+)
Fürstenfeld, Thermal 1	29.04.1991	ę	63.500 (25 °C)	60,9	6,65		765,6	94,5	16.450	119,5	17.429,6		179	26.300	577,5	27.056,5			10.000	450			6.500 (2+)
Loipersdorf, Grieselstein Thermal 1	10.08.2005	2,7	2.580 (25 °C)	58	7,17		9,1	2,7	665	24,3	701,1		1.580	127	< 0,5	1.707			3.600	200			370
Loipersdorf, Grieselstein Thermal 1	18.03.2008		2.935 (20 °C)	55,3	7,27		9,5	2,4	674,3	22,5	708,7		1.603,8	112,1	0,9	1.716,8			3.400	200			400
Loipersdorf, Lautenberg 1	06.11.1996	4,12	8.210 (20 °C)	62	7,34		12	3,58	2.370	47,6	2.433,18		3.180	1.871	4,11	5.055,11			13.090	2.990			295
Loipersdorf, Lautenberg 1	31.07.2012	4,8	9.020 (25 °C)	61,4	6,87		15	3,2	2.173	46,2	2.237,4		2.943	1.710	3,2	4.656,2			10.130	3.800			150
Loipersdorf, Binderberg 1	18.06.1976						16,2	5,94	2.518	66,6	2.606,74		3.414	2.002	4,2	5.420,2			11.200	720			1.860 (2+)
Loipersdorf, Binderberg 1	06.11.1996	3,43	6.930 (20 °C)	58,3	7,11		11,05	5,93	2.050	47,5	2.114,48		3.355	1.280	4,28	4.639,28			11.420	4.330			219
Loipersdorf, Binderberg 1	31.07.2012	3,4	8.290 (25 °C)	60,9	6,67		22,7	5,3	2.017	48,2	2.093,2		3.322	1.260	2,7	4.584,7			9.800	4.700			310
Stegersbach, Thermal 2	11.04.1999	0,477 (freier Über- lauf)	1.373 (20 °C)	12	8,68		5	0,84	334	8,5	348,34		887	5,4	1,2	893,6		10	3.400	69		8	2.200
Stegersbach, Thermal 2	17.01.2006	2	1.350 (20 °C)	41,3	8,15		1,77	1,08	270	3,52	276,37		738	4,6	< 0,1	742,6		8,2	1.800	51	60	4,9	40 (2+)
Stegersbach, Thermal 1	29.05.1990	0,8 (freier Überlauf)					2,09	0,84	781,6	4,34	788,87		1.998,3	46,2	12,3	2.056,8		157	5.120				140 (2+)
Stegersbach, Thermal 1	15.04.1998		2.500 (20 °C)	37	7,9		1,82	0,71	708	3,72	714,25		1.836	30,1	1,1	1.867,2		115	4.260	79	< 20	< 30	100 (2+)
Stegersbach, Thermal 1	17.01.2006	0,54 (freier Überlauf)	2.590 (20 °C)	37,1	7,97		1,5	1,3	650	4,4	657,2		1.712	36,7	3,06	1.751,76		65	3.900	100	0,17	6	60 (2+)
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	ΡΗ	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)

Kupfer (Cu)	10,8	3		4,47	2										50
Lithium (Li)	130	242	131	300	87	590	440		860	677		190	2.060	2.400	2.100
Mangan (Mn)	2,5	3		2	100			330					1.780	480	250
Selen (Se)	< 0,10			< 0,1											
Strontium (Sr)	270	192	228	190	220	< 100			< 100		100	73	60.240		34.000
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)															
Bromid (Br)	200	100	825	< 100	1.200		5.500	5.900		4.900	400	370	60.800	224.000	49.300
Fluorid (F)	3.090	2.300	3.830	550	390	16.200	20.700	2.760	10.700	16.600	11.900	13.300	15.500	880	450
Hydrogensulfid (HS)	70	2.630	6.740	< 100	130								< 20		< 20
lodid (I)	< 1.000	70	237	< 100	< 100		216	310		387	100	68	8.000		4.090
Carbonat (CO ₃)					17.100										11.400
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃)	11,9	25	27,3	9,62	18,07	36	16,1	30	44	16,63	40,1	36,2	50,13		64,8
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	12,9	2,8	2,17	1,95	2,23		47,7	45,12		48,9	10,6	7,92	129,8		166
Feststoffsumme (mg/l)	2.441,67	2.619,34	2.892,55	1.033,49	1.287,16	6.745,5	6.860,39	8.125,14	6.963,24	7.592,76	2.492,7	2.470,39	44.831,36	57.111,97	45.956,98
Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)	30	17	15	6,5	4,2	570	218	335	250	146	226,2				6,7
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	0,28	0,25	0,66	< 0,10										< 20	
Lösungsinhalt (mg/l)	2.471,95	2.636,59	2.908,21	1.040,1	1.291,36	7.315,5	7.078,39	8.460,14	7.213,24	7.738,76	2.718,9	2.470,39	44.831,36	57.131,97	45.963,68
Tit. Schwefel (mg/l)	3,13		7,15		0,4										
Literaturverweis	-	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15
Tab. 70.	đ	-				-			1		0				

Hydrochemische Analysen von Stegersbach, Loipersdorf und Fürstenfeld (1, 2, 4: Prer et al., 2006; 3: STEHLK, 1990, zit. nach Goldbrunner, 1993c; 5: Rotter & Spacex, 2000a; 6, 9: RABER, 2012; 7, 10: RABER & IRGOLG, 1997; 8: Institut Für Anoreansche und Analytische Cheme der Universität Graz, 1976, zit. nach Goldbrunner, 1993c; 11: Greschonus, 2008; 12: Lorenz & Wechmen, 2005; 13: Institut Für Geotherme und Hydrogeologie, 1991, zit. nach Goldbrunner, 1993c; 14: wasserrechtlich relevante Unterlagen, Archiv der FA Hydrogeologie, 2005; 15: Rotter & Spacex, 1999).

Waltersdorf 4 Sarmatium	24.07.2003	ca. 2,75	870 (25 °C)	33,9	8,48		1,8	0,37	220	3,9	226,07		454	40,1	0,25	494,35		12	1.500	6	-	< 10	130	3
Waltersdorf 4 Obere Lageniden-Zone	06.12.2002	2,4	1.950 (25 °C)	39,5			4,11	0,71	545	17,3	567,12		1.220,34	134	8,4	1.362,74			1.590					
Waltersdorf 2/2a	04.02.1990	40	2.020 (25 °C)	65,4	7,96		31	12,44	413	13,9	470,34		767	276	7,2	1.050,2			1.300				< 50 (2+)	
Waltersdorf 2/2a	23.01.2003						31,1	8,87	410	14,2	464,17		823,73	233	7,9	1.064,63			1.210					
Waltersdorf 1	08.08.1978	3,4 (freier Überlauf)	1.590 (20 °C)	56,2	6,71		12,02	4,08	375,4	7,25	398,75		764,8	179,8	7,2	951,8		0,16	2.070		18,1		1.040 (2+)	1,24
Waltersdorf 1	22.04.1985				7,18		11,74	4,22	389,7		405,66		776,3	180,1	6,83	963,23			1.770				860 (2+)	
Waltersdorf 1	13.12.1990	15,5	1.510 (20 °C)	60,9	7,35		9,61	4,36	399,6		413,57		796,7	179,6	6,8	983,1			1.160				920	
Waltersdorf 1	15.09.2003						10,1	2,88	430	13,7	456,68		884,75	186	18	1.088,75			1.420					
Bad Blumau 3	21.12.2002						2,2	1,8	365,6	2,2	371,8		902,7	52,4	6,2	961,3			1.500	20			150	
Bad Blumau 3	16.07.1996	8	1.403 (20 °C)	47,2	8,14		2,8	2,78	345,9	3,27	354,75		883,5	39,9	12,8	936,2			5.150	20			380	
Bad Blumau 2	10.12.1998		23.500 (25 °C)	96,9	6,85		11,4	25	8.000	229,6	8.266		7.046	7.600	648,7	15.294,7			100	320			78	
Bad Blumau 2	21.12.2002						17,5	3,5	5.520,5	156	5.697,5		7.149,5	4.145	597,8	11.892,3			8.200	300			400	500
Bad Blumau 2	2004	24,5	20.320	Ø 107,1			35,23	5,15	5.710	145,53	5.895,91		7.980	3.840	529,22	12.349,22								
Bad Blumau 2	2007		20.070	Ø 106,36			30,17	4,6	5.570	138,58	5.743,35		8.090	3.620	506,4	12.216,4								
Bad Blumau 1a	1989	19		100,5			11,62	1,15	5.377	161,5	5.551,27		7.859	3.485	532	11.876			7.000				300 (2+)	
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	РН	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

60	5		43		< 200	880	40	< 500	33.800		22		778,9			778,9		15	
													1.931,45			1.931,45		14	
180	< 100				1.130	1.630					67,7	4,98	1.597,46			1.597,46		13	
													1.530,01			1.530,01		12	
06						1.070		0,16			92,3	11	1.458,14	121		1.579,14		11	
	< 100					880							1.372,4			1.372,4		10	
	20					760							1.399,53	116,2		1.515,73		6	
													1.546,85			1.546,85		8	
500	20		500			100							1.335,89			1.335,89		7	
< 10	2		68		< 200			< 100			6,1	2,8	1.305,47	< 5		1.310,47	< 0,1	6	
2.900	16				18.000			1.700			105	226	23.914,81	2.770	0,01	26.684,82		5	
3.700			2.400		14.900								17.620,2			17.620,2		4	
													18.245,13			18.245,13		3	
													17.959,75			17.959,75		2	
3.170					11.950	11.000		006			122,9	110	17.694,49	107,8		17.802,29		1	
Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (μg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	Iodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 71.

Hydrochemische Analysen von Bad Blumau und Bad Waltersdorf (1: INSTITUT Füß GEOTHENME und Proposectode Joaweum Research, 1989, zit. nach Goldbenuwer, 1993c; 2; 3: Eiswei & Goldbenuwer, 2009; 4, 7: Greschowid, 2002; 5: Fokster & Echnicer, 1998; 6: Raser, 1996; 8, 12, 14: KALTENEGGEn, 2003, zit. nach Eiswei & Goldbenuwer, 2003a; 9: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1998; zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1995; 12: nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1985, zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1995; 13: Goldbenuwer, 2003; zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1985, zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1985; zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1985; zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Universität Graz, 1985; zit. nach GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Discussen den GU GMBH, 1999; 11: INSTITUT Füß AMARTTSCHE CHEME den Discussen den GU GOLDBRUWNER & ZEINNGG, 1993; 13: GOLDBRUWNER, 2003a); 13: GOLDBRUWNER, 2003a); 13: GOLDBRUWNER, 2003a); 14: CACH EISNER GEOLDBRUWNER, 2003a); 14: CACH EISNER GRAZ, 1978, zit. nach GU GUDBRUWNER, 2003a); 13: GOLDBRUWNER, 2003a); 14: CACH EISNER GRAZ, 1978, zit. nach GU DBRUWNER, 2003a); 14: CACH EISNER GRAZ, 1978, zit. nach GU DBRUWNER, 2003a); 14: CACH EISNER GRAZ, 1678, zit. nach GU DBRUWNER, 2003a); 14: CACH EISNER GRAZ, 2003, zit. nach GU GRAZ, 1978, zit. nach GU DBRUWNER & ZEINNEG, 1993; 15: GOLDBRUWNER, 2003a); 15: CACH EISNER GRAZ, 2003a); 24: CACH EISNER GRAZ, 2003a); 25: CACH EISNER GRAZ, 2003a); 24: CACH EISNER GRAZ, 2003

Köflach, Thermal 1	26.04.2000	3,4	416 (20 °C)	28,8	7,63		58,3	17,7	9,48	2,0	87,48		195,4	2,5	74,4	272,3		< 5		38,0	- v	< 5	400,0	- V
Gleisdorf, Thermal 1 Sarmatium (204–345)	04.09.1991	3,28	1.750	24,7	6,52		131	55	314	30	530		1.465	36	< 02	1.501			5.500	530			1.400 (2+)	
Gleisdorf, Thermal 1 Badenium (513–527)	16.10.1991	0,6	14.750	30,5	7,12		12,6	5,74	4.140	60,4	4.218,74		8.805	1.430		10.235				550				
Mettersdorf, Ursulaquelle	1992	0,33 (freier Überlauf)	2.180	17,3	6,14		138,7	26,8	393,8		559,3		992	331,8	32,7	1.356,5			70				1.350	
Mettersdorf, Ursulaquelle	12.11.2002	0,08	2.650 (25 °C)	16,5	6,1		140	27,8	415	16,4	599,2		1.045	374	23,2	1.442,2			2.830				006	
llz Thermal 1 – Grazer Paläozoikum	11.12.1998		18.180 (25 °C)	54,2	83		31,5	7,5	5.380	170	5.589		8.786,45	3.000	230	12.016,45			6.900				400	
liz Thermal 1, Sandschaler-Zone	25.09.2000	1,2	4.630 (20 °C)	45,2	6,98		10	3	1.400	36	1.449		3.243,8	313,6	0,31	3.557,71		< 5	4.600	190	- v	45	100	4
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	19.06.1997		4.855 (25 °C)	17,8	6,39		49,7	47,5	930	28	1.055,2		2.046	464	60	2.570		< 2	4.210	06				
Bad Gleichenberg, Maria-Theresienquelle	19.06.1997		8.437 (25 °C)	17,8	6,31		124	110	1.630	55	1.919		3.660	953	59	4.672		< 20	5.670	180			1.910 (2+)	
Bad Gleichenberg, Thermalquelle	06.03.1998		5.971 (25 °C)	20,8	5,46		217	101,8	1.200		1.518,8		3.148	692	63,6	3.903,6			3.380	600			2.000 (2+)	
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	06.03.1998		7.354 (25 °C)	26,5	6,42		155	126	1.630	44	1.955		3.895	904	57	4.856			4.040	640			1.260 (2+)	
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	26.11.2012		7.270 (25 °C)	26,3	6,63		147,2	125,4	1.556	31,1	1.859,7		3.949	781	26,9	4.756,9			4.100				200	
Bad Gleichenberg, Thermal 1	28.01.2002	2,3	10.920 (20 °C)	45,8	6,97		125	97	2.600	56	2.878		5.680,6	1.229	74,4	6.984		21	6.100	550	-	< 5	250 (2+)	
Bad Gleichenberg, Thermal 1	26.11.2012		10.140 (25 °C)	40	6,75		107,4	91,4	2.769	52,5	3.020,3		5.753	1.204	80,8	7.037,8			5.600				50	
Ottendorf Thermal 1	24.07.2003	1,8	2.310 (25 °C)	42,6	8,23		1,8	0,57	630	5,4	637,77		1.557	8,2	0,31	1.565,51		10	4.500	23	, v	< 10	410	- V
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	РН	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

Lithium (Li)	330		1.800		1.200	860	1.100	550	430					950	7,0
Mangan (Mn)	7	< 10		40	50	150	100	2.110	4	< 50	< 500			190	
Selen (Se)	- V								4						- -
Strontium (Sr)	120		5.700		3.940	3.840	3.080		300				630		730,0
Spezielle Parameter Anionen (μg/l)															
Bromid (Br)	< 200		4.400				1.000	1.000					5.000	190	
Fluorid (F)	4.900	120	200	06			720	750	9.900		< 500		7.500	570	250,0
Hydrogensulfid (HS)	80		20						40					< 02	20,0
lodid (I)	< 500		500				410	20	< 100	13	< 1000		820	20	< 100
Carbonat (CO ₃)	50.400		13.400						4.000						800,0
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	26	122,5	111	6'06					28,21					59,2	20,41
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	15,7	16,9	16,6	12,6					48,61				97,24	3,5	0,28
Feststoffsumme (mg/l)	2.305,76	10.203,27	10.022,54	6.724,53	6.822,13	5.433,23	6.605,17	3.633,98	5.103,15	17.612,76	2.045,13	1.917,22	14.565,48	2.103,05	382,72
Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)		927	663,7	1.144	1.690	450	1.860	1.630	386,7		1.240	599,3	427	605	7,6
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)															
Lösungsinhalt (mg/l)	2.305,76	11.130,27	10.686,24	7.868,53	8.512,13	5.883,23	8.465,17	5.263,98	5.489,85	17.612,76	3.285,13	2.516,52	14.992,48	2.708,05	390,32
Tit. Schwefel (mg/l)									0,76	0,28					0,28
Literaturverweis	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15
Tab. 72.	Ċ			:					:						

Hydrochemische Analysen von Ottendorf, Bad Gleichenberg, IIz, Mettersdorf am Saßbach, Gleisdorf und Köflach (1: Spacek, 2003; zit. nach Eswer & Goubenuwer, 2003b; 2: Schwölzer, 2012a; 3: Bewerk & Spacek, 2002a; 4: Schwölzer, 2012b; 5, 6: Raber, 1998, zit. nach Kareet, et al., 2000b; 7, 8: Raber & Isouc, 1997, zit. nach Krieet et al., 2000b; 9: Österbercher & Spacek, 2000; 10: RuwPoud AG, 1998, zit. nach Goubenuwer & Elswer, 1999; 11: Schwölzer, 2012b; 5, 6: Raber, 1998, zit. nach Kareet, 1992, zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen, Archiv der FA Hydrogeologie; 13: 14: Goubenuwer, 1993c; 15: Rorter & Spacek, 2000b].
Tobelbad, Ferdinandsquelle	25.07.1975	2,75	685,2 (20 °C)	24,1	7,08		100,7	35,0	5,47	2,8	143,97		336,7	4,78	126,5	467,98							926.0
Tobelbad, Ludwigsquelle	25.07.1975	5,13	698,3 (20 °C)	27,2	7,08		102,8	36,1	5,31	2,4	146,61		347,3	3,82	128,4	479,52							1.020.0
Tobelbad, Ludwigsquelle	05.07.2012			26,8	7,3		98,3	37,1	4,4	2,3	142,1			2,0	119,0	121,0			30,0				160,0
Graz Puntigam III	16.06.1999		673 (25 °C)	21,5	7,5		81,7	29,1	9,2	3,2	123,2			5,4	160,0	165,4			< 20				490,0
Graz Puntigam II	Zeitpunkt unklar (vor 1993)																	80,0			3,0	< 1	
Graz Puntigam II	Zeitpunkt unklar (vor 1993)			27,2			83,06	29,76	9,04	3,37	125,23		227,6	5,97	150,03	383,6							
Graz Puntigam I	17.03.1995	9,5	612 (20 °C)	27,0	7,11		86,2	29,2	7,1	3,5	126,0		220,7	5,82	158,7	385,22			10,0				20 (2+)
Graz Puntigam I (P2 Herrgottwiesenquelle)	06.04.2000	9,0	640 (20 °C)	26,3	6,78		80,0	28,5	9,3	2,5	120,3		241,0	5,6	151,0	397,6			< 20				0,18
Sulzegg, Marienquelle	1995	1,0	7.450 (20 °C)	18,3	6,14		160,92	60,52	1.701,0	51,1	1.973,54		3.825,8	845,2	92,96	4.768,96			7.200,0				1.640,0
Sulzegg, Silverquelle	02.03.1984		6.700 (20 °C)	20,1	6,31		149,1	52,3	1.151,0	55,3	1.407,7		2.318,0	834,3	93,2	3.245,5		450,0	80,0	12,0			1.020 (2+)
Sulzegg, Silverquelle	1992	3,7	7.040 (20 °C)	18,4	6,36		157,4	68,6	1.886,0		2.112,0		3.905,0	1.032,0	114,6	5.051,6							900,0
Sulzegg, Christophorusquelle	1998		920 (20 °C)	16,7	6,7		20,9	4,3	210,0	14,8	250,0		628,0	12,5	6,0	646,5			900,0				340,0
Sulzegg, Styrianquelle	30.05.1983	1,25	1.080 (20 °C)	16,5	6,96		40,8	6,4	243,0	16,8	307,0		756,6	29,6	7,2	793,4			1.580,0				330 (2+)
Sulzegg, Styrianquelle	1997	1,4	1.076 (20 °C)	16,3	6,96		37,0		215,1	15,2	267,3		691,9	20,7		712,6							170,0
Sulzegg, Styrianquelle	11.11.2008		1.209,0				39,7	7,03	191,0	15,1	252,83		629,0	30,94	5,06	665,0							
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)

Kupfer (Cu)						0,1					, L				
Lithium (Li)	126,0		400,0			1.190,0	1.270,0	17,0			52,0				
Mangan (Mn)				9,0	100,0	150,0		0,01				50,0	6,0	120,0	100,0
Selen (Se)											< 5				
Strontium (Sr)	260,0		200,0					20.500,0						5.900,0	5.500,0
Spezielle Parameter Anionen (µg/I)															
Bromid (Br)						1.420,0					21,0			64,0	60,0
Fluorid (F)	< 50	4.370,0	5.100,0	6.100,0	820,0	650,0	1.420,0		230,0	950,0	480,0			590,0	510,0
Hydrogensulfid (HS)															
lodid (I)				10,0		420,0					17,5				
Carbonat (CO ₃)															
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)			36,5			48,2				15,2				20,9	12,4
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)			14,9			77,8					0,16			0,97	0,82
Feststoffsumme (mg/l)	918,22	984,44	1.159,41	903,86	7.165,42	4.784,59	6.754,03	538,42	511,48	524,98	0,81	289,14	263,3	655,69	632,27
Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)		126,0	181,0			1.477,0		40,0	92,2	6,6				42,6	44,8
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)															
Lösungsinhalt (mg/l)	918,22	1.110,44	1.340,41	903,86	7.165,42	6.261,59	6.754,03	578,42	603,68	531,58	0,81	289,14	263,3	698,29	677,07
Tit. Schwefel (mg/l)															
Literaturverweis	-	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15
Tah 73															

Hydrochemische Analysen von Sulzegg, Graz-Puntigam und Tobelbad (1: Hobiden, 2008; 2, 7: Buwdesawstratt Für chemische uwd Pharmazeutische Uwtersuchuwden, 1997, zit. nach Gamerth & Wour, 2000; 3: Buwdesawstratt Für Experi-mentel-PharmaxoLodische uwd Balmedolodische Untersuchuwden, 1983, zit. nach Zetwide, 1993; 4: Östernechisches Geträwke Institut, 1998, zit. nach Gamerth & Wour, 2000; 3: Buwdesawstratt für Experi-Für Auoreawische Chemie den Univerität Gaaz, 1984, zit. nach Goudenuwen et al., 1993; 8: Raßen, 1995; 10, 11: Zön. et al., 1993; 12: Wassenlaßen den Stadtwerke, 1999; 13: Schmödzen, 2012c; 14, 15: INstitut Für Auoreawische Uwerntät Gaaz, 1984, zit. nach Goudenuwen, 1993; 8: Raßen, 2000; 9: Raßen, 1995; 10, 11: Zön. et al., 1993; 12: Wassenlaßen den Stadtwerke, 1999; 13: Schmödzen, 2012c; 14, 15: INstitut Für Auoreawische uwd Awartrische Chemie den Diviversität Gaaz, 1975, zit. nach Zetrivice, 1993).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/I)	Radon-222 (Bq/I)
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3	1	17.12.2007	1,32	35.220	-2,6	< 0,2	-10,36	-74,8			
Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	2	14.05.1992				0,9				0,137	
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle Neu	3	14.09.1994								0,22	5,9
Bad Schönau IV	4	08.03.2001				0,8	-11,56	-63,3			
Bad Schönau IV	5	26.06.2001								0,464	0,486
Bad Schönau III	6	10.04.2000				0,3	-10,9	-77,3			
Stegersbach, Thermal 1	7	17.01.2006								0,148	7,2
Stegersbach, Thermal 1	8	11.04.1999				< NWG	-9,72	-66,7			
Stegersbach, Thermal 2	9	11.04.1999					-10,36	-73,5			
Stegersbach, Thermal 2	10	17.01.2006								0,108	4,9
Stegersbach, Thermal 2	11	31.01.2000			-7,11	0,4	-11,94	-85,7		0,0062	6,8
Litzelsdorf 1	12	09.07.2013				< 0,3	-11,37	-63,1			
Loipersdorf, Lautenberg 1	13	10.05.1977 bzw. 11.11.1980	2,28			3	-9,23				
Loipersdorf, Lautenberg 1	14	02.12.1996								0,19	1,84
Loipersdorf, Binderberg 1	15	02.12.1996								0,21	1,95
Loipersdorf, Grieselstein Thermal 1	16	10.08.2005	< 2		-3,6	< 1	-10,2	-70,5			
Fürstenfeld, Thermal 1 (Sandschaler-Zone, Badenium)	17	1988					-5,7	-50			
Fürstenfeld, FF1	18	23.05.1999				0,0	-4,57	-42,1			
Fürstenfeld, FF2	19	16.06.1999				13,7 ?	-5,32	-46,4		3,3	0,9
Bad Blumau 2	20	06.03.1996			-0,91		-7,23	-60,1			
Bad Blumau 2	21	09.03.2001			-0,49		-7,94	-59,6			1
Bad Blumau 2	22	15.10.2004			-4,25		-8,20	-63,2			
Bad Blumau 2	23	12.04.2007			-1,12		-8,33	-61,1			
Bad Blumau 3	24	05.07.1996– 21.07.1996		10.000- 18.000			-10,27 bis -9,75	-72,4 bis -70,9			
Bad Waltersdorf 1	25	30.04.1980	0,8				-10,24	-72,5			
Bad Waltersdorf 1	26	14.08.1975								0,0481	2,405
Bad Waltersdorf 4 (Obere Lageniden-Zone)	27	19.02.2003			-6,9	< 0,2	-10,36	-71,1			
Ottendorf Thermal 1	28	24.07.2003				< 0,4	-10,74	-73,6			
Bad Gleichenberg, Thermal 1	29	28.01.2002				0,5	-11,35	-71,6		0,585	11
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	30	09.12.1999				0,0	-11,28	-80,8			
Bad Gleichenberg, Thermalquelle	31	09.12.1999				0,0	-11,45	-82,9			
Bad Gleichenberg, Karlsbrunnen	32	09.12.1999				12,30	-9,46	-66,8			
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	33	09.12.1999				10,9	-8,87	-62,5			
Bad Gleichenberg, Maria-Theresienquelle	34	09.12.1999				3,1	-10,90	-77,8			

Bad Gleichenberg, Sophienquelle	35	09.12.1999				1,1	-11,03	-78.4		
Bad Gleichenberg, Römerquelle	36	09.12.1999				8	-10,37	-74,2		
Bad Gleichenberg, Werléquelle	37	09.12.1999				9,5	-9,98	-71,0		
llz, Thermal 1 (Sandschaler-Zone)	38	08.06.1999			-1,72	0,7	-9,45	-67,9		
llz, Thermal 1 (Sandschaler-Zone)	39	25.09.2000				1,2	-10,19	-69,5	0,020	5,5
llz, Thermal 1, Grazer Paläozoikum	40	1999							2,6	
Graz, Puntigam II	41	1976					-10,19	-86,4		
Graz, Puntigam II	42	1972	8,27	ca. 20.000		7				
Graz, Puntigam III	43	04.09.1997	9,52	18.100	-3,87					
Tobelbad, Ludwigsquelle	44	26.06.1972	16,45	14.500		2		-65,2		
Tobelbad, Ludwigsquelle	45	22.07.1974				25		-68,3		
Tobelbad, Ludwigsquelle	46	25.07.1975							< 1,85	13,32
Tobelbad, Ludwigsquelle	47	02.04.1976	28,3	10.150		5	-10,2	-70,3		
Tobelbad, Ferdinandsquelle	48	22.07.1974				23		-68,9		
Tobelbad, Ferdinandsquelle	49	02.04.1976	7,9	20.400		7	-10,2	-70,7		
Köflach, Thermal 1	50	27.01.1999				0,4	-10,55	-73,9		
Köflach, Thermal 1	51	26.04.2000			-7,62	0,8	-10,48	-73,2	0,105	

Tab. 74.

Isotopenanalysen von Bad Tatzmannsdorf, Bad Schönau, Stegersbach, Loipersdorf, Fürstenfeld, Bad Blumau, Bad Waltersdorf, Ottendorf, Bad Gleichenberg, Ilz, Graz, Tobelbad und Köflach (1: ARC, 2007, zit. nach Eisner & Goldbrunner, 2008a; 2: Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, 1993, zit. nach Markttl et al., 1999; 3: Bundesanstalt für chemische, pharmazeutische und balheologische Untersuchungen, 1995, zit. nach Markttl et al., 1999; 4: Papesch, 2001; zit. nach Goldbrunner & Gold, 2002c; 5: Hollensteiner & Klenner, 2001, zit. nach Kriegd & Goldbrunner, 2001; 6: Papesch, 2000, zit. nach Kriegd & Goldbrunner, 2001; 7, 10: Prey et al., 2006; 8, 9: Papesch, 1999, zit. nach Böchzelt & Goldbrunner, 2000a; 11: Rotter & Spacek, 2000; 12: Süveges, 2014; 13: Goldbrunner & Gold, 2002c; 14, 15: Raber & Ingolic, 1997; 16: Lorenz & Wicchner, 2005; 17: Goldbrunner, 1988; 18, 19: Böchzelt & Goldbrunner, 2000b; 20–23: Eisner & Goldbrunner, 2009; 24: Bundesforschungs- und Prüfzentrum Arsenal, 1996, zit. nach Goldbrunner & Eisner, 1997; 25: IAEA, 1980, zit. nach Zetinigg, 1993; 26: Institut Für Radiumforschung und Kernphysik der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 1975, zit. nach Zetinigg, 1993; 27: Tesch, 2003, zit. nach Eisner & Goldbrunner, 2003a; 28: Spacek, 2003, zit. nach Eisner & Goldbrunner, 2003b; 29: Benetka & Spacek, 2002a; 30–37: Paresch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b; 38: Goldbrunner, 2003a; 28: Spacek, 2003, zit. nach Kiegl et al., 2000b; 20: Sterreiches & Spacek, 2000; 20: Assenal Research, 1999, zit. nach Goldbrunner & Eisner, 1993; 41: Zöti, et al., 1993; 42: BVFA Arsenal, 1974, 217, zit. nach Zöti, 1993b; 45: Institut für Anorganische und Anatutische Chemie der Universitär Innsbruck, 1972, zit. nach Zetinig, 1993; 47, 49: BVFA Arsenal, 1974, 216: nach Zöti, 1993b; 45: Institut für Anorganische und Anatutische Chemie der Universitär Innsbruck, 1972, zit. nach Zetinig, 1993; 47, 49: BVFA Arsenal, 1974, 216: nach Zöti, 1993b; 45: Institut für Anorganische und Anatutische Chemie der Universit

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüttung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasserstoff (Vol.%)
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	1	30.05.1990	0,15 l/s bei Wasserförder- rate von 5,6 l/s	2,94	96,86	0,13				2 ppm
Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	2	14.05.1992	5,2 l/s bei Wasserförder- rate von 1,3 l/s	85,49	12,68	1,48	< 0,1	0,004		
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle Neu	3	14.09.1994	ca. 11 l/s bei Wasser- förderrate von 4,5 l/s	97,80	1,83	0,23				
Bad Schönau III	4	2011		96,30						
Bad Schönau III	5	07.10.1997	2 l/min bei Wasserförder- rate von 1,96 l/min	74,47	20,73	< 0,01	4,80	< 0,01	< 0,01	
Bad Schönau III	6	04.05.1984		96,56	3,56		0,0020	0,0010	0,0016	
Bad Schönau III	7	29.05.1970	227 l/min	97,27	2,72 Restgas		0,03			
Bad Schönau IV	8	26.06.2001		95,3	1,38	0,045		< 0,0001	< 0,0001	

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüttung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasserstoff (Vol.%)
Stegersbach, Thermal 1	9	17.01.2006	300 l/h bei Wasserförder- rate von 1,94 m³/h	9,6	19,4	70,1				
Stegersbach, Thermal 1	10	15.04.1998		3	25	71				
Stegersbach, Thermal 1	11	29.05.1990	6 l/min bei Wasserförder- rate von 48 l/min	2,21	26,04	71,62		0,08	0,02	0,075
Stegersbach, Thermal 2	12	17.01.2006	< 0,5 l/h bei Wasser- förderrate von 7,2 m³/h	1,35	80,5	17,4				
Stegersbach, Thermal 2	13	30.03.2000	0,15–25,4 ml pro 1 I Wasser	2,41	59,92	36,78	< 0,05			
Loipersdorf, Binderberg 1	14	18.06.1976	820 ml/min bei Wasser- förderrate von 250 m³/Tag	39,4	21,9	38,7				
Loipersdorf, Grieselstein Thermal 1	15	18.03.2008	Gas/Wasser-Verhältnis 1:7,3	30,191	31,822	37,4		0,08	0,048	
Loipersdorf, Grieselstein Thermal 1	16	10.08.2005		7,4	54	38,2		0,043	0,01	
Fürstenfeld, Thermal 1 (Sandschaler-Zone)	17	1991	Gas/Wasser-Verhältnis 1:6,5		10	88	2			
Bad Blumau 1a	18	1989	Gas/Wasser-Verhältnis 60:1	Überwie- gender Anteil						
Bad Blumau 2	19	Durch- schnittswerte: 07.05.2000 bis 05.12.2006	1 t/h bei Wasserförderrate von 22 l/s	96	2,6	1,7		0,016	0,004	
Bad Waltersdorf 1	20	08.08.1978	2,5 l/min bei Wasser- förderrate von 3,4 l/s		100 Inertgas					
Bad Waltersdorf 4, Sarmatium	21	24.07.2003	0,4 ml pro 1 l Wasser	0,2	92,3	6,4				
Ottendorf, Thermal 1	22	24.07.2003	11 ml Gas pro 1 l Wasser	0,82	64,3	34,0	< 0,05			
Bad Gleichenberg, Thermal 1	23	28.01.2002	Gas/Wasser-Verhältnis 3:1	95,8	1,26	2,77	0,14			
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	24	16.04.1983	335 ml/min Gas bei Wasserförderrate von 160 l/min	88,6	11,4					
llz Thermal 1 (Sandschaler-Zone)	25	25.09.2000	2,3 m³/h; 530 ml Gas pro 1 l Wasser	19,4	43,9	36,3	< 0,05			
Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	26	02.06.1992	0,96 l/min	99,1	0,6	0,1	0,2			
Sulzegg, Silverquelle	27	02.03.1984	ca. 6,5 l/min	91,1	7,9 Restgas					
Köflach, Thermal 1	28	26.04.2000	ca. 20,8 ml Gas pro 1 l Wasser	0,49	98,08	0,15				

Tab. 75.

Frei aufsteigende Gase von Bad Tatzmannsdorf, Bad Schönau, Stegersbach, Loipersdorf, Fürstenfeld, Bad Blumau, Bad Waltersdorf, Ottendorf, Bad Gleichenberg, IIz, Mettersdorf am Saßbach, Sulzegg und Köflach (1: Stehlik, 1994, zit. nach Marktl et al., 1999; 2: Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, 1993, zit. nach Marktl et al., 1999; 3: Bundesanstalt für chemische, Pharmazeutische und Balveologische Untersuchungen, 1995, zit. nach Marktl et al., 1999; 4: Kriegl & Goldbrunner, 2012; 5: Foisner, 1998a; 6: ÖMV-AG, 1984, zit. nach Goldbrunner, 1991; 7: ÖMV-AG, 1970, zit. nach Goldbrunner, 1991; 8: Hollensteiner & Klewier, 2001, zit. nach Kriegl & Goldbrunner, 2001; 9, 12: Prev et al., 2006; 10: Prev et al., 1998; 11: Stehlik, 1990, zit. nach Goldbrunner, 1993c; 13: Rotter & Spacek, 2000a; 14: Goldbrunner, 2009; 20: Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, 1978, zit. nach Goldbrunner, 2003; 21: Spacek, 2003, zit. nach Eisner & Goldbrunner, 2003; 22: Spacek, 2003, zit. nach Eisner & Goldbrunner, 2003; 23: Benetka & Spacek, 2002; 24: Institut für Pharmakopynamik und Toxikologie der Universität Graz, 1983, zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen, Archiv der FA Hydrogeologie; 25: Österreicher & Spacek, 2000; 26: Institut für Analytische Chemie Der Universität Graz, 1984, zit. nach Zetting, 1992, zit. nach Hydrogeologie; 27: Institut für Analytische Chemie Der Universität Graz, 1984, zit. nach Zetinig, 1993; 28: Rotter & Spacek, 2000).

6 Einzelne Thermalwasservorkommen im Westpannonischen Becken

(D. ELSTER)

6.1 Seewinkel (B)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der wasserrechtlich bewilligte Konsens ist für die Tiefbohrung Seewinkel Thermal 1 (Abb. 75) auf 6 l/s bzw. 518 m³/Tag festgelegt. Das Thermalwasser wird für die Thermenanlage balneologisch genutzt.

Seewinkel Thermal 1 wurde im Jahr 2006 abgeteuft (Böchzelt, 2006). Die Eröffnung der Thermenanlage erfolgte 2009.

Hydrogeologie

Der Raum Seewinkel befindet sich am Westrand des Pannonischen Beckens. Die neogene Beckenfüllung mit einer stratigrafischen Abfolge von Badenium, Sarmatium sowie unteres bis oberes Pannonium überlagert im ungarischen Grenzbereich das zentralalpine Kristallin mit einer Mächtigkeit von bis zu 3.750 m. Im nahen Umkreis der Bohrung hat das Neogen jedoch eine deutlich geringere Mächtigkeit von rund 1.600 m, da das Grundgebirge gegen Westen aufsteigt (Böchzelt, 2006). Die OMV Bohrung Frauenkirchen gibt Auskunft über den Aufbau der neogenen Beckenfüllung: Dem zentralalpinen Kristallin lagern geringmächtige klastisch-kalkige Sedimente des Badeniums transgressiv auf. Die darüber folgende mergelige Ausbildung des Sarmatiums weist einzelne Sandsteinlagen auf. Das untere Pannonium zeigt eine ähnliche Entwicklung. Für eine Thermalwassererschließung waren die Gesteine dieser Horizonte aufgrund der geringen Wasserwegigkeit allerdings nicht relevant, auch, weil mit hochmineralisierten stagnierenden Wässern zu rechnen war. Erst im mittleren und oberen Pannonium waren günstigere Verhältnisse zu erwarten.

Seewinkel Thermal 1 wurde bis auf 1.087 m unter GOK abgeteuft (Tab. 76) (Böchzelt, 2006). Die vom Seewinkelschotter überlagerten mächtigen Sedimente des oberen bis mittleren Pannoniums befinden sich im Teufenabschnitt von 15 bis 865 m unter GOK und bestehen aus einer Wechsellagerung von Mergel, Ton und schluffigem Feinsand. Von 775 bis 865 m unter GOK zeigen die Thermalwasser führenden Feinsandschichten allerdings einen Schluffanteil. Aus diesem Horizont wurde Thermalwasser mit einer Filterstecke von 827 bis 864 m unter GOK (24 m Nettoperforation) erschlossen. An der Basis folgen minderdurchlässige Tone des unteren Pannoniums. Da mittlerweile eine Einsichtnahme in weitere, bis dahin nicht zugängliche Informationen möglich war, wurde eine Korrelation mit anderen Bohrungen der Region durchgeführt (Böchzelt, 2013). Demnach liegt der produktive Teufenabschnitt der Sonde Seewinkel Thermal 1 sehr wahrscheinlich entgegen erster Einschätzung von oberem Pannonium tatsächlich im mittleren Pannonium.

Im Zuge eines Langzeitpumpversuchs vom 19.04.2006 bis zum 19.06.2006 wurde ein artesischer Überlauf von 1,2 bis 1,5 l/s und ein Ruhedruck von 4,3 m über GOK festgestellt (Schließdruck: 0,43 bar) (BÖCHZELT, 2006). Bei der höchsten Förderstufe von 6 l/s und einer Auslauftemperatur von 43,3 °C stellten sich quasistationä-

Teufen (m u. GOK)	Seewinkel Thermal 1
-15,0	Quartär
-865,0	oberes Pannonium
-1.087 (ET)	mittleres Pannonium

Tab. 76.

Bohrprofil von Seewinkel Thermal 1 (nach Böchzelt, 2006: Überarbeitung 2015 als schriftliche Mitteilung).



Abb. 75.

Lage der Erschließung nordwestlich von Sankt Andrä am Zicksee.

re Bedingungen bei einer Absenkung von 24,83 m unter GOK ein. Die im Rahmen der Aufspiegelung ermittelte Transmissivität und der kf-Wert betrugen 2,4 x 10^{-3} m²/s bzw. 1,0 x 10^{-4} m/s.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser handelt es sich um einen Natrium-Hvdrogencarbonat-Chlorid-Tvp mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.200 mg/l (Tab. 79). Bei einer Förderrate von 6 l/s beträgt die Temperatur am Sondenkopf rund 43 °C. Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-12,25 %) und Deuterium (-93,80 %) belegen zudem einen vadosen Charakter (Tab. 80). Aufgrund des abgereicherten Gehaltes ist eine Grundwasserneubildung während einer Kaltzeit anzunehmen. Eine Beimischung von oberflächennahen jüngeren Wässern ist auszuschließen, da der Wert von Tritium unter der Nachweisgrenze (< 0,3 TU) lag. Das Gas/Wasser-Verhältnis liegt aufgrund von leichten Schwankungen zwischen 2:10 bis 3:10, wobei die frei aufsteigenden Gase vorwiegend aus Methan (72,6 %) und Stickstoff (25,7 %) bestehen (Tab. 81).

6.2 Lutzmannsburg (B)

Aktuelle Nutzung

Die wasserrechtlich bewilligte Fördermenge für die Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 2 (Abb. 76) beträgt 5 l/s. Aufgrund der Inbetriebnahme von Lutzmannsburg Thermal 2 wurde die ursprüngliche wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge von 15 l/s bei Lutzmannsburg Thermal 1 (Abb. 76) auf 10 l/s reduziert. Mit dem Thermalwasser wird eine Thermenanlage versorgt.

Im Jahr 1990 wurde die Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 1 niedergebracht und die Thermenanlage wurde 1994 eröffnet. Zwei Jahre später wurde das Thermalwasser als Heilwasser anerkannt. Im Zuge einer Erweiterung erfolgte 1999 die Niederbringung von Lutzmannsburg Thermal 2.

Hydrogeologie

Lutzmannsburg kommt am Übergang von der Landseer Bucht zum Westpannonischen Becken zu liegen. Die Hochzone bei Kroatisch Minihof stellt die Begrenzung gegenüber der Landseer Bucht dar (Böchzelt & Gold-BRUNNER, 2000c). Im südwestlichen Beckenbereich im Gebiet von Lutzmannsburg bilden glimmerreiche Grünschiefer und Kalkschiefer der Rechnitzer Gruppe (Penninikum) den Beckenuntergrund. Bei den Bohrungen Lutzmannsburg Thermal 1 und Thermal 2 wurden diese in einer Tiefe von 943.6 bzw. 720.0 m unter GOK angetroffen (Tab. 77, Abb. 77). Die nahe der Staatsgrenze bis zu 1.000 m mächtige neogene Beckenfüllung umfasst klastische Sedimente des Karpatiums, denen transgressiv klastische Sedimente des Pannoniums und Pontiums auflagern. Geologisch sind beide Bohrungen eindeutig korrelierbar, trotzdem ist von einem Versatz über zumindest einen Bruch zwischen den Bohrungen auszugehen. Bei der ca. 3,5 km entfernten, auf ungarischem Staatsgebiet niedergebrachten Bohrung Zsira 1 wurden im Teufenabschnitt 702,0 bis 747,0 m unter GOK Kalke und sandige Tonmergel des Badeniums angetroffen (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1991) (Tab. 77, Abb. 77).

Bei Lutzmannsburg Thermal 1 erfolgt die Förderung des ca. 32,7 °C warmen Thermalwassers aus sechs Filterstecken von 456,7 bis 904,0 m unter GOK (87,29 m Nettoperforation) (Goldbrunner & Domberger, 1991). Es wurde der Transgressionsbereich des Pannoniums über dem Karpatium verfiltert, wobei davon auszugehen ist, dass der Thermalwasserzutritt hauptsächlich aus dem Bereich 456,8 bis 484,0 m (grobklastische Entwicklung des Pannoniums) erfolgt (Böchzelt & Goldbrunner, 2000c). Bei der höchsten Pumpstufe von 15 I/s des Leistungspumpversuches vom 20.09.1990 bis 25.10.1990 wurde eine Absenkung von 79,72 m unter GOK ermittelt. Der Ruhewasserspiegel lag vor dem Beginn des Leistungspumpversuches bei 6,97 m unter GOK. Nach dem Pumpversuch wurde am 25.10.1990



Lage der Erschließungen östlich von Lutzmannsburg.

Teufen (m u. GOK)	Thermal 1	Teufen (m u. GOK)	Thermal 2	Teufen (m u. GOK)	Zsira 1
-12,0	Quartär	-12,5	Quartär	-12,5	Quartär
-458,2	Pannonium und Pontium	-443,4	Pannonium und Pontium	-702,0	Pannonium und Pontium -625,7: oberes Pannonium -702,0: unteres Pannonium
-937,3	Karpatium	-783,4	Karpatium	-747,0	Badenium
-951,0 (ET)	Penninisches Grund- gebirge	-813,0 (ET)	Penninisches Grund- gebirge	-800,0 (ET)	Karpatium

Tab. 77.

Bohrprofile von Lutzmannsburg Thermal 1 und 2 sowie von Zsira 1 (Thermal 1 und 2: Böchzelt & Goldbrunner, 2000c; Zsira 1: Goldbrunner & Domberger, 1991).



Profilschnitt von Lutzmannsburg (verändert nach Böchzelt & Goldbrunner, 2000c).

mit einem Aufspiegelungsversuch begonnen. Hierbei wurde für den mittelfernen Bereich eine Transmissivität von 2,0 x 10^{-3} m²/s bzw. ein kf-Wert von 2,3 x 10^{-5} m/s ermittelt.

Bei Thermal 2 wurde der Transgressionsbereich Pannonium/Karpatium von 428,0 bis 446,0 m unter GOK (Nettoperforation von 18 m) perforiert (BÖCHZELT & GOLDBRUN-NER, 2000c). Zuvor wurden Filterstrecken bei 764,8 bis 770,8 m und bei 734,3 bis 740,3 m gesetzt, in diesen Abschnitten des Karpatiums wurde jedoch kein Zufluss festgestellt. Bei einem vom 13.01.2000 bis 09.03.2000 durchgeführten Langzeitpumpversuch befand sich der Ruhewasserspiegel zunächst bei 18,1 m unter GOK. Bei einem Volumenstrom von 5,5 l/s und einer Auslauftemperatur von 34 °C wurde ein quasistationärer Zustand bei -266,9 m unter GOK erreicht. Dies entspricht einer Transmissivität von 2,2 x 10⁻⁵ m²/s bzw. einem kf-Wert von 1,2 x 10⁻⁶ m/s. Im Zuge des folgenden Auslaufversuchs wurde für den mittelfernen Abschnitt eine Transmissivität von 5,56 x 10⁻⁶ m²/s bzw. ein kf-Wert von 3,09 x 10^{-7} m/s ermittelt.

Die Bohrung Zsira 1 wurde von 700,0 bis 706,0 m (unteres Pannonium und Badenium) sowie von 754 bis 760 m (Karpatium) verfiltert (GOLDBRUNNER & DOMBERGER, 1991). Der Ruhewasserspiegel befand sich ca. 3 m unter GOK. Bei hydraulischen Tests wurde bei einem Volumenstrom von 5,7 l/s eine Absenkung von 32 m erzielt. Dies entspricht einer Transmissivität von 1,8 x 10^{-4} m²/s.

Im Zuge der Pumpversuche bei Thermal 2 wurde an der 720 m entfernten Bohrung Thermal 1 sowie bei der ca. 3,5 km entfernten Bohrung Zsira 1 laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen Beweissicherungsmessungen durchgeführt. Dabei wurde ein eindeutiger hydraulischer Zusammenhang zwischen Thermal 1 und 2 nachgewiesen. Bei einer Förderrate von 3,5 l/s bei Thermal 2 betrug der Abfall des Wasserspiegels bei Thermal 1 ca. 0,3 bar. Bei Zsira 1 konnte kein eindeutiger Zusammenhang festgestellt werden, allerdings kam es zu Änderungen der Wasserspiegellagen. Es ist zu erwähnen, dass es im Zeitraum 1989 bis 2000 bei Zsira 1 zu einem Abfall des Druckwasserspiegels um rund 11 m kam.

Hydrochemie

Bei den Bohrungen Lutzmannsburg Thermal 1 und 2 handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 1.000 mg/l und einer Auslauftemperatur von ca. 33 °C (Tab. 79). Die Gehalte von Sauerstoff-18 (-11,94 ‰) und Deuterium (-85,7 ‰) weisen auf einen meteorischen Ursprung der Thermalwässer und somit auf eine Regeneration des Vorkommens hin. Zudem besteht aufgrund des niedrigen Gehalts an Tritium kein Einfluss durch oberflächennahe Wässer (Tab. 80). Der Gasgehalt beträgt bei Thermal 2 1,49 % (bei 4,7 l/s Wasserförderrate), wobei die frei aufsteigenden Gase überwiegend aus Stickstoff (55,71 Vol.%) und Kohlenstoffdioxid (43,01 Vol.%) bestehen (Tab. 81). Für Thermal 1 ist keine entsprechende Analyse vorhanden, allerdings geben FOISNER & PFLEGER (1997) einen Gasgehalt von 2,9 % an.

6.3 Bad Radkersburg (STMK)

Aktuelle Nutzung

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist für die Tiefbohrungen Bad Radkersburg II und IIIa (Abb. 78) zusammen auf 22,2 I/s bzw. 1.200 m³/Tag festgelegt. Das Thermalwasser wird für den Thermenbetrieb sowie für die Versorgung der in Hotels gebauten Bäder verwendet.

Für die Bad Radkersburger Stadtquelle (Mineralwasserbrunnen) besteht ein Konsens von 2,5 l/s (200 m³/Tag). Das subthermale Wasser wird für die Flaschenabfüllung, für Therapiebäder im Kurzentrum und für einen Trinkbrunnen verwendet. Für die Stadtquelle (Abb. 78) besteht außerdem ein Schongebiet, das im Jahr 1962 festgelegt wurde.

Im Jahr 1927 stieß man erstmals im Zuge einer erfolglosen Erdöl-Prospektionsbohrung auf artesisches Wasser und nutzte das leicht temperierte Wasser für einen öffentlichen Brunnen (GU GMBH, 1998). Das als Stadtquelle bezeichnete Vorkommen wurde dann 1962 als Heilquelle anerkannt. Im Jahr 1965 wurde das Kurmittelhaus errichtet, um Trinkkuren zu verabreichen. Zudem wurde das Mineralwasser ab 1970 in den Handel gebracht. Nach einer Neuverrohrung im Jahr 1987 konnte die Fördermenge deutlich gesteigert werden. Ermutigt durch den Erfolg der Stadtquelle und von der Bohrung Binderberg 1 in Loipersdorf (Kap. 5.2.5) strebte Bad Radkersburg den Aufstieg zu einem Kurort an. So wurde nach geophysikalischen Untersuchungen 1978 die Tiefbohrung Bad Radkersburg II erfolgreich abgeteuft (ZETINIGG, 1993). Zudem erfolgte vier Jahre später die Anerkennung als Heilquelle. Mittlerweile fanden zahlreiche Erweiterungen an der im Jahr 1988 in Betrieb genommenen Thermeninfrastruktur statt. Mit den Bohrarbeiten von Radkersburg III wurde bereits 1998 begonnen. Ziel war die Deckung des Thermalwasserbedarfs bei Starklastzeiten. Aus technischen Gründen mussten die Arbeiten zunächst unterbrochen werden, doch Bad Radkersburg IIIa konnte 2001 erfolgreich fertiggestellt werden.

Hydrogeologie

Die Thermalwasservorkommen von Bad Radkersburg befinden sich am westlichen Ende des Radgona-Vas-Grabens, der zwischen der Südburgenländischen Schwelle und dem Hoch von Murska-Sobota liegt. Die Bohrung der artesischen Stadtquelle verblieb nach dem Durchörtern von quartären Sedimenten, bei einer Endteufe von 280 m unter GOK, in den Sedimenten des Sarmatiums (GU GMBH, 1998). Die Filterstrecken von 195,4 bis 225 m unter GOK erfassen Wasser führende, sandig-schluffig-tonige Wechsellagen, wobei der Hauptzufluss in einer sandigen Lage von 207 bis 220 m unter GOK erfolgt. Störungen im Neogen ermöglichen den Aufstieg des subthermalen Wassers aus der Tiefe. Außerdem belegt Kohlensäure den vulkanischen Ursprung des Gases.

In ca. 400 m Entfernung zu der Stadtquelle wurde die Tiefbohrung Bad Radkersburg II bis auf eine Endteufe von 1.930,0 m unter GOK niedergebracht. Zunächst wurde eine neogene Schichtfolge von Sarmatium, Badenium, Karpatium und Ottnangium durchörtert (ZETI-NIGG & ZÖTL, 1993) (Tab. 78, Abb. 79). Im Liegenden der Wechsellage von sandigen Kiesen und feinsandi-



Lage der Erschließungen in Bad Radkersburg.

Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Radkersburg Illa	Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Radkersburg II
-3,0	Quartär	-3,0	Quartär
-427,0	Sarmatium	-427,0	Sarmatium
-1.227,0	Badenium	-1.226,0	Badenium
-1.767,0	Karpatium und Ottnangium	-1.778,0	Karpatium und Ottnangium
-1.896,0	Mesozoikum -1.774,0: Kiese und Sande -1.782,0: Kalkstein -1.788,0: Kiese und Sandstein -1.867,0: Dolomit mit sandigen und tonigen Lagen (Gosau?) -1.998,0: Sandstein und Konglomerate -1.896,0: Dolomitischer weißer Sandstein	-1.885,0	Mesozoikum -1.853,0: Helle Dolomite mit sandigen Lagen -1.885,0: Rote Sandsteine und Konglomerate
-1.932,0 (ET)	Paläozoikum (Schwarz- und Tonschiefer)	-1.930,0 (ET)	Paläozoikum (Schwarz- und Tonschiefer)

Tab. 78.

Bohrprofile von Bad Radkersburg II und IIIa (II: ZETINIGG, 1993; IIIa: wasserrechtlich relevante Unterlagen).

gen Schluffen des rund 427 m mächtigen Sarmatiums folgten rund 800 m mächtige Wechselfolgen von Kiesen, Sanden, Sandsteinen und Tonmergeln des Badeniums (ZETINIGG, 1993). Darunter schloss vorwiegend tonmergelig ausgebildetes Karpatium an, Wasser führende Sandsteine und Konglomerate von 1.595 bis 1.648 m unter GOK stellten hierbei eine Ausnahme dar. Im Liegenden des Neogens wurden im Abschnitt 1.770,8 bis 1.853.0 m unter GOK Thermalwasser führende mesozoische Karbonate der Mitteltrias, helle Kalke und Dolomite mit Sandsteinlagen mit einer Mächtigkeit von ca. 75 m angetroffen. Diese bilden den Hauptaguifer der Bohrung. Von 1.853,0 bis 1.885,0 m unter GOK folgten rote Sandsteine und Konglomerate, die mit den Werfener Schichten (Untertrias) verglichen werden können. Schlussendlich verblieb die Tiefbohrung in Schwarzund Tonschiefern des Paläozoikums, die als wasserstauend zu charakterisieren sind.

Nach ZETINIGG (1993) gehören die mesozoischen Sedimente einem NE-SW streichenden Triaszug an, der über Slovenske Gorice (slowenisches Hügelland SE von Bad Radkersburg) und Goričko (NE-Slowenien) nach Westungarn streicht und bei dem Bakonywald nördlich des Balaton (Plattensee) obertägig aufgeschlossen ist (Hauptalimentationsgebiet für den mesozoischen Aquifer). Der Triaszug wird einerseits gegen NW durch die Südburgenländische Schwelle und gegen SE durch das Murska-Sobota-Hoch abgegrenzt. Im Raum Bad Radkersburg dürften diese Ablagerungen eine Breitenerstreckung von mindestens 6 km haben, ihre Längserstreckung beträgt insgesamt 100 km. In Bad Radkersburg muss es allerdings auch zu einer Durchmischung mit vom Vulkanismus beeinflussten Grundwässern kommen. Im Zuge von drei Pumpversuchen (die offenen Bohrlochstrecken lagen zwischen 1.671,0 und 1.776,0 m, 1.049,0 und 1.776,0 m und 1.787,0 bis 1.930,0 m unter GOK) erwies sich auch die Sandscha-Ier-Zone (Badenium) als Thermalwasser führend (ZETI-NIGG, 1993). Aufgrund technischer Probleme (Abriss der Förderrohrstrecke) musste 1989 eine neue Förderrohrstrecke bis 1.787,0 m unter GOK eingebaut werden, es erfolgte allerdings kein Einbau neuer Filterrohre. Zudem wurde die Bohrung bis auf 1.051,2 m unter GOK dicht verrohrt, um oberflächennahe Grundwässer und Mine-



Profilschnitt von Bad Radkersburg (verändert nach Goldbrunner, 1988). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 156).

ralwässer (z.B. die Radkersburger Stadtquelle) nicht zu beeinflussen (HAMEDINGER, 1997). Abschließend ist anzumerken, dass der artesische Überlauf auf den Gasauftrieb zurückzuführen ist, so baut sich bei voller Förderung ein Kopfdruck von bis zu 18 bar auf.

Bad Radkersburg III wurde in unmittelbarer Nähe zu der ersten Tiefbohrung niedergebracht, allerdings wurden die erwarteten Abfolgen nur bedingt angetroffen. Deshalb erfolgte laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen ab 627,3 m unter GOK, bezeichnet als Bad Radkersburg Illa, eine Ablenkung. Die abgelenkte Tiefbohrung erreichte bei 1.896,0 m unter GOK das Paläozoikum. Hierbei wurde von 1.767,0 bis 1.896,0 m (TVD) Thermalwasser führendes Mesozoikum angetroffen. Die Bohrung hätte ursprünglich mit einer offenen Bohrlochstrecke ausgebaut werden sollen. Da die Neigung des Bohrlochs im Zuflussbereich rund 40° betrug, musste von 1.795,7 bis 1.965,0 m (MD) eine spezielle Filterstrecke eingebaut werden. Ein Auslaufversuch von 07.06.2001 bis zum 14.06.2001 zeigte, dass bei einer maximalen Förderrate von 30,2 l/s der Kopfdruck rund 10,4 bar beträgt. Die maximale Auslauftemperatur betrug 74,36 °C.

Hydrochemie

Die Thermalwässer von Bad Radkersburg II und IIIa weisen einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Ionensumme von über 8.000 mg/l und einer Auslauftemperatur von bis zu 82 °C auf (Tab. 79). Aufgrund der Werte von Sauerstoff-18 (-11,36 ‰) und Deuterium (-71,4 ‰) ist von einer meteorischen Herkunft auszugehen (Tab. 80). Bei dem Thermalwasser der Sandschaler-Zone besteht allerdings ein Einfluss durch Formationswässer (Sauerstoff-18: -5,01 ‰; Deuterium: -51,5 ‰). Die erhöhten Anteile an freiem Kohlenstoffdioxid sind nach ZETINIGG (1993) auf den miozänen und pliozänen Vulkanismus zurückzuführen. Dementsprechend bestehen die frei aufsteigenden Gase fast ausschließlich aus CO₂ (> 99 %) (Tab. 81). Was die Stadtquelle betrifft, so handelt es sich bei dieser um einen subthermalen Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Säuerling mit einer lonensumme von ca. 2.700 mg/l.

6.4	Hydrochemische Analysen, Isotopen	nanalysen und f	rei aufsteigende Gase von einzelnen Thermalwasservorkommen im
	Westpannonischen Becken		

Westpar	nonischen E	3ecken								
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Seewinkel, Thermal 1	Lutzmannsburg, Thermal 1	Lutzmannsburg, Thermal 1	Lutzmannsburg, Thermal 2	Lutzmannsburg, Thermal 2	Bad Radkersburg Illa	Bad Radkersburg II	Bad Radkersburg II	Bad Radkersburg II	Bad Radkersburg, Stadtquelle
Datum	14.06.2006	12.02.1997 und 13.02.1997	20.09.1990	09.07.2013	31.01.2000	2001	09.11.1990	August 1990	12.05.1979	18.12.1987
Ergiebigkeit (I/s)	6		10	4,65	4	30,2			27,8	2,3
EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	1.375 (25 °C)		1.184 (25 °C)	977,52	935 (20 °C)	7.850 (20 °C)			8.280 (20 °C)	2.300
Auslauftemperatur (°C)	43		32,6	32,3	32	74,4	76,3		78	16,4
Ηd	7,9		62	6,82	6,18	7,3	7,2		6,9 (64)	
Kationen (mg/l)										
Calcium (Ca)	7,6	78,04	98	84,9	66	112,8	106,2		78,2	263,3
Magnesium (Mg)	4,5	21,27	28,8	21	25,4	52	38,9		42,2	197,4
Natrium (Na)	320	132,83	139	98,5	91,8	2.010	2.082		2.238	105,5
Kalium (K)	4,2	9,41	10,88	8,7	11	199,2			170,1	
Summe	336,3	241,55	276,68	213,1	227,2	2.374	2.227,1		2.528,5	566,2
Anionen (mg/l)										
Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	701	607,7	724	636,14	680,2	5.401	5.140		5.534,3	2.035,5
Chlorid (CI)	117	57,3	65	16,8	15,2	230	229,5		347,4	24
Sulfat (SO ₄)	< 0,5	9,67	1,59	5,8	2,2	423,7	414		422,7	7,2
Summe	818	674,67	790,59	658,74	697,6	6.054,7	5.783,5		6.304,4	2.066,7
Spezielle Parameter Kationen (µg/l)										
Aluminium (Al)	< 5	4,3		7	5	< 300		11	190	
Ammonium (NH ₄)	4.900	830	006		850	4.700	5.500		5.910	2.000
Barium (Ba)	160	290		250	290			70		
Blei (Pb)	 	< 2		0,1	~					
Chrom (Cr)	< 5	1,87		2	13					

Bad Radkersburg, Stadtquelle	2.900 (2+)													84,1		2.721,9	1.980		4.701,9		10	tter & Spacek, 2001; Chemie der Universität
Bad Radkersburg II	220 (2+)		1.960					1.350	590		280			59,8	19,4	8.922,6	770		9.692,6		6	obiger, 2013b; 5: Ro ⁻ für Pharmakologische i
Bad Radkersburg II						640			2.760		440				29,2	33,12			33,12		8	омвексек, 1991; 4: Н Ісс, 1993; 9: Іустітит
Bad Radkersburg II	200															8.016,3	726,2		8.742,5		7	; 3: Goldbrunner & D Tinigg, 1993; 8: Zetini
Bad Radkersburg Illa	115		1.880	< 30				1.500	1.270		360			61,7	36	8.536,23	730		9.266,23		6	NER & PFLEGER, 1997; z, 1991, zit. nach ZE
Lutzmannsburg, Thermal 2	3.400	9	150			960		100	330	60	< 100	220		84,75	2,12	1.018,05	598,4		1.616,45	0,4	5	inscak, 2006; 2: Fois ie der Universität Gra
Lutzmannsburg, Thermal 2	1.007 (2+)	0,9	124,8	48,1		719,6			310							874,31	148,1		1.022,41		4	g (1: Benetka & Brez Harmakologische Chem
Lutzmannsburg, Thermal 1	5.500 (2+)		160	500				100						74		1.148,43	541		1.689,43		3	nd Bad Radkersbur. Jen; 7: INSTITUT FÜR PI
Lutzmannsburg, Thermal 1	1.450	1,15	125	63	< 09	688		212	463		10			78,6	1,7	1.000,66	420		1.420,66		2	, Lutzmannsburg ui relevanten Unterlag
Seewinkel, Thermal 1	480	< 5	49	10	4	530		520	680	130	130	3.600		30,8	4	1.200,29	14,5		1.214,79	 1 	1	sen von Seewinkel ch wasserrechtlich
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)	Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (µg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 79. Hydrochemische Analy 6: RAUTER, 2001, zit. nau

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‱)	Radium-226 (Bq/I)	Radon-222 (Bq/l)
Seewinkel, Thermal 1	1	14.06.2006			-7,3	< 0,3	-12,25	-93,8		0,012	2,5
Lutzmannsburg, Thermal 1	2	1997					-12,11				
Lutzmannsburg, Thermal 2	3	31.01.2000			-7,11	0,4	-11,94	-85,7		0,0062	6,8
Lutzmannsburg, Thermal 2	4	09.07.2014				< 0,3	-12,4	-85,5			
Bad Radkersburg Illa	5	2001								1,2 nicht angesäu- ert	0,50
Bad Radkersburg II, Mesozoikum	6	27.02.1979								1,3 nicht angesäu- ert	2
Bad Radkersburg II, Mesozoikum	7	vor 1993					-11,36	-71,4			
Bad Radkersburg II, Sandschaler-Zone	8	vor 1993					-5,01	-51,5			

Tab. 80.

Isotopenanalysen von Seewinkel, Lutzmannsburg und Bad Radkersburg (1: BENETKA & BREZINSCAK, 2006; 2: FOISNER & PFLEGER, 1997; 3: ROTTER & SPACEK, 2001; 4: Süveges, 2014; 5: KINDL, 2001, zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen; 6: VONACH, 1979, zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen, 7: STICH-LER, zit. nach Zetinigg, 1993; 8: IAEA Wien, zit. nach Zetinigg, 1993).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüftung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasser- stoff (Vol.%)
Seewinkel, Thermal 1	1	14.06.2006	Gas/Wasser-Verhältnis 2:10 bis 3:10	1,4	25,7	72,6	< 0,05			
Lutzmannsburg, Thermal 2	2	31.01.2000	Gasgehalt 2,08 % bei 4 I/s Wasserförderrate	43,01	55,71	0,43				
Lutzmannsburg, Thermal 2	3	08.03.2000	Gasgehalt 1,49 % bei 4,7 I/s Wasserförderrate	37,01	60,98	1,13				
Bad Radkersburg Illa	4	2001	1.300 m³/h bei Wasser- förderrate von 68,4 m³/h	99,91	< 0,01	393 ppm	< 0,01	1,9 ppm	0,99 ppm	520 ppm
Bad Radkersburg II	5	02.12.1978	885 ml/min	99,8	0,2 Restgas					

Tab. 81.

Frei aufsteigende Gase von Seewinkel, Lutzmannsburg und Bad Radkersburg (1: Benetka & Brezinscak, 2006; 2, 3: Rotter & Spacek, 2001; 4: ARC, 2001, zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen; 5: Institut für Pharmakologische Chemie der Universität Graz, 1979, zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen).

7 Thermalwasser in den Nördlichen Kalkalpen und ihrem Vorland im Westen

7.1 Zu den geothermischen Verhältnissen in den Nördlichen Kalkalpen und im Überschiebungsraum der Ostalpen (Helvetikum, Molasse, Autochthones Mesozoikum)

(P. NIEDERBACHER)

Wesentliche Kenntnisse des Untergrundaufbaues stammen aus Tiefenaufschlüssen der Kohlenwasserstoffexploration, die seit den 1960er Jahren, abseits der bekannten Öl- und Gasvorkommen im Wiener Becken und dem Alpenvorland, im Überschiebungsraum der Ostalpen abgeteuft wurden. Als die klassischen Explorationsbohrungen im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen sind Urmannsau 1 (1965), Mitterbach 1 (1978) und Berndorf 1 (1978) zu nennen (Abb. 80). In den 1980er Jahren folgten im zentralen Kalkalpenabschnitt die Bohrungen Vordersee 1 (1983), Grünau 1 (1985) und Molln 1 (1987). Im Westen Österreichs wurde in der Molassezone Vorarlbergs bereits 1959 die Bohrung Dornbirn 1 abgeteuft, es folgten Sulzberg 1 (1983) und Vorarlberg-Au 1 (1987) im Helvetikum. Auf Grund der räumlichen Nähe und der geologisch-strukturellen Analogien sind auch die Tiefbohrungen im unmittelbar benachbarten Kalkalpin Südbayerns, wie Vorderriß 1 (1977) und Hindelang 1 (1987), anzuführen.

Außerhalb des kalkalpinen Untergrundes des Wiener Beckens wurden im Bereich der Nördlichen Kalkalpen sieben Explorationsbohrungen abgeteuft (Tab. 82). Als mögliche Reservoirgesteine mit Thermalwasserführung zeigten sich die mitteltriadischen Plattformkarbonate wie Wettersteindolomit, Dachsteindolomit und Hauptdolomit sowie massige Kalke der Wetterstein-Formation, Steinalm- und Dachsteinriffkalk, die mit beträchtlichen Mächtigkeiten vorliegen. Die Tektonisierung und Verkarstung dieser Formationen in Oberflächennähe bieten ausgezeichnete Dotationsmöglichkeiten. Dadurch kann Süßwasser in beträchtlichen Tiefen auftreten und an Zirkulationssystemen, wie sie am Westrand des Wiener Beckens ausgebildet sind, teilnehmen. Generell sind damit relativ geringere Mineralisierungen der Wässer und unterdurchschnittliche geothermale Gradienten verbunden. Ausgewählte Bohrungen werden im Folgenden in der Reihenfolge der räumlichen Lage von Osten nach Westen beschrieben.

7.1.1 Berndorf 1 (NÖ)

Die von 1978 bis 1979 abgeteufte Explorationsbohrung Berndorf 1 stellt eine Schlüsselbohrung im Osten der Nördlichen Kalkalpen dar (WACHTEL & WESSELY, 1981). Die Lokation liegt ca. 34 km südlich der alpinen Überschiebung über die Molassezone und ca. 9 km westlich des Westrandes des südlichen Wiener Beckens auf der Höhe von Bad Vöslau. Die Bohrung durchteufte nach 124 m pannonem Pistingtalkonglomerat bis 5.640 m die kalkalpine Schichtfolge des Tirolisch-Norischen Deckensystems, Göller-Decke bis 4.158 m und eine tiefere Schuppe der Göller-Decke bis 5.640 m. Der überwiegende Teil der kalkalpinen Schichtfolge besteht aus Dolomiten (Hauptdolomit, Wettersteindolomit) und Kalken (Dachsteinkalk, Gutensteiner Kalk und



Abb. 80

Explorationsbohrungen im Überschiebungsraum der Nördlichen Kalkalpen, Helvetikum und Molasse.

Bohrung	ET (m)	Jahr	Aquifere, Intervall	Temp. (°C)	Grad. (°C/100 m)	Mineralisierung (g/l)
Berndorf 1	6.028	1978				
Mitterbach 1	3.062	1979				6,5 Cl
Urmannsau 1	3.033	1965	Wettersteindolomit, 929–934 m	40	2,8	11 CI
Unterlaussa 1	2.889	1992				
Molln 1	4.383	1987				
Grünau 1	5.202	1985				
Vordersee 1	4.264	1983				
Vigaun 1	1.354	1976	Hauptdolomit, 1.126–1.196 m	37	2,6	2,8 Cl
Vorderriß 1 (D)	6.468	1977				
Hindelang 1 (D)	5.653,6	1977				
T 1 00						

Tab. 82.

Explorationsbohrungen in den Kalkalpen außerhalb des Wiener Beckens.

Wettersteinkalk), die in der tektonisierten Position eine Kluftporosität aufweisen. Darunter wurden bis 5.910 m Flysch- und bis 5.945 m Molassegesteine erbohrt. Die Bohrung wurde bei 6.028 m im Kristallin der Böhmischen Masse eingestellt (Tab. 83, Abb. 81). In der kalkalpinen Schichtfolge der Bohrung wurden sechs Formationstests durchgeführt, bei denen beträchtliche Zuflüsse von 4 bis 11 m³ Formationswasser mit geringen Chloridgehalten im Bereich von wenigen 10er mg/l Chlorid festgestellt wurden. Die Testdaten

Teufe (m)	Berndorf 1	Teufe (m)	Berndorf 1
-127	Pistingtalkonglomerat	-5.640	eine tiefere Schuppe der Göller-Decke
-4.158	Göller-Decke, Oberostalpin		-4.765 Wettersteindolomit
	-573 Hauptdolomit]	-4.977 Wettersteinkalk (dolomitisch)
	-997 Dachsteinkalk]	-5.028 Reifling-Formation
	-1.620 Hauptdolomit]	-5.225 Steinalm-Formation
	-1.693 Opponitz-Formation]	-5.350 Werfen-Formation
	-1.720 Lunz-Formation]	-5.380 Reichenhall-Formation
	-3.730 Wettersteindolomit		-5.640 Gutenstein-/Steinalm-Formation
	-4.158 Reichenhall-Formation	-5.910	Flyschzone, Penninikum
		-5.945	Egerium, Molasse
		-6.028 (ET)	Kristallin, Moldanubikum

Tab. 83.

Bohrprofil von Berndorf 1 (nach WACHTEL & WESSELY, 1981: Abb. 5 und WESSELY et al., 2006: Abb. 155). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 151).



Abb. 81.

N-S Tiefenprofil: Krems-Berndorf-Hohe Wand-Wiener Neustadt-Bucklige Welt (WESSELY et al., 2006: Abb. 155, Profil 2).

zeigten, dass der gesamte Kalkalpenabschnitt mit Süßwasser erfüllt ist. Ein Fördertest im oberflächennahen Hauptdolomit (Intervall 337 bis 360 m) lieferte Wasser mit einer Temperatur von 10,6 °C. Die bei den Formationstests gemessenen BHTs lagen für die Tiefenstufen von 800 bis 3.300 m bei 33 bis 37 °C, in 4.000 m Tiefe bei 43 °C. An der Basis der Kalkalpen bei 5.640 m wurde eine Temperatur von 70 °C festgestellt. Aus den Daten ergibt sich für die kalkalpine Schichtfolge unter Einrechnung der durchschnittlichen Oberflächentemperatur von 8,4 °C eine außergewöhnliche negative geothermische Anomalie des geothermischen Gradienten von 1,1 °C/100 m bzw. bis zum kristallinen Basement von 1,3 °C/100 m.

Das Phänomen wird als tiefreichendes hydrodynamisches System interpretiert, bei dem kalte Oberflächenwässer im Bereich der Kalkalpen in große Tiefen eindringen und entsprechend dem axialen Einfallen gegen Osten unter das Wiener Becken migrieren. Dort steigen sie erwärmt und mineralisiert an den Bruchstrukturen am Westrand des südlichen Wiener Beckens in höhere Niveaus, wie die Vorkommen entlang der sogenannten Thermenlinie (Bad Vöslau, Baden) oder in der Thermenbohrung Oberlaa Th 1 (Kap. 4) zeigen. Die Bohrung Berndorf 1 belegt das beträchtliche Aquiferpotenzial der in den Nördlichen Kalkalpen flächig weit verbreiteten mächtigen Triaskarbonaten, insbesondere von Wettersteindolomit und Hauptdolomit, deren Kluftporosität 3 bis 15 % betragen kann (WESSELY, 1983).

7.1.2 Mitterbach U1 (NÖ)

Mit der Untersuchungsbohrung Mitterbach U1 wurde im Mittelabschnitt der niederösterreichischen Kalkalpen eine strukturelle Hochzone am Südsporn der Böhmischen Masse erschlossen. Bis zu einer Bohrteufe von 2.536 m wurden drei relativ flachliegende oberostalpine

Teufe (m)	Mitterba	ach U1	Teufe (m)	Mitterba	ach U1
-9	Quartär		-2.536	Lunz-De	ecke
-409	Ötscher-Decke (Unterberg-Decke)			-1.960	Lunz-Formation
	-267	Wetterstein-Formation		-2.053	Reifling-Formation
	-372	Gutenstein-Formation (Kalk)		-2.245	Steinalm-Formation
	-403	Reichenhall-Formation		-2.427	Gutenstein-Formation
	-409	Werfen-Formation		-2.481	Reichenhall-Formation
-1.543	Sulzbac	h-Decke]	-2.536	Werfen-Formation (Haselgebirge)
	-505	Reichenhall-Formation	-3.062 (ET)	Ybbsitze	er Klippenzone
	-637	Steinalm-Formation (Kalk)]	-2.550	Hüllflysch mit Jura-Komponenten
	-773	Reifling-Formation]	-2.609	Lias
	-1.543	Lunz-Formation		-2.634	Hüllflysch
				-2.682	Lias
				-2.732	Hüllflysch
				-2.776	Keuper
				-3.062	Hüllflysch (Kreide)

Tab. 84.

Bohrprofil von Mitterbach U1 (nach Hamilton, 1989: Abb 4 und Wessely et al., 2006: Abb. 155). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 158).



Abb. 82.

N-S Tiefenprofil: Melk-Frankenfels-Mariazell (nach WESSELY et al., 2006: Abb. 155, Profil 4).

Decken, die Ötscher-Decke (Unterberg-Decke), die invers liegende Sulzbach-Decke und darunter die Lunz-Decke erbohrt (Abb. 82). Bis zur Endteufe von 3.062 m folgte eine stark tektonisierte Klippenzone (Ybbsitzer Klippenzone) mit Keuper, Lias und sogenanntem Hüllflysch (Tab. 84; HAMILTON, 1989).

In der Bohrung stellen die erbohrten Karbonate der Untertrias wie Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk und Reiflinger Schichten sowie Sandsteine der Lunz-Formation potenzielle Kluftaquifere dar. Ein Test im Flysch zeigte einen Zufluss von Formationswasser mit einem Chloridgehalt von 6.490 mg/l bei 48 °C. Bei Bohrlochmessungen im Kalkalpin und im basalen Flysch wurden BHTs von 53 bis 55 °C gemessen.

7.1.3 Urmannsau 1 (NÖ)

Die Bohrung Urmannsau 1 nahe Gaming wurde als Untersuchungsaufschluss ca. 7,5 km südlich der Stirn der Kalkalpen angesetzt. Nach Durchörterung des

Teufe (m)	Urmann	sau 1	Teufe (m)	Urmann	sau 1	
-14	Quartär		-2.097	Klippenflysch + (Klippe)		
-92	Lunz-De	cke		-2.034	Sandstein-Schiefer	
	-20	Mergelschiefer		-2.072	Mergelkalk	
	-92	Gutenstein-Formation		-2.097	Sandstein und Schiefer	
-1.990	Frankent	fels-Decke	-2.363	Helvetiku	ım	
	-188	Fleckenmergel		-2.208	Buntmergelserie	
	-210	Bunte Kalke		-2.216	Klippe ("Malm")	
	-238	Vilser Kalke		-2.363	Buntmergelserie	
	-260	Adnet- und Klaus-Formation	-2.600	Inneralpi	ne Molasse	
	-276	Opponitz-Formation		-2.600	Sandstein, Tonmergel, Lithothamnien-	
	-476	Mergelkalk			kalk	
	-686	Opponitz-Formation	-2.892	Helvetikum (Oligozän bis Eozän)		
	-726	Lunz-Formation		-2.832	Buntmergelserie	
	-1.580	Wetterstein-Formation		-2.892	Cenomanium–Albium ("Gault")	
	-1.584	Lunz-Formation		-2.900	Klippe (Tithonium)	
	-1.850	Opponitz-Formation		-2.920	Cenomanium–Albium ("Gault")	
	-1.970	Kreide–Jura	-3.015	Autochth	one Molasse (Oligozän bis Eozän)	
	-1.990	Kreide-Jura (Kieselkalkserie)		-3.015	Sandstein, Tonmergel; Aquitanium– Chattium	
			-3.033 (ET)	Kristallin	, Moldanubikum	

Tab. 85.

Bohrprofil von Urmannsau 1 (nach Hamilton, 1989 und Wessely et al., 2006: Abb. 155). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 158).



Abb. 83.

N-S Tiefenprofil: Ybbs-Ötscher-Gemeindealpe-Großer Zellerhut (WESSELY et al., 2006: Abb. 155, Profil 5).

Oberostalpins der Nördlichen Kalkalpen mit Lunz- und Frankenfels-Decke, des Helvetikums und der Molasse wurde bei 3.015 m das Kristallin der Böhmischen Masse erbohrt (ET 3.033 m) (Abb. 83). Mit der 1965/1966 abgeteuften Bohrung wurde erstmals der Fernschub von Flysch und Kalkalpen über jüngere Schichten der Molasse direkt nachgewiesen (TOLLMANN, 1976). Im Bohrprofil (Tab. 85) wurden mehrfach Kohlenwasserstoffspuren (Öl, Gas) angetroffen (HAMILTON, 1989). Historisch beschriebene Ölaustritte in der benachbarten Erlauf belegen, dass die KW-Migration die Oberfläche erreichte.

In der erbohrten Abfolge können Triaskarbonate der Frankenfels-Decke als potenzielle Kluftaquifere angesehen werden, während Lunzer Schichten als relative Stauer wirken. Hohe Salinitäten der Formationswässer im tieferen kalkalpinen Abschnitt mit ca. 11.000 mg/l Cl und hohem Sulfatanteil weisen darauf hin, dass die Bereiche unter den relativ stauenden Lunzer Schichten von der oberflächennahen Zirkulation abgeschirmt werden. Ein weiteres Indiz dafür ist der sich aus der bei 1.124 m gemessenen Temperatur (BHT) von 40 °C ergebende geothermische Gradient von 2,8 °C/100 m.

7.1.4 Unterlaussa 1 (OÖ)

Die Bohrung Unterlassa 1 wurde 1992/1993 im Bajuvarischen Deckensystem (Lunz- und Frankenfels-Decke), ca. 4 km östlich der tektonischen Struktur der Weyrer Bögen angesetzt. Die Bohrung verblieb in den Kalkalpen und durchteufte bis 1.985 m eine aufrechte

Teufe (ca.)	Unterlaussa 1	Teufe (ca.)	Unterlaussa 1
0–40	Schrambach-Formation; untere Kreide	-1.605	Wetterstein-Formation
-50	Rote Jurakalke	-1.680	Partnach-Formation
-210	Kössen-Formation	-1.830	Reifling-Formation
-370	Plattenkalk *	-1.930	Gutenstein-Formation
-650	Hauptdolomit *	-1.990	Reichenhall-Formation
-650	Überschiebung	-2.080	Schuppenzone
-810	Schrambach-Formation *	-2.080	Überschiebung
-890	Hauptdolomit *	-2.830	Gosau
-1.160	Opponitz-Formation	-2.889	Opponitz-Formation
-1.170	Reingraben-Formation]	

Tab. 86.

Bohrprofil von Unterlaussa 1 (nach dem grafischen Bohrprofil von JANDA, 2000: Abb. 18). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 158). * Zuordnung unsicher.



Abb. 84.

Geologisches Profil von MolIn 1-Unterlaussa 1 (verändert nach Zimmer & Hamilton, 1993).

Schichtfolge von Unterkreide bis Untertrias und nach einer verschuppten Zone von Jura und Hauptdolomit (-2.080 m) ein mächtiges Schichtpaket von Gosausedimenten (-2.830 m). Darunter folgten bis zur Endteufe von 2.889 m Schichten der Opponitz-Formation (Tab. 86). Die Gosau und die unterlagernde Opponitz-Formation werden der Reichraming-Decke zugeordnet (JANDA, 2000) (Abb. 84).

Nach den festgestellten Spülungsverlusten in Karbonaten der Mittel- und Obertrias im oberen Drittel des Bohrprofiles weisen diese Formationen ein Aquiferpotenzial durch Kluftporositäten auf. Der aus den Bohrlochtemperaturen (BHTs 24 °C bei 1.208 m, 46 °C bei 2.889 m) abgeleitete geothermische Gradient von ca. 1,6 °C/100 m zeigt eine relative Abkühlung der höheren kalkalpinen Einheiten hin.

7.1.5 Molln 1 (OÖ)

Zur Untersuchung einer seismisch detektierten Hochzone des subalpinen Untergrundes wurde im Tal der Krummen Steyerling, ca. 17 km südlich der Überschiebungsstirn der Nördlichen Kalkalpen, die Explorationsbohrung Molln 1 abgeteuft (1987 bis 1988). Sie durchörterte bis 4.671 m das Kalkalpin, das in mehrfachen tektonischen Schuppen der Reichraming-Decke vorliegt (Abb. 84). Die Erreichung des Bohrzieles, insbesondere ab der Kalkalpenbasis, war eine technische Herausforderung, die vier Ablenkungen erforderlich machte. Die Molassebasis wurde schließlich bei 5.277 m erreicht, darunter folgten bis 5.595 m Oberkreide, Ober- und Mitteljura des Autochthonen Mesozoikums. Die Bohrung wurde bei einer Endteufe von 5.618 m im kristallinen Grundgebirge eingestellt (Tab. 87, Abb. 85).

In der Bohrung wurde ab 3.300 m eine ca. 300 m mächtige Gasführung in klüftigen Karbonaten der Mitteltrias (Steinalmkalk) angetroffen und erfolgreich getestet (HA-MILTON, 1989). Der erste Gasfund im Kalkalpin außerhalb des Wiener Beckens zeigt, dass im Überschiebungskörper der Nördlichen Kalkalpen neben Tiefenwässern unter bestimmten geologisch-strukturellen Bedingungen auch Kohlenwasserstoffe als Poren- und Kluftmedien auftreten können. In den tieferen Einheiten wie Molasse und Autochthones Mesozoikum wurde kein Aquiferpotenzial festgestellt. Der aus BHT und Testdaten (7,3 °C bei der GOK, 75 °C bei ca. 3.300 m, 121 °C bei ca. 5.440 m) abgeleitete geothermische Gradient beträgt ca. 2,1 °C/100 m.

Teufe (m)	Molin 1	Teufe (m)	Molin 1
-39	Quartär		-3.360 Steinalmkalk
-4.671	Reichraming-Decke		-3.680 Gutenstein-, Steinalm-Formation; Überschiebung
	-695 Hauptdolomit]	-4.125 Reifling-Formation
	-780 Opponitz-Formation		-4.335 Steinalmkalk und Gutenstein-Fm.; Überschiebung
	-825 Lunz-Formation		-4.375 Reichenhall-Formation; Überschiebung
	-1.925 Wettersteinkalk		-4.560 Gutenstein-Formation
	-2.055 Reifling-Formation		-4.671 Reichenhall-Formation; Überschiebung
	-2.253 Steinalmkalk; Überschiebung	-5.277	Molasse
	-3.395 Reichenhall-Formation; Überschiebung	-5.595	Autochthones Mesozoikum
	-3.235 Lunz-Formation; Überschiebung	-5.618	Kristallin, Moldanubikum; Gneis
	-3.290 Reifling-Formation]	

Tab. 87.

Bohrprofil von Molln 1 (nach unpublizierten Bohrungsdaten der OMV). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 158).



Abb. 85.

N-S Tiefenprofil: Steyr-Ternberg-Molln-Bosruck-Enns (verändert nach Wessely & ZIMMER, 1993: Abb. 8, Profil 3).

7.1.6 Grünau 1 (OÖ)

Mit der ca. 2 km südlich des Grünauer Flysch-Halbfensters im Almtal angesetzten Bohrung Grünau 1 (1985 bis 1987) wurde erstmals im oberösterreichischen Anteil der allochthone Deckenstapel (Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen, Penninikum der Rhenodanubischen Flyschzone, Helvetikum), die Molasse und das Autochthone Mesozoikum bis in das kristalline Basement erschlossen.

Nach einer 112 m mächtigen quartären Talfüllung wurde bis in 1.969 m Tiefe eine Abfolge von Hauptdolomit bis Reichenhaller Schichten der Staufen-Höllengebirge-Decke erbohrt. Nach wenigen Metern einer tektonisch beanspruchten Zone folgen über eine Bohrstrecke von 521 m Serpentinite, darunter Mergelkalke des Oberjura ("Malm") und Grestener Schichten bis 2.704 m. Diese Abfolge wird nach obertägigen Analogien (z.B. Wolfgangsee-Fenster) der Klippenzone zugerechnet (HA-MILTON, 1989). Nach der Buntmergelserie des Helvetikums und einem mit Molasse verschuppten Abschnitt bis 3.445 m wurden bis 4.888 m Sedimente der Molasse angetroffen. Darunter wurde eine 285 m mächtige Abfolge von Kreide, Ober- und Mitteljura des Autochthonen Mesozoikums erbohrt. Der Übergang zum Kristallin wurde bei 5.173 m erreicht. Die Bohrung wurde im Kristallin der Böhmischen Masse (Granit, Granodiorit) bei einer Endteufe von 5.209 m eingestellt (Tab. 88, Abb. 86).

Spülungsverluste und auch Zuflüsse von Formationswasser im unteren Abschnitt der Kalkalpen und in der Klippenzone weisen auf eine Wasserwegigkeit hin. Ein Test in den Grestener Schichten erbrachte einen Zufluss von Formationswasser mit einem Chloridgehalt von ca. 20,700 ma/l bei 59 °C. Im oberen Abschnitt des Autochthonen Mesozoikums wurden im glaukonitischen Sandstein des Cenomaniums beim Bohren signifikante Kohlenwasserstoffanzeichen beobachtet (WESSELY & ZIMMER, 1993). Mit einem Formationstest im Sandstein des Cenomaniums und der nachfolgenden Probeförderung wurde erstmals im Autochthonen Mesozoikum unter dem alpinen Überschiebungskörper ein, wenn auch nicht wirtschaftliches, Ölvorkommen nachgewiesen. Oberjurassische Karbonate und mitteljurassische Sandsteine zeigten nach Tests eine Wasserführung

Teufe	Grünau 1	Teufe	Grünau 1
-112	Quartär		-4.848,5 Fischschiefer; Lattorf
-1.969	Tirolisch-Norisches Deckensystem – Staufen- Höllengebirge-Decke]	-4.860,5 Lithothamnienkalk; Obereozän
	-1.322 Hauptdolomit		-4.886 Grobsandstein; Eozän
	-1.808 Opponitz-Formation		-4.888,3 Kohle; Eozän
	-1.864 Reifling-Formation	-5.173	Autochthones Mesozoikum
	-1.960 Reichenhall-Formation		-4.912 Kalk; Kreide
-2.704	Klippenzone		-4.940,6 Sandstein; Kreide
	-1.969 Mylonit	-	-5.044 Kalk, Dolomit, Tonschiefer; Purbeck
	-2.490 Serpentinit	-	-5.059,4 Kalk; Oberjura
	-2.631 Mergelkalk; Oberjura	-	-5.098 Dolomit und Riffkalk; Oberjura
	-2.704 Gresten-Formation	-	-5.113 Dolomit; Oberjura
-3.147	Helvetikum, Buntmergelserie	-	-5.173 Grobsandstein; Mitteljura
-3.445	Helvetikum – Molasse verschuppt	-5.209,4	Moldanubikum der Böhmischen Masse
-4.888	Molasse		-5.187 Kristallin Verwitterungszone
	-4.126 Puchkirchen-Gruppe	1	-5.209,4 Granit-Granodiorit (ET)
	-4.776 Rupel Tonmergel	1	

Tab. 88.

Bohrprofil von Grünau 1 (nach HAMILTON, 1989: Abb. 20, 21). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 159).



Abb. 86.

N-S Tiefenprofil: Steinfelden 1-Grünau 1-Totes Gebirge-Ennstal (nach Wessely & ZIMMER, 1993: Abb. 8, Profil 4).

mit Kohlenwasserstoffspuren. Unter Berücksichtigung der mittleren Jahrestemperatur von 6,9 °C lässt sich aus den BHTs und Testtemperaturen bis zum Kristallin (ET 5.209 m) ein geothermischer Gradient von ca. 2,2 °C/100 m ableiten. Der Gradient im phreatisch beeinflussten Kalkalpin ist relativ gering, er beträgt ca. 1,6 °C/100 m.

7.1.7 Vordersee 1 (S)

Die Bohrung Vordersee 1 wurde 1983 als Explorationsbohrung zur Untersuchung der kalkalpinen Abfolge ca. 15 km südöstlich von Salzburg angesetzt. Nach Durchörterung der Triasschichtfolge des Tirolisch-Norischen Deckensystems der Osterhorn-Gruppe wurde an der Deckenbasis bei 2.890 bis 3.704 m bohrtechnisch anspruchsvolles Haselgebirge und Salinar angetroffen (SCHAUBERGER, 1986). Darunter folgt das Hangende des Bajuvarischen Deckensystems mit Sedimenten der Gosau-Gruppe, der Unterkreide und der Allgäu-Formation. Die Bohrung wurde bei einer Endteufe von 4.264 m eingestellt (Tab. 89, Abb. 87).

Die beim Bohren im unteren Hauptdolomit aufgetretenen Spülungsverluste weisen auf Kluftaquifereigenschaften der Formation hin. Zur Überprüfung der Speichereigenschaften der Triaskarbonate wurde im Wettersteindolomit ein Test bei ca. 1.800 m durchgeführt, der einen Zufluss von 34 m³ Formationswasser bei 32 °C zeigte. Der Chloridgehalt des geförderten Wassers von ca. 17.000 mg/l weist auf eine relative Abdichtung durch die überlagernden Schichten des Karniums hin. Der aus den BHTs und der mittleren Jahrestemperatur von 6,5 °C für das Kalkalpin (63 °C bei 4.058 m) abgeleitete geothermische Gradient beträgt ca. 1,4 °C/100 m.

7.1.8 Vorderriß 1 (D)

Die im Nordkarwendel, ca. 31 km nördlich von Innsbruck und ca. 25 km südlich von Bad Tölz im südbayerischen Rißtal gelegene, 1977/1978 abgeteufte Bohrung Vorderriß 1 ist eine Schlüsselbohrung aus der Pionierzeit der Kalkalpenexploration. Die Bohrergebnisse (BACHMANN & SCHMIDT-KAHLER, 1981), insbesondere zu den geothermalen Untergrundverhältnissen, können auf einen weiten Bereich der westlichen Nördlichen Kalkalpen extrapoliert werden. Die Bohrung Vorderriß 1 wurde auf der Struktur des Wamberger Sattels, einer W-E streichenden Aufwölbung der Lechtal-Decke angesetzt. Die 362 m mächtige Quartärfüllung am Zusammenfluss von Rißbach und Isar zeigt eine beträchtliche eiszeitliche Übertiefung des Isartales. Darunter durchörterte die Bohrung bis 6.401 m den kalkalpinen Deckenbau mit zwei Abschnitten von Lechtal-Decke (Lechtal-Decke II bis 2.880 m und Lechtal-Decke I bis 4.186 m), darunter Allgäu-Decke bis 6.299 m sowie die sogenannte Randschuppe bis 6.401 m (Tab. 90). Die Bohrung wurde bei einer Endteufe von 6.468 m nach erfolgreicher Aufschließung des kalkalpinen Deckenstapels in Gesteinen des Helvetikums eingestellt (BACHMANN & MÜL-LER, 1981) (Abb. 88).

Die beim Bohren aufgetretenen Spülungsverluste, z.B. im Hauptdolomit der Lechtal-Decke I, weisen auf eine

Teufe (m)	Vordersee 1	Teufe (m)	Vordersee 1
-32	Quartär		-3.608 Haselgebirge
-3.704	Tirolisch-Norisches Deckensystem		-3.704 Haselgebirge (Salinar); Überschiebung
	-1.228 Hauptdolomit	-4.262	Bajuvarisches Deckensystem
	-1.686 Opponitz-Formation		-4.030 Paläogen, Gosau
	-1.726 Lunz-Formation		-4.180 Unterkreide
	-2.630 Wettersteinkalk		-4.264 Allgäu-Formation (ET)
	-2.890 Partnach-Formation		

Tab. 89.

Bohrprofil von Vordersee 1 (nach unpublizierten Bohrungsdaten der OMV). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 159).



N-S Tiefenprofil: Oberhofen-Vordersee (nach Wessely & ZIMMER, 1993: Abb. 8, Profil 5).

Teufe (m)	Vorderriß 1	Teufe (m)	Vorderriß 1
-362	Quartär		-4.550 Kössen-Formation
-2.880	Lechtal-Decke II		-5.785 Hauptdolomit
	-1.647 Hauptdolomit		-6.220 Raibler Schichten, chemische Serie
-2.880	-2.880 Raibler Schichten, chemische Serie; Überschiebung	-6.299	-6.299 Raibler Schichten, klastische Serie; Überschiebung
-4.186	Lechtal-Decke I	-6.401	Randschuppe
	-3.167 Raibler Schichten, chemische Serie		-6.304 Losenstein-Formation (Randcenoman)
	-3.635 Raibler Schichten, klastische Serie		-6.335 Aptychen-Schichten
	-3.951 Partnach-Formation		-6.373 oberer Mitteljura; Überschiebung
-4.186	-4.186 Alpiner Muschelkalk; Überschiebung	-6.401	-6.401 Losenstein-Formation und Aptychen-Schichten; Überschiebung
-6.299	Allgäu-Decke	-6.468	Helvetikum
	-4.477 Allgäu-Formation		-6.468 Wang-Formation (Campanium) Amden-Formation (Coniacium/ Santonium)
	-4.507 Adnet-Formation, "Rätolias"-Riffkalk		Seewen-Formation (Turonium) (ET)

Tab. 90.

Bohrprofil von Vorderriß 1 (nach BACHMANN & Müller, 1981: 17). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 159).



Abb. 88.

N-S Tiefenprofil: Staffelsee–Benediktenwand–Vorderriß 1 (nach Wessely & ZIMMER, 1993: Abb. 8, Profil 6).

Bohrteufe (m)	Saigerteufe (m)	Maximaltemperatur (°C)	Gradient (°C/100 m)	Gradient (°C/100 m) (T _{or})
1.044	1.043	40	3,8	3,2
2.603	2.601	60	2,3	2,0
3.736,5	3.726	65	1,7	1,6
4.014	3.995	78	2,0	1,8
4.613	4.569	92	2,0	1,9
5.057	4.996	106	2,1	2,0
5.390	5.327	113	2,1	2,0
5.995	5.931	129	2,2	2,1
6.364	6.299	139	2,2	2,1
6.425	6.359	140	2,2	2,1

Tab. 91.

Maximaltemperaturen und daraus ermittelte Temperaturgradienten der Bohrung Vorderriß 1 (nach Bachmann & Müller, 1981), Ergänzung des geothermalen Gradienten mit Berücksichtigung der mittleren Jahrestemperatur (T_{op}) von 6,9 °C am Standort Vorderriß 1.

Wasserwegigkeit durch Kluftporosiät hin. Im Zusammenhang mit Sulfatgesteinen (Anhydrit) in den Raibler Schichten wurde ein Auftreten von Schwefelwasserstoff festgestellt. Bei Tests im untersten Bohrlochabschnitt (5.400 bis 6.442 m) wurden keine nennenswerten Zuflüsse festgestellt. Der aus den BHT-Maximaltemperaturen unter Berücksichtigung der mittleren Jahrestemperatur von 6,9 °C am Standort abgeleitete Gradient beträgt 2,1 °C/100 m (Tab. 91). Nach 24-stündiger Standzeit der Bohrung wurde bei 6.425 m (Helvetikum) eine maximale Bohrlochsohltemperatur von 140 °C gemessen (BURGER & RISCHMÜLLER, 1981).

7.1.9 Hindelang 1 (D)

Die Explorationsbohrung Hindelang 1 wurde 1984 bis 1986 ca. 2 km SE des Ortszentrums von Bad Hindelang (Landkreis Oberallgäu, Bayern) und ca. 3,5 km westlich der Staatsgrenze zu Österreich abgeteuft. Die Bohrlokation liegt nur ca. 1 km östlich der Überschiebungsstirn der Kalkalpen (Allgäu-Decke) im Tal der Osterach. Ziel des Tiefenaufschlusses sollte die Untersuchung des autochthonen Untergrundes unter den alpinen Decken sowie des Internbaues der allochthonen Einheiten sein. Nach geringmächtigem Quartär (-10,5 m) und Hauptdolomit der Allgäu-Decke (-379 m) sowie Arosa-Zone (bis -396 m) wurden bis -1.202 m Gesteine der Rhenodanubischen Flyschzone angetroffen. Darunter folgte eine über 3.300 m mächtige Abfolge von Gesteinen des Helvetikums (Tab. 92, Abb. 89). Nach Korrelation der Schichtfolgen und Analogien zu Obertageaufschlüssen werden drei helvetische Einheiten, die Allgäuer Säntis-Decke (bis 2.712 m), die Hindelang-Decke (bis 4.068 m) und (?)Hohenems-Decke (bis 4.540 m) unterschieden, die in elf tektonischen Schuppen vorliegen (Tab. 92;

Teufe (m)	Hindelang 1	Teufe (m)	Hindelang 1	
-10,5	Quartär	-2.571	5. Schuppe	
-379	Kalkalpin, Allgäu-Decke		-2.372 Seewen-Formation	
	-379 Hauptdolomit		-2.400 Selun-Member	
-396	Arosa-Zone	1	-2.403 Brisisandstein	
	-396 Metamorphite, Sandsteine,		-2.571 Schrattenkalk	
	Ton- und Mergelsteine, Vulkanite	-2.613	6. Schuppe	
-1.202	Rhenodanubischer Flysch	7	-2.613 Seewen-Formation	
	-463 Quarzit Serie	-2.712	7. Schuppe	
	-478 Tristel-Formation; Überschiebung		-2.688 Amden-Formation	
	-560 Quarzit Serie		-2.712 Seewen-Formation	
	-616 Untere Bunte Mergel	-4.068	Helvetikum, Hindelang-Decke	
	-865 Zementmergel-Serie, Überschiebung	-4.068	8. Schuppe	
	-900 Tristel-Formation und Quarzit-Serie		-2.832 Kieselkalk	
	-907 Reiselsberg-Formation]	-3.192 Betlis-Formation (Betliskalk)	
	-920 Untere Bunte Mergel?]	-3.314 Örfla-Formation	
	-1.167 Quarzit-Serie intern verschuppt; Überschiebung		-3.373 Palfris-Formation; Überschiebung	
	-1.173 Seewen-Formation, Garschella-For- mation (Helvetikum-Schürfling); Überschiebung		-3.926 Quinten-Formation mit Schilt-Formation	
	-1.202 Quarzit-Serie]	-3.952 Reischiben-Formation	
-4.540	Helvetikum		-4.068 Bommerstein-Formation	
-2.712	Helvetikum, Allgäuer Säntis-Decke	-4.540	Helvetikum, vermutlich Hohenems-Decke	
-1.709	1. Schuppe	-4.475	9. Schuppe	
	-1.258 Seewen-Formation (Seewer Kalk)]	-4.436 Schrattenkalk	
	-1.281 Selun-Member		-4.475 Drusberg-Formation	
	-1.316 Brisisandstein	-4.540	10. Schuppe	
	-1.635 Schrattenkalk]	-4.511 Schrattenkalk	
	-1.709 Drusberg-Formation		-4.529 Drusberg-Formation	
-1.840	2. Schuppe		-4.540 Kieselkalk	
	-1.840 Schrattenkalk	> -4.540	11. Schuppe	
-1.936	3. Schuppe	wenige m	Lochseitenkalk und Subhelvetikum	
	-1.855 Seewen-Formation	-5.470	Nordhelvetische Flysch-Gruppe (Obereozän)	
	-1.892 Selun-Member]	Tonstein, Tonmergel- und Mergelstein,	
	-1.925 Brisisandstein	1	gesteine	
	-1.936 Schrattenkalk			
-2.348	4. Schuppe	-5.653,6	Molasse (Oligozän)	
	-2.172 Seewen-Formation]	Mergel-, Tonmergelstein, Sandstein,	
	-2.215 Selun-Member			
	-2.244 Brisisandstein]		
	-2.348 Schrattenkalk			

Tab. 92.

Bohrprofil von Hindelang 1 (nach HUBER & SCHWERD, 1995: 27-28; kombiniertes Profil aus dem 1. und 3. Bohrloch). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 160).



N–S Tiefenprofil: Grünten–Hindelang 1–Tannheim (nach Wessely & ZIMMER, 1993: Abb. 8, Profil 7).

HUBER & SCHWERD, 1995: 27–28). Nach wenigen Metern stark tektonisch beanspruchter Karbonate (Äquivalente des Lochseitenkalks) folgen bis 5.470 m Nordhelvetischer Flysch und darunter, bis zur Endteufe, Gesteine der allochthonen Molasse (MÜLLER, 1995; HUBER & SCHWERD, 1995). In den basalen Abschnitten traten in den stark tektonisierten Formationen hohe Porendrucke und Gaszutritte auf, die zu bohrtechnischen Komplikationen führten. Die Bohrung musste schließlich bei einer Endteufe von 5.653,6 m eingestellt werden, ohne das Autochthone Mesozoikum erreicht zu haben.

Beim Bohren traten bereits im Hauptdolomit und insbesondere im Helvetikum Spülungsverluste auf, die auf Durchlässigkeiten überwiegend durch Kluftporosität hinweisen. Knapp 70 % der helvetischen Schichtfolge besteht aus Kalken (Seewerkalk, Schrattenkalk, Quintner Kalk, zusammen 67 %) und untergeordnet Sandstein (Brisisandstein 3 %), die in der tektonisierten Abfolge potenzielle Kluftaguifere darstellen. Im ersten Bohrloch bis 4.805,6 m waren insgesamt ca. 1.190 m³ Spülungsverluste zu verzeichnen. Bis zur Einstellung der Bohrung betrug der Spülungsverlust ca. 2.400 m³ (HUBER et al., 1995). Im unteren Bohrlochabschnitt, ab dem Nordhelvetischen Flysch wurde ein Übergang zu einer Hochdruckzone (ca. 4.924 bis 5.653,6 m ET) festgestellt, die ein Spülungsgewicht bis maximal 2,48 kg/l erforderte (Müller & Nieberding, 1995; Huber et al., 1995: 274). In diesem Abschnitt wurden Gaszutritte festgestellt, die den Bohrverlauf stark behinderten.

Aus den gemessenen und korrigierten Bohrlochtemperaturdaten ergibt sich ein geothermischer Gradient von $2,4^{\circ}/100$ m. Im Bereich des Nordhelvetischen Flysches und der Molasse deutet sich ein relativer Anstieg des Gradienten an (HILTMANN et al., 1995).

Auf Grund der Position der Bohrung Hindelang 1 nahe der Überschiebung der Kalkalpen können die hier aufgezeigten geologisch-hydrogeologischen und strukturellen Verhältnisse auf einen weiten Bereich des alpinen Überschiebungsraumes in Westösterreich übertragen werden.

7.1.10 Vorarlberg-Au 1 (V)

Die Bohrung Vorarlberg-Au 1 wurde zur Erschließung des helvetischen Deckenbaues und dessen Unterlagerung am Einschnitt der Bregenzer Ache durch den markanten, gewölbeartigen Juraaufbruch der Kanisfluh (Bregenzer Wald) angesetzt und abgelenkt gegen SE gebohrt. Der 1985/1986 durchgeführte Tiefenaufschluss zeigte nach 117 m Quartär eine duplexartig verschuppte Abfolge von helvetischem Mittel- und Oberjura, die der Vorarlberger Säntis-Decke (bis 4.250 m) und bis zur Endteufe von 4.302 m der Hohenems-Decke zugerechnet wird (Colins et al., 1990) (Tab. 93, Abb. 90).

Die in Quintner Kalk und Bommerstein-Serie der Säntis-Decke festgestellten Gasanzeichen und Zuflüsse von Formationswasser (ca. 24.000 mg/Cl) bei Tests in diesen Formationen weisen auf eher geringe Durchlässigkeiten durch Kluftporositäten in tektonisierten Bereichen hin. Aus den Maximaltemperaturen der Tests ergibt sich ein geothermischer Gradient von 3 °C/100 m. In einer Tiefe von -3.333 m Seehöhe wurden 131 °C gemessen.

Teufe (m)	Vorarlbe	erg-Au 1	Teufe (m)	Vorarlbe	erg-Au 1
-117	Quartär			-2.918	Zementsteinschichten
-4.259	Helvetikı	um, Säntis-Decke		-3.672	Quinten-Formation
	-130	Schilt-Formation		-3.772	Schilt-Formation
	-696	Bommerstein-Fm. (Bommerstein-Serie)		-3.898	Reischiben-Formation
	-850 Übersch	Mols-Member; iebung		-4.250 Übersch	Bommerstein-Formation; iebung
	-2.770	tektonische Wiederholungen	-4.302	Helvetik	um, Hohenems-Decke
	Übersch	Bommerstein-Formation, Mols-Member; iebung		-4.302	Quinten-Formation (Quintner Kalk) (ET)

Tab. 93.

Bohrprofil von Vorarlberg-Au 1 (nach Colins et al., 1990: 94-95). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 160).



7.1.11 Sulzberg 1 (V)

Mit der 1983/1984 abgeteuften Explorationsbohrung Sulzberg 1 im nördlichsten Bregenzer Wald gelang ein Tiefenaufschluss der Allochthonen und Autochthonen Molasse sowie des Autochthonen Mesozoikums bis in das kristalline Basement. Die Bohrung durchörterte den Südschenkel einer Triangle-Zone mit mehreren Molasse-Schuppen (bis 4.280 m) und unterlagernder Autochthoner Molasse. Der Top des Autochthonen Mesozoikums wurde bei 4.777,5 m angetroffen. Die ca. 840 m mächtige Abfolge von Oberjura bis Muschelkalk überlagert Gneise des Kristallins, das bei 5.617 m erreicht wurde (Abb. 91, Tab. 94). Die Bohrung wurde bei einer Endteufe von 5.654 m eingestellt (Müller, 1985). Bei den Teufenangaben ist zu berücksichtigen, dass auf Grund der Abweichung der Bohrung von 890 m im Azimut 285° der Teufenverlust von 106,7 m beträchtlich ist.

In Abschnitten der Molasse und dem Autochthonen Mesozoikum zeigten Zuflüsse Indikationen für Kluftwegigkeiten. Nach den Temperaturdaten (Abb. 92) ergibt sich ein geothermischer Gradient von 3,2 K/100 m.

Teufe (m)	Sulzberg 1	Teufe (m)	Sulzberg 1	
-12	Quartär	-4.777,5	Autochthones tieferes "Tertiär"	
-4.280	Allochthone Molasse	-5.617	Autochthones Mesozoikum	
	- ca. 2.520 Untere Süßwassermolasse der Salmas-Schuppe; Überschiebung	-	-5.401 Oberjura ("Malm")	
			-5.519 Mitteljura ("Dogger")	
	- ca. 3.350 Untere Süßwassermolasse der Hauchenberg-Schuppe; Überschiebung		-5.577 Unterjura ("Lias") und Rhätium	
			-5.584,4 Keuper	
	-4.060 Untere Süßwassermolasse der parautochthonen Molasse; Überschiebung		-5.617 Muschelkalk Schichtlücke	
			-5.654 Gneis, Kristallin (ET)	

Tab. 94.

Bohrprofil von Sulzberg 1 (nach Müller, 1985: 18). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 160).



Abb. 91.

Schnitt durch die Triangle-Struktur im Bereich der Bohrung Sulzberg 1, strukturelle Interpretation der Seismiklinien V.A.8135 und W.M.7909 nach den Bohrergebnissen (Vollmaver & Jäger, 1995: Abb. 2, B).

OMM: Obere Meeresmolasse, UMM: Untere Meeresmolasse, USM: Untere Süßwassermolasse, aqu: Aquitanium, steigb.: Steigbachschichten, weiß: Weißachschichten, bau: Bausteinschichten, tm: Tonmergelschichten, Malm: Oberjura, Dg.: Dogger (Mitteljura), Li: Lias (Unterjura), R: Rhätium, Grundgeb.: Grundgebirge.



Profillänge [m]

Abb. 92.

Schematischer Schnitt, Verteilung der Untergrundtemperaturen nach GeotIS, www.geotis.de (Agemar et al., 2014): W–E Schnitt entlang der Bohrungen Friedrichshafen 1 (F), Tettnang 1 (T), Opfenbach 1 (0), Sulzberg 1 (0), Kierwand 1 (K), Maderhalm 1 (M) und Hindelang 1 (H).

Teufe (m)	Dornbirn 1	Teufe (m)	Dornbirn 1
-336,5	Quartär -53: Alluvium -258/307: Postglazial -336,5: Spätglazial	-2.920,6	Untere Bunte Molasse (Molasse rouge) -1.350: Braune Serie -1.640: Braunrote Serie -2.920,6: Rote Serie (ET)

Tab. 95.

Bohrprofil von Dornbirn 1 (nach HuF, 1963: 9). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 160).

7.1.12 Dornbirn 1 (V)

Die 1959/1960 im Vorarlberger Rheintal abgeteufte Bohrung Dornbirn 1 war der erste Tiefenaufschluss der Kohlenwasserstoffexploration im Westen des ostalpinen Überschiebungsraumes. Sie wurde zur Untersuchung der guartären Füllung des Rheintales und der darunter folgenden Faltenmolasse, ca. 2 km NW der Helvetikum-Überschiebung auf die Allochthone Molasse abgeteuft. Unter alluvialen Schichten (Lehm, Torf, Kies, sandiger Lehm bis 53 m) folgt eine ca. 283,5 m mächtige Abfolge von Seetonen. Die präquartäre Talsohle wurde bei 336,5 m angetroffen. Darunter wurden bis zur Endteufe von 2.920,6 m teilweise steil gelagerte und tektonisierte Schichten der Unteren Bunten Molasse erbohrt (Hur, 1963) (Tab. 95). Zuflüsse von gespanntem Wasser mit Lösungsgas in einer Kalksandsteinabfolge im Bereich von 2.482 m sowie Zuflüsse und Spülungsverluste im tieferen Bohrlochabschnitt weisen auf Wasserwegigkeiten durch Kluftporositäten hin. Der geothermische Gradient beträgt nach BHT-Daten ca. 3 K/100 m.

7.2 Einzelne Thermalwasservorkommen in den Nördlichen Kalkalpen

(D. ELSTER)

7.2.1 Aflenz (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die im Jahr 1996/1997 abgeteufte Tiefbohrung Groisenbach 1 (Abb. 93) konnte aus technischen Gründen nicht weiter genutzt werden. Anschließend wurde im Sommer 1999 die zweite Tiefbohrung Aflenz Thermal 1 (Dörflach) niedergebracht (Abb. 93). Aufgrund der geringen Zuflüsse in den tieferen Horizonten wurde die Bohrung als nicht direkt nutzbar eingestuft.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrungen Aflenz Groisenbach 1 und Thermal 1 (Dörflach) wurden im Aflenz-Becken niedergebracht. In diesem Bereich weist der Festgesteinsuntergrund unter der neogenen Beckenfüllung folgenden tektonischen Bau auf (Abb. 94): Unter den mesozoischen Sedimentgesteinen der Nördlichen Kalkalpen folgen siliziklastische Metasedimente und Metavulkanite der Grauwackenzone. GRATZER et al. (2001) untergliedern die Grauwackenzone in die Obere Grauwackendecke (mit Porphyroiden und Quarzphylliten) und Untere Grauwackendecke (Veitsch-Decke mit kohligen Karbon-Schiefern, grauen Quarzwacken und Metavulkaniten). Die im Liegenden auftretende Abfolge von Mitteltrias (Thörler Kalke und Dolomite), Semmeringquarzit und Alpinem Verrucano ist bereits der permomesozoischen Sedimentbedeckung des ostalpinen Kristallins des Troiseck-Zuges zuzuordnen. Allerdings ist darauf hinzuweisen, dass im Bereich der Bohrung diese Metasedimente aufgrund einer steil nach Norden gerichteten Aufschiebung lokal auf dem Gesteinsbestand der Grauwackenzone zu liegen kommen (Tab. 96). Das mit neogenen Sedimenten gefüllte, asymmetrische Aflenz-Becken ist mit dem sinistralen Mur-Mürz-Störungssystem (Miozän) zu assoziieren und weist eine tiefere Einsenkung im Süden auf. Die Nordseite ist hingegen flacher ausgebildet.

Abb. 93. Lage der Erschließungen östlich von Aflenz Kurort.





Der Zielhorizont bei der bis auf 1.111,0 m niedergebrachten Tiefbohrung Groisenbach 1 waren vor allem in eine breite Zerrüttungszone eingeschuppte Thörler Kalke und Dolomite (GRATZER et al., 2001). Diese wurden nur fragmentär, jedoch Wasser führend, angetroffen. Die Strecke von 830,0 bis 843,0 m erwies sich störungsbedingt ebenfalls durchlässig. Aufgrund technischer Probleme konnte aus der Bohrung schlussendlich nicht gefördert werden.

Bei der zweiten Tiefbohrung, Aflenz Thermal 1 (Dörflach), wurden für die Thermalwasserförderung drei mögliche Zielhorizonte in Betracht gezogen: 1) eingeschuppter Thörler Kalk und Dolomit sowie Quarzit des Überschiebungskeiles, 2) Die Störungszone bedingt durch den Überschiebungskeil und 3) weitere potenzielle Speichergesteine des Kristallins und der Grauwackenzone (SCHMID, 1999).

Die Bohrung bestätigte den angenommenen tektonischen Bau. Bei 525.0 m wurde die Unterkante des Aflenz-Beckens angetroffen. Bis 1.000,0 m folgte die Untere Grauwackenzone (hier Teil des Überschiebungskeiles). Nachdem bis 1.356.0 m Perm bzw. Alpiner Verrucano und Serizitschiefer erbohrt wurden, traf man bis 1.760,0 m abermals die Untere Grauwackenzone an. Zuletzt verblieb die Tiefbohrung bei 1.891,0 m im Alpinen Verrucano und in Serizitschiefern (Tab. 96). Eingeschuppter Thörler Kalk und Dolomit sowie oberostalpines Kristallin unterhalb der Grauwackenzone konnten nicht erschlossen werden, allerdings erwies sich die Störungszone der Aufschiebung als Thermalwasser führend (GRATZER et al., 2001). Zusätzlich zu diesem Zielhorizont zeigte sich die neogene Beckenfüllung von 410.0 bis 502.0 m als Thermalwasser führend. Die Auslauftemperatur betrug, bei einer geschätz-

Teufen TVD (m)	Groisenbach 1	Teufen TVD (m)	Thermal 1 (Dörflach)
-485,0	Neogen des Aflenz-Beckens	-525,0	Neogen des Aflenz-Beckens
-520,0	Mitteltrias, ("Mittelostalpin") Thörler Kalk und Dolomit	-1.000,0	? Karbon (Grauwackenzone) Veitsch-Decke
-1.111,0 (ET)	Perm, ("Mittelostalpin") Alpiner Verrucano, Serizitschiefer, z.T. quarzitisch; im höheren Anteil helle, gegen unten zu dunklere Typen, stellenweise rostbraune Vererzungen.	-1.356,0	Perm ("Mittelostalpin") Alpiner Verrucano, Serizitschiefer, z.T. quarzitisch
		-1.760,0	Perm bis Karbon (Grauwackenzone) -1.356,0 bis -1.645: Veitsch-Decke mit Metavulkanit und Schieferein- schaltungen zwischen -1.356 bis -1.416 m -1.760,0: Tonschiefer
		-1.891,0 (ET)	Perm ("Mittelostalpin") Alpiner Verrucano, Serizitschiefer, z.T. quarzitisch

Tab. 96.

Bohrprofile von Aflenz Groisenbach 1 und Thermal 1 (nach GRATZER et al., 2001: Tab. 3, 4).

ten Schüttung von ca. 5 l/s, 25 bis 27 °C. Bei dem Teufenabschnitt 1.270,0 bis 1.401,0 m wurde ein Zufluss von 1,2 l/s mit einer Temperatur zwischen 38 und 42 °C registriert und von 1.426,0 bis 1.891,0 m fand ein Zufluss von ca. 0,3 l/s mit 45 °C statt. SCHÖN & SEI-ER (2000) weisen darauf hin, dass das Temperaturlog (gemessen am 12.10.1999) im Mittel einen Gradienten von 1,72 °C/100 m aufweist. Somit liegt die vorhandene geothermische Tiefenstufe unter dem Durchschnitt.

Hydrochemie

Die Thermalwasserzuflüsse von Thermal 1 (Dörflach) sind hydrochemisch zu differenzieren (GRATZER et al., 2001). Im Bereich der neogenen Beckenfüllung des Aflenz-Beckens liegt ein Magnesium-Calcium-Eisen-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ vor. In den tieferen Zuflussbereichen der Grauwackenzone und des Perm treten hochmineralisierte Wässer mit hohen Natrium- und Chloridgehalten vor. Weiters sind ein sehr hoher Eisen und Strontiumgehalt charakteristisch. Bei Groisenbach 1 wurde ein Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Wasser mit einer Gesamtmineralisation von 971,7 mg/l gefördert. Auffallend sind die Gehalte an Strontium (0,16 mg/l), Fluorid (3,4 mg/l) und Kieselsäure (59 mg/l).

7.2.2 Wildalpen (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Casariquellen (Abb. 95) werden ausschließlich für die Wasserversorgung eines nahegelegenen Gehöfts verwendet.

Hydrogeologie

Am Beginn eines Seitengrabens des Holzäpfeltales, rund 4 km nordöstlich von Wildalpen, befinden sich die Casariquellen. Es handelt es sich um einen der wenigen höher temperierten Quellgruppen in den Nördlichen Kalkalpen. Im Gegensatz zu dem in ca. 20 km Entfernung gelegenen Vorkommen von Gams bei Hieflau wird

nur eine untergeordnete mikrobakterielle Sulfatreduktion angenommen. Nach Pavuza & ZHANG (1997) entspringen die Quellen dem mittelsteil gegen SE einfallenden Hauptdolomit der Göller-Decke. Nur 3 km südlich geht das sinistrale Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystem (SEMP) vorbei. Beim Holzäpfeltal sowie dessen Seitentälern handelt es sich um dazugehörige sekundäre Störungen. Die Casariguellen befinden sich im Bereich der Rotmoos-Bärenbach-Säusenstein-Störung, einer dieser Störungen. Nach ZHANG (1995) umfasst die Quellgruppe sieben, zumeist weniger als 100 m auseinander liegende Quellaustritte. Die Casariquelle 1 weist eine konstante Auslauftemperatur von ca. 17,5 °C und eine ganziährig kaum varijerende Schüttung von rund 1 l/s auf. Die Auslauftemperaturen der weiteren Quellen liegen bei weniger als 16 °C. Es handelt sich um ein Mischwasser, bestehend aus kalten Dolomitund temperierten Gipswässern. Das Mischungsverhältnis des Thermalwassers zu den Karstwässern beträgt ca. 1:9, somit ist ein effektiver Thermalwasseranteil von weit weniger als 1 l/s anzunehmen (Pavuza & ZHANG, 1997). Nach Meinung der Autoren wird die Herkunft des Sulfates mit dem Haselgebirge in Verbindung gebracht. Hierbei ist anzumerken, dass es im Bereich von Störungen zu einer tektonischen Aufpressung der Werfener Schichten und dem Haselgebirge kommen kann (z.B. im Salzatal). Weiters lassen kombinierte Mischungsrechnungen und Quarz-Geothermometerberechnungen auf einen Reservoirtemperaturbereich von 70 bis 105 °C schließen. Bei einem angenommenen mittleren geothermalen Gradienten von 3°/100 m würde dies einem Aufstieg aus 2.000,0 bis 3.000,0 m Tiefe entsprechen. Nach ZHANG (1995) ist es unklar, ob die Erwärmung des Grundwassers vor, während oder nach dem Kontakt mit Gips führenden Schichten stattfand.

Hydrochemie

Bei dem rund 17,5 °C warmen Wasser von der Casariquelle 1 handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen



Abb. 95. Lage der Erschließung nordöstlich von Wildalpen.

Mineralisation (Tab. 102). Im Zuge von hydrochemischen Messungen zwischen Juli 1991 und Juli 1993 wurden höhere Calcium- und Sulfatkonzentrationen bei höherer Auslauftemperatur festgestellt (PAVUZA & ZHANG, 1997). Dies trifft ebenfalls für den Silikatgehalt zu. Die Werte von Sauerstoff-18 (-11,56 ‰), Deuterium (80,80 ‰) und Tritium (4,70 TU) variieren nur geringfügig (Tab. 104). Dies deutet auf eine längere Verweilzeit bzw. eine gute Durchmischung im Aquifer der Dolomitwässer hin. Zudem ist aufgrund der Kohlenstoff-14-Analyse trotz bestehender Unsicherheiten von einer Verweilzeit von einigen tausend Jahren auszugehen. Aufgrund des Schwefel-34-Gehaltes von 22,3 ‰ ist ein Kontakt zur Reichenhaller Rauhwacke nicht auszuschließen (Tab. 104).

7.2.3 Gams bei Hieflau (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

In einer Entfernung von ca. 500 m Richtung SE vom Parkbad Gams bei Hieflau befindet sich die Schwefelquelle (Abb. 96). Das temperierte Quellwasser wird gegenwärtig für eine Wärmepumpenanlage verwendet, um das Badewasser auf eine Temperatur von ca. 24 °C zu erwärmen. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist auf 10 I/s festgelegt.

Auf die Schwefelquelle und deren mögliche Nutzung wurde man bereits Mitte des 19. Jahrhunderts aufmerksam (ZETINIGG, 1993). Nach dem Zweiten Weltkrieg fanden erfolglose Bohrversuche und ein Sprengversuch statt, um höher temperiertes Quellwasser zu erschließen. Im Jahr 1974 intensivierte die Gemeinde Nachforschungen zur potenziellen Nutzung des Quellwassers. Im Zuge dessen fanden zahlreiche geologische und hydrogeologische Untersuchungen statt. Der heutige Wissensstand beruht vor allem auf den Forschungsergebnissen aus den Jahren 1974 bis 1979 und 1985 bis 1987. In einem weiteren hydrogeologischen Gutachten von KRIEGL & GOLDBRUNNER aus dem Jahr 1995 wird von einer weiteren Explorationstätigkeit abgeraten, da eine technische Erschließung eines konstant temperierten Wassers nicht möglich erscheint.

Hydrogeologie

Die schwefelhaltige und subthermale Quelle entspringt am südwestlichen Ausgang der Nothklamm im Bachbett des Gamsbaches aus verkarsteten Karbonatgesteinen, die von ca. 6 m mächtigem Wildbachblockschutt überlagert werden (EBNER et al., 1989), Nach Detailkartierungen von EBNER (1977) befindet sich die Quelle in einer Aufbruchzone triassischer bis jurassischer Karbonatgesteine, die entlang einer steilgestellten NW-SE Störung im Westen und einer N-S Störung im Osten von der Gosau-Gruppe begrenzt ist. Bei den mittelsteil nach SW einfallenden Schichten der Aufbruchzone handelt es sich um eine vollständige stratigrafische Abfolge von der Obertrias (Norium und Rhätium) bis zum Oberjura. Im Osten schließen an die N-S Störungen anisische Rauhwacken an, die im sedimentären Kontakt zu den Werfener Schichten stehen (ZETI-NIGG, 1993).

Aus der Tiefe aufsteigende Thermalwässer sind fraglich, da eine tieferreichende lokale Störungszone fehlt, zudem ist die Wasserführung an eine zwischen 15 und 40 m tiefe Verkarstung gebunden (AIGNER et al., 1989). So wurde bei Bohrlochmessungen die höchste Temperatur in einer Tiefe von nur 20 m gemessen, darunter fand eine Temperaturabnahme statt.

PUCHELT & BLUM (1989) nehmen einen genetischen Zusammenhang mit der im Miozän entstandenen hypogenen Kraushöhle an. Die Schwefelquelle entsprang ursprünglich in der Höhle, die sich in einem Niveau von rund 100 m über der heutigen Quelle befindet. Demnach wäre die Temperierung des Quellwassers auf eine Wärme produzierende, mikrobielle Reduktion zurückzuführen. Auch KRIEGL & GOLDBRUNNER (1995) nehmen an, dass die Temperatur über die schwefelreduzierende Tätigkeit der Bakterien gesteuert wird. Das für die mikro-



Abb. 96. Lage der Erschließung östlich von Gams bei Hieflau.

bakterielle Reduktion notwendige primäre Sulfat dürfte von den Werfener Schichten bzw. eventuell anisischen Rauhwacken stammen.

Abflussmessungen belegten Quellschüttungen von ca. 9 bis 42 l/s und Temperaturschwankungen von 8 bis 19 °C, wobei die Austrittstemperatur bei geringen Schüttungen höher ist (ZETINIGG, 1993). AIGNER et al. (1989) berechneten eine theoretische Wassertemperatur von 21,4 °C bei annähernd keiner Schüttung. Für eine Nutzung ist die jahreszeitlich bedingte Durchmischung des Thermalwassers mit kalten Oberflächenwässern problematisch.

Um ein möglichst unbeeinflusstes Thermalwasser fördern zu können, wurde die Fassung im Laufe der Zeit mehrmals verändert bzw. wurde versucht, das Quellwasser vom Bachwasser zu trennen (ZETINIGG, 1993). Im Zuge dieser Erschließungsversuche wurden Bohrungen, Sprengungen und Grabungen durchgeführt. Die Quelle ist heute von einer ca. 3 m hohen Mauer umgeben, um den Einfluss des Gamsbaches auf die Schüttung und Temperatur der Quelle zu minimieren. Zudem soll die Mauer Schutz vor Hochwässern und Verschmutzungen bieten. Ein Überlaufrohr des Beckens mündet nach ca. 100 m in den Gamsbach. schen Gesamtmineralisation von weniger als 700 mg/l (Tab. 102). PUCHELT & BLUM (1989) weisen auf einen Gehalt an titrierbarem Schwefel von 2,7 bis 3,2 mg/l hin. Im Zuge einer chemisch-hydrogeologischen Zeitreihenuntersuchung (April 1995 bis Februar 1996) konnte allerdings bei keiner der neun Beprobungskampagnen titrierbarer Schwefel bzw. Sulfid, Sulfit oder Thiosulfat nachgewiesen werden (KRIEGL et al., 1996). KRIEGL et al. (1996) vermuten deshalb, dass das reduzierende Milieu (für die Schwefelreduktion notwendig) durch sauerstoffreiche Oberflächenwässer im Zuge der Durchmischung verändert wird. Der durch die Schwefelbakterien reduzierte sulfidische Schwefel würde demnach wieder zu Sulfat oxidieren und wäre nicht mehr nachweisbar.

ZOJER (1980a) interpretierte Tritiummessungen aus dem Jahr 1977 dahingehend, dass bei höheren Quellwassertemperaturen niedrigere Tritiumgehalte auftreten. So wurde z.B. bei einer am 24.02.1977 gezogenen Probe (Wassertemperatur: 11,5 °C; Tauwetter bzw. Schmelzwasser) ein Tritiumgehalt von 70 \pm 3 TU bestimmt, was die starke Beeinflussung durch junge oberflächennahe Wässer belegt.

7.2.4 Bad Mitterndorf (STMK)

Hydrochemie

Bei dem subthermalen Quellwasser handelt sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat- bis Calcium-Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratiIm Raum Bad Mitterndorf befinden sich das Moorund Thermalheilbad Heilbrunn und die später errichtete Grimmingtherme. Die Thermalwässer aus der Rö-

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte



Abb. 97.

Lage der Erschließungen in bzw. südlich von Bad Mitterndorf.

merquelle, Heilbrunn B1 und Heilbrunn B2 (Abb. 97) werden für das Thermalheilbad genutzt. Der Gesamtkonsens ist auf 8,77 l/s festgelegt, bzw. dürfen der Römerquelle 1,67 l/s und den Brunnen Heilbrunn B1 und B2 3,33 l/s bzw. 3,77 l/s entnommen werden. Für die Römerquelle und die beiden Brunnen besteht ein gemeinsames Quellschutzgebiet.

Das Thermalwasser für die Grimmingtherme wird von der Tiefbohrung Bad Mitterndorf Thermal 1 (Abb. 97) bezogen. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge beträgt 1,8 l/s bzw. 156 m³/Tag.

Die Heilbrunner Thermalquellen dürften schon von den Römern genutzt worden sein (SCHAUBERGER, 1979). Die erste Fassung der Römerquelle, über der später das Kurmittelhaus errichtet wurde, stammte aus dem Jahr 1902. Auch im Österreichischen Bäderbuch von 1914 werden bereits einfache Badeeinrichtungen erwähnt (DIEM, 1914). Ab 1956 folgten Bemühungen zur besseren Erschließung der Quellen, insbesondere um Zuflüssen von kalten Oberflächenwässern vorzubeugen. Von 1962 bis 1973 erfolgte der Ausbau der Kur- und Badeeinrichtungen, wodurch es zu einer deutlichen Erhöhung des Thermalwasserbedarfs kam. In dieser Zeit wurden auch die Tiefbohrungen Heilbrunn B1 (1969) und Heilbrunn B2 (1970) niedergebracht. Zudem besteht für das Thermalwasser der Römerquelle eine Anerkennung als Heilwasser.

Bad Mitterndorf Thermal 1 wurde im Jahr 2000 abgeteuft (SCHMID et al., 2003). Im folgenden Jahr wurde die Bohrung auf 2.413,0 m vertieft und 2004 erfolgte der endgültige Ausbau. Mit dem Bau der Thermenanlage wurde im Jahr 2007 begonnen und die Eröffnung fand 2009 statt.

Hydrogeologie

Die Heilbrunner Thermalquellen befinden sich 2,5 km südlich von Bad Mitterndorf im E–W verlaufenden Krunglbachtal. Dieses wird im Süden durch die nach Norden einfallenden Trias- und Jurakalke (Ausläufer des Grimming) und im Norden durch interglaziale Terrassenschotter und Konglomerate begrenzt (ZörL, 1993c). Gespannte und temperierte Wässer des Dachsteinkalkes und Wettersteinkalkes treten hier im Bereich zweier Störungslinien der E–W streichenden Heilbrunner Linie sowie der N–S streichenden Salza Linie, an die Oberfläche.

Die Römerquelle ist mit einem rund 10 m tiefen Schacht und einer Bohrung bis auf 17 m unter GOK gefasst (SCHAUBERGER, 1978; ZETINIGG, 1993). Das Vorkommen ist gespannt und weist Schüttungsschwankungen von 32 bis 203 l/min auf. Zudem schwankt die Auslauftemperatur zwischen 20 und 25 °C, da eine Beeinflussung durch kalte oberflächennahe Wässer besteht. In einer Entfernung von ca. 150 m zu der Römerquelle befinden sich die Bohrungen Heilbrunn B1 und B2. Deren Abstand beträgt ca. 35 m. Bei beiden Bohrungen wurden zunächst bis 325,0 m (B1) und 295,0 m (B2) Kaltwasser führende Jurakalke und Dachsteinkalke angetroffen (Zötl, 1993c). Bis 361,0 m (B1) bzw.

355,0 m (B2) folgte eine Störungszone mit Haselgebirge. Im Liegenden folgten abermals Dachsteinkalke, die ab 465,0 m (B1) bzw. 460,5 m (B2) Thermalwasser führten. Die 42 m (B1) bzw. 48 m (B2) mächtigen Thermalwasser führenden Abschnitte sind an eine N-S streichende Kluftzone mit steilem östlichem Einfallen (70 bis 80°) gebunden. Von 564,0 bis 575,0 m wurde bei B2 eine Thermalwasser führende Kluft angetroffen. Die Endteufen der Bohrungen betragen 520,6 m (B1) und 674.3 m (B2). Die Filterstrecken beider Bohrungen befinden sich zwischen 450,0 und 510,0 m. Beide Bohrungen liefen nach der Fertigstellung artesisch mit 5 bis 7 l/s (B1) bzw. 5,3 l/s (B2) Schüttung über. Die Auslauftemperaturen betrugen zwischen 27,5 und 28 °C (B1) bzw. zwischen 25 und 26 °C (B2) (SCHAUBER-GER. 1979). Bei einem bei B1 durchgeführten Pumpversuch vom 12.03.1970 bis 18.03.1970 wurde bei einer Fördermenge von 9,4 l/s eine Absenkung von 36,2 m und eine Auslauftemperatur von 28,2 °C festgestellt (HOMANN, 1970). Zudem ist anzumerken, dass bei B1 und B2 eine gegenseitige hydraulische Beeinflussung nachgewiesen werden konnte (SCHAUBERGER, 1979). Ergänzend zu den heute existierenden Vorkommen sind die Wiesnerbadquellen zu erwähnen, die von Schaußer-GER (1979) beschrieben werden. Es handelte sich um mehrere subthermale Quellaustritte, die aufgrund des Salza-Kraftwerkes überflutet wurden und in Vergessenheit gerieten. Bei der Wiesnerbadquelle (Quelle 2) wurden zuvor Temperaturen um 20 °C und Schüttungen von ca. 0,4 l/s gemessen. Der Autor beschreibt zudem die Adolf Schaubergerquellen; bei diesen handelt es sich um vier Quellaustritte im Umfeld der heute genutzten Bohrbrunnen.

Bad Mitterndorf Thermal 1 wurde ca. 2 km nördlich der Heilbrunner Thermalquellen im zentralen Teil des Mitterndorf-Beckens bis auf eine Endteufe von 2.413,0 m unter GOK niedergebracht (Tab. 97, Abb. 98) (SCHMID et al., 2003). Für die Wahl des Bohrlochstandpunktes wurden neben atmochemischen auch reflexionsseismische Untersuchungen durchgeführt. Die Bohrung durchörterte zunächst 101.0 m mächtiges Quartär. Im Liegenden folgte geringmächtiger Jura, bevor der Dachsteinkalk (Norium, Rhätium) bis 1.986,0 m durchörtert wurde. In einer Tiefe von 1.986,0 bis 2.007,0 m trennten schwarze Tonschiefer und Sandsteinlagen, sowie oolithische Dolomite (Karnium), den Dachsteinkalk vom ebenfalls flach gelagerten Wettersteindolomit (Karnium, Ladinium) ab. Die Bohrung verblieb bis zur Endteufe in Wettersteindolomit.

Teufen TVD (m u. GOK)	Bad Mitterndorf Thermal 1
-101,0	Quartär
-108,0	Jura i.a.
-1.986,0	Dachsteinkalk (Norium bis Rhätium)
-2.007,0	"Tonschiefer", Kalke, z.T. Sandstein (Karnium)
-2.413,0 (ET)	Wettersteindolomit (Ladinium bis Karnium)

Tab. 97.

Bohrprofil von Bad Mitterndorf Thermal 1 (nach Schmid et al., 2009).



Abb. 98.

Profilschnitt von Bad Mitterndorf Thermal 1 (verändert nach Schmid et al., 2003).

Das Thermalwasser wird aus der offenen Bohrlochstrecke ab 1.680,8 m unter GOK gefördert. Als Hauptaquifer agiert der Wettersteindolomit, wobei die Bereiche 2.023,0 bis 2.040,0 m sowie 2.097,0 bis 2.110,0 m die stärksten Zuflüsse aufweisen. Zudem kommt es auch in Bereichen (Nettomächtigkeit von 102 m) zwischen 1.720,0 und 2.197,0 m unter GOK zu Zuflüssen. Außerdem stammt der Thermalwasserzufluss nur bedingt aus Kluftzonen, zumeist ist die Matrixporosität des Dolomitkörpers für die Ergiebigkeit verantwortlich (Schmid et al., 2003). Bei einem vom 10.05.2007 bis zum 27.08.2007 durchgeführten Pumpversuch stellte sich ein Beharrungszustand bei einer Fördermenge von 1,8 l/s und bei einer Absenkung von 490 m unter GOK ein (SCHMID et al., 2009). Im Zuge der folgenden Aufspiegelung bis zum 16.11.2007 konnte eine Transmissivität von 2,91 x 10⁻⁴ m²/s ermittelt werden. Der geothermische Gradient ist aufgrund der niedrigen Formationstemperatur von 43,2 °C auffallend niedrig. Hinsichtlich des Einzugsgebietes nehmen SCHMID et al. (2009) an, dass Oberflächenwasser über Ausbisszonen des Wettersteinkalks/-dolomits, insbesondere im Bereich des Grimming, in die Tiefe gelangen.

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern von Heilbrunn handelt es sich um einen akratischen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit Auslauftemperaturen zwischen 24 und 26 °C (Tab. 102). Hohe Strontiumwerte (2,6 bis 2,8 mg/l) weisen auf die große Eindringtiefe der Wässer hin. Die frei aufsteigenden Gase bestehen überwiegend aus Stickstoff (> 90 Vol.%) (Tab. 105). ZöTL (1993c) weist darauf hin, dass die große Menge an Stickstoff (z.B. 36,7 mg/l bei der Römerquelle im Jahr 1958) unter normalem atmosphärischem Druck im Wasser nicht gelöst werden kann, deshalb geht der Autor von einer Gasaufnahme bei höherer Temperatur und Überdruck in größerer Tiefe aus.

Bad Mitterndorf Thermal 1 weist einen ähnlichen Calcium-Magnesium-Sulfat-(Hvdrogencarbonat)-Tvp auf, die Gesamtmineralisation ist allerdings mit fast 1.900 mg/l deutlich höher. Das trifft ebenfalls auf die Auslauftemperatur von ca. 30 °C zu. Besonders auffallend ist der hohe Fluoridgehalt von 2.9 mg/l (Tab. 102). Nach LORENZ & WECHNER (2006) ist die Mineralisation wahrscheinlich vom Anhydrit des Haselgebirges beeinflusst, der geringe Gehalt von Methan (Tab. 105) kann auf einen Kontakt mit Kohlenwasserstoff führenden Gesteinen (z.B. schwarze "Tonschiefer", Kalksteine) zurückgeführt werden. Das Fehlen von Tritium (< 0,6 TU) belegt, dass es keinen Einfluss durch oberflächennahe jüngere Wässer gibt (Tab. 104). Die Analysen von Sauerstoff-18 (-13.99 ‰) und Deuterium (-101.9 ‰) zeigen den meteorischen Charakter des Wassers auf, wobei ein kaltzeitliches Alter oder ein hochgelegenes Einzugsgebiet anzunehmen sind. LORENZ & WECHNER (2006) nehmen unter Berücksichtigung einer Kohlenstoff-14-Analyse (12,30 % modern) eine Neubildung im Holozän an (Tab. 104).

7.2.5 Steeg am Hallstättersee (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Vorkommen "Steeg Warmes Wasser" (Abb. 99) ist im beschränkten Ausmaß noch heute zugänglich. Allerdings besteht keine Nutzung. Die Bohrlochquelle Steeg (Abb. 99) existiert hingegen nicht mehr.

Die ersten Berichte über das "Steeg Warmes Wasser" stammen von Joseph August Schultes (1773–1831), der gegen Ende des 18. Jahrhunderts das Salzkammergut bereiste (SCHAUBERGER, 1979). Das Thermalwasser



Lage der Erschließungen von Steeg am Hallstättersee.

war zu dieser Zeit durch einen mit Holz ausgezimmerten Stollen erschlossen und wurde in einfacher Form für Badezwecke genutzt. Es ist zu erwähnen, dass eine Probe des Rüstholzes des Stollens auf Kohlenstoff-14 analysiert wurde. Hierbei konnte neben einer etwas jüngeren Probe das Holz auf 1450 n. Chr. datiert werden. Der Eingang zu dem Stollen wurde mit dem Ausbau der Straße entlang des Sees zwischen 1810 und 1820 verschüttet. Infolge geriet der ehemalige Badestollen für lange Zeit in Vergessenheit. Erst ab 1956 wurden erneute Versuche zur Erschließung des Vorkommens unternommen. Diese schlugen jedoch allesamt fehl, bzw. konnte kein Thermalwasser mit nutzbarer Temperatur angetroffen werden. Der letzte Vortrieb eines Stollens wurde 1970 eingestellt.

Bei der Bohrlochquelle von Steeg handelte es sich um eine Schurfbohrung auf Salz, welche von der damaligen ÖMV im Jahr 1966 abgeteuft wurde (SCHAUBERGER, 1979). Die Marktgemeinde Bad Goisern beauftragte aufgrund der erhöhten Temperatur weitere Untersuchungen zwecks einer möglichen Nutzung. Eine balneologische Beurteilung fiel jedoch negativ aus und die Kurverwaltung von Bad Goisern verzichtete auf eine weitere Nutzung.

Hydrogeologie

Das Vorkommen "Steeg Warmes Wasser" befindet sich am Westufer des Hallstätter Sees zwischen dem Ortsteil Steeg und der Gosaumühle. Nach SCHAUBERGER (1979) handelt es sich um mehrere Quellaustritte, die an einer rund 500 m langen Uferstrecke des Sees im Winter 4 m lange und 2 m breite eisfreie Stellen bilden. Zudem treten am Hang oberhalb der Straße im Winter schneefrei bleibende Stellen auf. Die Quellen entspringen nach dem Autor in dem als Gosauhals bezeichneten südöstlichen Ausläufer des Ramsaugebirges (Teil der Dachstein-Decke, Juvavisches Deckensystem). Über grob gebankten bis massigen Wettersteindolomit folgen geringmächtige mergelig-sandige Raibler

Schichten und im Hangenden schließt gut gebankter Dachsteinkalk an. Die Schichtfolge streicht E-W und fällt flach nach Süden ein. An einer etwa 75 bis 80° einfallenden Störung, an welcher der Dachsteinkalk um mindestens 100 m gegen SE abgesunken ist, steigt das Thermalwasser aus der Tiefe auf und tritt in den Hangschutt über. Von dort fließt es unterirdisch dem Hallstätter See zu. Zwischen 1832 und 1985 wurden an fünf Austrittsstellen am Seegrund Austrittstemperaturen von 20 bis 21,8 °C gemessen. Außerdem wurden von weiteren Autoren Ursprungstemperaturen von 28 bis 36 °C erwartet. Bezüglich der erneuten Erschließungsversuche des Thermalwassers durch Stollen ist auf die detaillierten Beschreibungen von Schauberger (1979) zu verweisen. Allerdings konnte das Thermalwasser in der ursprünglichen Qualität nicht mehr angetroffen werden.

Beim Eingang des noch heute existierenden, aber verschlossenen, 161,2 m langen Hauptstollens befindet sich ein ca. 2 m tiefer Brunnen mit 1,5 m Durchmesser, der vom Seewasser beeinflusst ist (Mischwasser). Bei einem im Jahr 1969 durchgeführten Pumpversuch wurde der Brunnenwasserspiegel bis auf ca. 10 cm gesenkt und es konnten bergseitig zwei Thermalwasserzuflüsse ausgemacht werden (SCHAUBERGER, 1979). Die Schüttung wurde auf einige Sekundenliter geschätzt und die Auslauftemperatur betrug rund 22,5 °C. Abschließend ist anzumerken, dass bei einer Begehung im Jahr 2013 eine Temperatur von 18,9 °C im Brunnen nachgewiesen werden konnte.

Die Bohrlochquelle bei Steeg am Hallstätter See wurde bis auf eine Endteufe von 1.330,0 m niedergebracht und durchörterte zunächst 137,0 m mächtiges Quartär (SCHAUBERGER, 1979). Im Liegenden folgten bis 490 m Werfener Schichten, die im unteren Bereich Gips führten. Anschließend wurde bis zur Endteufe eine Serie von Mergeln und Mergelkalken angetroffen, jedoch keine erhoffte Salzlagerstätte. Ab der Bohrteufe 140 m wurde man auf die außergewöhnlich hohe Temperatur aufmerksam, die bis 52 °C betragen haben soll. Die artesische Bohrung schüttete während des Ausbaus der Verrohrung mit einer Auslauftemperatur von 18 bis 19 °C etwa 2,2 l/s. Bei anschließenden Messungen zwischen 150 und 450 m wurden Temperaturen von 20,5 bis 26,6 °C festgestellt.

Hydrochemie

Bei dem subthermalen Wasser von "Steeg Warmes Wasser" handelt es sich um einen akratischen Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ (Tab. 104). Für Sauerstoff-18 und Deuterium wurden Gehalte von -12,96 ‰ und -88,4 ‰ bestimmt (Süveges, 2014). Ein Tritiumgehalt von 2,2 TU bestätigt eine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer bzw. durch den See (Tab. 104). Zudem deutet ein Schwefel-34-Gehalt von 23,2 ‰ auf einen Kontakt zu der Reichenhaller Rauhwacke (CLAYPOOL et al., 1980).

Das Wasser der Bohrquelle Steeg ist aufgrund der zweiten Analyse (1970) als Natrium-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von fast 20.000 mg/l anzusprechen (Tab. 102). Die erste Analyse (1967) dürfte nach Schauberger (1979) mit Spülwasser vermischt gewesen sein.

7.2.6 Bad Goisern (OÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Schwefelquelle (Abb. 100) wird seit 2014 wieder für eine neue Kureinrichtung genutzt. Zudem besteht ein Schutzgebiet für die Quelle.

Bei der Schwefelquelle von Bad Goisern (Marie-Valerie-Quelle) handelt es sich um eine alte Tiefbohrung, die zur Erkundung eines vermuteten Salzlagers diente (SCHAU-BERGER, 1979). Die Bohrarbeiten dauerten von 1872 bis 1878 an, allerdings wurde ausschließlich subthermales Wasser erschlossen. Im Jahr 1884 wurde für die Nutzung des Wassers eine erste Badeanstalt errichtet, die in der Folge von der k. k. Staatsforstverwaltung übernommen und betrieben wurde. In den Jahren 1951 bis 1953 wurde zudem ein Kurhotel errichtet, das für einen langen Zeitraum nicht mehr in Betrieb war.

Hydrogeologie

Die Schwefelquelle von Bad Goisern, es handelt sich um eine Tiefbohrung, befindet sich im Oberösterreichischen Salzkammergut. Nach Schauberger (1979) wurden von der Bohrung zunächst 64 m mächtige Sandund Schotterschichten durchörtert. Im Liegenden folgten bis auf 421,8 m unter GOK Kalke, die streckenweise eine Wechsellagerung mit "Tonschiefern" aufwiesen. Bis zur Endteufe von 656,7 m unter GOK verblieb die Bohrung in Dolomiten. Bei 308,7 m unter GOK erfolgte im Hornsteinkalk (Oberjura) der erste Zufluss von Schwefelwasser. Zudem konnte bei 402 m unter GOK ein sprungartiger Temperaturanstieg von 8 auf 14 °C nachgewiesen werden. Bei 574,7 m wurden schließlich ein Zufluss von 17.900 l/h und eine Temperatur von 20 °C gemessen. Der Zufluss ging jedoch langsam bis auf 8.800 l/h zurück. Angesichts der später im Jahr 1928 gemessenen Bohrlochtemperaturen von 21.07 °C bei 100 m und 24,8 °C bei 360 m ist ein niedrigerer geothermischer Gradient als 3 °C/100 m zu erwarten (ZöTL, 1993d). Zusammenfassend kommt es zu Wasserzuflüssen aus drei bis vier Teufenabschnitten bzw. Kluftsystemen (SCHAUBERGER, 1979). Diese unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Ergiebigkeit, Temperatur und chemischer Zusammensetzung. Der Anteil der sich beimischenden kalten Wässer ist unbekannt. Allerdings wurde die Bohrung bis auf 200 m unter GOK doppelt verrohrt, um den Zufluss von kalten Wässern zu minimieren. Auch sei angemerkt, dass im Zuge der Errichtung des Kurhotels (1951 bis 1953) bei einer Lotung des Bohrlochs eine Tiefe von lediglich 378 m festgestellt wurde. Der Rückgang der Schüttung und Temperatur von ursprünglich rund 2 l/s auf 1 l/s bzw. 20,5 °C auf 18,7 °C könnte nach SCHAUBERGER (1979) auf die Beeinflussung durch Quellen im nahegelegenen Erbstollen (Bergbau) oder auf die geringere Teufe zurückzuführen sein. Heute steigt



Abb. 100. Lage der Erschließung bei Bad Goisern.
das Wasser mit einer Schüttung von 1 l/s und 18,8 °C im Bohrloch artesisch auf und wird danach abgeleitet (DEETJEN, 2011).

Hydrochemie

Bei der Schwefelquelle in Bad Goisern handelt sich um einen akratischen Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-(Sulfat)-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 670 mg/l (Tab. 103). Die Auslauftemperatur beträgt 18,8 °C. Auffallend ist die geringe Schwankungsbreite der hydrochemischen Inhaltsstoffe über den Messzeitraum 1953 bis 2011. Charakteristisch sind ein Gehalt von 2.2 mg/l an titrierbarem Schwefel und 8.9 mg/l an Fluorid (Tab. 103). Das Quellgas besteht vorwiegend aus Stickstoff (Tab. 105). Eine am 25.03.1965 durchgeführte Schwefelisotopenuntersuchung ergab einen Schwefel-34-Gehalt von 14.9 ‰ und deutet nach Pu-CHELT (zit, nach Zötl, 1993d) auf ein oberpermisches Salinar (Tab. 104). Zudem ist anzumerken, dass Tritium (< 6 TU) nicht nachgewiesen werden konnte (Tab. 104). Somit dürfte es zu keiner Beimischung von oberflächennahen Wässern kommen. Analysen von Kohlenstoff-14, Deuterium und Sauerstoff-18 sind nicht vorhanden.

7.2.7 Bad Vigaun (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist bei der Barbaraquelle (Abb. 101) auf 2,3 l/s (190 m³/ Tag) festgelegt. Diese Menge beruht auf einer Bedarfsberechnung für die Bäder des Kur- und Rehabilitationszentrums Bad Vigaun. Aufgrund der hohen Konzentrationen von Radium-226, Eisen, Mangan und Schwefelwasserstoff wird das Thermalwasser vor Verwendung aufbereitet.

Die Tiefbohrung Vigaun U1 wurde 1976 erfolgreich abgeteuft. Mittlerweile wird die Erschließung unter der Bezeichnung Barbaraquelle geführt. Die Anerkennung als Heilvorkommen erfolgte 1978 und das für die heutige Nutzung relevante medizinische Zentrum eröffnete 1985.

Teufen TVD (m u. GOK)	Vigaun U1 (Barbaraquelle)
-338,0	Quartär Wechselfolgen von Moränenmaterial und Seeton
-620,0	Jura -479,0: Oberalmer Schichten -615,0: Tauglbodenschichten -620,0: Adneter Kalk
-1.354,0 (ET)	Trias -765,0: "Oberrhätkalk" -785,0: Kössener Schichten -1.248,0: Plattenkalk und Dolomit -1.354,0: Hauptdolomit

Bohrprofil von Vigaun U1 (Barbaraquelle) (nach KRAMER & KRÖLL, 1979: 3-6).

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Vigaun U1 wurde nahe der Ortschaft Bad Vigaun niedergebracht. Nach KRAMER & KRÖLL (1979) beträgt die Endteufe 1.354 m (Tab. 98). Die Bohrung verfehlte eine wenige 100 m östlich gelegene Störungszone (Abb. 102). Bis 338,0 m unter GOK wurde die quartäre Beckenfüllung, zumeist Wechselfolgen von Moränenschottern und Seetonen des Salzachtal-Beckens, angetroffen. Darunter folgte die mesozoische Schichtfolge des Tirolisch-Norischen Deckensystems der Osterhorn-Gruppe, in der die Tiefbohrung auch verblieb. Im Plattenkalk (785,0 bis 1.248,0 m) und Hauptdolomit (1.248 bis 1.354 m) wurde mit geophysikalischen Methoden Thermalwasser nachgewiesen. Anschließend konnten folgende relevante Zuflussbereiche von der damaligen ÖMV im Jahr 1976 festgestellt werden:

- 1. 1.126,0 bis 1.196,0 m im Plattenkalk: Zufluss von 4,1 m³ Solewasser, Temperatur 36 °C, leicht überhydrostatischer Druck (138,7 bar).
- 1.289,0 bis 1.354,0 m im Hauptdolomit: Zufluss von 20 m³ Solewasser, 11 m³ eruptiv, Temperatur 37 °C, leicht überhydrostatisch (152,38 bar).







Heute wird der Abschnitt im Hauptdolomit von 1.266,0 m bis zur Endteufe, ausgebaut mit einem Schlitzloch-Liner, für die Thermalwasserförderung genutzt. Ohne Pumpenbetrieb betrug die artesische Schüttung im Jahr 2008 zwischen 1 und 1,3 l/s bei 26 bis 28 °C (DouBRAWA, 2008). Bereits 1977 wurden ähnliche Verhältnisse gemessen. Zudem ist bei einer Förderrate von 2 l/s eine Temperatursteigerung auf ca. 32 °C zu erwarten (hydrochemische Analyse aus 1978 in Tabelle 103). SCHAUBERGER (1979) nimmt an, dass die Mineralisierung des Thermalwassers vorwiegend auf anhydritische Salinare zurückzuführen ist. ZörL (1993e) sieht diese Annahme durch den hohen Strontiumgehalt bestätigt (Tab. 103).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser der Barbaraquelle handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 8.000 mg/l und einer Auslauftemperatur von 26,3 °C (Tab. 103). Zötl (1993e) weist aufgrund der hohen Gehalte an Strontium (16 mg/l) und Fluorid (2 mg/l) auf eine tiefe Wasserzirkulation hin (Tab. 103). Auch der Kieselsäuregehalt von 29,8 mg/l deutet auf eine hohe Formationstemperatur (nach dem Quarz-Geothermometer nach VERMA, 2000: 72 °C), die durch eine tiefe Thermalwasserzirkulation zu erklären ist. Zudem sind ein Radium-226-Gehalt von ca. 6,3 Bq/l und ein Radon-222-Gehalt von über 200 Bq/l charakteristisch. Dies könnte mit dem für Hauptdolomit charakteristischen erhöhten Urangehalt in Verbindung zu bringen sein (BERKA et al., 2014). Auch der Schwefelgehalt von 1,4 mg/l ist relativ hoch. Das Fehlen von Tritium belegt, dass keine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer stattfindet. Aufgrund der Werte von Sauerstoff-18 (-14,36 ‰) und Deuterium (-102 ‰) ist auf eine meteorische Komponente zu schließen, die ein hoch gelegenes Einzugsgebiet besitzt oder unter kaltzeitliche Bedingungen infiltrierte (Tab. 104). Die frei aufsteigenden Gase bestehen fast ausschließlich (99,5 %) aus Stickstoff (Tab. 105). Allerdings ist die Gasschüttung mit 0,015 I pro einem Liter Thermalwasser sehr gering.

7.2.8 Leopoldskron-Obermoos (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1990 wurde die Tiefbohrung Obermoos Thermal 1 (Abb. 103) abgeteuft. Die Anerkennung als Heilquelle erfolgte 1999. Nach einem wasserrechtlichen Bewilligungsbescheid aus dem Jahr 1993 dürfte der Tiefbohrung aus einer Teufe von 2.000,0 bis 2.469,0 m maximal 1,5 l/s (5,4 m³/h bzw. 130 m³/Tag) entnommen werden. Bis heute wurde das Thermalwasser balneologisch nicht genutzt.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Obermoos Thermal 1 befindet sich im südlichen Bereich des Salzburger Beckens nördlich des Untersberges. Geologische und hydrogeologische Voruntersuchungen ergaben eine mögliche Erschließung von Thermalwasser aus dem Haupt- und Wettersteindolomit (JENISCH, 1989). Laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen wurde bei der bis auf 2.469,0 m abgeteuften Bohrung der Zielhorizont, die Karbonate der Trias, von 1.992,0 m bis zur Endteufe angetroffen (Tab. 99). In diesem Bereich trat ursprünglich hochmineralisiertes Thermalwasser im Ausmaß von 1,5 l/s mit einer Temperatur von ca. 70 °C zu. Der Kopfdruck betrug 6 bar, die Auslauftemperatur des artesischen Überlaufs lag bei nur 22 °C. Pumpversuchsergebnisse sind nicht bekannt. Im Jänner 1991 betrug der artesische Überlauf lediglich 0,1 bis 0,2 l/s (schriftliche Mitteilung, R. BRAUNSTINGL, Amt der Salzburger Landesregierung).



Abb. 103. Lage der Erschließung in Glanegg.

Teufen TVD (m u. GOK)	Leopoldskron-Obermoos Thermal 1
-80,0	Quartär
-209,0	Oberkreide -209,0: Gosau-Gruppe
-384,0	Juvavisches Deckensystem -384: Trias
-2.469,0 (ET)	Tirolisch-Norisches Deckensystem -446,0: Jura -610,0: Trias -1.758,0: Durch Tektonik stark überprägte Gesteinseinheiten, möglicherweise Trias, Jura und Kreide -1.992,0: Jura -2.469,0: Trias

Tab. 99.

Bohrprofil von Leopoldskron-Obermoos Thermal 1 (Unterlagen des Landesgeologischen Dienstes des Amtes der Salzburger Landesregierung, anonym).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser von Leopoldskron-Obermoos Thermal 1 handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 30.000 mg/l (Tab. 103). Auffallend ist der hohe lodgehalt von ca. 1 mg.

7.2.9 St. Martin bei Lofer (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Derzeit wird das Thermalwasser der Bohrung Saalachtal Thermal 1 in St. Martin bei Lofer (Abb. 104) nicht genutzt. Die wasserrechtliche Bewilligung bezieht sich lediglich auf die Durchführung eines zweijährigen Auslaufversuches.

Im Jahr 1999 fanden erste Überlegungen hinsichtlich eines Thermenprojekts in St. Martin statt. Die Niederbringung von Saalachtal Thermal 1 erfolgte 2001 (Gold-BRUNNER et al., 2002).

Hydrogeologie

Nach GOLDBRUNNER et al. (2002) wurde die Bohrung Saalachtal Thermal 1 im Tirolisch-Norischen Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen, im Grenzbereich zum Juvavischen Deckensystem abgeteuft. Lokal wird das Tirolisch-Norische Deckensystem durch die Staufen-Höllengebirge-Decke repräsentiert und tritt als Synklinale auf, in die Decken des Juvavischen Deckensvstems (Hallstätter Schollenkranz, Saalach-Stirnschuppe bzw. Saalach-Zwischenschuppe und Berchtesgaden-Decke) eingeglitten sind. Die lithologische Abfolge der Synklinale innerhalb des Tirolisch-Norischen Deckensystems umfasst vom Liegenden ins Hangende Werfener Schichten, Reichenhaller Schichten, Wettersteinbzw. Ramsaudolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und eine Muldenfüllung mit jurassischem und unterkretazischem Inhalt. Dieses tirolische Schichtpaket liegt den Gesteinen der Grauwackenzone auf und fällt gegen Norden ein. Als Erschließungsziel wurde der Hauptdolomit definiert, da dieser aufgrund der tektonischen Beanspruchung bzw. spröden Ausbildung einen auten Kluftwasserleiter darstellt. Die Vorerkundungen umfassten eine Kartierung, Luftbildauswertung und Geophysik. Als Anschlagpunkt der Bohrung wurde eine randliche Lage im Süden des Pull-Apart Beckens von St. Martin bei Lofer gewählt, da dort aufgrund der Nähe zur Kirchenthal-Störung ein ausreichendes Störungsinventar sowie eine ausreichende Tiefenlage des Hauptdolomits (mehr als 1.500,0 m) erwartet wurden (Gold-BRUNNER & SCHEIFINGER, 2000).

Nach GOLDBRUNNER et al. (2002) wurde die Tiefbohrung bis 2.236,0 m MD (2.201,5 m TVD) abgeteuft (Abb. 105, Tab. 100). Zunächst wurde 93 m mächtiges Quartär, bestehend aus Kiesen, Sanden und Schluff, angetroffen. Von 93 bis 288 m folgten Kalke und Kalksandsteine in Beckenfazies, die den Aptychenschichten sowie den Oberalmer Schichten zuzuordnen sind. Im Liegenden traf man Dachsteinkalk mit einer Mächtigkeit von über 900 m und einem Einfallen von ca. 35 bis



Lage der Erschließung in Sankt Martin bei Lofer.

40° Richtung NNW an. Die Oberkante des Hauptdolomits, in dem die Tiefbohrung auch verblieb, wurde bei 1.203,0 m MD erreicht. Ab dem Erreichen der Oberkante wurde gerichtet bzw. abgelenkt mit einem Winkel von 17,2° in Richtung 166° SSE gebohrt. Wasserzutritte und Durchlässigkeiten wurden in den Abschnitten 1.200,0 bis 1.380,0 m, 1.894,0 bis 1.956,0 m, 2.046,0 bis 2.106,0 m und 2.163,0 bis 2.217,0 m registriert. Zudem ist zu erwähnen, dass die Durchlässigkeiten nicht an den Störungsbahnen, sondern in den umgrenzenden "Damage Zones" auftreten.

Für die Thermalwasserförderung wurde eine offene Bohrlochstrecke von 1.734,0 m MD bis zur Endteufe gewählt. Bei einem Langzeitpumpversuch vom 05.12.2001 bis zum 05.03.2001 wurde zu Beginn ein Schließdruck von 23 bar gemessen. Bei einer Förderrate von 7,5 l/s betrug die Druckspiegellage 477 m unter GOK (712 m unter dem Ruhewasserspiegel) und die Sondenkopftemperatur lag bei 31,8 °C. Für diese Förderstufe wurde ein Durchlässigkeitsbeiwert von

Teufen MD (m u. GOK)	Saalachtal Thermal 1
-93,6	Quartär
-288,0	Aptychen- und Oberalmer Schichten
-1.203,0	Dachsteinkalk
-2.236,0 (ET)	Hauptdolomit
Tab. 100. Bohrprofil von Sa	alachtal Thermal 1 (nach Goldbrunner et al., 2002).

 $3,5 \times 10^{-7}$ m/s berechnet. Die hydraulische Auswertung der folgenden Aufspiegelung ergab eine Transmissivität von 1,69 x 10⁻⁵ m²/s für den sondenfernen Bereich. Abschließend ist zu erwähnen, dass eine Formationstemperatur von ca. 38 °C und ein artesischer Überlauf von rund 3,7 l/s zu erwarten sind. Als Einzugsgebiet nehmen GOLDBRUNNER et al. (2002) ein höher gelegenes Einzugsgebiet im Bereich des anstehenden Hauptdolomits zwischen dem Gipfel des Thurneck im Norden und dem südlich gelegenen Schüttbach Graben an (Abb. 105).



Profilschnitt von Saalachtal Thermal 1 (verändert nach Goldbrunner et al., 2002)

Hydrochemie

Bei dem rund 31,7 °C warmen Thermalwasser (Förderstufe: 7,49 l/s) handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Schwefel-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 3.033 mg/l (Tab. 103). Der hohe Sulfatgehalt von ca. 2 g/l deutet auf eine Mineralisierung durch ein Salinar an der Basis hin. Zudem sind aufgrund der hohen Gehalte an Strontium (12 mg/l) und Fluorid (3,5 mg/l) tiefe Wege des Thermalwassers anzunehmen (Tab. 103). Dies belegt auch der Kieselsäuregehalt von 28,1 mg/l, so ergibt die Quarz-Geothermometerberechnung nach VERMA (2000) eine Formationstemperatur von ca. 70 °C. Auffallend sind auch die Werte von Radon-222 (47,1 Bg/l) und Radium-226 (2,96 Bg/l), die mit dem hohen Urangehalt im Hauptdolomit (ВЕРКА et al., 2014) in Verbindung stehen könnten (Tab. 104). Der geringe Gehalt an Tritium weist auf ein Mindestalter von 50 Jahren hin und die Deuterium- (-124,4 ‰) und Sauerstoff-18- (-17,05 ‰) Werte belegen einen meteorischen Charakter des Wassers (Tab. 104). Aufgrund der Abreicherung von Sauerstoff-18 ist von einem kaltzeitlichen Alter auszugehen. Die freie Gasphase beträgt 14,1 ml/l Thermalwasser und besteht vorwiegend aus Stickstoff (Tab. 105).

7.2.10 Bad Häring (T)

Aktuelle Nutzung

Das subthermale Wasser der Schwefelquelle (Niederholz 1) (Abb. 106) wird im Kurzentrum Bad Häring im Ausmaß von rund 1 I/s vorwiegend für Wannenbäder verwendet.

Das temperierte Wasser des Franziskistollens (Abb. 106) wurde bereits 1877 für ein kleines Bad genutzt (PFANDL, 2008). Später wurde der Betrieb zu einer Kureinrichtung ausgebaut und im Jahr 1926 im Nordtiroler Bäderführer erwähnt. Danach nahm jedoch die Bedeutung der Anlage, bedingt durch die Abkühlung des Wassers, ab. Nach dem Zweiten Weltkrieg wurde das Franziskibad von der Gemeinde aufgegeben. Heute besteht in unmittelbarer Nähe zu dem ehemaligen Bad ein Gasthaus. Im Zuge einer im Jahr 1951 abgeteuften Probebohrung (Niederholz 1) wurde erneut schwefelhaltiges und höher temperiertes Wasser angetroffen. Nach balneologischen Untersuchungen erfolgte im Jahr 1953 die Anerkennung als Heilquelle. Anschließend errichtete die Gemeinde ein Kurmittelhaus, das im Jahr 1959 nach einem Probebetrieb eröffnet wurde. Im Jahr 1989 wurde dieses durch das heutige Kurzentrum ersetzt.

Hydrogeologie

Der ehemalige Braunkohleabbau von Bad Häring wurde über Jahrzehnte von einem unterirdischen Schwellbrand beeinflusst. Die Brände führten, abgesehen von der Erschöpfung der Lagerstätte, zur Stilllegung des Bergbaus. Auch die erhöhten Temperaturen der infolge beschriebenen Wässer sind auf die Brände zurückzuführen. Das Kohleflöz ist nach Czurda (1993a) von Bitumenmergeln eingeschlossen, die sich im Hangenden eines Grundkonglomerats befinden. Diese Schichten gehören den Häringer Schichten an, bei denen es sich um marine Ingressionssedimente des höheren "Lattdorf" bis "Rupel" (Kiscellium) handelt. Um 1877 hatte das Thermalwasser beim Mundloch des Franziskistollens eine Auslauftemperatur von 29 bis 30 °C (PFANDL, 2008). Da sich der Brandherd im Laufe der Zeit verschob, kühlte das Wasser im Franziskistollen ab. Im Jahr 1914 wurde der Ferdinandstollen untersucht und es konnte abermals Thermalwasser mit einer Auslauftemperatur von ca. 39 °C erschlossen werden. Nach 1926 dürfte jedoch auch dieses Wasser abgekühlt sein. Bei der Probebohrung Niederholz 1 wurde in Bitumenmergeln in einer Teufe von 300 m thermales schwefelhaltiges Wasser angetroffen, das offenbar unter starkem Druck stand (Czurda, 1993a). Zeitweise wurden Temperaturen von 38,8 °C gemessen. Heute weist das Heilwasser jedoch deutlich geringere Temperaturen um 15 °C auf.



Abb. 106. Lage der Erschließung bei Bad Häring.

Hydrochemie

Bei dem subthermalen Wasser von Niederholz 1 handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.000 mg/l (Tab. 103). Die Auslauftemperatur beträgt rund 15 °C. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an zweiwertigem Schwefel (7,15 mg/l). Der Schwefel ist mit den Braunkohlen zu assoziieren (CzuRDA, 1993a). Tritium konnte im Wasser der Bohrung Niederholz 1 nicht nachgewiesen werden, somit ist eine Beeinflussung durch jüngere bzw. oberflächennähere Wässer auszuschließen. Aufgrund der stark abgereicherten Analysen von Sauerstoff-18 (-14,60 ‰) und Deuterium (-102,40 ‰) ist zudem auf ein kaltzeitliches Alter des Wassers zu schließen (Tab. 104).

7.2.11 Kramsach (T)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Kramsach Thermal 1 (Abb. 107) wurde im Jahr 1999 im Ortsgebiet von Kramsach nahe der Brandenberger Ache niedergebracht. Es besteht eine wasserrechtliche Bewilligung im Ausmaß von 10 l/s, das Thermalwasser wird jedoch nicht genutzt.

Hydrogeologie

Die als Vertikalbohrung niedergebrachte Tiefbohrung erreichte eine Endteufe von 1.654,0 m unter GOK (GAS-SER, 2000a) (Tab. 101). In der Ton-, Schluff-, Sand- und Kiesabfolge des 372 m mächtigen Inntalquartärs konnten zunächst drei Grundwasserhorizonte (3 bis 53 m, 94 bis 112 m und 300 bis 338 m) angetroffen werden. Im Liegenden des Quartärs folgten bis 1.400 m unter GOK oligozäne Angerbergschichten (Abfolge von Ton-, Silt- und Feinsandstein). Darunter schließt bis zur Endteufe Thermalwasser führender Dolomit der "Alpinen Muschelkalk-Gruppe" (Mitteltrias) an. Der Hauptzufluss findet aus Klüften von 1.570 bis 1.587 m unter GOK statt. Zudem ist ein vermuteter Nebenzufluss aus dem

Teufen TVD (m u. GOK)	Kramsach Thermal 1
-374,0	Quartär (Ton-, Schluff-, Sand- und Kiesabfolge des Inntalquartärs)
-1.400,0	Oligozän (Angerbergschichten mit Ton-, Silt- und Feinsandstein)
-1.654,0	Trias (Dolomit der "Alpinen Muschelkalk- Gruppe")
Tab. 101. Bohrprofil von Kra	amsach Thermal 1 (nach Gasser, 2000a).

Teufenbereich 1.415,0 bis 1.587,0 m unter GOK zu erwähnen. Im heutigen Endausbau erfolgt die Thermalwasserförderung aus der offenen Bohrlochstrecke ab 1.405 m unter GOK. Der artesische Überlauf beträgt 0,5 bis 1,5 l/s. Abschließend ist ein Langzeitpumpversuch vom 07.02.2001 bis 18.04.2001 zu erwähnen. Hier wurde bei einer Fördermenge von maximal 10,26 l/s eine maximale Absenkung von 170,1 m unter GOK erreicht.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 3.500 mg/l (Tab. 103). Die Auslauftemperatur beträgt bei einer Förderrate von ca. 10 l/s rund 36 °C. Da Tritium in dem Tiefengrundwasser nicht nachgewiesen werden konnte, dürfte keine Beeinflussung durch jüngere Wässer stattfinden (Tab. 104). Aufgrund der Untersuchungen von Deuterium (-89,80 ‰) und Sauerstoff-18 (-12,49 ‰) ist auf eine vadose Bildung des Grundwassers zu schließen. Zudem deuten die Isotopensignaturen auf ein höhergelegenes Einzugsgebiet bzw. kaltzeitliche Bildungsbedingungen hin. Weiters wurden Kohlenstoff-14-Modellalter von rund 15.000 Jahren berechnet (Tab. 104). Bei frühen hydrochemischen Analysen ist der Sulfatgehalt auf die Auflösung von Gips bzw. Anhydrit zurückzuführen (Schwefel-34-Werte: 24,4 und 24,8 ‰). Diese lassen auf einen Kontakt zur Mitteltrias schließen (CLAYPOOL et al., 1980).



Lage der Erschließung bei Kramsach.

Bei späteren Probennahmen wurde von SPIEGELHAU-ER (2001) jedoch ein signifikanter Anteil an sekundärem Sulfat (oxidiertes Sulfid) nachgewiesen (Schwefel-34-Werte zwischen 5,5 und 15,2 ‰) (Tab. 104).

7.2.12 Grins (T)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Maß der Wasserbenutzung für die Quellen Wildbadquelle 1, 2, Neu 1 und Neu 2 beträgt zusammen maximal 5 l/s. Die Anlage des Wildbades umfasst gegenwärtig ein Quellbecken, das Schellenloch und den Kubus. Bei dem Albenbad von Grins handelt es sich um eine Anlage, die zum Kneippen, Trinken und Baden verwendet wird.

Die Wildbadquelle (Quelle 1) von Grins wird schon seit dem Mittelalter für Badezwecke genutzt, obwohl sie zeitweise verschüttet wurde (Abb. 108) (DIEM, 1928). Zudem wurde im Jahr 1736 erstmals ein ausführliches Gutachten durch die Innsbrucker Medizinische Fakultät durchgeführt (Scheminzky & Zeitlinger, 1973). Im Jahr 1952 existierte ein Kurhaus, doch es dürfte zu diesem Zeitpunkt noch kein regulärer Kurbetrieb stattgefunden haben. Insgesamt dürfte die relativ unzugängliche Lage des Vorkommens die Entwicklung der Nutzung erschwert haben. Im Jahr 1971 wurde die Wildbadguelle 1 neu gefasst und 1982 erfolgte die Anerkennung als Heilwasser. In den Jahren 2003 und 2005 wurden zudem Versuchsbohrungen zur Erschließung von höher temperiertem Thermalwasser abgeteuft. Die erste Bohrung missglückte aufgrund technischer Probleme, die zweite Bohrung erwies sich jedoch als erfolgreich. Sie wird jedoch noch nicht genutzt.

Hydrogeologie

Die ca. 19 °C warme Wildbadquelle 1 befindet sich nahe der Grenze des Bajuvarischen Deckensystems zum Kristallin des Silvretta-Seckau-Deckensystems und tritt nahe der Kalkalpenbasis im Bereich tekto-

nisch verschuppter Gesteine aus. Bei diesen handelt es sich um Gips führende Gesteine der Reichenhall-Formation, Alpinen Bundsandstein und Alpinen Verrucano (WINKLEHNER, 2000). Die steil gegen Süden einfallenden klastischen Ablagerungen des Alpinen Verrucano und Buntsandsteins agieren als Aquifer der temperierten Wässer. Der Landecker Quarzphyllit (Silvretta-Seckau-Deckensystem) wirkt hingegen wasserstauend gegen das im Süden liegende Inntal (Abb. 109). Eine Zirkulation der Wässer in den Rauhwacken der Reichenhall-Formation ist ebenfalls möglich. Nach SCHEMINZKY & ZEITLINGER (1973) ist von temperierten Tiefenwässern mit langen Verweilzeiten auszugehen, die an der aufgelockerten Grenze zwischen den Kalkalpen und der Quarzphyllitzone aufsteigen können. Die Wärme könnte allerdings auch auf die Umwandlung von Anhydrit zu Gips zurückzuführen sein. Es ist anzumerken, dass massive Rutschmassen im Bereich des Lattenbachtobels (beginnend ca. 800 m östlich der Quellen) und Hangschutt im nordöstlichen Bereich der Quellen detaillierte Aussagen über die tektonischen Verhältnisse erschweren (WINKLEHNER, 2000). Zudem befinden sich im Nordosten der Wildbadguelle mächtige guartäre Ablagerungen.

Um die Durchmischung von oberflächennahen Wässern mit dem Thermalwasser zu verhindern, wurden in der Vergangenheit mehrere Neufassungen sowie Bohrungen zur Erschließung von höher temperiertem Wasser durchgeführt. So wurde z.B. im Jahr 1971 die Quelle 1 neu gefasst. In der Folge wurde neben dem Hauptaustritt auch Sickerwasser aus der Umgebung erschlossen und getrennt abgeleitet. Dieser zweite Austritt wurde als Wildbadquelle 2 bezeichnet.

Die Arbeiten der ersten 45° NNE-Schrägbohrung mussten im Jahr 2003 aufgrund technischer Schwierigkeiten bei 160 m Tiefe abgebrochen werden (WINKLEHNER, 2003). Bei dieser Teufe wurde an der Sohle eine Temperatur von 20,3 °C gemessen und die Schüttung betrug rund 20 l/s. In unmittelbarer Nähe (5 m) wurde laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen im folgenden Jahr



Abb. 108. Lage der Erschließungen nordwestlich von Grins.



Abb. 109.

Profilschnitt von den Wildbadquellen und der Tiefbohrung bei Grins (verändert nach WINKLEHNER, 2000).

mit den Arbeiten für die zweite Bohrung begonnen. Diese ähnlich niedergebrachte Schrägbohrung wurde bis auf 115 m verrohrt. Von 115 bis 143 m wurden kalte artesische Wässer im Ausmaß von ca. 14 l/s angetroffen und von 143 bis 240 m registrierte man einen ca. 20 °C warmen Thermalwasserzutritt. Die Endteufe dieser Bohrung beträgt 300 m. Derzeit wird das Thermalwasser im Ausmaß von 3,5 l/s in den Mühlbach abgeleitet.

Hydrochemie

Bei dem Wasser der Wildbadquellen handelt es sich um einen subthermalen Magnesium-Calcium-Sulfat-Typ mit einem Lösungsinhalt von ca. 2.200 mg/l bei der Tiefbohrung und ca. 1.800 mg/l bei der Wildbadquelle 1 (Tab. 103). Tritiumanalysen weisen auf eine Teilbeeinflussung von oberflächennahen Wässern hin (Tab. 104).

7.2.13 Hohenems (V)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Erste Hinweise über das ehemalige Schwefelbad stammen aus dem Jahr 1430 (Vogt, 2001). Das alte Badehaus wurde vor 1822 teilweise in eine Baumwollspinnerei umgebaut. Um 1841 bestand ein Gasthaus mit einem daran anschließenden Badetrakt. In dieser Zeit wurde das Schwefelwasser erwärmt und anschließend für die Befüllung von Wannenbädern verwendet. Aus dem Jahr 1926 ist eine Modernisierung des Bades dokumentiert. Der Betrieb wurde allerdings 1965 eingestellt. Czurda (1993c) erwähnt, dass die Quelle im Jahr 1990 durch den Ausbau eines Parkplatzes verschüttet wurde. Heute ist die nicht genutzte Quelle allerdings wieder zugänglich (Abb. 110).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die subthermal temperierte Schwefelquelle (Abb. 110) befindet sich im Nordosten von Hohenems in unmittelbarer Nähe zur Straße (L 190). Sie weist eine akratische Mineralisation und einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ auf (Tab. 103). Nach CzuRDA (1993c) entspringt sie an der Grenze des Abtauchens der helvetischen Decken unter die Verlandungssedimente des Rheintales. Sie tritt aus Kalken aus, die der Seewen-Formation (Säntis-Decke) zuzuordnen sind.

Abb. 110. Lage der Erschließung in Hohenems.



				1		·				·										
Bohrlochquelle bei Steeg	14.12.1967		5.970,0	17,2			171	58,1	1.224 (Na+K)		1.453,1		180	1.701	751	2.632			100	
Bohrlochquelle bei Steeg	15.05.1970		26.900 (20 °C)				589,18	209,15	6.532 (Na+K)		7.330,33		183	9.575	2.728	12.486			3.000	
Steeg Warmes Wasser	02.07.2013		696 (18,9 °C)	18,9	86 (18,9)		39,2	11	83	2	135,2		106,43	127,7	53	287,13		15,5		9,5
Bad Mitterndorf, Thermal 1	03.11.2005	1,1	2.070 (25 °C)	30	7,17 (25)		356	110	17,5	2	485,5		110	19,2	1.240	1.369,2		15	< 100	30
Bad Mitterndorf, Römerquelle	1964		923,1 (20 °C)	24,2	7,55		161,6	49,4	19,7 (Na+K)		230,7		164,3	15,4	473,5	653,2				
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	31.05.1988	5,56	832,6 (20 °C)	26,6			130,7	47,6	8,25	1,04	187,59		163,6	7,43	381,6	552,63		2,1	< 10	21,3
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	01.06.1988	3,55	882,3 (20 °C)	26,2			137,8	48,6	9,15	1,12	196,67		164,1	8,84	339,9	512,84		3,1	< 10	18,8
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	31.07.2013		956 (25,3 °C)	25,3	7,48		139,3	44,2	8,4	1,1	193		161,83	8,7	394,1	564,63		5,2		20,2
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	17.02.1975		409,0	12,3	7,6		67,9	4,2	21,2 (Na+K)		93,3		170,9	36,9	39,8	247,6				
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	15.01.1985		811,0	19,7			92,8	23,5	69	5,3	190,6		174	183	108	465				
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	07.06.1995		888,0	17,2	7,1		104	11,6	64	2,7	182,3		174	79	151	404			140	
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	02.07.2013		407 (11,9 °C)	11,9	7,64		61,9	7,3	14,6	0,8	84,6		183,17	17,8	36,2	237,17		26,4		8,5
Wildalpen, Casariquelle 2	01.07.2013	1,0	451 (11,9 °C)	11,9	7,54		66,4	27,8	7,6	-	102,8		209,1	10,5	102,3	321,9		23,4		15
Wildalpen, Casariquelle 1	Mittel- werte Juli 1991 bis Juli 1993			17,4			78	33			111		195		161	356				
Wildalpen, Casariquelle 1	01.07.2013	1,0	625 (17,5 °C)	17,5	7,47		76,2	29,5	11,1	1,1	117,9		191,77	16,7	153,3	361,77		12,4		19,8
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (Cl)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)

7.2.14 Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen Thermalwasservorkommen in den Nördlichen Kalkalpen

Blei (Pb)	0,1		0,2	0,3				< 0,1					5,1		
Chrom (Cr)	1		1,1	-				-					1		
Eisen (Fe)	8 (2+)		43 (2+)	27 (2+)	30	100		3 (2+)	< 50 (2+)	< 50 (2+)	30	14 (Ges)	12 (2+)	6.000	
Kupfer (Cu)	0,6		1	2,8				1					3,1		
Lithium (Li)	7,5		5,6	2,9				6,2	7,2	5,8		15	11,4		
Mangan (Mn)	0,5		2,4	0,6	80			0,3				< 10	0,8		
Selen (Se)															
Strontium (Sr)	1.005,9		699,6	256,6				2.710,4	2.800	2.620		6.800	460,5		
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)															
Bromid (Br)												< 100			
Fluorid (F)	220		180	190				680	360	620		2.900	260		
Hydrogensulfid (HS)															
lodid (I)									10	10		< 50		200	~ 100
Carbonat (CO ₃)															
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)									7,95	7,79		11			
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)									0,15	6		0,48			
Feststoffsumme (mg/l)	480,95	467	425,67	322,29	586,55	655,7	340,9	761,06	720,81	760,29	883,93	1.875,95	423,11	19.825,53	1.085,2
Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)	10,39		7,84	9,91				8,04	12,8	9,6	11,3	15,4	1,47		
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)															
Lösungsinhalt (mg/l)	491,34	467	433,51	332,2	586,55	655,7	340,9	769,1	733,61	769,89	895,23	1.891,35	424,58	19.825,53	1.085,2
Tit. Schwefel (mg/l)												< 20			
Literaturverweis	-	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15
Tah 100															

With and the Analysen von Wildalpen, Gams bei Hieflau, Bad Mitterndorf und Steeg (1, 3: Housten, 2013c; 2: PAWIZA & ZHANG, 1997; 4: HOBIGEN, 2013d; 5: STADLBAUEN, 1995; 6, 7: EBNER et al., 1989; 8: HOBIGEN, 2013e; 9: BUNDESANSTAIT FÜR GHEMSTALT FÜR GHEMSCHE UNTERSUCHUNGEN, 1995; 6; 7: EBNER et al., 1989; 8: HOBIGEN, 2013e; 9: BUNDESANSTAIT FÜR GHEMSTALT FÜR GHEMSCHE UN PHARMAZEUTSCHE UNTERSUCHUNGEN, 1993; 11: FORSCHUNGSINSTTUT GASTEN, 1964, 2it. nach Zerming, 1988; zit. nach Zerming, 1993; 11: FORSCHUNGSINSTTUT GASTEN, 1964, 2it. nach Zerming, 1979; 13: HOBIGER, 2013f; 14, 15: BUNDESANSTAIT FÜR GHEMSCHE UNTERSUCHUNGEN, 1979; 12: LORENZ & WEGWER, 2005; 13: HOBIGER, 2013f; 14, 15: BUNDESANSTAIT FÜR EXPENIMENTELL-PHARMACOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN, 1979; 2it. nach Schaubergen, 1979).

Hohenems, Schwefelquelle	1958	0,4		15,6	7,2		63,39	17,65	25,49	2,3	108,83		318,7	9,32	10,66	338,68								
Grins, Wildbadquelle 1	09.05.1972	0,95	2.411 (25 °C)	18,9	7,3		325,2	265,4	4,1	3,3	598		144,9	2,8	1.733	1.880,7					3		650 (Ges)	<
Grins, Wildbadquelle 1	09.12.2003		2.070 (25 °C)	17,5	7,39		240	190	2,34	1,24	433,58		148	1,13	1.200	1.349,13		< 50	80	< 5	< 5	< 5	< 10 (Ges)	< 5
Grins, Tiefbohrung Wildbad- quelle	09.12.2003		2.550 (25°C)	19,5	7,3		310	240	3,24	1,7	554,94		130	-1	1.550	1.680		< 50	210	< 5	< 5	< 5	239 (Ges)	< 5
Kramsach Tiefbohrung	09.04.2001	9,35	5.960 (25°C)	36	7,25		249,6	105	880	17,2	1.251,8		217,2	1.782,2	284,4	2.283,8		< 4	630	70	1	< 4	33 (Ges)	< 0,4
Bad Häring, Niederholz 1	27.06.1985	0,86	1.460 (20 °C)	16,1	7,3		68,42	30,96	204,61	7,04	311,03		190,32	369,14	73,26	632,72			450		< 1	< 20	360	< 20
Bad Häring, Niederholz 1	17.04.2012		1.290 (14,5 °C)	14,5	8,25		67	32	210	6,5	315,5		210	360	85	655		< 10	360	64	< 5	< 5	< 50	< 20
St. Martin bei Lofer, Thermal 1	18.02.2002	7,49	2.719 (20 °C)	31,7	7,17		597	173	18	9,1	797,1		87,9	13,9	2.085	2.186,8		< 5	1.500		<1	< 5	2.400	<1
Leopoldskron, Obermoos Thermal 1, Überlauf	08.12.1990	0,2	37.880 (20 °C)	12,6			949,9	179,6	10.052,5 (Na+K)		11.182		231,9	15.556,8	2.729,9	18.518,6								
Leopoldskron, Obermoos Thermal 1, 1.930 m	08.12.1990		37.970 (20 °C)	83			949,1	190,6	10.061,2 (Na+K)		11.200,9		256,3	15.556,8	2.770,1	18.583,2								
Bad Vigaun, Barbaraquelle, 1.126 bis 1.196 m	1976			36	7,4		421	154	1.933	35	2.543			2.250	2.549	4.799							15.700	
Bad Vigaun, Barbaraquelle, 1.289 bis 1.354 m	1976	1,11		37	6,4		664	213	1.990	18	2.885			2.800	2.732	5.532							8.400	
Bad Vigaun, Barbaraquelle	1978	2	10.840	31,9	7,69		642,9	208,8	2.004	15,8	2.871,5		107,7	2.747	2.773	5.627,7		190	30	135			1.530	14
Bad Vigaun, Barbaraquelle	12.12.2007	1,1	11.350 (25 °C)	26,3	7,45		570	210	1.800	18	2.598		11	2.568	2.529	5.108		< 5	240	17	< 1	< 5	300	8
Bad Goisern, Schwefelquelle	31.08.2011	-	1.025 (25 °C)	18,8	8,26		6,4	4,6	210	5,9	226,9		167	165	93	425		< 10	150	57	- -	< 5	100 (2+)	< 5
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Н	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (Cl)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

Lithium (Li)	68,3	180	130	300	100			50	99					15	
Mangan (Mn)	< 50	40	260						< 20	< 200	< 4	< 10	< 10	< 15	
Selen (Se)	- V	< 10							< 10	< 5	, L	< 10	< 10		
Strontium (Sr)		16.000	10.700	16.200	5.900			12.000			5.450			10.250	
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)															
Bromid (Br)		1.300		1.100	300				< 500					60	
Fluorid (F)	8.900	2.000	3.730					3.500	1.200	1.600	< 100	940	960	066	
Hydrogensulfid (HS)		2.100						310							1.850
lodid (I)	250	< 50	60		600	950	950	< 100	100					2	
Carbonat (CO ₃)								0,59							
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	4,8	29,8		7				28,1	26	20,2	11,96			11	15,59
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	0,8	2,1	1,4	1,41				0,52	0,61	1,69	2,3				
Feststoffsumme (mg/l)	667,03	7.760,09	8.517,38	8.451,41	7.364,6	29.785,05	29.701,55	3.032,28	998,9	968,05	3.556,04	2.236,33	1.783,75	2.501,67	464,95
Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)		74	4,4	4,4	21			6,7		5,99	22,2			4,4	11
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)			0,17							12,95					0,32
Lösungsinhalt (mg/l)	667,03	7.834,09	8.521,95	8.455,81	7.385,6	29.785,05	29.701,55	3.038,98	998,9	986,99	3.578,24	2.236,33	1.783,75	2.506,07	476,27
Tit. Schwefel (mg/l)	2,2	1,4						1,4	7,15	12,22					0,94
Literaturverweis	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15
Tab. 103. Hydrochemische Analy	/sen von Bac	1 Goisern, Bad	l Vigaun, Leo	poldskron-0b	termoos, St. N	Aartin bei Lot	fer, Bad Härin	ig, Kramsach	ι, Grins und Η	ohenems (1:	DEETJEN, 201	1; 2: Spindler	& Brezinscak,	2008; 3: Steh	ык, 1978, zit

nd Haring, Kramsach, Grins und Hohenems (1: Deruen, vou vugaun, coupuuskrui-voerinous, st. martin bei Loter, Bad Häring, Kramsach, Grins und Hohenems (1: Deruen, 2011; 2: SPNDLer & Brezinscak, 2008; 3: STEHLK, 1978; zit. 1978; 6, 7: Prieder & Höhl, 1990; 8: Benerka & Spacek, 2002b; 9: Plank, 2012; 10: Deeruen & Egger, 1986; 11: Dienich & Jenewen, 2001; 12, 13: ARGE Wassenandritk, 2004; 14: Schemizer & Zeitlukeen, 1973; 15: Czurda, 1993c).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/I)	Radon-222 (Bq/l)
Wildalpen, Casariquelle 1	1	04.04.1995				4,7	-11,56	-80,80			
Wildalpen, Casariquelle 1	2	01.10.1992				3,4	-11,29	-81,20			
Wildalpen, Casariquelle 1	3	01.07.2013				0,3	-11,92	-80,4	22,3		
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	4	31.05.1988				0,8				0,022	55,5
Bad Mitternsdorf, Heilbrunn B2	5	01.06.1988				1,1				0,01	55,5
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	6	31.07.2013				< 0,3	-13,15	-90,8			
Bad Mitterndorf, Thermal 1	7	03.11.2005	12,3		-3,0	< 0,6	-13,99	-101,9		0,938	20,2
Steeg, Warmes Wasser	8	03.07.2013				2,2	-12,96	-88,4	23,2		
Bad Goisern, Schwefelquelle	9	31.08.2011				< 6				0,10	1,47
Bad Goisern, Schwefelquelle	10	25.03.1965							14,9		
Bad Vigaun, Barbaraquelle	11	12.12.2007			-2,5	< 0,2	-14,36	-102,0		6,3	200
Bad Vigaun, Barbaraquelle	12	1978				1,0				2,294	66,6
St. Martin bei Lofer, Thermal 1	13	18.02.2002				0,36	-17,05	-124,4		2,96	47,1
Bad Häring, Niederholz 1	14	17.04.2012				0,8	-14,60	-102,4		0,07	1,71
Kramsach, Tiefbohrung	15	27.03.2001			-9,2	< 0,6	-12,49	-89,8	8,7		
Kramsach, Tiefbohrung	16	09.04.2001			-9,4	< 0,6	-12,57	-90,7	15,2		
Kramsach, Tiefbohrung	17	06.02.2000	5,2	ca. 15.000							
Grins, Wildbadquelle 1	18	09.05.1972				7				0,4144	12,173

Tab. 104.

Isotopenanalysen von Wildalpen, Bad Mitterndorf, Steeg, Bad Goisern, Bad Vigaun, St. Martin bei Lofer, Bad Häring, Kramsach und Grins (1, 2: PAvuza & Zhang, 1997; 3, 6, 8: Süveges, 2014; 4, 5: Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, 1988, zit. nach Zetinigg, 1993; 7: Lorenz & Wechner, 2006; 9: Deetjen, 2011; 10: Puchelt, 1965, zit. nach Schauberger, 1979; 11: Spindler & Brezinscak, 2008; 12: Stehlik, 1978, zit. nach Schauberger, 1979; 13: Benetka & Spacek, 2002b; 14: Plank, 2012; 15–17: Gasser, 2000a; 18: Scheminzky & Zeitlinger, 1973).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüttung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasser- stoff (Vol.%)
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	1	31.05.1988	ca. 20 m³/24 h	< 1	> 90	< 1	5–10			nicht festge- stellt
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	2	01.06.1988	ca. 13 m³/24 h	< 1	> 90	< 1	5–10			nicht festge- stellt
Bad Mitterndorf, Römerquelle	3	1958	7,5 l/h	0,6	91,0 +Edelgase	8,4				
Bad Mitterndorf, Thermal 1	4	03.11.2005		0,5	96,6	0,023	< 0,01	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Bad Goisern, Schwefelquelle	5	1971	150 cm ³ /h	Spuren	95,58	0,7	2,6			0,1
Bad Vigaun, Barbaraquelle	6	12.12.2007	15 ml pro 1 l Wasser	0,4	99,5	0,1	< 0,1			
Bad Vigaun, Barbaraquelle	7	1978		0,3	99,7	kein Methan				Spuren
St. Martin bei Lofer, Thermal 1	8	18.02.2002	14 ml pro 1 l Wasser	0,16	97,8	0,25				

Tab. 105.

Frei aufsteigende Gase von Bad Mitterndorf, Bad Goisern, Bad Vigaun und St. Martin bei Lofer (1: Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, 1988, zit. nach Zetinige, 1993; 2: Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, 1989, zit. nach Zetinige, 1993; 3: Forschungsinstitut Gastein, 1958, zit. nach Schauberger, 1979; 4: Lorenz & Wechner, 2006; 5: Pesendorfer & Stehlik, 1971, zit. nach Zötl, 1993c; 6: Spindler & Brezinscak, 2008; 7: Stehlik, 1978, zit. nach Schauberger, 1979; 8: Benetka & Spacek, 2002b).

8 Einzelne Thermalwasservorkommen im ostalpinen Kristallin und seiner mesozoischen Bedeckung

(D. ELSTER)

8.1 Payerbach (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Payerbach Thermal 1 (Abb. 111) wurde 1995 von der damaligen ÖMV abgeteuft (WESSELY & SAUER, 2001). Nach den Autoren handelte es sich zu diesem Zeitpunkt um die längste Bohrstrecke im Grauwackenzone-Deckensystem und dem Semmering-Wechsel-Deckensystem. Obwohl Thermalwasser angetroffen wurde, konnte ein in den 1990er Jahren geplantes Thermenprojekt nicht realisiert werden. Gegenwärtig ist die Bohrung verschlossen, theoretisch jedoch nutzbar.

Hydrogeologie

Die mit einem Neigungswinkel von rund 17,1° niedergebrachte Tiefbohrung Payerbach Thermal 1 wurde am Südostrand der Nördlichen Kalkalpen bis auf eine Endteufe von 2.700 m MD abgeteuft. Nach WESSELY & SAU-ER (2001) boten sich für die Thermalwassererschließung permomesozoische Sedimente des Semmering-Wechsel-Deckensystems an. Diese werden vom Grauwackenzone-Deckensystem überlagert. So wurden Thermalwasser führende mesozoische Speichergesteine, geklüftete Dolomite und Quarzite ab ca. 2.200 m vermutet. Außerdem wurde eine Mineralisierung durch Anhydrite sowie das Auftreten von meteorischem Wasser angenommen.

Bei der Bohrung wurde der Grenzbereich von Grauwackenzone-Deckensystem und Semmering-Wechsel-Deckensystem bei 2.053 m MD angetroffen (Abb. 112). Ein Bohrprofil befindet sich in Tabelle 106. Von 2.250,0 bis 2.325,0 m MD konnte innerhalb von Tonschiefern des "Keupers" (permomesozoische Bedeckung) geringmächtige Dolomit- und Quarziteinlagerungen nach-

gewiesen werden, die sich als Bereiche mit höheren Kluftporositäten herausstellten. Bei einem ersten Kurzzeitpumpversuch wurden 1,07 l/s Formationswasser bei einer Spiegelabsenkung von 430 m gefördert. Ein Mammutpumpversuch im Jahr 1996 ergab ein ähnliches Ergebnis. Nachdem eine Säurestimulation zu keinem besseren Ergebnis führte, wurden weitere Bereiche perforiert. Die Zusatzperforationen im Semmeringquarzit, dem Anhydrit-Karbonat-Komplex und dem Überschiebungsbereich zum Grauwackenzone-Deckensystem brachten iedoch ebenfalls keine deutlich höhere Förderleistung. Zusammenfassend wurden folgende Perforationen durchgeführt: Perforation 1 mit den Intervallen 2.110,0 bis 2.187,0 m, 2.130,0 bis 2.135,0 m, 2.125,0 bis 2.160,0 m und 2.178,0 bis 2.184,0 m (Gesamtmächtigkeit 33,0 m) und Perforation 2 mit den Intervallen 2.045,0 bis 2.060,0 m und 2.073,0 bis 2.080,0 m (Gesamtmächtigkeit 22,0 m). EISNER & GOLDBRUNNER (1997) geben eine freie Überlaufmenge von 0,27 l/s (im Jahr 1996) mit einer Temperatur von 12,7 °C an, wobei sich die niedrige Temperatur aufgrund des langsamen Aufstiegs ergibt. Zudem wurde 1997 im Zuge von Flow-Meter- und Temperaturmessungen bei laufendem Pumpbetrieb festgestellt, dass der Hauptzufluss im unteren Perforationshorizont von 2.110,0 bis 2.135,0 m stattfindet. Bei der großen Heilwasseranalyse vom 15.01.1998 wurde bei einer Förderleistung von 0,95 l/s eine Absenkung von 315 m nachgewiesen (FOISNER, 1998b). Auch ist zu erwähnen, dass die Temperatur bei der Sohle rund 57 °C und bei ca. 2.300 m 49,3 °C betrug. Wesse-LY & SCHMID (2001) schließen aufgrund dieser etwas unter der normalen geothermischen Tiefenstufe liegenden Werte auf eine Beeinflussung durch in die Tiefe sinkende kalte Wässer.







Profilschnitt von Payerbach Thermal 1 (verändert nach GRATZER et al., 2001: Abb. 2).

Teufen MD (m)	Payerbach Thermal 1
-4,0	Quartär
-2.053,0	Grauwackenzone-Deckensystem -17,0: Kaintaleck-Vöstenhof-Komplex -1.855,0: Silbersberg-Decke -2.053,0: Veitsch-Decke
-2.700,0 (ET)	Semmering-Wechsel-Deckensystem -2.112,0: Karbonat-Anhydrit-Komplex (Mitteltrias) -2.185,0: Semmeringquarzit und Alpiner Verrucano (Untertrias bis Oberperm) -2.700,0: Obertrias ("Keuper") mit gestörtem Quarzit und Serizitquarzit von 2.250,0 bis 2.325,0 und Tonschiefern mit Dolomit sowie Quarzitlagen von 2.685,0 bis 2.695,0

Tab. 106.

Bohrprofil von Payerbach Thermal 1 (verändert nach $\mathsf{G}_{\mathsf{RATZER}}$ et al., 2001: Tab. 1).

Hydrochemie

Bei dem 28,4 °C (Förderstrom von 0,95 l/s) warmen Thermalwasser handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Natrium-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 4.600 mg/l (Tab. 115). FOISNER (1998b) weist auf einen Radiumgehalt (²²⁶Ra) von 3,36 Bq/l (Tab. 119), 1,3 mg/l Mineralölkohlenwasserstoffe und einen auffällig hohen Gehalt an Arsen (0,2 mg/l) hin. Tritium konnte nicht nachgewiesen werden, somit ist ein Einfluss durch oberflächennahe Wässer auszuschließen. Untersuchungen zu den stabilen Umweltisotopen Deuterium und Sauerstoff-18, sowie zu frei aufsteigenden Gasen, liegen nicht vor.

8.2 Mürztal (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser der erfolgreichen Tiefbohrung Mürztal Thermal 1 (12 I/s; 46 °C Auslauftemperatur) wird gegenwärtig nicht genutzt und die vorliegende wasserrechtliche Bewilligung ist ausschließlich auf die Durchführung von Pumpversuchen beschränkt. Die Tiefbohrung (Abb. 113) selbst wurde 2003 niedergebracht. Ziel war die Erschließung von balneologisch nutzbarem Thermalwasser.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Mürztal Thermal 1 wurde nach EISNER & GOLDBRUNNER (2003c) am Südrand des miozänen Pull-Apart-Beckens von Kapfenberg-Kindberg bis auf eine Endteufe von 1.620,0 m unter GOK niedergebracht. Die Beckenbasis besteht vorwiegend aus Dolomiten. Kalken, Rauhwacken in Wechsellagerung mit Serizitschiefern, quarzitischen Phylliten und Quarziten des Permomesozoikums und des oberostalpinen Paläozoikums (Tab. 107). GOLDBRUNNER et al. (2006) untergliedern das Becken auf Basis von Seismikmessungen in ein tieferes nördliches Hauptbecken und ein seichteres südlich gelegenes Teilbecken (Abb. 114). In Letzterem wurde die Tiefbohrung abgeteuft. Der Beckenuntergrund befindet sich beim Hauptbecken bei ca. 1.000 m unter GOK und beim Teilbecken bei ca. 700 m unter GOK, dazwischen befindet sich eine Hochzone mit einer Breite von ca. 400 bis 500 m, die von steilstehenden Störungen begrenzt ist. Bis zu einer Tiefe von 104 m unter GOK wurden neogene Beckensedimente ("Mürztaler Tertiär") angetroffen (GOLDBRUNNER et al., 2006). Zwischen 104 und 214 m unter GOK folgte im Neogen eine Abfolge von vorwiegend Karbonaten und Quarziten, die als Grundgebirgsscholle interpretiert wurde. Diese ist auf tektoni-



Abb. 113.

Lage der Erschließung südwestlich von Kindberg im Mürztal.

Teufen TVD (m u. GOK)	Mürztal Thermal 1
-24,0	Quartär
-104,0	Neogen ("Mürztaler Tertiär")
	Störung
-215,0	Unterostalpines Grundgebirge mit Störungszonen; neogene Einschuppungen
	Störung
-595,0	Neogen ("Mürztaler Tertiär") mit metamorphem Sedimenteintrag
	Transgression
-1.150,0	Unterostalpin. Verschuppung von permomesozoischen Karbonaten und Mürztaler Quarzphyllit. Ab -1.050 m Auftreten von Grobgneisen.
	Störung
-1.285,0	Unterostalpin (Mürztaler Quarzphyllit) / Oberostalpines Paläozoikum (Schöckelkalk)
	Überschiebung
-1.562,5	Oberostalpines Paläozoikum (Schöckelkalk)
-1.620,0	Oberostalpines Paläozoikum (Arzberger Schichten?)
Tab 107	

Tab. 107

Bohrprofil von Mürztal Thermal 1 (nach Goldbrunner, 2012b).



Abb. 114. Profilschnitt von Mürztal Thermal 1 (verändert nach Goldbrunner et al., 2006).

sche Bewegungen am Südrand des Beckens zurückzuführen, da im Liegenden bis zur Beckenbasis abermals neogene Abfolgen auftraten. Von 1.480,3 m bis zur Endteufe befindet sich die für die Förderung relevante offene Bohrlochstrecke (EISNER & GOLDBRUNNER, 2003c). Aufgrund des Auftretens von totalen Spülungsverlusten zeigte sich der Bereich um 1.524 m als Thermalwasser führende Kluftzone. Bei einem Langzeitpumpversuch vom 24.05.2003 bis zum 25.07.2003 wurden guasistationäre Bedingungen bei einem Grundwasserspiegel von 112,6 m unter GOK (4,9 l/s Förderrate und 43 °C Auslauftemperatur) bzw. 208,0 m unter GOK (11,8 l/s Förderrate und 46 °C Auslauftemperatur) erreicht. Zu Beginn des Pumpversuchs lag der Ausgangswasserspiegel bei 85.5 m unter GOK. Die Auswertung der Pumpversuche (zwei Mammutpumpversuche und ein Langzeitpumpversuch) und deren Aufspiegelungsphasen ergab eine Transmissivität von 2,95 x 10-5 m²/s für den sondenfernen Bereich. Für die scheinbare Mächtigkeit des Zuflussbereichs wurden 5 bis 15 m und somit ein kf-Wert von ca. 4 x 10⁻⁶ m/s angenommen. Als Einzugsgebiet kommen für GOLDBRUNNER et al. (2006) die umrahmenden Berge südlich des Mürztales sowie des Stanzertales in Frage. Hierbei gelangen Niederschlagswässer über Klüfte in den tieferen Untergrund.

Hydrochemie

Bei dem ca. 46 °C warmen Thermalwasser von Mürztal Thermal 1 handelt es sich um einen Calcium-Natrium-(Magnesium)-Sulfat-(Chlorid)-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 5.300 mg/l (Tab. 115). Da Sauerstoff-18 (-11,9 ‰) und Deuterium (-86,8 ‰) auf der MWL plotten, ist von einer überwiegend meteorischen Wasserkomponente auszugehen (Tab. 119). Die Abreicherung von Sauerstoff-18 ist auf ein kaltzeitliches Grundwasseralter zurückzuführen. Eine Beeinflussung von jungen Wässern (< 50 Jahre) konnte nicht festgestellt werden (Tritium: < 1 TU). Die hohen Gehalte an Strontium (15,4 mg/l) und Fluorid (3,1 mg/l) deuten auf eine hohe Eindringtiefe des Thermalwassers (Tab. 115). Diese Annahme wird auch durch den hohen Gehalt an Kieselsäure (37,7 mg/l) gestützt. So würde nach der Geothermometerberechnung von VER-MA (2000) für Quarz eine Formationstemperatur von ca. 82 °C vorliegen. Die geothermische Tiefenstufe beträgt ca. 2,9 °C/100 m (48 °C bei 1.640 m). Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Stickstoff (92,3 Vol.%) (Tab. 120). GOLDBRUNNER et al. (2006) weisen auf den erstaunlich niedrigen Gehalt an Kohlenstoffdioxid (0,22 Vol.%) hin, obwohl sich im Umkreis (Jasnitztal und Stanzertal) Säuerlinge befinden.

8.3 Wolkersdorf im Lavanttal (K)

Entwicklungsgeschichte

Am 10.07.1967 kam es in der Braunkohlegrube des Lavanttaler Kohlenbergbaus bei einem Vortrieb unterhalb von Großedling zu einem Thermalwassereinbruch (BECK-MANNAGETTA, 1975; KAHLER, 1978). Zunächst handelte es sich um Tropfwasser, doch vier Tage später flossen bereits 50 l/s aus. Infolge kam es zu einem Überfluten, doch der Einbruch konnte bald wieder unter Kontrolle gebracht werden. Das Vorkommen (Abb. 115) ist heute unzugänglich, da der Bergbau bereits 1968 eingestellt wurde.

Hydrogeologie

Der Thermalwassereinbruch erfolgte nach KAHLER (1978: 131) aus dem Hangenden des Liegendflözes: "Der Stollen (Streb 25 L), bei dem es zu dem Thermalwassereinbruch kam, wurde 2 km nördlich des Zentralschachtes Wolkersdorf von der zweiten Liegendsohle vorgerichtet und war 96 m lang." BECK-MANNAGETTA (1975) vermutete einen Zusammenhang mit der rund 70 m entfernten Tiefbohrung PF 1, die eventuell für das Thermalwasser eine Wegigkeit geschaffen hatte. Mit dieser im Jahr 1949 niedergebrachten Bohrung wollte man tieferliegende Köhleflöze bis maximal 1.200 m erreichen, sie verblieb jedoch in 1.100,7 m Tiefe in einer



Abb. 115. Lage der Erschließung bei Wolkersdorf im Lavanttal.

Brekzie aus Kristallinmaterial. So konnte ein Grundflöz nicht erreicht werden. Der hohe Salzgehalt wurde von KAHLER (1978) mit tonreichen marinen "Tertiärschichten" im Liegenden der Kohleflöze in Verbindung gebracht. Der Thermalwassereinbruch hatte ursprünglich eine Schüttung von 50 l/s und eine Temperatur von 38 °C. Es folgte jedoch bald eine Minderung auf rund 33 l/s. Nachdem der Abbau der Kohle verlegt wurde, ging die Schüttung auf 10 l/s zurück. Sie stieg jedoch wieder auf 25 l/s an, als sich der Abbau abermals der Einbruchstelle näherte. Zuletzt soll die Auslauftemperatur sogar auf 39,2 °C angestiegen sein. Erst nach weiteren Versuchen zur Eindämmung des Wasserzutritts ging die Schüttung auf 5 l/s zurück.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser handelte es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.600 mg/l (Abb. 115) und einer Auslauftemperatur von rund 39 °C.

8.4 Bad Weißenbach (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Gegenwärtig werden die Thermalwässer der artesischen Brunnen (Abb. 116), das sind die Thomas Miriam Quelle (B1/82), die Heinz Sabine Quelle (B2/80) und die Franz Kahler Quelle (B2/82), für das Thermalbad Weißenbach genutzt. Die Bohrung B1/80 ist nicht in Verwendung und die Quellfassungen Kupferquelle, Bäderquelle und Säuerlingsquelle am Hangfuß im Westen des Thermalbades existieren nicht mehr. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge beträgt für die genannten Brunnen 2,5 I/s. Für die drei Brunnen Thomas Miriam Quelle, Heinz Sabine Quelle und Franz Kahler Quelle bestehen außerdem engere Schutzgebiete für die Fassungsbereiche (Schutzzone I) sowie ein weiteres Schutzgebiet (Schutzzone II).

Es ist nicht bekannt, seit wann die thermalen Wässer von Bad Weißenbach genutzt werden (JANSCHEK, 1995). DIEM (1928) führt an, dass das Bad lange Zeit verfallen war und um 1900 instandgesetzt wurde. Die mit einem Schacht gefasste Bäderquelle wurde jedoch bereits 1861 beschrieben (KAHLER, 1978). Detailliertere Untersuchungen der mit seichten Schächten gefassten Kupferquelle und Säuerlingsquelle stammen aus der Nachkriegszeit. Für lange Zeit wurde die Bäderquelle als Hauptversorgung genutzt. Mit dem Ziel, Thermalwasser mit deutlich mehr als 20 °C zu erschließen, wurden von 1980 bis 1982 vier Bohrungen niedergebracht. Im Jahr 2001 wurden die drei heute genutzten Bohrungen zuletzt saniert (BECHTOLD, 2001). Zudem wurden die Thomas Miriam Quelle und die Franz Kahler Quelle im Jahr 1987 als Heilvorkommen anerkannt.

Hydrogeologie

Die Thermalguellen von Bad Weißenbach befinden sich am Ostrand der Saualpe im NW-SE verlaufenden Weißenbachtal, das einer tiefreichenden Störungszone folgt. Nach GAMERITH (1992) besteht die Gesteinsabfolge lokal hauptsächlich aus Bändergneisen, Marmoren und Schiefergneisen der katazonalen Schiefergneisgruppe. Zudem treten untergeordnet Kalksilikatfels. Pegmatoid und Amphibolit/Granatamphibolit auf. Ein ausgedehnter Marmorkörper (Teil des Preims-Komplexes, zentrale Serie der Koralpe; WEISSENBACH & PISTOTNIK, 2000), der an der nordöstlichen Hangseite des Weißenbachtales anstehend auftritt, agiert als Thermalwasseraguifer. Nach KAHLER (1978) sind die Wasseraustritte an Tiefpunkte im Tal gebunden. Der Talboden weist Mächtigkeiten von mehreren Metern auf und geht am Talrand in ebenso mächtige Terrassensedimente über (GAMERITH, 1992). Aufgrund einer Süd bis Südost einfallenden Störung (ca. 100 m südlich des Thermalbades), die das Weißenbachtal ENE-WSW guert, tauchen die Marmore und Gneise unter das Gelände ab und sind somit gegen Süden tektonisch begrenzt. Der Marmor dürfte sich gegen Süden, wenn überhaupt, erst in größerer Tiefe fort-



Lage der Erschließungen in Bad Weißenbach.

Bezeichnung	Endteufe (m)	Perforation (m)	artesischer Überlauf (l/s)	Auslauftemperatur (°C)
Franz Kahler Quelle (B2/82)	40,0	19,6 bis 39,6	1,05 (22.09.1999)	31,35 (22.09.1999)
Heinz Sabine Quelle (B2/80)	50,0	11,0 bis 50,0	0,16 (22.09.1999) 26,20 (22.09.1999	
Thomas Miriam Quelle (B1/82)	93,0	28,7 bis 90,0	1,10 (22.09.1999)	31,80 (22.09.1999)
B1/80	30,0		0,77 (13.02.1981)	
Bäderquelle	5,4		3,00 (bei Pumpbetrieb, 1978)	23,80 (04.03.1967)
Kupferquelle			0,42 (04.03.1967)	16,05 (04.03.1967)
			*	*

Eckdaten zu den Brunnen und Quellen von Bad Weißenbach (kompiliert nach Polz, 1999b; MARKTL, 1993; GAMERTH, 1995; KAHLER, 1978).

setzen. Es wird angenommen, dass diese Störung für den Aufstieg der Wässer eine wichtige Rolle spielt.

Die Thomas Miriam Quelle wurde bis auf eine Endteufe von 93 m niedergebracht (KAHLER & ZÖTL, 1993a). Nach der Durchörterung der Talfüllung wurde von 9 bis 47 m Mylonit und Schiefergneis durchbohrt. Im Liegenden folgten von 47 m bis zur Endteufe stark zerbrochener Marmor und Metasandstein. Nachdem ein erster artesischer Überlauf bei einer Bohrtiefe von 35,5 m auftrat, der sich bei einer Bohrtiefe von 57 m auf 2,5 l/s mit 31 °C steigerte, folgte bei der Fortsetzung der Bohrung ein totaler Spülverlust, da ein Karsthohlraum angefahren wurde. Dieser wurde anschließend plombiert. Die heutige Perforationsstrecke befindet sich von 28,7 bis 90 m unter GOK (MARKTL, 1993). Eine Übersicht über die weiteren Brunnen befindet sich in Tabelle 108.

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern von Bad Weißenbach handelt es sich um einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ. Die Gesamtmineralisation liegt zwischen 2.000 und 2.200 mg/l und die Auslauftemperatur variiert von 26 bis 32 °C (Abb. 115). Aufgrund des hohen Gehalts an freier Kohlensäure (ca. 1.000 mg/l) weisen die Wässer niedrige pH-Werte (pH 6,1 bis 6,5, Messreihen 1953 bis 1981) auf. KAHLER & ZöTL (1993a) weisen bezüglich der Spurenelemente auf einen möglichen Einfluss des Kollnitzer Vulkanites hin (Strontium 2.080 bis 2.270 µg/l;

Barium 480 bis 500 µg/l; Lithium 606 bis 670 µg/l; Bor 3.100 bis 3.468 µg/l). Auffallend hoch ist auch die Arsenkonzentration der Wässer (0,14 bis 0,39 mg/l), die deutlich über der Toxizitätsgrenze für Trinkwasserkuren liegt. Diese Problematik tritt auch bei anderen Grundwässern auf, die mit dem Preims-Komplex zu assoziieren sind (Mathiaschitz et al., 2003). Geringe bzw. unter der Nachweisgrenze liegende Werte an Tritium deuten bei den drei genutzten Bohrungen auf keinen bis sehr geringen Einfluss durch oberflächennahe Wässer (Tab. 119). Das Thermalwasser der nicht mehr existierenden seichteren, durch Quellschächte erschlossenen Vorkommen dürfte jedoch schon von oberflächennahem Wasser deutlich beeinflusst worden sein, das zeigt z.B. ein am 23.02.1981 gemessener Tritiumgehalt von 31 TU (GAMERITH, 1992). Bei der Thomas Miriam Quelle wurde außerdem eine Gasschüttung von ca. 0,36 l/s (Gas/Wasser-Verhältnis 1:11) mit einem Kohlenstoffdioxidanteil von mehr als 75 Vol.% festgestellt (Tab. 120).

8.5 Fohnsdorf (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge bei Gabelhofen Thermal 1 (Abb. 117) beträgt maximal 208 m³/ Tag. Kurzfristige Spitzenentnahmen dürfen höchstens 5,2 l/s erreichen.



Abb. 117. Lage der Erschließungen südlich bzw. südwestlich von Fohnsdorf.

Im Kohlenbergbau von Fohnsdorf kam es 1940 zu einem ersten Thermalwassereinbruch bei Vertiefungsarbeiten des Wodzicki Hauptschachtes (ZETINIGG, 1993). Dort wurde zu diesem Zeitpunkt schon seit rund 50 Jahren Kohle gefördert. Infolge musste der Schacht aufgrund des großen Wasserzutritts verschlossen werden. Diese Arbeiten gestalteten sich sehr schwierig und dauerten bis 1942 an. Das Interesse an dem Thermalwasser wurde erst viel später geweckt. Der Bergbau hatte zu diesem Zeitpunkt, nämlich im Jahr 1979, längst geschlossen. So wurde die Bohrung Gabelhofen Thermal 1 im Jahr 1995 niedergebracht (EISNER et al., 1995). Anschließend verging mehr als ein Jahrzehnt, bis die Thermenanlage im Jahr 2007 eröffnete.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung Gabelhofen Thermal 1 befindet sich im Norden des Fohnsdorfer Beckens. Dessen Formung ist auf zwei dominierende Störungssysteme zurückzuführen: Das NW-SE streichende Störungssystem der Pöls-Lavanttal-Linie und das ENE-WSW streichende System der Mur-Mürz-Störungszone. EISNER et al. (1995) beschreiben das rhombenförmige Becken zusammenfassend als Teil einer Reihe von alpidischen Absenkungszonen, die an ein Netzwerk von verschieden orientierten jungalpidischen Störungszonen gebunden sind. Die Basis des Beckens bildet das ostalpine Kristallin, das sich aus Schiefergneisen, Orthogneisen, Glimmerschiefern und Marmoren zusammensetzt. Die limnisch-fluviatile Beckenfüllung setzt mit einer Basisbrekzie (Karpatium) ein, darüber folgen unter anderem der sogenannte "Liegendsandstein", der "Fohnsdorfer Horizont" (Kohlenflöz) und der "Bandschiefer" (bituminöser Schiefer). Die darüber folgenden, bis zu 1.000 m mächtigen Blockschotter sind dem unteren Badenium zuzuordnen. Die Beckenfüllung weist nach POLESNY (1970) Mächtigkeiten von bis zu 2.000 m auf.

Der Thermalwassereinbruch beim Wodzicki Hauptschacht stand wahrscheinlich mit dem Wasser führenden und stark geklüfteten Marmorkomplex an der Basis der neogenen Beckenfüllung in Zusammenhang (ZETI-NIGG, 1993). Es wird angenommen, dass die Basisbrekzie im Hangenden der Marmore abdichtend wirkt und somit einen Aufstieg des Thermalwassers in die Beckensedimente verhindert. Da die Gneise und Glimmerschiefer des Grundgebirges stark gestört sind, erscheint es auch möglich, dass sie an die Marmore hydraulisch anschließen. Bei 32 m ab Sohle des 10. Horizonts, dieser befand sich bei einer Teufe von 833 m, fand im klüftigen Gneis des Grundgebirges ein erster Thermalwassereinbruch mit rund 0,8 l/s und 35 °C statt. Da in Folge weitere Thermalwasser führende Klüfte mit einem Zufluss von maximal 12 l/s bei 39,9 °C angefahren wurden, musste der Schacht unter schwierigen Bedingungen abgeschlossen werden.

Im nahe gelegenen Karl-August Schacht sind an der Grundgebirgs-/Beckengrenze ebenfalls Wasserzutritte mit Sinterkrusten dokumentiert worden (ZETINIGG, 1993). Hier wurde in einer Störungszone innerhalb einer Sandsteinlage der Basisbrekzie auch das Natrium-Aluminium-Karbonat Dawsonit gefunden, das auf thermale Mineralwässer hinweist.

In einer Entfernung von 1.175 m zum Wodzicki Schacht und 1.325 m zum Karl-August Schacht wurde Gabelhofen Thermal 1 bis auf eine Endteufe von 2.000,0 m unter GOK abgeteuft (BÖCHZELT & GOLDBRUNNER, 2001). Im Liegenden der 38 m mächtigen quartären Sedimente traf man bis 1.096,0 m die neogene Beckenfüllung an. Darunter folgte das kristalline Grundgebirge (Tab. 109, Abb. 118). Der Zielhorizont, der Thermalwasser führende Marmorkomplex, wurde nicht angetroffen und die Tiefbohrung verblieb im Glimmerschieferkomplex. Die Thermalwasserförderung erfolgt aus der offenen Bohrlochstrecke ab 1.074,5 m. Die Bohrung lief zunächst artesisch mit 0,4 l/s über, der Schließdruck lag bei rund 8 bar. Im Zuge von Pumpversuchen wurden die quasistationären Zustände erst nach langer Pumpdauer erreicht. So trat bei der ersten Förderstufe von 1,6 l/s dieser Zustand bei einer Absenkung von 350 m unter GOK nach zwei Monaten ein. Bei 2,4 l/s und einer maximalen Absenkung von 693,5 m unter GOK dauerte das Erreichen des guasistationären Zustands sogar drei Monate. Die Ergebnisse der Aufspiegelung zeigten auch, dass die sondenfernen Abschnitte mit einer Transmissivität von 3,54 bis 5,18 x 10⁻⁶ m²/s wahrscheinlich von dem Marmorkomplex beeinflusst sind. Das belegen im Vergleich zu den sondennahen Abschnitten bessere Durchlässigkeiten. Kf-Werte konnten nicht bestimmt werden, da die Nettomächtigkeit des Kluftaquifers nicht



Profilschnitt von Gabelhofen Thermal 1 (verändert nach SACHSENHOFER et al., 2010).

Teufen TVD (m u. GOK)	Gabelhofen Thermal 1
-38,5	Quartär
-1.096,0	Neogen
-2.000,0 (ET)	Kristallines Grundgebirge
Tab. 109.	

Bohrprofil von Gabelhofen Thermal 1 (nach Böchzelt & Goldbrunner, 2001).

eindeutig bestimmt werden konnte. Zudem ist zu erwähnen, dass die Temperatur bei der Endteufe bei ca. 61,5 °C lag. Dies entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von ca. 3 °C/100 m.

Hydrochemie

Bei Gabelhofen Thermal 1 handelt es sich um ein über 40 °C (abhängig von der Förderrate) warmes Thermalwasser vom Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 10.500 mg/l (Abb. 115). Die hohen Werte von Strontium (11,2 mg/l), Fluorid (2,2 mg/l) und Lithium (5,6 mg/l) deuten auf eine große Eindringtiefe des Thermalwassers. Der Gehalt an Borsäure (120 mg/l) könnte auf eine vulkanogene Beeinflussung des Thermalwassers zurückzuführen sein. Dafür spricht auch die hohe Konzentration an freiem Kohlenstoffdioxid (1.058 mg/l) (Tab. 115). Deuterium (-79,6 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,75 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, somit kommt es zu einer Regeneration der Hauptkomponente des Vorkommens (Tab. 119). Da Tritium nicht nachgewiesen wurde, ist eine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer auszuschließen (Tab. 119). Das Gas besteht vorwiegend aus Kohlenstoffdioxid (96,6 Vol.%) wobei das Gas/Wasser-Verhältnis 2,5:1 bis 2,7:1 beträgt (Tab. 120).

Abb. 119. Lage der Erschließung bei St. Kanzian.

8.6 St. Kanzian (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Derzeit wird das Thermalwasser von St. Kanzian Thermal 1 (Abb. 119) nicht genutzt. Die wasserrechtlich bewilligte Fördermenge von 4 l/s bezieht sich auf die Durchführung von Pumpversuchen. Die Gemeinde von St. Kanzian strebte seit mehreren Jahren die Erschließung von Thermalwasser an. Erste Ideen für ein Thermenprojekt entstanden 1996. So folgte im Jahr 2000 eine geologische Studie inklusive einer Machbarkeitsbewertung. Fünf Jahre später wurde St. Kanzian Thermal niedergebracht.

Hydrogeologie

St. Kanzian Thermal 1 wurde ca. 500 m nördlich des Klopeiner Sees bis auf eine Endteufe von 1.700,0 m unter GOK abgeteuft (Tab. 110) (GOLDBRUNNER, 2012b). Konglomerate der Süßwassermolasse (Sattnitz Konglomerate) stehen im Norden und Süden des Bohrstandortes oberflächennahe an (SCHMID & GRATZER, 2004). Das Bohrziel waren in erster Linie Karbonateinschaltungen des "Saualpenkristallins" (Koralpe-Wölz-Deckensystem), das im Liegenden der neogenen Beckenfüllung und des Drauzug-Gurktal-Deckensystems erwartet wurde. Aufgrund der Nähe zur Periadriatischen Naht im Süden des Klopeiner Sees wurde auch erwartet, dass sich tiefgreifende Störungen auf die Wasserwegigkeit bzw. Wasserzirkulation positiv auswirken würden.

Nachdem eine 15 m mächtige holozäne Bedeckung durchörtert wurde, folgten bis 260 m unter GOK Sedimente des neogenen Klagenfurt-Beckens (Goldbrun-NER, 2012b). Im Liegenden wurde zunächst eine 130 m mächtige Übergangszone von der neogenen Bedeckung zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem, bestehend aus Tonen, Konglomeraten sowie Glimmer-, Chloritund Tonschiefern angetroffen. Darunter befinden sich bis 1.380 m unter GOK Glimmer-, Quarzit-, Chlorit- und Tonschiefer sowie Phyllite des Kristallins des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Bis zur Endteufe von 1.700 m verblieb die Tiefbohrung anschließend in Glimmer-



Teufen TVD (m u. GOK)	St. Kanzian Thermal 1
-15,0	Holozän
-260,0	Neogen (Konglomerate, Sande, Kiese sowie Schluffe und Tone)
-390,0	Übergangszone zum Kristallin des Drauzug- Gurktal-Deckensystems (Tone, Konglomerate, Glimmer-, Chlorit- und Tonschiefer sowie Phyllite)
-1.380,0	Kristallin des Drauzug-Gurktal-Decken- systems (Glimmer-, Quarzit-, Chlorit- und Tonschiefer sowie Phyllite)
-1.700,0 (ET)	Koralpe-Wölz-Deckensystem (Glimmer- und Chloritschiefer, Marmor)
Tab. 110.	

Bohrprofil von St. Kanzian Thermal 1 (nach GOLDBRUNNER, 2012b).

und Chloritschiefern sowie Marmoren des "Saualpenkristallins". Die Filterstrecken wurden von 642,38 bis 1.674,67 m unter GOK mit einer Nettomächtigkeit von 374,25 m gesetzt. Somit wurden auch Zuflüsse innerhalb der zerklüfteten Glimmerschiefer des Kristallins des Drauzug-Gurktal-Deckensystems erfasst, doch der Hauptzufluss erfolgt ab 1.443,08 m im Bereich von Marmorlagen des "Saualpenkristallins". Der im Zuge von Pumpversuchen extrapolierte Ruhewasserspiegel lag bei 72 m unter GOK. Bei dem 3. Pumpversuch vom 24.07.2006 bis 11.08.2006 wurden bei Förderraten von 1,7 bis 2,3 l/s Absenkungen von 390 bis 480 m unter GOK erreicht. Die Auslauftemperatur betrug hierbei 40 bis 46 °C. Die Auswertung der folgenden Aufspiegelungsphasen der Pumpversuche ergab eine durchschnittliche Transmissivität von 5 x 10^{-6} m²/s.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser von St. Kanzian Thermal 1 handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 23.500 mg/l (Abb. 114). Tritium konnte bei der Probenahme am 29.03.2006 nicht nachgewiesen werden, somit ist eine Beeinflussung durch jüngere Wässer auszuschließen. Auffällig sind die hohen Konzentrationen der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-6,24 ‰) und Deuterium (-54,9 ‰), daher liegt vermutlich eine Mischung von Formationswasser mit meteorischem Grundwasser vor (Tab. 119). Außerdem betrug während des 3. Pumpversuches der Gas-Volumenstrom 10 bis 28 l/s bei einer Förderrate von 1,7 bis 2,3 l/s.

8.7 Wildbad Einöd (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Thermalquellen von Wildbad Einöd (Abb. 120) besteht ein wasserrechtlich bewilligter Gesamtkonsens von 10,5 l/s. Ein Schutzgebiet ist ebenfalls festgelegt.

Das Thermalwasservorkommen von Wildbad Einöd war bereits in vorrömischen Zeiten bekannt (MAURIN, 1993). Die ersten schriftlichen Überlieferungen stammen allerdings aus dem Beginn des 15. Jahrhunderts.



Abb. 120. Lage der Erschließungen von Wildbad Einöd. Schon bald versuchte man das Thermalwasser von dem kalten Quellwasser zu trennen, um eine Durchmischung zu vermeiden. So wurden erste Bohrversuche bereits Mitte des 19. Jahrhunderts unternommen. Im Jahr 1965 übernahm die Deutschordens-Schwesterngemeinschaft Friesach die Badeanstalt. In den Jahren 1965/1966 folgte die Abteufung der Bohrbrunnen Ignazquelle, Michaelquelle, Georgsquelle II und Hallenbadquelle. Im Jahr 2001 kam mit der Erschließung der Marienquelle eine weitere Bohrung hinzu. Bei dieser handelt es sich um die im Jahr 1965 aufgelassene Römerquelle, die neu erschlossen wurde. Abschließend sei darauf hingewiesen, dass die genutzten Thermalquellen als Heilquellen anerkannt wurden.

Hydrogeologie

Das Thermalwasservorkommen von Wildbad Einöd befindet sich im Olsatal, das der N–S verlaufenden und steilstehenden Olsa-Störung folgt. Diese Störungszone schneidet die mit ca. 40 bis 50° nach NW einfallende Überschiebungsbahn des Neumarkter Paläozoikums auf das Kristallin der basalen Glimmerschiefer-Decke (alle Drauzug-Gurktal-Deckensystem) (ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH, 2010). Das Neumarkter Paläozoikum umfasst vorwiegend Phyllite, Grünschiefer, phyllitische Glimmerschiefer, Metadiabase und Karbonate, deren Internbau für das Paläozoikum charakteristische Verfaltungen und Verschuppungen aufweist. Das Kristallin besteht hingegen aus Gesteinen mit mittel- bis hochgradiger Metamorphose, insbesondere aus Paragneisen, Glimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten.

Es wird angenommen, dass in großer Tiefe erhitzte Wässer über die tiefreichende Olsa-Störung aufsteigen (Abb. 121). Hierfür ist nach MAURIN (1993) ein komplexes System an kommunizierenden Klüften Voraussetzung. Die in der Spätphase der alpidischen Gebirgsbildung entstandene Störungszone weist nach EBNER et al. (2006) eine durch Dehnung entstandene Bruchstruktur auf. Zudem besteht parallel bis subparallel zu den tektonischen Hauptstörungen ein Kluftsystem, das



Abb. 121.

Profilschnitt von Wildbad Einöd (verändert nach ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH, 2010; GALL, 1983).

insbesondere im Bereich der Kuranstalt in größere Tiefen reicht. An der Basis des Paläozoikums sind zudem verkarstungsfähige Bänderkalke und Dolomite vorhanden, die auf der Höhe von Wildbad Einöd das Olsatal in einem geringmächtigen NE–SW streichenden Streifen queren. Somit ist ein tieferer Zustrom von Wässern aus dem Norden in Richtung Wildbad Einöd möglich.

Im Zuge der Hochwürm-Vergletscherung wurde die Sohle des Olsatales stark übertieft (MAURIN, 1983). Das führte nach dem Gletscherrückzug zu einer massiven Felsgleitung an der Westflanke (Groberberg-Osthang) und die in Schollen zerlegte Sackungsmasse kam erst durch den Gegenhang zum Stillstand. Nach einem neuerlichen Gletschervorstoß wurden limnische und fluviatile Sedimente, insbesondere Wasser stauende Seetone und grobklastische Sedimente abgelagert. So kam es in den sandig-kiesig dominierten Bereichen der Talfüllung zur Bildung von gespannten Grundwässern. Zudem verzahnen diese Sedimente mit den Hangwasser führenden Ablagerungen der Sackungsmasse. Als Einzugsgebiet für das oberflächennahe Grundwasser wird von MAURIN (1993) der Osthang des Groberberges angenommen. Zudem dürfte auch eine Anreicherung des Grundwassers über den Schwemmfächer des Pollauer Baches (im Norden von Wildbad Einöd) erfolgen (ASFI-NAG BAU MANAGEMENT GMBH, 2010).

Nach MAURIN (1983) steigen die Thermalwässer in die Sedimente der Talfüllung und zum Teil in der Sackungsmasse auf, wobei es zu einer Durchmischung mit den beschriebenen Kaltwässern kommt. Im Rahmen eines Forschungsprojekts der Montanuniversität Leoben und

Joanneum Research wurden im erweiterten Umkreis der Kuranstalt die Bodengase auf Kohlenstoffdioxid und Helium untersucht. Es wurde festgestellt, dass sich die Aufstiegszone der thermal beeinflussten Wässer hauptsächlich über den Kurgarten bis zur Olsa (Vorfluter im Olsatal) erstreckt (EBNER et al., 2006). Die Autoren nahmen an, dass sich der Aufstieg der Thermalwässer im Festaesteinsunterarund um den Kreuzunasbereich der NNE-SSW verlaufenden Olsa-Störung und der NE-SW streichenden Deckengrenze zwischen dem Neumarkter Paläozoikum und der basalen Glimmerschiefer-Decke konzentriert. Im Rahmen der umfangreichen Untersuchungen der ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH (2010) konnte auch im geklüfteten Fels des tieferen Untergrundes das Thermalwasser untersucht werden: auch hier waren Beimischungen von geringer mineralisierten Wässern zu beobachten. Es ist anzunehmen, dass diese kalten Wässer mit einer Grundwasseranreicherung über den Schwemmfächer des Pöllauer Baches im Zusammenhang stehen. Darauf lassen Isotopensignaturen schließen. Solche gering mineralisierten Kaltwässer wurden auch beispielsweise bei der Bohrung W-KB10/08 angetroffen. Zudem ist aufgrund der Tatsache, dass vor allem im Westen in größerer Tiefe stärker temperiertes Wasser angetroffen wurde, anzunehmen, dass sich die Hauptaufstiegszone entlang der Störungszone am westlichen Talrand bzw. unter der Sackungsmasse befindet.

In den Sedimenten der Talfüllung bei Wildbad Einöd treten auch Grundwasserhorizonte mit verschiedenen Druckniveaus und unterschiedlichen hydrochemischen

Bezeichnung	Wassertem- peratur (°C)	Leitfähigkeit (µS/cm)	Schüttung (I/s)	Beschreibung
	Messungszeitraum 2008 bis 2009		9	
Marienquelle	24,3 bis 25,5	2.800 bis 2.900	Zusammen 1,1 bis 4,1	Endteufe: 8 m
Georgsquelle II	22,5 bis 23,0	2.250		Endteufe: 53,1 m. Endteufe der ursprünglichen Georgsquelle: 10 m. Filterstrecke: 41,1 bis 51,1 m. 0 bis 11,0 m (torfige und tonige Lagen) 11,0 bis 52,6 m (Wechsellagerung von Sanden und Kiesen) 52,6 bis 53,1 m (anstehender Fels)
Ignazquelle	21,3 bis 24,5	2.600 bis 2.850		Schacht mit zwei Bohrungen (Neue und Alte Ignazquelle) Endteufe: je 8 m Filterstrecke: 3 bis 8 m bzw. 6 bis 8 m Neue Ignazquelle: 0 bis 4,5 (lehmig, moorig bis sandig), 4,5 bis 8 (sandig und kiesig)
Michaelquelle	25,4 bis 25,8	2.850 bis 2.930		Schacht mit zwei Bohrungen (Alte und Neue Michaelquelle) Endteufe: 7,75 m (Alte Michaelquelle) bzw. 8 m (Neue Michaelquelle) Filterstrecke 5,75–7,75 m (Alte Michaelquelle) und 2–8 m (Neue Michaelquelle) Unter einer stauenden Schicht von Hochflutlehmen wurde bei 4,8 m ein artesischer Wasseranstieg registriert.
Hallenbad- quelle	20,3 bis 21,2	2.280 bis 2.340	0,8 bis 1,5 bzw. 1,28 im Tagesmittel	Endteufe: 12 m Filterstrecke: 4 bis 7 m 0 bis 5,2 m (Hochflutlehme) Thermalwasserzutritt bei 5,2 m (steinig, sandig, kiesige Schicht), darüber Hochflutlehme.

Tab. 111.

Genutzte Thermalwasserbrunnen von Wildbad Einöd (kompiliert nach ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH, 2010; GALL, 1983; MAURIN, 1983, 1993).

Bezeichnung	W-KB13/08	W-KB12/08	W-KB09/08	W-KB07/08	W-KB05/08
T (°C), Mittelwert	18,02	18,57	16,67	16,73	23,65
Lf (µS/cm), Mittelwert	1.299	1.786	2.116	3.027	2.815
Schüttung (l/s), Pumpversuch	1,2 (Stufe 3)	4,5 (Stufe 3)	1,63 (Stufe 3)	1,61 (Stufe 3)	0,2 (Stufe 1)
Absenkung (m u. GOK)	12,17	0,93	1,92	3,4	12,73
Endteufe (m)	136,0	125,0	150,0	80,0	130,0
artesisch	Ja	Ja	Nein	Nein	Ja
Ablenkung			Neigung 45°, Richtung 260°		
in Felsstrecke ausgebaut	Ja	Nein	Ja	Ja	Ja
Filterstrecke (m)	107 bis 136	70 bis 100	75 bis 150	47 bis 77	89 bis 128
Lithologie der Filterstrecke	Mäßig bis stark zerlegte Phyllite und Glimmer- schiefer mit Meter mächtigen Einschaltungen von Quarziten.	Kiesig-sandige Lockergesteine.	Stark zerlegte, klüftige Kalkphyl- lite und Glimmer- schiefer.	Stark zerlegte Kalkphyllite, Seri- zit-Chloritphyllite und Glimmer- schiefer.	Wechsellagerung von Kalkphylliten, Glimmerschiefern und Grafitphylli- ten mit teilweise offenen Klüften.
Mittelwert kf (m/s)		1,4 x 10 ⁻⁴			
Mittelwert T (m ² /s)		4,1 x 10 ⁻³			

Tab. 112

Ausgewählte Grundwasserbeobachtungsmessstellen von Wildbad Einöd (nach ASFINAG Bau Management GmbH, 2010).

Eigenschaften auf, die chemisch nicht von dem aufsteigenden Thermalwasser beeinflusst sind (ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH, 2010). Dabei handelt es sich um Iokal begrenzte, wassergesättigte Sand- und Kieslinsen mit hoher Mineralisierung, die von mikrobiologischen Abbauprozessen in den Torfen beeinflusst sind.

Gegenwärtig wird Thermalwasser aus fünf artesischen Brunnen mit Tiefen zwischen 8 und 53 m gewonnen (Tab. 111). Bei den seichten Brunnen Hallenbadquelle, Ignazquelle, Michaelquelle und Marienquelle wurde unter geringmächtigen (bis ca. 5 m) lehmig-sandigen Deckschichten in den grobklastischen Sedimenten artesisch aufsteigendes Thermalwasser angetroffen. Die Bohrung Georgsquelle II erreichte hingegen in einer Tiefe von 52,6 m das Festgestein, bei dem es sich nach MAURIN (1993) wahrscheinlich um einen Block der Sackungsmasse handelt. Über die letzten Jahrzehnte ist es zu einer Schüttungsverminderung sowie einem Anstieg der Mineralisation gekommen. So gab MAURIN (1993) noch eine Gesamtschüttung der genutzten Quellen von ca. 10 l/s an, wobei die Hallenbadquelle mit ca. 7,3 l/s die größte Schüttung aufwies. Heute schütten die Quellen mit 2,38 bis 5,38 l/s deutlich weniger und weisen Auslauftemperaturen von ca. 20,3 bis 25,8 °C auf (ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH, 2010). Die Schwankungen von Temperatur und Leitfähigkeit sind jedoch, mit Ausnahme bei der Ignazquelle, kurzfristig.

Im Frühjahr 2008 wurden im Nahbereich des Heilbades geologische und hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt, da ein Konflikt zwischen der Nutzung des Thermalwassers und der Realisierung des Straßenprojektes nicht auszuschließen war. Um die Herkunft der Wässer abzuklären, folgte im Rahmen einer Erkundungskampagne von Beginn 2008 bis Ende 2009 die Abteufung von zahlreichen Bohrungen, die als Grundwasserbeobachtungsstellen ausgebaut wurden. Außerdem wurden im Oktober 2010 von der Forschungsgesellschaft Joanneum Research simultane Fluid-Logging-Messungen durchgeführt. Ein Auszug der als höher mineralisierte "warme Wässer" klassifizierten Bohrungen mit einer Leitfähigkeit von über 1.200 µS/cm und einer Temperatur über 15 °C befindet sich in Tabelle 112. Bezüglich weiterer Detailinformationen sei auf das Projekt "S37 Klagenfurter Schnellstraße, Teilabschnitt 1" der ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH (2010) hinzuweisen.

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern von Wildbad Einöd handelt es sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit elektrischen Leitfähigkeiten von 1.807 bis 2.830 µS/cm und Wassertemperaturen von 20,6 bis 25,4 °C (Tab. 116). Auffallend sind die hohen Konzentrationen an Bor (ca. 2 mg/l), Fluor (0,5 bis 2,4 mg/l) und Strontium (5 bis 8 mg/l), welche auf die tiefen Aufstiegswege des Thermalwassers hinweisen (Tab. 116). Die Sauerstoff-18-Werte weisen bei allen Brunnen, bis auf die Hallenbadquelle, auf ein Einzugsgebiet mit einer hohen mittleren Seehöhe hin (ASFINAG BAU MANAGE-MENT GMBH, 2010). Aufgrund der niedrigen Tritiumgehalte ist bei der Ignazquelle und Marienquelle außerdem auf eine lange mittlere Verweilzeit zu schließen. Die Hallenbadquelle und Michaelquelle weisen hingegen höhere Werte auf, somit dürfte bei diesen Brunnen eine größere Beimischung von jüngeren Wässern bestehen. Des Weiteren ist eine starke Entgasung, bei der es sich vorwiegend um Kohlenstoffdioxid und zu einem geringeren Anteil um Schwefelwasserstoff handelt, charakteristisch.

8.8 Reifnitz (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die subthermal temperierten Wässer von Reifnitz werden ausschließlich für Wasserversorgungszwecke genutzt. So sind die Uschnigquellen (vier gefasste Austritte) und der Brunnen 2 (Abb. 122) in das Versorgungsnetz der Gemeinde eingebunden. Die Quellen bei der Landstraße (Abb. 122) werden zurzeit allerdings nicht genutzt. Bei der ehemaligen Bohrung Reifnitz Thermal 1/77 handelte es sich um eine Versuchsbohrung, die verschlossen wurde, wie auch die Erschließungsversuche via Bohrung und Stollen unterhalb der Landstraße (Abb. 122).

Die Quelle bei Landstraße 1 wurde seinerzeit für die Wasserversorgung von einem Gehöft genutzt. Eine erste Beschreibung stammt aus dem Jahr 1929 (KAH-LER, 1978). Unterhalb der Landstraße wurde versucht, das subthermale Wasser mit einem Stollen sowie einer 18,8 m tiefen Versuchsbohrung (Bohrung bei Landstraße) in einem tieferen Niveau zu erschließen. Bei diesem Vorhaben traf man jedoch keine höheren Temperaturen an. Ende der 1970er Jahre erfolgte die Niederbringung von zwei Bohrungen (Thermal 1/77 und Bohrung 2), bei denen ebenfalls keine Wässer mit einer Auslauftemperatur über 20 °C erschlossen wurden. Bis heute sind von der Gemeinde keine weiteren Versuche zur Erschließung von Thermalwässern durchgeführt worden, da weitere Explorationsversuche, insbesondere Untersuchungsbohrungen, von Fachexperten als zu risikoreich eingestuft wurden.

Abb. 122. Lage der Erschließungen bei Reifnitz

Hydrogeologie

Die subthermalen Quellen von Reifnitz entspringen am Westrand (Uschnigguellen) sowie am Ostrand (Quelle bei Landstraße) der Reifnitzer Bucht des Wörthersees und sind nach KAHLER (1978) an Marmor-Einschaltungen in Granatglimmerschiefern gebunden. Diese Marmorkörper sind schmal und tektonisch stark versetzt und weisen Zerrüttungs- und Verkarstungserscheinungen auf. Die räumliche Ausdehnung des Marmorkörpers ist nicht bekannt (HERZOG, 1981). Zudem intrudierten Ganggesteine (Tonalitporphyrite) an mehreren Stellen in das Gebirge. Es werden mehrere subthermale Quellaustritte beschrieben, die eine Auslauftemperatur von rund 15 bis 17 °C aufweisen und unterschiedlich konstant fließen (KAHLER, 1978). Infolge von stärkeren Niederschlägen nimmt der Kaltwasseranteil zu. Bei der Quelle bei Landstraße 1 wurde am 29.07.2013 im Zuge der Erhebungen für diese Arbeit eine Auslauftemperatur von 16,9 °C und eine Schüttung von rund 10 l/s gemessen. Auch im Jahr 1969 betrugen Schüttung und Auslauftemperatur rund 10 l/s bzw. 15,9 °C (KAHLER, 1978). Unterhalb der Landstraße treten zumindest zwei weitere Quellaustritte (Quelle bei Landstraße 2) mit ähnlicher Auslauftemperatur, jedoch deutlich geringerer Schüttung auf. Im Nordwesten dieser Quellaustritte befinden sich die temperierten und mittlerweile gefassten Uschnigguellen, die Auslauftemperaturen von 14 bis 17 °C und eine Schüttung von weniger als 5 l/s aufweisen. Die bis auf 126,7 m unter GOK niedergebrachte Bohrung Reifnitz Thermal 1/77 wurde abgeteuft, um unvermischte, höher temperierte Tiefenwässer anzutreffen (HERZOG, 1979). Die Zone mit den Marmoren wurde von 80 bis 110 m angetroffen, wobei man in der Übergangszone Marmor/Schiefer mit 17,8 °C die höchste Temperatur feststellte. Der freie Wasserspiegel lag bei 8,2 bis 16 m unter GOK und die maximal mögliche Fördermenge wurde auf 10 l/s geschätzt. In der Folge wurde eine weitere Bohrung, Bohrung 2 (heute als Brunnen 2 angeführt), bis auf 58,3 m abgeteuft (KAHLER, 1978). Hier wurde bei ca. 30 m unter GOK unterhalb eines Karsthohlraumes Porphyrit angetroffen, darunter folgten ab 38,5 m Marmore und Schiefer, wobei letztere ab 55 m überwogen. Bei 30 m unter GOK wurde im Abschnitt



des Ganggesteins eine maximale Temperatur von 18,5 °C gemessen und es wurde angenommen, dass in diesem die temperierten Wässer aufsteigen. Laut Auskunft der Gemeinde wurde diese Bohrung mittlerweile bis auf 26 m unter GOK verschlossen. Aufgrund dieser Bohrergebnisse wird angenommen, dass mit höheren Temperaturen erst in deutlich größeren Tiefen zu rechnen ist. Weitere Erschließungsversuche werden aufgrund der komplizierten tektonischen Struktur als risikoreich eingestuft.

Hydrochemie

Die subthermalen Wässer von Reifnitz weisen alle einen ähnlichen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 350 mg/l auf (Tab. 116). Bei der am 29.07.2013 durchgeführten Probennahme wies die Hauptquelle (Quelle bei Landstra-Be 1) eine Schüttung von ca. 9 l/s und eine Auslauftemperatur von 16,9 °C auf. Im Vergleich zu der am 21.07.1965 durchgeführten Analyse von SCHEMINZKY & KOMMA (zit. nach KAHLER, 1978) hat sich der Chemismus nicht verändert. Die Wassertemperatur betrug 17 °C bei einer Schüttung von 1 l/s (Tab. 116). Sauerstoff-18 und Deuterium weisen Gehalte von -9,88 ‰ bzw. -67,1 ‰ auf. Zudem belegt ein Tritiumgehalt von 5,1 TU einen deutlichen Einfluss durch oberflächennahe Wässer (Tab. 119).

8.9 Karawanken-Straßentunnel (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Bau des Karawanken-Straßentunnels dauerte von 1986 bis Ende 1991 an. Ziel war die Schaffung einer schnellen Verbindung von Österreich nach Slowenien. Im Zuge der Arbeiten wurden auf österreichischer Seite bei den Stollenkilometrierungen 2.830 m und 2.930 m zwei temperierte Quellen angetroffen (Abb. 123). Es wird angedacht, diese in die Gemeindewasserversorgung Villach Stadt 1 einzubinden.

Hydrogeologie

Die temperierten Wasseraustritte im Karawanken-Stra-Bentunnel (KT2830 und KT2930) sind an den Schlerndolomit gebunden (Mittel- bis Obertrias) (BRENČIČ et al., 1995). Hierbei handelt es sich um weißen und hellgrauen Dolomit, kalkigen Dolomit und Kalkstein, der eine ausgeprägte Klüftigkeit aufweist. Heute schütten die beiden Quellen zusammen rund 75 l/s und weisen eine Temperatur von ca. 21 °C auf (BRENČIČ & POLTNIG, 2008). Hierzu sei angemerkt, dass die Temperatur von 1988 bis 1991 noch unter 20 °C lag. Im Bereich der Quellen befinden sich im Hangenden des Schlerndolomits Raibler Schichten und Hornsteinplattenkalk. Außerdem beträgt die Gebirgsüberlagerung an dieser Stelle rund 1.000 m (Abb. 124). Da die Plattenkalke eine vernachlässigbare Wasserführung aufweisen, ist das Herkunftsgebiet der Wässer ausschließlich mit dem Bereich des Schlerndolomits zu assoziieren. Die konstante Schüttung und die erhöhte Temperatur lassen zudem auf einen verkarsteten und tiefen Grundwasserleiter schlie-Ben. Nach BRENČIČ & POLTNIG (2008) befindet sich das Einzugsgebiet im zentralen Bereich des südwestlichen Schlerndolomitgebietes der Kahlkogel-Synklinale auf slowenischem Gebiet. Die Autoren führen an, dass die Dolomite im Tunnel, bedingt durch die regionalen tektonischen Gegebenheiten, als Horste auftreten.

Hydrochemie

Die zahlreichen hydrochemischen Analysen belegen einen dolomitischen Chemismus (Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ) mit einer akratischen Gesamtmineralisation (Tab. 116). Es ist anzumerken, dass bei den während des Baues entnommenen Proben Schwefelwasserstoff (69 mg/l) und auch etwas Methan nachgewiesen wurde. Für Sauerstoff-18 liegen für den Zeitraum 1988 bis 2007 Messungen vor (Zeitpunkt 2008). Trotz anfänglich stärkeren Schwankungen liegen die Werte seit 1996 im Bereich von -11,3 bis -11,5 ‰ (Tab. 119). Mit großem Interesse wurde der Anstieg von Tritium verfolgt, da die Quellen nach der Erschließung



Lage der Erschließungen im Karawankentunnel.



zunächst tritiumfrei waren. Bereits im Februar 1990 wurden bei KT2830 erste Spuren nachgewiesen. Bis 1995 stieg der schwankende Gehalt bis auf 8 TU und fiel bis 2004 auf ca. 4 TU. Seitdem gab es einen abermaligen Anstieg auf 7 TU (Stand 2008). Bei KT2930 wurde erstmals im Oktober 1991 Tritium nachgewiesen. Die Werte stiegen hier auf 4 bis 5 TU an. Aufgrund der Tritiumgehalte ist somit von einer Beeinflussung durch jüngere Wässer auszugehen (Tab. 119).

8.10 Warmbad Villach (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Gesamtschüttung der genutzten Quellen liegt zwischen 15 und 160 l/s (PROBST & SCHMÖLZER, 2011). Die relevanten Bescheide für die wasserrechtliche Nutzung liegen beim Amt der Kärntner Landesregierung auf.

Seit 1939 wurden zum Schutz der Thermalwässer von Warmbad Villach behördliche Verordnungen und Maßnahmen gesetzt. ZOJER (1996) erarbeitete Vorschläge für ein Schutz- und Schongebiet, welche im Wesentlichen im Jahr 2005 umgesetzt wurden. Die Besiedelung im Umkreis der Thermen ist fast lückenlos vom Ende der Steinzeit bis in das 12. Jahrhundert n. Chr. nachgewiesen worden (KAHLER, 1978). Die erste urkundliche Erwähnung stammt aus dem Jahr 1445. Nach dem Zweiten Weltkrieg erfolgte der Ausbau des Josefinenhofes und Mitte der 1960er Jahre fiel die Entscheidung, die Gesamtanlage bedeutend zu vergrößern. Über das genaue Alter der Fassungen der genutzten Quellen ist wenig bekannt. Die Josefinenhofquelle (Abb. 125) wurde im Jahr 1973 abgeteuft und die Niederbringung der Kahlerquelle (Abb. 125) erfolgte 1981.

Hydrogeologie

Das Thermalwasservorkommen von Warmbad Villach ist an den Dobratsch (Drauzug-Gurktal-Deckensystem) gebunden, der dem nach Osten in die Tiefe tauchenden Gailtalkristallin aufsitzt. Nach ZoJER (1996) sind im Bereich der Quellen von Warmbad Villach ausschließlich nach Norden einfallende Wettersteinkalke aufgeschlossen. Für das Auftreten der Thermalwässer ist neben längsgerichteten Störungslinien auch die Abtreppung des Dobratsch gegen Osten relevant. Letztere ist auf die stufenweise Tieferlegung des Villacher Beckens an



Abb. 125. Lage der Erschließungen beim Warmbad Villach.

etwa N–S verlaufenden Störungen zurückzuführen. So sind insbesondere entlang einer NNW–SSE gerichteten tektonischen Linie an der Ostflanke des Dobratsch, die ein endgültiges Abtauchen der Triasgesteine bewirkt, die Thermalwasseraustritte vorzufinden.

Die Genese der Thermalwässer hängt nach ZOJER (1996) mit der Entwässerung des gesamten Dobratsch-Massivs zusammen. Über Staffelbrüche sinkt das Infiltrationswasser in große Tiefen bis an die Basis des Wettersteinkalkes ab - hierbei dürfte es sich um Sandsteine des "Permoskyth" handeln - und wird dort aufgeheizt. Zudem mischen sich tief zirkulierende Kaltwässer im Zuge des Aufsteigens entlang des Warmbader Staffelbruches bei. Rotlehme (Neogen) wirken zusätzlich als Barriere gegen Osten und sind für den Aufstieg des Thermalwassers von großer Bedeutung (Abb. 126). Im Bereich der Napoleonwiese dürfte sich zusätzlich lokales Kaltwasser beimischen. Zusammenfassend handelt es sich um eine Kombination mehrerer Fließsysteme bzw. um eine Vermischung älterer Thermalwässer mit verschieden alten Kaltwässern. Diese Durchmischung dürfte aufgrund der tiefreichenden Verkarstung teilweise in großer Tiefe stattfinden. So erreichte die 300 m tiefe Bohrung Kahlerquelle die Zone von Thermalwässern ohne Beeinflussung durch Kaltwässer nicht. Zusätzlich wirken sich die jahreszeitlich unterschiedlich gebildeten Karstwässer (z.B. bei der Schneeschmelze) maßgeblich auf die Dynamik des gesamten Thermalwassersystems aus. Bei größerer Kaltwasserauflast wird das höher temperierte Wasser verstärkt zum Aufstieg gezwungen. KAHLER (1983) untergliederte die Thermalwässer in perennierende Quellen (dauernd fließend), periodisch fließende Quellen und Bohraufschlüsse

(Tab. 113). Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die periodischen Quellaustritte demselben hydrogeologischen System wie die perennierenden angehören und im Prinzip nur vom Stand des Bergwasserspiegels abhängig sind. Somit ist die Wasserführung mit dem Überlaufen eines Beckens zu vergleichen. Die Bohrungen dienten einerseits zum Verständnis des Thermalwassersystems, andererseits wollte man Thermalwasser mit höherer Temperatur erschließen, was allerdings nicht gelang. Entlang der Kadischen Allee befinden sich die perennierend fließenden Hauptaustritte Hallenbadquelle, Freibadquelle, Neue Quelle, Zillerbadquelle und Tschamerquelle (Abb. 125). Direkt am Boden des Kurbeckens ist die durch eine geringmächtige Schotterüberlagerung diffus austretende Hallenbadquelle vorzufinden. An der bergseitigen Wand des Hallenbades entspringt zusätzlich die Außenbadquelle, die dem Bad zugeleitet wird. Die Freibadquelle entspringt direkt dem Wettersteinkalk und ist mit einem 1,8 m tiefen Schacht erschlossen worden. Wenige Meter südlich der Freibadquelle befindet sich bei einer steil nach Osten abtauchenden Felsscholle die mit einem Quellschacht gefasste und deutlich weniger ergiebige Neue Quelle. Die Zillerbadquelle ist mit einem 3 m tiefen Schacht aufgeschlossen und tritt ebenfalls an dem steil nach Osten abtauchenden Fels aus. Der Schacht der Tschamerquelle erreichte hingegen nicht den anstehenden Wettersteinkalk, sondern verblieb in der aus Feinsand bestehenden Bedeckung.

Zu den periodischen Quellen zählen das Maibachl (Gruppe von Quellaustritten), die beiden Parklöcher, die Walterhofquelle und der Hungerbach in der Maibachnische. So springt z.B. das Maibachl infolge der Schnee-



Abb. 126.

Profilschnitt von Warmbad Villach (A: Nicht maßstabgetreues Entwässerungsmodell, verändert nach Zojer, 1996; B: E–W-Schnitt durch die Bohrung 1/81, verändert nach JANSCHEK, 1981).

Bezeichnung	Тур	Schüttung (l/s) (Jahr)	Auslauftemperatur (°C) (Jahr)
Maibachl	periodisch	0–500 (1996)	28,0
Hungerbach	periodisch	0–100 (1996)	Keine Werte
Hallenbadquelle	perennierend	11–100 (2011)	28,5 (2011)
Außenbadquelle	perennierend	11–100 (2011)	28,5 (2011)
Freibadquelle	perennierend	10–50 (1980)	23,0–27,0 (2011)
Neue Quelle	perennierend	0,2–4,5 (2011)	23,0–27,0 (2011)
Zillerbadquelle	perennierend	3,4–9,5 (2011)	24,3–27,0 (2011)
Tschamerquelle	perennierend	1–4,5 (2011)	24,8–26,2 (2011)
Kahlerquelle	Bohrung	2 (artesischer Überlauf) (2011)	27,2 (2011)
Josefinenhofquelle	Bohrung	Keine Werte	23 (2011)

Tab. 113.

Übersicht zu den bestehenden Quellen und Bohrungen des Thermalwasservorkommens von Warmbad Villach (nach Zojer, 1980b; Zojer, 1996; Probert & Schmölzer, 2011).

schmelze und nach heftigen Niederschlägen an. ZOJER (1996) führt Schüttungsextreme von 500 l/s und Wassertemperaturen von über 28 °C an. Auch der selten Wasser führende Hungerbach, der weiter im Norden in Konglomeraten entspringt, kann Schüttungen von annähernd 100 l/s erreichen. Zu erwähnen ist außerdem die Walterhofquelle, eine periodische Quelle, die früher als Indikator für das baldige Auftreten des Maibachls galt (KAHLER, 1978). Nach dem Neubau des Hallenbades verschwand sie jedoch zunächst und führt heute nur mehr sehr unregelmäßig Wasser.

Bei den derzeit existierenden Bohrungen handelt es sich um die Kahlerquelle (Tiefbohrung) und die Josefinenhofquelle. Die Kahlerquelle wurde bis auf eine Tiefe von 287 m niedergebracht und hat eine offene Bohrlochstrecke von 150 m bis zur Endteufe. Bedeutende Wasserzutritte finden von 160 bis 170 m, bei 210 m und von 230 bis 240 m unter GOK statt (ZOJER, 1996). Auf der Grundlage von Pumpversuchen wurde eine mögliche Dauerförderung von 12 l/s berechnet. Bei dieser Förderrate besteht auch keine guantitative Beeinflussung der benachbarten Thermalquellen. Zudem ist zu erwähnen, dass bei mittleren und höheren Wasserständen ein artesischer Überlauf stattfindet. Bei der Josefinenhofquelle handelt es sich um einen 28 m tiefen Brunnen, bei dem zwischen dem Maibachl und Hungerbach unterirdisch Richtung Osten abfließendes Thermalwasser gefördert wird.

Hydrochemie

Die Quellen und Bohrungen des Thermalwasservorkommens von Warmbad Villach weisen allesamt einen akratischen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ auf (Tab. 117). Die Wassertemperatur variiert zwischen 20,3 und 29,0 °C, während die Mineralisation nur geringe Schwankungen zeigt.

Nach ZOJER (1996) belegen Auswertungen von Tritiumanalysen aus den Jahren 1971 bis 1976 (Abfall von 130 auf 50 TU bei der Hallenbadquelle), dass die Wässer einen deutlichen Anteil einer älteren Komponente enthalten. Allerdings wiesen ein leicht fluktuierender Jahresgang und der langzeitige Rückgang des Tritiums auch auf eine sehr junge Kaltwasserkomponente hin. Auf der Grundlage des Tritium-, SiO_2 - und Chloridgehaltes wurde von ZOJER (1980b, 1996) ein Kaltwasseranteil von ca. 70 % berechnet.

Mithilfe der Sauerstoff-18-Analysen wurde außerdem für das Einzugsgebiet der Thermalwasserkomponente eine mittlere Höhe von 1.000 bis 1.050 m ermittelt (ZOJER, 1996). Das Einzugsgebiet der Kaltwasserkomponente liegt hingegen bei 900 m. Diese Kalkulationen beruhen auf Sauerstoff-18-Gehalten: Bei der Kaltwasserkomponente betragen diese rund -11,58 ‰, bei dem Thermal-Mischwasser ca. -11,64 ‰.

Zudem führt ZOJER (1996) den hohen Radon-222-Gehalt auf den Kontakt des Thermalwassers mit den Sandsteinen des "Permoskyth" an der Basis des Wettersteinkalkes zurück (Tab. 119). FRIEDMANN & HERNEGGER (1985) befassten sich detailliert mit dem Radongehalt und geben Radonkonzentrationen von 25 Bq/I (Tschamerquelle) bis 31 Bq/I (Neue Quelle) an (Messwerte aus dem Jahr 1977).

Bezüglich des gelösten Gases führt KAHLER (1978) die "Kleine Heilwasseranalyse" der Freibadquelle vom 06.10.1959 an. Es besteht zu 42,6 Vol.% aus CO₂ und zu 50,05 Vol.% aus Stickstoff und Edelgasen.

8.11 Bad Kleinkirchheim (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Erschließung von Thermalwasser mit den Gewinnungsbrunnen 1/74 und 2/74 (Abb. 127) liegt eine wasserrechtliche Bewilligung vor. Demnach darf das gewonnene Thermalwasser zur Gänze genutzt werden. Das Thermalwasser wird heute in Thermenanlagen und Hotels genutzt. Für die Augenquelle und die Katharinenquelle (Abb. 127) besteht zudem ein Schutzgebiet.

Die aus dem 15. Jahrhundert stammende St. Katharina Kirche wurde über einer Thermalquelle, der Augenquelle, errichtet. Dieses Thermalwasser wurde bereits



im 16. Jahrhundert für ein altes Badehaus (Katharinenbad) genutzt. Nach KAHLER (1978) trat nach dem Zweiten Weltkrieg eine Thermalwasserknappheit auf, da die Quellen aus ihren Fassungen traten. Auf Basis von geologischen, geothermischen und seismischen Untersuchungen wurden 1969, 1972 und 1974 Bohrungen niedergebracht. Allerdings wurden die Versuchsbrunnen 1/72 und 2/72 (Abb. 127) nur in den Jahren 1972/1973 für die Thermalwasserversorgung genutzt. Die Tiefbrunnen 1/74 und 2/74 dienen hingegen bis heute zur Versorgung mit Thermalwasser. Es ist zu erwähnen, dass die im Jahr 1984 niederbrachten Bohrungen (Bohrung 1/84 und 2/84) sowie die im Jahr 1999 abgeteufte Bohrung 1/99 (Abb. 127) nicht genutzt werden. Für die Katharinen- und Augenquelle besteht zudem eine Anerkennung als Heilvorkommen.

Hydrogeologie

Nach CLAR et al. (1995) ist das Thermalwasservorkommen von Bad Kleinkirchheim an einen Zug von mittelsteil nach NE einfallenden und verkarsteten Wettersteindolomit gebunden. Dieser ist der permomesozoischen Bedeckung (Stangalm Mesozoikum) des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems zuzuordnen. Thermalwasser führt allerdings nur das tiefere und höher metamorphe Stockwerk der Dolomite. Im Westen wird der Aquifer von den Schiefern und Gneisen des kristallinen Grundgebirges (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) unterlagert. Im Osten wurden die Karbonate von Phylliten des Drauzug-Gurktal-Deckensystems überschoben. Das Liegende sowie das Hangende wirken somit Wasser stauend. Nach KOLLMANN (2006) hat der Obertageausbiss des Dolomits im Raum Bad Kleinkirchheim eine N-S-Erstreckung von ca. 25 km und eine Breite von maximal 3 km im Norden bzw. nur rund 400 m im Süden. Der Autor nimmt an, dass im Norden und Nordosten von Bad Kleinkirchheim bis Flattnitz Niederschlagswässer versickern. Diese fließen in dem Karstgrundwasserleiter an der Basis gegen Süden. Zudem führt die vorhandene Bruchtektonik zu einer zusätzlichen Versenkung der Wässer. An der Nordflanke des Tales von Bad Kleinkirchheim kommt es schließlich zum Thermalwasseraustritt. Geothermometerberechnungen ergaben eine Herkunft des Thermalwassers aus 1.300 bis 1.400 m Tiefe bzw. ließen auf eine Bildungstemperatur von 53 bis 57 °C schließen (KOLLMANN, 2006). Bis 40 m mächtige eiszeitliche Sedimente, bestehend aus Moränen, Seetonen und Terrassenschottern, überlagern die Thermalwasser führenden Karbonate und wirken zumeist abdichtend.

Bei der Katharinenquelle und der Augenquelle handelt es sich um die einzigen natürlichen Überläufe mit ursprünglich rund 21 °C und 5 l/s im Jahr 1911 (Kollmann, 2006). Gegenwärtig schüttet die Katharinenquelle mit maximal 1 l/s und hat eine Auslauftemperatur von ca. 17 °C (Kollmann, 2008).

Heute wird mit Bohrbrunnen im unter artesischem Druck stehenden Entlastungsgebiet (im Raum Aigener Bruch) das Thermalwasser gefördert (Abb. 128). Die 24,4 bzw. 29 m tiefen Versuchsbrunnen 1/72 und 2/72 verblieben in der Überlagerung des Dolomits und erfassen deshalb nur jenes Thermalwasser, das durch die nicht komplett abdichtende Bedeckung (Sandlagen und Dolomitschutt im verschwemmten Grundmoränenmaterial) aufsteigen kann (CLAR et al., 1995). Deshalb weist insbesondere 1/72 eine Beimischung von kalten Oberflächenwässern auf. Die Auslauftemperatur betrug in den Jahren 1972/1973 trotzdem 28 bis 30 °C. Mit den 120 bzw. 207 m tiefen Bohrbrunnen 1/84 und 2/84 (Abb. 127) wurden nur kühlere Randbereiche des Thermalwasseraquifers angetroffen (CLAR et al., 1995). Der für die Förderung relevante Gewinnungsbrunnen 1/74 durchörterte den Thermalwasser führenden Dolomit bis zu einer Endteufe von 94 m. Bei dem 127 m tiefen zweiten Gewinnungsbrunnen 2/74 konnte sogar die Basis des Thermalwasseraquifers erreicht werden. Die Förderraten betrugen bei den beiden Brunnen ursprünglich 12,5 l/s und wiesen eine Auslauftemperatur von maximal 36,8 bzw. maximal 34,8 °C auf (KAHLER, 1978). Bald



wurde festgestellt, dass von den Gewinnungsbrunnen bei zu großen Entnahmemengen kaltes Bergwasser aus westlicher Richtung angesaugt wird (Kollmann, 2006). Diese Problematik erforderte eine kontrolliertere und nachhaltigere Bewirtschaftung. Durch Drosselmaßnahmen, empfohlen im BBK Projekt KA35 (Thermalwassermodell) der Geologischen Bundesanstalt, konnte diese erzielt werden. So gibt Kollmann (2008) für den Betriebsbrunnen 1/74 im Jahr 2007 eine maximale Fördermenge von 7,5 l/s, eine Auslauftemperatur von 31, 3 °C und einen Abstich von weniger als 25 m an. Bei 2/74 beträgt die nachhaltige Förderrate maximal 11,5 l/s bei einer Auslauftemperatur von ca. 30 °C.

Die Bohrung 1/99 wurde bis auf 200 m niedergebracht, wobei der thermale Hauptzufluss mit einer Filterstrecke von 104 bis 109 m erfasst wurde (Kollmann, 2006). Kollmann (2008) führt bei einer Pumprate von 7 l/s eine Auslauftemperatur von 30,4 °C und eine Absenkung von 28 m an. Nahe der Sohle in 106 m Tiefe beträgt die Temperatur ca. 31 °C.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser von Bad Kleinkirchheim handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von weniger als 300 mg/l und einer Auslauftemperatur von ca. 31 °C (Tab. 117). CLAR et al. (1995) weisen auf einen niedrigen Mineralisierungsgrad hin, der keine signifikanten Unterschiede zu den kalten karbonatischen Quellen in der Umgebung aufweist. Für das Thermalwasser ist jedoch ein hoher Gehalt an Kieselsäure charakteristisch (KOLLMANN, 2006, 2008). Über Geothermometerberechnungen, z.B. nach VERMA (2000), ist auf eine Lagerstättentemperatur des Thermalwassers von rund 70 °C zu schließen. Das deutet wiederum auf eine tiefe Zirkulation. Die Werte von Sauerstoff-18 (-11 bis -12 ‰) und Deuterium weisen auf ein hochgelegenes Einzugsgebiet bzw. kaltzeitliche Infiltrationsbedingungen hin (CLAR et al., 1995) (Tab. 119). Eine Kohlenstoff14-Datierung aus dem Jahr 1988 ergab ein Modellalter von 16.700 Jahren. Tritiumanalysen belegen hingegen einen signifikanten Anteil an jungem Wasser (Tab. 119). Abschließend sei erwähnt, dass die frei aufsteigenden Gase hauptsächlich aus Stickstoff bestehen (Tab. 120).

8.12 Bad Bleiberg (K)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser der Rudolfstherme (Abb. 129) wird heute für einen Kurbetrieb verwendet. Im Zuge der Bergbauarbeiten (Blei und Zink) kam es bereits ab 1908 zu subthermalen Wassereinbrüchen, unter anderem im Stefanie Blindschacht (Mischung aus Thermalund Kaltwasser) (KAHLER, 1978). Am 09.03.1951 folgte 644 m unter Tage am 12. Lauf des Rudolfschachtes ein massiver Thermalwassereinbruch. Anschließend dauerte es 15 Monate, bis die Quelle gedämmt und das Wasser mit Rohren abgeleitet werden konnte. Im März 1959 wurde das Vorkommen als Heilquelle anerkannt. Die Eröffnung des Thermalbades fand 1967 statt. Zur besseren Erschließung des Vorkommens wurde 1969 beim 5. Lauf des Franz Josef Stollens eine Thermalwasserbohrung bis zum 12. Lauf abgeteuft (Abb. 130). Ein Jahr später folgte die Verlegung einer Thermalwasserleitung vom 5. Lauf des Franz Josef Stollens bis zum Rudolf Hauptschacht. Dort errichtete man eine Pumpstation, um das Thermalwasser bis zur Oberfläche zu fördern. In den Jahren 1972 und 1987 fanden Erweiterungen der Kuranlagen statt. Da im Zuge der Bergbauarbeiten die Thermalwasserleitung beschädigt wurde (z.B. durch Förderwagenentgleisungen), musste 1997 eine Sanierung durchgeführt werden.

Hydrogeologie

Nach KAHLER & ZÖTL (1993b) wurde bereits 1908 im Zuge des Bergbaus an einer Kluft in 673 m Seehöhe subthermales Wasser mit ca. 11 bis 17 °C und einer Schüttung von 3,3 l/s angetroffen (KAHLER, 1978). Das Wasser ent-



Lage der Erschließung nordwestlich von Bad Bleiberg.

sprang einer Wettersteinscholle an der Markus-Vierer-Störung. Diese streicht NE und fällt steil nach NW ein. In Folge traf man auch an weiteren Stellen subthermales Wasser an, z.B. vier Quellen mit einer Auslauftemperatur von 15,7 °C im Stefanie-Blindschacht in 29,9 bis 34,2 m Tiefe (257,8 bis 262,1 m NN).

Auch der Thermalwassereinbruch vom 09.03.1951 entspringt einer Wettersteinkalk-Scholle westlich der markanten Markus-Vierer-Störung (KAHLER, 1978). Ursprünglich betrug die Schüttung ca. 47 l/s, wobei die Wassertemperatur bei ca. 29 °C lag. Im Jahr 1975 konnte eine deutlich geringere Schüttung von 15 l/s mit einer Temperatur von 29,1 °C gemessen werden. Heute steigt das beim 12. Lauf des Franz Josef Stollens mit einer Bohrung erschlossene Thermalwasser bis zum 5. Lauf des Franz Josef Stollens auf. Eine Thermalwasserleitung führt im Anschluss zum Rudolf Hauptschacht, von wo das Thermalwasser ca. 270 m zur Oberfläche gepumpt wird. KAHLER sieht den Ursprung der Wärme im nordöstlichen Raum der Heiligengeister Hochscholle am Ausgang des Bleiberger Grabenbruches, die etwa 1 km weiter östlich mit der Mölltalverwerfung gegen das Kristallin endet (KAHLER & ZÖTL, 1993b).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser der Rudolfstherme handelt es sich um einen akratischen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Temperatur von ca. 26,1 °C, die jedoch leichten Schwankungen unterliegt (Tab. 118). Langzeitbeobachtungen belegen, dass das Thermalwasser seit 1952 hinsichtlich der hydrochemischen Zusammensetzung unverändert geblieben ist. Der hohe Kieselsäuregehalt von 28,9 mg/l weist auf eine hohe Lagerstättentemperatur hin (Tab. 118). So ergibt eine Geothermometerberechnung nach VERMA (2000) ca. 70 °C. Somit ist von einer tiefreichenden Thermalwasserzirkulation auszugehen. Ebenfalls ist auf die hohe Bleikonzentration von 8 µg/l hinzuweisen (Tab. 118). KAHLER & ZÖTL (1993b) führen zudem einen Tritiumwert von 2 TU an, was einer geringen Beimischung von jungem Wasser entspricht.



Abb. 130.

Schema der Thermalwasserförderung von Bad Bleiberg (verändert nach unpublizierten Unterlagen der Gemeinde Bad Bleiberg).

8.13 St. Jakob in Defereggen (T)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung St. Jakob Thermal 1 (Abb. 131) wurde in den Jahren 2004 und 2005 niedergebracht (EICHINGER et al., 2010). Bis heute erfolgt keine Nutzung, jedoch wurde das Thermalwasser 2011 als Heilwasser anerkannt.

Hydrogeologie

Die Tiefbohrung, bei der in der nahen Umgebung natürliche Schwefelguellen vorzufinden sind, wurde im Bereich des Defereggen-Antholz-Vals-Störungssystems (DAV) bis auf eine Endteufe von 1.882,0 m unter GOK abgeteuft (EICHINGER et al., 2010). Ein Bohrprofil der geologischen Schichten befindet sich in Tabelle 114. Während der Bohrarbeiten wurden zahlreiche Grundwasserzutritte festgestellt, doch der relevante Thermalwasseraguifer mit einer Maximaltemperatur von 61 °C an der Sohle wurde von 1.825,0 bis 1.850,0 m angetroffen. Er ist an eine guarzreiche Zone in Biotitschiefern des Kristallins gebunden. Die Perforation erfasst Wasserzutritte ab 1.564 m, somit kommt es zur Beimischung von Wässern aus zwei weiteren Horizonten (1.564,0 bis 1.620,0 m und 1.670,0 bis 1.735,0 m). Bei im Jahr 2010 durchgeführten Pumpversuchen wurde ein Zufluss von 167 bis 432 I/Tag festgestellt. Der Grundwasserspiegel lag vor Beginn der ersten Pumpphase bei 200 m unter GOK und die Absenkung betrug bei variierenden Förderraten mit teilweise mehr als 1.000 I/Tag bis zu 440 m unter GOK.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser handelt es sich um eine iodhaltige Natrium-Chlorid-Sole mit einer Gesamtmineralisation von 19,7 g/l (Tab. 118). Hohe Gehalte von Bromid (109 mg/l), lodid (2,1 mg/l) und Strontium (76,6 mg/l) sind für das saline Tiefenwasser charakteristisch (Tab. 118). Zudem lassen die Konzentrationen von Ammonium (2,4 mg/l) und Eisen (2 mg/l) auf ein

Teufen TVD (m u. GOK)	St. Jakob Thermal 1
-20,0	Schotter, Tone, Verwitterungslehme
-200,0	Kataklase grob und fein (Karbonat, Gips, Orthogneis, Chlorit)
-575,0	Raibler Kalk / Raibler Dolomit mit Gips-/ Anhydriteinschaltungen
-922,0	Schiefer (Turmalin-, Disthen- und Gipsein- schaltungen), z.T. sehr quarzreich
-963,0	Karbonat (Turmalin-, Distheneinschaltungen)
-978,0	Mylonit
-1.094,0	Karbonat, Karbonatschiefer (Turmalineinschal- tungen)
-1.105,0	Quarzit (Turmalineinschaltungen)
-1.139,0	Karbonat
-1.337,0	Quarz-Schiefer-Abfolge (Turmalineinschal- tungen)
-1.360,0	Raibler Schichten (Gipseinschaltungen)
-1.405,0	quarzreiche Zone
-1.585,0	Verkieselungszone
-1.620,0	quarzreiche Zone (Verkieselungen)
-1.670,0	Schiefer (Verkieselungen)
-1.820,0	Biotitschiefer (Sillimanit); Störungszone von 1.760 bis 1.770 m
-1.850,0	quarzreiche Zone
-1.882,0 (ET)	Biotitschiefer
Tab. 114.	

Bohrprofil von St. Jakob Thermal 1 (nach Eichinger et al., 2010).

reduzierendes Milieu in der Tiefe schließen (Tab. 118). Auch organische Bestandteile wie aromatische Kohlenwasserstoffe und gasförmige Kohlenwasserstoffe wie Methan sind zu erwähnen. Dementsprechend werden die frei aufsteigenden Gase von Methan (67,8 Vol.%) und Stickstoff (31,4 Vol.%) dominiert (Tab. 120). Sauerstoff-18 (-10,3 ‰) und Deuterium (-43,3 ‰) plotten erwartungsgemäß nicht auf der MWL, allerdings ist eine geringe Beimischung von meteorischen Wässern (Tritium: 1,1 TU) gegeben (Tab. 119).



Lage der Erschließung südöstlich von St. Jakob in Defereggen.



8.14 Längenfeld (T)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Tiefbrunnen Längenfeld Thermal 1 und 2 (Abb. 132) bestehen folgende wasserrechtliche Bewilligungen: Thermal 2 dürfen maximal 6 I/s und im Mittel 3,06 I/s bzw. 155 m³/d entnommen werden und Thermal 1 im Normalbetrieb 0,2 I/s sowie im Falle einer Revision von Thermal 2 0,85 I/s. Bei Thermal 1 wird gegenwärtig artesisch gespanntes Thermalwasser entnommen und für ein Freibecken verwendet. Aus Thermal 2 wird ebenfalls ausschließlich artesisch gespanntes Thermalwasser für die Thermenanlage von Längenfeld gefördert.

Die Existenz von schwefelhaltigen, aber schwach temperierten Quellen im Bereich der heutigen Tiefbohrungen ist schon seit langer Zeit bekannt. Beispielsweise führt DIEM (1928) ein seit Jahrhunderten genutztes Bauernbad an, das 1880 umgebaut wurde. Im Jahr 1893 wurde das Kurbad Längenfeld eröffnet und der Kurbetrieb blieb bis 1970 aufrecht. Da aber der Schwefelgehalt zurückging (< 1 mg/kg) und die genutzte Schwefelquelle 1 zeitweise versiegte, musste der Betrieb geschlossen werden (DEETJEN & JOB-EGGER, 1995). Um an die Tradition des ehemaligen Kurbetriebes anzuschließen, wurde nach der Niederbringung von zwei Versuchsbohrungen (20 und 120 m Tiefe) in den 1980er Jahren die Tiefbohrung Thermal 1 im Jahr 1992 im Quellgebiet der alten Schwefelquelle abgeteuft. Da sich die Ergiebigkeit der Bohrung als zu gering erwies, folgte 1997 die Niederbringung von Längenfeld Thermal 2. Nach der raschen Anerkennung als Heilquelle wurde das Thermalwasser für ein kleines Schwimmbad verwendet. Die Thermenanlage besteht seit 2004.

Hydrogeologie

Am Ostrand des Ötztals in ca. 1 km südlicher Entfernung zu der Kirche von Oberlängenfeld am Fuß des Talhanges des Gamskogels befinden sich fünf schwefelhaltige Quellaustritte, die nur leicht temperiert sind und Leitfähigkeiten von weniger als 200 μ S/cm aufweisen (MOSTLER, 2000). Das Kristallin im Untergrund bilden Gesteine des Ötztal-Kristallins.

In unmittelbarer Nähe zu den Quellen wurden Längenfeld Thermal 1 und 2 in einem Abstand von ca. 100 m abgeteuft. Nach MOSTLER (1995) sind die kristallinen Gesteine in diesem Bereich durch sprödtektonische Vorgänge stark beansprucht worden und aufgrund von Zonen mit starker Zerrüttung (Kataklasezonen) kommt es zum Aufstieg von Tiefengrundwässern (Abb. 133).

Die abgelenkte Tiefbohrung Thermal 2 wurde bis auf eine Endteufe von 1.865,0 m MD (1.800 m TVD) niedergebracht (KRIEGL & GOLDBRUNNER, 1998). Hierbei konnte



Abb. 133. Profilschnitt von Längenfeld (verändert nach Mostler, 2000).
67 °C warmes Wasser erschlossen werden, das mit 2 bis 3 l/s artesisch überlief. Im Zuge der Bohrarbeiten wurde die Quartär/Kristallin Grenze bei 47,5 m angetroffen, im Liegenden folgen als Hauptgesteinstypen Eklogite, Amphibolite und Glimmerschiefer. Bis 525,0 m unter GOK herrschen vorwiegend Eklogite vor, darunter folgen Glimmerschiefer bis 840.0 m. Ab 840 m bis zur Endteufe dominieren hauptsächlich amphibolitische Gesteine. Zahlreiche Teufenbereiche mit sprödtektonischer Beanspruchung erwiesen sich als wasserführend, wobei insbesondere der Bereich 990,0 bis 1.002,0 m hervorzuheben ist, der als besonders wasserführend eingeschätzt wurde. In dieser tektonisch stark beanspruchten Zone tritt ein lithologischer Wechsel von Biotit führenden Amphiboliten zu biotitfreien Amphiboliten auf (Mostler, 2000). Zu Thermalwasserzuflüssen kommt es ausschließlich innerhalb der Eklogit- und Amphiboliteinheiten, in Abschnitten mit Glimmerschiefern fanden keine Zuflüsse statt, obwohl es ebenfalls Brucherscheinungen gibt. Die Netto-Aquifermächtigkeit beträgt innerhalb des offenen Bohrlochabschnittes (811,0 m bis zur Endteufe) rund 60 m. Es ist anzumerken, dass in oberen Bereichen der Tiefbohrung ebenfalls Wasserzutritte festgestellt wurden. Diese Abschnitte sind aufgrund der Zementierung (Ausbau der Bohrung) nicht relevant. Die Auswertung eines Langzeitpumpversuches vom 09.04.1998 bis zum 15.06.1998 ergab eine Transmissivität von 3,6 x 10⁻⁶ m²/s sowie einen kf-Wert von 6 x 10⁻⁸ m/s (KRIEGL et al., 1998). Bei diesem Test wurde bei einer Förderrate von 4,56 l/s eine Absenkung von 496 m unter GOK nachgewiesen. Der geothermische Gradient beträgt nach MOSTLER (2000) 1 °C/29,5 m. Bei der Endteufe konnte außerdem eine Temperatur von 65,5 °C gemessen werden, doch das Temperaturmaximum von 69,7 °C wurde im Abschnitt 1.810,0 bis 1.820,0 m festgestellt.

Bei der bis auf 943,9 m (927,03 m TVD) abgeteuften Tiefbohrung Thermal 1 (Schwefeltherme) findet der für die Thermalwasserförderung relevante Hauptzufluss innerhalb der Bereiche 615,0 bis 625,0 m und 760,0 bis 770,0 m statt (GoLDBRUNNER, 2012b). Die Förderung erfolgt aus einem bis 480,0 m eingebauten Polypropylen-Steigrohr, die Filterrohre befinden sich zwischen 120,0 bis 943,0 m unter GOK. Der artesische Überlauf beträgt rund 0,6 bis 0,7 l/s und die Wassertemperatur liegt bei ca. 28,5 °C. Beweissicherungsmessungen an Thermal 1, die im Zuge des Langzeitpumpversuches bei Thermal 2 durchgeführt wurden, ergaben, dass es zu einem Rückgang von Schüttung und Temperatur kommt (KRIEGL et al., 1998). Eine hydrochemische Beeinflussung wurde nicht nachgewiesen und nach dem Langzeitpumpversuch kam es zu einer raschen Erholung.

MOSTLER (2000) beschreibt die NNW-SSE streichende und 75° ENE einfallende Störung, die im Haupttal verläuft, als westliche Grenze des Einzugsgebietes. Im Norden dürfte die senkrecht zum Haupttal verlaufende Störung des Fischbaches die Grenze bilden. Da die schwefelreichen Quellaustritte bei der Amberger Hütte ebenfalls diesem Kluftgrundwassersystem zuzuordnen sind und Sauerstoff-18-Analysen auf ein hochgelegenes Einzugsgebiet hinweisen, dürfte sich die Ostgrenze bei dem Grenzkamm gegen das Stubaital befinden. Die Südgrenze scheint die Mühlrinnen-Störung zu bilden.

Hydrochemie

Bei den Thermalwässern beider Tiefbohrungen handelt es sich um einen sehr ähnlichen akratischen Natrium-Chlorid-Sulfat-Schwefel-Typ (Tab. 118). Thermal 1 weist aber eine geringere Temperatur und einen geringeren Gesamtlösungsinhalt auf. Zudem sind ein geringerer Lösungsinhalt und die niedrigere Temperatur die Hauptunterschiede von Thermal 1 zu Thermal 2. Besonders wichtig ist für die Gesamtcharakterisierung der Anteil an zweiwertigem Schwefel (S2-). Dieser beträgt rund 4 bis 5 mg/l und stammt nach Mostler (2000) von der Reduktion des aus Pyritvererzungen freigesetzten und im Wasser gelösten Sulfats. Hierbei ist zu erwähnen, dass Pyrit im Bohrklein (Amphibolite und Eklogite) makroskopisch nachgewiesen werden konnte. Bemerkenswert sind außerdem die hohe Alkalität und der hohe Fluoridgehalt (ca. 7 mg/l) der Wässer (Tab. 118). Die Analysen der stabilen Umweltisotope Deuterium (Thermal 2: -108,9 ‰; Thermal 1: -109,1 ‰) und Sauerstoff-18 (Thermal 2: -14,68 %; Thermal 1: -14,86 %) weisen bei den Tiefbohrungen auf ein hochalpines Einzugsgebiet hin (Tab. 119). Da Tritium bei Thermal 2 nicht nachgewiesen werden konnte, ist ein Einfluss von oberflächennahen Wässern auszuschließen. Außerdem konnte ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 2.000 bis 3.000 Jahren bestimmt werden (Tab. 119). Im Zuge der großen Heilwasseranalyse von Längenfeld Thermal 1 wurden am 01.04.1993 die Gasgehalte bestimmt. Das Gas bestand zu 78,6 Vol.% aus Stickstoff und zu 18 Vol.% aus Kohlenstoffdioxid (Tab. 120) (DEET-JEN & JOB-EGGER, 1995). Der Gesamtgasgehalt betrug 37,59 ml/kg bei Normaldruck.

Im Gegensatz zu den Bohrungen weist die alte Schwefelquelle eine deutliche Beimischung von kälteren Wässern auf. 8.15 Hydrochemische Analysen, Isotopenanalysen und frei aufsteigende Gase von einzelnen Thermalwasservorkommen im ostalpinen Kristallin und seiner mesozoischen Bedeckung

St. Kanzian, Thermal 1	27.04.2006						69	52	7.400	200	7.721		6.602	8.900	14	15.516			< 50	5.700		
Fohnsdorf, Wodzicki Förderschacht	19.08.1940				6,57		192,1	55,2	188,4		435,7		712,4	330	230,9	1.273,3						
Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	23.10.2000	1,57	11.940 (20 °C)	41,52	6,63		150	113	2.792	200	3.255		4.083	2.863	135,4	7.081,4			5.100	1.200		10
Bad Weißenbach, Kupferquelle	04.03.1967	0,42 (freier Überlauf)	1.020 (20 °C)	16,05	6,45		137,7	16,8	120	15,6	290,1		628	56,5	92,2	776,7			100			
Bad Weißenbach, Bäderquelle	1967			23,8			211,6	30,1	251,1	34,4	527,2		1.096	119,2	164,3	1.379,5			200			
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle (B1/82)	03/1985	2,2 (freier Überlauf)	2.069	32,25	6,1		234,9	31,1	265,8	33,5	565,3		1.223,4	129,1	152,6	1.505,1			300	500	2	< 20
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle (B1/82)	22.09.1999	1,1 (freier Überlauf)	2.090 (20 °C)	31,8	6,15		232,2	34,5	267,8	35,1	569,6		1.210,4	128,3	167,9	1.506,6			220			
Bad Weißenbach, Heinz Sabine Quelle (B2/80)	25.09.1990	0,7 (freier Überlauf)	2.100	30,7	6,2		237,2	31,2	271,4	33,8	573,6		1.218,8	130,4	168,2	1.517,4			310			
Bad Weißenbach, Heinz Sabine Quelle (B2/80)	22.09.1999	0,16	2.140 (20 °C)	26,2	6,2		232	35,9	281,7	34,6	584,2		1.224,6	131,8	184	1.540,4			240			
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	28.05.1984	0,75 (freier Überlauf)	1.971	31,5	6,03		229,9	28,6	250	31	539,5		1.168,5	119,6	145,5	1.433,6			370	480	2	< 20
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	22.09.1999	15	1.939 (20 °C)	31,35	6,1		225,5	33,2	237,1	30,96	526,76		1.142,6	113,7	151,5	1.407,8			190			
Wolkersdorf im Lavanttal, Kochsalztherme	30.06.1968				8		7,55	7,1	539,1		553,75		671	354,2	6	1.034,2			9.500			
Mürztal, Thermal 1	17.07.2003	12	6.550 (25 °C)	46	6,37		751	195	526	63,7	1.535,7		775,4	697	2.267	3.739,4		19	1.200	34	Ţ	39
Payerbach, Thermal 1	16.01.1998	0,95	4.720 (25 °C)	28,4	7,35		642,4	259,5	336,2	34,9	1.273		221,9	35,7	3.045,3	3.302,9			950			
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (Cl)	Sulfat (S0 ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)

St. Kanzian, Thermal 1	880		10.000	34		43.000			7.000		1.270					23.304,88			23.304,88		14	Kahler, 1978; h Goldbrunner,
Fohnsdorf, Wodzicki Förderschacht																1.709			1.709		13	_{имек} , 2003с; 3: , 2006, zit. nac
Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	5.200 (2+)	10	5.600	140	40	11.200		3.900	2.260	250	200	3.300		38,35	120,11	10.533,27	1.058		11.591,27	2,2	12	sner & Goldbru sdorf Research,
Bad Weißenbach, Kupferquelle	60 (2+)			60					200					44,2	8	1.119,42	465		1.584,42		11	03, zit. nach Ei 993; 14: Seiber
Bad Weißenbach, Bäderquelle	20	12	50	260		2.400		680	550		110			66,3	16	1.993,28	1.140	0	3.133,28		10	al Research, 20 13: Zetinigg, 11
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle (B1/82)	15	< 30	670	380	- V	2.270			870	100	70			61,1	17,6	2.154,28	1.001	0,99	3.156,27	13	6	998b; 2: Arsen Spacek, 2000c;
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle (B1/82)	< 100 (2+)			12		2.400			500	120				60,24	17,9	2.157,59	1.072	0,79	3.230,38	0,86	8	n (1: Foisner, 1 ; 12: Rotter & (
Bad Weißenbach, Heinz Sabine Quelle (B2/80)	50 (2+)			140		2.100			860	100				68,9	18,1	2.181,56	1.050	0,8	3.232,36	0,85	7	und St. Kanzia 1 Кансев, 1978
Bad Weißenbach, Heinz Sabine Quelle (B2/80)	< 100 (2+)			10		2.500			500	120				61,2	19	2.208,17	1.021	0,76	3.229,93	0,84	6	:h, Fohnsdorf u 1968, zit. nach
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	250	30	606	310	- v	2.080			850	100	35			59	15,7	2.052,91	1.000	0,87	3.053,78	0,9	5	3ad Weißenbac 78; 11: Hölzt, "
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	< 100 (2+)			17		2.190			500	110				58,3	16	2.011,87	1.025	0,84	3.037,71	0,9	4	m Lavanttal, E ach К _{АНLER} , 19 [:]
Wolkersdorf im Lavanttal, Kochsalztherme	1.120															1.598,57			1.598,57		S	, Wolkersdorf i 1., 1967, zit. na
Mürztal, Thermal 1	7.200	< 5		110	< 20	15.400		530	3.100	1.000		255,7		37,7	25,9	5.367,59			5.367,59		2	rbach, Mürztal 1993; 10: Hö _{uz}
Payerbach, Thermal 1	1.600 (2+)		470			11.500			3.050	24.500				25,3	3,63	4.646,9	15,2	12,4	4.674,5	35,4	-	/sen von Payel 7, 9: Макть,
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)	Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (µg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (C0 ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 115. Hydrochemische Analy 4, 6, 8: Polz, 1999b; 5, 2012b).

Karawanken-Straßentunnel, KT2830	19.03.2008						35,38	18,85	0,89	0,27	55,39		175,13	0,47	24,45	200,05									
Karawanken-Straßentunnel, KT2930	19.03.2008						35,77	19,28	0,82	0,34	56,21		176,96	0,54	26	203,5									
Reifnitz, Uschnigquelle (Quelle 2)	29.07.2013		396		7,6		56	14,9	5,7	1,2	77,8		240,97	6,4	8,9	256,27		2,9		14,3	0,2	< 0,1	15 (2+)	2	3,4
Reifnitz, Quelle bei Landstraße 2	21.07.1965	-	326,2	17	7,3		54,6	15,1	5,36 (Na+K)		75,06		237,5	5,4	7,5	250,4									
Reifnitz, Quelle bei Landstraße 1	29.07.2013	6	405 (16,9 °C)	16,9	7,48		57,2	15,4	5,3	0,9	78,8		245,38	6,2	8,7	260,28		5,5		12,2	< 0,1	< 0,1	1 (2+)	< 0,1	3,5
Wildbad Einöd, Hallenbadquelle	14.09.1990						380,8	51,4	89,15	31	552,35		006	52,1	576,2	1.528,3			62				140 (2+)		460
Wildbad Einöd, Hallenbadquelle	30.07.2008		2.070 (20 °C)	20,6	6,3		385	58,4	100	39,2	582,6		930,35	43	585	1.558,35		< 90	< 40				< 50		
Wildbad Einöd, Michaelquelle	14.09.1990						477,4	65,1	141	48,1	731,6		1.070,9	83,7	813,9	1.968,5			330				1.260 (2+)		740
Wildbad Einöd, Michaelquelle	30.07.2008		2.303 (20 °C)	24,5	6,1		428	58,1	113	44,5	643,6		991,25	65,4	660	1.716,65		< 90	260				960		
Wildbad Einöd, Ignazquelle	17.01.1989						393	51,8	100,6	35,4	580,8		904	61,5	605,3	1.570,8			160				800 (2+)		500
Wildbad Einöd, Ignazquelle	30.07.2008		2.375 (20 °C)	24,7	6,2		441	61,2	127	48,3	677,5		1.009,55	95	710	1.814,55		< 90	06				650		
Wildbad Einöd, Georgsquelle II	12.12.1981		1.807 (20 °C)	21,2	6,3		384,7	41,46	90	34,3	550,46		862,8	56,2	604	1.523			3.400				50 (Ges)		
Wildbad Einöd, Georgsquelle II	11.06.2012		2.100 (25 °C)	23,1	6,26		400	53,2	96,2	34,2	583,6			56,9	546	602,9			310				2.060 (Ges)		
Wildbad Einöd, Marienquelle	08/2001						435,3	60,6	126,5	45,7	668,1		1.024,1	83,6	722	1.829,7			250				1.950 (2+)		700
Wildbad Einöd, Marienquelle	30.07.2008		2.830 (25 °C)	25,4	6,1		476	66,4	135	54	731,4		1.088,85	105	803	1.996,85		< 90	190				1.280		
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (Cl)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/I)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)	Lithium (Li)

Karawanken-Straßentunnel, KT2830													255,44			255,44		15	
Karawanken-Straßentunnel, KT2930													259,71			259,71		14	
Reifnitz, Uschnigquelle (Quelle 2)	1,3		113			70							334,29			334,29		13	
Reifnitz, Quelle bei Landstraße 2													325,46	14		339,46		12	
Reifnitz, Quelle bei Landstraße 1	0,3		112,4			70							339,28	13,52		352,8		11	
Wildbad Einöd, Hallenbadquelle	135		5.150			1.410							2.088,01	705		2.793,01		10	
Wildbad Einöd, Hallenbadquelle	290					1.200					29,3	11,8	2.183,54			2.183,54		6	
Wildbad Einöd, Michaelquelle	670		7.850			2.140							2.713,09	980		3.693,09		8	
Wildbad Einöd, Michaelquelle	880					2.000					37	15,2	2.416,55			2.416,55		7	
Wildbad Einöd, Ignazquelle	1.200					1.900	10	10					2.156,18	1.050		3.206,18		9	
Wildbad Einöd, Ignazquelle	790					2.200					37,8	15,2	2.548,78			2.548,78		5	
Wildbad Einöd, Georgsquelle II	1.460										18,17		2.096,54	680		2.776,54		4	
Wildbad Einöd, Georgsquelle II	1.160												1.190,03			1.190,03		3	
Wildbad Einöd, Marienquelle	600		7.800			500		500					2.510,1	830		3.340,1		2	
Wildbad Einöd, Marienquelle	640					2.400					41,3	16,3	2.790,36			2.790,36		-	
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (μg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 116.

Hydrochemische Analysen von Wildbad Einöd, Reifnitz und Karawanken-Straßentunnel (1, 5, 9: ASFINAG BAu Mawaemenr GweH, 2010; 2: nach Angaben des Betreibers; 3: Schwörzen, 2012d; 4: MAURIN, 1993; 6: nach Angaben des Betreibers; 1: Honden, 2009; 8, 10: nach Angaben des Betreibers; 11: Honden, 2013g; 12: KahLen, 1978; 13: Honden, 2013h; 14, 15: Brenötö & Porrivio, 2008).

Bad Kleinkirchheim, Kirchenquellen (Augenquelle und Katharinenquelle)	10.06.1971	7,8	265 (22,9 °C)	22,9	7,95		35,5	13,4	3,2	1,48	53,58		142,2	2,08	29,7	173,98								
Bad Kleinkirchheim, Gewinnbrunnen 2/74	05.06.1976	12,5	291 (20 °C)	34,75	7,65		38,12	13,92	4,1	1,48	57,62		133,6	2,85	44,58	181,03		21	7	< 20	1,38	2,7	83 (2+)	5,7
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74	05.06.1976	10,5	309 (20 °C)	36,5	7,65		40,68	14,96	5,1	1,65	62,39		137,3	4,1	52,95	194,35		32	< 10	< 20	4,2	3,1	53 (2+)	11,4
Bad Kleinkirchheim, Bohrbrunnen 1/99	03.10.2005	1 (freier Überlauf)	255	31	7,88		31	12	2,9	0,98	46,88		123	2	27	152							< 5 (2+)	
Warmbad Villach, Zillerbadquelle	22.02.2011		593 (25 °C)	25,6	7,14		105	17	4	1,2	127,2		377	3,6	13,3	393,9		< 20	< 20	15		< 5	< 20 (Ges)	< 10
Warmbad Villach, Josefinenhofquelle	22.02.2011		571 (25 °C)	20,3	7,38		90,3	21,7	5,3	1,2	118,5		361	4,4	16,2	381,6		< 20	< 20	17	< 2,6	< 5	< 20 (Ges)	< 10
Warmbad Villach, Kahlerquelle	22.02.2011		618 (25 °C)	26,8	7,06		103	18	4,4	1,2	126,6		396	3,9	13,9	413,8		< 20	< 20	14	- V	< 5	< 20 (Ges)	< 10
Warmbad Villach, Tschamerquelle	22.02.2011		582 (25 °C)	24,3	6,92		99,8	17,4	4,2	1	122,4		369	3,4	13,3	385,7		< 20	< 20	15	- -	< 5	< 20 (Ges)	< 10
Warmbad Villach, Neue Quelle	22.02.2011		591 (25 °C)	25,1	7,14		105	17,1	4,1	1,1	127,3		376	3,6	13,2	392,8		< 20	< 20	13	- V	< 5	< 20 (Ges)	< 10
Warmbad Villach, Freibadquelle	22.02.2011		592 (25 °C)	25,8	7,05		103	16,7	4	1	124,7		378	3,6	13,3	394,9		< 20	< 20	13		< 5	< 20 (Ges)	< 10
Warmbad Villach, Hallenbadquelle	24.01.2006		660 (25 °C)	29	6,95		114	19,2	8,9	1,4	143,5		419	4,2	16,5	439,7		< 20	< 20	15	< 3	< 2	< 20 (Ges)	
Warmbad Villach, Hallenbadquelle	22.02.2011		619 (25 °C)	28,1	7,09		109	18,2	4,4	1,2	132,8		397	3,9	13,9	414,8		< 20	< 20	13	 - - 	< 5	< 20 (Ges)	< 10
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	El. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)

Bad Kleinkirchheim, Kirchenquellen (Augenquelle und Katharinenquelle)				110		10	160		6			21,9	01	250,75			250,75		12	DLDBRUNNER, 1993;
Bad Kleinkirchheim, Gewinnbrunnen 2/74							330		< 10			25,9	0,17	265,17	3		268,17		11	t. nach Zö⊤∟ & Go
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74							600		60			29,2	0,28	286,98	4		290,98		10	alt Wien, 1977, zi
Bad Kleinkirchheim, Bohrbrunnen 1/99	4	< 5		155			1.034					18		218,07	2		220,07		6	11: Versuchsanst
Warmbad Villach, Zillerbadquelle		< 5	Ţ.	156			80					10,4	0,29	532,04	38,3		570,34		8	Lemann, 2005; 10,
Warmbad Villach, Josefinenhofquelle		< 5	- V	166			50					14,32	0,29	514,94	22,7		537,64		7	al., 2006; 9: Kol
Warmbad Villach, Kahlerquelle		< 5	- V	141			80					12,32	0,34	553,3	47,6		600,9		9	011; 2: Probsr et
Warmbad Villach, Tschamerquelle		< 5	Ţ.	143			70					9,26	0,23	517,82	64,4		582,22		5	it & Schmölzer, 21
Warmbad Villach, Neue Quelle		< 5	Ţ	137			80					11,12	0,29	531,74	38,5		570,24		4	im (1, 3–8: P _{ROBS}
Warmbad Villach, Freibadquelle		< 5	- V	135			80					10,48	0,29	530,6	47,1		577,7		3	; ład Kleinkirchhei н⊾ев, 1978).
Warmbad Villach, Hallenbadquelle		< 3	< 3	165			06					8,06	0,34	591,87	62,5		654,37		2	aad Villach und E 971, zit. nach K
Warmbad Villach, Hallenbadquelle		< 5		138			80					14,7	0,29	562,82	50,3		613,12		-	ysen von Warmt neum Fresenius, 1
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Lithium (Li)	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (μg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO ₃)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 117. Hydrochemische Analy 12: Chemisches Laborato

Längenfeld, Schwefelquelle	14.04.1993		180	11,2	7,85		16,57	1,57	24,14	2,54	44,82		79,63	13,76	12,25	105,64									
Längenfeld, Thermal 1	14.04.1993	1,5	538 (20 °C)	26,7	9,8		4,21	0,41	120	0,9	125,52		17,63	85,96	77,82	181,41		800							
Längenfeld, Thermal 1	12.08.1998	0,6	561 (28,2 °C)	28,2	9,9		5,13	0,17	124,1	0,99	130,39		24,46	95,21	80,92	200,59			1.160						240
Längenfeld, Thermal 2	12.08.1998	4	646 (44,6 °C)	44,6	9,47		5,58	0,2	140,7	1,72	148,2		24,87	112,67	83,97	221,51			800	< 500	< 40	< 50	60 (Ges)	< 40	220
Längenfeld, Thermal 2	12.10.2000			44,5					140,3		140,3			110,7	84,9	195,6									
Längfenfeld, Vorratsbehälter Aqua Dome	04.01.2005		765 (25 °C)	6,3	9,43		8,3	0	146	2,1	156,4		49,3	120,3	97,9	267,5			30				< 5 (Ges)		
St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	28.09.2010	0,8	34.100 (25 °C)	24	8,14		561	104	6.860	66,1	7.591,1		37,3	11.850	34,5	11.921,8		5	2.450	4.300	< 1	< 1	2.040 (Ges)	3	11.900
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 12. Lauf	25.10.1956		350 (20 °C)	27,4	7,87		38,6	20,1	12,5	2,3	73,5		233	1,3	14,2	248,5		15					30		
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf	1986	11,4	295	26,8			38,8	20,2			59		197,6			197,6									
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf	18.03.2003	14,7	344 (26,7 °C)	26,7	7,99		40,5	21,4	0,4	0,4	62,7		201,8	0,5	17,4	219,7			< 37				< 50 (Ges)		
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf	08.07.2009	14,7	335 (25 °C)	26,1	7,91		40,3	21,6	0,4	0,3	62,6		197,1	0,4	15,7	213,2			< 27		8		< 2		
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Hd	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HC0 ₃)	Chlorid (Cl)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Kupfer (Cu)	Lithium (Li)

Längenfeld, Schwefelquelle						1.350							151,81			151,81	0,7	11	
Längenfeld, Thermal 1						6.500	5.150		3.630		30,62	6,2	359,83			359,83	5	10	
Längenfeld, Thermal 1						7.220	5.150		1.910		23,82	5,27	375,75			375,75	5	6	
Längenfeld, Thermal 2	< 10	- V			2.880	7.330	4.560	110	2.380		28,2	5,27	421,52			421,52	4,4	8	
Längenfeld, Thermal 2													335,9			335,9	3,83	7	
Längfenfeld, Vorratsbehälter Aqua Dome	< 3					7.500							431,43			431,43		6	
St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	600	- -	76.600		109.000	830		2.100			1,17	2,35	19.726,25			19.726,25	0,04	5	
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 12. Lauf	10					100					28,9	2,2	353,26	11		364,26		4	
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf													256,6			256,6		3	
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf	< 3					< 500							282,4			282,4		2	
Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf		- -				< 50							275,81			275,81		1	
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Mangan (Mn)	Selen (Se)	Strontium (Sr)	Spezielle Parameter Anionen (µg/l)	Bromid (Br)	Fluorid (F)	Hydrogensulfid (HS)	lodid (I)	Carbonat (CO_3)	Undissozierte Stoffe (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	Feststoffsumme (mg/l)	Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)	Lösungsinhalt (mg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	Literaturverweis	Tab. 118.

Hydrochemische Analysen von Bad Bleiberg, St. Jakob in Defereggen und Längenfeld (1: DEETJEN, 2009; 2, 3: DEETJEN, 2003; 4: KAHLER & ZÖTL, 1993b; 5: EICHINGER et al., 2010; 6: JENERIN, 2005; 7–9: DEETJEN & Bösch, 2000; 10, 11: DEETJEN & JOB-EGGEN, 1995).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)
Payerbach, Thermal 1	1	16.01.1998				< 1,4				3,36	44,84
Mürztal, Thermal 1	2	2003	0,6		-2,57	0,29	-11,9	-86,8			
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	3	22.09.1999				< 0,77				0,393	17,4
Bad Weißenbach, Heinz Sabine Quelle (B2/80)	4	22.09.1999				< 0,77				0,189	7,79
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle (B1/82)	5	22.09.1999				1,07				0,335	5,08
Bad Weißenbach, Bäderquelle	6	23.02.1981				31,0					
Bad Weißenbach, Bäderquelle	7	05.11.1991				0,0					
Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	8	23.10.2000				0,1	-10,75	-79,6			
St. Kanzian, Thermal 1	9	29.03.2006				< 0,3	-6,24	-54,9			
Reifnitz, Quelle bei Landstraße 1	10	29.07.2013				5,1	-9,88	-67,1			
Karawanken-Straßentunnel, KT2930	11	12/1988 bis 07/1993					-11,30 (Mw. von 24 Meßwerten)				
Karawanken-Straßentunnel, KT2830 und KT2930	12	1995–2007				4–5	-11,30 bis -11,50; für KT2830 etwas höher				
Warmbad Villach, Kahlerquelle	13	30.09.1988								0,037	24
Warmbad Villach, Tschamerquelle	14	1977									25
Warmbad Villach, Neue Quelle	15	1977									31
Warmbad Villach, Freibadquelle	16	1977									28
Warmbad Villach, Freibadquelle	17	1966									19
Warmbad Villach, Freibadquelle	18	1962									13
Bad Kleinkirchheim, Augenquelle	19	03.07.1972				115					
Bad Kleinkirchheim, Versuchsbrunnen 1/72	20	03.07.1972				29					
Bad Kleinkirchheim, Versuchsbrunnen 2/72	21	09/1987 bis 12/1988				8–10	ca11,8				
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74	22	09/1987 bis 12/1988				12–15	ca12				
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74	23	08.11.1988	11,33	16.700							
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 2/74	24	09/1987 bis 12/1988				ca. 25	ca11,7				
Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/84	25	09/1987 bis 12/1988				ca. 55–65	ca11				
Bad Kleinkirchheim, Bohrung 2/84	26	11/1988				ca. 38–45	ca11,6				
Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99	27	1999				21,4					
Bad Bleiberg, Rudolfstherme	28	16.11.1955								0,0333	5,55

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)
St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	29	28.10.2010				1,1	-10,3	-43,3		1,607	2,7
Längenfeld, Thermal 1	30	15.06.1993	64,3		-18,0	< 1	-14,86	-109,1			
Längenfeld, Thermal 1	31	14.04.1993								1	< NWG
Längenfeld, Thermal 2	32	17.10.1997	66,9	2.000– 3.000	-27,8	< 1					
Längenfeld, Thermal 2	33	12.08.1998					-14,68	-108,9		< 0,1	2,5
Längenfeld, Schwefelquelle	34	01.04.1993				28,3	-14,31	-105,0			

Tab. 119.

Isotopenanalysen von Payerbach, Mürztal, Bad Weißenbach, Fohnsdorf, St. Kanzian, Reifnitz, Karawanken-Straßentunnel, Warmbad Villach, Bad Kleinkirchheim, Bad Bleiberg, St. Jakob in Defereggen und Längenfeld (1: Foisner, 1998b; 2: Spacek, 2003, zit. nach Goldbrunner, et al., 2006; 3–5: Polz, 1999b; 6, 7: GAMERITH, 1995; 8: Rotter & Spacek, 2000c; 9: Seibersdorf Research, 2006, zit. nach Goldbrunner, 2012b; 10: Süveges, 2014; 11: Brenölć et al., 1995; 12: Brenčić & Poltnic, 2008; 13: Bundesanstalt für chemische, pharmazeutische und Balneologische Untensuchungen, 1990; 14–18: Friedmann & Hennedger, 1985; 19, 20: BVFA Arsenal, 1972, zit. nach Clar et al., 1995; 21–26: BVFA Arsenal, 1988, zit. nach Clar et al., 1995; 27: Kollmann, 2006; 28: Kahler, 1978; 29: Eichinger et al., 2010; 30, 34: Deetjen & Job-Egger, 1995; 31: Brunner & Kleboth, 1995; 32: Mostler, 2000; 33: Deetjen & Bösch, 2000).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Gasschüttung	Kohlenstoffdioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasser- stoff (Vol.%)
Mürztal Thermal 1	1	2003	70 ml pro 1 I Wasser	0,22	92,3	6,4	< 0,05			
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle (B2/82)	2	28.05.1984	0,066 l/s	76,45	23,29					0,016
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle (B1/82)	3	11.05.1984	0,36 l/s	82,84	16,93					0,017
Bad Weißenbach, Bäderquelle	4	1967	2 l/h	54,4	44,4 +Edelgase		1,2			
Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	5	23.10.2000	Gas/ Wasser- Verhältnis 2,5:1 bis 2,7:1	96,6	2,6	0,5				
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74	6	05.06.1976	ca. 0,1 l pro 20 l Wasser	0,41	94,32		5,25			
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 2/74	7	05.06.1976	ca. 0,17 l pro 28 l Wasser	0,3	81,32		18,37			
St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	8	28.10.2010		0,04	31,4	67,8	< 0,04	0,04 mg/ kg	0,01 mg/ kg	
Längenfeld, Thermal 1	9	01.04.1993		18	78,6					

Tab. 120.

Frei aufsteigende Gase von Mürztal, Bad Weißenbach, Fohnsdorf, Bad Kleinkirchheim, St. Jakob in Defereggen und Längenfeld (1: Spacek, 2003, zit. nach Goldbrunnen et al., 2006; 2, 3: Markti, 1993; 4: Kahler, 1978; 5: Rotter & Spacek, 2000c; 6, 7: Versuchsanstalt Wien, 1977, zit. nach Clar, 1993; 8: Eichinger et al., 2010; 9: Deetjen & Job-Egger, 1995).

9 Einzelne Thermalwasservorkommen im Tauernfenster

(D. ELSTER)

9.1 Liechtensteinklamm (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das subthermale Vorkommen in der Liechtensteinklamm (Abb. 134) wird nicht genutzt. Allerdings sind die Quellen nach einem k. k. Kommissionsprotokoll von 1879 schon seit 1693 urkundlich bekannt. Um 1700 wurde erstmals die Errichtung einer Badeanlage in Erwägung gezogen, die Umsetzung fand jedoch aus finanziellen Gründen nicht statt. Die Unzugänglichkeit zu der Klamm dürfte der wesentliche Faktor sein. dass die Quellen bis heute noch nie genutzt worden sind. Zwischen 1937 bis 1940 wurde auf Initiative des Forschungsinstituts Gastein abermals eine Erschließung der Quellen erwogen, es erfolgte iedoch keine Realisierung (GRUBER, 1977). Im Rahmen von hydrogeologischen Untersuchungen wurde 1939/1940 auch eine 60 m tiefe Bohrung abgeteuft. Der geringe Radongehalt sowie die niedrige Wassertemperatur dürften die Wirtschaftlichkeit einer Erschließung - abgesehen von der schweren Zugänglichkeit - in Frage gestellt haben.

Hydrogeologie

Die warmen Quellen der Liechtensteinklamm befinden sich im Bachbett des Großarlbaches und entspringen aus Klüften im Klammkalk (Kalkmarmore der Nordrahmenzone). Es handelt sich um ein Mischwasser aus Thermalwasser und einer wesentlichen Kaltwasserkomponente. Nach GRUBER (1977) sind die Hauptaustritte des Warmwassers an eine Kluft gebunden, die einer NNW–SSE streichenden Kluftschar (K₁) angehört. Diese lässt sich in Form ursprünglicher Zerr- bzw. Zugklüfte zusammen mit der Kluftschar K₂ als talbildende Störungszone vom Arltal bis in das Salzachtal verfolgen. Aufgrund der Länge der Störungszone ist auch ein größerer Tiefgang anzunehmen. So zeigte die 60 m tiefe Bohrung im Bereich der Quellaustritte, dass in dieser Tiefe noch kein höher temperiertes Wasser mit einem geringeren Kaltwasseranteil auftritt. Am 11.11.2001 wurde die Schüttung von GADEMAYR (2001) auf durchschnittlich 60 I/s geschätzt. GRUBER (1977) gibt eine Gesamtschüttung von 250 bis 500 I/s an. Die Auslauftemperatur beträgt rund 15 °C.

Hydrochemie

Bei dem Quellwasser der Liechtensteinklamm handelt es sich um eine akratische Subtherme vom Typ Calcium-Hydrogencarbonat mit einem Lösungsinhalt von ca. 430 mg/l und einer Auslauftemperatur um 15 °C (Tab. 124). GRUBER (1977) erwähnt als auffälliges Merkmal die reichlich frei austretenden Kohlenstoffdioxid-Quellgase. Eine am 12.12.2001 von der Hydrologischen Untersuchungsstelle Salzburg durchgeführte Tritium-Analyse bestätigte mit einem Wert von 14,1 TU den Einfluss durch oberflächennahe bzw. kalte Wässer (GA-DEMAYR, 2001).

9.2 Tauerntunnel (K/S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Tauerntunnel der Österreichischen Bundesbahnen wurde in den ersten Jahren des 20. Jahrhunderts erbaut und verbindet Mallnitz (Kärnten) mit Böckstein (Salzburg). Die subthermalen Wasserzutritte im Tunnel (Abb. 135) werden nicht genutzt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Tauerntunnel hat eine Gesamtlänge von 8.551 m und führt durch den Hauptkamm der Hohen Tauern.



Abb. 134. Lage des Vorkommens in der Liechtensteinklamm nordwestlich von Gollegg.



Lage der Erschließung im Tauerntunnel nördlich von Mallnitz.

Es handelt sich um den bisher längsten unterirdischen Aufschluss, der das Tauernfenster durchörtert. JOB & MUTSCHLECHNER (1969) fassen die vom Vortrieb angefahrenen Gesteinseinheiten von NNW nach SSE wie folgt zusammen: auf 330 m Schutt folgen 370 m Forellengneis, 1.580 m feinkörniger Granitgneis, 5.531 m porphyrischer Granitgneis, 224 m porphyrischer Gneisgranit, 496 m Glimmerschiefer und 20 m Schutt (Abb. 136). Es ist anzumerken, dass die Gebirgsoberfläche im Tunnel heute vollständig ausgekleidet ist. Die Mächtigkeit der überlagernden Gesteinsmasse beträgt maximal 1.455 m. STINI (1950) gibt mit 1.567 m einen etwas höheren Wert für die mächtigste Überlagerung an. An dieser Stelle wurde eine Gesteinstemperatur von 22,4 °C gemessen. In der Mitte der Tunnelstrecke (km 4.2) betrug die Gesteinstemperatur nach JOB & MUTSCHLECHNER (1969) 23.9 °C. Zudem wird von STINI (1950) bei km 4.2 eine geothermische Tiefenstufe von 49 m/°C angeführt.

Nach Zötl (1993f) dringen oberflächennahe, schwach mineralisierte Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Wässer über tiefreichende Spalten in größere Tiefen vor (Tab. 124). Zwischen km 4,93 und 6,06 (1.173 bis 1.225 m Normalnull) werden subthermale Tunnelwässer vorgefunden. Bei den Untersuchungen von JOB & MUTSCHLECHNER (1969) wurde 1969 die höchste Temperatur (18 °C) bei km 6,09 (Austritt 9) gemessen (Abb. 136).

Im Gegensatz dazu wurde im Zuge der vorangehenden Bauarbeiten bei km 4,96 eine Temperatur von 21,2 °C angetroffen. Die temperierten Wasseraustritte 4, 5, 6 und 9 vom Typ Calcium-Natrium-Sulfat-Hydrogencarbonat befinden sich im porphyrischen Granitgneis und weisen eine Ionensumme von ca. 100 mg/l auf (JOB & MUTSCHLECHNER, 1969) (Tab. 124). Deren im Vergleich zu anderen Wässern dieses Raumes etwas höhere Mineralisation ist auf längere Verweilzeiten. Änderungen des Kohlenstoffdioxid-Partialdruckes und Änderungen des Calcium- und Hydrogencarbonatgehaltes zurückzuführen (Zötl, 1993f).

9.3 Bad Gastein (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

In das komplexe Thermalwasserversorgungssystem von Bad Gastein (Abb. 137) sind gegenwärtig folgende Thermalquellen eingebunden: Elisabeth Quelle (2-12) (IX), Doktor Quelle (VI), Lainer Quelle (V), Rudolf Quelle (II), Wasserfall Quelle (III), Reissacher Quelle (XII), Mitteregg Quelle (XI), Mesnil Quelle (XVII) und Sophien Quelle (XVI). In Tabelle 121 befindet sich eine Übersicht zu den wasserrechtlichen Bewilligungen. Bad Hofgastein wird direkt von den Austritten der Elisabeth Quelle versorgt. Dies galt früher auch für die Abfülle-



Profilschnitt des Tauerntunnels (verändert nach Job & MUTSCHLECHNER, 1969)



Abb. 137.

Lage der nicht versiegten Erschließungen in Bad Gastein. Nähere Bezeichnungen befinden sich in Tabelle 122.

rei der Gasteiner Quellen (Gasteiner Mineralwasser), doch diese Nutzung besteht nicht mehr. Zudem speisen alle Thermalquellen inklusive der Elisabeth Quelle einen Thermalwasserpumpbehälter. Das tiefergelegene Badbruck/Kötschachdorf kann von diesem Behälter direkt versorgt werden, doch um die Versorgung der höhergelegenen Endverbraucher zu gewährleisten, muss das Thermalwasser in Hochbehälter (Thermalwasserhochbehälter 1 und 3) gepumpt werden. Endverbraucher des Thermalwasserversorgungssystems sind Therapiezentren, ein Thermenbetrieb und mehrere Hotels. Zudem ist zu erwähnen, dass die Fledermaus Quelle (X) zu einer Schauquelle umgebaut wurde und nicht mehr der Thermalwasserversorgung dient. In Tabelle 121 sind die relevanten wasserrechtlichen Bewilligungen für die genutzten Thermalwasserguellen angeführt. Für die Thermalquellen wurde ein Wasserschongebiet (Engeres Schongebiet - Zone A und Erweitertes Schongebiet -Zone B) verordnet. Abschließend ist zu erwähnen, dass die Grabenbäcker Quelle (XIV) nicht mehr genutzt wird.

Im Quellgebiet von Bad Gastein wurden keine römischen Spuren nachgewiesen. Dies deutet darauf hin, dass die Thermalquellen den Römern verborgen geblieben sind (JANSCHEK & KAHLER, 1991). Nichtsdestotrotz dürften die Quellen aufgrund von schriftlichen Überlieferungen zumindest schon im 13. Jahrhundert bekannt gewesen sein. Die ergiebigste Quelle, die Elisabeth Quelle, soll die erste sichtbare Quelle gewesen sein. Hervorzuheben ist auch die Franz Josef Quelle, bei der es sich ursprünglich um einen 45 m tiefen Stol-

Bezeichnung	wasserrechtliche Bewilligung
Elisabeth Quelle, Austritt 2–7 und 8–12 (IX)	Keine quantitative Beschränkung
Rudolf Quelle (II)	4,85 l/s
Reissacher Quelle (XII)	2,31 l/s
Wasserfall Quelle (III)	4 l/s (76 m ³ für Mitbenutzungsbe- rechtigte)
Franz Josef Quelle (I)	1,27 l/s (110 m ³ /Tag)
Sophien Quelle (XVI)	1,13 l/s
Doktor Quelle (VI)	Keine quantitative Beschränkung
Mitteregg Quelle (XI)	0,09 l/s (8 m³/Tag)
Fledermaus Quelle (X)	0,14 l/s
Mesnil Quelle (XVII)	104 m ³ /Tag

Tab. 121.

Wasserrechtliche Bewilligungen für die Nutzung der Quellen von Bad Gastein.

len in Lockermassen aus dem Jahr 1854 handelte. Der neue Franz Josef Stollen wurde 1980 angeschlagen. Um 1970 wurde im Auftrag der Gemeinde Bad Gastein mit umfassenden Sanierungsarbeiten der Quellfassungen begonnen. Diese konnten bis 1990 mit Ausnahme der Rudolf Quelle abgeschlossen werden (JANSCHEK & KAHLER, 1991).

Hydrogeologie

Im Raum Bad Gastein bilden die Zentralgneise das dominierende geologische Element. Die Thermalquellen mit ihrer Vielzahl an Einzelaustritten (ca. 90) befinden

sich innerhalb des Ortgebietes und sind einem gemeinsamen Aquifer zuzuordnen. Die Quellen (bzw. Stollenaustritte) unterscheiden sich jedoch hinsichtlich ihrer Schüttung und Austrittstemperatur, diese streut zwischen 24 und 47 °C (REINSDORFF & BECHTOLD, 2003). Auf einer Fläche von 3 ha treten sie zumeist im steilen Hangbereich östlich der Gasteiner Ache aus dem Zentralgneis aus und entspringen entweder Bergsturzblockwerk, Hangschutt, Klüften oder Bankungsfugen. Die größten Wassermengen sind im Lockergestein durch kurze Stollen (z.B. Elisabeth Quelle) gefasst, die dem Felsverlauf in Nischen oder verschütteten Gräben folgen (JANSCHEK & KAHLER, 1991). Bei der Elisabeth Quelle handelt es sich mit einer Schüttung von rund 25 l/s um die ergiebigste Quelle. Die Gesamtschüttung aller Quellen beträgt rund 50 l/s. Der Höhenunterschied zu den höchst- bis tiefstgelegenen Quellaustritten beträgt ca. 97 m (Zötl, 1993f).

Da bei den Quellen seit über 70 Jahren Aufzeichnungen über Schüttung und Auslauftemperatur geführt werden, konnte von REINSDORFF & BECHTOLD (2003) eine Zeitreihenanalyse durchgeführt werden. So wurde zwischen der Höhenlage und der Ergiebigkeit keine Korrelation nachgewiesen, allerdings besteht ein scheinbarer Zusammenhang von höheren Wassertemperaturen bei höherer Seehöhe. Zudem dürften geringer schüttende Quellen von dem kühleren oberflächennahen Gebirgsbereich stärker beeinflusst werden, als stark schüttende Quellen. Schnell infiltrierende und den Quellen zufließende Niederschlagswässer, in diesem Fall wäre eine Abnahme der Austrittstemperatur bei höherer Schüttung zu erwarten, konnten bei den Quellen allerdings nicht festgestellt werden. Im Fall der Doktor Quelle wurde mit steigender Schüttung sogar eine Temperaturzunahme beobachtet. Trotzdem belegen Werte von Tritium einen Einfluss von jüngeren Wässern. Auffallend ist, dass nur die höchstgelegenen Quellen (Franz Josef Quelle, Rudolf Quelle und Doktor Quelle) einen deutlichen Jahresgang im Schüttungsverlauf aufweisen. Die Ganglinien dieser Quellen zeigen eine Verzögerung von zwei bis vier Monaten zum Niederschlag. Eine Übersicht der Quellen befindet sich in Tabelle 122.

Für die Thermalwasserzirkulation sind Kluftsysteme maßgeblich von Bedeutung. Nach Zötl (1993f) ist in ein NNE streichendes und zumeist steil gegen Osten einfallendes (diesem folgt das Tal der Gasteiner Ache) und in ein mehr gegen Norden streichendes und gegen Westen einfallendes Kluftsystem (taube Gänge) zu unterscheiden. JANSCHEK & KAHLER (1991) weisen zudem auf eine SE-NW verlaufende, steil einfallende Mylonitzone (Kirchbachmulde) hin, die im Zuge von geologischen und geophysikalischen Untersuchungen als Schwächezone nachgewiesen werden konnte. Diese Zone wurde als Hauptförderweg für das Thermalwasser aufgefasst, da sie das übrige Kluftsystem durchschneiden dürfte. Im Zuge des Baues des Neuen Franz Josef Stollens wurde diese Schwächezone mit einem Bohrfächer durchörtert. Dabei konnte in dieser Störungszone die höchste Temperatur im Thermalgebiet (48,4 °C) gemessen werden (Abb. 138).



Abb. 138.

Fächerbohrungen im Franz Josef Stollen von Bad Gastein (verändert nach Janschek & Kahler, 1991).

Zötl (1993f) nimmt für das Einzugsgebiet der Thermalwässer das Gebiet östlich des Grau- und Hüttenkogels bzw. die weitere Umgebung des Reed Sees (ca. 4,5 km südöstlich von Bad Gastein) an. Für das Einzugsgebiet der Kaltwässer wird der Westhang des Grau- und Hüttenkogels angenommen, dies ist durch Markierungsversuche aus dem Jahr 1966 (JOB & Zötl, 1969) belegt.

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser von Bad Gastein handelt es sich um einen akratischen Natrium-Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von weniger als 450 mg/l und einer Austrittstemperatur vom subthermalen Bereich bis 47 °C (Tab. 124). Unter anderem zeigten die hohen Gehalte an Fluorid (bis 5,4 mg/l) und Kieselsäure (bis 70,8 mg/l) auf, dass es sich um tief zirkulierende Grundwässer handelt (Tab. 124). Zudem wurden große Mengen an Krustenhelium festgestellt. Charakteristisch ist auch der hohe Gehalt an Radon-222 im Thermalwasser (Tab. 126). Zötl (1993f) weist auf deutliche Schwankungen des Radongehalts hin. So werden bereits von JOB & ZÖTL (1969) Werte von 177,7 bis 2.190,4 Bq/l angeführt. Dies ist auf die Beimengung von sauerstoffreichen Oberflächenwässern zum Thermalwasser zurückzuführen. Infolge wird Eisen und Mangan sowie das im Wasser enthaltene Radium ausgefällt bzw. wird Reissacherit abgelagert (JANSCHEK & KAHLER, 1991).

Die Tritiumwerte liegen bei den Thermalquellen Elisabeth Quelle, Franz Josef Quelle und Mesnil Quelle zwischen 5,3 und 6,8 TU und belegen den Einfluss von jüngeren Wässern, der tritiumfreie Grundwasseranteil dürfte bei ca. 20 bis 50 % liegen (Tab. 126) (Lo-RENZ, 2005). Der Gehalt an stabilen Isotopen (Sauerstoff-18 und Deuterium) zeigt auf, dass es sich um vadose Wässer handelt. Die niedrigen Werte dieser Isotope weisen auch auf ein höher gelegenes Einzugsgebiet bzw. eine Grundwasserneubildung bei einem kälteren Klima hin. Die von Job & Zött (1969) durchgeführte Kohlenstoff-14-Analyse lässt auf eine Verweilzeit von ca. 3.600 bis 3.800 Jahren schließen (Tab. 126).

Nr. in Abb. 137	Bezeichnung	Seehöhe Normal- null (m)	Erschließung und Austritt	Status	Ergiebigkeit (I/s)	Auslauf- temperatur (°C)	Ergiebigkeit (I/s)	Auslauf- temperatur (°C)	Ergiebigkeit (I/s)	Auslauf- temperatur (°C)
	Literaturverweis				1		2		3	
	Datum				15.07.20	13	Mittelwe bis 2003	rte 1935	1969	
I	Franz Josef Quelle	1.034	Stollen; Klüfte	nicht genutzt	2,3	45,9	2,3	44,0		
II	Rudolf Quelle	1.018– 1.019	Stollen; Klüfte	genutzt	5,1	47,1	4,8	46,9		
lla	Post Quelle		Quellfassung im Keller des alten Postgebäudes	nicht genutzt						27,8
llb	Gruberhaus Quelle	1.008,2	Quellfassung	nicht genutzt					2,2	14,9
Ш	Wasserfall Quelle	1.011– 1.015	Quellfassung; Klüfte	genutzt	3,7	37,2	3,8	36,3		
IV	Alte Franzens Quelle	1.007	Stollen; Klüfte	nicht genutzt					0,1	44,5
V	Lainer Quelle	1.006	Kurzer Stollen; Klüfte	nicht genutzt		47,1			2,0	46,4
VI	Doktor Quelle	1.002	Quellfassung; Klüfte	genutzt	0,7	44,6	1,2	44,0		
VII	Neue Franzens Quelle	1.001	Stollen; Klüfte	nicht genutzt			0,2	41,2		
VIIa	Bad Gastein Speisesaal Quelle	996,2– 999,5	Quelle unter dem Hotel Straubinger	nicht genutzt						
VIII	Wandelhalle Quelle			versiegt						
IX	Elisabeth Quelle Austritt 8–12	995–996	Stollen; Lockergestein	genutzt		47,2	20,7	46,6		
IX	Elisabeth Quelle Austritt 2–7	995–996	Stollen; Klüfte	genutzt		46,5	6,1	45,7		
х	Fledermaus Quelle	983	Stollen; Klüfte	Schau- quelle	0,1	35,6	0,1	28,1		
XI	Mitteregg Quelle	976	Quellfassung; Klüfte	genutzt	0,1	39,2	0,3	36,7		
XII	Reissacher Quelle	975	Stollen; Hangschutt und altes Bachbett; Lockermassen	genutzt	3,2	41,1	4,1	39,7		
XIII	Kanal Quellen	972	Quellfassung; Lockermassen	versiegt						
XIV	Grabenbäcker Quelle	968	Quellfassung; Klüfte	nicht genutzt					1,2	36,8
XVa	Brücken Quelle	957	Quellfassung; Flussbett der Gasteiner Ache	nicht genutzt						24,5
XV	Spitzwand Quelle			versiegt						
XVI	Sophien Quelle	964	Quellfassung; Klüfte	genutzt	1,4	38,6	1,2	37,8		
XVII	Mesnil Quelle	958	Quellfassung; Klüfte	genutzt	1,7	37,1	1,4	37,0		
XVIII	Grabenwirt Quelle	954	Quellfassung; Lockermassen	nicht genutzt						23,0
XIX	Strochner Quelle	932	Quelle; Flussbett der Gasteiner Ache	nicht genutzt					3,0	16,1

Tab. 122. Einzelne Thermalwasseraustritte von Bad Gastein (1: Aufzeichnungen der Gemeinde Bad Gastein; 2: Reinsdorff & Bechtold, 2012; 3: Job & Zötl, 1969).



Lage der Erschließungen südlich von Lend.

9.4 Lend (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Tiefbohrung Lend-Embach (Abb. 139) ist die wasserrechtlich bewilligte Entnahme auf 4 I/s bzw. 345,6 m³/Tag festgelegt. Gegenwärtig erfolgt jedoch noch keine Nutzung, da der Bau der Therme noch aussteht. Die Thermalwasserzutritte im AHP-Kraftwerkstollen (Abb. 139) werden ebenfalls nicht genutzt.

Das Thermalwasservorkommen von Lend ist seit dem Bau des Kraftwerkstollens von Taxenbach nach Schwarzach bekannt. Im Kraftwerksstollen wurden zunächst mehrere Thermalwässer mit rund 30 °C und geringer Schüttung registriert, bevor es am 20.09.1954 zu dem massiven Thermalwassereinbruch kam. Mit den Arbeiten zur Herstellung der Tiefbohrung Lend-Embach wurde 2002 begonnen. Nach längerer Unterbrechung erfolgte die Fertigstellung im Jahr 2007.

Hydrogeologie

1954 wurde bei Lend im Salzachtal im Kraftwerkstollen Thermalwasser führender Klammkalk bzw. Kalkmarmor der Nordrahmenzone (Jura) angetroffen. Dieses Thermalwasser erschrotete man auch später bei der Tiefbohrung Lend-Embach.

Im Zuge der Vortriebsarbeiten im Kraftwerkstollen wurde dabei offensichtlich eine Karsthöhle angefahren und es kam zu einem Warmwassereinbruch mit ca. 620 l/s und einer Temperatur von 23 bis 24 °C (STINI, 1954). Nach einigen Wochen stellte sich eine relativ konstante Schüttung von 80 bis 120 l/s ein. Im Stollen kam es insgesamt auf einer Strecke von mehreren hundert Metern im Klammkalk zu einer Vielzahl von Warmwasserzutritten. Besonders auffallend ist jedoch die unterschiedliche Durchmischung von kalten und warmen Wässern, was auf ein komplexes Kluftwassersystem hinweist (REINSDORFF & BECHTOLD, 2012). Die Thermalwässer mit geringem Kaltwasseranteil sind hauptsächlich an nach Osten einfallende und N–S streichende Verkarstungsund Kluftzonen gebunden, die miteinander in Verbindung stehen dürften. Nach Cudrigh (2002) sind diese auf ein Extensionsereignis in E-W Richtung zurückzuführen. Außerdem ist darauf hinzuweisen, dass die mit dem Klammkalk in Wechsellagerung auftretenden Schiefer- und Phyllitabschnitte wasserundurchlässig sind. Der Stollen wurde im Zuge der fortschreitenden Arbeiten plombiert, doch gelang die Abdichtung nicht vollständig. Dies ermöglichte weiterführende hydrogeologische Aufnahmen. So betrug die Gesamtschüttung der Thermalzone bei einer Stollenbegehung am 19.07.2002 zwischen den Kilometrierungen 8,4 bis 9,9 rund 60 I/s (BECHTOLD & SCHINDLMAYR, 2002). Für diesen Abschnitt sind Wassertemperaturen von 23 bis 36 °C und Leitfähigkeiten von 480 bis 500 µS/cm charakteristisch. Hervorzuheben ist jedoch ein ergiebiger Thermalwasserzutritt bei der Kilometrierung 8,879 mit 30,3 °C und einer Schüttung von 10 l/s. Bei der Tiefbohrung Lend-Embach wurde versucht, diese Kluft anzutreffen.

Die bis auf 737 m abgeteufte Bohrung Lend-Embach durchörterte bis 575 m unter GOK eine Wechselfolge von Schiefern und Phylliten, bevor man den Klammkalk erreichte (REINSDORFF & BECHTOLD, 2012). Ab 729 m wurde eine intensivere Klüftigkeit registriert, insbesondere bei 736 m trat eine ca. 0,5 m offene Kluft auf. Die Auswertung von anschließenden geophysikalischen Untersuchungen zeigte zahlreiche offene bzw. teilweise offene Klüfte zwischen 631,8 und 734,9 m. Diese wiesen überwiegend ein E-W Streichen (vereinzelt N-S) und mittleres bis steiles Einfallen auf. Der Ruhewasserspiegel befand sich ca. 383 m unter GOK. Ab 607 m unter GOK befindet sich die offene Bohrlochstrecke. Bei einem Langzeitpumpversuch vom 16.04.2008 bis zum 06.06.2008 wurde mit Förderraten von 2 l/s (neun Tage) bis 5 l/s (42 Tage) gefahren. Es wurde dabei eine maximale Auslauftemperatur von 33,6 °C erreicht. Der Abstich betrug bei der Förderrate von 5 l/s rund 400 m unter GOK. Zudem ist zu erwähnen, dass sich der stationäre Strömungszustand nach Änderung der Entnahmemenge rasch einstellte.

Die Wärme des Thermalwassers ist auf die geothermische Anomalie der Salzachtal-Störung zurückzuführen (CUDRIGH, 2002). Es ist anzunehmen, dass die Wässer über Klüfte in größere Tiefe gelangen und entlang der abdichtend wirkenden Kakirite der Salzach-Ennstal-Störung aufsteigen. REINSDORFF & BECHTOLD (2012) nehmen an, dass das Einzugsgebiet im Osten durch die Gasteiner Ache und im Westen durch die Rauriser Ache begrenzt ist. Die südliche Begrenzung bildet der Bernkogel. Einerseits folgt das Thermalwasser einer Entwässerung Richtung Osten, wobei die Gasteiner Ache als Vorfluter agiert, andererseits ist davon auszugehen, dass N-S gerichtete Störungen, wie z.B. gut erkennbar im Taufenbachtal, ebenfalls einen großen Einfluss auf die Wasserwegigkeit und die Infiltrationbedingungen haben. Zudem wurde für dieses Einzugsgebiet ein Gesamtabfluss von rund 160 l/s berechnet.

Eine mögliche gegenseitige Beeinflussung der Thermalwässer von Lend und Bad Gastein wird von zahlreichen Autoren, z.B. REINSDORFF & BECHTOLD (2012) und STINI (1954), nicht angenommen. Diese Annahme stützt sich auf folgende Hauptargumente:

- Die mächtigen Phyllite des Glockner-Deckensystems agieren als Wasserstauer. Der geologische Aufbau sorgt somit für eine Differenzierung in zwei Thermalwasserbezirke mit unterschiedlicher Genese.
- 2. Hydrochemie und Isotope belegen eine unterschiedliche Herkunft der Wässer.
- Es konnte keine quantitative Beeinflussung belegt werden (das langjährige Monitoring der Schüttungen der Thermalquellen in Bad Gastein zeigte keine Beeinflussung der Quellen durch den massiven Warmwassereinbruch im AHP-Kraftwerksstollen von 1954).

Hydrochemie

Bei dem Thermalwasser der Tiefbohrung Lend-Embach sowie des AHP-Stollens handelt es sich um einen ak-

ratischen Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 400 mg/l (Tab. 124). Die Wassertemperatur beträgt bei der Tiefbohrung, je nach Förderrate, um 32 °C. Bis auf den Fluoridgehalt spricht der Chemismus für eine Herkunft aus dem Karbonatgestein (CUDRIGH, 2002). Die Tritiumkonzentration von 8,5 TU verdeutlicht den Einfluss von jüngerem Wasser bei der Tiefbohrung (Tab. 126). Für den tritiumfreien Grundwasseranteil kann auf Grundlage des Kohlenstoff-14-Gehaltes ein Modellalter von mehreren tausend Jahren angenommen werden (REINSDORFF & BECHTOLD, 2012). Da die chemische Zusammensetzung der Komponenten sowie deren Mischungsverhältnis nicht bekannt sind, dürften genaue Berechnungen nicht möglich sein. Analysen der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-12,9 ‰) und Deuterium (-92,6 ‰) weisen bei höheren Pumpstufen auf ein relativ tief gelegenes Einzugsgebiet hin (REINSDORFF & BECHTOLD, 2012) (Tab. 126). Die Gase bestehen hauptsächlich aus Stickstoff (14,04 Nml/kg) und Kohlenstoffdioxid (9,78 Nml/ kg).

9.5 Kaprun (S)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Tiefbohrung Kaprun Thermal 1 (Abb. 140) ist die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge auf maximal 5,1 l/s für eine ausschließlich balneologische Nutzung festgelegt worden. Im Durchschnitt dürfen 2,0 l/s (172,8 m³/Tag, 63.245 m³/Jahr) entnommen werden.

Die Niederbringung der Tiefbohrung Kaprun Thermal 1 erfolgte 2006, 2010 konnte die Thermenanlage in Betrieb genommen werden.

Hydrogeologie

Nach EISNER & GOLDBRUNNER (2006) wurde auf Grundlage von Voruntersuchungen die Erschließung von Thermalwässern in den Kalkschiefern und Dolomitmarmoren der Nordrahmenzone angestrebt. Tatsächlich wurde



Abb. 140. Lage der Erschließung nordöstlich von Kaprun.

jedoch auch das Glockner-Deckensystem angetroffen. Nachdem 27,0 m mächtiges Quartär (Fein- bis Grobkiese) durchörtert wurde, wurden im Liegenden Kalkschiefer, Dolomitmarmor und Schwarzphyllite der Nordrahmenzone bis zu einer Teufe von 447,0 m angetroffen. Darunter folgte eine Störungszone, die als Deckengrenze zu den ab 453,6 m beginnenden Serpentiniten und Phylliten des Glockner-Deckensystems interpretiert wurde (Tab. 123). Diese Gesteine fallen mit ca. 65° Richtung Norden ein. Da die Bohrung bei einer Teufe von ca. 681 m fest wurde und Fangarbeiten erfolglos blieben, wurde eine Ablenkung (Kaprun Thermal 1a) durchgeführt. Ziel der Ablenkbohrung waren die Wasser führenden Kalkmarmore der Nordrahmenzone in arößerer Tiefe. Der Beginn der Ablenkung wurde bei 410.0 m MD angesetzt. Es kam jedoch zu einem erneuten Festwerden der Bohrung bei 644,0 m in den stark gestörten Abfolgen von Serpentiniten und Schwarzphylliten des Glockner-Deckensystems. Anschließend wurde eine weitere Ablenkung, Kaprun Thermal 1b, mit einer Ablenkung ab wiederum 410.0 m MD bis auf 560.0 m MD niedergebracht. Der Landepunkt dieser Ablenkung lag bei 40,2 m nördlich und 19,8 m westlich des Aufschlagpunktes (Entfernung von 44,8 m). Eine geophysikalische Produktionsmessung ergab eine Temperatur von 19,4 °C an der Sohle der zunächst offenen Bohrstrecke (297,0 bis 560,0 m) von Kaprun Thermal 1b. Zudem wurde ein Hauptzufluss im Bereich 300,5 bis 336,0 m festgestellt. Im Abschnitt 336,0 bis 447,5 m wurden weitere Zuflüsse nachgewiesen, die in Summe 30 % des Gesamtzuflusses ausmachten.

Teufen TVD (m u. GOK)	Kaprun Thermal 1
-27	Quartär -27: Fein- bis Grobkies
-447	Nordrahmen-Zone -130: Kalkschiefer, grau -160: Kalkschiefer, Dolomitmarmor, grau -237: Dolomitmarmor, hellgrau -386: Tonschiefer, Phyllit, Kalkschiefer, dunkelgrau -320: Dolomitmarmor, hell-mittelgrau -370: Kalkschiefer, Dolomitmarmor, hellgrau -390: Kalkschiefer, Dolomitmarmor, Schwarzphyllit, dunkelgrau -447: Kalkschiefer, Phyllit, dunkelgrau
-453,6	Störungszone, Kakarit, weißlich (interpretiert als Deckengrenze)
-680 (ET)	Glockner-Deckensystem -483: Serpentinit, Phyllit, Kalkschiefer, grüngrau -509,6: ?Schwarzphyllite und Kalkschiefer, leicht karbonhaltig, dunkelgrau -575: Serpentinit mit wenig toniger Einlagerung -580: Störungszone, vollständig zerscherter Serpentinit mit toniger Matrix -600: Serpentinit, kompakt, kaum tonige Matrix, eisenhaltig -680: Serpentinit, vorwiegend zerschert, graugrün

Tab. 123.

Bohrprofil von Kaprun Thermal 1 (EISNER & GOLDBRUNNER, 2006).

Für die Dauerförderung wählte man eine Filterstrecke von 533,81 bis 539,96 m. Bei einem Kurzpumpversuch lag der Ausgangswasserspiegel bei 5,6 m unter GOK. Vom 08.11.2006 bis zum 14.12.2006 folgte ein Langzeitpumpversuch, bei dem mit einer durchschnittlichen Förderrate von 2 l/s gefahren wurde. Die Fördertemperatur lag hierbei bei durchschnittlich 17,2 °C und es wurden guasistationäre Verhältnisse bei einer Absenkung von 122.0 m unter GOK erreicht. Die Auswertung der Aufspiegelungsphasen ergab für den sondenfernen Bereich eine Transmissivität von 2,0 x 10⁻⁵ m²/s.

Hydrochemie

Bei dem subthermalen Wasser der Tiefbohrung Kaprun Thermal 1 handelt es sich um einen Calcium-Natrium-Magnesium-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.450 mg/l und einer Auslauftemperatur von ca. 17,4 °C (Tab. 125). Aufgrund der Werte von Deuterium (-88,2 ‰) und Sauerstoff-18 (-12,28 ‰) ist von einem meteorischen Charakter des Thermalwassers auszugehen (Tab. 126). Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist auch ein Einfluss durch junge bzw. oberflächennahe Wässer auszuschließen. Die frei aufsteigenden Gase bestehen hauptsächlich (98,1 %) aus Stickstoff (BENETKA & BREZINSCAK, 2007b).

9.6 Hintertux (T)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser wird gegenwärtig für ein Thermalfreibad in unmittelbarer Nähe zu den Quellaustritten sowie für ein Hallenbad genutzt. Die wasserrechtliche Bewilligung entspricht der gesamten Schüttung der gefassten Quellen. Die Quelle 1 (Abb. 141) schüttet zwischen 1,34 und 6,25 l/s (BIEMANN, 1969). Für die Quelle 2 (Abb. 141) wird eine Schüttung von mindestens 3 l/s angegeben.

Die Thermalquellen von Hintertux werden bereits vielen Jahrhunderten genutzt. So wurde die erste Beschreibung des "Wildenbad in Wildentux" laut MUTSCHLECHNER von Burglechner um 1600 verfasst (Badhotel Kirchler, 2016). Seit 1847 sind die Thermalquellen im Privatbesitz einer Familie.

Hydrogeologie

Die Thermalquellen von Hintertux befinden sich im Bereich der postvariszischen Bedeckung der Zentralgneise und des prävariszischen Kristallins (beides Subpenninikum). Insgesamt handelt es sich um 22 Quellen mit Auslauftemperaturen zwischen 11,8 und 22,2 °C, die im Wiesenhang und Hangschutt austreten (Czurda, 1993b). Die Schüttung der gesamten Quellgruppe beträgt 15 bis 20 l/s (Stand 1993). In den wasserrechtlichen Bewilligungs- und Überprüfungsbescheiden von 1970 und 1986 werden für die Nutzung zwei gefasste Quellen angeführt. Dabei dürfte es sich allerdings um Fassungen von mehreren Quellaustritten handeln, da KOMMA & SCHEMINZKY (zit. nach Czurda, 1993b) im Jahr 1952 von fünf genutzten Quellaustritten (Nr. 4, 5, 6, 11



und 12) berichten. Alle Quellaustritte befinden sich orografisch rechts des Tuxerbaches und mindestens 5 m über dem Bachniveau. Das Quellwasser wurde in von Schutt bedeckten, steil nach NNW einfallenden, grünlichen Chlorit- bis Serizitphylliten erschlossen. Der Geofast-Karte Blatt 149–Lanersbach (KREUSS, 2005) zufolge, sind im Bereich der Quellen unter dem lokalen Schutt Phyllite bzw. Schiefer der Kaserer Serie (Jura bis Unterkreide) zu vermuten, die von Hochstegenkalkmarmor (Oberjura) unterlagert werden.

Es ist anzunehmen, dass die Kalkmarmore der Hochstegen-Formation (Subpenninikum) als Hauptaquifer agieren. Vermutlich handelt es sich also um ein temperiertes Karstwassersystem. Die gemessenen Urangehalte könnten auch auf den Zufluss von Kluftwässern aus permischen Metasedimenten oder den Zentralgneisen hinweisen. Somit kann die Erwärmung sowohl auf die geothermische Tiefenstufe der Überdeckung (bis ca. 1.500 m), als auch auf in größere Tiefen zirkulierende Karstwässer zurückgeführt werden.

Hydrochemie

Die ca. 20 °C warmen Thermalquellen von Hintertux weisen einen akratischen Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ auf (Tab. 125). Eine Besonderheit ist der erhöhte Urangehalt, dieser liegt zwischen 2,75 und 3 μ g/l. Da alle Quellen denselben Chemismus zeigen, ist von einem gemeinsamen Aquifer auszugehen. Inwieweit die Beeinflussung durch kalte oberflächennahe Wässer der Grund für Quellen mit niedrigerer Temperatur ist, bleibt ungeklärt.

Lend, AHP-Stollen (8,516 km)	15.06.1993	1,72	557	26,8	7,46		103,1	18	2,4	0,57	124,07		201,5		174,4	375,9			30				
Lend, AHP-Stollen (8,879 km)	15.06.1993	ca. 6	451	30,7	7,65		68	12,4	18	1,61	100,01		214	6,5	74,2	294,7							
Lend, AHP-Stollen (9,923 km)	23.09.1954	620		23,4	7,88		47,2	14,1	31,4		92,7		212,3	11,9	47,9	272,1							
Lend, Tiefbohrung Lend-Embach	13.05.2008	5	433 (20 °C)	32,7	7,35		70,6	11,7	18,2	1,37	101,87		210	7,55	70,4	287,95		< 10	< 20	6		-1	112
Bad Gastein, Elisabeth Quelle (IX)	1959						21,92	0,94	79,41	2,87	105,14		63,94	29,6	126,33	219,87		120					
Bad Gastein, Elisabeth Quelle (IX)	08.08.1990						21,6	0,41	73,4	2,5	97,91			21,7		21,7		< 17	100	< 2	< 22	< 3	
Bad Gastein, Elisabeth Quelle (IX)	13.05.2008		434 (20 °C)	46,3	8,1		23	0,29	80,5	3,01	106,8		61	25,8	124	210,8			< 20				6
Bad Gastein, Rudolf Quelle (II)	20.10.2010		521	47,1	7,88		20,6	0,5	78,7	3,8	103,6		71,03	27,5	131,6	230,13		547,5		6,2	2,9	1,2	704 (2+)
Bad Gastein, Franz Josef Quelle (I)	20.10.2010		498	44,3	7,68		21,4	0,5	74,1	3,9	6,99		67,85	25,2	127,5	220,55		375,6		7,5	2,7	0,9	470 (2+)
Tauerntunnel, Austritt 15 (Sammelwasser aus einem Sohlkanal)	1969			16,5	7,8		18,44	0,72	10,99	1,21	31,36		45,76	0	30,69	76,45							
Tauerntunnel, Austritt 9	1969			18	8,6		13,93	0,94	7,68	0,94	23,49		29,78	0	22,29	52,07							
Tauerntunnel, Austritt 6	1969			16	8,1		19,32	0,92	10,99	0,98	32,21		39,66	0	33,96	73,62							
Tauerntunnel, Austritt 5	1969			17	8,2		16,75	0,67	10,78	0,7	28,9		39,97	0	27,86	67,83							
Tauerntunnel, Austritt 4	1969			17	8,4		16,11	1	10,87	1,09	29,07		43,63	0	23,54	67,17							
Liechtensteinklamm, Arlquelle	12.12.2001	60	532 (25 °C)	15,2	7,29		75,2	7,7	25,3	2,3	110,5		248	25,9	39,3	313,2			< 20				< 20
Hydrochemische Inhaltsstoffe	Datum	Ergiebigkeit (I/s)	EI. Leitfähigkeit (µS/cm)	Auslauftemperatur (°C)	Н	Kationen (mg/l)	Calcium (Ca)	Magnesium (Mg)	Natrium (Na)	Kalium (K)	Summe	Anionen (mg/l)	Hydrogencarbonat (HCO ₃)	Chlorid (CI)	Sulfat (SO ₄)	Summe	Spezielle Parameter Kationen (µg/l)	Aluminium (Al)	Ammonium (NH ₄)	Barium (Ba)	Blei (Pb)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)

Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Thermalwasservorkommen im Tauernfenster 9.7

Kupfer (Cu)							6,6	8,5		11		3			
Lithium (Li)							301,7	327,5		186	140	77			
Mangan (Mn)	< 50						42	48	4	15		8			
Selen (Se)										< 0,5		8			
Strontium (Sr)							705,9	717,6		631	260	1.120			
Spezielle Parameter Anionen (μg/l)															
Bromid (Br)															
Fluorid (F)		2,66	36	3,19	2,53	2,72	4.010	4.210	5.420		4.200	1.860	1.170		
Hydrogensulfid (HS)															
Iodid (I)															
Carbonat (CO ₃)															
Undissozierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃)		11,4	11,3	10,3	8,3	12	67,29	70,83	33,6	33,7	58,5	10,6			
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)										0,73	5,1	0,41			
Feststoffsumme (mg/l)	423,7	107,64	108,07	116,13	83,86	119,81	393,66	411,13	356,63	154,98	393,33	404,03	365,97	394,71	500
Freies Kohlenstoff- dioxid (CO ₂)	20,2						1,82	1,18					14		
Gel. Schwefelwasser- stoff (H ₂ S)															
Lösungsinhalt (mg/l)	443,9	107,64	108,07	116,13	83,86	119,81	395,48	412,31	356,63	154,98	393,33	404,03	379,97	394,71	500
Tit. Schwefel (mg/l)										0,1					
Literaturverweis	1	2	3	4	5	6	7	8	6	10	11	12	13	14	15
Таb. 124. Hydrochemische Analy 2012; 10: Есье, 1991; [·] Веснтоцр, 2012).	ysen von Lie 11: Komma & ;	chtensteinklaı Scнемınzк ^y , 19!	mm, Tauerntu 59, zit. nach Z	nnel, Bad Ga :от∟, 1993f; 1	tstein und Len 3: Komma & Sc	d (1: Gademayr Heminzky, 1954	R, 2001; 2–6: 4, zit. nach Zč	: Јов & Митscн õть, 1993f; 14,	LECHNER, 1969 , 15: BUNDESAN); 7, 8: Hobige Istalt für chem	r, 2010e; 9, 1 Ische und pharn	I 2: Salzburg A Mazeutische Unt	G, 2008, zit. r rersuchungen, 1	1ach Reinsdori 994, zit. nach	fe & Bechtold, I Reinsdorff &

Hydrochemische Inhalts- stoffe	Kaprun, Thermal 1	Hintertux, Quelle 4	Hintertux, Quelle 5 und 6	Hintertux, Quelle 11	Hintertux, Quelle 12
Datum	04.12.2006	1952	1952	1952	1952
Ergiebigkeit (l/s)	2	8,6			Ø 3,5
El. Leitfähigkeit (µS/cm)	1.416 (20 °C)				
Auslauftemperatur (°C)	17,4	18,1	20,2	21,5	22,1
рН	7,5	7,2	7,2	7,2	7,2
Kationen (mg/l)					
Calcium (Ca)	200	4	3,8	2,8	4,2
Magnesium (Mg)	56	0,5	0,4	0,4	0,3
Natrium (Na)	128	55,7 (Na+K)	57,7 (Na+K)	56,4 (Na+K)	54,7 (Na+K)
Kalium (K)	4,9				
Summe	388,9	60,2	61,9	59,6	59,2
Anionen (mg/l)					
Hydrogencarbonat (HCO ₃)	169	104,9	107,4	103,2	100,1
Chlorid (Cl)	52	7,8	8,8	7,7	7,1
Sulfat (SO ₄)	779	34,7	34,5	34,6	37
Summe	1.000	147,4	150,7	145,5	144,2
Spezielle Parameter Kationen (µg/l)					
Aluminium (Al)	40	6			
Ammonium (NH ₄)	810				
Barium (Ba)	10				
Blei (Pb)	< 1	5		6	
Chrom (Cr)	< 10				
Eisen (Fe)	730	19		16	
Kupfer (Cu)	< 10	36		12	
Lithium (Li)	250				
Mangan (Mn)	80				
Selen (Se)	< 10				
Strontium (Sr)	6.800				
Spezielle Parameter Anionen (µg/l)					
Bromid (Br)	300				
Fluorid (F)	200				
Hydrogensulfid (HS)	600				
lodid (l)	70				
Carbonat (CO ₃)	1.030				
Undissozierte Stoffe (mg/l)					
m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃)	20,5				
o-Borsäure (H ₃ BO ₃)	13,7				
Feststoffsumme (mg/l)	1.434,02	207,67	212,6	205,13	203,4
Freies Kohlenstoffdioxid (CO ₂)	7,4	2	5	4	4
Gel. Schwefelwasserstoff (H_2S)					
Lösungsinhalt (mg/l)	1.441,42	209,67	217,6	209,13	207,4
Tit. Schwefel (mg/l)	< 1				
Literaturverweis	1	2	3	4	5

Tab. 125. Hydrochemische Analysen von Kaprun und Hintertux (1: Велетка & Brezinscak, 2007b; 2–5: Комма & Scheminzky, 1952, zit. nach Czurda, 1993b).

Erschließungen	Literaturverweis	Datum	Kohlenstoff-14 (% modern)	Kohlenstoff-14 (Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)
Bad Gastein, Franz Josef Quelle (I)	1	31.08.2004				6,3	-13,30	-96,5			
Bad Gastein, Franz Josef Quelle (I)	2	1966									177,6
Bad Gastein, Wasserfall Quelle (III)	3	08.08.1990					-13,10	-96,9			
Bad Gastein, Wasserfall Quelle (III)	4	1966									1.398,6
Bad Gastein, Doktor Quelle (VI)	5	08.08.1990					-13,30	-102,2			
Bad Gastein, Doktor Quelle (VI)	6	1966									758,5– 980,5
Bad Gastein, Elisabeth Quelle (X)	7	31.08.2004				5,3	-13,46	-97,1			
Bad Gastein, Elisabeth Quelle (X)	8	1966		3.600– 3.800							1.491,1 Austritt 2-7
Bad Gastein, Mesnil Quelle (XVII)	9	31.08.2004				6,8	-13,25	-94,9			
Bad Gastein, Mesnil Quelle (XVII)	10	1966									2.190,4
Lend-Embach, Tiefbohrung	11	13.05.2008			-7,2	8,5	-12,9	-92,6	8,50	0,0236	5,70
Lend, AHP-Stollen	12	01.01.2004				11,6	-13,0				
Kaprun, Thermal 1	13	04.12.2006			-10,14	< 0,3	-12,28	-88,2		0,037	5,2
Hintertux, Quelle 4	14	05.05.1952								1,85	18,13
Hintertux, Quelle 5 und 6	15	05.05.1952								0,1369	13,32
Hintertux, Quelle 11	16	05.05.1952								0,1332	19,61
Hintertux, Quelle 12	17	05.05.1952								0,1961	13,69

Tab. 126.

Isotopenanalysen von Bad Gastein, Lend, Kaprun und Hintertux (1, 7, 9: Lorenz, 2005; 2, 4, 6, 8, 10: Job & Zötl, 1969; 3, 5: Egle, 1991; 11: Hydroisotop, 2008, zit. nach Reinsdorff & Bechtold, 2012; 12: Reinsdorff & Bechtold, 2012; 13: Benetka & Brezinscak, 2007b; 14–17: Komma & Scheminzky, 1952, zit. nach Czurda, 1993b).

10 Nicht wirtschaftlich nutzbare Thermalwasserbohrungen in Österreich (D. ELSTER)

. .

10.1 Aspern (W)

Die Realisierung der geothermischen Dublette erwies sich als nicht wirtschaftlich. Mit einer ca. 5.000 m (TVD) tiefen Förderbohrung und einer 3.670 m (TVD) tiefen Reinjektionsbohrung sollte die Förderung von rund 150 °C heißem Thermalwasser mit einer Schüttung von ca. 100 l/s ermöglicht werden. Die Leistung der geplanten Versorgungsanlage war für die Seestadt Aspern und das Fernwärmenetz Wien auf 40 MW (thermisch) und 800 kW (elektrisch) konzipiert worden.

Die Bohrung Eßling Thermal 1 (Abb. 142) wurde im Jahr 2012 bis auf eine Endteufe von 4.180 m TVD

Teufen TVD (m)	Eßling Thermal 1
-11,2,0	Quartär
-902,0	Pannonium
-1.367,0	Sarmatium
-2.821,1,0	Badenium -1.806,1: <i>Bulimina Rotalia</i> -Zone -2.086,2: Sandschaler-Zone -2.363,4: Obere Lageniden-Zone -2.620,6: Untere Lageniden-Zone -2.821,1: Aderklaaer Konglomerat
-3.354,9	Karpatium -3.297,7: Aderklaa-Formation -3.354,9: Gänserndorf-Formation
-4.180,0 (ET)	Beckenuntergrund -3.589,0: Mitteltrias, Furter Kalk -3.632,0: Untertrias, Werfener Schichten -3.650,0: Untertrias/Oberperm -3.699,0: Verschuppungszone Untertrias/Gosau -4.180,0: Limnische Gosau

Tab. 127.

Bohrprofil von Eßling Thermal 1 (nach Goldbrunner & EISNER, 2013).

(4.224 m MD) abgeteuft (GOLDBRUNNER & EISNER, 2013) (Tab. 127). Nach Durchteufung der neogenen Beckenfüllung mit dem stratigrafischen Umfang von Pannonium bis Karpatium wurde der Beckenuntergrund bei 3.354,9 m unter GOK (TVD) erreicht. Im Gegensatz zu den geologischen Annahmen wurde der Hauptdolomit der Göller-Decke nicht angetroffen, sondern lediglich eine Schuppe der Mitteltrias und Untertrias über Sedimenten der Gosau-Gruppe. Diese kalkalpine Schuppe wies keine wirtschaftliche Wasserführung auf. In der Folge war geplant, das Bohrziel mit einer abgelenkten Bohrung Eßling Thermal 1/1a zu erreichen. Aufgrund des geologischen, bohrtechnischen und finanziellen Risikos wurde dieser Versuch nicht umgesetzt. Mittlerweile wurde die Bohrung verschlossen.

10.2 Gersdorf an der Mur (STMK)

Die Tiefbohrung Gersdorf Thermal 1 (Abb. 143) wurde 2002 in einer Senkungszone (Senke von Mureck) am Südrand des Steirischen Beckens in unmittelbarer Nähe zur Mur abgeteuft. Das Grundgebirge trat laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen ab 2.023 m (MD) hauptsächlich bestehend aus Phylliten (Remschnigg-Sausal Paläozoikum), Amphiboliten und Glimmerschiefern (Possruck-Koralm Kristallin) auf (Tab. 128). Nahe dem Grenzbereich des Grundgebirges zur neogenen Beckenfüllung wurde in einer Tiefe von 2.026 m (MD) eine 2 bis 4 m mächtige Dolomitlage angefahren. Zudem konnten dolomitische Sandsteinlagen von 2.041,0 bis 2.057,0 m (MD) und Marmorlagen von 2.224,0 bis 2.227.0 m (MD), sowie bei 2.268.0 und 2.270.0 m (MD) angetroffen werden. Da diese potenziell Thermalwasser führenden Abschnitte keine wirtschaftliche Ergiebigkeit aufwiesen, wurde die Bohrung in 2.398,6 m un-



Abb. 142. Lage der Erschließung bei Wien-Aspern.



Abb. 143.

Lage der Erschließungen südöstlich von Gersdorf an der Mur.

Teufen MD (m)	Gersdorf Thermal 1
-22,0	Quartär
-201,0	Badenium -81,0: Sandschaler-Zone -201,0: Lageniden-Zone
-2.023,0	Karpatium
-2.420,0 (ET)	Grundgebirge vorwiegend bestehend aus Glimmerschiefern, Amphiboliten und Phylliten

Tab. 128.

Bohrprofil von Gersdorf Thermal 1 (nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen).

ter GOK (2.420,0 m MD) eingestellt. Erwähnenswert ist die Änderung des Temperaturgradienten. Für die neogene Beckenfüllung wurden 4,5 °C/100 m bestimmt. Bis ca. 2.275,0 m (MD) sank der Gradient anschließend auf rund 3,0 °C/100 m ab. Darunter erfolgte abermals ein Anstieg auf über 4,5 °C. An der Sohle des Bohrlochs wurde zudem eine Temperatur von 115 °C gemessen. In einer Tiefe von 80 bis 150 m wurden kalte Wässer führende Schichten der Sandschaler-Zone und Lageniden-Zone (Badenium) angetroffen. Mit der nahegelegenen Bohrung Gersdorf Thermal 2 sollte aus diesem Aquifer gefördert werden, um das kalte Wasser anschließend Gersdorf Thermal 1 einzuspeisen. Mit der Methode des Europäischen Patents EP 0 760 898 B1 wäre dann die Förderung von erhitztem Grundwasser geplant gewesen. Dieses Vorhaben wurde allerdings nicht realisiert.

10.3 Gröbming (STMK)

Die Tiefbohrung Gröbming Thermal 1 (Abb. 144) wurde 2001 ca. 3 km NW von Gröbming niedergebracht. Die geologische Prognose von GAWLICK & GRATZER (zit. nach SCHMID, 2002b) entsprach weitgehend dem tatsächlichen Bohrprofil. So wurde erwartet, dass die Bohrung im Mandlingzug bzw. in nicht Thermalwasser führenden



Abb. 144. Lage der Erschließung nordwestlich von Gröbming

Gesteinen der Werfener Schuppenzone verbleiben würde. Das Bohrprofil wies zunächst bis 60 m unter GOK Quartär auf. Im Liegenden folgten Dolomite der Steinalm- und Gutenstein-Formation, bis ab ca. 82 m Alpiner Buntsandstein auftrat. Dieser ging ab ca. 210 m in Alpinen Verrucano über. Ab 305 m wurde das Gestein mit pegmatitischen Vererzungen und Gips-/Anhydritlagen als siliziklastisches Flachwassersediment des Perm angesprochen. Da keine Karbonate angetroffen wurden, diese wären als isolierte Schollen vorstellbar gewesen, blieben die erhofften Thermalwasserzutritte aus. Deshalb stellte man die Bohrarbeiten in einer Teufe von 1.735,0 m unter GOK ein. Mithilfe von geophysikalischen Bohrlochmessungen konnten allerdings Wasser führende Bereiche bei 450 m, 950 m, 1.300 m und 1.600 m festgestellt werden. Infolge wurden Filterstrecken von 1.322,8 bis 1.372,1 m, 1.489,8 bis 1.519,7 m und 1.596,2 bis 1.624,2 m gesetzt. Hydrochemische Untersuchungen ergaben eine Wassertemperatur von ca. 32 °C und einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chemismus. Bei einem vom 04.04.2002 bis zum 07.05.2002 durchgeführten Pumpversuch erwies sich der Zufluss für eine wirtschaftliche Nutzung als zu gering und das Projekt musste eingestellt werden.

10.4 Radstadt (S)

Die Tiefbohrung Radstadt Thermal 1 (Abb. 145) wurde in den Jahren 1994/1995 niedergebracht (KOSNOPFL, 2008). Aufgrund des geringen Zuflusses erwies sich die Bohrung als nicht wirtschaftlich. Sie wurde jedoch konserviert, da eine Erdwärmenutzung mit einer Wärmepumpe weiterhin realisierbar erscheint. Die Tiefbohrung wurde im Bereich südlich von Radstadt bis auf 1.581,0 m niedergebracht (Tab. 129) (GAWLICK et al., 1996). Nachdem 55 m mächtiges Quartär durchörtert wurde, folgte bis 182,5 m Wettersteindolomit des Mandlingzuges. Im Liegenden schlossen bis 229 m siliziklastisch feinkörnige Gesteine, die wahrscheinlich

dem "Radstädter Tertiär" zuzuordnen sind, an. Darunter wurde die Grauwackenzone bis 945 m angetroffen. Diese bestand zunächst bis 322 m aus Phyllit, Chloritschiefer, Glimmerschiefer und Dolomit-/Kalk-Wechselfolgen. Anschließend folgten Phyllit, Chlorit-, Serizitund Grafitschiefer-Wechselfolgen mit einem deutlich geringeren Karbonatanteil. Im Liegenden der Grauwackenzone dominierten nach einem Übergangsbereich ab 1.002,0 m Gneise und Karbonat führende Quarzphylllite in Wechselfolge. Im Zuge von bohrlochgeophysikalischen Untersuchungen wurde eine Temperatur von 40 °C bei der Endteufe gemessen (Schmid et al., 1995). Im Zeitraum vom 10.07.1995 bis 25.08.1995 wurden vier Mammutpumpversuche durchgeführt. Allerdings konnte einzig aus dem Bereich 1.494,0 bis 1.510,0 m für kurze Zeit eine Höchstmenge von 0,2 l/s gefördert werden (FUNOVITS, 2005, zit. nach schriftlicher Mitteilung an R. BRAUNSTINGL, Landesgeologie von Salzburg). Über den Ausbau der Bohrung ist bekannt, dass Schlitzrohre von 801,9 bis 822,5 m, von 946,4 bis 1.008,0 m und von 1.485,3 bis 1.514,1 m eingebaut wurden. Über die hydrochemischen Inhaltsstoffe und die Auslauftemperatur des Wasserzuflusses ist nur wenig Information verfügbar. Es ist allerdings eine hydrochemische Analyse vom 20.03.1995 erwähnt: Leitfähigkeit: 8.795,00 µS/cm, pH: 7,90, Chlorid: 3.120,0 mg/l, Sulfat: 150,0 mg/l, Ammonium: 1,96 mg/l, Eisen: 64,80 mg/l, Mangan: 0,57 mg/l.

Teufen TVD (m u. GOK)	Radstadt Thermal 1
-55,0	Quartär
-182,5	Wettersteindolomit
-229,0	"Radstädter Tertiär"
-945,0	Grauwackenzone
-1.581,0 (ET)	Phyllite und Gneise, "Mittelostalpines Kristallin"
Tab. 129.	

Bohrprofil von Radstadt Thermal 1 (nach GAWLICK et al., 1996)



Abb. 145. Lage der Erschließung südlich von Radstadt.



Abb. 146. Lage der Erschließung südlich von Altenmarkt im Pongau.

10.5 Altenmarkt im Pongau (S)

Die Tiefbohrung Altenmarkt Thermal 1 (Abb. 146) wurde 2007 niedergebracht, das Projekt musste jedoch aufgrund der zu geringen Thermalwasserführung aufgegeben werden. Aufgrund der Gasführung und dem beachtlichen Geothermiepotenzial wurde die Tiefbohrung konserviert. Der Anschlagpunkt für die Tiefbohrung im äußeren Zauchental wurde, basierend auf Kartierungen und einer geophysikalischen Voruntersuchung, gewählt (GOLDBRUNNER et al., 2005c). Als Bohrziel wurden die Radstädter Dolomite (Unterostalpin) definiert, die ab einer Teufe von 1.100 m (TVD) erwartet wurden. Die nach Süden abgelenkte Tiefbohrung wurde laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen bis auf 2.310.0 m MD (2.064,1 m TVD) niedergebracht (Tab. 130). Nach GOLDBRUNNER (2012b) wurden im Liegenden des 35 m mächtigen Quartärs (Wildbachschutt) bis 500 m MD dunkelgraue Phyllite und kalkreiche graue Quarzphyllite des Koralpe-Wölz-Deckensystems angetroffen. Darunter folgten bis 1.015 m MD graugrüne Quarzphyllite sowie Chlorit-Quarzphyllite und Serizitschiefer des Silvretta-Seckau-Deckensystems. Die Bohrung verblieb anschließend im Radstadt-Deckensystem. Bis 1.540,0 m MD wurden dunkelgraue Tonschiefer, Phyllite, Mergel, Chlorit-Quarzphyllite und Serizitschiefer angetroffen. Nach einer Störungszone schlossen dunkelgraue Tonschiefer, Mergel und Kalkschiefer an. Von 1.786,0 bis 1.819,0 m MD erwiesen sich laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen insbesondere hellgraue Karbonate als potenzieller Zielhorizont. Infolge wurden drei Perforationsintervalle von 1.778.0 bis 1.821,0 m MD (15 m Nettoperforation) gesetzt. Bei dem folgenden Pumpversuch wurde eine geringe Ergiebigkeit (0,1 l/s) und eine Maximaltemperatur von ca. 25 °C festgestellt. Die Temperatur sank während der Förderung sogar auf rund 18 °C. Deshalb entschloss man sich für eine Fortsetzung der Bohrung und traf zunächst bis 1.958,0 m MD Quarzite (Lantschfeldquarzit) an. Nach einer Störungszone schlossen ab 2.020,0 m MD bis zur Endteufe karbonatische Quarzite, Kalkschiefer, Serizitschiefer, Phyllite, Tonschiefer und Mergel an. Von 1.897,9 bis 1.906,9 m sowie von 1.909,9 bis 1.913,6 m wurde eine Gasführung (Kohlenstoffdioxid) registriert, jedoch kein Thermalwasser angetroffen. Die Temperatur auf Sohle des Bohrlochs betrug 46,8 °C.

Teufen MD (m)	Altenmarkt Thermal 1
-35,0	Quartär (Wildbachschutt)
-500,0	Koralpe-Wölz-Deckensystem -105,0: dunkelgraue Phyllite -500,0: kalkreiche graue Quarzphyllite
-1.015,0	Silvretta-Seckau-Deckensystem -1.015,0: graugrüne Quarzphyllite, Chlorit-Quarzphyllite und Serizitschiefer
-2.310,0 (ET)	Radstadt-Deckensystem -1.540,0: dunkelgraue Tonschiefer, Phyllite, Mergel, Chlorit-Quarzphyllite, Serizitschiefer -1.786,0: dunkelgraue Tonschiefer, Mergel, Kalkschiefer -1.819,0: hellgraue Karbonate -1.866,0: Übergangszone zu Quarziten -1.958,0: Quarzite (Lantschfeldquarzite) -2.020,0: Störungszone -2.310: karbonatische Quarzite, Kalkschiefer, Serizitschiefer, Phyllite, Tonschiefer, Mergel

Tab. 130

Bohrprofil von Altenmarkt Thermal 1 (nach GOLDBRUNNER, 2012b).

10.6 Golling (S)

Die Bohrung Golling Thermal 1 (Abb. 147) wurde laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen im Jahr 1997 niedergebracht. Für das Projekt wurden ähnliche hydrogeologische Verhältnisse wie bei der in 9 km Entfernung situierten Barbaraquelle von Vigaun angenommen. Dort wurde Thermalwasser im Plattenkalk und Hauptdolomit (mesozoische Schichtfolge des Tirolisch-Norischen Deckensystems in der Osterhorn-Gruppe)



Lage der Erschließung in Golling an der Salzach.

angetroffen. Tatsächlich wurde bei der 2.056,0 m tiefen Bohrung Golling Thermal 1 eine juvavische Deckscholle bestehend aus Werfener Schichten, Haselgebirge und oberjurassischen Kalken, die den obertriassischen bis unterkretazischen Gesteinen des Einberg-Zuges tektonisch auflagern, angetroffen (Tab. 131) (MANDL et al., 1997). Bei Letzteren handelt es sich um einen selbstständig gewordenen Gesteinskörper am Südrand des Tirolisch-Norischen Deckensystems der Osterhorn-Gruppe. Aufgrund von mangelnder Ergiebigkeit musste das Thermalwasserprojekt eingestellt werden.

Teufen TVD (m u. GOK)	Golling Thermal 1
-20,0	Quartär
-156,0	Tressenstein-/Barmsteinkalk (Oberjura)
-174,0	Tressenstein-/Barmsteinkalk mit Zwischenlagen von pelagischen Rotkalken (Oberjura)
-446,0	Werfener Schichten und Haselgebirge
-750,0	Rossfeldschichten (Unterkreide)
-790,0	Anzenbachschichten (Unterkreide)
-854,0	Schrambachschichten (Oberjura)
-856,0	Spuren von Rotkalken vom Typ Hierlatzkalk und Adneter Kalk
-950,0	Lagunärer Dachsteinkalk
-1.018,0	Lagunärer Dachsteinkalk mit Zwischenschaltungen von Kössen-Formation
-2.056,0 (ET)	Lagunärer Dachsteinkalk

Tab. 131.

Bohrprofil von Golling Thermal 1 (nach MANDL et al., 1997).

10.7 Mallnitz (K)

Das relativ nahe gelegene Thermalwasservorkommen von Bad Gastein und auch die subthermalen Wasserzutritte im Tauerntunnel ließen die Gemeinde Mallnitz auf eine Thermalwassererschließung hoffen. So wurde im Jahr 2001 die Niederbringung der Tiefbohrung (Abb. 148) beauftragt. Man vermutete laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen Thermalwasser am westlichen Talrand von Mallnitz entlang einer Bruchzone in einer Tiefe von ca. 300 m. Nach der geologischen Kartierung von GIPPER (2012) müssten sich im Liegenden der guartären Bedeckung beim Anschlagpunkt der Bohrung Metasedimente des Venediger Deckensystems befinden. Bei der Bohrung wurden zunächst bis 21 m unter GOK guartäre Kiese und Sande mit Grundwasserführung angetroffen. Im Liegenden folgten bis 100 m aufgelockerte Glimmerschiefer, bei denen es sich vermutlich um Bergsturzmaterial handelte. Darunter schlossen Glimmerschiefer mit Lagen von Schwarzphyllit bis zur Endteufe von 801 m unter GOK an, allerdings trat von 250 bis 560 m eine phyllonitische Störungszone auf. Die Bereiche von 100 bis 250 m und 688 bis 721 m erwiesen sich als gering wasserführend. So ergab ein vom 20.11.2001 bis 26.11.2001 durchgeführter Pumpversuch einen Zufluss von 0,1 l/s. Außerdem ist zu erwähnen, dass die Temperatur an der Sohle der Bohrung bei ca. 30 °C lag. Aufgrund der geringen Schüttung musste die Tiefbohrung als unwirtschaftlich eingestuft werden.



Lage der Erschließung südwestlich von Mallnitz.

10.8 Leogang (S)

Die Bohrung Leogang Thermal 1 (Abb. 149) wurde im Jahr 2000 abgeteuft. Sie erwies sich jedoch aufgrund mangelnder Ergiebigkeit als nicht wirtschaftlich. Laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen befindet sich der Anschlagpunkt im Tal der Leoganger Ache. Das Tal wird von E-W streichenden Brüchen begleitet, wobei der Kontakt von Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen in der südlichen Talflanke, meist von quartären Ablagerungen bedeckt, verläuft. Bei der bis auf 2.577,0 m abgeteuften Bohrung wurden keine Thermalwasserzuflüsse angetroffen. Einzig von 200,0 bis 250,0 m wurde ein Thermalwasserzutritt mit einer Temperatur von ca. 25 °C, allerdings mit einer sehr geringen Ergiebigkeit beschrieben.

Zu den durchgeführten Ablenkversuchen konnten keine Informationen erhoben werden. Ein detailliertes geologisches Schichtenverzeichnis liegt nur von 1.760 bis 2.122 m unter GOK vor (BRAUNSTINGL, 2003). Einen Überblick zum geologischen Bau gibt WAGNER (2000). Demnach sind die abrupten Wechsel zwischen Tonschiefern der Fellersbach Schichten mit Quarziten und verkiesten Karbonaten der Grünen Serie (Mitternbach Schichten) bei 320, 600 und 800 m auf steil nach SW einfallende NW-SE-Brüche zurückzuführen. Die Fellersbach Schichten sowie die Mitternbach Schichten sind Teil der Gröden-Formation (Basis der Nördlichen Kalkalpen). Von 1.200,0 bis 1.400,0 m wurden Salz-Gips-Einlagerungen (Haselgebirge) mit starker Kavernenausbildung angetroffen. Ab 1.476,0 m folgte bis 1.776,0 m in eingeschuppter Form die Glemmtal-Einheit der Grauwackenzone. Im Liegenden schloss bis zur Endteufe die Werfener Schuppenzone vorwiegend mit Quarziten, Tonschiefern und Tonmergeln an. Abschließend ist erwähnenswert, dass in einer Teufe von 1.700,0 m die Gesteinstemperatur bei 38,7 °C lag.



Abb. 149. Lage der Erschließung westlich von Leogang



10.9 Sölden (T)

Die Tiefbohrung Sölden Thermal 1 (Abb. 150) wurde in den Jahren 1997 und 1998 im Bereich der Biotit-Plagioklas-Paragneis- und Glimmerschiefer Einheiten im südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) bis auf eine Endteufe von 1.165,4 m niedergebracht (GASSER, 2000b). Aufgrund der zu geringen Ergiebigkeit besteht heute keine Nutzung. Nach GAWLICK & GRATZER (1999) wurden im Liegenden des 36 m mächtigen Quartärs vorwiegend Gneise angetroffen. Nach dem Erreichen einer Teufe von 1.002,8 m unter GOK wurde ein dreistufiger Pumpversuch über 130 Stunden durchgeführt. Hierbei wurden bei einer Förderrate von 0,3 l/s eine Auslauftemperatur von 16,7 °C und eine Absenkung von 70 m unter GOK festgestellt. Nach dem Ausbau der Bohrung (offene Bohrlochstrecke ab 880 m unter GOK) wurde im Zuge ei-

nes einmonatigen Pumpversuchs bei einer maximalen Förderrate von 0.03 l/s eine maximale Absenkung von 500 m unter GOK erzielt. Zudem wurde ein äußerst geringer artesischer Überlauf festgestellt (< 0,016 l/s). Auch ist ein relativ niedriger geothermischer Gradient von 2,2 bis 2,74 °C pro 100 m zu erwähnen. Im Zuge des ersten Pumpversuches wurden Wasserproben gezogen, die hydrochemisch und isotopenhydrologisch von FORSTER (1997, zit. nach GASSER, 2000b) untersucht wurden. Demnach handelt es sich bei dem Wasser um einen akratischen Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Tvp. Die abgereicherten Werte von Sauerstoff-18 (-15,21 bis -16,09 ‰) und Deuterium (-110,90 bis -118,00 ‰) lassen auf kältere Infiltrationsbedingungen bzw. auf ein höher gelegenes Einzugsgebiet schließen. Tritium konnte im Wasser nicht nachgewiesen werden, somit bestand keine Beeinflussung durch oberflächennahe jüngere Wässer.

11 Wichtige Kenndaten zu den einzelnen Thermalwasservorkommen in Österreich

(D. ELSTER)

Abkürzungen der Bundesländer: B: Burgenland; K: Kärnten; NÖ: Niederösterreich; OÖ: Oberösterreich; S: Salzburg; STMK: Steiermark; T: Tirol; V: Vorarlberg; W: Wien. **Typ der Erschließung:** 1: Bohrung; 2: Artesische Bohrung; 3: Quelle; 4: Stollen. **Nutzung:** 1: balneologisch genutzt; 2: wirtschaftlich nicht genutzt/verschlossen; 3: geothermische Förderbohrung; 4: geothermische Reinjektionsbohrung. **Lithologie:** Dol: Dolomit; GrT: tektonisch beanspruchtes Grundgebirge; Kal: Kalk; Kar: Karbonate; Ki: Kies; KongKar: Konglomerat karbonatisch; Kr: Kristallin; Mar: Marmor; Sa: Sande; Sast: Sandsteine; SedG: Sedimente mit grobklastischen Anteilen; Si: Silt; TrA: Trachyandesit (Vulkanit). **Stratigrafie:** Ba: Badenium; Eg: Egerium; Egg: Eggenburgium; J: Jura; Ka: Karpatium; Kis: Kiscellium; K: Kreide; Neo: Neogen; OE: Obereozän; OJ: Oberjura; OK: Oberkreide; Pal: Paläozoikum; PM: Permomesozoikum; Sa: Sarmatium; T: Trias. **Ausgewählte spezielle Parameter:** fett: auffälliger Gehalt; kursiv: aktuellerer Analysenwert. **Dominierende frei aufsteigende Gase:** 1: CH₄; 2: N₂; 3: CO₂; 4: H₂S. **Weitere Angaben:** Sternchen (*) symbolisieren komplexe Bedingungen, siehe jeweiliges Kapitel.

Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (µg/l)	Bromid (µg/I)
Aflenz Groisenbach 1	STMK	1	2	*		1.111		*	1	Na-HCO ₃ -SO ₄	3,4	
Aflenz Th 1 (Dörflach)	STMK	1	2	ca. 27*		1.891		*	?	Mg-Ca-SO ₄ -HCO ₃		
Altheim Th 1a	0Ö	2	3	ca. 104	80*	2.472	2,146 MD- 2.306 MD	Kar / OJ	1–1,2	Na-HCO ₃ -CI	4.830- 6.000	600– 1.000
Altheim Th 2	0Ö	2	4			3.078 MD	2.984 MD- 3.078 MD	Kar / OJ	0,8	Na-HCO ₃ -Cl	5.560	820
Bad Bleiberg, Rudolftherme	К	4	1	ca. 26	14,7			Kar / T	0,3	Ca-Mg-HCO ₃	< 50– < 500	
Bad Blumau 1/1a	STMK	2	4	ca. 100		2.948	2.583–2.948	Kar / Pal	17,7	Na-HCO ₃ -CI	11.000	11.950
Bad Blumau 2	STMK	2	3	ca. 107	30	2.840	2.362,5 MD- 2.840 TVD	Kar / Pal	18– 23,9	Na-HCO ₃ -CI		<i>14.900</i> – 18.000
Bad Blumau 3	STMK	2	1	ca. 47	8	1.150	643,6– 1.134,2*	SedG / Sa	1,3	Na-HCO ₃	100	< 200
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	NÖ	1	1	ca. 25	18	105		Kar / T–Ba	3,3*	Na-Ca-Cl-HCO ₃	5.950	3.620
Bad Deutsch-Altenburg, Kaiserbadbrunnen	NÖ	1	1	ca. 25	9	20	7,5–17,5*	Kar / T–Ba				
Bad Deutsch-Altenburg, Kurhausbrunnen	NÖ	1	2	ca. 25		7,5		Kar / T–Ba				
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	NÖ	1	1	ca. 25	15	70	62–68,5	Kar / T–Ba	1,7– 3,6*	Na-Ca-CI-HCO ₃ -(SO ₄)	<i>1.050</i> 1.960	2.530
Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Damenbad	NÖ	3	1	ca. 19	11*			Kar / T	0,5	Ca-Mg-HCO ₃	410	
Bad Fischau-Brunn, Quelle hinter Herrenbad	NÖ	3	1	ca. 19	11*			Kar / T	0,5	Ca-Mg-HCO ₃	410	
Bad Gastein, Elisabeth Quelle	S	4	1	ca. 47	*			Kr / Pal	0,2– 0,4	Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃	4.200- <i>5.420</i>	
Bad Gastein, Franz Josef Quelle	S	4	2	ca. 46				Kr / Pal	0,4	Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃	4.010	
Bad Gastein, Rudolf Quelle	S	4	1	ca. 47	4,85			Kr / Pal	0,4	Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃	4.210	
Bad Gleichenberg, Maria-Theresienquelle	STMK	2	2	ca. 18		56*		TrA / Ba–Ka	6,6	Na-HCO ₃ -Cl	720	1.000
Bad Gleichenberg Th 1	STMK	2	1	ca. 40	5	1.503	620–1.490*	TrA / Ba–Ka	10– 10,2	Na-HCO ₃ -Cl	120–200	4.400
Bad Gleichenberg, Thermalquelle	STMK	2	2	ca. 21		223	142–212*	TrA / Ba–Ka	5,4	Na-HCO ₃ -Cl		
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	STMK	2	1	ca. 26,5	3	1.043	234–420*	TrA / Ba–Ka	6,8	Na-HCO ₃ -Cl	90	
Bad Goisern, Schwefelquelle	0Ö	1	1	ca. 19	ca. 1	656,7	*	Kar / J–T	0,7	Na-CI-HCO ₃ -(SO ₄)	8.900	
Bad Hall 1	0Ö	1	1	ca. 15,5	< 1	2.247	518–700	SedG / Eg	19,6– 19,8	Na-Cl		<i>110.500</i> - 126.500
Bad Hall, Mühlgrub 1	0Ö	1	1	ca. 18	< 1	2.163	379–575	SedG / Eg	15,2– 16	Na-Cl	900	<i>94.400–</i> 104.000
Bad Hall, V18	0Ö	1	1	ca. 17,5	< 1	2.247	752–939*	SedG / Egg	18,5– 18,8	Na-Cl	1.100	<i>110.200</i> – 125.100

(l/gu) bol	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ B0 ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C0 ₂) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	C-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/l)	Radium-226 (Bq/l)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
		0,16			59										171
															171
470	280	500	2,15	9,55– 9,73	71,3– <i>94,55</i>		< 1,5 bis 0,2	-10,2	-82,7		-1,39 bis -4	5,3	0,01		51
	400			0,8	62,4										51
				2,2	28,9	11						5,55	0,033		212
900	3.170			110	122,9	107,8								3	114
1.700	<i>2.900</i> –3.700	2.400		226	105	2.770		-7,23 bis -8,33	-59,6 bis -61,1		-0,49 bis -4,25			3	114
< 100	< 10–500	68–500	< 0,1	2,8	6,1	< 5		-9,75 bis -10,27	-70,9 bis -72,4	10–18					114
1.300	1.555	6.800	49,4	76,5	22,2	367						29,9		2	69
															69
															69
1.050	70– <i>609</i>	3.666,5	81,2	31,02	22,8	322	3,1	-10,99	-78,2	2,7	-10,92	30	0,18		69
	11	350					4	-10,79	-74,9						86
	11	350					2,6	-10,81	-74,9						86
	140–186	260–631	0,1	0,73– 5,1	<i>33,6</i> –58,5		5,3	-13,46	-97,1	3,6–3,8		1.491,1			228
	301,7	705,9			67,29	1,82	6,3	-13,3	-96,5			177,6			228
	327,5	717,6			70,83	1,18									228
410	1.100	3.080				1.860	3,1	-10,9	-77,8					3	121
500	1.800	5.700		16,6– <i>16,9</i>	111– <i>122,5</i>	<i>663,7</i> 927	0,5	-11,35	-71,6			11	0,585	3	121
	860	3.840				450	< NWG	-11,45	-82,9					3	121
	1.200	3.940		12,6	90,9	<i>1.144–</i> 1.690	< NWG	-11,28	-80,8					3	121
250	68,3		2,2	0,8	4,8		< 6					1,47	0,1	2	179
<i>41.000</i> - 44.600		18.800				32,2 – 36,4								1	35
<i>34.100</i> – 40.000	650	15.200		67,5	10,5	38,7– 44,7								1	35
<i>39.800</i> – 41.300					11,5	27,1– 52,8								1	35

Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (µg/l)	Bromid (µg/l)
Bad Häring, Schwefelquelle (Niederholz 1)	Т	2	1	ca. 15	1	300		SedG / Kis	1–0,9	Na-Ca-Cl-HCO ₃	<i>1.200</i> – 1.600	< 500
Bad Kleinkirchheim, 1/74	К	2	1	ca. 31	7,5*	94		Dol / T	0,3	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	600	
Bad Kleinkirchheim, 1/99	К	2	2	ca. 30		200	104–109	Dol / T	0,2	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	1.034	
Bad Kleinkirchheim, 2/74	К	2	1	ca. 30	11,5*	127		Dol / T	0,3	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	330	
Bad Kleinkirchheim, Katharinenquelle	К	3	2	ca. 17				Dol / T	0,3	Ca-Mg-HC0 ₃ -SO ₄	160	10
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	STMK	2	1	ca. 26	3,33	520,6	450–510	Kal / T	0,8	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	620	
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	STMK	2	1	ca. 26	3,77	674,3	450–510	Kal / T	0,7– 0,8	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	360– <i>680</i>	
Bad Mitterndorf, Römerquelle	STMK	3	1	ca. 24	1,67	10,5		Kal / T	0,9	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃		
Bad Mitterndorf Th 1	STMK	1	1	ca. 30	1,8	2.413	1.680–2.413	Dol / T	1,9	Ca-Mg-SO ₄	2.900	< 100
Bad Pirawarth Th 1	NÖ	1	1	ca. 28	0,5	997	797–928	Sa–K / Ba	15,6– 22,6	Na-Cl	210	63.500
Bad Radkersburg II	STMK	2	1	ca. 76	22,2*	1.930	1.787–1.930*	Kar / T	8–8,9	Na-HCO ₃	590– <i>2.760</i>	1.350
Bad Radkersburg Illa	STMK	2	1	ca. 74,5	22,2*	1.932	1.795,7 MD- 1.965 MD	Kar / T	8,5	Na-HCO ₃	1.270	1.500
Bad Radkersburg Stadtquelle	STMK	2	1	ca. 16,5	2,5	280	207–220	Sa / Sa	2,7	Mg-Ca-HCO ₃		
Bad Sauerbrunn Th 1	В	2	1	ca. 37	max. 3	1.100	903–1.055	Kr	3–3,3	Na-SO ₄ -HCO ₃	870- <i>1.100</i>	40–300
Bad Sauerbrunn, Neue Gemeindequelle	В	2	1	ca. 14,5	1,6	110	82,3–110	Kr	2,4–3	Mg-Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	665–670	260
Bad Schallerbach S1	0Ö	2	1	ca. 37	25,3	479,3	421,5–474,5*	Sa / Eg–Kis	0,5– 0,6	Na-HCO ₃ -(CI)	600–900	<i>1.300</i> – 3.200
Bad Schallerbach S2	0Ö	2	1	ca. 37,5	28,7	713	571,4-583,5	Sa / Kis	0,7– 1,1	Na-HCO ₃ -CI	<i>1.400</i> - 2.090	900– 1.200
Bad Schönau III	NÖ	2	1	ca. 18	1,16	435	300,5–415,5*	GrT / J–K	4,9	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄		
Bad Schönau IV	NÖ	2	1	ca. 18,5	0,3	594	388–594	GrT / J–K	7,3– 7,8	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	780	< 2.000
Bad Tatzmannsdorf Th 1	В	2	1	ca. 34	15	896	696,7–884,3	Kong–Br / Ba	2,3	Na-HCO ₃ -Cl	350	1.100
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle Neu B1	В	1	1	ca. 16,5	4,5	152	88,1–137,7	GrT / J–K	3,9	Na-Ca-HCO ₃	1.450	1.200
Bad Tatzmannsdorf Th 3	В	2	2	ca. 31,5		1.024	408–465	Sa–Ki / Ba	4,5	Na-Ca-Mg-HCO ₃	< 5	2.000
Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	В	2	1	ca. 24	3,75	222,4	202,4–222,4	GrT / J–K	2,2	Ca-HCO ₃	860	30
Bad Vigaun, Barbaraquelle	S	2	1	ca. 26	2,3	1.354	1.266–1.354	Dol / T	7,8– 8,5	Na-Ca-CI-SO ₄	<i>2.000</i> – 3.730	1.300

(l/brl) pol	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ Si0 ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C02) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	C-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/l)	Radium-226 (Bq/I)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
100	66		<i>7,15</i> – 12,22	0,61– 1,69	20,2– <i>26</i>	5,99	0,8	-14,6	-102,4			1,71	0,07		184
60				0,28	29,2	4	12–15	ca12		16,7				2	210
	4	155			18	2	21,4								210
< 10				0,17	25,9	3	ca. 25	ca11,7						2	210
9		110		1	21,9										210
10	5,8	2.620		9	7,79		0,8					55,5	0,022	2	175
10	6,2–7,2	<i>2.710,4</i> – 2.800		0,15	7,95	8,04– 12,8	< 0,3– 1,1	-13,15	-90,8			55,5	0,01	2	175
						11,3								2	175
< 50	15	6.800	< 20	0,48	11	15,4	< 0,6	-13,99	-101,9		-3	20,2	0,938	2	175
12.200	1.680	28.100		33,7	13	11	< NWG	-4,75		36,6				1	73
280– 440	1.960	640		19,4– <i>29,2</i>	59,8	<i>726,2</i> – 770		-11,36	-71,4			1,3	0,5	3	152
360	1.880			36	61,7	730						1,2	2	3	152
					84,1	1.980								3	152
50–100	340–420	3.600- <i>5.500</i>	4,6	5,2–6,9	29,3– <i>35,6</i>	107,6– <i>392</i>	0,4	-11,57	-81			52,7	0,03	3	78
	400–529	<i>2.620</i> – 3.020		0,9– 1,03	<i>57,1–</i> 121,2	<i>2.483</i> - 2.975	2,3							3	78
40–200	20–50	40–60	<i>3,89</i> – 6,46	0,9- 5,74	21,1– <i>28,2</i>	< 4		-11,26 bis -11,78	-79,3 bis -84,6	10,5	-15,12 bis -15,34	18,5	0,03	2	39
150– 260	20	20	4,6-5,2	2,6	25,9	< 4		-11,59	-81,8	16,3	-12,13			2	39
				3,29– 3,35	8,97–19,3	1.611– 2.744,5	0,3	-10,9	-77,3					3	105
< 1.000	1.600	18.610		1,69	32,5	1.439	0,8	-11,56	-63,3			0,486	0,464	3	105
300	290	700	0,15	0,5	56,7	31								2	102
110	990	2.530		60	68,94	1.874						0,22	5,9	3	102
< 1.000	910	12.000		9,2	85,8	1.170	< 0,2	-10,36	-74,8	35,2	-2,6				102
20	89	1.090		2,11	46,75	1.850	0,9					0,137		3	102
< 50–60	130–180	10.700- <i>16.000</i>	1,4	1,4–2,1	29,8	4,4–74	< 0,2–1	-14,36	-102		-2,5	66,6- 200	2,294– 6,3	2	180
Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (µg/l)	Bromid (µg/l)			
---	------------	----------------------	---------	------------------------	-------------------	--------------------------------	-------------------------	---	----------------------	---	---------------------------	------------------------			
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VI/2	NÖ	2	1	ca. 32	36,8*	705	605–705	Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	830				
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VII	NÖ	2	1	ca. 31,5	15*	465	306–465	Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	850				
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VII.2 (Bahngasse)	NÖ	2	1	ca. 18	12	150,5	57–118,5	SedG / Ba			1.600				
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	NÖ	3	1	ca. 21	36,8*			Kongl / Ba	0,6	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	500–600	900			
Bad Waltersdorf 1	STMK	2	1,3	ca. 61	17	1.533	1.067,5– 1.258,3	Dol / Pal	1,4– 1,5	Na-HCO ₃ -Cl	760– 1.070				
Bad Waltersdorf 2/2a	STMK	1	1,3	ca. 65	20	1.420	ca. 1.125,8–?	Dol / Pal	1,5– 1,6	Na-HCO ₃ -Cl	1.630	1.130			
Bad Waltersdorf 4	STMK	2	1	ca. 33,5	2,75	1.063	474,6–498	Sa–Ki / Sa	0,78	Na-HCO ₃	880	< 200			
Bad Weißenbach, Franz Kahler Quelle B2/82	К	2	1	ca. 31,5	1,05	40	19,6–39,6	Mar / Pal	3–3,1	Ca-Na-HCO ₃	500–850				
Bad Weißenbach, Heinz Sabine Quelle B2/80	К	2	1	ca. 26	0,16	50	11–50	Mar / Pal	3,2	Ca-Na-HCO ₃	500–860				
Bad Weißenbach, Thomas Miriam Quelle 1/82	К	2	1	ca. 32	1,1	93	28,7–90	Mar / Pal	3,2	Ca-Na-HCO ₃	500–870				
Baden, Josefsquelle Bohrung 1	NÖ	2	1	ca. 35,5	20	450	*	Kar / T	1,8	Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl	50–2.000				
Baden, Marienquelle	NÖ	3	1	ca. 35,5	18			Kar / T	1,7	Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl	2.280				
Baden, Römerquelle	NÖ	3	1	ca. 29,5	1,4			Kar / T	1,6– 1,7	Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl	2.170– <i>2.240</i>	250–300			
Engelhartstetten Th 1	NÖ	2	2	ca. 32		1.122	570–631	KongKar / Ka	5,7	Na-Cl	1.800	8.500			
Fohnsdorf, Gabelhofen Th 1	STMK	2	1	ca. 47	max. 5,2*	2.000	1.074,5-2.000	Mar / Pal	11,6	Na-CI-HCO ₃	2.260	3.900			
Fürstenfeld FF1	STMK	1	2	ca. 75		1.950	1.657,8– 1.909,6*	Sa–SaST / Ba	57,1	Na-Cl	880	224.000			
Fürstenfeld FF2	STMK	1	2	ca. 74,5		1.790	1.464,2– 1.787,0*	Sa–SaST / Ba	45,9	Na-Cl	450	49.300			
Fürstenfeld Th 1	STMK	2	1	ca. 61	0,7	3.145	1.524,7–1.631	Sa–SaST / Ba	44,8	Na-Cl	15.500	60.800			
Gallspach Th 1	0Ö	1	1	ca. 43	1,5	930	913,8–930	SaSt / OE–OK	2	Na-HCO ₃ -CI	<i>11.000</i> – 13.100	1.240- <i>2.000</i>			
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	STMK	3	1	8–19	9–42			Kar / T	0,3– 0,7	Ca-HCO ₃	190				
Geinberg 1	0Ö	2	4			2.167	2.116,3– 2.176,5	Kar–SaSt / OK–OJ	0,9– 1,2	Na-HCO ₃ -Cl	<i>5.700</i> – 6.060	480			
Geinberg Th 2	0Ö	2	3	ca. 105	52*	2.225	2.879,5 MD- 3.155 MD	Kar–SaSt / OK–OJ	1,1	Na-HCO ₃ -CI	3.000				

(l/gu) bol	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C02) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	C-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/l)	Radium-226 (Bq/I)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
	20	2.950				17,2	< NWG	-10,93	-76,4	23,37	-7,79				83
	19	2.960				27,4	< NWG	-10,92	-78,3	22,25	-7,39				83
															83
< 10	13	1.300- <i>1.750</i>		< 2,9	11–12,5	28,9– 29,6	1,69	-10,98	-77,2	6,68	-9,69				83
0,16	90			11	92,3	116,2– 121		-10,24	-72,5			2,405	0,048	2	118
	180			4,98	67,7										118
< 500	60	43			22		< 0,2	-10,36	-71,1		-6,9			2	118
35	606	2.080– <i>2.190</i>	0,9	15,7– 16	<i>58,3</i> –59	1.000– <i>1.025</i>	< 0,77					17,4	0,393	3	198
		2.100– <i>2.500</i>	0,84– 0,85	18,1– 19	<i>61,2</i> –68,9	<i>1.021</i> – 1.050	< 0,77					7,79	0,189		198
70	670	2.270- <i>2.400</i>	0,86– 1,03	17,6– 17,9	<i>60,24</i> –61,1	1.001– <i>1.072</i>	1,07					5,08	0,335	3	198
	250	<i>6.400</i> 6.600	14,8		26, 9 – <i>27,9</i>	39,6	1,5–2	-11,49 bis -11,58	-82,9 bis -83,5	12	-7,31			2	79
	342	6.570			29,2		1,3	-11,49	-83,1					2	79
72–210	250–340	<i>6.540</i> – 8.800	<i>4,8</i> – 11,7	2,3	<i>15</i> –28,8	36,3– 46,2	1,8–1,9	-11,50 bis -11,54	-82,8 bis -83,3		-8,8	8,3	0,16	2	79
3.400	2.600	17.000	189	31,45		200	< 0,2	-11,69 bis -11,96	-88,0 bis -89,3		-12,2	8	0,6	2	71
200	5.600	11.200	2,2	120,11	38,35	1.058	0,1	-10,75	-79,6					3	199
	2.400						< NWG	-4,57	-42,1						111
4.090	2.100	84.000		166	64,8	6,7	13,7 ?	-5,32	-46,4			0,9	3,3		111
8.000	2.060	60.240		129,8	50,13			-5,7	-50					1	111
440– 670	120–143	110–125		<i>14,3</i> – 16,1	<i>44,5</i> –46,2	25– <i>31</i>	0,5					15,2	0,02	1	41
	2,9	256,6				9,91	70								174
510	300		2,26	78	104	13,8	< 1 bis 2,1 ?	-10,64 bis -10,74	-78,7 bis -83,4	22,1	-1,91				48
60	270	500	3,4	10,6	91,7	15,4	< 1,2	-10,66	-80,5			11,3	0,15		48

Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (ug/l)	Bromid (µg/l)
Gleisdorf Th 1, Badenium	STMK	1	2	ca. 30,5		700	513–527	Sa–Ki / Ba	14,6	Na-HCO ₃ -Cl	7.500	5.000
Gleisdorf Th 1, Sarmatium	STMK	1	2	ca. 24,5		700	335,5–344,5	Sa–Ki / Sa	2,1	Na-Ca-HCO ₃	570	190
Graz, Puntigam I	STMK	2	1	ca. 26,5	10	204	121–196*	Sa–Ki–Kar / Sa–Ba	0,5	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	230	
Graz, Puntigam II	STMK	2	1	ca. 27	15	269	246–258	Kar / Pal	0,5	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	480–950	21
Graz, Puntigam III	STMK	2	2	ca. 21,5		302	212–302	Kar / Pal	0,5	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄		
Grins, Wildbadquelle 1	Т	3	1	ca. 19	5*			Sed / PM	1,8– 2,5	Mg-Ca-SO ₄	960–990	60
Haag Th 1	0Ö	1	3	ca. 83	18*	2.056	1.898–2.053*	Kar–Sast / MJ–0J	1,5	Na-HCO ₃ -CI	3.750	380
Haag Umgebung, Trattnach 9	0Ö	1	4			1.650	1.608,5–1.616	Sast / OK				
Hintertux, Quelle 4	Т	3	1	ca. 18	*			Kr–Mar / J–Pal	0,2	Na-HCO ₃ -SO ₄		
Hintertux, Quelle 5 und 6	Т	3	1	ca. 20	*			Kr–Mar / J–Pal	0,2	Na-HCO ₃ -SO ₄		
Hohenems, Schwefelquelle	V	3	2	ca. 15,5				Kar / K	0,5	Ca-Mg-HCO ₃		
llz Th 1, Badenium	STMK	1	2	ca. 45		1.906	720,5–808	Sa–Ki / Ba	5,1	Na-HCO ₃	9.900	
llz Th 1, Grazer Paläozoikum	STMK	1	2	ca. 74		1.906	1.474–1.703	Dol / Pal	17,6	Na-HCO ₃ -Cl		
Kaprun Th 1	S	1	1	ca. 17,5	2*	680	533,81–539,96	Kr / Pal	1,4	Ca-Na-Mg-SO ₄	200	300
Karawanken-Straßen- tunnel, KT2830	К	4	2	ca. 20				Dol / T	0,3	Ca-Mg-HCO ₃		
Karawanken-Straßen- tunnel, KT2930	К	4	2	ca. 20				Dol / T	0,3	Ca-Mg-HCO ₃		
Köflach Th 1	STMK	2	1	ca. 29	3*	1.039,7	766–1.032,4	Kar–Mar / Pal	0,4	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	250	
Kramsach, Tiefbohrung	Т	2	2	ca. 36		1.654	1.405–1.654	Dol / K	3,6	Na-Ca-Cl	< 100	
Laa Th Nord 1	NÖ	2	1	ca. 42	3,96	1.448	1.122,5–1.448	Kar / OJ	10,3	Na-Cl	6.950	23.450
Laa Th Süd 1	NÖ	1	2	ca. 56,5		2.640	1.832,3– 1.852,3	SaSt / Eg	22,7	Na-Cl	1.010	100.800
Laa Th Süd 1	NÖ	1	2	ca. 65		2.640	*	Kar / OJ	45,5	Na-Cl	4.500	117.290
Längenfeld Th 1	Т	2	1	ca. 28	0,2*	943,9 MD	615–770* MD	Kr / Pal	0,4	Na-CI-SO4	6.500- <i>7.220</i>	
Längenfeld Th 2	Т	2	1	ca. 44	3*	1.865 MD	811– 1.800* MD	Kr / Pal	0,3– 0,4	Na-CI-SO4	7.330	2.880
Leithaprodersdorf Th	NÖ	3	2	ca. 24				Dol / T	2,9– 3,1	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	900– 1.360	

lod (µg/l)	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C0 ₂) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	G-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/l)	Radium-226 (Bq/I)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
820		630		97,24		427									127
20	950			3,5	59,2	605									127
	17	20.500				40–92,2								2	130
17,5	52			0,16	15,2	6,6	8,27	-10,19	-86,4	20					130
							9,52			18,1	-3,87				130
2	15	10.250			11	4,4	7					12,173	0,414		186
< 10	275	360	0,45	15,8	129		< NWG					11,1	0,27	1	43
															43
						2						18,13	1,85		234
						5						13,32	0,137		234
			0,94		15,59	11									187
< 100	430	300	0,76	48,61	28,21	386,7	0,7–1,2	-9,45 bis- 10,19	-67,9 bis -69.5		-1,72	5,5	0,02	2	125
13			0,28										2,6		125
70	250	6.800	< 1	13,7	20,5	7,4	< 0,3	-12,28	-88,2		-10,14	5,2	0,037	2	233
							4–5	-11,30 bis -11,50							207
							4–5	-11,30 bis -11,50							207
< 100	7	730	0,28	0,28	20,41	7,6	0,4–0,8	-10,48 bis -10,55	-73,2 bis -73,9		-7,62		0,105	2	134
		5.450		2,3	11,96	22,2	< 0,6	-12,49 bis -12,57	-89,8 bis -90,7	15	-9,2 bis -9,4				185
9.050	970	10.230		66,77	22,59	51		-5,45	-46,5				3,33	1	33
66.000	2.300	36.100		297	58,7			0,73	-19,2						33
18.550	5.130	137.300		119,98	42,9			-0,38	-16,1						33
	240		5	5,27– 6,2	<i>23,82</i> – 30,62		< 1	-14,86	-109,1		-18	< NWG	1	2	215
110	220		<i>3,83</i> – 4,4	5,27	28,2		< 1	-14,68	-108,9	2–3	-27,8	2,5	< 0,1		215
110	209,6–300	10.800- 11.452		24,08	15– 25	177	< 0,2	-12,36	-90,5	5,9	-6,11				75

Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (µg/l)	Bromid (µg/l)
Lend, AHP Stollen	S	4	2	23– 30				Mar / J	0,4– 0,5	Ca-HCO ₃ -SO ₄	1.170	
Lend, Embach Tiefbohrung	S	1	2	ca. 34		737	607–737	Mar / J	0,4	Ca-HCO ₃ -SO ₄	1.860	
Leopoldskron-Obermoos Th 1	S	2	2	ca. 22		2.469	1.992–2.469*	Kar / T	19,7	Na-Cl		
Leppersdorf Heilquelle	0Ö	2	2	ca. 20		185	143,4–185,0	Sa / Eg–Kis	0,42	Na-HCO ₃		
Leppersdorf Umgebung, Fraham 1a	0Ö	2	1	ca. 15	0,4	75		Sa / Eg–Kis	0,39	Na-HCO ₃		
Leppersdorf Umgebung, Fraham 5	0Ö	2	1	ca. 15	0,2	114,6		Sa / Eg–Kis	0,41	Na-HCO ₃		
Leppersdorf Umgebung, St. Marienkichen 6	0Ö	2	1	ca. 15	0,7	110		Sa / Eg–Kis	0,37	Na-HCO ₃		
Leppersdorf Umgebung, STM 5a	0Ö	2	1	ca. 15		112		Sa / Eg–Kis	0,39	Na-HCO ₃		
Liechtensteinklamm	S	3	2	ca. 15				Mar / J	0,4	Ca-HCO ₃		
Linsberg Th 1b	NÖ	2	1	ca. 26,5	4	892 MD	840,5 MD– 886,6 MD	Kar / PM	2,2– 2,4	Ca-Mg-SO ₄	1.500– <i>1.630</i>	80
Loipersdorf, Binderberg 1	STMK	1	1	ca. 60	5*	1.728,7	1.047–1.117	Sa–Si / Sa	6,7– 8,1	Na-HCO ₃ -Cl	<i>16.200</i> 20.700	<i>5.500</i> – 5.900
Loipersdorf, Grieselstein Th 1	STMK/ B	1	1	55– 58	3,25*	1.730	1.020–1.060	Ki / Sa	2,5	Na-HCO ₃	<i>11.900</i> – 13.300	370–400
Loipersdorf, Lautenberg 1	STMK	1	1	ca. 60	5*	1.177,5	1.097,5– 1.172,5	Sa–Si / Sa	7–7,6	Na-HCO ₃ -Cl	<i>10.700</i> – 16.600	4.900
Lutzmannsburg Th 1	В	1	1	ca. 32,5	10	951	456,7–904*	SedG / Pa	1–1,1	Na-Ca-HCO ₃	463	212–100
Lutzmannsburg Th 2	В	1	1	ca. 32,5	5	813	428–446	SedG / Pa	0,8–1	Na-Ca-HCO ₃	310–330	100
Mannersdorf, Badquelle	NÖ	3	1	ca. 22	3			Kar / T–Ba	1,7	Ca-Mg-SO ₄	1.530	
Mannersdorf, Cornidesquelle	NÖ	3	2	ca. 23				Kar / T–Ba	1,6– 1,7	Ca-Mg-SO ₄	<i>1.540</i> – 1.740	200–330
Mettersdorf, Ursulaquelle	STMK	2	1	ca. 16,5	0,1	207	126–160*	Sa / Ba	2	Na-Ca-HCO ₃ -Cl		
Mürztal Th 1	STMK	1	2	ca. 46		1.620	1.480,3–1.620	Kar / PM	5,4	Ca-Na-(Mg)-SO ₄ -(Cl)	3.100	530
Oberlaa Th 1	W	2	1	ca. 54,5	32	418,5	*	Kongl–Kar / Ka–T	3,5– 3,7	Na-Ca-SO ₄ -Cl	<i>2.900</i> – 3.500	740
Oberlaa Th 2	W	2	1	ca. 47	30	933 MD	559 MD– 933 MD	Kar / T	3,2– 3,6	Na-Ca-SO ₄ -Cl	2.600– <i>3.900</i>	670–900
Obernberg, Oberfeld 1	0Ö	2	3	ca. 80	20*	1.560	1.521-1.560	Kar / OJ	1,1	Na-HCO ₃ -CI		
Obernberg Th 2/2a	0Ö	2	4			2.006	1.850–1.970	Kar / OJ				
Ottendorf Th 1	STMK	2	2	ca. 43		970	627,7-663,0*	Sa–Ki / Sa	2,3	Na-HCO ₃	4.900	< 200
Payerbach Th 1	NÖ	2	2	ca. 28		2.700 MD	2.045 MD- 2.184 MD*	*	4,7	Ca-Mg-Na-SO ₄	3.050	
Raab Th 1	0Ö	1	2	ca. 20		475	310–475	Kr	0,3	Na-HCO ₃		

(l/gu) bol	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C0 ₂) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‱)	C-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/l)	Radium-226 (Bq/I)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
						14	11,6	-13						2	232
	77	1.120		0,41	10,6		8,5	-12,9	-92,6		-7,2	5,7	0,024	2	232
950															181
							1	-11,78	-84,6	14,3	-15,34				37
															37
							< NWG	-11,95	-85,3	12,4	-16,04				37
							< NWG	-12,12	-86,3	12	-15,05				37
															37
						20,2	14,1								227
< 50	96	<i>8.103,8</i> – 11.530	16,01		19,31	0,7	< NWG	-11,80 bis -11,84	-85,6	23,4	-4,22	60,5	1,61		82
216– 310	440– <i>590</i>	< 100		45,12- 47,7	16,1– <i>36</i>	218– <i>570</i>						1,95	0,21	1,3	110
68–100	190	73–100		7,92– 10,6	36,2– <i>40,1</i>	226,2	< 1	-10,2	-70,5		-3,6			1,2,3	110
387	677– <i>860</i>	< 100		48,9	16,63–44	146– <i>250</i>	3?	-9,23				1,84	0,19		110
10	125–160	688		1,7	74–78,6	<i>420</i> –541		-12,11							150
< 100	124,8–150	719,6– 960	0,4	2,12	84,75	148,1– 598,4	<0,3– 0,4	-11,94 bis -12,4	-85,5 bis -85,7		-7,11	6,8	0,006	2	150
	29,9	6.669,5					1,3	-11,17	-78,2						72
50–16	30–47	<i>6.270</i> – 7.980	1	0,23– 4,68	<i>27,9</i> –39,87	32,6–132	0,7	-11,11	-78,3	3,5	-7,39	0,13	0,09	2	72
						1.240								3	126
		15.400		25,9	37,7		0,29	-11,9	-86,8		-2,57			2	195
200	840– <i>870</i>	13.900– <i>14.100</i>	<i>6,1</i> –21	8,39– 11	<i>42</i> –42,9	68–45,3	< NWG	-12,00 bis -12,88	-88,3 bis -93,6		-9,5	18,3	1,42	*	76
200	820	<i>5.200–</i> 12.900	139	12	44,8	68	< 0,6	-12,08 bis -12,22	-81,0 bis -86,5	< 6	-8,8	13	1,46	*	76
															47
															47
< 500	330	120		15,7	26		< 0,4	-10,74	-73,6					2	120
	470	11.500	35,4	3,63	25,3	15,2	< NWG					44,84	3,36		194
							0,9	-11,7	-84,3		-12,26				42

Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (µg/l)	Bromid (µg/l)
Reichersberg 1	0Ö	1	1	ca. 33		1.849,5	1.683–1.849,5	Kar / OJ	1,3– 3,4	Na-HCO ₃ -CI	1.900– <i>6.300</i>	
Reichersberg 2	0Ö	2	2	ca. 58		1.630	1.410,5–1.630	Kar–SaSt / OK–OJ	1,2	Na-HCO ₃ -CI	6.100	810
Reifnitz, Quelle bei Landstraße 1	К	3	2	ca. 17				Mar / Pal	0,3	Ca-Mg-HCO ₃	70	
Seewinkel Th 1	В	2	1	ca. 43	6	1.087	827–864*	Sa / Pa	1,2	Na-HCO ₃ -CI	680	520
Simbach-Braunau Th 1	0Ö	2	4			1.848	1.844,8–1.848	Kar / OJ	1,1	Na-HCO ₃ -CI	5.600	780
Simbach-Braunau Th 2	0Ö	2	3	ca. 74	90*	1.941,7	1.907,6– 1.941,7	Kar / OJ	1,1– 1,2	Na-HCO ₃ -CI	<i>5.800</i> – 6.700	870
St. Jakob in Defereggen Th 1	Т	1	2	ca. 24		1.882	1.564–1.882	Kr	19,7	Na-Cl	830	109.000
St. Kanzian Th	К	1	2	ca. 40		1.700	642,38– 1.647,67	Kr / Pal	23,3	Na-CI-HCO ₃	7.000	
St. Martin bei Lofer, Saalachtal Th 1	S	2	2	ca. 32		2.236 MD	1.734 MD- 2.236 MD	Dol / T	3	Ca-Mg-SO ₄	3.500	
St. Martin im Innkreis Th 1a	0Ö	1	3	ca. 90	45*	2.214	2.004 MD- 2.214 MD	Kar–SaSt / OK–OJ	1,1	Na-HCO ₃ -CI	7.700	
St. Martin im Innkreis Th 2	0Ö	1	4			2.143	1.975–2.143	Kar–SaSt / 0K–0J				
St. Martin in der Wart Th 1	В	1	2	ca. 27		343	291–336	Sa–K	2	Na-HCO ₃		
Steeg am Hallstättersee, Warmes Wasser	0Ö	3	2	ca. 19				Kar / T	0,4	Na-Ca-CI-HCO ₃	260	
Stegersbach Th 1	В	2	1	ca. 37	7	3.200	832–1.476*	Sa–SaSt / Sa–Ba	2,4– 2,9	Na-HCO ₃	<i>3.090</i> - 3.830	200–825
Stegersbach Th 2	В	2	1	ca. 41	3	1.201	792–857*	Sa / Sa	1–1,3	Na-HCO ₃	550–390	< 100– 1.200
Sulzegg, Neue Christophorusquelle	STMK	1	2	ca. 17		162	132–150	Sa / Ba–Ka	0,9	Na-HCO ₃	6.100	
Sulzegg, Marienquelle	STMK	1	2	ca. 18,5		202,5	174–195	Sa / Ba–Ka	6,7	Na-HCO ₃ -CI	1.420	
Sulzegg, Jellerquelle (Silverquelle)	STMK	1	2	ca. 18,5		202,4	181,4–196,4	Sa / Ba–Ka	7,2	Na-HCO ₃ -CI	650–820	1.420
Sulzegg, Styrianquelle	STMK	1	2	ca. 16,5		149,5	60,5–146,5*	Sa / Ba–Ka	0,9–1	Na-HCO ₃	< 50- 5.100,00	
Tauerntunnel, Austritt 9	К	4	2	< 20				Kr / Pal	0,1	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	2,53	
Tobelbad, Ferdinandsquelle	STMK	3	2	ca. 24				Kar / Pal	0,6	Ca-Mg-HCO ₃₋ SO ₄	510	60
Tobelbad, Ludwigsquelle	STMK	3	1	ca. 27	3*			Kar / Pal	0,6	Ca-Mg-HCO ₃₋ SO ₄	590	64

lod (µg/l)	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/I)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ B0 ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H ₂ SiO ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C02) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‱)	C-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/l)	Radium-226 (Bq/I)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
2.600				44,3	25,9	9									45
80	320	407		8,6	50,9	52,5		-10,3	-80			5,6	0,08	1	45
	3,5	112,4				13,52	5,1	-9,88	-67,1						206
130	49	530	< 1	4	30,8	14,5	< 0,3	-12,25	-93,8		-7,3	2,5	0,012		149
480	250	630	2	7,87	47		< 0,8	-10,78	-82,6		-2,8	4,1	0,17		52
470	250–400	590–630	2,9– <i>3,1</i>	8,99– 9,55	47–56		< NWG	-10,82 bis -10,90	-83,3 bis -83,4		-3 bis -4,5	10,4	0,15	1	52
2.100	11.900	76.600	0,04	2,35	1,17		1,1	-10,3	-43,3			2,7	1,607	1	214
1.270	10.000	43.000					< 0,3	-6,24	-54,9						201
< 100	50	12.000	1,4	0,52	28,1	6,7	0,36	-17,05	-124,4			47,1	2,96	2	182
							0,07	-10,38	-79,5		-1,3			1	44
															44
						168,3									101
	11,4	460,5				1,47	2,2	-12,96	-88,4						177
70–237	130–242	270–192	<i>3,13–</i> 7,15	12,9 – 2,17	11,9– 27,3	30–15	< NWG	-9,72	-66,7			7,2	0,148	1	107
< 100	300–87	190–220	0,4	1,95– 2,23	9,62–18,07	6,5–4,2	0,4	-10,36 bis -11,37	-73,5 bis -85,7		-7,11	4,9–6,8	0,0062– 0,108	2	107
10							< NWG								128
	1.270														128
420	1.190			77,8	48,2	1.477								3	128
	126–400	260–200		14,9	36,5	126–181									128
		_			8,3										227
		5.500		0,82	12,4	44,8	7–23	-10,2	-69,9 bis -70,7	10,1 bis 14,5					133
		5.900		0,97	20,9	42,6	2–25	-10,2	-65,2 bis -70,3	20,4		13,32	< 1,85		133

Erschließung	Bundesland	Typ der Erschließung	Nutzung	Auslauftemperatur (°C)	Fördermenge (I/s)	Endteufe (TVD, m unter GOK)	Perforation	Lithologie/Stratigrafie des Aquifers	Feststoffsumme (g/l)	Hydrochemischer Typ der Hauptkomponenten	Fluorid (µg/l)	Bromid (µg/I)
Warmbad Villach, Freibadquelle	К	3	1	23– 27	10– 50*			Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃	80	
Warmbad Villach, Hallenbadquelle	К	3	1	ca. 28,5	11– 100*			Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃	80–90	
Warmbad Villach, Josefinenhofquelle	К	3	1	ca. 23	*			Kar / T	0,5	Ca-Mg-HCO ₃	50	
Warmbad Villach, Kahlerquelle	К	2	1	ca. 27	2*	287	150–287	Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃	80	
Warmbad Villach, Neue Quelle	К	3	1	23,0– 27,0	0,2– 4,5*			Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃	80	
Warmbad Villach, Tschamerquelle	К	3	1	24,8– 26,2	1–4,5*			Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃	70	
Warmbad Villach, Zillerbadquelle	К	3	1	24,3– 27,0	3,4– 9,5*			Kar / T	0,6	Ca-Mg-HCO ₃	80	
Wildalpen, Casariquelle 1	STMK	3	1	ca. 17,5	1			Dol / T	0,5	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	220	
Wildbad Einöd, Georgsquelle II	STMK	2	1	ca. 22,5	10,5*	53,1	41,1–51,1	*/*	1,2– 2,8	Ca-HCO ₃ -SO ₄		
Wildbad Einöd, Hallenbadquelle	STMK	2–3	1	ca. 20,5	10,5*	12	4–7	*/*	2,2– 2,8	Ca-HCO ₃ -SO ₄	<i>1.200</i> 1.410	
Wildbad Einöd, Ignazquelle	STMK	2–3	1	21,3– 24,5	10,5*	8	3–8	*/*	2,5– 3,2	Ca-HCO ₃ -SO ₄	1.900– <i>2.200</i>	
Wildbad Einöd, Marienquelle	STMK	2–3	1	ca. 25	10,5*	8		*/*	2,8– 3,3	Ca-HCO ₃ -SO ₄	500- <i>2.400</i>	
Wildbad Einöd, Michaelquelle	STMK	2–3	1	ca. 25,5	10,5*	8	2–8	*/*	2,4– 3,7	Ca-HCO ₃ -SO ₄	<i>2.000</i> – 2.140	
Wolkersdorf, Kochsalztherme	К	4	2	ca. 39				SedG / Neo	1,6	Na-HCO ₃ -CI		

Tab. 132. Wichtige Kenndaten zu den einzelnen Thermalwasservorkommen in Osterreich.

(l/ĝrl) pol	Lithium (µg/l)	Strontium (µg/l)	Tit. Schwefel (mg/l)	o-Borsäure (H ₃ BO ₃) (mg/l)	m-Kieselsäure (H _z SiO ₃) (mg/l)	Freies Kohlenstoffdioxid (C0 ₂) (mg/l)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	C-14 (x 1.000 Jahre)	Kohlenstoff-13 (‰)	Radon-222 (Bq/I)	Radium-226 (Bq/I)	Frei aufsteigende Gase	Seitenangabe
		135		0,29	10,48	47,1						13–28		2	208
		138–165		0,29– 0,34	8,06–14,7	50,3– 62,5	50–130								208
		166		0,29	14,32	22,7									208
		141		0,34	12,32	47,6						24	0,037		208
		137		0,29	11,12	38,5						31			208
		143		0,23	9,26	64,4						25			208
		156		0,29	10,4	38,3									208
	7,5	1.005,9				10,39	0,3–4,7	-11,29 bis -11,92	-80,4 bis -81,2						173
					18,17	680									202
	460	5.150		11,8	29,3	705									202
10	500			15,2	37,8	1.050									202
500	700	7.800		16,3	41,3	830									202
	740	7.850		15,2	37	980									202
															197

12 Thermische Verhältnisse von ausgewählten Bohrungen

(P. NIEDERBACHER & D. ELSTER)

In diesem Kapitel werden von ausgewählten Bohrungen im Wiener Becken, im Steirischen und Lavanttaler Becken, in der Oberösterreichischen Molassezone und in den Nördlichen Kalkalpen sowie im Überschiebungsraum der Ostalpen Bohrprofile und thermische Verhältnisse dargestellt (Abb. 151–160, Tab. 133–134).

Pannor	nische Magmatite	Oberos	talpin (Nördliche Kalkalpen)	Unteros	stalpin (inkl. Tatrikum)
Tr-L	Trachyandesit	С	Coniacium	KeU	"Keuper"
Inneral	pine Becken	Ce	Cenomanium	MT	Mitteltrias, Kalke und Dolomite i.a.
AdK	Aderklaaer Konglomerat (Badenium)	JA	Allgäu-Formation	PTU	"Permoskyth"
В	Badenium	JAd	Adnet-Formation, Klaus-Formation	Pennini	ikum (Rhenodanubische Flyschzone)
К	Karpatium	JE	Enzesfelder Kalk	AZ	Arosa-Zone
0	Ottnangium	JK	Jura Kalke, i.a.	FMK-L	Mergelkalk
Р	Pannonium	JO	Oberalm-Formation	FRD	Rhenodanubischer Flysch i.a.
Ро	Pontium	JT	Tauglboden-Formation	FSS-L	Sandstein, Schiefer
S	Sarmatium	JV	Vilser Kalk	OKF	Oberkreide
Molass	e (autochthon und allochthon)	кк	Kreide, i.a.	PaF	Paläogen
BNS	Bunte Serie		Gosau-Gruppe ("Flyschgosau")	Pennini	ikum/Helvetikum (Klippenzone)
BRS	Braunrote Serie	I'NT	(Campanium-Maastrichtium)	HFY	"Hüllflysch"
CHA	Chattium–Aquitanium	VDT	Gosau-Gruppe ("Tiefere Gosau")	JG	Gresten-Formation
Eg	Egerium	KRI	(Turonium–Coniacium)	KP	Keuper
Egg	Eggenburgium	KS	Schrambach-Formation	MK	Mergelkalkserie
Eo	Eozän	MJ	Mitteljura ("Dogger")	SP-L	Serpentinit
50	Schöneck-Formation (Lattorf-Fisch-	N	Berriasium–Hauterivium ("Neokom")	UJK	Unterjura ("Lias")
FS	schiefer)	OJ	Oberjura ("Malm")	Helvetil	kum
GS-L	Grobsandstein	Pa	Paläogen	HAM	Amden-Formation (Amdener Schichten)
KO-L	Kohle	PT	"Permoskyth"		Bommerstein-Formation (Bommerstein
LT	"Lithothamnienkalk" (Eozän)	т	Turonium	HBO	Serie)
Ki	Kiscellium	TD	Dachsteinkalk	нмо	Mols-Member (Molser Serie)
ML	Molasse, i.a.	TDK	Plattenkalk	HQK	Quinten-Formation (Quintner Kalk)
MOP	Paläogen, i.a.	TG	Gutenstein-Formation	HRS	Reischiben-Formation (Reischiben Serie)
MSS-L	Mergel-, Schluff-, Sandstein	ТН	Hauptdolomit	HSC	Schilt-Formation (Schilt Schichten)
Ot	Ottnangium	тк	Kössen-Formation	HSE	Seewen-Formation (Seewerkalk)
PU	Puchkirchen-Gruppe	TL	Lunz-Formation	HWA	Wang-Formation (Wang Schichten)
ROS	Rote Serie	TLR	Reingraben-Formation	1170	Zementstein-Formation (Zementsstein
RUT	Zupfing-Formation ("Rupel-Tonmergel")	тмк	Alpiner Muschelkalk	ILS	Schichten)
USM	Untere Süßwassermolasse	то	Opponitz-Formation	OKB	"Buntmergelserie" (Oberjura)
Südalp	in	TR	Reifling-Formation	ОКН	Oberkreide
PzS	Paläozoikum	TRc	Raibler Schichten, Chemische Serie	TSS-L	Ton-, Schluff-, Sandstein
MzS	Mesozoikum	TRH	Reichenhall-Formation	Autoch	thone Bedeckung
Oberos	talpin (Zentrale Ostalpen)	TRk	Raibler Schichten, Klastische Serie	AJ	Jura
KG	Gosau-Gruppe	TRK	Rhätium-Riffkalk (Oberrhät Kalk)	AK	Kreide
KR0	Kristallin (Oberostalpin)	TST	Steinalmkalk und Steinalmdolomit	AKE	Keuper
PK	Paläozoikum, karbonatischer Anteil	TW	Werfener Schichten	AMJ	Mitteljura
Pz	Paläozoikum, i.a.	TWD	Wettersteindolomit	AMU	Muschelkalk
Oberos	talpin (Grauwackenzone)	тwк	Wettersteinkalk	AOJ	Oberjura
PzG	Paläozoikum, i.a.	TWP	Partnach-Formation	AUJ	Rhätium-Unterjura
		UJ	Unterjura ("Lias")	AOK	Oberkreide
				Moldan	ubikum & Moravikum (Kristallin)
Q	Quartär			KR	Kristallin

Tab. 133.

Stratigrafische und lithologische Abkürzungen zu den Bohrprofilen in den Abbildungen 151 bis 160.

Bereich	Bohrung	Abbildung	Literatur zu den Bohrprofilen	Literatur zu den thermischen Verhältnissen
	Berndorf 1			
	Laxenburg 2	Abb 151		
	Sollenau 1	7.00.101	WESSELV (1983: Tafel 4)	WESSELV (1983)
	Tattendorf 1			
_	Himberg 1			
ker	Schwechat 1a			
Bec	Enzersdorf 17	Abb 152		
ner	Regelsbrunn 1	ADD. 102	WERELY (1983: Tafel 5)	WESSELV (1083)
Wie	Stopfenreuth U1			
	Gerhaus 1			
	Breitenlee 3			
	Schönfeld 1	Abb 153	WESSELV (1983: Tafel 6)	WESSELV (1983)
	Aspern 1	7.00.100		
	Aderklaa T1			
	Fürstenfeld Th 1	-	GOLDBRUNNER (1988)	
	Bad Waltersdorf 1	-	EISNER & GOLDBRUNNER (2003a)	
	Bad Blumau 1a	Abb 154	KRIEGL et al. (1997)	
	Loipersdorf 1 (Binderberg 1)	7.00.104	Zetinigg (1993)	
	Übersbach 1		BRZOROHATÝ AL (2003)	
_	Litzelsdorf 1			
ken	llz Th 1		GOLDBRUNNER & EISNER (1999)	
Bec	Petersdorf 1		Brzobohatý et al. (2003)	
aler	Paldau 1	Abb 155	Ebner & Sachsenhofer (1991)	
ntte	Mitterlabill 1	ADD. 100	Brzobohatý et al. (2003)	
Lavan	Bad Gleichenberg Th 1		Kriegl & Goldbrunner (2002)	- Göтzi, et al. (2007)
J PL	St. Nikolai 2		Ebner & Sachsenhofer (1991)	
III S	Radkersburg 2		Zetinigg (1993)	
sche	Jennersdorf 1		FRIED & SACHSENHOLED (1991)	
eiris	Pichla 1	-		
st	Köflach Th 1	-	EISNER et al. (2000)	
	Afling U1	Abb. 156	Götzl et al. (2007)	_
	Ludersdorf 2	-	FRNER & SACHSENHOFER (1991)	
	Arnwiesen 1	-		_
	Graz-Puntigam III		Wasserrechtlich relevante Unterlagen der Steiermärkischen Landesregierung	
	Eitweg 79		Ebner & Sachsenhofer (1991)	1
he	Altheim Th 1a		RUPP (2011: 154)	
lisc	Geinberg 1		GOLDBRUNNER et al. (1999)	
eich	Reichersberg 2		Goldbrunner & Domberger (1992)	KAMYAR (2000)
Aola	Bad Schallerbach S2	ADD. 157	Goldbrunner & Domberger (1992); Lohberger & Thürriedl (2000)	1
Prös	Obernberg Th 1		(1000)	Fachinformationssystem Geophysik,
qo	Reichersberg 1		GOLDBRUNNER & DOMBERGER, (1992)	LIAG, Zugang am 16.12.2014
	Mitterbach 1		Hamilton (1989: Abb. 4)	
eu	Urmannsau 1	Abb 150	Hamilton (1989: Abb. 7)	
talp	Unterlaussa 1	AUU. 100	Janda (2000: Abb. 18)	
un S	Molin 1		HAMILTON (1989: Abb. 26), BRIX & Schultz (1993)	
lper	Grünau 1		Hamilton (1989: Abb. 20)	
aum	Vordersee 1	Abb 150	unpublizierte Daten der OMV]
e Ka gsra	Vigaun U1	ADD. 109	KRAMER & KRÖLL (1979)	Kramer & Kröll (1979)
bun	Vorderriß 1 (D)		BACHMANN & MÜLLER (1981)	BACHMANN & MÜLLER (1981: Tab. 2)
örd	Hindelang 1 (D)		Huber & Schwerdt (1995)	HILTMANN et al. (1995: 184f)
N Brsc	Sulzberg 1	Abb 100	Müller (1985)	VEF
Üb	Vorarlberg-Au 1	ADD. 160	Colins et al. (1990)	Colins et al. (1990)
	Dornbirn 1		Ниғ (1963)	VEF

Tab. 134. Übersicht zu der verwendeten Literatur für die Erstellung von Bohrprofilen und thermischen Verhältnissen in den Abbildungen 151 bis 160.



Abb. 151.

Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus dem Wiener Becken, Teil 1. Details zu Berndorf 1 in Kapitel 7.1.1 (Tab. 83, Abb. 81).



Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus dem Wiener Becken, Teil 2. Details zu Stopfenreuth U1 in Kapitel 4.2.2.



Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus dem Wiener Becken, Teil 3.





Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus dem Steirischen und Lavanttaler Becken, Teil 1. Details zu Fürstenfeld Thermal 1 in Kapitel 5.2.6 (Tab. 57, Abb. 57), zu Bad Blumau 1a in Kapitel 5.2.7 (Tab. 58, Abb. 59), zu Bad Waltersdorf 1 in Kapitel 5.2.8 (Tab. 59, Abb. 61), zu Loipersdorf 1 in Kapitel 5.2.5 (Tab. 55) und zu Litzelsdorf 1 in Kapitel 5.2.4 (Tab. 54).



Abb. 155. Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus dem Steirischen und Lavanttaler Becken, Teil 2. Details zu IIz Ther-mal 1 in Kapitel 5.2.11 (Tab. 63, Abb. 66) und zu Bad Gleichenberg Thermal 1 in Kapitel 5.2.10.



Abb. 156.

Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus dem Steirischen und Lavanttaler Becken, Teil 3. Details zu Bad Radkersburg 2 in Kapitel 6.3 (Tab. 78, Abb. 79), zu Köflach Thermal 1 in Kapitel 5.2.17 (Tab. 68, Abb. 74) und zu Puntigam III in Kapitel 5.2.15 (Tab. 67, Abb. 71).



Abb. 157.

Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus der Oberösterreichischen Molasse. Details zu Altheim Thermal 1a in Kapitel 3.2.12 (Tab. 28, Abb. 26), zu Geinberg 1 in Kapitel 3.2.11 (Tab. 27, Abb. 24), zu Obernberg Thermal 1 in Kapitel 3.2.10 (Tab. 26), zu Reichersberg 1 und 2 in Kapitel 3.2.9 (Tab. 25) und zu Bad Schallerbach S2 in Kapitel 3.2.4 (Abb. 15).



Abb. 158.

Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus den Nördlichen Kalkalpen, Teil 1. Details zu Mitterbach U1 in Kapitel 7.1.2 (Tab. 84, Abb. 82), zu Urmannsau U1 in Kapitel 7.1.3 (Tab. 85, Abb. 83), zu Unterlaussa 1 in Kapitel 7.1.4 (Tab. 86, Abb. 84) und zu Molln 1 in Kapitel 7.1.5 (Tab. 87, Abb. 84, 85).





Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus den Nördlichen Kalkalpen, Teil 2. Details zu Grünau 1 in Kapitel 7.1.6 (Tab. 88, Abb. 86), zu Vigaun U1 in Kapitel 7.2.7 (Tab. 98, Abb. 102), zu Vordersee 1 in Kapitel 7.1.7 (Tab. 89, Abb. 87) und zu Vorderriß 1 in Kapitel 7.1.8 (Tab. 90, Abb. 88).



Abb. 160.

Bohrprofile und thermische Verhältnisse ausgewählter Bohrungen aus den Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. Details zu Hindelang 1 in Kapitel 7.1.9 (Tab. 92, Abb. 89), zu Vorarlberg-Au 1 in Kapitel 7.1.10 (Tab. 93, Abb. 90), zu Sulzberg 1 in Kapitel 7.1.11 (Tab. 94, Abb. 91) und zu Dornbirn 1 in Kapitel 7.1.12 (Tab. 95).

13 Quellenverzeichnis

13.1 Literatur

AGEMAR, T., ALTEN, J., GANZ, B., KUDER, J., KÜHNE, K., SCHUMA-CHER, S. & SCHULZ, R. (2014): The Geothermal Information System for Germany – GeotIS. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **165**/2, 129–144, Stuttgart.

AIGNER, H., GRATZER, R. & SCHMID, C. (1989): Geophysikalische Untersuchungen an thermalen Karstwässern am Beispiel Gams/Hieflau (Steiermark). – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **40**, 123–124, Graz.

AMT DER OÖ. LANDESREGIERUNG, BMLFUW, LFU & STMUV (Hrsg.) (2012): Grundsatzpapiere zur Thermalwassernutzung im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. – Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit, 94 S., Linz-Wien-Augsburg-München.

http://www2.land-oberoesterreich.gv.at/internetpub/Internet-PubPublikationDetail.jsp?SessionID=SID-575BA0E4-B 6 3 7 2 A C E & x m I i d = S e i t e n % 2 F 2 6 2 6 4 . htm&pbNr=101897&dest=ooe (abgerufen am 04.03.2016)

ANDREWS, J.N., GOLDBRUNNER, J.E., DARLING, W.G. & YOUNGMAN, M.J. (1987): The Geochemistry of Formation Waters in the Molasse basin of Upper Austria. – Environmental Geology and Water Sciences, **10**, 43–57, New York.

ARC SEIBERSDORF RESEARCH GMBH (2003): Auszug aus der großen Heilwasseranalyse des quellfrischen Wassers der Gemeinde Heilquelle Bad Sauerbrunn. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., ARC Seibersdorf Research GmbH, Seibersdorf.

ARGE WASSERANALYTIK (2004): Wasseruntersuchung Heilwasser. AW030355. AW030356. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5 S., ARGE Wasseranalytik, Schönwies.

ASFINAG BAU MANAGEMENT GMBH (2010): Berichte und Dokumentationen zum Vorhaben S37 Klagenfurter Schnellstraße. Teilabschnitt 1. Voruntersuchung 2010. Geologie und Hydrogeologie. Ergebnisse der Baugrunderkundung Phase 2, Wildbad Einöd. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 96 S., Asfinag Bau Management GmbH, Wien.

AUSTROMINERAL GMBH (1980): Thermalschwefelquelle Geinberg. Erschließung geothermaler Energie in Geinberg, Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 33 S., Austromineral GmbH, Wien.

AUVA (2016): Rehabilitationsklinik Tobelbad – Chronik. - http:// www.rktobelbad.at/portal27/portal/auvarktobelbadaportal/ content/contentWindow?contentid=10007.757353&action=2& viewmode=content (abgerufen am 14.03.2016)

BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, **81**, 17–53, München.

BACHMANN, G.H. & SCHMIDT-KAHLER, H. (Red.) (1981): Die Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica, **81**, 250 S., München.

BADHOTEL KIRCHLER (2016): Das Thermalwasser im Badhotel Kirchler in Hintertux. – http://www.badhotel-kirchler.at/de/das-hotel/thermalwasser.html (abgerufen am 14.04.2016)

BALASKO, R., KERN, G. & SOMMER, R. (1999): Bad Sauerbrunn. Ortschronik in drei Teilen. – 318 S., Bad Sauerbrunn.

BAUER, R. & GOLDBRUNNER, J.E. (1997): Förderdaten. Dokumentation oberösterreichischer Thermalbohrungen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), o. S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

BECHTOLD, D. (2001): Thermalbad Weissenbach. Wasserrechtliche Ergänzung. Ausführungsbericht zur Sanierung der Quellfassungen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 3 S., Büro für Geologie und Hydrogeologie Bechtold, Seeham.

BECHTOLD, D. & SCHINDLMAYR, A. (2002): Hydrogeologische Aufnahmen im TKW-Stollen bei Lend. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4374), 11 S., Zl Büro für Geologie und Hydrogeologie, Salzburg.

BECK-MANNAGETTA, P. (1975): Eine verloren gegangene Therme im Lavanttal. – Der Karinthin, **72/73**, 162–165, Klagenfurt.

BENETKA, E. & BREZINSCAK, G. (2004): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Thermalquelle Mannersdorf. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 8 S., Austrian Research Centers GmbH, Wien.

BENETKA, E. & BREZINSCAK, G. (2006): Prüfbericht Nr. LC920/06. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Seewinkel Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Austrian Research Centers GmbH, Seibersdorf.

BENETKA, E. & BREZINSCAK, G. (2007a): Prüfbericht Nr. LC1933/07. Kontrollanalyse der Sonde Bad Sauerbrunn Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Austrian Research Centers GmbH, Seibersdorf.

BENETKA, E. & BREZINSCAK, G. (2007b): Prüfbericht Nr. LC1922/06. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Kaprun Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Austrian Research Centers GmbH, Seibersdorf.

BENETKA, E. & BREZINSCAK, G. (2009): Prüfbericht Nr. UA0317/09. Frei aufsteigende Gase der Thermalwasserbohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Austrian Institute of Technology, Wien.

BENETKA, E. & SPACEK, W. (2002a): Prüfbericht Nr. ULC042/02. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle – Sonde Bad Gleichenberg Th1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 8 S., Seibersdorf Research, Seibersdorf.

BENETKA, E. & SPACEK, W. (2002b): Prüfbericht Nr. ULC105/02. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Saalachtal Th1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 8 S., Seibersdorf Research, Seibersdorf.

BERGER, R. (2004): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Raum Bad Pirawarth im Rahmen der Thermalwasserbohrung Pirawarth Thermal 1. – Diplomarbeit Universität Wien, 174 S., Wien.

BERKA, R. (2015): Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes. – In: SCHUBERT, G. (Red.): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 71–141, Wien. BERKA, R., SHADLAU, S. & SCHUBERT, G. (2004): Schongebietsvorschlag für die Jodwässer von Bad Hall. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 20 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & SCHUBERT, G. (2009): Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

BERKA, R., KATZLBERGER, C., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KOR-NER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A. & HÖRHAN, T. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – 109 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

BIEMANN, R. (1969): Projekt der Wasserversorgungsanlage für das Hallenbad Hintertux, Josef Kirchler. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Schwaz, Zl. 0574), 4 S., Jenbach.

BINDER, R. (1998): Bericht über die Kontrollanalyse der Römerquelle in Baden bei Wien. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 7 S., Institut für Gerichtliche Medizin der Universität Wien, Wien.

BINDER, R. (1999): Bericht über die Große Heilwasseranalyse der Josefsquelle in Baden bei Wien. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Institut für Gerichtliche Medizin der Universität Wien, Wien.

BMLFUW (Hrsg.) (2005): Österreichischer Bericht der Ist-Bestandaufnahme 2004 – Methodik, Anhang – Tabellen, Zusammenfassung der Ergebnisse für Österreich. – o. S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

BMLFUW (Hrsg.) (2009): Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan 2009. Internationale und Bilaterale Koordinierung. – 225 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien. http://wisa.bmlfuw.gv.at/ wasserkarten/gewaesserbewirtschaftungsplan-2009/fluesse_ und_seen/oekologischer_zustand.html (abgerufen am 14.04.2016)

BMLFUW (Hrsg.) (2013): Österreichischer Bericht der Ist-Bestandsanalyse 2013. – Methodik, Anhang – Tabellen, Zusammenfassung der Ergebnisse für Österreich. – 225 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

BMLFUW (Hrsg.) (2015): Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan 2015 - Entwurf. – 332 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien. http://wisa.bmlfuw.gv.at/wasserkarten/gewaesserbewirtschaftungsplan-2015/fluesse_und_seen/ngp_owk.html (abgerufen am 14.04.2016)

Böchzelt, B. (2006): Bohrung Seewinkel Thermal 1. Hydrogeologischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Frauenkirchen, Zl. 3516), 23 S., TB Böchzelt, Ludersdorf.

BöcHZELT, B. (2010): Sonde Stegersbach Thermal 1 Qualitätssicherung. Analysen des titrierbaren Schwefels. Auswertung und Interpretation. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), TB Böchzelt, 4 S., Ludersdorf.

BÖCHZELT, B. (2013): Geothermieprojekt Tadten, Geothermische Dublette Tadten GT 1 und GT 2, Projektbeschreibung und Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht, o. S., TB Böchzelt, Ludersdorf.

BÖCHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J. (1997): Tiefbohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1. Abschlussbericht – Unveröffentlichter Bericht (WB, Mattersburg, ZI. 0324), 12 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

BÖCHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000a): Tiefbohrung Stegersbach Thermal 2. Hydrogeologisch-Technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Güssing, Zl. 0374), 21 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

BöCHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000b): Bohrungen Geothermie FF1 und 2 auf Gst. Nr. 920/6 und 1498/1 KG Fürstenfeld. Bohr- und Testphase. Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., Graz. – Zit. nach GOLDBRUN-NER, J.E. (2004): Geothermieprojekt Fürstenfeld. Technischer Bericht. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0735), 7–8, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

BöcHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000c): Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberpullendorf, Zl. 4341), 23 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

BÖCHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J. (2001): Bericht Langzeitpumpversuch Gabelhofen Thermal 1 und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fohnsdorf, ZI. 1256), Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

BRANDNER, R. (1980): Geologische Übersichtskarte von Tirol 1:300.000. – Innsbruck (Wagner).

BRANDNER, R., GRUBER, A., PRAGER, C., LUTZ, D. & ORTNER, H. (2001): Regional Extension between Mesoalpine and Neoalpine Compressional Structural Systems North and South of the Periadriatic Lineament (Lienz Dolomites and Eastern Southern Alps). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **24**, 52–53, Innsbruck.

BRAUNSTINGL, R. (2003): Thermalwasserbohrung Krallerhof Leogang. – Schriftliche Mitteilung aus der BH Zell am See (Archiv der Salzburger Landesregierung), 1 S., Salzburg.

BRAUNSTINGL, R., PESTAL, G., HEJL, E., EGGER, H., VAN HUSEN, D., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C. & SCHUSTER, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

BRENČIĆ, M. & POLTNIG, W. (2008): Grundwasser der Karawanken. Versteckter Schatz. – 137 S., Graz (Vehling Medienservice und Verlag GmbH).

BRENČIĆ, M., BUDKOVIĆ, T., FERJANČIĆ, L. & POLTNIG, W. (1995): Hydrogeologie der Westlichen Karawanken. – Beiträge zur Hydrogeologie, **46**, 5–42, Graz.

BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 2. Auflage, 688 S., Wien (Naturhistorisches Museum Wien).

BRUNNER, P. & KLEBOTH K. (1995): Radiummessung Bohrung Längenfeld vom 14.4.1993 und 4.11.1994. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., Institut für Analytische Chemie und Radiochemie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVAČ, M. & RÖGL, F. (2003): The Karpatian. A lower miocene stage of the central paratethys. – 360 S., Masarykova univerzita, Brno.

BUCHBERGER, W. (2003): Kontrollanalysen 2003 der zurzeit in Bad Hall verwendeten Iodsolewässer. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 45 S., Institut für Chemie der Johannes-Kepler-Universität, Linz. BUNDESANSTALT FÜR CHEMISCHE, PHARMAZEUTISCHE UND BALNEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN (1990): Auszug aus der amtlichen Vollanalyse 1990 der Thermalbohrquelle 1/81. Thermalheilquelle VI, Kahler Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 8 S., Wien.

BUNDESANSTALT FÜR CHEMISCHE UND PHARMAZEUTISCHE UNTERSUCHUN-GEN (1995): Heilwasseranalyse vom 28. Dez. 1995. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Wien.

BURGER, E. & RISCHMÜLLER, W. (1981): Die Bohrung Vorderriß 1 aus bohrtechnischer Sicht. – Geologica Bavarica, **81**, 207–224, München.

BURGERSTEIN, L. (1882): Geologische Studie über die Therme von Deutsch-Altenburg an der Donau. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **15**, 289–290, Wien.

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa: Geologie, Chemismus, Genese. – 643 S., Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft).

CERMAK, R. (1979): Heat Flow Map of Europe. – In: CERMAK, R. & RYBACH, L. (Eds.): Terrestrial Heat Flow in Europe, 3–40, Berlin (Springer).

CLAR, E. (1993): Bad Kleinkirchheim. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUN-NER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 138–144, Wien (Springer).

CLAR, E., GAMERITH, W., GRUBER, J., HÜBL, G., KOLLMANN, W. & RANK, D. (1995): Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim, Kärnten, Österreich. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **17**, 121 S., Wien.

CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. – 328 S., Boca Raton (CRC Press).

CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H. & ZAK, I. (1980): The age curves and oxygen Isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. – Chemical Geology, **28**, 199–259, Amsterdam (Elsevier).

COLINS, E., NIEDERBACHER, P. & SAUER, R. (1990): Kohlenwasserstoffexploration in Vorarlberg. Ergebnisse der Bohrung Vorarlberg-Au 1 – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **82**, 91–104, Wien.

CUDRIGH, S. (2002): Die Wasserwegigkeit des Gasteiner Thermalwassersystems unter Berücksichtigung der Strukturgeologie und im Vergleich zum Thermalsystem Lend. – Diplomarbeit Universität Salzburg, 72 S., Salzburg.

CZURDA, K. (1993a): Bad Häring. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUN-NER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 77–79, Wien (Springer).

CZURDA, K. (1993b): Die Akratothermen von Hintertux. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 94, Wien (Springer).

CZURDA, K. (1993c): Die Heilwässer Vorarlbergs. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 111–117, Wien (Springer).

DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**/1, 5–18, Wien.

DEETJEN, P. (2003): Kontrollanalyse der Rudolfstherme von Bad Bleiberg / Kärnten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 7 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P. (2009): Kontrollanalyse der Rudolfstherme von Bad Bleiberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P. (2011): Analyse und Balneologische Begutachtung der Schwefelquelle von Bad Goisern. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 13 S., Abteilung für Physiologie und Medizinische Physik der Medizinischen Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P. & BÖSCH, I. (2000): Große Heilwasseranalyse des Wassers der Bohrung Längenfeld Thermal II. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 24 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P. & EGGER, M. (1986): Große Heilwasseranalyse der Schwefelquelle von Bad Häring Bohrung Niederholz 1 mit Prüfung des Schwefelgehaltes an den Nutzungsorten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 17 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P. & JOB-EGGER, M. (1990): Kleine Heilwasseranalyse und balneologische Beurteilung der Tiefbohrung Altheim auf GP. 189/1 der KG. Altheim. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 4 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P. & JOB-EGGER, M. (1995): Große Heilwasseranalyse und balneologische Beurteilung der erbohrten Schwefeltherme von Längenfeld/Tirol. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 25 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DEETJEN, P., STOCKINGER, P. & EGGER, M. (1980): Chemische und physikalische Untersuchungen des Thermalwassers der Bohrung Geinberg 1, Oberösterreich, sowie balneologische Beurteilung der Ergebnisse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 7 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DIEM, K. (Hg.) (1914): Österreichisches Bäderbuch Offizielles Handbuch der Bäder, Kurorte und Heilanstalten Österreichs. – 816 S., Wien (Urban & Schwarzenberg).

DIEM, K. (1928): Österreichisches Bäderbuch 1928. Balneographie der Mineralquellen, Kurorte und Kuranstalten Österreichs. – 328 S., Wien.

DIERICH, M. & JENEWEIN, I. (2001): Kramsach Tiefbohrung. Langzeitpumpversuch, Untersuchungsergebnisse und Kurzinterpretation. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 20 S., ARGE Umwelthygiene, Innsbruck.

DOUBRAWA, W. (2008): Einreichung. Technischer Bericht. Thermalwasser Aufbereitungsanlage Neu im Medizinischen Zentrum Bad Vigaun Barbara Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hallein, ZI. 2405), 15 S., Obertrum am See. DÖVENY, P. & HORVATH, F. (1988): A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data from the Pannonian Basin. – In: ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution, AAPG Memoir, **45**, 195–233, Tulsa.

EBNER, F. (1977): Bericht über Aufnahmsarbeiten im Bereich der Schwefelquelle in der Noth bei Gams im August 1977. – Zit. nach ZETINIGG, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 279, Graz.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **49**, 96 S., Graz.

EBNER, F., JANSCHEK, H., ZETINIGG, H. & ZOJER, H. (1989): Die Warme Quelle in der Noth bei Gams/Hieflau und die Untersuchungen in den Jahren 1974–1979. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 30 S., Graz.

EBNER, F., GRATZER, R., SCHMID, C., KOPELKA, K. & GAISBERGER, G. (2006): Entwicklung einer integriert geologisch/geophysikalischen Prospektionsmethode auf Thermalwasser führende Störungszonen unter jungen Sedimenten. – Efre Projektbericht, 86 S., Montanuniversität Leoben, Leoben.

EGGER, H. & WESSELY, G. (2015): Wienerwald – Geologie, Stratigraphie, Landschaft und Exkursionen. – Sammlung geologischer Führer, **59**, 3. vollst. überarb. Auflage, 202 S., Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).

EGLE, S. (1991): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen des Gasteiner Thermalwassers unter besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkung mit dem Zentralgneis. – Diplomarbeit Universität Wien, 118 S., Wien.

EICHINGER, L. (2008): Geothermie Simbach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 6 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

EICHINGER, L. (2010): Oberlaa TH2. Untersuchungen des Thermalwassers und der Gasführung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 14 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

EICHINGER, L., LORENZ, G. & WECHNER S. (2009a): Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Tiefbohrung Oberlaa TH2. Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 21 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

EICHINGER, L., LORENZ, G. & WECHNER S. (2009b): Physikalischchemische und isotopische Untersuchungen des Thermalwassers der Tiefbohrungen Oberlaa TH1 und TH2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

EICHINGER, L., WECHNER, S. & LORENZ, G. (2010): Heilwasseranalyse. Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Tiefbohrung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 21 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

EICHLER, I. (1975): Balneomedizinische Beurteilung des Wassers Mühlgrub I. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 4 S., Bundesanstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen, Wien. EISBACHER, G. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **20**, 389–406, Innsbruck.

EISBACHER, G. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and highangle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **89**/1, 553–571, Basel.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (1997): Sonde Payerbach Thermal 1. Kurz- und Langzeitpumpversuch. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), o. S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Sonde IIz Thermal 1. Hydrogeologischer Abschlussbericht. Antrag um Endkollaudierung und Wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, ZI. 0713), 17 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2003a): Tiefbohrung Waltersdorf 4. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hartberg, Zl. 4154), 35 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2003b): Tiefbohrung Ottendorf Thermal 1. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0707), 19 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2003c): Tiefbohrung Mürztal Thermal 1. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht. Bericht der Wasserrechtlichen Bauaufsicht. Ansuchen um Wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Mürzzuschlag, Zl. 1899), 28 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2006): Tiefbohrung Kaprun. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4411), 30 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2008a): Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3. Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberwart, Zl. 1159), 23 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2008b): Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 23 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2009): Dublette Bad Blumau. Sonden Blumau 2 und Blumau 1/1a. Hydrogeologisches Monitoring. Beobachtungszeitraum 2001–2008. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 30 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M., GOLDBRUNNER, J. & MEYER, K. (1995): Tiefbohrung Gabelhofen. Wasserrechtliche Einreichung. Technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fohnsdorf, Zl. 1256), 14 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

EISNER, M., GOLDBRUNNER, J.E. & VASVÁRI, V. (2000): Köflach Thermal 1. Hydrogeologischer Abschlußbericht. Antrag auf Erteilung der wasserrechtlichen Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Voitsberg, Zl. 1765), 26 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz. ETSCHEL + MEYER (1968): Hydrogeologische Aufschlußbohrung Bad Schönau Bohrung Nr. 3a 1:500 und 1:20. – Zit. nach KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Erschlie-Bungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 11, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

ETSCHEL + MEYER (1974): Bohr- und Ausbauschema der Thermalwasserbohrung in Bad Gleichenberg 1:200. – Zit. nach KRIEGL, C., BÖCHZELT, B., HEISS, H.P. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Bad Gleichenberg. 1. Bericht Wasserfassungen Brunnental. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 14, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

ETSCHEL + MEYER (1975): Bericht über die Herstellung der Thermalwasserbohrung. – Zit. nach KRIEGL, C., BÖCHZELT, B., HEISS, H.P. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Bad Gleichenberg. 1. Bericht Wasserfassungen Brunnental. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 21, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

FLÜGEL, H.W. (1975): Das Neogen der Grazer Bucht. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **105**, 71–77, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1988): Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FOISNER, J. (1998a): Bad Schönau. Kontrollanalyse der Quelle III. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 11 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

FOISNER, J. (1998b): Tiefbohrung Thermal 1 in Payerbach. Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 11 S., Bundesanstalt chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

FOISNER, J. & PFLEGER, K. (1997): Therme Lutzmannsburg. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. – Zit. nach Böchzelt, B. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberpullendorf, Zl. 4341), 22, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

FORSTER, M. (1993): Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen am Thermalwasser der Bohrung Altheim. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 11 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

FORSTER, M. (1996): Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen am Thermalwasser der Bohrung Geinberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 4 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

FORSTER, M. (1997): Hydrochemische, isotopenhydrologische Ergebnisse und Resultate der im Tiefenwasser gelösten Gasfraktion. – Zit. nach GASSER, G. (2000): Lithologie, Petrophysik und Geologischer Rahmen der Tiefbohrung Sölden TE. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 21, Leoben.

FORSTER, M. & EICHINGER, L. (1998): Heilwasseranalyse. Physikalische, physikalisch-chemische und mikrobiologische Untersuchung des Wassers der Bohrung Blumau P1 in Bad Blumau. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 8 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen. FRIEDMANN, H. & HERNEGGER, F. (1985): Über den Radongehalt der Freibadquelle in Warmbad Villach. – Carinthia II, **175**, 47–59, Klagenfurt.

FRIEDMANN, H. & STEHLIK, A. (1997): Chemisch-Technische Expertise zur selektiven Verminderung des Gehalts an Radium im Wasser der Tiefbohrquelle "Thermal Nord 1" in Laa an der Thaya. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Institut für Radiumforschung und Kernphysik, Wien.

FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUKSAS, A.P. (2000): Bad Gleichenberg. Seine Heilquellen und das balneologische Angebot. – 93 S., Bad Gleichenberg.

Füszı, J. & GISCH, P. (2005): Untersuchungszeugnis. U-ZI. 244-2005. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., Biologische Station Neusiedler See, Illmitz.

GADEMAYR, W. (2001): Trinkwasseranalyse. Karstwasseraustritt Liechtenstein Klamm. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Hydrologische Untersuchungsstelle Salzburg, Salzburg.

GALL, B. (1983): Geologie und Hydrogeologie in der näheren Umgebung von Wildbad Einöd (Stmk.) mit besonderer Berücksichtigung der Entstehung der thermalen Mineralsäuerlinge. – Diplomarbeit, Technische Universität Karlsruhe, 120 S., Karlsruhe.

GAMERITH, W. (1992): Schutzgebiet Bad Weißenbach. Hydrogeologisches Gutachten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 32 S., Graz.

GAMERITH, W. (1995): Geothermische Messungen und Schutzgebietabgrenzung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 5 S., Graz.

GAMERITH, W. & WOLF, C. (2000): Schongebiets-Entwurf für die Tiefbrunnen der Sulzegger Heil- und Mineralwasser GmbH – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 27 S., Büro für Geologie & Hydrogeologie, Graz.

Gangl, G. (1990): Hydrogeologische Untersuchungen an den Heilquellen von Bad Deutsch Altenburg (Niederösterreich) im Rahmen der Vorarbeiten für das Donaukraftwerk Hainburg. – Österreichische Wasserwirtschaft, **42**, 1–15, Wien.

GASSER, G. (2000a): Steckbrief der Thermalbohrung Kramsach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Jenbach.

GASSER, G. (2000b): Lithologie, Petrophysik und Geologischer Rahmen der Tiefbohrung Sölden TE. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 73 S., Leoben.

GATTINGER, T. (1993): Bad Schallerbach. – In: ZöTL, J. & GOLD-BRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 46–48, Wien (Springer).

GAWLICK, H.J. & GRATZER, R. (1999): Das Bohrprofil der Bohrung Sölden TE1. – Zit. nach GASSER, G. (2000): Lithologie, Petrophysik und Geologischer Rahmen der Tiefbohrung Sölden TE. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 22, Leoben.

GAWLICK, H.J., GRATZER, R., KOGLER, A., SCHMID, C. & SCHÖN, J. (1996): Bericht 1995 über die Bohrung Radstadt 1 auf Blatt 126 Radstadt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**, 383–384, Wien.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1988): Analysenummer CH-17/88. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., Geologische Bundesanstalt, FA Geochemie, Wien.

GIPPER, P. (2012): Erläuterungen zur geologischen Kartierung der Umgebung SW von Mallnitz. – Unveröffentlichter Bericht, 18 S., Berlin.

GLATZEL, I. (2001): Bohrung St. Martin Th 2, Injektionsversuch. Dokumentation der während der wasserwirtschaftlichen Versuche erhobenen Daten. – Zit. nach GOLDBRUNNER, J.E., HUBER, B., KOHL, T., GOLD, M., HEISS, H.P., SHIRBAZ, A. & BAU-JARD, C. (2007): TAT. Thermische Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel. Endbericht, 15, Graz–Augsburg–Zürich.

GOLDBRUNNER, J.E. (1984): Zur Hydrogeologie des oberösterreichischen Molassebeckens. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **36**, 83–102, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (1987): Bericht über die Perforation der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 und den anschließenden Pumpversuch (Wassertest). – Zit. nach ZöTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 196, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **39**, 5–94, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (1989): Tiefbohrung Stegersbach Thermal 1. Abschlußbericht der Projektleitung und Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung einer Entnahmemenge von maximal 10 l/s aus der Sonde Stegersbach Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Güssing, Zl. 0374), Forschungsgesellschaft Joanneum GmbH, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (1990): Bohrung Altheim Thermal 1a. Unterlagen zum Ansuchen um wasserrechtliche Genehmigung der Dauerentnahme von Thermalwasser aus der Sonde Altheim Thermal 1a und Einleitung des abgekühlten Wassers in die Mühlheimer Ache. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 10 S., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (1991): Begutachtung und Bewertung des Mineralwasser- und Gasvorkommens von Bad Schönau (Niederösterreich). Teil 1: Die naturwissenschaftlich- technischen Daten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 11 S., Forschungsgesellschaft Joanneum GmbH, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (1993a): Die Heilwasservorkommen im nördlichen Randbereich des Steirischen Beckens und der Landseer Bucht. Bad Tatzsmannsdorf. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 209–214, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1993b): Das Mineralwasser- und Gasvorkommen von Bad Schönau. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 219–221, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1993c): Bohrungen im Becken. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 194–198, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1993d): Loipersdorf Thermalbad. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 192–193, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1994): Neubohrung der Gemeindequelle. Vorläufiger Abschlußbericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 6 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz. GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Hydrogeology of deep Groundwaters in Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 281–294, Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (2004): Geothermieprojekt Fürstenfeld. Technischer Bericht. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0735), 11 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (2008): Geothermieprojekt Fürstenfeld Dublettenbetrieb. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, ZI. 735), 8 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (2012a): Status und aktuelle Entwicklungen der Geothermie in Österreich. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 11–13, Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (2012b): Zuarbeit zur Übersichtskarte der Thermalwasservorkommen in Österreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Geoteam Ges.m.b.H., 147 S., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & DOMBERGER, G. (1991): Abschlussbericht über die Bohrung Lutzmannsburg Thermal. Lutzmannsburg Thermal 1 und E1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberpullendorf, Zl. 4341), 22 S., Forschungsgesellschaft Joanneum GmbH, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & DOMBERGER, G. (1992): Beobachtungsprogramm Thermalwassersonden im Oberösterreichischen Innviertel. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 60 S., Joanneum Research, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & EISNER, M. (1997a): Tiefbohrung Blumau 3. Geologisch-technischer Abschlußbericht. Ansuchen um Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0701), 24 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & EISNER, M. (1997b): Tiefbohrung Waltersdorf 3. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hartberg, Zl. 3974), 18 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & EISNER, M. (1999): Tiefbohrung IIz Thermal 1. Abschlußbericht der wasserrechtlichen Bauaufsicht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0713), 22 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & EISNER, M. (2012): Geothermiebohrungen Frutura GT1 und Frutura GT2. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 21 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & EISNER, M. (2013): Tiefbohrung Eßling Th 1/1a. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 30 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & GOLD, M. (2002a): Bohrlochstammblätter. Geinberg 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & GOLD, M. (2002b): Bohrlochstammblätter. Simbach-Braunau Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & GOLD, M. (2002c): Bohrlochstammblätter. Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & GOLD, M. (2002d): Bohrlochstammdatenblätter. Lautenberg 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz. GOLDBRUNNER, J.E. & GOLD, M. (2002e): Bohrlochstammdatenblätter. IIz Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & GÖTZL, G. (2013): Geothermal Energy Use. Country Update for Austria. – European Geothermal Congress 2013, 7 S., Pisa.

GOLDBRUNNER, J.E. & KOLB, A. (1997): Die Tiefbohrungen in Laa an der Thaya. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 61–70, Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. & KRIEGL, C. (1995): Hydrogeologisches Gutachten betreffend die Mineralwassersonden Christophorusquelle und Styrianquelle. – Zit nach GAMERITH, W. & WOLF, C. (2000): Schongebiets-Entwurf für die Tiefbrunnen der Sulzegger Heil- und Mineralwasser GmbH – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9–10, Büro für Geologie & Hydrogeologie, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & SCHEIFINGER, M. (2000): Tiefbohrung Saalachtal Thermal 1. Wasserrechtliche Einreichung. Geologischtechnischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4286), 13 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. & SHIRBAZ, A. (2012): Wasserwirtschaftliche Bewertung der Thermalwassernutzungen im Oberösterreichischen Molassebecken. Berichtszeitraum 2006 bis 2010. – 25 S., Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Linz.

GOLDBRUNNER, J.E. & ZETINIGG, H. (1993): Bad Waltersdorf 1. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 193–194, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. & ZÖTL, J. (1985): Geothermale Energie in Österreich (III). Die Bohrung Fürstenfeld Thermal 1. Niederlage oder Hoffnung? – Information Geothermie, **5**, 8 S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., ZETINIGG, H. & ZÖTL, J. (1993): Sulzegg. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 183–184, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E., SCHUBERT, A. & KOLB, A. (1999): Ablenkungsbohrung Geinberg Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 18 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., KOLB, A. & VASVARI, V. (2000): Bohrung Simbach-Braunau Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 24 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., GOLD, M. & BÖCHZELT, B. (2002): Bohrung Saalachtal Thermal 1. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4286), 25 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., EISNER, M. & HEISS, H.P. (2005a): Thermenprojekt Engelhartstetten. Tiefbohrung Engelhartstetten Thermal 1. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 37 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., KRIEGL, C. & EISNER, M. (2005b): Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberwart, Zl. 1159), 24 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., EISNER, M., GOLD, M. & HEISS, H.P. (2005c): Tiefbohrung Altenmarkt Thermal 1. Wasserrechtliche Einreichung. Technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, St. Johann im Pongau, Zl. 4458), Geoteam Ges.m.b.H., Graz. GOLDBRUNNER, J.E., GOLD, M., EISNER, M., GRUBER, W., HEISS, H.P., HUBMANN, B., MORAWETZ, R., NEUBAUER, L., REISCHENBACHER, D., SACHSENHOFER, R., SCHÖN J. & SCHREILECHNER, M. (2006): Wissenschaftliche Auswertung der geologisch-geophysikalischen Ergebnisse der Bohrung Mürztal Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 111 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GOLDBRUNNER, J.E., HUBER, B., KOHL, T., GOLD, M., HEISS, H.P., SHIRBAZ, A. & BAUJARD, C. (2007a): TAT. Thermische Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel. Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht, 291 S., Graz–Augsburg–Zürich.

GOLDBRUNNER, J.E., SHIRBAZ, A. & HEISS, H.P. (2007b): Wasserwirtschaftliche Bewertung der Thermalwassernutzungen in Oberösterreich. Berichtzeitraum 2000 bis 2005. – 35 S., Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Linz.

GOLDBRUNNER, J.E., SHIRBAZ, A., HUBER, B. & WENDEROTH, F. (2008): Dublette Simbach-Braunau Wärmebergbau-Gutachten. Hydrogeologisches Systemmodell und numerische Modellierung des geothermischen Dublettenbetriebes. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 67 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GÖTZL, G., POLTNIG, W., DOMBERGER, G., LIPIARSKI, P., BÅK, R., LETOUZÉ, G., LAPANJE, A., BUDKOVIC, T., HRIBENIK, K. & RAJVER, D. (2007): Projekt Transthermal. Geothermie der Ostalpen – Erfassung und zusammenfassende Darstellung des geothermischen Potenzials in Datenbanken, in einem Geothermieatlas und in GIS-basierten Kartenwerken im Bereich von Kärnten, Steiermark und Slowenien. Nationaler Abschlussbericht für Österreich. – 156 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

GÖTZL, G., BOTTIG, M., HOYER, S., JANDA, C., ZEKIRI, F. & SCHUBERT, G. (2012a): Projekt NA-72 / Thermalp-NÖ. Die Nutzbarmachung geothermischer Grundlagenforschung für das Land Niederösterreich. Thermalwassermodell Hochscholle südliches Wiener Becken. – Unveröffentlichter Bericht, 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

GÖTZL, G., MOTSCHKA, K., JANDA, C., BOTTIG, M., HOYER, S., BRÜST-LE, A.K., ZEKIRI, F., FABER, R., GEGENHUBER, N., SCHUBERT, G. & BERKA, R. (2012b): Thermalp. Drei-dimensionales geothermisches Modell in Teilen der Ostalpen unter Berücksichtigung der Temperaturleitfähigkeit, der Wärmeproduktion und regionaler Grundwasserkonvektionsströme. – 152 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

GRATZER, R. (2006): Hydrogeologische Charakteristik der Tiefenwässer aus den Brunnen Eisenzicken und St. Martin in der Warth. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 6 S., Montanuniversität Leoben, Leoben.

GRATZER, R., SAUER, R., SCHMID, C., SCHÖN, J. & WESSELY, G. (2001): Das geothermale Potential am Kalkalpen-Südostrand. Erfahrungen aus den Bohrungen Payerbach Th1 und Aflenz Th1. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001, Neuberg a. d. Mürz, 3.–7. September 2001, 248–257, Wien.

GRESCHONIG, H. (2002): Auszug aus der Heilwasseranalyse von Univ. Prof. Dr. Greschonig. Melchior Quelle und Vulkania Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

GRESCHONIG, H. (2003a): Große Heilwasseranalyse des Quellaustritts S1 in Bad Schallerbach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des EurothermenResorts, OÖ Thermenholding GmbH), 16 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz. GRESCHONIG, H. (2003b): Große Heilwasseranalyse des Quellaustritts S2 in Bad Schallerbach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des EurothermenResorts, OÖ Thermenholding GmbH), 15 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

GRESCHONIG, H. (2008): Die Barbaraquelle Bohrung Grieselstein. Kontrollanalyse 2008. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 16 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

GRUBER, A. (1977): Die Warmen Quellen der Liechtensteinklamm unterhalb Steglehen. Bericht über bisherige Erkenntnisse, Aufschluß- und Nutzungsmöglichkeiten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 16 S., Salzburg.

GRÜN, W. (1992): Geologischer Abschlussbericht über die Thermalbohrung Gallspach Th-1. – Zit. nach GOLDBRUNNER, J. (2012): Zuarbeit zur Übersichtskarte der Thermalwasservorkommen in Österreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Geoteam Ges.m.b.H., 29–31, Graz.

GU GMBH (1998): Radkersburger Stadtquelle. Einreichprojekt. Wasserrechtliche Bewilligung. Neuverrohrung des Brunnens. Änderung des Maßes der Wasserbenützung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 12 S., GU GmbH, Graz.

GU GMBH (1999): Einreichprojekt. Entnahme und Nutzung von Thermalwasser aus den Bohrungen Bad Waltersdorf 1 und 2a. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hartberg, Zl. 3815), 16 S., GU GmbH, Graz.

HACKER, P. (1980): Bericht über Isotopenanalysen an Wässern aus der Tiefbohrung von Geinberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., BVFA Arsenal, Wien.

HACKER, P. (1992): Die Hydrogeologischen Untersuchungen im Bereich der Badener Heilquellen. – Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-006f/F, 106 S., BVFA Arsenal, Wien.

HACKER, P. (1993a): Bad Vöslau. Die Quellen. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 260–261, Wien (Springer).

HACKER, P. (1993b): Bad Fischau. Die Akratopegen von Bad Fischau-Brunn. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineralund Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 262–263, Wien (Springer).

HACKER, P. & ZÖTL, J.G. (1993a): Leithaprodersdorf. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 267, Wien (Springer).

HACKER, P. & ZÖTL, J.G. (1993b): Baden. Die Quellen. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 253–258, Wien (Springer).

HACKER, P. & ZÖTL, J.G. (1993c): Bad Deutsch-Altenburg. Chemismus des Thermalwassers. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 272–274, Wien (Springer).

HAFEN, U., MAUERER, G. & UHLIG, S. (2004): Geothermieanlage Altheim Sonde 1 und 2. Langzeitpumpversuch 2004. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Geotec Consult, 24 S., Markt Schwaben. HAGINGER, H. (2005a): Prüfbericht Wasser Analytik Analysennummer 108910. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 2 S., Umweltlabor Dr. Axel Begert GmbH, Bachmanning.

HAGINGER, H. (2005b): Prüfbericht Wasser Analytik Analysennummer 87688. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 2 S., Umweltlabor Dr. Begert GmbH, Bachmanning.

HAHN, W. (2010): Prüfbericht über Bestimmung des titrierbaren Schwefels der Sonde Stegersbach Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., NUA Umweltanalytik GmbH, Maria Enzersdorf.

HAMEDINGER, G. (1997): Herstellung einer Erschließungsbohrung samt Überlaufversuch und Einleitung des beim Überlauf geförderten Thermalwassers in die Mur. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Radkersburg, Zl. 0633), 33 S., ZI Büro Günter Hamedinger, Leoben.

HAMEDINGER, G. (2004): Bohrung Grieselstein TH-1 (Barbaraquelle). Dauerpumpversuch Auswertung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 7 S., ZI Büro Günter Hamedinger, Leoben.

HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **12**, 52–55, Wien.

HARMON, R.S. & SCHWARZ, H.P. (1981): Changes of ²H and ¹⁸O enrichment of meteoric water and Pleistocene Glaciation. – Nature, **290**, 125–128, London.

HEILIG, K. (1978): Bad Deutsch Altenburg Pumpversuch Tiefbohrung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, ZI. 922), 3 S., Wien.

HEILIG, K. (1980): Technischer Bericht über die Heilwasserversorgung für den Kurbetrieb des Kurhauses der Jod-Schwefel-Heilbad-Betriebsgesellschaft m.b.H. & Co KG. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 922), 11 S., Wien.

HEISS, H.P. & GOLDBRUNNER, J.E. (2003): Sonde Bad Sauerbrunn Thermal 1. Abschlussbericht Langzeitpumpversuch 2 und Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Mattersburg, Zl. 0324), 11 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

HERZOG, U. (1979): Thermalwasserbohrung Reifnitz der Gemeinde Maria Wörth. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Klagenfurt.

HERZOG, U. (1981): Erschließung der Subtherme Reifnitz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Klagenfurt.

HILTMANN, W., KUCKELKORN, K. & WEHNER, H. (1995): Thermische Entwicklung und KW-Bildungspotential der in Hindelang 1 (Allgäuer Alpen) durchteuften tektonischen Einheiten. – Geologica Bavarica, **100**, 175–198, München.

HINSCH, R., DECKER, K. & WAGREICH, M. (2005): 3–D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. – Quaternary Science Reviews, **24**, 321–336, Amsterdam.

HOBIGER, G. (2008): Untersuchungsbericht Nr. CH-34/2008. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., FA Geochemie, Wien.

HOBIGER, G. (2009): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2009-027-001. Bohrung 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien. HOBIGER, G. (2010a): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2010-011-007. Marienquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Wien.

HOBIGER, G. (2010b): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2010-020-006. Ursprungsquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Wien.

HOBIGER, G. (2010c): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2010-020-009. Brunnen VII. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2010d): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2010-020-009. Brunnen VI. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2010e): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2010-060. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 7 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2011a): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2011-033. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2011b): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2011-030. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2011c): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2011-032. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013a): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-028-002. Litzelsdorf Thermal. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013b): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-028-001. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013c): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-026-003-004-005. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 6 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013d): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-026-002. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013e): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-033-003. Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013f): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-026-001. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013g): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-033-001. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOBIGER, G. (2013h): Untersuchungsbericht Nr. GCH-2013-033-002. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 1 S., FA Geochemie, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOLLENSTEINER, C. & HAHN, W. (2001): Die Große Heilwasseranalyse der "Christophorous-Milleniumsquelle" in Bad Schönau. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 18 S., NÖ Umweltschutzanstalt, Maria Enzersdorf. Hölting, B. & Coldeway, W. (2005): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 326 S., Stuttgart (Enke).

HOMANN, O. (1970): Erkundung der Thermalquelle Heilbrunn Mitterndorf mittels Rotationskernbohrung, ausgeführt von Fa. Etschel und Meyer Tiefbohrgesellschaft. – Zit. nach ZETI-NIGG, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 251, Graz.

HORVÁTH, S. (1993): Gutachten über die Auswertung der Druckmessungen nach dem Langzeitpumptest in der Thermalwasserbohrung Gallspach Th. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 17 S., Wien.

HUBER, K. & SCHWERD, K. (1995): Das Geologische Profil der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – Geologica Bavarica, **100**, 23–54, München.

HUBER, K., MÜLLER, M. & ACHILLES, H. (1995): Die Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen) aus bohrtechnischer Sicht. – Geologica Bavarica, **100**, 261–286, München.

HUF, W. (1963): Die Schichtfolge der Aufschlußbohrung "Dornbirn 1" (Vorarlberg, Österreich). – Bulletin der Vereinigung Schweizer Petroleum-Geologen und Ingenieure, **29**/77, 9–10, Zürich.

JANDA, C. (2000): Geologisch-fazielle Untersuchungen in der Lunzer Decke südwestlich von Weyer (Oberösterreich). – Diplomarbeit Universität Wien, 99 S., Wien.

JANSCHEK, H. (1981): Bericht über die geophysikalischen Messungen in der Bohrung 1/81 Warmbad Villach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 6 S., Ferlach.

JANSCHEK, H. (1995): Geothermische Messungen Bad Weissenbach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 7 S., Ferlach.

JANSCHEK, H. & KAHLER, F. (1991): Geologische und geophysikalische Ergebnisse im Thermalwassergebiet von Badgastein. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 83, 57–67, Wien.

JENEWEIN, I. & DIERICH, M. (2005): Prüfbericht. Wasseruntersuchung. Aqua Dome. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., ARGE Umwelt-Hygiene GmbH, Innsbruck.

JENISCH, V. (1989): Thermalwasserprojekt Obermoos TH bei Salzburg. Untersuchung einer möglichen Aufschließung von Thermalwasser des Nördlichen Kalkalpenbereiches im Salzburger Becken. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Salzburger Landesregierung), 10 S., Salzburg.

JENISCH, V. (1991): Thermalwasser-Aufschlußbohrung Haag Th-1. Zusammenfassung der Ergebnisse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 5 S., Salzburg.

JOB, C. & MUTSCHLECHNER, G. (1969): Zur Geochemie der Wässer im Tauerntunnel. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **21**, 117–128, Graz.

JOB, C. & ZÖTL, J. (1969): Zur Frage der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **21**, 51–115, Graz.

JORDAN, H. & WEDER, H.J. (1988): Hydrogeologie. – 444 S., Leipzig. KABAS, W. (1985): Technischer Abschlußbericht Bohrung Fürstenfeld Geothermie 1. – Zit. nach ZETINIGG, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.

KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, SH **16**, 78 S., Klagenfurt.

KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KAHLER, F. (1978): Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – Raumordnung in Kärnten, **10**, 137 S., Klagenfurt.

KAHLER, F. (1983): Beobachtungen und Probleme im Thermalgebiet Warmbad Villach. – Zit. nach Zojer, H. (1996): Thermalwässer von Warmbad Villach. Empfehlungen für ihre Bewirtschaftung und ihren Schutz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5–11, Graz.

KAHLER, F. & ZÖTL, J. (1993a): Bad Weißenbach (Thermalwassersäuerling Stadtgemeinde Wolfsberg). – In: ZÖTL, J. & GOLD-BRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 151–154, Wien (Springer).

KAHLER, F. & ZÖTL, J. (1993b): Bad Bleiberg. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 129–130, Wien (Springer).

KAISER (2000): Baden bei Wien, Marienquelle. Neufassung 1965. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0539), 1 S., Stadtbauamt Baden, Baden.

KAMYAR, H.R. (2000): Verteilung der Untergrundtemperaturen an den Beispielen der Bohrlochtemperaturen (BHT) – Messungen in den RAG – Konzessionen, Oberösterreichs und Salzburg, (Molasse- und Flyschzone). – Dissertation Universität Wien, 145 S., Wien

Käss, W. & Käss, H. (2008): Deutsches Bäderbuch. – Vereinigung für Bäder- und Klimakunde e.V., 1.232 S., Stuttgart (Schweizerbart).

KASZONI, E., KLENNER, M.F. & HOLLENSTEINER, C. (2001): Gutachten über die orientierende Voruntersuchung des Wassers der Kapellenquelle in Mannersdorf am Leithagebirge. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 23 S., NÖ Umweltschutzanstalt, Maria Enzersdorf.

KLEIN, H. (1926): Nordtiroler Bäderführer – 89 S., Tiroler Landes-Verkehrs-Amt.

KLEIN, P. & KÜPPER, H. (1985): Zur Kenntnis der hydrogeologischen Situation von Bad Vöslau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**, 633–637, Wien.

KLENNER, M.F. & KASZONI, E. (2005): Untersuchungsbericht über Große Heilwasseranalyse der Römerquelle in Baden bei Wien. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., NUA Umweltanalytik GmbH, Maria Enzersdorf.

KNETT, J. (1941): Schätzungs-Gutachten. – Zit. nach KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 9, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kollmann, W. (2005): Jahresbericht zum Jahr 2005. Laufende Kontrollmessungen an den Betriebsbrunnen sowie Planung weiterer Maßnahmen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), FA Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt, 22 S., Wien. Kollmann, W. (2006): Jahresbericht (3. Teil) zum Jahr 2006. Laufende Kontrollmessungen an den Betriebsbrunnen sowie Planung weiterer Maßnahmen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), FA Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt, 21 S., Wien.

Kollmann, W. (2008): Jahresbericht zum Jahr 2008. Laufende Kontrollmessungen an den Betriebsbrunnen sowie Planung weiterer Maßnahmen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), FA Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt, 26 S., Wien.

KOSNOPFL, A. (2008): Meldung über Fertigstellung und Sicherung der Tiefbohrung Radstadt Th 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Salzburger Landesregierung), 2 S., Kremsmünster.

KRAMER, H. & KRÖLL, A. (1979): Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **70**, 1–10, Wien.

KREIJCI-GRAF, K. (1978): Data on the geochemistry of oil field waters. – Geologisches Jahrbuch, Reihe D, **25**, 3–174, Hannover.

KRENMAYR, H.-G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KREUSS, O. (2005): Geofast – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 149 Lanersbach, Stand 2005. – Geologische Bundensanstalt, Wien.

KRIEGL, C. & GOLDBRUNNER, J.E. (1995): Die Schwefelquelle in der Nothklamm bei Gams. Zusammenfassungen der geologisch-hydrogeologischen Untersuchungen und Empfehlungen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 13 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C. & GOLDBRUNNER, J.E. (1998): Tiefbohrung Längenfeld Thermal 2. Technisch-hydrogeologischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Imst, Zl. 1411), 30 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C. & GOLDBRUNNER, J.E. (2001): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. Geologisch-technischer Abschlussbericht und Antrag auf Erteilung der wasserrechtlichen Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, ZI. 3953), 37 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C. & GOLDBRUNNER, J.E. (2002): Tiefbohrung Bad Gleichenberg Thermal 1. Geologisch-technischer Abschlussbericht und Antrag auf Erteilung der wasserrechtlichen Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Feldbach, Zl. 1627), 40 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C. & GOLDBRUNNER, J.E. (2012): Bad Schönau Bohrung III. Hydrogeologisch-technische Bewertung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 26 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (1996): Die Schwefelquelle in der Nothklamm bei Gams. Zusammenfassung der chemisch-hydrogeologischen Zeitreihenuntersuchung 4/95– 2/96. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 6 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (1997): Tiefbohrung Blumau 2. Bohr- und Testphase. Geologisch-technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0701), 35 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz. KRIEGL, C., SCHUBERT, A. & GOLDBRUNNER, J.E. (1998): Tiefbohrung Längenfeld Thermal 2. Förderkomplettierung und Langzeitpumpversuch. Technisch-hydrogeologischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Imst, ZI. 1411), 20 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000a): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, ZI. 3953), 26 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C., BÖCHZELT, B., HEISS, H.P. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000b): Bad Gleichenberg. 1. Bericht Wasserfassungen Brunnental. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 48 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRIEGL, C., GOLDBRUNNER, J.E., HEISS, H.P. & VASVARI, V. (2000c): Bad Gleichenberg Planungs- und Konsulentenleistungen. 2. Bericht. Sicherstellung der Thermalwasserversorgung. Hydrogeologische Grundlagen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 50 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Geologische Themenkarte der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle. 1:200.000 (mit Erläuterungen). – 49 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRIJEK, R., MEURERS, B., SEI-BERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (1993): Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. – 22 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1:200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KÜPPER, H. (1962): Geologie der Heilquelle Bad Sauerbrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 39–47, Wien.

KÜPPER, H. (1977): Über Thermen, Karst-, Formations- und Grundwässer im südlichen Wiener Becken. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**/2, 105–120, Wien.

KÜPPER, H. (1981): Die Thermalquellen von Bad Vöslau vom Vormärz bis ins elektronische Zeitalter: Zur Erinnerung an Ami Boué, 1794–1881. – 23 S., Bad Vöslau (Stadtgemeinde Bad Vöslau).

KÜPPER, H., PRODINGER, W. & WEINHANDL, R. (1961): Geologie der Heilquelle Deutsch Altenburg NÖ. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **104**, 351–358, Wien.

LATZEL & KUTSCHA (1961): Tiefbrunnen Bad Schönau, 1:200. – Zit. nach KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 5, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

LEIPERT, T. & DEUTINGER, H. (1970): Begutachtung der Quelle V 18 – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 8 S., Paracelsus Institut, Bad Hall. LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust. The fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, **242**, 41–61, Amsterdam (Elsevier).

LINZER, H.G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL'MOUR, R. & FRISCH, W. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **354**, 211–237, Amsterdam (Elsevier).

LOHBERGER, W. & THÜRRIEDL, K. (1999): Eurotherme Bad Schallerbach Wasserbedarfsermittlung Thermalwasser. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), ZI Lohberger & Thürriedl, 31 S., Linz.

LOHBERGER, W. & THÜRRIEDL, K. (2000): Eurotherme Bad Schallerbach Reinjektionsstudie. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), ZI Lohberger & Thürriedl, 15 S., Linz.

LÖHNERT, E. (1970): Grundwasserchemismus und Kationenaustausch im norddeutschen Flachland. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Sonderheft Hydrogeologie und Hydrochemie, 139–159, Stuttgart.

LORENZ, G. (2005): Isotopenuntersuchung an Bächen, Thermalund Quellwässern von Bad Gastein. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4374), 10 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

LORENZ, G. & WECHNER, S. (2005): Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Thermalbohrung Grieselstein TH-1 (Barbaraquelle). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 15 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

LORENZ, G. & WECHNER, S. (2006): Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Thermalbohrung Bad Mitterndorf Thermal TH1. Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

MANDL, G., DRAXLER, I., EGGER, H., HOFMANN, T. & PILLER, W. (1997): TRF-Projekt Proben Golling Th 1. – Unveröffentlichter Bericht, 25 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

MARKTL, W. (1993): Nutzungs- und anlagetechnisches Konzept für die Weissenbacher Thermalquellen in A-9412 St. Margarethen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wolfsburg, Zl. 4158), 11 S., Institut für medizinische Physiologie, Wien.

MARKTL, W., DEETJEN, P. & GÜNTHER, R. (1985): Handbuch der natürlichen Heilmittel Österreichs. – 224 S., Wien (Bohmann).

MARKTL, W., MELCHART, H. & STEHLIK, A.J. (1999): Die Bad Tatzsmannsdorfer Kur. – 132 S., Bad Tatzmannsdorf (Eigenverlag Kurbad Tatzmannsdorf AG).

MARSCH, F.W. (1991): Die Abteufung der Aufschlußbohrung Gleisdorf Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 17 S., Wien.

MATHIASCHITZ, M.L., PRIDNIG, G., KÖLBLINGER, J. & SCHLAMBERGER, J. (2003): Arsen im Trinkwasser. Eine Untersuchung und Bewertung zum Vorkommen von Arsen im Kärntner Trinkwasser. – 24 S., Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.

MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **2**, 499 S., Berlin (Borntraeger).

MATURA, A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/2, 221–225, Wien. MAURIN, V. (1975): XII. Hydrogeologie und Verkarstung. – In: FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitteilungen der Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, SH **1**, 223–269, Graz.

MAURIN, V. (1983): Hydrogeologische Stellungnahme zur Schutzgebietsfrage für die thermalen Mineralsäuerlinge von Wildbad Einöd. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Murau, Zl. 1264), 52 S., Karlsruhe.

MAURIN, V. (1993): Wildbad Einöd. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 160–170, Wien (Springer).

MEOL, R. (1999): Amtliches Untersuchungszeugnis. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, ZI. 0815), 2 S., Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchung und -forschung, Wien.

MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer: allgemeine Balneologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **7**, 398 S., Berlin (Borntraeger).

MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **8**, 400 S., Berlin (Borntraeger).

Mostler, H. (1995): Geologische Untersuchungen zur Festlegung eines Bohrpunktes (Tiefbohrung zur Erschließung warmer Schwefelwässer; Längenfeld im Ötztal). – Zit. nach KRIEGL, C. & GOLDBRUNNER, J.E. (1998): Tiefbohrung Längenfeld Thermal 2. Technisch-hydrogeologischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Imst, Zl. 1411), 15, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

MOSTLER, H. (2000): Geowissenschaftliche Untersuchungen während und nach der Tiefbohrung Längenfeld im Ötztal. Bohrung Längenfeld Thermal 2. Projekt TA 42/98. Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 73 S., Innsbruck.

MÜLLER, M. (1985): Tiefbohrung Sulzberg 1. – In: HERRMANN, P.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 83 Sulzberg, 17–18, Geologische Bundesanstalt, Wien.

MÜLLER, M. (1995): Die Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). Projekt und Durchführung. – Geologica Bavarica, **100**, 9–22, München.

MÜLLER, M. & NIEBERDING, F. (1995): Die überhydrostatischen Porendrücke in der Bohrung Hindelang I (Allgäuer Alpen) und ihre Beziehung zur Umgebung. – Geologica Bavarica, **100**, 167–174, München.

MUSSAK, R. & HÜBINGER, J. (2012): Begleitgasanalyse Geothermiebrunnen Ziegelwerk Senftenbach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen d. GTS Geothermie St. Martin i. Innkreis GmbH & CoKG), 4 S., Institut für Wasseraufbereitung, Abwasserreinigung und -forschung, Asten.

NACHTMANN, W. & WAGNER, L.R. (1987): Mesozoic and Early Tertiary Evolution of the Alpine Foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. – Tectonophysics, **137**, 61–79, Amsterdam (Elsevier).

NIEDERBACHER, P. (1991): Zusammenfassung der Hydrogeologischen Situation im Raum Mettersdorf. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Radkersburg, Zl. 0714), 2 S., Wien. NORDSTROM, D.K., ANDREWS, J.N., CARLSSON, L., FONTES, J.C., FRITZ, P., MOSER, H. & OLSSON, T. (1985): Hydrogeological and hydrogeochemical investigations in boreholes. – Zit. nach Sto-BER, I. & BUCHER, K. (2012): Geothermie, 270, Berlin (Springer).

OBERHAUSER, R., RATAJ, W., WALACH, G. & KOSTAL, E.K. (1998): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

ÖHKV (Hrsg.) (2014): Natürliche Heilvorkommen & Kurorte in Österreich. – 140 S., Wien.

ÖHKV (Hrsg.) (2015): Kur, Therme, Kneipp in Österreich. – Broschüre des Österreichischen Heilbäder- und Kurorteverbandes, 15 S., Wien.

http://www.oehkv.at/assets/siteContent/Brosch%C3%BCre-2015-Doppelseiten.pdf (abgerufen am 01.03.2016)

OLLGRAM, SIDERTS & HOLLENSTEINER (1998): Die Große Heilwasseranalyse der Jod-Sole-Therme in Bad Pirawarth. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 12 S., NÖ Umweltschutzanstalt, Maria Enzersdorf.

OSENBRÜCK, K. (2002): Hydrochemische, isotopenhydrologische, gasphysikalische und mikrobakterielle Untersuchungen am Tiefengrundwasser der Geothermiebohrungen S-B 1 und S-B 2 in Simbach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 20 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

OSENBRÜCK, K. & EICHINGER, L. (2002): Hydrochemische, isotopenhydrologische, gasphysikalische und mikrobiologische Untersuchungen am Tiefengrundwasser der Geothermiebohrung S-B Th 1 und S-B Th 2 in Simbach. – Unveröffentlichter Bericht, Hydroisotop GmbH., 46 S., Schweitenkirchen.

ÖSTERREICHER, C. & SPACEK, W. (2000): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde IIz Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Arsenal Research GmbH, Wien.

PASCHER, A.P., HERMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOT-NY, A., PAHR, A. & SCHNABEL, W. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

PATTEISKY, K. (1954): Die thermalen Solen des Ruhrgebietes und ihre juvenilen Quellgase. – Glückauf, **90**, 1334–1348, Essen.

PAVUZA, R. & ZHANG, D. (1997): Kurze Mitteilung über eine Thermalquelle im Dolomitkarst bei Wildalpen. – Die Höhle, **48**, 14–20, Wien.

PESTAL, E. (1989): Schlossbrunnen. Brunnen und Bodenprofil. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 922), 4 S., Baden.

PESTAL, E. (1994): Herstellung eines Bohrbrunnens für eine Heilquellenfassung der Vöslauer Heilquellenverwertungs AG. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 22 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

PESTAL, E. (1996): Vöslauer Heilquellenverwertung AG. Wasserrechtliches Verfahren. Zahl III/1-11.028. Ergänzende Vorlagen zum Beweissicherungsverfahren. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 5 S., ZI Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

PESTAL, E. (1997): Verschluss des bestehenden Bohrbrunnens und Neuherstellung eines Bohrbrunnens für eine Heilquellenfassung der Vöslauer Heilquellenverwertungs-AG. Vöslauer Ursprungsquelle VI. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, ZI. 0047), 8 S., ZI Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden. PESTAL, E. (2001): Technischer Bericht. Heilquellen der Kurstadt Baden. Josefsquelle Bohrbrunnen I. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0304), 22 S., Büro Dipl. Ing. Ernst Pestal, Baden.

PESTAL, E. (2002): Nutzungsantrag für die Vöslauer Heilquellenverwertung AG und einen Kurbetrieb der Stadtgemeinde Bad Vöslau für das System der Vöslauer Quellen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 18 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

PESTAL, E. (2006): Technische Unterlagen zur Wasserrechtlichen Bewilligung des Brunnens VII.2. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 13 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

PFANDL, M. (2008): Bad Häring, Dorfbuch, Chronikarbeit von 2004–2010, Herausgeber: Gemeinde Bad Häring. Alpin-Verlag Jentsch-Rabl GmbH, Bad Häring 2011 mit Datenstand 2010.

PFLEGER, K. & HÖHL, M. (1990): Thermalwasseraufschlußbohrung in Salzburg-Obermoos. Teiluntersuchung des Wassers. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Salzburger Landesregierung), 3 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

PLANK, O. (2012): Untersuchung einer Wasserprobe der Schwefelquelle Bad Häring nach den Vorgaben des Tiroler Heilvorkommen- und Kurortegesetzes in der gültigen Fassung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 22 S., AIT, Wien.

POLESNY, H. (1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. – Dissertation Universität Wien, 233 S., Wien.

PoLz, M. (1999a): Große Heilwasseranalyse der Schwefelthermalquelle Geinberg Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht, (Archiv der FA Hydrogeologie), 16 S., Bundesinstitut für Arzneimittel, Wien.

PoLz, M. (1999b): Bad Weißenbach. Kleine Heilwasseranalyse der Quellen I/82 (Eigenname: Thomas-Miriam-Quelle), II/82 (Eigenname: Franz-Kahler-Quelle), II/80 (Eigenname: Heinz-Sabine-Quelle). – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wolfsberg, Zl. 4158), 41 S., Bundesinstitut für Arzneimittel, Wien.

PORDAN, L. (1999): Schlussbericht zu Zl. 22002. Produktionsbohrung St. Martin Th 1. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen d. GTS Geothermie St. Martin i. Innkreis GmbH & CoKG), 20 S., St. Martin im Innkreis.

POTT, E. (1969): Bericht über die Schlumbergermessungen bei der Quelle Leppersdorf. – Unveröffentlichter Bericht, RAG, Kremsmünster. – Zit. nach SORDIAN, H. (1996): Endbericht Nr. 3 zum Projekt Hydrogeologische Untersuchung des artesischen Grundwasservorkommens von Scharten-Leppersdorf (Gemeinde Scharten), 3. Teil. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 186, Technisches Büro Ing. Hans Sordian, Wels.

PREY, T., WURST, F., STOCK, M. & WENIGHOFER, T. (1998): Bericht über die Untersuchung des Thermalbrunnens in Stegersbach. Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Forschungsgesellschaft Technischer Umweltschutz GmbH, Wien.

PREY, T., DENGLER, M., POELL, M., JANELE, M. & WURST, F. (2006): Bericht über die Untersuchungen der Tiefbrunnen Thermal I und Thermal II. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Forschungsgesellschaft Technischer Umweltschutz GmbH, Wien. PROBST, G. & SCHMÖLZER, H. (2011): Große Heilwasseranalyse der Thermalquellen von Warmbad Villach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 54 S., Holding Graz Wasserlabor, Graz.

PROBST, G., SCHMÖLZER, H. & REISS, F. (2006): Große Heilwasseranalyse der Thermalquellen von Warmbad Villach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 52 S., Holding Graz Wasserlabor, Graz.

PUCHELT, H. & BLUM, N. (1989): Geochemische Aspekte der Bildung des Gipsvorkommens der Kraushöhle/Steiermark. – Oberrheinische geologische Abhandlungen, **35**, 87–99, Stuttgart.

RABER, J. (1989): Die Neubohrung Deutsch-Altenburg. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 922), 14 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

RABER, J. (1995): Die Herrgottwiesquelle Graz Puntigam. 1995. Kontrollanalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 15 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

RABER, J. (1996): Die Melchior Quelle Blumau. Große Heilwasseranalyse 1996. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0701)., 12 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

RABER, J. (2000): Die Herrgottwiesquelle Graz-Puntigam Kontrollanalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

RABER, J. (2012): Die Loipersdorfer Thermalquellen. Binderbergquelle. Lautenbergquelle. Kontrollanalyse 2012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 19 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

RABER, J. & IRGOLIC, K. (1997): Die Therme Loipersdorf. Große Heilwasseranalyse 1996. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 19 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

RANK, D. (1994): Isotopenuntersuchungen bei der Vertiefung der Bohrung Josefsplatz. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, ZI. 0304), 3 S., Bundesforschungs- und Prüfzentrum Arsenal, Wien.

REINSDORFF, S. & BECHTOLD, D. (2003): Zeitreihenanalyse der Badgasteiner Thermalquellen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4846), 69 S., Zl Büro für Geologie und Hydrogeologie, Seeham.

REINSDORFF, S. & BECHTOLD, D. (2012): Wasserrechtliches Einreichprojekt Thermalwasserentnahme Lend-Embach. Bericht Einreichprojekt 2012. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4846), 38 S., Zl Büro für Geologie und Hydrogeologie, Salzburg.

Rögl, F. (1975): Die Stratigraphie der Wasserbohrungen in Puntigam. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **105**, 93–98, Graz.

Rögl, F., ĆORIĆ, S., HARZHAUSER, M., JIMENEZ-MORENO, G., KROH, A., SCHULTZ, O., WESSELY, G. & ZORN, I. (2008): The Middle Miocene Badenian stratotype at Baden-Sooss (Lower Austria). – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., WAGREICH, M., PERYT, T. & KOVAC, M. (Eds.): The Paleoenvironment at the Badenian Type Locality (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria). – Geologica Carpatica, **59**/5, 367–374, Bratislava. ROTTER, H. & SPACEK, W. (1999): Untersuchung von Thermalwasser aus der Sonde Geothermie FF2 in Fürstenfeld im Umfang einer großen Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 11 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

ROTTER, H. & SPACEK, W. (2000a): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Stegersbach Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

ROTTER, H. & SPACEK, W. (2000b): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Köflach Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Voitsberg, Zl. 1765), 10 S., Arsenal Research GmbH, Wien.

ROTTER, H. & SPACEK, W. (2000c): Sonde Gabelhofen Thermal 1. Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht, Arsenal Research, Wien. – Zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen der Steiermärkischen Landesregierung.

ROTTER, H. & SPACEK, W. (2001): Prüfbericht Nr. A054/01/01. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Lutzmannsburg Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., ARC GmbH, Seibersdorf.

RUPP, C. (2011): Tiefbohrungen. – In: RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W.: Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen, 153–159, Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUTTNER, O. (1999): Ergebnis der Wasseruntersuchung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 1487), 2 S., Bundesstaatliche bakteriologisch-serologische Untersuchungsanstalt, Wien.

SACHSENHOFER, R.F., SPERL, H. & WAGINI, A. (1996): Structure, development and hydrocarbon potential of the Styrian Basin (Pannonia Basin System, Austria). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Special Publications, **5**, 393–414, London.

SACHSENHOFER, R., GRUBER, W. & DUNKL, I. (2010): Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf. – Journal of Alpine Geology, **53**, 9–38, Wien.

SAMEK, M. (2012): Grenzüberschreitende Bewirtschaftung des Thermalwasservorkommens im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 14–17, Wien.

SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine- Carpathian Thrustbelt. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **85**, 264 S., Wien.

SCHAUBERGER, O. (1979): Die Mineral- und Thermalquellen im Bereich des ostalpinen Salinars zwischen Salzach und Enns. – Schriftenreihe des Oberösterreichischen Musealvereins, **9**, 120 S., Linz.

SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **7**, 217–254, Wien.

SCHEMINZKY, F. (1967): Gutachten betreffen die Anwendungsformen und Indikatoren sowie Gegenindikatoren der natürlichen Heilvorkommen von Bad Schönau/N.Ö. – Zit. nach KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), Geoteam Ges.m.b.H., Graz. SCHEMINZKY, F. & WEIS, W. (1959): Amtliches Österreichisches Bäderbuch. – 270 S., Wien (Wilhelm Frick).

SCHEMINZKY, F. & ZEITLINGER, G. (1973): Erweiterte kleine Heilwasseranalyse der Wildbad-Quelle I von Grins/Tirol samt balneologischer Beurteilung der Nutzung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Grins, ZI. 0804), 35 S., Technische Versuchsanstalt am Forschungsinstitut Gastein, Badgastein.

SCHMID, C. (1999): Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung der Ersatzbohrung Dörflach Aflenz II. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 18 S., Gmunden.

SCHMID, C. (2002a): Hydrologische Beurteilung der Bohrungen Waltersdorf 1 und 2a. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5 S., Leoben.

SCHMID, C. (2002b): Gröbming Thermal I. Stand der Arbeiten zum 30. Juni 2001. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 11 S., Gmunden.

SCHMID, C. & GRATZER, R. (2004): Bohrprojekt Klopeiner See (Kärnten). Projekt für eine geplante Aufschlussbohrung zur Vorlage bei der Wasserrechtsbehörde. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 10 S., Gmunden.

SCHMID, C. & WESSELY, G. (2009): Tiefbohrung Oberlaa Th2. Ansuchen zum Vertiefen der Bohrung in der 8 1/2 " open hole Strecke von 800 bis 950 m. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Favoriten, Zl. 0027), 12 S., Gmunden.

SCHMID, C., BURGSCHWAIGER, E. & KÖPPL, H. (1995): Technischer Kurzbericht über Geophysikalische Messungen in der Bohrung Radstadt B1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Salzburger Landesregierung), 6 S., Joanneum Research, Leoben.

SCHMID, C., MANDL, G.W. & WESSELY, G. (2003): Thermalwasserbohrung Bad Mitterndorf TH1. Ein kalkalpiner Tiefenaufschluss im Steirischen Salzkammergut. – Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Begleitband zur Tagung Erde, 255–264, Gmunden.

SCHMID, C., ZOJER, H. & EIBL, W. (2009): Bad Mitterndorf Thermal 1. Langzeitpumpversuch. GZ.: FA13A-33.10M30-04/31. Ansuchen für eine wasserrechtliche Bewilligung einer Dauerentnahme. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Liezen, Zl. 0551), 29 S., Gmunden.

SCHMID, C., WESSELY, G., MASLO, M. & GRATZER, R. (2010): Tiefbohrung Oberlaa Th2. Einreichunterlagen zum Ansuchen für die Einreichung einer wasserrechtlichen Bewilligung für die gegenständliche Wasserbenutzungsanlage. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Favoriten, ZI. 5453), 39 S., Gmunden.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.

SCHMÖLZER, H. (2003): Mettersdorfer Ursulaquelle. Kontrolluntersuchung. Kleine Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Radkersburg, Zl. 0714), 7 S., Wasserlabor der Grazer Stadtwerke, Graz.

SCHMÖLZER, H. (2009): Trinkwasseruntersuchung der Michaels Quelle. Prüfbericht Nr. 09/195. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Wasserlabor der Graz AG, Graz.

SCHMÖLZER, H. (2012a): Die Maxquelle in Bad Gleichenberg. Kontrollanalyse 2012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.
SCHMÖLZER, H. (2012b): Die Mariannenquelle in Bad Gleichenberg. Kontrollanalyse 2012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

SCHMÖLZER, H. (2012c): Trinkwasseruntersuchung. Prüfbericht. Ludwigsquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

SCHMÖLZER, H. (2012d): Wasseruntersuchung der Georgsquelle. Prüfbericht Nr. 12/1879. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

SCHNABEL, W., FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, J., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOT-NY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÖN, J. & SEIER, S. (2000): Bohrgeophysikalische Messungen zur Charakterisierung von Kluftzonen bei Thermalwasserbohrungen. – Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851–2001: 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich, 782–786, Wien (Eigenverlag der ZAMG).

SCHÖN, J., SCHMID, C. & KÖPPL, H. (2003): Bericht über Geophysikalische Bohrlochmessungen in der Bohrung Reichersberg 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Joanneum Research, 6 S., Leoben.

SCHUBERT, A. (1996): Tiefengrundwasseruntersuchungen im Molassebecken westlich von Linz. – Dissertation TU Berlin, 127 S., Berlin.

SCHUBERT, G. (2012): Das Thermalwasservorkommen von Bad Deutsch-Altenburg – Exkursionspunkt 4. – In: Atzenhofer, B., Bottig, M., Brüstle, A., CERNAK, R., GAL, N., GOLDBRUNNER, J.E., Götzl, G., Hoyer, S., JUSKO, L., MALIK, P., RMAN, N., RYBACH, L., SAMEK, M., SCHUBERT, G. & ZEKIRI, F. (2012): Transenergy. Öffentliches Symposium & Exkursion. 7.–8. September 2012, Wien. Thermalwässer zwischen Alpen und Karpaten. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 66–69, Wien.

SCHUBERT, G., LAMPL, H., SHADLAU, S., WURM, M., PAVLIK, W., PES-TAL, G., BAYER, I., FREILER, M., SCHILD, A. & STÖCKL, W. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1.500.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHULER, G. & GÖDECKE, H. (1998): Detailmodell zur Bilanzierung der Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-Oberösterreichischen Molassebecken – Endbericht Teil I: Hydrogeologisches Modell (Band I + II), Teil II: Thermalwasseraquifer-Strömungsmodell. – Unveröffentlichter Bericht, 375 S., Geotechnisches Büro Prof. Dr. Schuler – Dr.-Ing. Gödecke.

SCHULZ, R. & THOMAS, R. (Hrsg.) (2012): Geothermische Charakterisierung von karstigklüftigen Aquiferen im Großraum-München. Endbericht. – 98 S., LIAG-Bericht, Ar.-Nr. 130, 392, Hannover.

SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHWARZ, H. (2001): Gutachten über das Wasser aus Ursprungsquelle 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 10 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

SCHWARZ, H. (2005): Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt, Zl. 4057), 10 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien. SLEZAK, P. (1975): Österreichisches Heilbäder- und Kurortebuch. – 196 S., Wien (Bohmann).

SORDIAN, H. (1996): Endbericht Nr. 3 zum Projekt Hydrogeologische Untersuchung des artesischen Grundwasservorkommens von Scharten-Leppersdorf (Gemeinde Scharten), 3. Teil. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Technisches Büro Ing. Hans Sordian, 572 S., Wels.

SPACEK, W. & ROTTER, H. (1999): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Sauerbrunn Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Mattersburg, Zl. 0324), 10 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

SPIEGELHAUER, D. (2001): Fortführung der isotopenhydrologischen Untersuchungen am Grundwasser der Tiefbohrung Kramsach TH 1 in Ergänzung zum Bericht vom 20.09.2000. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 14 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

SPINDLER, P. & BREZINSCAK, G. (2008): Prüfbericht Nr. LC2008/07. Große Heilwasseranalyse der Barbaraquelle in Vigaun. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hallein, Zl. 2405), 12 S., ARC GmbH, Wien.

STADLBAUER, G. (1995): Untersuchungsbefund Probe Nr.: G95/0193. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Fachabteilungsgruppe Landesbaudirektion, Graz.

STADTBAUAMT BADEN (1978): Römerquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Stadtbauamt Baden, Baden.

STADTBAUAMT BADEN (1987): Thermalwasserbohrungen am Josefsplatz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Stadtbauamt Baden, Baden.

STEHLIK, A.J. (1976): Voruntersuchung und vorläufige balneologische Beurteilung der Tiefbohrquelle R1 bei Reichersberg in Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Bundesanstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen, 20 S., Wien.

STEHLIK, A.J. (1983a): Große Heilwasseranalyse der Therme Reichersberg 2 bei Reichersberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Bundesanstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen, 4 S., Wien.

STEHLIK, A.J. (1983b): Große Heilwasseranalyse der Römerquelle in Baden bei Wien. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Bundesanstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen, Wien.

STEHLIK, A.J. (1983c): Große Heilwasseranalyse der Therme Obernberg 1 bei Obernberg/Inn O.Ö. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), Bundesanstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen, Wien.

STEHLIK, A.J. (1995a): Interner Zwischenbericht über die Vollanalyse 1995 der Thermal-Bohrquelle beim Institut Zeileis in A-4713 Gallspach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des Instituts Zeileis GmbH & CoKG), 5 S., Bundesanstalt für chemische, pharmazeutische und balneologische Untersuchungen, Wien.

STEHLIK, A.J. (1995b): Vollanalyse der im Jahr 1994 auf dem Grundstück Nr. 1220/1, KG Vöslau, erschlossenen Bohrquelle. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 3 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien. STEHLIK, A.J. & PESENDORFER, H. (1972): Kleine Heilwasseranalyse der Quelle III (Bohrung 1969) in Bad Schönau Parzelle Nr. 1688/4 K.G. Schönau, N.Ö. – Zit. nach KRIEGL, C., EIS-NER, M. & GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, ZI. 3953), 15, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

STINI, J. (1950): Tunnelbaugeologie. - 366 S., Wien (Springer).

STINI, J. (1954): Gastein und der Warmwassereinbruch in den Lender Druckstollen. – Mitteilungen an das Forschungsinstitut Gastein, **176**, 257–265, Gastein.

STOBER, I. & BUCHER, K. (2012): Geothermie. – 287 S., Berlin (Springer).

SUVEGES, M. (2011): Isotope analyses of groundwater sample for project TransEnergy. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Hydrosys Labor Ltd., Budapest.

SÜVEGES, M. (2014): Isotope analyses of groundwater samples (Ö-Therm). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 2 S., Hydrosys Labor Ltd., Budapest.

TESCH, R. (1997): Probennahme und ¹⁴C-Analyse an einer Wasserprobe aus der Bohrung TB3 Brauerei Puntigam. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

TESCH, R. (2001): Bestimmung der mittleren Verweilzeit von Grundwasser mittels Isotopenanalytik. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 5 S., Austrian Research Centers GmbH, Seibersdorf.

TESCH, R. (2003): Isotopenuntersuchungen an Wasser aus der Thermalquelle Altheim. – Zit. nach: GOLDBRUNNER, J.E., HUBER, B., KOHL, T., GOLD, M., HEISS, H.P., SHIRBAZ, A. & BAU-JARD, C. (2007): TAT. Thermische Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel. Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht, 8, Graz-Augsburg–Zürich.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000. – 142 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Tollmann, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (Franz Deuticke).

TOTH, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. – Journal of Geophysical Research, **68**/16, 4795–4812, Washington.

UDLUFT, H. (1951): Eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen. – Heilbad und Kurort, **3**, 172, Gütersloh (Flöttmann).

VERMA, M. (2000): Revised quartz solubility temperature dependence equation along the water vapor saturation curve. – Proceedings of the World Geothermal Congress, 1927–1932, Kyushu–Tohoku.

Vogt, W. (2001): Alte Vorarlberger Heilbäder. Eine Reise durch die Vorarlberger Bäderlandschaft. – 187 S., Feldkirch (Benvenuti).

VOLLMAYER, T. & JÄGER, G. (1995): Interpretation seismischer Daten und Modelle zur Vorbereitung und Auswertung der Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – Geologica Bavarica, **100**, 153–165, München. WACHTEL, G. & WESSELY, G. (1981): Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **74/75**, 137–165, Wien.

WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H.P. & FERNAN-DEZ, M. (Hrsg): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. – Geological Society Special Publication, **134**, 339–369, London.

WAGNER, L. (2000): Leogang TH 1 Krallerhof. Kurze Erläuterung zur Skizze vom 04.07.2000. – Schriftliche Mitteilung (Archiv der Salzburger Landesregierung), 1 S., Salzburg.

WALKER-HERTKORN, S. & UHLIG, S. (2001): Geothermieanlage Altheim. Reinjektionsbohrung Altheim 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 12 S., Markt Schwaben.

WALLHÄUSER, K.H. & PUCHELT, H. (1966): Sulfatreduzierende Bakterien in Schwefel- und Grubenwässern Deutschlands und Österreichs. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **13**, 12–30, Berlin (Springer).

WASSERLABOR DER GRAZER STADTWERKE (1999): Steirerbrau AG. Brauerei Puntigam. Tiefbrunnen III. Tiefbrunnen I. Flachbrunnen. Beurteilung der Mischbarkeit der Wässer. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 22 S., Wasserlabor der Grazer Stadtwerke, Graz.

WEBER, F. (1967): Die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Mineralwassertiefbohrung Oberlaa. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **83**, Wien–Hamburg.

WEBER, F. (1993a): Das Jodwasservorkommen Bad Hall. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 48–54, Wien (Springer).

WEBER, F. (1993b): Die Heilwasserbezirke. Oberlaa. Hydrogeologie und Hydrochemie. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 246–248, Wien (Springer).

WEBER, F. & WESSELY, G. (1993): Die Heilwasserbezirke. Oberlaa. Geologie. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 244–246, Wien (Springer).

WEBER, L. (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

WEDEPOHL, K.H. (1967): Geochemie. - 220 S., Berlin (Gruyter).

WEISSENBACH, N. & PISTOTNIK, J. (2000): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

WEIXELBERGER, G. (2004): Thermalwasserbohrung Linsberg Th1. Schlussbericht über die Erschließungsarbeiten. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt, ZI. 4057), 27 S., Ingenieurbüro für Geologie Weixelberger, Pitten.

WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **76**, 27–56, Wien.

WESSELY, G. (1993): Bad Fischau. Geologie. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 261–262, Wien (Springer).

WESSELY, G. (2001): Geologie und Hydrogeologie des Raumes Bad Vöslau. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 8 S., Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, St. Pölten.

WESSELY, G. (2008): Kalkalpine Schichtfolgen und Strukturen im Wienerwald – Exkursionsführer Pangeo 2008. – Journal of Alpine Geology, **49**, 201–214, Wien.

WESSELY, G. (2013): Schichttypen und Strukturen in den östlichen Kalkvoralpen. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, 15–19, Geologische Bundesanstalt, Wien.

WESSELY, G. & SAUER, R. (2001): Payerbach Thermal 1. – In: GRATZER, R., SAUER, R., SCHMID, C., SCHÖN, J. & WESSELY, G.: Das geothermale Potential am Kalkalpen-Südostrand. Erfahrungen aus den Bohrungen Payerbach Th1 und Aflenz Th1. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001, Neuberg a. d. Mürz, 3.–7. September 2001, 250–254, Wien.

WESSELY, G. & SCHMID, C. (2001): Erfahrungen im Überblick. – In: GRATZER, R., SAUER, R., SCHMID, C., SCHÖN, J. & WESSELY, G.: Das geothermale Potential am Kalkalpen-Südostrand. Erfahrungen aus den Bohrungen Payerbach Th1 und Aflenz Th1. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001, Neuberg a. d. Mürz, 3.–7. September 2001, 248–250, Wien.

WESSELY, G. & ZIMMER, W. (1993): Alpine Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Bulletin der Vereinigung Schweizer Petroleum-Geologen und Ingenieure, **60**/137, 33–49, Zürich.

WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R. & NEMEC, F. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes 1:200.000 – Geologische Bundesanstalt, Wien.

WESSELY, G., DRAXLER, I., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

WESSELY, G., ĆORIĆ, S., RÖGL, F., DRAXLER, I. & ZORN, I. (2007): Geologie und Paläontologie von Bad Vöslau (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**/1+2, 419–448, Wien.

WHITE, D. (1957): Magmatic, connate, and methamorphic waters. – Zit. nach MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer: Allgemeine Balneologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **7**, 122, Berlin (Borntraeger).

WINKLEHNER, B. (2000): Wildbadquelle Grins. Tiefbohrung Einreichprojekt. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 9 S., Winklehner Geo Konsulenten, Thaur bei Innsbruck.

WINKLEHNER, B. (2003): Fortführung Thermalwasserprojekt Wildbadquelle Grins. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., Winklehner Geo Konsulenten, Thaur bei Innsbruck.

WINKLER, G. (1999): Die Eisensteinhöhle bei Bad Fischau-Brunn als Schauhöhlenbetrieb. – Die Höhle, **50**, 191–192, Wien.

WINKLER, G., SCHMID, C. & KÖPPL, H. (2005a): Endbericht – Ergebnisse der Geophysikalischen Messungen an der Bohrung St. Martin Brunnen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 5 S., Joanneum Research, Leoben.

WINKLER, G., SCHMID, C. & KÖPPL, H. (2005b): Geologisches Profil – Bohrung Barbaraquelle/Grieselstein TH1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 10 S., Joanneum Research, Leoben. WINKLER-HERMADEN, A. (1928): Kohlensäure Quelle bei Bad Schönau im Gebirge. – Zit. nach KRIEGL, C., EISNER, M. & GOLD-BRUNNER, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, ZI. 3953), Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

WISOTZKY, F. (2011): Angewandte Grundwasserchemie, Hydrogeologie und hydrochemische Modellierung. – 449 S., Berlin (Springer).

WOIDICH, H. (2002): Trinkwasservolluntersuchung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 4 S., MAPAG, Gumpoldskirchen.

WRUSS, W. (2012): Analysebericht. Analytische Untersuchung von zwei überbrachten Proben. 1211 Parkquelle. 1212 Thermal- bzw. Sophienquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 3 S., ESW Consulting Wruss Ziviltechnikergesellschaft mbH, Wien.

ZERBE, H. & KOCH, J. (2008): Begutachtung. Heilwasser der Heilquelle Gallspach 1 in Gallspach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des Institut Zeileis GmbH & CoKG), 17 S., Institut Fresenius, Taunusstein.

ZETINIGG, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.

ZETINIGG, H. & ZOJER, H. (1987): Beiträge zur Kenntnis artesischer Wässer im Steirischen Becken. Bericht der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung. – Zit. nach GAMERITH, W. & Wolf, C. (2000): Schongebiets-Entwurf für die Tiefbrunnen der Sulzegger Heil- und Mineralwasser GmbH. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 25, Büro für Geologie & Hydrogeologie, Graz.

ZETINIGG, H. & ZÖTL, J. (1993): Bad Radkersburg. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 187–189, Wien (Springer).

ZHANG, D. (1995): Karst Geomorphology and Hydrogeology in Mt. Kräuterin of the Northeastern Alps Austria. – Dissertation Universität Wien, 205 S., Wien.

ZOJER, H. (1980a): Interpretation der hydrochemischen und isotopenchemischen Messungen an der Quelle in der Noth bei Gams/Hieflau. – Zit. nach AIGNER, H., GRATZER, R. & SCHMID, C. (1989): Geophysikalische Untersuchungen an thermalen Karstwässern am Beispiel Gams/Hieflau (Steiermark). – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **40**, 123–124, Graz.

ZOJER, H. (1980b): Beitrag zur Kenntnis der Thermalwässer von Warmbad Villach. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **32**, 153–170, Graz.

ZOJER, H. (1996): Thermalwässer von Warmbad Villach. Empfehlungen für ihre Bewirtschaftung und ihren Schutz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 38 S., Graz.

ZöTL, J. (1974): Gutachten betreffen das Einzugs- und Schutzgebiet der Thermalquellen von Tobelbad/Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 18 S., Abteilung für Hydrogeologie der Technischen Hochschule Graz, Graz.

ZöTL, J. (1976a): Hydrogeologisches Gutachten betreffend das Einzugsgebiet des Tiefbrunnens Puntigam 1 (Herrgottwiesquelle). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie), 13 S., Graz. Zötl, J. (1976b): Tobelbad, Bericht über die Ergebnisse der Thermalwasseruntersuchungen. – Zit. nach ZETINIGG, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.

ZÖTL, J. (1993a): Inhaltsstoffe und deren Herkunft. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 272–274, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993b): Tobelbad. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 205–207, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993c): Die Salinarquellen des Oberösterreichischen und Steirischen Salzkammergutes. Bad Mitterndorf im Steirischen Salzkammergut. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 69–71, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993d): Bad Goisern. – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 65–66, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993e): Die ÖMV-Bohrung Vigaun (Barbara-Quelle, Kurzentrum Vigaun). – In: Zötl, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 61–63, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993f): Der Heilwasserbezirk Hochalm-Ankogelmassiv-Reißeckgruppe. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 81–92, Wien (Springer).

ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente. – 324 S., Wien (Springer).

ZÖTL, J., ZETINIGG, H. & WEISE, S. (1993): Puntigam. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 207–209, Wien (Springer).

13.2 Rechtsnormen

272. BUNDESGESETZ: NATÜRLICHE HEILVORKOMMEN UND KURORTE, BGBI. Nr. 272/1958, Bundesgesetz vom 2. Dezember 1958 über natürliche Heilvorkommen und Kurorte.

https://www.ris.bka.gv.at/Dokumente/BgbIPdf/1958_272_0/1958_272_0.html (abgerufen am 04.03.2016)

BURGENLÄNDISCHES HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ – BGLD. HEIKUG, LGBI. Nr. 15/1963, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 79/2013. Gesetz über natürliche Heilvorkommen und Kurorte. Landesrecht Burgenland: Gesamte Rechtsvorschrift für Burgenländisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1963. https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrB gld&Gesetzesnummer=10000048 (Fassung vom 01.03.2016)

EU-GRUNDWASSERRICHTLINIE 2006/118/EG: Richtlinie 2006/118/ EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 12. Dezember 2006 zum Schutz des Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung. – Amstblatt Nr. L 372 vom 27.12.2006, 19–31.

http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/ TXT/?uri=OJ:L:2006:372:TOC (abgerufen am 20.10.2015) EU-WASSERRAHMENRICHTLINIE 2000/60/EG: Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. – Amtsblatt Nr. L 327 vom 22.12.2000, 1–73.

http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/ TXT/?uri=OJ:L:2000:327:TOC (abgerufen am 01.03.2016)

KÄRNTNER HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ, K-HKG, LGBI. Nr. 157/1962, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 85/2013. Gesetz vom 5. Juli 1962 über natürliche Heilvorkommen und Kurorte. Landesrecht Kärnten: Gesamte Rechtsvorschrift für Kärntner Heilvorkommen- und Kurortegesetz – K-HKG. https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrK &Gesetzesnummer=10000024 (Fassung vom 01.03.2016)

MINERALROHSTOFFGESETZ – MINROG, BGBI. I Nr. 38/1999 zuletzt geändert durch BGBI. I Nr. 80/2015. Bundesrecht konsolidiert: Gesamte Rechtsvorschrift für Mineralrohstoffgesetz. https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bu ndesnormen&Gesetzesnummer=10008040 (Fassung vom 01.03.2016)

MINERALWASSER- UND QUELLWASSERVERORDNUNG, BGBI. II Nr. 309/1999. Bundesrecht konsolidiert: Gesamte Rechtsvorschrift für Mineralwasser- und Quellwasserverordnung. https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bu ndesnormen&Gesetzesnummer=20000003 (Fassung vom 01.03.2016)

NÖ HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ 1978, LGBI. Nr. 272/1978, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 219/2001. Landesrecht Niederösterreich: Gesamte Rechtsvorschrift für NÖ Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1978.

http://www.oehkv.at/allgemeines/die-gesetzliche-regelungdes-kurwesens-in-%C3%B6sterreich.html (Fassung vom 01.03.2016)

Oö. HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ – Oö. HKG; LGBI. Nr. 47/1961, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 90/2013. Gesetz über natürliche Heilvorkommen und Kurorte. Landesrecht Oberösterreich: Gesamte Rechtsvorschrift für Oö. Heilvorkommen- und Kurortegesetz.

https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LR OO&Gesetzesnummer=10000048 (Fassung vom 01.03.2016)

ÖWAV (Hrsg.) (2010): ÖWAV-Regelblatt 215: Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen. – 88 S., Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.

SALZBURGER HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ 1997 – HKG 1997, LGBI. Nr. 101/1997, zuletzt geändert durch LGBI Nr. 106/2013. Landesrecht Salzburg: Gesamte Rechtsvorschrift für Salzburger Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1997.

https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrS bg&Gesetzesnummer=10001039&ShowPrintPreview=True (Fassung vom 01.03.2016)

STEIERMÄRKISCHES HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ, LGBI. Nr. 161/1962, zuletzt geändert durch LGBI. 87/2013. Gesetz vom 4. Juli 1962 über natürliche Heilvorkommen und Kurorte. Landesrecht Steiermark: Gesamte Rechtsvorschrift für Steiermärkisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz.

https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrS tmk&Gesetzesnummer=20000421 (Fassung vom 01.03.2016) TIROLER HEILVORKOMMEN- UND KURORTEGESETZ 2004, LGBI. Nr. 24/2004, zuletzt geändert durch LGBI. Nr. 130/2013. Gesetz vom 4. Februar 2004 über natürliche Heilvorkommen und Kurorte. Landesrecht Tirol: Gesamte Rechtsvorschrift für Tiroler Heilvorkommen- und Kurortegesetz 2004.

https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrT &Gesetzesnummer=20000191 (Fassung vom 01.03.2016)

WASSERRECHTSGESETZ 1959 – WRG 1959, BGBI. Nr. 215/1959 (WV). Bundesrecht konsolidiert: Gesamte Rechtsvorschrift für Wasserrechtsgesetz 1959.

https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bu ndesnormen&Gesetzesnummer=10010290 (Fassung vom 01.03.2016) WIENER HEILVORKOMMEN- UND KURANSTALTENGESETZ – WHKG, LGBI. Nr. 29/2013. Gesetz über die Wiener Heilvorkommen und Kuranstalten. Landesrecht Wien: Gesamte Rechtsvorschrift für Wiener Heilvorkommen- und Kuranstaltengesetz. https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Lr

W&Gesetzesnummer=20000303 (Fassung vom 01.03.2016)



Abb. 161.

Ausgewählte Elemente der Legende zur Kartenbeilage "Thermalwässer in Österreich – 1 : 500 000".

GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

RADIONUKLIDE IN GRUNDWÄSSERN, GESTEINEN UND BACHSEDIMENTEN ÖSTERREICHS 1: 500 000



GEOLOGISCHE THEMAKARTE

HYDROGEOLOGISCHE KARTE VON ÖSTERREICH

MIT ERLÄUTERUNGEN

1:500 000

desanstalt



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT

Schubert, G. (Red.), LAMPL, H., SHADLAU, S., WURM, M., PAVLIK, W., PESTAL, G., BAYER, I., FREILER, M., SCHILD, A. & STÖCKL, W. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

BERKA, R., PHILIPPITSCH, R., KATZLBERGER, C., SCHUBERT, G. & HÖRHAN, T. (2014): Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien. http://www.bmlfuw.gv.at/wasser/ wasserqualitaet/karte_radionuklide. html (abgerufen am 20.10.2015)



SCHUBERT, G. (Hrsg.) (2014): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 64, 179 S., Wien.

Tafeln 🕨

Als Grundlagen für die Tafeln 1 und 2 dienen, den Beckenuntergrund betreffend, vor allem BRIX & SCHULTZ (1993), KRÖLL et al. (1993), WESSELY et al. (1993), WESSELY (2006) sowie aktuelle, unpublizierte Bohrdaten der OMV Aktiengesellschaft.

Die Informationen bezüglich des Beckenrandes basieren auf Kartierungen, die überwiegend im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt für die Kartenblätter 58 Baden und 57 Neulengbach von den 1960er Jahren bis 2015 entstanden sind.

- Tafel 1:Westrand und Untergrund des Wiener Beckens im Raum Wien (G. WESSELY).Verändert nach BRIX & SCHULTZ (1993: Beilage 13) unter Verwendung von SAUER et al. (1992),
WESSELY (2008), WESSELY (2013) und EGGER & WESSELY (2014: Abb. 88, 106).
- Tafel 2: Profilschnitte zu Tafel 1. Westrand und Untergrund des Wiener Beckens im Raum Wien (G. WESSELY). Tafel 2a: Profile 1–3
 - Tafel 2b: Profile 4-8
 - Profil 4: unter Verwendung von SAUER et al. (1992: Fig. 134), WESSELY (2006: Abb. 329), WESSELY et al. (2007: Abb. 3) und Egger & WESSELY (2014: Abb. 82).
 - Profil 6: unter Verwendung von WESSELY (2006: Abb. 329 WB3).
 - Profil 7: WESSELY (2006: Abb. 368) für den südöstlichsten Abschnitt.
 - Profil 8: WESSELY (2006: Abb. 329 WB2) für die südöstliche Hälfte.
- Tafel 3: Basis des Wiener Beckens mit Thermalwasservorkommen (D. ELSTER).
- Tafel 4:Basis des Steirischen und des angrenzenden Pannonischen Beckens mit Thermalwasservorkommen
(D. ELSTER).



gez. D. Elster, M. Brüggemann-Ledolter

Profilschnitte zu Tafel 1, Westrand und Untergrund des Wiener Beckens im Raum Wien.

G. Wessely

Tafel 2a



Tafel 1



Basis des Wiener Beckens mit Thermalwasservorkommen D. Elster



