

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 quartären 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 (Huf, 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 kohligem Karbon-Schiefern, grauen Quarzwacken und Metavulkaniten). Die im Liegenden auftretende Abfolge von Mitteltrias (Thörl-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 Aufschichtung 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.



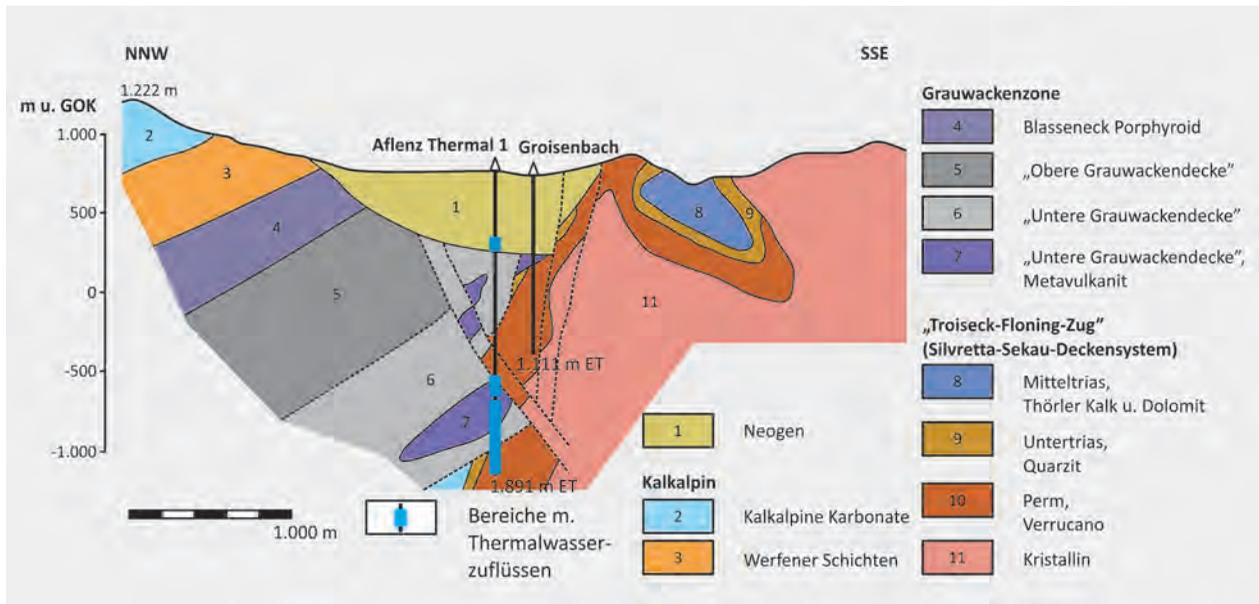


Abb. 94. Profilschnitt von Aflenz (verändert nach GRATZER et al., 2001: Abb. 5).

Der Zielhorizont bei der bis auf 1.111,0 m niedergebrachten Tiefbohrung Groisenbach 1 waren vor allem in eine breite Zerrüttungszone eingeschuppte Thörlor Kalk 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 (Dörfach), wurden für die Thermalwasserförderung drei mögliche Zielhorizonte in Betracht gezogen: 1) eingeschuppter Thörlor 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 Alpen Verrucano und in Serizitschiefern (Tab. 96). Eingeschuppter Thörlor Kalk und Dolomit sowie oberostalpinnes 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 (Dörfach)
-485,0	Neogen des Aflenz-Beckens	-525,0	Neogen des Aflenz-Beckens
-520,0	Mitteltrias, („Mittelostalpin“) Thörlor 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 Schiefereneinschaltungen 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 & SEIER (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 (Dörflich) 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 Casariquellen 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 ganzjährig kaum variierende 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 Dolomit- und 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 akrotischen



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 l/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 der mittelsteil nach SW einfallenden Schichten der Aufbruchzone handelt es sich um eine vollständige stratigraphische 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 (ZETINIGG, 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 hypogeenen 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-

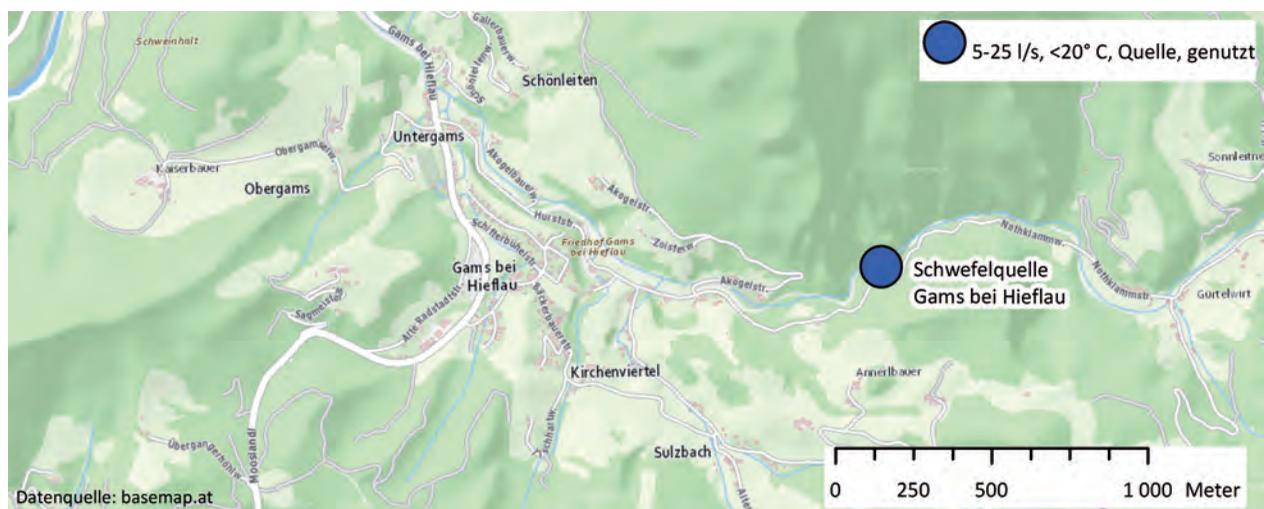


Abb. 96. Lage der Erschließung östlich von Gams bei Hieflau.

bakterielle Reduktion notwendige primäre Sulfat dürfte von den Werfener Schichten bzw. eventuell anisichen Rauhacken 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.

Hydrochemie

Bei dem subthermalen Quellwasser handelt sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat- bis Calcium-Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akra-

tischen 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 ± 3 TU bestimmt, was die starke Beeinflussung durch junge oberflächennahe Wässer belegt.

7.2.4 Bad Mitterndorf (STMK)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Raum Bad Mitterndorf befinden sich das Moor- und Thermalheilbad Heilbrunn und die später errichtete Grimmingtherme. Die Thermalwässer aus der Rö-

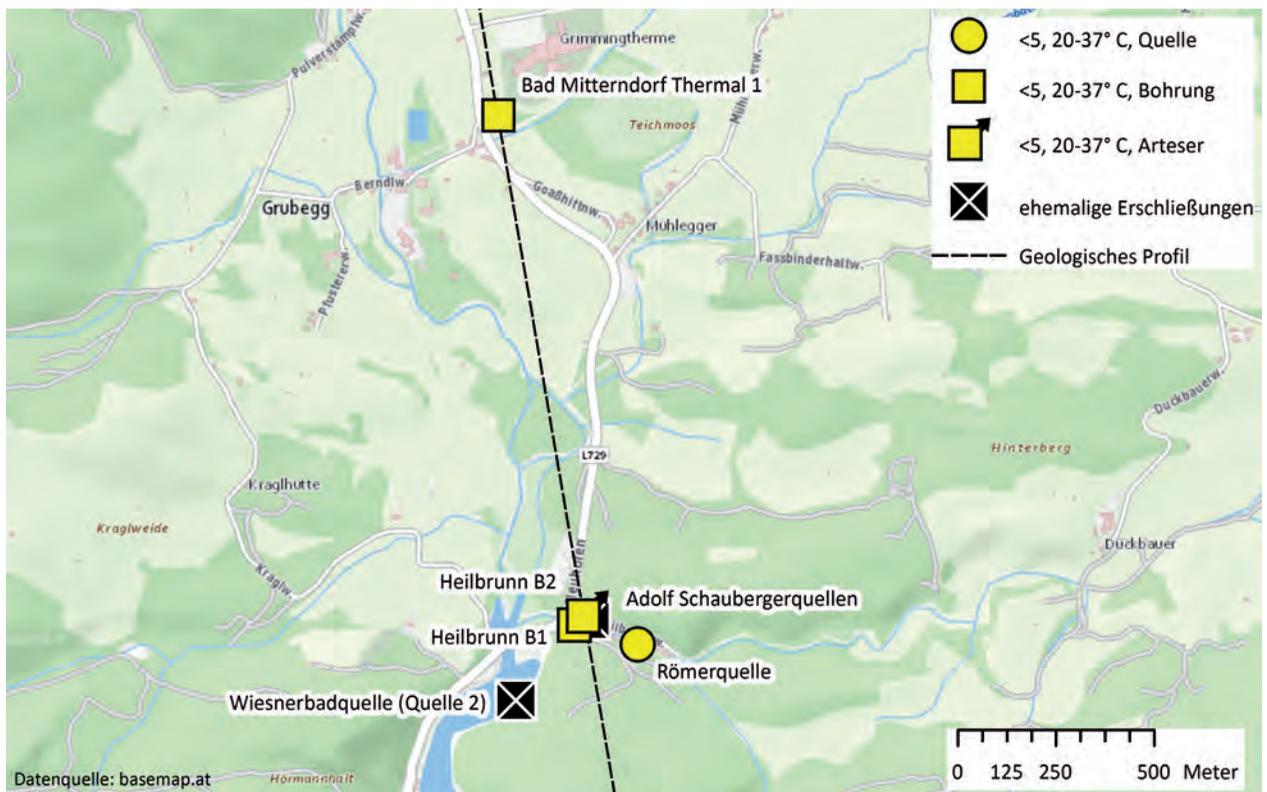


Abb. 97. Lage der Erschließungen in bzw. südlich von Bad Mitterndorf.

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 (ZÖTL, 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 Kluffzone mit steilem östlichem Einfallen (70 bis 80°) gebunden. Von 564,0 bis 575,0 m wurde bei B2 eine Thermalwasser führende Kluff 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 liefern nach der Fertigstellung artesisch mit 5 bis 7 l/s (B1) bzw. 5,3 l/s (B2) Schüttung über. Die Auslauftemperaturen betragen zwischen 27,5 und 28 °C (B1) bzw. zwischen 25 und 26 °C (B2) (SCHAUBERGER, 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 SCHAUBERGER (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 Schaubbergerquellen; 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).

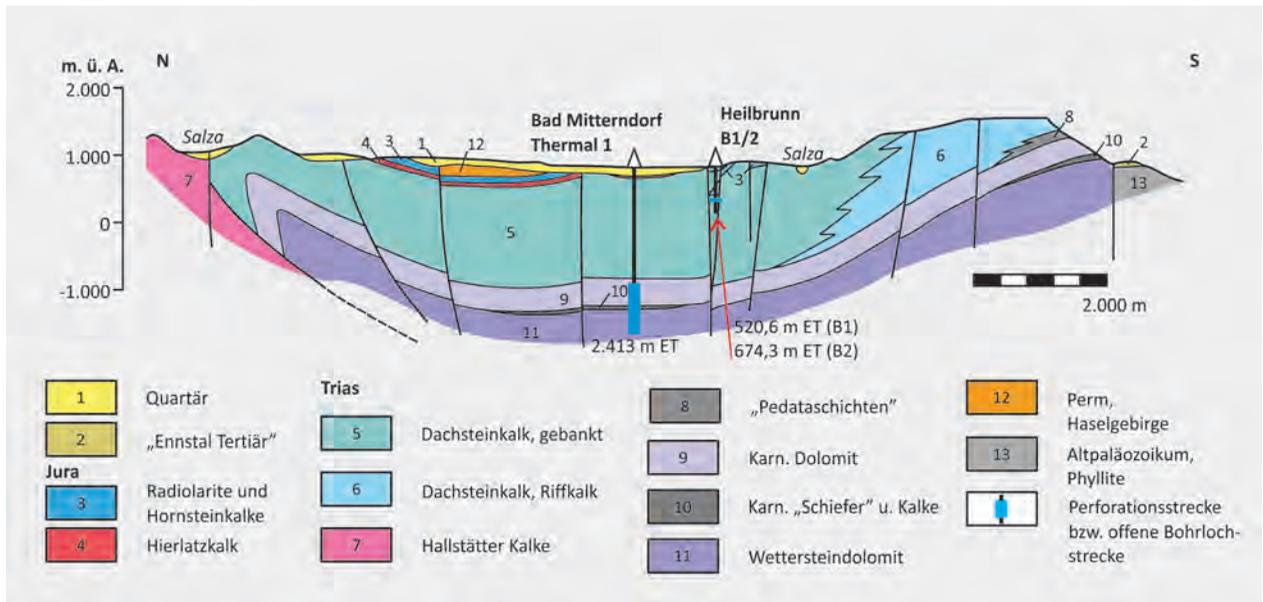


Abb. 98. Profilschnitt von Bad Mitterndorf Thermal 1 (verändert nach SCHMID et al., 2003).

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 Klüftzonen, 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 $2,91 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 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-(Hydrogencarbonat)-Typ 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



Abb. 99.
Lage der Erschließungen von Steeg am Hallstättersee.

war zu dieser Zeit durch einen mit Holz ausgezimmerten Stollen erschlossen und wurde in einfacher Form für Badzwecke 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 Ramsaubeirgises (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 Salzlagertätte. 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 Auslaufftemperatur 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 akkratischen 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 (SCHAUBERGER, 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 über-

nommen 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 Sand- und Schotter-schichten 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 akkratischen 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 PUCHHELT (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 abgeteuf. 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: „Oberrhätalkalk“ -785,0: Kössener Schichten -1.248,0: Plattenkalk und Dolomit -1.354,0: Hauptdolomit

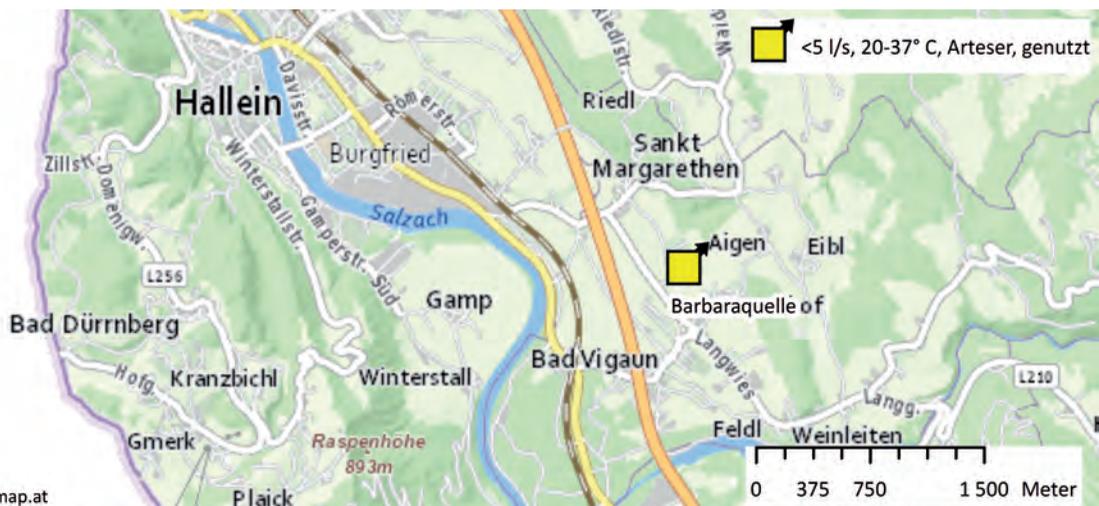
Tab. 98. Bohrprofil von Vigaun U1 (Barbaraquelle) (nach KRAMER & KRÖLL, 1979: 3–6).

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).
2. 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).

Abb. 101. Lage der Erschließung in Bad Vigaun bei Hallein.



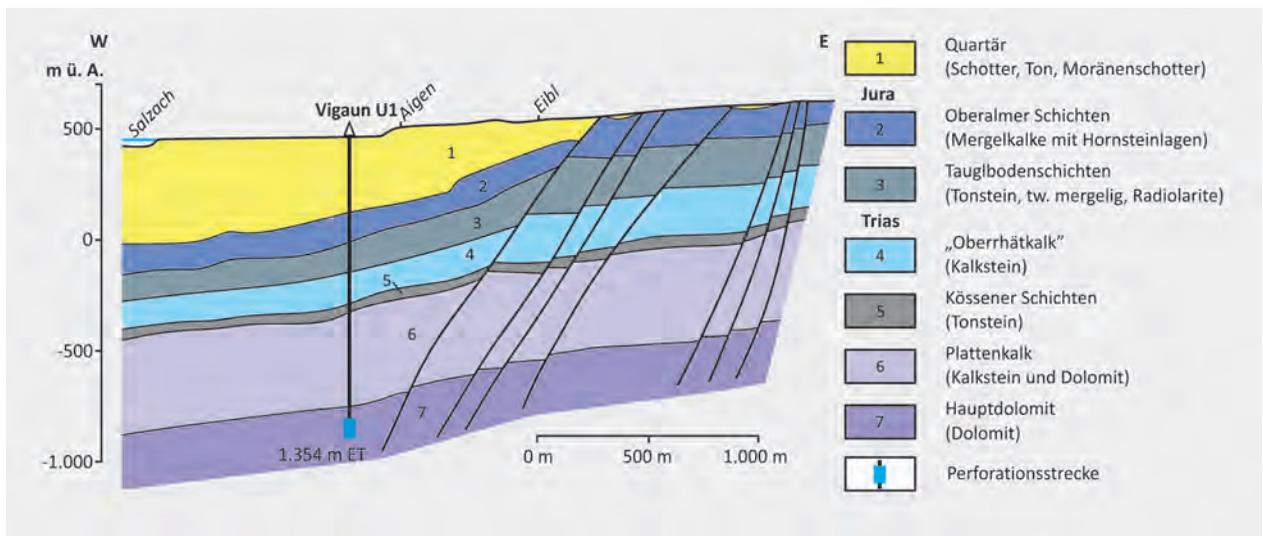


Abb. 102. Profilschnitt von Vigaun U1 (Barbaraquelle) (verändert nach KRAMER & KRÖLL, 1979: Abb. 2, 3). Siehe auch Kapitel 12 (Abb. 159).

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. ZÖTL (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 l 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).

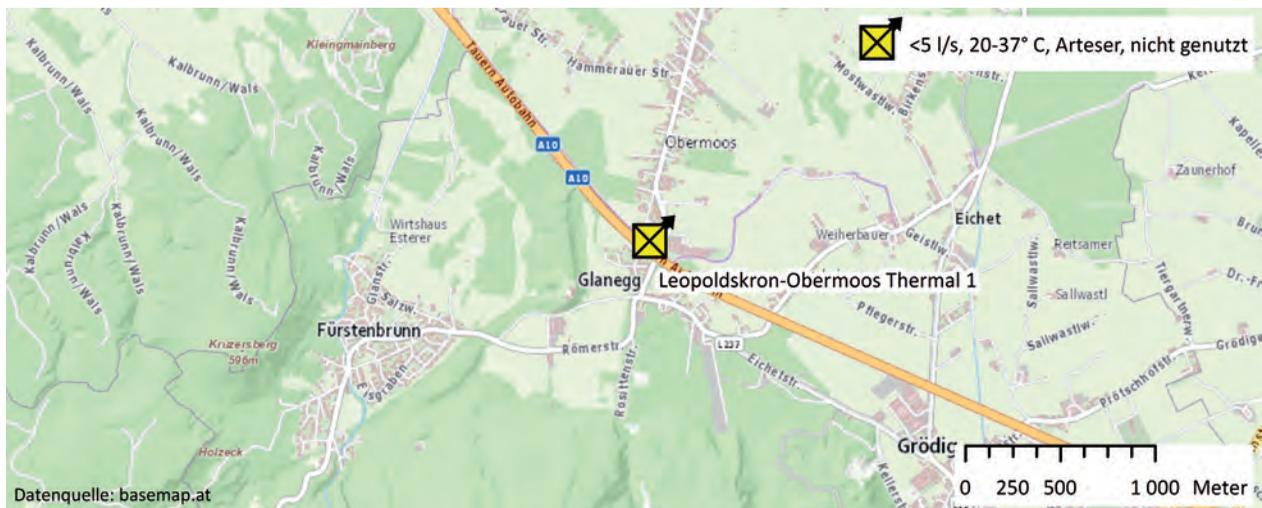


Abb. 103.
Lage der Erschließung in Glanegg.

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 Iodgehalt 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 (GOLDBRUNNER 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 Deckensystems (Hallstätter Schollenkranz, Saalach-Stirnschuppe bzw. Saalach-Zwischenschuppe und Berchtesgaden-Decke) eingegliedert sind. Die lithologische Abfolge der Synklinale innerhalb des Tirolisch-Norischen Deckensystems umfasst vom Liegenden ins Hangende Werfener Schichten, Reichenhaller Schichten, Wetterstein- bzw. 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 guten 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 (GOLDBRUNNER & 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



Abb. 104.
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 Saalachtal 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 $1,69 \times 10^{-5}$ m²/s für den sondenernen 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).

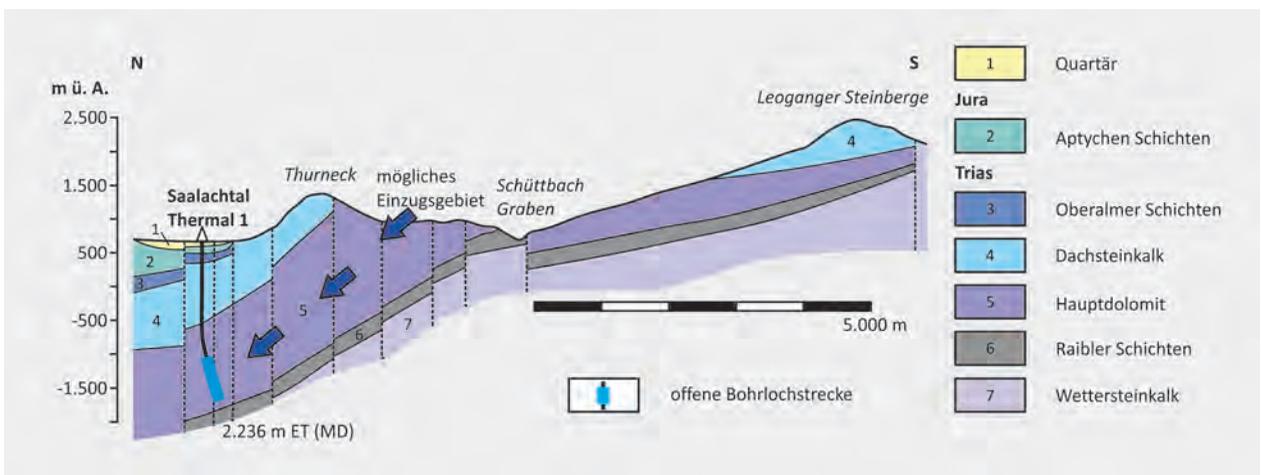


Abb. 105.
Profilschnitt von Saalachtal Thermal 1 (verändert nach GOLDBRUNNER et al., 2002).

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 Bq/l) und Radium-226 (2,96 Bq/l), die mit dem hohen Urangehalt im Hauptdolomit (BERKA 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 l/s vorwiegend für Wannebäder 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 „Lattendorf“ 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 (GASSER, 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 Angerbergsschichten (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 (Angerbergsschichten mit Ton-, Silt- und Feinsandstein)
-1.654,0	Trias (Dolomit der „Alpinen Muschelkalk-Gruppe“)

Tab. 101.
Bohrprofil von Kramsach 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).

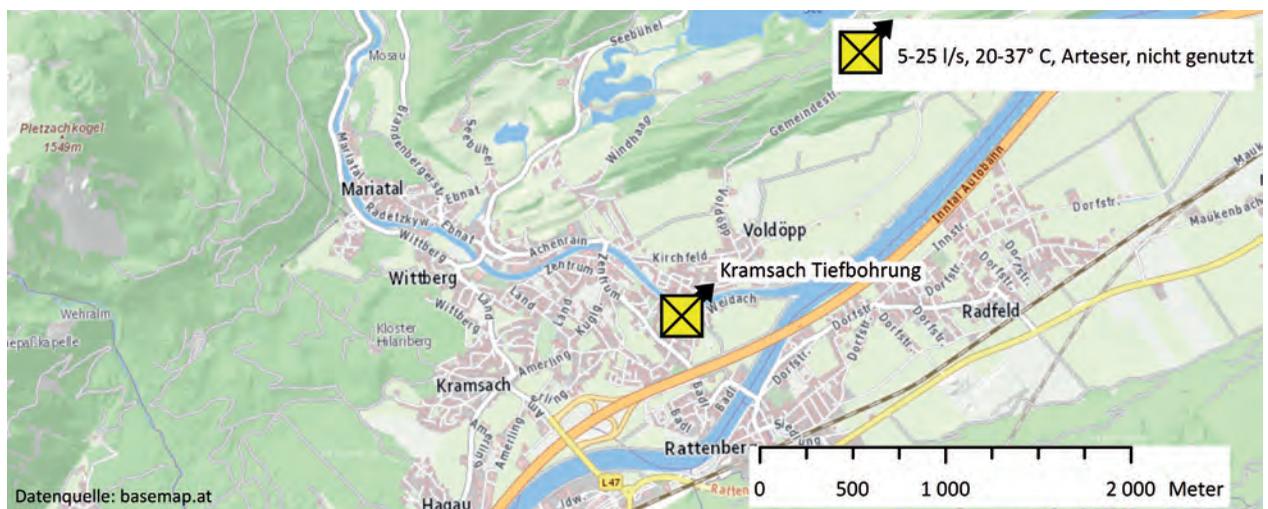


Abb. 107.
Lage der Erschließung bei Kramsach.

Bei späteren Probennahmen wurde von SPIEGELHAUER (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 Wildbadquelle 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 Wildbadquelle mächtige quartäre 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

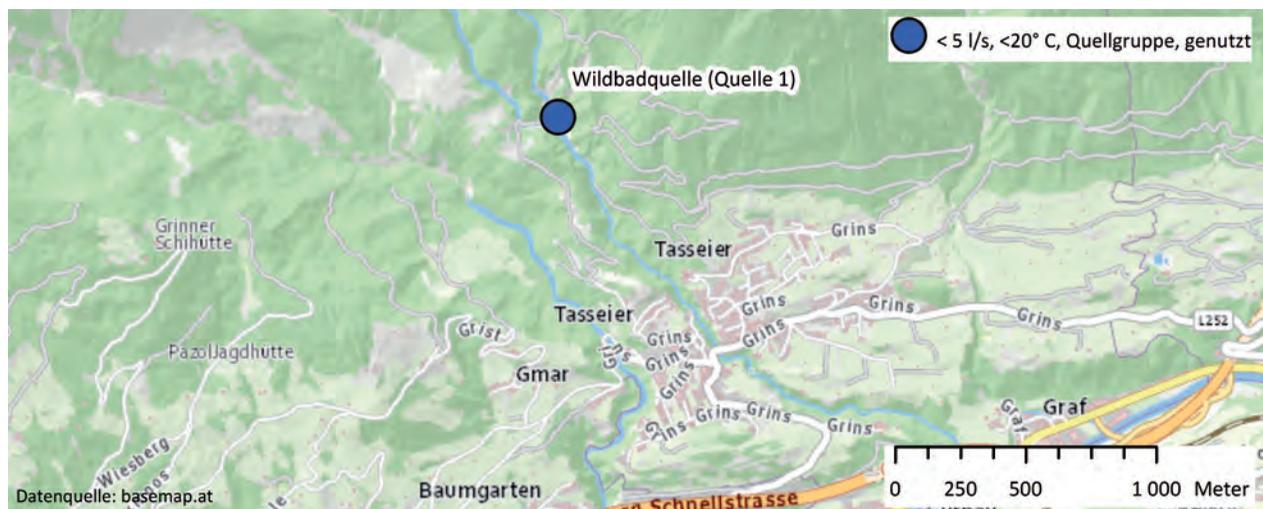


Abb. 108.
Lage der Erschließungen nordwestlich von Grins.

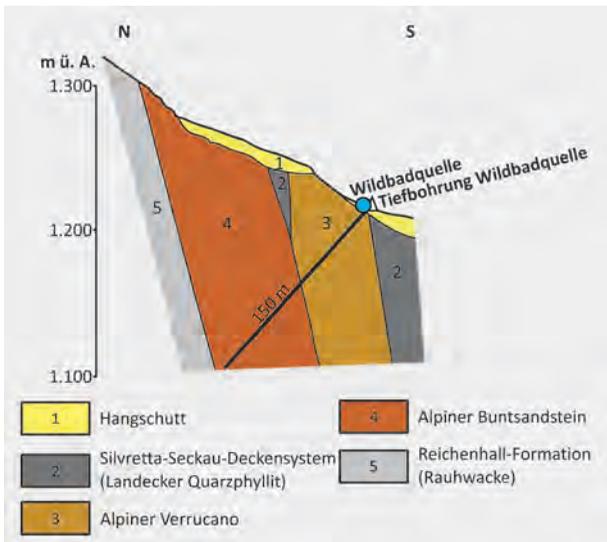


Abb. 109. Profilschnitt von den Wildbadquellen und der Tiefbohrung bei Grins (verändert nach WINKLENER, 2000).

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)

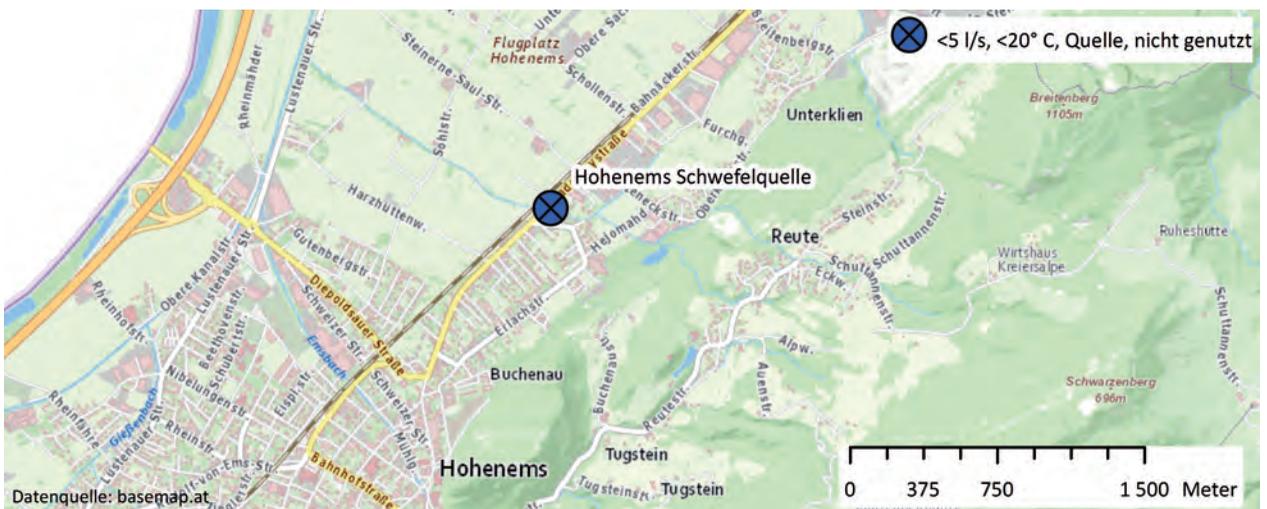
Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

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 akrotische 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.



Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Goisern, Schwefelquelle	Bad Vigaun, Barbaraquelle	Bad Vigaun, Barbaraquelle	Bad Vigaun, Barbaraquelle	Bad Vigaun, Barbaraquelle, 1.289 bis 1.354 m	Bad Vigaun, Barbaraquelle, 1.126 bis 1.196 m	Leopoldskron, Obermoos Thermal 1, 1.930 m	Leopoldskron, Obermoos Thermal 1, Überlauf	St. Martin bei Lofer, Thermal 1	Bad Häring, Niederholz 1	Bad Häring, Niederholz 1	Bad Häring, Niederholz 1	Kramsach Tiefbohrung	Grins, Tiefbohrung Wildbad- quelle	Grins, Wildbadquelle 1	Grins, Wildbadquelle 1	Hohenems, Schwefelquelle
Datum	31.08.2011	12.12.2007	1978	1976	1976	1976	08.12.1990	08.12.1990	18.02.2002	17.04.2012	27.06.1985	09.04.2001	09.12.2003	09.12.2003	09.05.1972	1958	
Ergiebigkeit (l/s)	1	1,1	2	1,11			0,2	7,49		0,86	9,35				0,95	0,4	
El. Leitfähigkeit (µS/cm)	1.025 (25 °C)	11.350 (25 °C)	10.840		37.970 (20 °C)	37.880 (20 °C)		2.719 (20 °C)	1.290 (14,5 °C)	1.460 (20 °C)	5.960 (25 °C)		2.070 (25 °C)	2.550 (25 °C)	2.411 (25 °C)		
Auslauftemperatur (°C)	18,8	26,3	31,9	37	83	12,6		31,7	14,5	16,1	36		19,5	17,5	18,9	15,6	
pH	8,26	7,45	7,69	6,4	7,4			7,17	8,25	7,3	7,25		7,3	7,39	7,3	7,2	
Kationen (mg/l)																	
Calcium (Ca)	6,4	570	642,9	664	949,1	949,9		597	67	68,42	249,6		310	240	325,2	63,39	
Magnesium (Mg)	4,6	210	208,8	213	190,6	179,6		173	32	30,96	105		240	190	265,4	17,65	
Natrium (Na)	210	1.800	2.004	1.990	10.061,2 (Na+K)	10.052,5 (Na+K)		18	210	204,61	880		3,24	2,34	4,1	25,49	
Kalium (K)	5,9	18	15,8	18	35			9,1	6,5	7,04	17,2		1,7	1,24	3,3	2,3	
Summe	226,9	2.598	2.871,5	2.885	11.200,9	11.182		797,1	315,5	311,03	1.251,8		554,94	433,58	598	108,83	
Anionen (mg/l)																	
Hydrogencarbonat (HCO ₃)	167	11	107,7		256,3	231,9		87,9	210	190,32	217,2		130	148	144,9	318,7	
Chlorid (Cl)	165	2.568	2.747	2.800	15.556,8	15.556,8		13,9	360	369,14	1.782,2		< 1	1,13	2,8	9,32	
Sulfat (SO ₄)	93	2.529	2.773	2.732	2.770,1	2.729,9		2.085	85	73,26	284,4		1.550	1.200	1.733	10,66	
Summe	425	5.108	5.627,7	5.532	18.583,2	18.518,6		2.186,8	655	632,72	2.283,8		1.680	1.349,13	1.880,7	338,68	
Spezielle Parameter																	
Kationen (µg/l)																	
Aluminium (Al)	< 10	< 5	190					< 5	< 10	< 4	< 4		< 50	< 50			
Ammonium (NH ₄)	150	240	30					1.500	360	450	630		210	80			
Barium (Ba)	57	17	135					< 1	64	70	70		< 5	< 5			
Blei (Pb)	< 1	< 1						< 1	< 5	< 1	1		< 5	< 5	3		
Chrom (Cr)	< 5	< 5						< 5	< 5	< 20	< 4		< 5	< 5			
Eisen (Fe)	100 (2+)	300	1.530	8.400	15.700			2.400	< 50	360	33 (Ges)		239 (Ges)	< 10 (Ges)	650 (Ges)		
Kupfer (Cu)	< 5	8	14					< 1	< 20	< 20	< 0,4		< 5	< 5	< 1		

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)
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 Mittersdorf, 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	Kohlendioxid (Vol.%)	Stickstoff (Vol.%)	Methan (Vol.%)	Sauerstoff (Vol.%)	Ethan (Vol.%)	Propan (Vol.%)	Schwefelwasserstoff (Vol.%)
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	1	31.05.1988	ca. 20 m ³ /24 h	< 1	> 90	< 1	5–10			nicht festgestellt
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	2	01.06.1988	ca. 13 m ³ /24 h	< 1	> 90	< 1	5–10			nicht festgestellt
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 ZETINIGG, 1993; 2: BUNDESANSTALT FÜR CHEMISCHE UND PHARMAZEUTISCHE UNTERSUCHUNGEN, 1989, zit. nach ZETINIGG, 1993; 3: FORSCHUNGSINSTITUT GASTEIN, 1958, zit. nach SCHAUBERGER, 1979; 4: LORENZ & WECHNER, 2006; 5: PESENDORFER & STEHLIK, 1971, zit. nach ZÖTL, 1993c; 6: SPINDLER & BREZINŠAK, 2008; 7: STEHLIK, 1978, zit. nach SCHAUBERGER, 1979; 8: BENETKA & SPACEK, 2002b).