

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 bewir-

ken 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

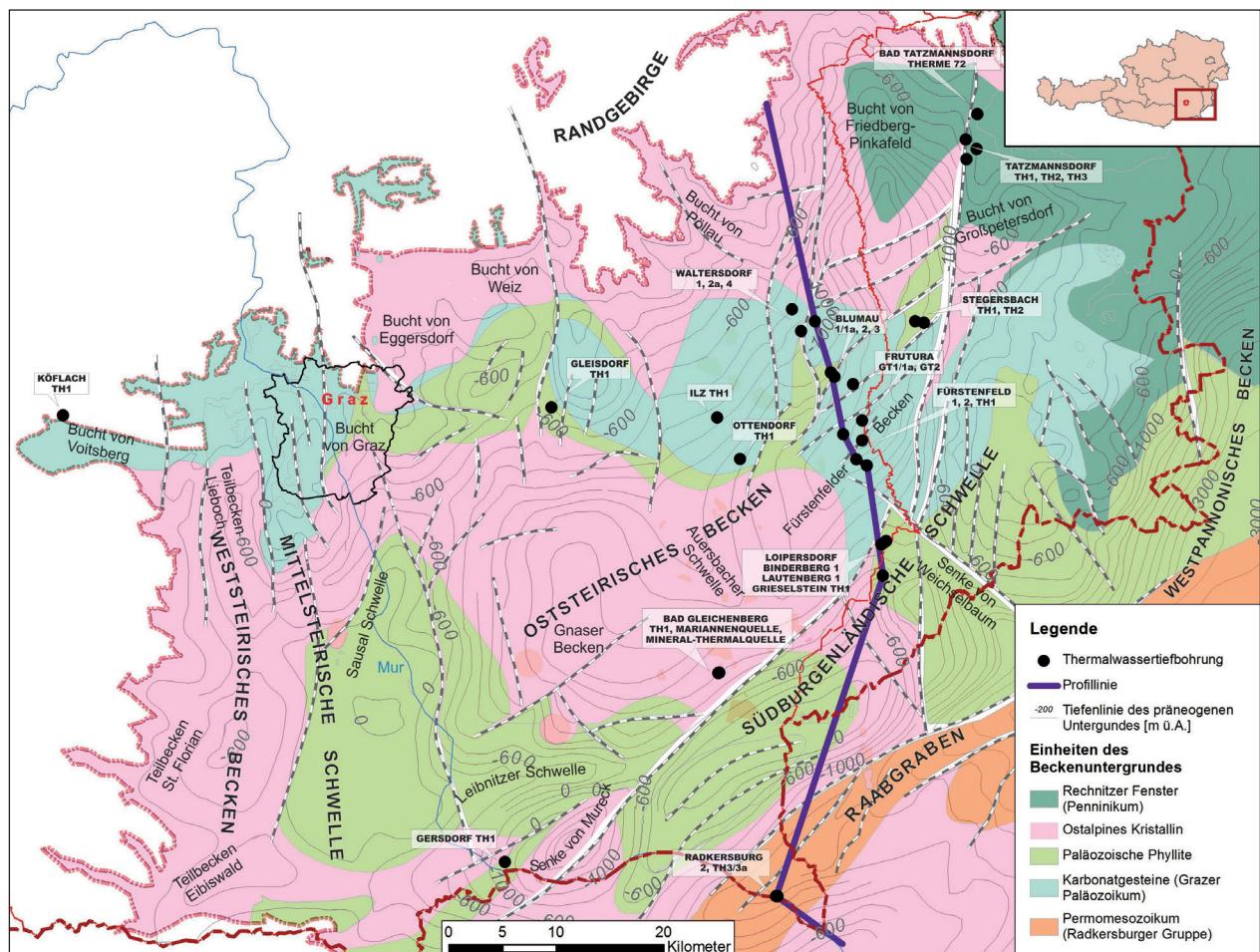


Abb. 46.

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

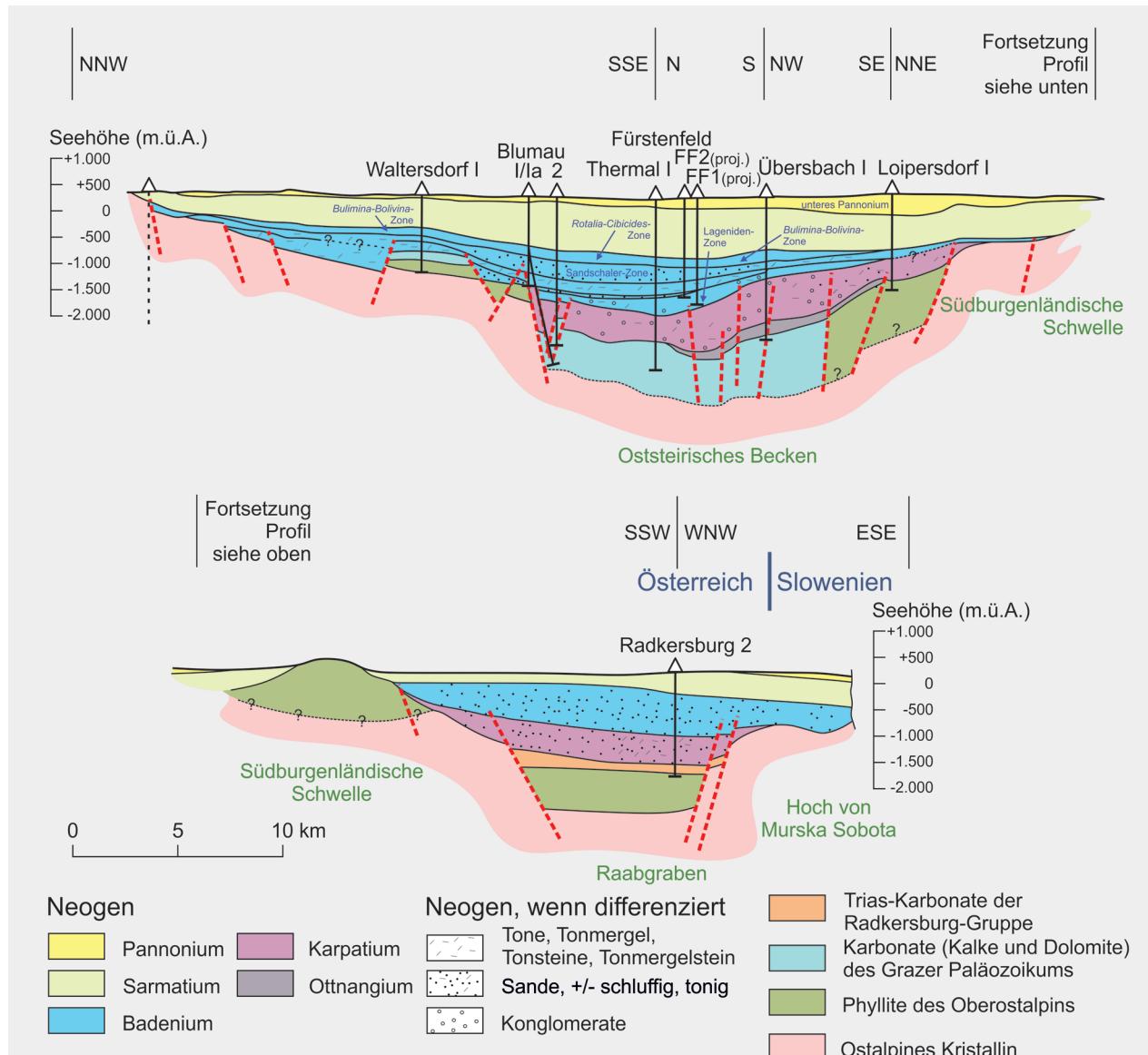


Abb. 47. Geologisches Profil des Steirischen Beckens (zur Lage siehe Abbildung 46), verändert nach GOLDBRUNNER (1988; Figs. 32, 33).

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 Schwellenzenonen verbreiteten mächtigen Phylliten und von Karbonatgesteinen des Grazer Paläozoikums aufgebaut. Den sprödtektonisch beanspruchten Kalken und Dolomiten des Grazer Pa-

läozoikums 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 Thermalwasser-aquifer dar.

Die tektonische Öffnung des Steirischen Beckens und damit die Sedimentation setzten im Ottangium bzw. Karpatium vor rund 18 Millionen Jahren (Ma) ein. Grob-
klastische Sedimente des Ottangiums/Karpatiums konnten im Fürstenfelder Teilbecken und in der Weizer Bucht nachgewiesen werden. Im Weststeirischen

Becken sind obertäig 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 Erkundung 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 Wechselleagerung 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, Schemerl 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 natrumbetont. 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 geothermalem 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

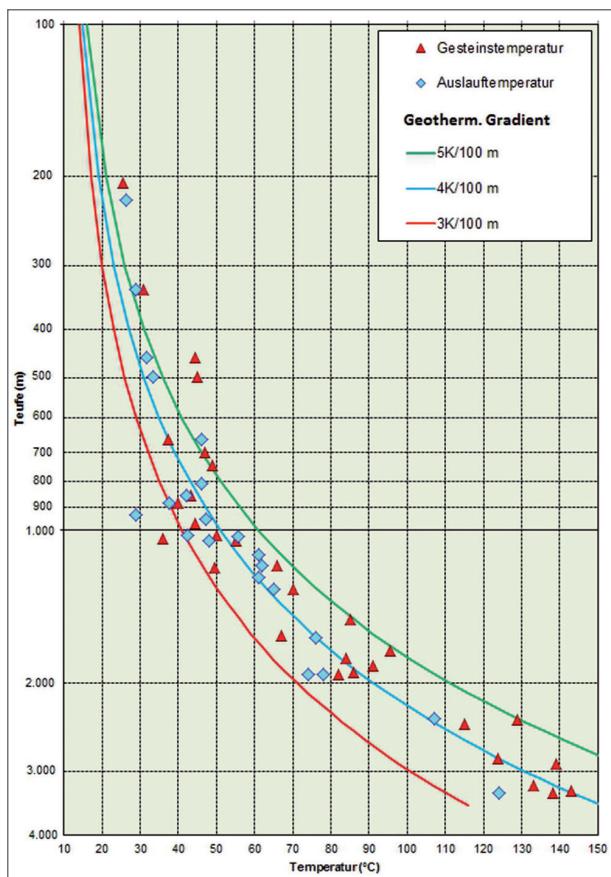


Abb. 48.
Teufen-Temperaturbeziehung der Tiefbohrungen des Steirischen Beckens.

bis zu 100 mW/m^2 (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 strukturroher Position evident. Dieser führt zu Gradienten von über 5 K/100 m . Die Erschließungsstufen 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 (GRÄTZER, 2006).

Hydrogeologie

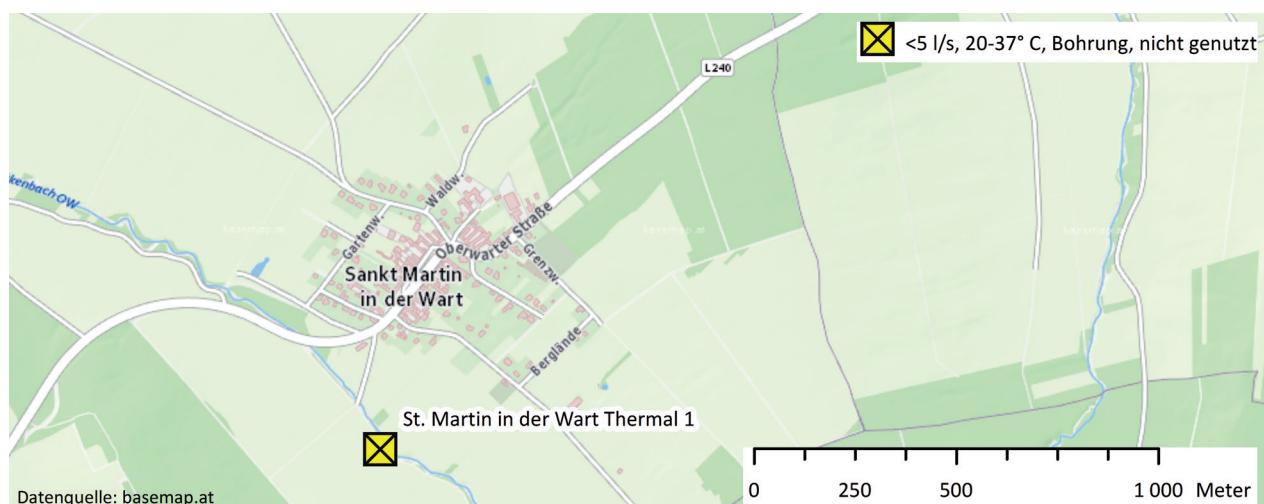
St. Martin in der Wart befindet sich am Ostrand des Steirischen Beckens bzw. am Südwestrand des Rechnitzer Fensters (Penninikum). Der Bohrbrunnen St. Martin in der Wart wurde bis auf eine Tiefe von 343,0 m unter GOK niedergebracht (WINKLER et al., 2005a). Die Filterstecke befindet sich von 291,0 bis 336,0 m un-

ter 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 Förderrate von 1,5 l/s beträgt die Austrittstemperatur rund $26,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Bislang wurden keine Langzeitpumpversuche durchgeführt, deshalb ist davon auszugehen, dass eine Kopftemperatur von deutlich über $27 \text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht werden kann. Zudem scheint eine maximale Fördermenge von $350 \text{ m}^3/\text{Tag}$ (ca. 4 l/s) möglich. GRÄTZER (2006) geht von einem Tiefenwasser aus, das über ein Kluftsystem aufsteigt und den Porengrundwasserleiter alimentiert. Auffallend ist der hohe Temperaturgradient von $5,9 \text{ }^{\circ}\text{C/100 m}$. 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 ($15,8 \text{ mg/l}$), der auf anaerobe Bedingungen bei einer Komponente des Thermalwassers hinweist. Analysen zu Isotopen- und frei aufsteigenden Gasen liegen bis jetzt nicht vor.

Abb. 49.
Lage der Erschließung südlich von St. Martin in der Wart.



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 reichenen 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

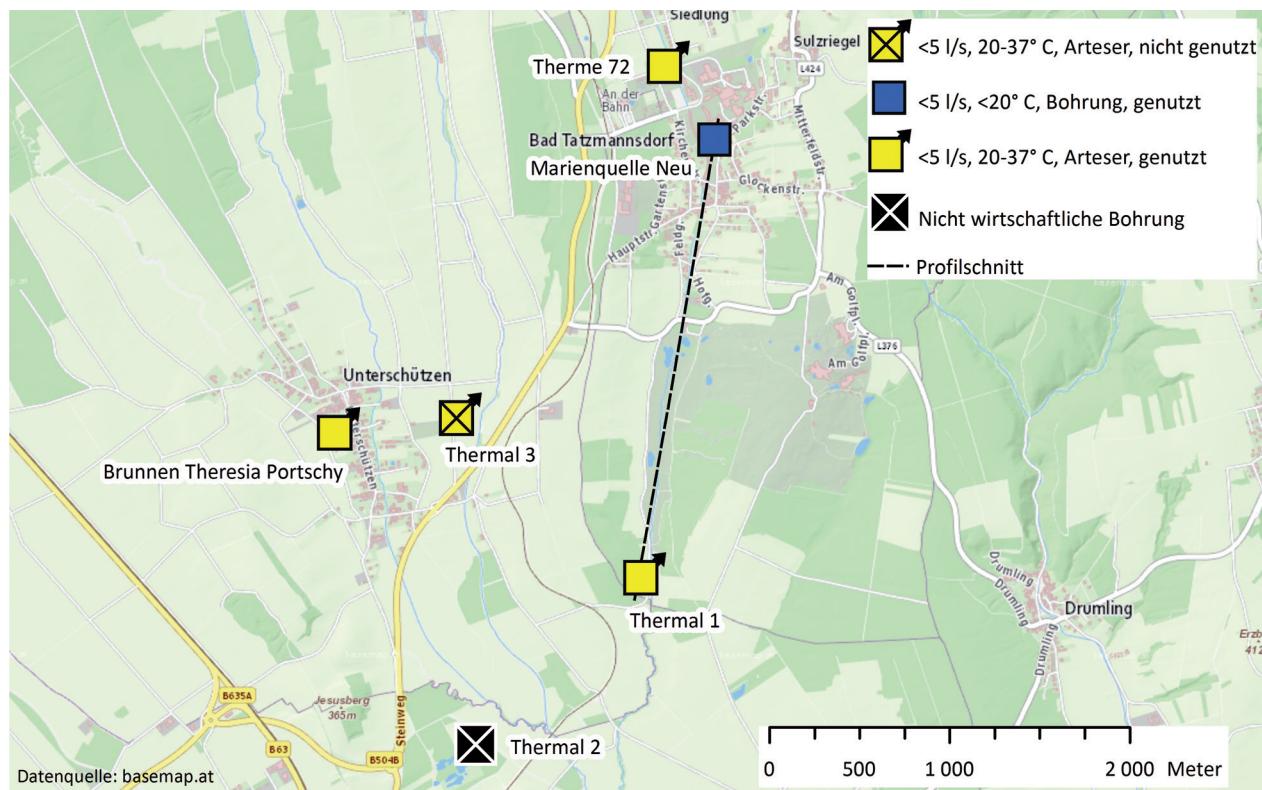


Abb. 50.
Lage der Erschließungen bei Bad Tatzmannsdorf.

Vorkommen	Jahr der Erschließung	Bemerkung
Thermal 1	1988	
Thermal 2	2002	Nicht fündig 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 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-

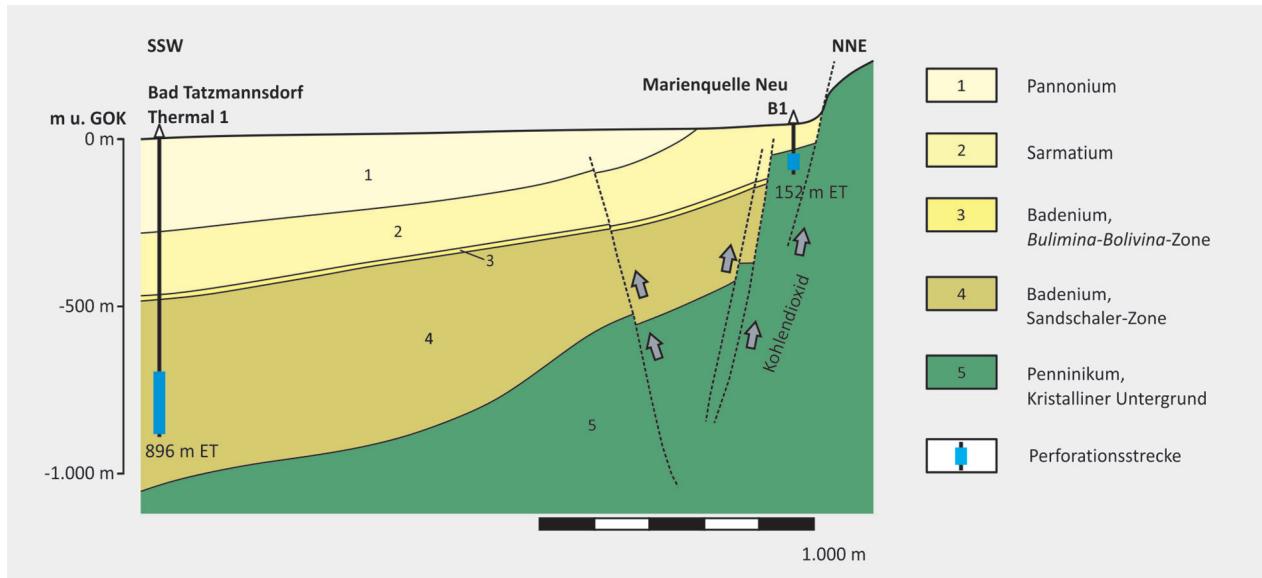


Abb. 51.
Profilschnitt von Bad Tatzmannsdorf (verändert nach GOLDBRUNNER, 1993a).

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: Verarmung-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: Lageniden-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 (GOLDBRUNNER 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 quasistationäre 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 $2,36 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. ein Durchlässigkeitsbeiwert von $8,16 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ermittelt. Eine hydraulische Beeinflussung von Thermal 1 und der Therme 72 durch Bad Tatzmannsdorf Thermal 3 konnte nicht nachgewiesen werden (EISNER & GOLDBRUNNER, 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 (l/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 den 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. einer 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 einer Kohlenstoff-14-Ausgangskonzentration von 85 % modern rund 35.000 Jahre.

5.2.3 Bad Schöna (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge der Bohrung Bad Schöna 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 ge spannte Vorkommen. Neben dem Wasser werden rund 2,5 l/s Kohlenstoffdioxid gefördert. Für die Bohrung Bad Schöna 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 Schöna III nicht mehr genutzt werden soll. Im Jahr 1979 wurde ein Schongebiet zum Schutz der Heilquellen von Bad Schöna festgelegt.

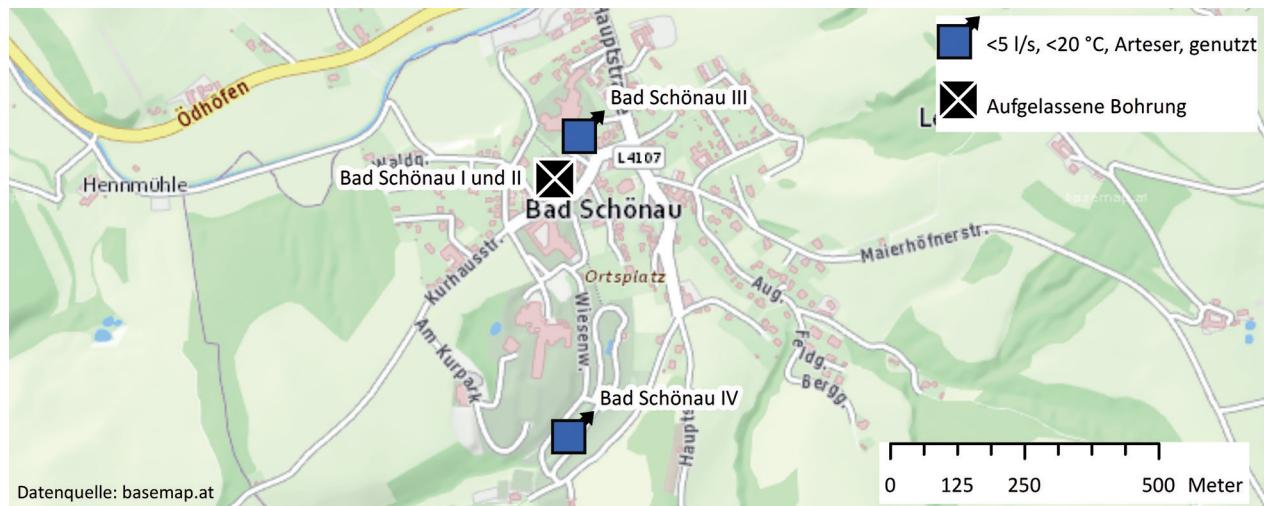


Abb. 52.
Lage der Erschließungen in Bad Schöna.