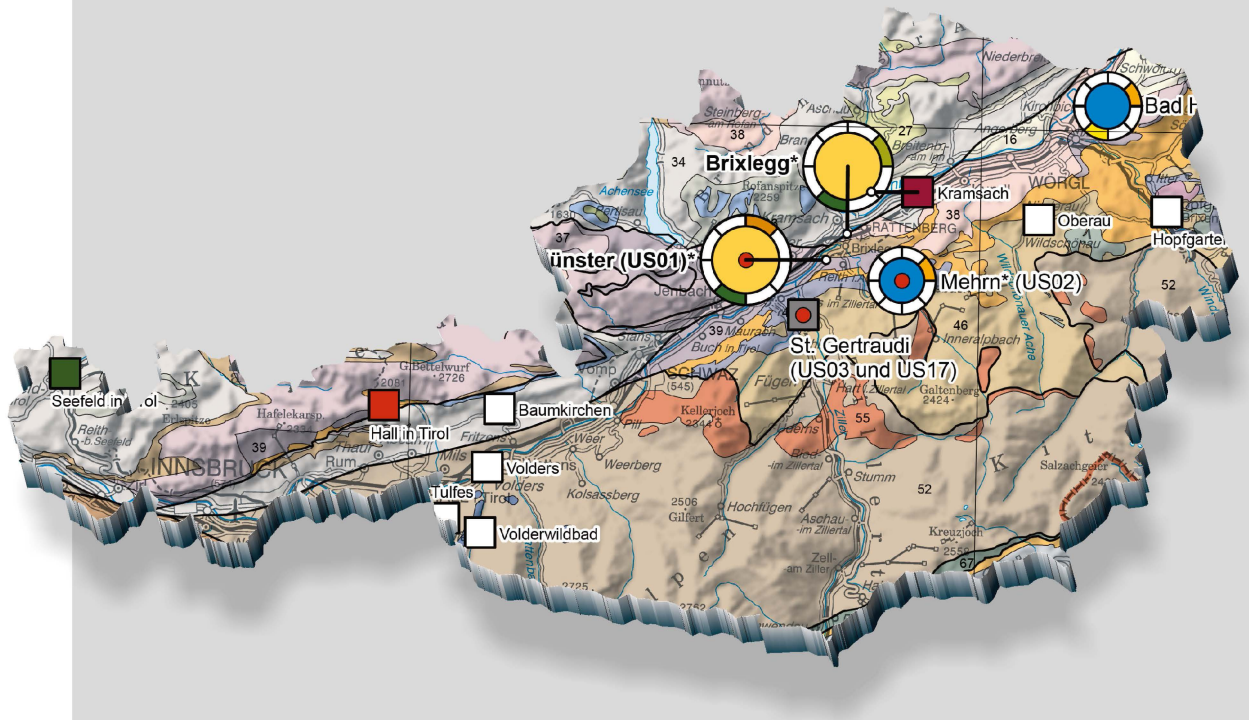
ÖSTERREICHS MINERAL- UND HEILWÄSSER



Geologische Bundesanstalt

ÖSTERREICHS MINERAL- UND HEILWÄSSER

Teil I.
Vorkommen & Hydrogeologie

Teil II.
Ultraspuren & Hydrochemie

Kartenbeilage:
Österreichs Mineral- und Heilwässer – 1 : 500 000

DANIEL ELSTER, LISA FISCHER,
STEPHAN HANN, JOHANN GOLDBRUNNER,
GERHARD SCHUBERT, RUDOLF BERKA,
GERHARD HOBIGER, PHILIPP LEGERER &
RUDOLF PHILIPPITSCH

251 Abbildungen, 128 Tabellen, 1 Anhang

Im Auftrag des
Bundesministeriums
für Nachhaltigkeit und Tourismus

Geologische Bundesanstalt

Bundesministerium
Nachhaltigkeit und
Tourismus

Wien 2018

Anschriften der Autorenschaft

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

Mag.[a] Dr.[in] Lisa Fischer
Universität für Bodenkultur
Abteilung für Analytische Chemie (DCH/AC)
Muthgasse 18, 1190 Wien
lisa.fischer@boku.ac.at

Assoc. Prof. Dr. Stephan Hann
Universität für Bodenkultur
Abteilung für Analytische Chemie (DCH/AC)
Muthgasse 18, 1190 Wien
stephan.hann@boku.ac.at

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

Dr. Gerhard Schubert
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie
Neulinggasse 38, 1030 Wien
gerhard.schubert@geologie.ac.at

Mag. Rudolf Berka
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie
Neulinggasse 38, 1030 Wien
rudolf.berka@geologie.ac.at

Dr. Gerhard Hobiger
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Geochemie
Neulinggasse 38, 1030 Wien
gerhard.hobiger@geologie.ac.at

Dipl.-Ing. Philipp Legerer
Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie
Neulinggasse 38, 1030 Wien
philipp.legerer@geologie.ac.at

Dr. Rudolf Philippitsch
Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus,
Abteilung IV/3: Nationale und internationale
Wasserwirtschaft
Marxergasse 2, 1030 Wien
rudolf.philippitsch@bmnt.gv.at

Unterstützung bei den Datenerhebungen
Alexander Michlits, Martin Almer, Ferdinand Hampl & Ivo Berka

Zitiervorschlag

Gesamt

Elster, D., Fischer, L., Hann, S., Goldbrunner, J., Schubert, G., Berka, R., Hobiger, G., Legerer, P. & Philippitsch, R. (2018): Österreichs Mineral- und Heilwässer. – 448 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Artikel

Legerer, P. (2018): Analytik von Radon in Wasser. – In: Elster, D., Fischer, L., Hann, S., Goldbrunner, J., Schubert, G., Berka, R., Hobiger, G., Legerer, P. & Philippitsch, R. (2018): Österreichs Mineral- und Heilwässer, 267–269, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Karte

Elster, D., Berka, R., Schubert, G., Hobiger, G., Legerer, P., Philippitsch, R., Fischer, L., Hann, S. & Goldbrunner, J. (2018): Österreichs Mineral- und Heilwässer – 1 : 500 000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

ISBN: 978-3-85316-097-8

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien
office@geologie.ac.at – www.geologie.ac.at
Redaktion: Daniel Elster
Technische Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak
Verlagsort: Wien
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm
Umschlaggestaltung: Monika Brüggemann-Ledolter
Druck: Gerin Druck GmbH, 2120 Wolkersdorf

ÖSTERREICHS MINERAL- UND HEILWÄSSER

Teil I.
Vorkommen & Hydrogeologie

Inhalt

Teil 1 – Vorkommen & Hydrogeologie

1 Einleitung (R. Philippitsch) 9
1.1 Zusammenfassung (G. Schubert & D. Elster) 10
1.2 Definition der Begriffe Natürliches Mineralwasser und Heilwasser sowie gesetzliche Grundlagen (R. Philippitsch & D. Elster) 11
1.3 Geogene Bedeutung der Lösungsinhalte und Umweltisotope von Heil- und Mineralwässern 13
1.3.1 Zur Herkunft von Mineral- und Heilwässern und deren Lösungsinhalte (D. Elster, G. Hobiger & R. Philippitsch) 13
1.3.2 Gelöste feste Stoffe (D. Elster, G. Hobiger & R. Philippitsch) 15
1.3.3 Natürliche Radioaktivität (P. Legerer) 24
1.3.4 Umweltisotope (D. Elster) 25
1.3.5 Gasphasen und organische Verbindungen (D. Elster & G. Hobiger) 27

2 Mineral- und Heilwässer im Burgenland 29
2.1 Nordburgenland 30
2.1.1 Edelstal (M) (D. Elster) 30
2.1.2 „Mineralwasserlagerstätte“ Neusiedler See (H, S) (D. Elster & G. Schubert) 33
2.1.3 Illmitz (H) (J. Goldbrunner) 39
2.1.4 Frauenkirchen (H) (D. Elster) 41
2.1.5 Pöttsching (M) (J. Goldbrunner) 42
2.1.6 Bad Sauerbrunn (H) (J. Goldbrunner) 43
2.2 Mittelburgenland 45
2.2.1 Deutschkreutz (M) (D. Elster) 45
2.2.2 Kobersdorf (M) (D. Elster) 46
2.2.3 Lutzmannsburg (H) (D. Elster) 47
2.2.4 Piringsdorf (H, S) (J. Goldbrunner) 48
2.3 Südburgenland 51
2.3.1 Bad Tatzmannsdorf (M, H, S) (J. Goldbrunner) 51
2.3.2 Rettenbach, Oberschützen und Drumling: Weitere Säuerlinge im Umfeld von Bad Tatzmannsdorf (S) (D. Elster) 56
2.3.3 Stegersbach (H) (D. Elster) 58
2.3.4 Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl (M, S) (D. Elster) 59

3 Mineral- und Heilwässer in Kärnten 61
3.1 Lavanttal 63
3.1.1 Prebl (M, H) (D. Elster) 63
3.1.2 Kliening (eH) (D. Elster) 64
3.1.3 Bad St. Leonhard im Lavanttal (H) (D. Elster) 65
3.1.4 Bad Weißenbach (H, eH) (D. Elster) 66
3.1.5 St. Peter im Lavanttal (eH) (D. Elster) 67
3.2 Karawanken 67
3.2.1 Eisenkappel-Vellach (H, eH, S) (D. Elster) 67
3.3 Gailtaler Alpen 71
3.3.1 Warmbad Villach (H) (D. Elster) 71
3.3.2 Bad Bleiberg (H) (D. Elster) 73
3.3.3 Dellach im Drautal (H) (D. Elster) 75
3.3.4 Bruggen (Greifenburg) (eH) (D. Elster) 75
3.3.5 St. Daniel (eH) (D. Elster) 76
3.3.6 Stein bei Dellach im Drautal (S) (D. Elster) 77
3.3.7 Tuffbad (H) (D. Elster) 78
3.4 Liesertal 79
3.4.1 Trebesing (eH, S) (D. Elster) 79
3.5 Gurktaler Alpen 81
3.5.1 Bad Kleinkirchheim (H, S) (D. Elster) 81

4 Mineral- und Heilwässer in Wien und Niederösterreich 84
4.1 Molassezone 85
4.1.1 Laa an der Thaya (M, H) (D. Elster) 85
4.2 Nördliche Kalkalpen 87
4.2.1 Salzerbad (H) (D. Elster) 87

4.3 Bucklige Welt ... 87
4.3.1 Maltern (H) (D. Elster) ... 87
4.3.2 Bad Schönau (H) (D. Elster) ... 89
4.4 Wiener Becken ... 92
4.4.1 Bad Deutsch-Altenburg (H) (D. Elster) ... 92
4.4.2 Bad Pirawarth (H) (D. Elster) ... 93
4.4.3 Oberlaa (H) (D. Elster) ... 95
4.4.4 Baden (H) (D. Elster) ... 97
4.4.5 Linsberg (H) (D. Elster) ... 99
4.4.6 Bad Vöslau (M, H) (D. Elster) ... 100

5 Mineral- und Heilwässer in Oberösterreich ... 104
5.1 Mühlviertel ... 105
5.1.1 Bad Zell (H) (D. Elster) ... 105
5.2 Molassebecken ... 106
5.2.1 Frankenmarkt (M) (D. Elster) ... 106
5.2.2 Enns (M) (D. Elster) ... 107
5.2.3 Suben (H) (D. Elster) ... 107
5.2.4 Altheim (H) (D. Elster) ... 108
5.2.5 Obernberg (H) (D. Elster) ... 110
5.2.6 Reichersberg (H) (D. Elster) ... 111
5.2.7 Geinberg (H) (D. Elster) ... 111
5.2.8 Gallspach (H) (D. Elster) ... 112
5.2.9 Bad Schallerbach (H) (D. Elster) ... 114
5.2.10 Bad Weinberg (H) (D. Elster) ... 116
5.2.11 Bad Hall (H) (J. Goldbrunner) ... 117
5.3 Nördliche Kalkalpen ... 120
5.3.1 Bad Goisern (H) (D. Elster) ... 120
5.3.2 Bad Ischl (H, eH) (D. Elster) ... 121
5.3.3 Windischgarsten (H, S) (D. Elster) ... 123

6 Mineral- und Heilwässer in Salzburg ... 125
6.1 Nördliche Kalkalpen ... 126
6.1.1 Abtenau (H) (D. Elster) ... 126
6.1.2 Bad Vigaun (H) (D. Elster) ... 127
6.1.3 Wiestal bei Hallein (eH) (D. Elster) ... 128
6.1.4 Bad Dürrnberg (H, eH) (D. Elster) ... 129
6.1.5 Leopoldskron (H) (D. Elster) ... 129
6.1.6 St. Martin bei Lofer (H) (D. Elster) ... 130
6.2 Tauernfenster ... 132
6.2.1 Bad Gastein und Hinterschneeberg (M, H) (D. Elster) ... 132
6.3 Radstädter Tauern ... 137
6.3.1 Mauterndorf (H) (D. Elster) ... 137
6.4 Salzachtal ... 138
6.4.1 Stuhlfelden (H) (D. Elster) ... 138

7 Mineral- und Heilwässer in der Steiermark ... 139
7.1 Oststeirisches und Pannonisches Becken ... 142
7.1.1 Bad Waltersdorf (H) (D. Elster) ... 142
7.1.2 Bad Blumau (H) (D. Elster) ... 145
7.1.3 Fürstenfeld (H) (D. Elster) ... 147
7.1.4 Loipersdorf bei Fürstenfeld (H) (D. Elster) ... 148
7.1.5 Ottendorf an der Rittschein (S) (D. Elster) ... 150
7.1.6 Ilz (H) (D. Elster) ... 151
7.1.7 Bad Gleichenberg (H, eH) (J. Goldbrunner) ... 152
7.1.8 Deutsch Goritz (M, H) (J. Goldbrunner) ... 155
7.1.9 Sulzegg (M, S) (J. Goldbrunner) ... 157
7.1.10 Weinburg am Saßbach und Perbersdorf bei St. Veit (eH, S) (D. Elster) ... 160
7.1.11 Mettersdorf am Saßbach (H) (D. Elster) ... 161
7.1.12 Rohrbach am Rosenberg (H) (D. Elster) ... 162
7.1.13 Hof bei Straden (H) (J. Goldbrunner) ... 162
7.1.14 Weitere Säuerlinge in der Umgebung von Hof bei Straden (S) (D. Elster) ... 164

7.1.15 Bad Radkersburg (M, H) (D. Elster) ... 166
7.1.16 Sicheldorf (H) (J. Goldbrunner) ... 168
7.2 Weststeirisches Becken und Randgebirge ... 170
7.2.1 Graz-Puntigam (H, S) (D. Elster) ... 170
7.2.2 Tobelbad (S) (D. Elster) ... 172
7.2.3 Hengsberg (eH) (D. Elster) ... 173
7.2.4 Kalsdorf bei Graz (eH) (D. Elster) ... 174
7.2.5 Bad Gams (H) (D. Elster) ... 174
7.2.6 Stainz (H) (D. Elster) ... 175
7.3 Inneralpine Becken und Täler im ostalpinen Kristallin ... 177
7.3.1 Allerheiligen im Mürztal (S) (D. Elster) ... 177
7.3.2 Jasnitztal (S) (J. Goldbrunner) ... 178
7.3.3 Stanz im Mürztal (S) (D. Elster) ... 180
7.3.4 Zlatten (H) (D. Elster) ... 181
7.3.5 Köflach (H) (D. Elster) ... 181
7.3.6 Fohnsdorf (H) (D. Elster) ... 183
7.3.7 Wildbad Einöd (H) (D. Elster) ... 184
7.3.8 Thalheim (H, eH, S) (D. Elster) ... 187
7.3.9 Fentsch (eH) (D. Elster) ... 188
7.3.10 Kobenz bei Knittelfeld (eH) (D. Elster) ... 189
7.3.11 Feistritz am Kammersberg (S) (D. Elster) ... 190
7.3.12 Öblarn (H) (D. Elster) ... 190
7.4 Nördliche Kalkalpen ... 191
7.4.1 Wörschach (H) (D. Elster) ... 191
7.4.2 Bad Mitterndorf (H, S) (D. Elster) ... 192
7.4.3 Altaussee (H) (D. Elster) ... 195
7.4.4 Hall bei Admont (H) (D. Elster) ... 195
8 Mineral- und Heilwässer in Tirol ... 197
8.1 Nördliche Kalkalpen und Inntal ... 198
8.1.1 Bad Häring (H) (D. Elster) ... 198
8.1.2 Brixlegg (M) (D. Elster) ... 199
8.1.3 Mehrn (H) (D. Elster) ... 201
8.1.4 Münster (M) (D. Elster) ... 202
8.1.5 Seefeld in Tirol (eH) (D. Elster) ... 203
8.1.6 Hall in Tirol (eH) (D. Elster) ... 204
8.1.7 Breitenwang (H) (D. Elster) ... 205
8.1.8 Grins (H) (D. Elster) ... 205
8.2 Oberes Inntal ... 207
8.2.1 Prutz (eH) (D. Elster) ... 207
8.2.2 Obladis und Ladis (H, eH) (D. Elster) ... 207
8.3 Ötztal ... 209
8.3.1 Umhausen (H) (D. Elster) ... 209
8.3.2 Längenfeld (H) (D. Elster) ... 211
8.4 Tuxertal ... 212
8.4.1 Hintertux (H) (D. Elster) ... 212
8.5 Brenner ... 213
8.5.1 Steinach am Brenner (H) (D. Elster) ... 213
8.6 Defereggental ... 214
8.6.1 St. Jakob in Defereggen (H) (D. Elster) ... 214
8.7 Hochpustertal ... 215
8.7.1 Abfaltersbach (eH) (D. Elster) ... 215
9 Mineral- und Heilwässer in Vorarlberg ... 216
9.1 Vorarlberger Rheintal und Walgau ... 217
9.1.1 Lauterach (M) (D. Elster) ... 217
9.1.2 Nüziders (M) (D. Elster) ... 218
9.1.3 Hohenems (S) (D. Elster) ... 219
9.2 Großes Walsertal und östlicher Bregenzerwald ... 220
9.2.1 Sonntag/Buchboden (S) (D. Elster) ... 220
9.2.2 Bad Rothenbrunnen (S) (D. Elster) ... 222
9.2.3 Schröcken (S) (D. Elster) ... 223

9.3 Klostertal ... 223
9.3.1 Wald am Arlberg (S) (D. Elster) ... 223
9.4 Kleinwalsertal ... 224
9.4.1 Hirschegg (S) (D. Elster) ... 224

Teil 2 – Ultraspuren & Hydrochemie

10 Angewandte Analysemethoden ... 233
10.1 Ultraspuren (L. Fischer, S. Hann, D. Elster & R. Philippitsch) ... 233
10.1.1 Zielsetzung ... 233
10.1.2 Methodik ... 233
10.2 Hydrochemie der Geologischen Bundesanstalt (G. Hobiger) ... 262
10.3 Analytik von Radon in Wasser (P. Legerer) ... 265

11 Ergebnisse-Auswahl und Interpretation der Ultraspurenanalytik von ausgewählten Wässern ... 268
11.1 Blindwerte (L. Fischer & S. Hann) ... 268
11.2 Verteilungsverhalten der Metalle und Metalloide zwischen Gesamtphase und gelöster Phase (S. Hann & L. Fischer) ... 270
11.3 Überblick und Interpretation zu den Messergebnissen (D. Elster) ... 271
11.4 Mineralisierungsgrad: Hauptionenzusammensetzung und Leitfähigkeit (L. Fischer & S. Hann) ... 276
11.5 Calcium und Strontium (L. Fischer & S. Hann) ... 278
11.6 Schwefel (L. Fischer & S. Hann) ... 279
11.7 Arsen (L. Fischer & S. Hann) ... 280
11.8 Eisen (L. Fischer & S. Hann) ... 281
11.9 Cadmium (L. Fischer & S. Hann) ... 282
11.10 Nickel (L. Fischer & S. Hann) ... 283
11.11 Quecksilber (L. Fischer & S. Hann) ... 284
11.12 Metalle der Seltenen Erden (L. Fischer & S. Hann) ... 285
11.13 Weitere „Hot-Spots“ (L. Fischer & S. Hann) ... 289
11.13.1 Bor ... 289
11.13.2 Mangan ... 289
11.13.3 Zink ... 289
11.13.4 Lithium ... 289
11.13.5 Antimon ... 290
11.13.6 Wolfram ... 290
11.14 Zusammenfassung und Ausblick zu den Untersuchungen der Ultraspurenelemente (L. Fischer & S. Hann) ... 290

12 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen im Burgenland (D. Elster) ... 291

13 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Kärnten (D. Elster) ... 307

14 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Wien und Niederösterreich (D. Elster) ... 319

15 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Oberösterreich (D. Elster) ... 327

16 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Salzburg (D. Elster) ... 337

17 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in der Steiermark (D. Elster) ... 343

18 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Tirol (D. Elster) ... 371

19 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Vorarlberg (D. Elster) ... 381

20 Abkürzungsverzeichnis mit Erläuterungen ... 387

21 Literatur ... 388

22 Rechtsnormen ... 408

Anhang ... 411

Index ... 425

Abbildungsverzeichnis ... 434

Tabellenverzeichnis ... 440

1 Einleitung

(R. Philippitsch)

Natürliche Mineralwässer und Heilwässer sind Grundwässer der Erdkruste mit speziellen chemisch-physikalischen Eigenschaften, deren positive Wirkung auf Organismen seit Jahrtausenden bekannt ist. Sowohl der Einsatz als wohltuendes Getränk, als auch jener in der heilenden, medizinischen Therapie hat gerade in den letzten Jahrzehnten einen enormen Aufschwung erhalten und gleichzeitig auch den breiten Zugang für alle Gesellschaftsschichten gebracht.

Die Art des Auftretens und des chemischen Inhaltes solcher Wässer hängt in erster Linie vom geologischen Aufbau bzw. der jeweiligen Gesteinszusammensetzung mit deren jeweils typischen Mineralien ab. Diese sind letztlich für die gelösten Inhaltsstoffe dieser Wässer und deren Wirkung verantwortlich. Wie aus den nachfolgenden Detailbeschreibungen hervorgeht, ist die österreichische Landschaft erfreulicherweise auch in diesem Bereich mit einer besonderen Vielfalt und Menge ausgestattet. Dementsprechend unterschiedlich sind auch die Zusammensetzung und das Ausmaß der Inhaltsstoffe sowie die ernährungsphysiologischen Eigenschaften von einzelnen natürlichen Mineral- und Heilwässern. Längst ist die Nutzung derselben neben den gesundheitlichen Aspekten zu einem wesentlichen Wirtschafts- und Tourismusfaktor geworden, der auch weiter ausgebaut wird.

In diesem Zusammenhang soll auf das von der Geologischen Bundesanstalt (GBA) im Jahr 2016 gesondert veröffentlichte Werk über die „Thermalwässer in Österreich 1:500.000“ (Elster et al., 2016) hingewiesen werden. Thermalwässer stellen eine Sonderform von höhertemperierten und mineralisierten Tiefengrundwässern dar und können gleichzeitig auch natürliche Mineral- und Heilwässer sein, welche unter anderem in Form von Trinkkuren vor Ort oder abgekühlt und abgefüllt als natürliches Mineralwasser genutzt werden.

Hinsichtlich des Schutzes gilt anzumerken, dass diese Grundwässer, je nach geologischer Position, durch natürliche Deckschichten vor negativen Schadstoffeinträgen durch den Menschen recht gut geschützt sein können, aber nicht ausschließlich. So bieten Vorkommen in tieferen Beckenlagen mit mehrschichtig aufgebauten Gesteinshorizonten naturgemäß mehr Schutz vor Schadstoffeinträgen, als Wasserspeicher in oberflächennahen Karst- und Kluftgesteinsformationen. Unabhängig vom Alter werden auch diese speziellen Wässer letztlich durch versickernde Niederschlagswässer, durch unterschiedlich zusammengesetzte und genutzte Böden sowie durch geologische Kluftsysteme immer wieder erneuert, was die festgestellten Wasseralter von wenigen Jahrzehnten bis zu mehreren tausend Jahren belegen. Die Aufstiegs- und gleichzeitig auch Abstiegswege für das Wasser sowie auch künstlich erschlossene Wasservorkommen durch Bohrungen oder andere menschliche Eingriffe im Umfeld dieser Vorkommen, können wesentliche Schwachstellen für den Schutz darstellen. Regelmäßige Veröffentlichungen in den Medien von auf dem Markt befindlichen natürlichen Mineralwässern zeigen mitunter auch den Einfluss menschlicher Tätigkeiten auf die Qualität auf.

Einen ganz besonderen Stellenwert nehmen die natürlichen Mineralwässer bei der Versorgung der Bevölkerung im Falle einer Trinkwassernotversorgung durch Einschränkung oder gänzlichen Ausfall der Wasserversorgung aus den oberflächennahen Grundwasserkörpern dar. Lokal bis regional ausgelöste Unfallszenarien, oder aber auch Staaten und Kontinent übergreifende Einträge durch Industrie- oder auch Atomunfälle sowie terroristische Anschläge sind in der Zwischenzeit keine ausschließbaren Möglichkeiten mehr geworden. In der Zwischenzeit gibt es auf unserem Planeten zur Genüge Beispiele für vernachlässigten bzw. verfehlten Umweltschutz, der zumindest einen zeitlich begrenzten Einsatz von natürlichem Mineralwasser für die Bevölkerung als Ersatz für Trinkwasser bereits unabdingbar gemacht hat.

Umso mehr war es ein Anliegen der Sektion Wasserwirtschaft im Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus (BMNT; vormals BMLFUW), eine bundesweite Zusammenschau von bereits bestehenden, insbesondere auch aktuellen Informationen und Daten zu diesen speziellen Grundwässern zu erarbeiten.

Neu ist auch die Untersuchung und Darstellung von über fünfzig höher mineralisierten und noch wenig bis nicht untersuchten Quellwässern in unterschiedlichen geologischen Einheiten Österreichs durch die Abteilung für Analytische Chemie der Universität für Bodenkultur (BOKU). Mittels eines hochauflösenden Massenspektrometers wurden diese Wässer hydrochemisch auf zahlreiche Ultraspurenelemente, wie z.B. Seltene Erden und Platinmetalle, untersucht. Viele dieser Metalle sind in der Zwischenzeit als Hochtechnologiemetalle unverzichtbar geworden, weniger ist über deren Auftreten und die Wechselwirkung in Gewässern bekannt. Für eine detaillierte Interpretation der Daten sind jedoch in Zukunft noch weiterführende interdisziplinäre Forschungsarbeiten der Geologie und Hydrogeologie, Geochemie und Hydrochemie notwendig.

Das gegenständliche Werk der Fachabteilung Hydrogeologie & Geothermie der Geologischen Bundesanstalt, in Zusammenarbeit mit externen Fachexpertinnen und Fachexperten sowie Fachinstitutionen, vervollständigt nunmehr die ebenfalls vom BMNT beauftragten und bereits veröffentlichten bundesweiten Beschreibungen einerseits zu den „Trinkbaren Tiefengrundwässern in Österreich“ (Schubert, 2015) und andererseits zu den „Thermalwässern in Österreich“ (Elster et al., 2016), die auch online verfügbar sind:

Thermalwässer in Österreich: https://www.bmnt.gv.at/wasser/wasserqualitaet/thermalwaesser.html

Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich: https://www.bmnt.gv.at/wasser/wasserqualitaet/trinkbare_tiefen_gw.html

Erstmalig wurde eine in dieser Form hydrogeologisch-hydrochemische Darstellung zu den natürlichen Mineral- und Heilwässern Österreichs in Karte und Text erarbeitet, was eine große Herausforderung für alle Beteiligten war. Dabei waren die Erhebung und Durchsicht von Unterlagen bei öffentlichen Stellen, von Forschungsarbeiten, von Studien und exzellenten regionalen Bearbeitungen sowie auch der direkte Kontakt zu Betreibern vor Ort wesentliche Bestandteile, die zum Gelingen des Werkes beigetragen haben. Gleichzeitig stellt dieses zweiteilige Werk mit beiliegender Karte einen wertvollen Beitrag zur Umsetzung der einschlägigen EU-Richtlinien, insbesondere der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG sowie des Österreichischen Wasserrechtsgesetzes 1959 und die in der Folge näher beschriebenen weiteren wichtigen nationalen Gesetze und Verordnungen dar. Für die Veröffentlichung galt es, speziell auch die datenschutzrechtlichen Bestimmungen mit den umweltinformationsrechtlichen Vorgaben in Einklang zu bringen.

Mit dieser Veröffentlichung soll vor allem der interessierten Bevölkerung, den Schulen und Universitäten, aber auch den wasserwirtschaftlich technischen Institutionen auf öffentlicher und ziviler Ebene eine solide, österreichweite hydrogeologisch-hydrochemische Gesamtzusammenschau über diesen speziellen Bereich unserer heimischen Grundwasservorkommen zur Verfügung gestellt werden.

1.1 Zusammenfassung

(G. Schubert & D. Elster)

Ende 2013 wurde die Geologische Bundesanstalt (GBA) vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (nunmehr Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus – BMNT) mit einer umfassenden Studie zu den „Mineral- und Heilwässern in Österreich“ beauftragt. Das Ergebnis liegt als zweiteiliges Werk mit geologischer Themenkarte vor. Während die Karte im Maßstab 1:500.000 einen Überblick gibt, werden in den beiden Teilen die Vorkommen im Detail dargestellt. Das betrifft sowohl deren Nutzung, als auch die geologischen Verhältnisse und die Beschaffenheit der Wässer. Des Weiteren wird in den einleitenden Kapiteln auch auf Definitionen und rechtliche Festlegungen der Mineralwässer und Heilquellen eingegangen. Ergänzend dazu gibt es einen Überblick zu den typischen Lösungsinhalten, den wichtigsten physikalisch-chemischen Eigenschaften sowie den geologischen Rahmenbedingungen dieser Wässer.

Das Hauptaugenmerk wurde in der vorliegenden Arbeit auf die nach der Mineralwasser- und Quellwasserverordnung genehmigten Mineralwässer und auf die nach den Heilvorkommen- und Kurortegesetzen der Bundesländer bewilligten Heilquellen gelegt. Bei den anerkannten Mineralwässern wurden 40 und bei den anerkannten Heilquellen 111 Quellwässer erhoben. Bei den alten, jedoch nicht mehr in Verwendung befindlichen Heilvorkommen gestaltete sich die Auswertung der Daten aufgrund der Unübersichtlichkeit oft schwierig, sodass bei diesen keine Gewähr auf Vollständigkeit gegeben werden kann. Neben den genannten, anerkannten Vorkommen wurden in die Arbeit auch rund 240 Heilquellen, die zumindest in historischer Zeit genutzt wurden, sowie ausgewählte Quellvorkommen mit besonderen Lösungsinhalten aufgenommen.

Im Rahmen des Vorhabens wurden ca. 1.000 wissenschaftliche Arbeiten bzw. rechtlich relevante Unterlagen ausgehoben und im Kapitel Literatur (Teil 2) dokumentiert. Eine wichtige Datenquelle bildeten zudem die 80 durch die Fachabteilung Geochemie der Geologischen Bundesanstalt und die 55 durch die Abteilung für Analytische Chemie der Universität für Bodenkultur analysierten Wasserproben, von denen ausgewählte Proben auch isotopenhydrologischen Untersuchungen zugeführt wurden. Die Beprobung erfolgte durch die Geologische Bundesanstalt im Zuge mehrerer Probenahme-Kampagnen, wobei in unterschiedlichen geologischen Regionen typische Wässer mit besonderen Lösungsinhalten beprobt wurden. Das Ergebnis dieser Analytik stellt eine wertvolle Ergänzung zu jenen in der Literatur erhobenen, rund 1.700 hydrochemischen und isotopenhydrologischen Proben dar.

Bezüglich der durchgeführten Wasseranalytik stellen die 55 von der Universität für Bodenkultur analysierten Wasserproben ein Novum dar. Diese wurden einer Ultraspurenanalytik auf 68 Elemente inklusive Edelmetalle und Seltene Erden mit sehr tiefen Bestimmungsgrenzen unterzogen. Dieser Spezialanalytik ist daher auch ein eigenes Kapitel gewidmet. In der Regel pauste sich in dieser Spurenanalytik der geologische Hintergrund klar durch.

Im Rahmen der Datenerhebung wurde insbesondere der Kontakt zu den für die Wasserwirtschaft von Heilquellen und Mineralwässern zuständigen Behörden sowie den Betreibern von Mineralwasserabfüllanlagen und Heilquellen gesucht. Letzteren wurde in der redaktionellen Endphase auch die Möglichkeit geboten, noch Änderungswünsche oder Ergänzungen anzubringen. Dankenswerterweise lieferte ein Teil der Betreiber im Laufe der Bearbeitung wertvolle Informationen oder brachte am Schluss noch Ergänzungen ein. Bei der Erstellung der Arbeit waren sowohl datenschutzrechtliche Aspekte, wie auch Vorgaben durch das Umweltinformationsgesetz zu berücksichtigen.

1.2 Definition der Begriffe Natürliches Mineralwasser und Heilwasser sowie gesetzliche Grundlagen

(R. Philippitsch & D. Elster)

Bei der Anerkennung sowie Nutzung von natürlichen Mineralwässern und Heilwässern müssen verschiedene nationale und auch europäische Rechtsmaterien berücksichtigt werden. Insbesondere sind die Mineralwasser- und Quellwasserverordnung auf Basis des Lebensmittelsicherheits- und Verbraucherschutzgesetzes (LMSVG), die Heilvorkommen- und Kurortegesetze der Bundesländer bzw. das Wiener Heilvorkommen- und Kuranstaltengesetz, das Bäderhygienegesetz (BHygG), die Bäderhygieneverordnung 2012 (BhygV 2012), das Wasserrechtsgesetz 1959 (WRG 1959), das Forstgesetz sowie die Naturschutzgesetze der Bundesländer zu beachten. Mit der Mineralwasser- und Quellwasserverordnung wurde die Richtlinie 2009/54/EG über die Gewinnung von und den Handel mit natürlichen Mineralwässern sowie die Richtlinie 2003/40/EG zur Festlegung des Verzeichnisses, der Grenzwerte und der Kennzeichnung der Bestandteile natürlicher Mineralwässer und der Bedingungen für die Behandlung natürlicher Mineralwässer und Quellwässer mit ozonangereicherter Luft in österreichisches Recht umgesetzt. Diese und weitere relevante Regelungen sind unter Rechtsnormen (Kap. 22, Teil 2) angeführt. Da es sich bei den Wässern generell um Grundwasser im Sinne des Wasserrechtsgesetzes 1959 handelt, sind die in diesem Gesetz vorgegebenen Regelungen zu beachten. Die Nutzung von natürlichen Mineralwässern und Heilwässern stellt eine Erschließung bzw. Benutzung des Grundwassers dar, die der Bewilligung der Wasserrechtsbehörde bedarf. Für Schutz- bzw. Schongebiete können besondere Bewirtschaftungsbeschränkungen erlassen werden. Natürliches Mineralwasser ist definitionsgemäß Wasser, das von ursprünglicher Reinheit ist, seinen Ursprung in einem unterirdischen, vor jeder Verunreinigung geschützten Wasservorkommen hat und aus einer oder mehreren natürlich oder künstlich erschlossenen Quellen annähernd gleicher Charakteristik gewonnen wird. Seine Eigenart ist vor allem durch den konstanten Gehalt an charakteristischen Bestandteilen gekennzeichnet und weist gegebenenfalls bestimmte ernährungsphysiologische Wirkungen auf. Es muss den in der Mineralwasser- und Quellwasserverordnung genannten mikrobiologischen Werten sowie den Grenzwerten natürlich vorkommender Bestandteile entsprechen (Tab. 2). Zulässige Angaben und Kriterien für natürliche Mineralwässer werden ebenfalls angeführt (Tab. 1). Behandlungsverfahren, bei denen Stoffe zugesetzt werden, sind nicht erlaubt, ausgenommen das Versetzen oder Wiederversetzen mit Kohlendioxid. Es dürfen auch keine Verfahren angewandt werden, welche den Keimgehalt verändern. Folgende Verfahren für die Behandlung von natürlichem Mineralwasser und Quellwasser sind zulässig:

- das Abtrennen unbeständiger Inhaltsstoffe, wie Eisen- und Schwefelverbindungen, durch Filtration oder Dekantation,
- das Abtrennen von Eisen-, Mangan- und Schwefelverbindungen sowie von Arsen bestimmter Wässer durch eine Behandlung unter Verwendung von mit Ozon angereicherter Luft sowie

Angaben	Kriterien
Mit geringem Gehalt an Mineralien	Der als fester Rückstand berechnete Mineralsalzgehalt beträgt nicht mehr als 500 mg/l.
Mit sehr geringem Gehalt an Mineralien	Der als fester Rückstand berechnete Mineralsalzgehalt beträgt nicht mehr als 50 mg/l.
Mit hohem Gehalt an Mineralien	Der als fester Rückstand berechnete Mineralsalzgehalt beträgt mehr als 1.500 mg/l.
Bicarbonathaltig	Der Bicarbonatgehalt beträgt mehr als 600 mg/l.
Sulfathaltig	Der Sulfatgehalt beträgt mehr als 200 mg/l.
Chloridhaltig	Der Chloridgehalt beträgt mehr als 200 mg/l.
Calciumhaltig	Der Calciumgehalt beträgt mehr als 150 mg/l.
Magnesiumhaltig	Der Magnesiumgehalt beträgt mehr als 50 mg/l.
Fluoridhaltig	Der Fluoridgehalt beträgt mehr als 1 mg/l.
Eisenhaltig	Der Gehalt an zweiwertigem Eisen beträgt mehr als 1 mg/l.
Natriumhaltig	Der Natriumgehalt beträgt mehr als 200 mg/l.
Säuerling	Der Gehalt an freiem Kohlendioxid beträgt mehr als 250 mg/l.
Geeignet für die Zubereitung von Säuglingsnahrung (nach Entfernen der Kohlensäure, z.B. durch Erwärmen)	Höchstwerte an Natrium: 20 mg/l, Kalium: 10 mg/l, Calcium: 175 mg/l, Magnesium: 50 mg/l (50 bis 70 mg/l nur dann, wenn der ionenäquivalente Anteil des Calciums um mindestens 20 % über jenem des Magnesiums liegt), Fluorid: 1,5 mg/l, Chlorid: 50 mg/l, Jodid: 0,1 mg/l, Nitrat: 10 mg/l, Nitrit: 0,02 mg/l, Sulfat: 240 mg/l (240 bis 300 mg/l nur dann, wenn den Sulfat-Ionen ein zumindest gleich hoher ionenäquivalenter Anteil an Calcium-Ionen gegenübersteht), Hydrogencarbonat: 550 mg/l.
Geeignet für natriumarme Ernährung	Der Natriumgehalt beträgt weniger als 20 mg/l.
Anmerkung: Beträgt der Gesamtionengehalt mehr als 200 mg/l, darf die chemische Charakteristik des Wassers nicht auf Magnesiumsulfat oder Magnesium-Natrium-Sulfat lauten.	

Tab. 1.
Zulässige Angaben und Kriterien für natürliche Mineralwässer nach der Mineral- und Quellwasserverordnung, BGBl. II, Nr. 309/1999.

Bestandteile	Grenzwerte (mg/l) nach der Mineralwasser- und Quellwasserverordnung, BGBl. II, Nr. 309/1999 idgF.	Grenzwerte (mg/l) nach dem Österreichischen Lebensmittelbuch (ÖLMB), Kapitel B 17 „Abgefüllte Wässer“ (BMGF-75210/0005-II/B/13/2016 vom 08.09.2016)
Antimon	0,0050	0,0050
Arsen	0,010 (insgesamt)	0,010 (insgesamt)
Barium	1,0	1
Blei	0,010	0,010
Bor		5,0
Cadmium	0,003	0,003
Chrom	0,050	0,050
Cyanid	0,070	0,070
Fluorid	5,0	5,0
Kupfer	1,0	1,0
Mangan	0,50	0,50
Nickel	0,020	0,020
Nitrat	50 (für in Österreich gewonnene natürliche Mineralwässer gilt ein Grenzwert von 25)	25
Nitrit	0,1	0,1
oxidierbare organische Stoffe		3,0
Quecksilber	0,0010	0,0010
Schwefelwasserstoff		0,05
Selen	0,010	0,010
Uran		0,015
Zink		5,0
Oberflächenaktive Substanzen, beschränkt auf solche Substanzen, die mit Methylenblau reagieren (TBS)		0,2
Pestizide		0,0001
Radioaktivität		Es gilt die Regelung des Codexkapitels B 1 „Trinkwasser“
Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe		0,0001 (Summe der Konzentrationen der spezifizierten Verbindungen; bei den spezifizierten Verbindungen handelt es sich um: Benzo-(b)-fluoranthen Benzo-(k)-fluoranthen Benzo-(ghi)-perylen Inden-(1,2,3-cd)-pyren)

Tab. 2.
Grenzwerte für natürlich vorkommende Bestandteile in natürlichen Mineralwässern.

- der vollständige oder teilweise Entzug des freien Kohlendioxids durch ausschließlich physikalische Verfahren.

Für die Anerkennung eines Natürlichen Mineralwassers ist das Bundesministerium für Arbeit, Soziales, Gesundheit und Konsumentenschutz zuständig. Nähere Bestimmungen für Natürliche Mineralwässer werden im Kapitel B 17 „Abgefüllte Wässer“ des Österreichischen Lebensmittelbuches (ÖLMB) definiert.

Für die Anerkennung eines natürlich abgefüllten **Heilwassers** (Wasser einer Heilquelle) aus einem natürlichen Heilvorkommen ist das jeweilige Bundesland zuständig. Es muss der Nachweis einer spezifischen Beschaffenheit erbracht werden, oder das Vorhandensein von pharmakologisch bereits in kleinsten Mengen wirksamen Inhaltsstoffen nachgewiesen werden (Tab. 3). Abgesehen davon muss die Ergiebigkeit der beabsichtigten therapeutischen Verwendung entsprechen und das Quellwasser muss ohne Änderung seiner natürlichen Zusammensetzung eine wissenschaftlich anerkannte Heilwirkung ausüben oder erwarten lassen. Den Ländern obliegen die Erlassung und Vollziehung der Heilvorkommen- und Kurorte-/Kuranstaltengesetze. Diese beinhalten unter anderem folgende Regelungsinhalte: Begriffsbestimmungen, Anerkennung als Heil-

Angaben	Kriterien
Schwefelquelle	≥ 1 mg/kg Sulfidschwefel
Iodquelle	≥ 1 mg/l Iod
Eisenquelle	≥ 10 mg/kg Eisen
Radonwässer für Bäderkuren	≥ 370 Bq/kg Radon
Radonwässer für Trinkkuren	≥ 3.700 Bq/kg Radon
Trinksäuerling	≥ 250 mg freies Kohlenstoffdioxid
Badesäuerling	≥ 1.000 mg freies Kohlenstoffdioxid
Thermalwasser	≥ 20° C am Quellaustritt

Tab. 3.
Spezifische Angaben für Mineral- und Heilwässer nach den landesgesetzlichen Regelungen der Heilvorkommen und Kurorte.

vorkommen, Nutzungsbewilligung, Bezeichnung, Anerkennung als Kurort, Analysen der Heilvorkommen und Indikationen. Alle Bundesländer bis auf Vorarlberg haben diesbezüglich Gesetze erlassen (Tab. 4). Zuvor galt ausschließlich das 272. Bundesgesetz aus dem Jahr 1958.

1.3 Geogene Bedeutung der Lösungsinhalte und Umweltisotope von Heil- und Mineralwässern

1.3.1 Zur Herkunft von Mineral- und Heilwässern und deren Lösungsinhalte

(D. Elster, G. Hobiger & R. Philippitsch)

Bei der Herkunft von Mineral- und Heilwässern unterscheidet man prinzipiell zwischen meteorischem Wasser, Formationswasser und juvenilem Wasser. **Meteorische Wässer** nehmen am Wasserkreislauf teil. Aufgrund von langen und tiefreichenden Zirkulationswegen müssen sie allerdings nicht unbedingt jung sein, sondern können Verweilzeiten von vielen tausenden Jahren aufweisen. **Formationswässer** weisen hingegen hohe Salz-Konzentrationen auf. Dies wird in der Regel auf bei der Sedimentation eingeschlossenes Meerwasser zurückgeführt. Unter **juvenilen Wässern** werden jene verstanden, die aus der Tiefe kommen und erstmals in den Wasserkreislauf gelangen. In Österreich dürften sie kaum von Bedeutung sein, doch in Gebieten mit aktivem Vulkanismus spielen sie sehr wohl eine wichtige Rolle.

Die Konzentrationen der im Wasser gelösten festen Stoffe sind im Wesentlichen vom Angebot im Gestein, von der Löslichkeit, den Mineralphasen und von der Beschaffenheit des Wassers abhängig. In Tabelle 5 befindet sich eine Übersicht über die Zusammensetzung ausgewählter Gesteine. Für die tatsächliche geochemische Mobilisierung sind jedoch weitere Faktoren, wie z.B. der Einbau in Mineralneubildungen, Fällungsreaktionen, Sorption und Ionenaustausch, entscheidend.

Als **Säuerlinge** bezeichnet man jene Wässer, die einen freien Kohlenstoffdioxid-Gehalt von zumindest 250 mg/l aufweisen. Das Kohlenstoffdioxid selbst wird in den meisten Fällen mit vulkanischer Aktivität aus vergangener Zeit assoziiert (Käss & Käss, 2008). Tiefreichende Bruchstrukturen ermöglichen den Aufstieg bzw. die Freisetzung von Kohlenstoffdioxid aus dem Erdmantel, zum Teil kann es auch mit über Bruchstrukturen aufsteigende basaltische Magmen in Verbindung gebracht werden.

Solen können entweder auf Formationswässer zurückgeführt werden oder gehen auf einen Kontakt mit Salzvorkommen zurück. Beide Möglichkeiten treten in Österreich auf. Obwohl es in den Heilvorkommen- und Kurortegesetzen nicht festgelegt ist, spricht man nach Michel (1997) ab einem Gehalt von 14 g/l NaCl von einer Sole. Das entspricht im Detail 5,5 g/l (239 mmol/l) Natrium und 8,5 g/l (239 mmol/l) Chlorid.

Treten **Sulfatwässer** auf, so wurde in den meisten Fällen Gips oder Anhydrit gelöst. Der primäre Schwefelge-

Bundesland	Heilvorkommen- und Kurorte-/Kuranstaltengesetze der Bundesländer
Burgenland	Burgenländisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz – BGLD. Heikug, LGBl. Nr. 15/1963, zuletzt geändert durch LGBl. Nr. 55/2016.
Kärnten	Kärntner Heilvorkommen- und Kurortegesetz – K-HKG, LGBl. Nr. 157/1962, zuletzt geändert durch LGBl. Nr. 85/2013.
Niederösterreich	NÖ Heilvorkommen- und Kurortegesetz, LGBl. Nr. 272/1978, zuletzt geändert durch LGBl. Nr. 7600-7.
Oberösterreich	OÖ Heilvorkommen- und Kurortegesetz – Oö. HKG; LGBl. Nr. 47/1961, zuletzt geändert durch LGBl. Nr. 90/2013.
Salzburg	Salzburger Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1997 – HKG 1997, LGBl. Nr. 101/1997, zuletzt geändert durch LGBl Nr. 106/2013.
Steiermark	Steiermärkisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz, LGBl. Nr. 161/1962, zuletzt geändert durch LGBl. Nr. 87/2013.
Tirol	Tiroler Heilvorkommen- und Kurortegesetz 2004, LGBl. Nr. 24/2004, zuletzt geändert durch LGBl. Nr. 32/2017.
Wien	Wiener Heilvorkommen- und Kuranstaltengesetz – WHKG, LGBl. Nr. 29/2013.

Tab. 4.
Heilvorkommen- und Kurortegesetze der Bundesländer (Kap. 22, Teil 2).

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

Tab. 5.
Mittlere Zusammensetzung ausgewählter Gesteine nach Thalmann et al. (1989)[1] und Matthess (1994)[2].

halt kann in anderen geologischen Settings aber auch auf Sulfide zurückgeführt werden. Bei **Schwefelwässern** kommen mehrere Prozesse in Betracht. Für das Niedrigtemperatur-Regime < 60–80° C ist die bakterielle Reduktion von Bedeutung (Käss & Käss, 2008). Für das Hochtemperatur-Regime < 80–140° C ist hingegen die thermodynamische Reduktion entscheidend. Als weitere Möglichkeit kommen postvulkanische Wasserdampf-Exhalationen in Betracht, die große Mengen an Schwefelwasserstoff enthalten, welche in Österreich jedoch nicht bekannt sind.

In Österreich treten vermehrt thermale **Ionenaustausch-Wässer** auf. Bei Ionenaustauschern (z.B. Tonminerale) handelt es sich um wasserunlösliche Stoffe, die aus Wässern positive oder negative Ionen aufnehmen und dafür eine äquivalente Menge Ionen (stöchiometrische Umsetzung) abgeben (Michel, 1997). Von Bedeutung sind hier vor allem thermale Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Wässer, wie sie z.B. mit dem Oberjura der österreichischen Molasse zu assoziieren sind.

Radonhaltige Wässer sind häufig an saure, silikatreiche kristalline Gesteine gebunden, z.B. verschiedene Granit-Typen im Mühlviertel. Diese enthalten Uran-Mineralien, mit denen das in Klüften zirkulierende Wasser in Kontakt kommt (Käss & Käss, 2008). Über die natürlichen elementaren Zerfallsprozesse, wie z.B. bei dem radioaktiven Element Uran, entsteht als Zwischenprodukt das radioaktive Edelgas Radon, das in der Folge aus dem Gestein in das Wasser bzw. die Bodenluft freigesetzt wird.

Die Temperatur von **Thermalwasser** ist das Resultat der Wärmezufuhr aus der Erdkruste. Im Erdinneren

herrscht eine Temperatur von rund 5.000° C, während an der Erdoberfläche die Temperatur im Mittel ca. 14° C beträgt (Stober & Bucher, 2012). Somit wird ein kontinuierlicher Strom von Wärme an die Erdoberfläche abgegeben. Der terrestrische Wärmestrom setzt sich aus einem fast konstanten Wärmestrom aus dem Erdkern und dem ungleichmäßig verteilten Wärmestrom der Erdkruste zusammen. Die mittlere Wärmestromdichte beträgt für Kontinente 0,065 W/m^2 und für Ozeane 0,101 W/m^2. Vor allem in Vulkangebieten kann es zu großen Anomalien kommen (Michel, 1997). Dem Wärmeverlust der Erde wirkt die Wärmeproduktion durch den radioaktiven Zerfall entgegen, somit ist der tatsächliche Abkühlungsprozess der Erde sehr gering. Gesteine weisen unterschiedlich hohe Konzentrationen an radioaktiven Elementen auf. Mit höheren Gehalten an Uran, Thorium oder Kalium steigt die radioaktive Wärmeproduktion, wobei die Zerfallsreihen von ^{238}U, ^{235}U und ^{232}Th sowie das Isotop ^{40}K die Energie liefern (Stober & Bucher, 2012). In der Erdkruste beträgt die geothermische Tiefenstufe im Mittel rund 1° C pro 33 m, das entspricht einem Temperaturgradienten von 3° C pro 100 m (Michel, 1997). Der gemessene Wärmestrom stammt zu über 70 % aus der radiogenen Wärmeproduktion der Erdkruste und nur zu ca. 30 % aus dem Erdmantel und dem Erdkern (Stober & Bucher, 2012). Naturgemäß sind die 3° C pro 100 m nur ein Richtwert, lokal sind aber starke Abweichungen bzw. Temperatur- und Wärmeanomalien festzustellen. Positive Anomalien können unter anderem auf Bereiche aufsteigender thermaler Tiefengrundwässer zurückgeführt werden. Sekundäre Temperaturquellen, wie z.B. Grubenbrände, nehmen eine Sonderstellung ein.

1.3.2 Gelöste feste Stoffe

(D. Elster, G. Hobiger & R. Philippitsch)

Aluminium (Al) ist ein wichtiger Bestandteil von Silikaten und das dritthäufigste Element in den Magmatiten. Ultrabasite weisen einen durchschnittlichen Gehalt von 1 Gew.-% (Gewichtsprozent), Basalte 9 Gew.-%, Granite 8 Gew.-%, Tonschiefer 8 Gew.-%, Sandsteine 2,5 Gew.-% und Karbonatgesteine 0,4 Gew.-% auf (Thalmann et al., 1989). Für Böden führen die Autoren 7 Gew.-% an. Nach dem Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt liegen in kalkalpinen Bereichen Österreichs niedrige Aluminium-Konzentrationen (meist weniger als 5,6 %) vor. Deutlich höhere Werte (um 8 %) treten erwartungsgemäß in Kristallingebieten auf (Philippitsch et al., 2012). Durch Verwitterungsprozesse wird hier Aluminium aus Silikaten (z.B. Feldspat, Glimmer, Hornblende, Granat) und Oxiden (z.B. Disthen, Sillimanit, Andalusit, Spinell) freigesetzt. Zudem sind Extremwerte bis 37 % Aluminium in Österreich mit Bauxitvorkommen zu assoziieren, die an die Gosau-Gruppe gebunden sind (Schroll, 1997). Aufgrund der geringen geochemischen Löslichkeit beträgt der Aluminiumgehalt in den meisten Grundwässern nur wenige Hundertstel oder Zehntel mg/l (Matthess, 1994). Werte über 1 mg/l sind selten. Die Löslichkeit steigt mit sinkendem pH-Wert, aber auch im stark alkalischen Milieu sind hohe Werte möglich (Kölle, 2010). Nach Fresenius & Käss (2008) sind höhere Konzentrationen oftmals mit kristallinen Kluftaquiferen zu assoziieren. In der Österreichischen Trinkwasserverordnung (TWV) ist der Indikatorwert mit 200 µg/l festgelegt und die Daten der Gewässergüteerhebungen Österreichs nach der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV 2006 i.d.g.F.) zeigen lediglich an zwei Messstellen Überschreitungen auf. Deutlich höhere Werte sind jedoch bei österreichischen Heilwässern bekannt. Als Extrem ist beispielsweise die Thaddäusquelle (7,2 mg/l) anzuführen, hier handelt es sich um ein äußerst saures Stollenwasser mit einem pH-Wert um 3.

Antimon (Sb) ist ein oxichalkophiles Spurenelement und wird mit Arsen, Quecksilber, Titan, Wolfram, Gold, Silber, Blei und Zink assoziiert (Pirkl et al., 2015). Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,1 ppm, basische Gesteine 0,2 ppm, intermediäre Gesteine 0,2 ppm, granitische Gesteine 0,2 ppm, Tonschiefer 1,5 ppm, Sandsteine 0,05 ppm und Karbonatgesteine 0,2 ppm. Es gilt zusammen mit Arsen und Bismut als wichtiges Pfadfinderelement für Goldmineralisationen. Zudem werden einige selten vorkommende Minerale ausgebildet, z.B. Stibnit (Sb_2S_3), und es tritt als Spurenelement in Illmenit ($FeTiO_3$), Mg-Olivin ($(Mg,Mn,Fe)_2(SiO_4)$), Galenit (Bleiglanz; PbS), Sphalerit (Zinkblende; ZnS) und Pyrit (FeS_2) auf. In Österreich sind einige Antimonitvererzungen, z.B. in Schlaining, Obertilliach, Rabant und im Falggasanerbachtal, bekannt (Pirkl et al., 2015). Was die geochemische Mobilität betrifft, so verhält sich Antimon ähnlich wie Arsen. Es gilt aber als weniger toxisch (Fresenius & Käss, 2008). Bei reduzierenden Bedingungen ist die Mobilität zudem geringer als bei oxidierenden und der pH-Wert beeinflusst die Mobilität relativ geringfügig (Pirkl et al., 2015). Erhöhte Werte sind bei Thermalwässern bekannt, so führt Wedepohl (1978) Werte zwischen 8 µg/l und 1 mg/l an und Matthess (1994) erwähnt hierfür Konzentrationen bis einige 100 µg/l. Es sei angemerkt, dass in österreichischen Thermalwässern keine erhöhten Konzentrationen bekannt sind. Der Parameterwert laut TWV ist auf 5 µg/l festgelegt und in den meisten Grundwässern ist von sehr geringen Konzentrationen (< 1 µg/l) auszugehen. Als Extremwert ist 75,8 µg/l bei der Stollenquelle von St. Gertraudi anzuführen, hier ist von einem Kontakt zu Fahlerz auszugehen.

Arsen (As) ist ein chalkophiles Spurenelement und wegen seiner Toxizität bekannt. Meist tritt es in Mineralgesellschaften in Form von gemischten Sulfiden mit Eisen, Kupfer und Zink auf (Philippitsch et al., 2012). Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: Ultrabasite 1 ppm, Basalte 2 ppm, Granite 1,5 ppm, Tonschiefer 13 ppm, Sandsteine und Karbonate 1 ppm. In Böden liegt der Gehalt bei rund 6 ppm. Wesentlich höhere Konzentrationen können allerdings in vulkanogen-sedimentären Kieslagerstätten und hoch- bis tiefhydrothermalen Erzmineralisationen

auftreten. Als wichtige Vertreter in österreichischen Erzvorkommen sind Arsenopyrit (Arsenkies; FeAsS), Löllingit ($FeAs_2$), Realgar (As_4S_4) und Auripigment (As_2S_3) zu nennen. Aus dem aktuellen Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt geht hervor, dass gehäuft auftretende Arsen-Konzentrationen über 50 ppm in der Zentralzone der Alpen zu erwarten sind. So treten besonders starke und ausgedehnte Arsen-Anomalien in den Deferegger Alpen, der Kreuzeckgruppe, im Raum Kapfenberg–Neunkirchen und im Norden der Saualpe auf (Philippitsch et al., 2012). Arsen kann entweder durch einfache Auflösungsprozesse in Lösung gehen, oder es wird aus arsenhaltigen Sulfiden durch Oxidationsprozesse freigesetzt (Kölle, 2010). In der Natur kommt es meist als Arsenit (AsO_3^{3-}) oder als Arsenat (AsO_4^{3-}) an. Matthess (1994) führt an, dass die Werte im Grundwasser meist bei unter 0,1 mg/l liegen. Die Daten der GZÜV zeigen auf, dass über Österreich verteilt nur einzelne Werte über dem Schwellenwert von 9 µg/l (laut Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser; QZV Chemie GW) liegen. Das 90 % Perzentil von allen Messstellen-Medianen liegt hier bei 1,7 µg/l. Aus dem Jahresbericht 2015 zur Wassergüte in Österreich geht zudem hervor, dass 2 % der GZÜV-Messstellen in Bezug auf eine Überschreitung des Schwellenwertes laut QZV Chemie GW gefährdet sind (Philippitsch & Grath, 2016). In den Jahren 2000 bis 2002 wurden zudem Trinkwässer in Kärnten gezielt auf Arsen untersucht. Insbesondere im Bereich nördlich der Saualpe wurden gehäuft Konzentrationen über 10 µg/l l festgestellt (max. 510 µg/l; siehe auch US 30).

Barium (Ba) ist ein lithophiles Spurenelement. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,4 ppm, basische Gesteine 250 ppm, intermediäre Gesteine 650 ppm, granitische Gesteine 800 ppm, Tonschiefer 580 ppm, Sandsteine 300 ppm und Karbonatgesteine 100 ppm. Für Unterböden werden von den Autoren 385 ppm angegeben. Wichtige Bariumminerale sind z.B. Witherit ($Ba(CO_3)$) und Baryt ($Ba(SO_4)$). In Österreich sind erhöhte Werte in kristallinen Bereichen auf den Einbau von Barium in das Kristallgitter von Silikaten zurückzuführen. Zudem können erhöhte Konzentrationen im Zusammenhang mit Vererzungen stehen, z.B. im Bereich der Pb-Zn-Vererzungen im Drauzug und Barytvorkommen am Semmering (Pirkl et al., 2015). Das Element weist eine geringe geochemische Mobilität auf und höhere Gehalte bis über 1.000 mg/l sind nur für Erdölwässer und Grubenwässer mit einem geringen Sulfatgehalt charakteristisch (Michel, 1997). In sauerstoff- und sulfathaltigen Wässern liegen die Konzentrationen hingegen meist unter 10 µg/l (Käss & Käss, 2008). In Österreich wurden bei einigen Thermalwässern Konzentrationen von über 4 mg/l bestimmt, als Extremwert ist 13,95 mg/l bei der ehemaligen Tiefbohrung Laa Thermal Süd 1 anzuführen. Hierbei handelt es sich um Formationswasser im Oberjura.

Beryllium (Be) ist ein lithophiles Spurenelement und Anreicherungen sind in fluiden Restlösungen von sauren Magmen bekannt (Pirkl et al., 2015). Dementsprechend liegen erhöhte Gesteinskonzentrationen in Bereichen von Graniten (z.B. Böhmische Masse) vor. Zu den bekannteren Berylliummineralen gehören z.B. Beryll Al_2Be_3 $[Si_6O_{18}]$ und Helvin $Mn_4[S\ (BeSiO_4)_3]$. Beryllium ist nach Käss & Käss (2008) als toxisch einzustufen. Allerdings liegt es bei den meisten Grundwässern unter der Nachweisgrenze, somit ist die Mobilität sehr gering. Pirkl et al. (2015) führen an, dass Beryllium zudem an Phosphat- und Karbonatbarrieren gefällt wird. Außerdem ist es sorptionsanfällig gegenüber Tonmineralen und organischen Substanzen. Etwas erhöhte Werte sind bei sauren Wässern, Solen und Tiefenwässern (bis 200 µg/l) bekannt (Käss & Käss, 2008).

Blei (Pb) ist ein Spurenelement und tritt meist in Form von Bleiverbindungen auf. Diese sind oft mit Sulfiden anderer Schwermetalle vergesellschaftet und enthalten häufig Silber und Gold (Philippitsch et al., 2012). Zu den wichtigsten Bleimineralen gehören besonders Galenit (Bleiglanz; PbS) und Cerussit ($PbCO_3$). In Gesteinen sind folgende durchschnittliche Konzentrationen zu erwarten: Ultrabasite 0,05 ppm, Basalte 4 ppm, Granodiorite 15 ppm, Granite 19 ppm, Tonschiefer 20 ppm, Sandsteine 7 ppm und Karbonatgesteine 9 ppm (Thalmann et al., 1989). Für Böden führen die Autoren 10 ppm (2–200 ppm) an. Dem aktuellen Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt ist zu entnehmen, dass Anomalien im ostalpinen Kristallin und in kalkalpinen Bereichen auftreten (z.B. Blei-Zinklagerstätte Bleiberg; Philippitsch et al., 2012). Anomalien wie jene südlich von Wien könnten jedoch auch anthropogenen Ursprungs sein. Aufgrund der schlechten geochemischen Mobilität ist Blei im Grundwasser selten nachweisbar. Nach Matthess (1994) liegen die im Grundwasser gemessenen Konzentrationen höchstens bei wenigen Zehner-µg/l. Nur in Bereichen von Vererzungen sind erhöhte geogen bedingte Konzentrationen möglich. Als Beispiel ist hierfür eine von Schubert (2015a) beschriebene Quelle bei Fieberbrunn mit Beeinflussung durch Vererzungen in devonischen Dolomiten zu erwähnen, bei der eine Konzentration von 36,7 µg/l nachgewiesen wurde. In Österreich liegen die meisten GZÜV-Messstellen-Konzentrationen unter der Nachweisgrenze von 1 µg/l und es sind keine Überschreitungen des Schwellenwertes (laut QZV Chemie GW) von 9 µg/l bekannt (Philippitsch et al., 2012).

Bor (B) tritt im Meerwasser mit einer Konzentration von rund 4,5 mg/l auf (Kölle, 2010). Erhöhte Konzentrationen liegen somit vor allem bei marinen Sedimenten vor. Wedepohl (1978) führt beispielsweise für permische Tone aus Deutschland, die mit Salzvorkommen in Verbindung zu bringen sind, Gehalte bis 3.000 ppm an. Zu den wichtigsten, aber seltenen Bormineralen gehören Kernit $(Na_2[B_4O_6(OH)_2]\cdot 3\ H_2O)$ und Borax $(Na_2[B_4O_5(OH)_4]\cdot 8\ H_2O)$, bei beiden handelt es sich um Natriumtetraborate (Kölle, 2010). In hydrochemischen Analysen wird Bor meist als Orthoborsäure (H_3BO_3) oder Metaborsäure (HBO_2) angegeben. Käss & Käss (2008) führen für deutsche Heilwässer aus dem Kris-

tallin m-Borsäure-Werte unter 1 mg/l an, für jene aus Karbonat- und Schiefergesteinen zumeist weniger als 10 mg/l. Höhere Konzentrationen sind laut den Autoren bei Solen bekannt. Nach Zötl & Goldbrunner (1993) deuten hohe Werte auf vulkanogene Thermalquellen oder terrestrische Verdunstungslagerstätten. Auch Ölfeldwässer weisen hohe Werte auf. In Österreich sind Anomalien bei marin beeinflussten thermalen Solen auffällig. So wurde beispielsweise bei der ehemaligen Tiefbohrung Laa Thermal Süd 1 ein Wert von 297 mg/l H_3BO_3 bestimmt (Elster et al., 2016). Abgesehen von einer natürlichen Herkunft, können erhöhte Werte auch auf anthropogen beeinflusste Wässer deuten (Hobiger et al., 2004). So finden beispielsweise Perborate in der Waschmittelindustrie Anwendung (Kölle, 2010). In Österreich ist die Belastung in Grundwasserkörpern als gering einzustufen. Dem Jahresbericht 2015 zur Wassergüte in Österreich ist zu entnehmen, dass lediglich 0,2 % der GZÜV-Messstellen in Bezug auf eine Überschreitung des Schwellenwertes laut QZV Chemie GW von 0,9 mg/l gefährdet sind (Philippitsch & Grath, 2016).

Brom (Br) ist in Grundwässern als Bromid-Ion vorhanden und als Begleiter von Chlorid meist nachweisbar (Käss & Käss, 2008). Hohe Werte sind insbesondere bei Solen und salinar beeinflussten Wässern zu erwarten. Auch Ölfeldwässer weisen stark erhöhte Werte auf. Bei der Tiefbohrung Fürstenfeld FF 1, ein hochmineralisiertes Thermalwasser aus der Sandschaler-Zone (Badenium), wurde beispielsweise ein Wert von 224 mg/l bestimmt (Elster et al., 2016). Es wird darauf hingewiesen, dass die Herkunft des Wassers über das Verhältnis Cl/Br beschrieben werden kann: Bei Grundwässern beträgt es 500, bei Meerwässern 300, und bei Ölfeldwässern 10 (Käss & Käss, 2008).

Cadmium (Cd) tritt als chalkophiles Spurenelement zumeist mit Zink auf und gilt auch als Nebenprodukt bei der Zinkgewinnung (Kölle, 2010). Häufig ist es in isomorpher Form in Zinkmineralen eingebaut. Callender (2004) gibt für Gesteine folgende durchschnittliche Werte an: Granite 0,15 ppm, Basalte 0,2 ppm, Sandstein < 0,03 ppm, Kalkstein 0,03 und 0,05 ppm. Für Böden führte der Autor 0,06 bis 0,35 ppm an. Dem aktuellen Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt geht hervor, dass in Österreich Anomalien im nordöstlichen Raum von Imst, im Wiener Becken südlich von Wien und im Bereich der Villacher Alpe (ident mit der Blei-Zink-Anomalie der Lagerstätte Bleiberg) auftreten. Im Grundwasser sind Cadmiumverbindungen mit Halogeniden, Nitrat oder Sulfat löslich (Philippitsch et al., 2012). In unbelasteten Grundwässern wird jedoch eine Konzentration von 1 µg/l meist nicht überschritten und erhöhte Gehalte sind meist auf die Oxidation von Sulfiden zurückzuführen (Kölle, 2010). Matthess (1994) führt deutlich höhere Werte bis einige mg/l für Grubenwässer an. Die Konzentrationen bei den staatlichen GZÜV-Messstellen (Mediane) in Österreich liegen zu 99 % unter der Bestimmungsgrenze und Überschreitungen des Parameterwertes laut TWV von 5 µg/l liegen nicht vor.

Calcium (Ca) ist ein lithophiles Hauptelement, fünfhäufigstes Element und ein wichtiger Bestandteil von vielen Mineralen und insbesondere der Knochen und Zähne. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 2,5 Gew.-%, basische Gesteine 6,7 Gew.-%, intermediäre Gesteine 4,1 Gew.-%, granitische Gesteine 1,6 Gew.-%, Sandsteine 3,9 Gew.-%, Kalksteine 30,2 Gew.-% und Dolomitgesteine 16,0 Gew.-%. Ca-Anomalien in Bach- und Flusssedimenten entsprechen im Wesentlichen den Vorkommen von Karbonatgesteinen in Österreich und Calcium gelangt hauptsächlich aufgrund der Auflösung von Kalk, Dolomit oder Gips in das Grundwasser. Allgemein sind bei Grundwässern kristalliner Aquifere Calciumgehalte von weniger als 100 mg/l zu erwarten (Matthess, 1994). Für Wässer mit Kontakt zu Gips oder Anhydrit führt der Autor wesentlich höhere Konzentrationen bis ca. 600 mg/l an. In Österreich sind die höchsten Werte bis über 1.000 mg/l bei jenen Grundwässern bekannt, deren Mineralisierung auf Salinare zurückzuführen ist.

Cäsium (Cs) tritt im Grundwasser in sehr geringen Spuren auf und über die Mobilität ist wenig bekannt. Käss & Käss (2008) weisen darauf hin, dass höhere Werte bis über 1 mg/l bei salinaren Wässern und Solen eher zu erwarten sind. Bei den vorliegenden Analysen zu Mineral- und Heilwässern in Österreich ist dies nicht ersichtlich (Höchstwert: 10,9 µg/l bei Leithaprodersdorf Thermal; Elster et al., 2016).

Chlor (Cl) gehört zu der Gruppe der Halogene und erhöhte Hintergrundgehalte treten in Sedimenten mariner und arider Entstehung auf (Pirkl et al., 2015). Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 85 ppm, basische Gesteine 60 ppm, intermediäre Gesteine 100 ppm, granitische Gesteine 200 ppm, Tonschiefer 180 ppm, Sandsteine 10 ppm und Karbonatgesteine 150 ppm. Das Element weist eine sehr hohe geochemische Mobilität auf. Dementsprechend sind die größten Mengen in Meeren und Evaporiten vorzufinden. Grundwässer in chloridarmen Magmatiten und Sedimentgesteinen haben zumeist Gehalte von weniger als 30 mg/l (Matthess, 1994). Höhere Werte deuten hingegen in der Regel auf die Beimischung salinarer Wässer (Salzvorkommen) hin. Solche Wässer können in Österreich Werte bis über 100 g/l aufweisen. Dem Jahresbericht 2015 zur Wassergüte in Österreich ist zu entnehmen, dass 0,5 % der GZÜV-Messstellen in Bezug auf eine Überschreitung des Schwellenwertes laut QZV Chemie GW (180 mg/l) gefährdet sind (Philippitsch & Grath, 2016).

Chrom (Cr) ist ein häufiger Bestandteil von Magmatiten und gilt als Schwermetall, das in vielen häufig vorkommenden Mineralen der Erdkruste auftritt. Chromit ($FeCr_2O_4$) ist als wichtigstes Chrommineral zu nennen. Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Konzentrationen an: Ultrabasite 3.000 ppm, ozeanische Tholeiitbasalte 300 ppm, Basalte 170 ppm, Granodiorite 20 ppm, Granite 4 ppm, Tonschiefer 90 ppm, Sandsteine 35 ppm, Karbonatgestei-

ne weniger als 10 ppm. Für Böden geben die Autoren 40 ppm (5–300 ppm) an. Aus dem aktuellen Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt geht hervor, dass Anomalien erwartungsgemäß mit Ultrabasiten und Metavulkaniten zu assoziieren sind (z.B. Rechnitzer Fenster und Ultrabasit von Kraubath in der Steiermark). Es besteht eine Korrelation mit dem Element Nickel. Erhöhte Werte sind auch in den Nördlichen Kalkalpen in Bereichen der Gosau-Gruppe bekannt. Was die geochemische Mobilität betrifft, so ist prinzipiell aufgrund der Anreicherung in Tongesteinen von einer schlechten Mobilisierung auszugehen (Matthess, 1994). Das Element verhält sich zudem ähnlich wie Eisen und Aluminium und von sechs möglichen Oxidationsstufen treten in Grundwässern und auch Gesteinen meist Chrom(III)-Verbindungen auf. Diese sind nur bei niedrigen pH-Werten mobil bzw. wasserlöslich. In Grundwässern liegen die Gehalte meist unter 10 µg/l und höhere Konzentrationen sind oftmals auf anthropogene Verunreinigungen zurückzuführen (Matthess, 1994). Kein Medianwert der GZÜV-Messstellen überschreitet den Schwellenwert von 45 µg/l laut QZV Chemie GW.

Cobalt (Co) ist ein Spurenelement der Eisengruppe mit lithophilen und chalkophilen Eigenschaften und wird mit Nickel, Kupfer, Blei und Eisen in Fe-Mg-Silikaten assoziiert (Pirkl et al., 2015). Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 150 ppm, basische Gesteine 48 ppm, intermediäre Gesteine 10 ppm, granitische Gesteine 1 ppm, Tonschiefer 19 ppm, Sandsteine 0,3 ppm, Karbonatgesteine 0,1 ppm. Wichtige Cobaltminerale sind unter anderem Linneit ($Co^{2+}Co_2^{3+}S_4$) und Cobaltit (CoAsS). Die Analysen der österreichischen Bach- und Flusssedimente zeigen auf, dass erhöhte Konzentrationen oftmals mit einer feinverteilten Sulfidführung in Gesteinen zu assoziieren sind. Zudem treten Anomalien bei Serpentiniten bzw. weiteren basischen Gesteinstypen auf. Die geochemische Mobilität ist als gering einzustufen und es besteht eine starke Adsorptionsanfälligkeit an Eisen- und Manganhydroxide. Im reduzierenden Milieu kommt es zu einer Fällung mit Sulfiden und bei sauren Bedingungen ist Cobalt deutlich mobiler (Pirkl et al., 2015). In den meisten Grundwässern sind die Konzentrationen äußerst gering oder unter der Nachweisgrenze (Michel, 1997). Für ein österreichisches Heilwasser ist ein Extremwert von 33 µg/l bei der Thaddäusquelle anzuführen.

Eisen (Fe) ist einer der Hauptbestandteile der Magmatite und das Element tritt fast ausschließlich in Form von Verbindungen (Oxide, Sulfide und Karbonate) und nicht in elementarer Form auf. Vertreter der wichtigsten Eisen führenden Minerale sind Hämatit (Fe_2O_3), Limonit (Gemisch verschiedener hydratisierter Eisenoxide), Siderit ($FeCO_3$), Ankerit ($CaFe(CO_3)_2$), Magnetit (Fe_3O_4) und Pyrit (FeS_2). Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: Ultrabasite 9,4 Gew.-%, ozeanische Tholeiitbasalte 6,7 Gew.-%, Basalte 8,65 Gew.-%, Granodiorite 2,7 Gew.-%, Granite 1,4 Gew.-%, Tonschiefer 4,8 Gew.-%, Sandsteine 1,0 Gew.-% und Karbonatgesteine 0,4 Gew.-%. Für Böden geben die Autoren 2,1 Gew.-% an. Der aktuelle Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt zeigt auf, dass die höchsten Konzentrationen um 5 % in der „Grauwackenzone“ und in Einheiten mit ozeanischen Krustenanteilen zu erwarten sind. Zudem ist als wichtigste Erzlagerstätte Österreichs der Erzberg in der Steiermark zu nennen. Die Mobilisierung von Eisen im Grundwasser wird maßgeblich durch Oxidations- und Reduktionsprozesse, pH-Bedingungen, Lösung und Fällung von Hydroxiden, Karbonaten und Sulfiden und durch anwesende organische Komplexe bestimmt. Bei aeroben Bedingungen ist Eisen nicht mobil, da es in seiner dreiwertigen Form als Eisen(III)-Hydroxid ausfällt. Davon ausgenommen sind sehr saure Wässer, da auch dann Eisen(III) gelöst werden kann. Als österreichisches Extrem für Heilwässer ist die Thaddäusquelle (Fe(II) 178,4 mg/l; Fe(III) 254,7 mg/l) anzuführen. Erhöhte Eisengehalte sind auch bei Grundwässern mit niedrigen Sauerstoffgehalten zu erwarten, da im reduzierenden Milieu lösliche Eisen(II)-Verbindungen vorliegen. Bei 84,6 % der Messstellen der GZÜV liegen die Medianwerte von Eisen unter der Bestimmungsgrenze. Bei Grundwässern mit niedrigen Sauerstoffgehalten sind allerdings oftmals Werte über dem Indikatorwert laut TWV von 0,2 mg/l zu erwarten.

Fluor (F) kommt in der Natur nicht elementar vor, sondern tritt in Form von Verbindungen auf. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Konzentrationen an: ultrabasische Gesteine 100 ppm, basische Gesteine 400 ppm, intermediäre Gesteine 500 ppm, granitische Gesteine 850 ppm, Tonschiefer 740 ppm, Sandsteine 270 ppm und Karbonatgesteine 330 ppm. Abgesehen von Fluormineralen (z.B. Fluorit; CaF_2) tritt Fluor auch als Neben- und Spurenelement in Mineralen wie Fluorapatit ($Ca_5F(PO_4)_3$), Topas ($Al_2(F,OH)_2SiO_4$), Glimmern, Turmalinen und Amphibolen auf. Die Geochemie der österreichischen Bach- und Flusssedimente zeigt auf, dass erhöhte Fluorgehalte mit manchen gesteinsbildenden Silikaten (z.B. Glimmer und Amphibolen) zu assoziieren sind. Zudem können Anomalien mit (poly-)sulfidischen Vererzungen (z.B. Blei-Zink-Lagerstätte im Drauzug) und Vorkommen von Phosphormineralen (z.B. Apatit) in Verbindung gebracht werden. In den meisten Grundwässern treten allgemein Konzentrationen unter 1 mg/l auf (Matthess, 1994). Werte über 10 mg/l sind nach Michel (1997) als ausgesprochen hoch zu bewerten. Für die Herkunft erhöhter Fluorid-Konzentrationen gibt es zahlreiche Möglichkeiten, was die Interpretation von Analyseergebnissen erschweren kann: 1.) Ein hoher Gehalt wird oftmals mit aus großen Tiefen stammenden hydrothermalen Lösungen in Verbindung gebracht (Zötl & Goldbrunner, 1993). 2.) Auch in schwach alkalischen Wässern kann überdurchschnittlich viel Fluorid auftreten (Michel, 1997). 3.) Die Ursache für die Anreicherung von Fluor in Kalksteinen basiert auf der gleichzeitigen Ausfällung von Calciumcarbonat und Calciumfluorid im marinen Milieu (Michel, 1997). Es ist erwähnenswert, dass er-

höhte Fluorid-Konzentrationen mit niedrigen Calcium-Konzentrationen korrelieren können, da der Gehalt an Fluorid-Ionen in Gegenwart von Ca^{2+}-Ionen durch das Löslichkeitsprodukt des Fluorits (CaF_2) bestimmt wird (Wisotzky, 2011). In Österreich ist der Parameterwert laut TWV auf 1,5 mg/l festgelegt. Erhöhte Werte sind hauptsächlich bei Thermalwasservorkommen bekannt. Als Extrem ist die Tiefbohrung Binderberg 1 bei Loipersdorf anzuführen. Bei dieser Bohrung wurden Konzentrationen bis über 20 mg/l nachgewiesen.

Iod (I) tritt als biophiles Element insbesondere bei jenen Grundwässern mit erhöhten Konzentrationen auf, die im Kontakt zu Kohlenwasserstoffen stehen. Michel (1997) führt für Erdölbegleitwässer Werte bis 50 mg/l an, im Meerwasser liegt die Konzentration hingegen bei ca. 0,05 mg/l. Als österreichisches Extrem sind die Heilwässer von Bad Hall anzuführen, hier liegen die Iodid-Konzentrationen bei 40 bis 50 mg/l.

Kalium (K) gehört zu den gesteinsbildenden Hauptelementen und tritt insbesondere in Kalifeldspäten, Feldspatvertretern, Glimmern, Tonmineralen und manchen Evaporitmineralen auf. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,03 Gew.-%, basische Gesteine 0,8 Gew.-%, intermediäre Gesteine 2,3 Gew.-%, granitische Gesteine 3,3 Gew.-%, Tonschiefer 2,7 Gew.-%, Sandsteine 1,1 Gew.-% und Karbonatgesteine 0,3 Gew.-%. Die Kaliumverteilung in den österreichischen Bach- und Flusssedimenten korreliert mit der Verteilung von Kalium führenden Feldspäten, Glimmern und Tonmineralen. Kalium hat eine geringe geochemische Beweglichkeit und es kommt zur Sorption an Tonminerale. Allgemein weisen die meisten Grundwässer Konzentrationen unter 5 mg/l auf (Matthess, 1994). Da es sich jedoch um ein biophiles Element handelt, können höhere Gehalte in Ölfeldwässern auftreten. Auch bei Wässern von abflusslosen Becken, wie beispielsweise im Seewinkel, sind höhere Werte bekannt. In Österreich gibt es zahlreiche Solen und Thermalsolen mit Konzentrationen über 100 mg/l, so weist beispielsweise die Sole von Hall in Tirol eine Konzentration von fast 600 mg/l auf.

Kupfer (Cu) ist ein chalkophiles Spurenelement, das meist als Erz in Vergesellschaftung mit Eisen, Nickel, Blei, Silber und Gold vorkommt. Als wichtige Kupfererze sind Chalkopyrit (Kupferkies; $CuFeS_2$), Chalkosin (Kupferglanz; Cu_2S) und Bornit (Buntkupfererz; Cu_5FeS_4) zu nennen. Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: Ultrabasite 10 ppm, Basalte 87 ppm, Granodiorite 30 ppm, Granite 10 ppm, Tonschiefer 45 ppm, Sandsteine 5 ppm und Karbonatgesteine 4 ppm. Für Böden geben die Autoren 12 ppm (2–100 ppm) an. Der aktuelle Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt zeigt auf, dass geogen bedingte Anomalien in der westlichen „Grauwackenzone“, in penninischen Einheiten zwischen Brenner und Radstädter Tauern, in den Deferegger Alpen und in der Kreuzeckgruppe auftreten. Besonders ausgeprägte Anomalien wie jene im Wiener Becken sind jedoch höchstwahrscheinlich anthropogen bedingt. Bekannte Kupfererzvorkommen befinden sich zudem in Mitterberg (Salzburg) und in Hüttschlag im Großarltal. Die Mobilität von Kupfer im Grundwasser ist stark von Redoxbedingungen und dem pH-Wert abhängig. Saure Bedingungen fördern die Löslichkeit und im basischen Milieu kommt es zu Ausfällungen. Wasserlöslich sind insbesondere Verbindungen mit Halogeniden, Sulfat und Nitrat (Philippitsch et al., 2012). In Grundwässern treten zumeist sehr geringe Konzentrationen auf, einzig im Bereich von Kupfererzvorkommen sind deutlich höhere Gehalte zu erwarten. Als Beispiel führt Kahler (1978) Stollenwasser aus dem historischen Kupferbergbau Großfragant an, hier wurde eine Konzentration von 6,6 mg/l bestimmt. Bei rund 56 % der GZÜV-Messstellen liegen die Mediankonzentrationen unter der Bestimmungsgrenze. Überschreitungen des gesetzlichen Schwellenwertes (laut QZV Chemie GW) von 1.800 µg/l sind nicht bekannt.

Lithium (Li) ist ein seltenes, lithophiles Element, das vorwiegend in silikatischen Mineralen vorkommt. Zu den wirtschaftlichen Hauptmineralen zählt Spodumen ($LiAlSi_2O_6$) in Pegmatiten. Als Neben- und Spurenelement kommt es häufig in Kalifeldspat, Glimmern (Biotit), Amphibolen und Tonmineralen vor, wo es Kalium, Natrium und Magnesium substituiert (Pirkl et al., 2015). Analysen der österreichischen Bach- und Flusssedimente bestätigen dies. Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,5 ppm, basische Gesteine 10 ppm, intermediäre Gesteine 21 ppm, granitische Gesteine < 1 ppm, Tonschiefer 66 ppm, Sandsteine 15 ppm, Karbonatgesteine 20 ppm. Im Grundwasser betragen die Konzentrationen meist weniger als 0,5 mg/l. Allerdings sind Gehalte über 5 mg/l bei Thermalwässern und Solen bekannt (Matthess, 1994). Von den österreichischen Thermalwässern weisen beispielsweise die Tiefbohrungen St. Kanzian Thermal 1 und St. Jakob Thermal 1 Werte von fast 12 mg/l auf. Käss & Käss (2008) weisen darauf hin, dass in natürlichen mineralstoffreichen Wässern das Verhältnis zwischen dem Gehalt von Lithium und Natrium relativ konstant ist. Außerdem ist anzumerken, dass Lithium als Kationen-Geothermometer Anwendung findet (Stober & Bucher, 2012). Es kann somit Hinweise auf Tiefenkontakte von Thermalwässern bieten.

Magnesium (Mg) ist ein lithophiles Element und Hauptbestandteil vieler Minerale. Anreicherungen liegen in Karbonaten und basischen Gesteinen vor. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 20,4 Gew.-%, basische Gesteine 4,5 Gew.-%, intermediäre Gesteine 2,2 Gew.-%, granitische Gesteine 0,2 Gew.-%, Tonschiefer 1,5 Gew.-%, Sandsteine 0,7 Gew.-% und Karbonatgesteine 4,7 Gew.-%. Obwohl die Magnesiumverbindungen generell eine höhere Löslichkeit als jene von Calcium besitzen, ist der Gehalt im Süßwasser normalerweise niedriger bzw. zumeist unter 40 mg/l (Matthess, 1994). Das liegt an der geringeren geochemischen Häufigkeit. Bei magnesiumreichen Grundwas-

serleitern handelt es sich beispielsweise um Dolomit, Serpentin und Olivinbasalt. Hier können insbesondere bei größeren Feststoffsummen mehrere Hundert mg/l auftreten. Für Österreich sind jedoch als Extrem die Bittersalzwässer von Oggau anzuführen, hier wurden Gehalte bis zu 7,7 g/l bestimmt.

Mangan (Mn) ist ein lithophiles Element und ein mengenmäßig zurücktretender Bestandteil der Magmatite. Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: Ultrabasite 0,104 Gew.-%, Basalte 0,150 Gew.-%, Granodiorite 0,054 Gew.-%, Granite 0,039 Gew.-%, Tonschiefer 0,085 Gew.-%, Sandsteine 0,005 Gew.-% und Karbonatgesteine 0,070 Gew.-%. Für Böden gibt der Autor 0,080 Gew.-% an. Mangananomalien in der Zentralzone der Alpen wie jene von Dienten und Eisenerz sind auf Eisenspatmineralisationen zurückzuführen. Einige Manganerzvorkommen sind in Salzburg (Strubberg-Formation) bekannt und auch jenes in Strengen am Arlberg (Rhodochrosit-Pyritlagen in der Allgäu-Formation) ist zu erwähnen. Die geochemische Beweglichkeit von Mangan ist gering, doch in sauerstoffarmen Wässern können allgemein höhere Gehalte auftreten (Matthess, 1994). Trotzdem sind selbst unter reduzierenden Verhältnissen Mangangehalte über 1 mg/l im Grundwasser selten. Höhere Konzentrationen sind allerdings bei Thermalwässern, Ölfeldwässern und sauren Grubenwässern möglich. Als Extremwert für ein Heilwasser ist die Thaddäusquelle (26,5 mg/l) anzuführen. Rund 84 % der Medianwerte der GZÜV-Messstellen liegen unterhalb der Bestimmungsgrenze, doch bei rund 12 % der Messstellen wird der Indikatorwert laut TWV von 0,05 mg/l überschritten. Diese Grundwässer weisen ein reduzierendes Milieu auf und das Maximum liegt im Grundwasserkörper Feistritztal vor.

Molybdän (Mo) ist ein Spurenelement mit siderophilen und chalkophilen Eigenschaften und wird oft mit Wolfram und Rhenium assoziiert. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,3 ppm, basische Gesteine 1,0 ppm, intermediäre Gesteine 0,9 ppm, granitische Gesteine 2,0 ppm, Tonschiefer 2,6 ppm, Sandsteine 0,2 ppm, Karbonatgesteine 0,4 ppm. Zudem besteht eine Anreicherung in organischen Substanzen. Zu den wichtigen Mineralen gehört Molybdänit (MoS_2). Die Mobilität ist unter oxidierenden Bedingungen höher und es besteht eine Sorptionsanfälligkeit an Fe-Hydroxide. Normalerweise betragen die Konzentrationen im Grundwasser nur wenige µg/l (Matthess, 1994). Erhöhte Gehalte lassen nach dem Autor oftmals auch auf einen marinen Ursprung schließen. In Österreich sind allerdings erhöhte Werte bei manchen Säuerlingen, Gipsquellen und Thermalwässern bekannt. So weist die Thermalwasserbohrung 1/99 von Bad Kleinkirchheim beispielsweise eine Konzentration von knapp 80 µg/l auf.

Natrium (Na) ist ein lithophiles Hauptelement und weist eine sehr hohe geochemische Mobilität auf. Dementsprechend ist es im Meerwasser angereichert und hohe Werte sind mit Evaporiten zu assoziieren. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,4 Gew.-%, basische Gesteine 1,9 Gew.-%, intermediäre Gesteine 3,0 Gew.-%, granitische Gesteine 2,8 Gew.-%, Tonschiefer 0,6 Gew.-%, Sandsteine 0,3 Gew.-%, Karbonatgesteine 0,04 Gew.-%. In Bach- und Flusssedimenten ist es zudem hauptsächlich an Feldspäte gebunden. In Österreich weisen Solen, die mit Salzvorkommen in Verbindung zu bringen sind, die höchsten Konzentrationen (bis über 100 g/l) auf. Bei Tiefengrundwässern sind erhöhte Werte von Natrium auch oftmals mit Ionenaustauschprozessen zu erklären.

Nickel (Ni) ist ein Neben- bis Spurenelement, das in alkalischen und basischen Magmatiten oft mit Magnesium, Eisen, Kobalt, Chrom und Vanadium vergesellschaftet ist. Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: Ultrabasite 2.000 ppm, Basalte 130 ppm, Granodiorite 15 ppm, Granite 5 ppm, Tonschiefer 68 ppm, Sandsteine 2 ppm, Karbonatgesteine weniger als 10 ppm. Zudem geben die Autoren für Böden 17 ppm bzw. 5 bis 500 ppm an. Der aktuelle Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt zeigt auf, dass Nickelanomalien mit Ultrabasiten und Metavulkaniten (z.B. Rechnitzer Fenster und Kraubath) zu assoziieren sind. Meist sind dann auch die Konzentrationen von Chrom deutlich erhöht. Nickel ist geochemisch nicht sonderlich mobil, deshalb sind die Konzentrationen im Grundwasser meistens äußerst gering (Michel, 1997). Bei Solewässern sind jedoch erhöhte Werte bis 100 µg/l bekannt (Käss & Käss, 2008) und als österreichisches Extrem für ein Heilwasser ist die Thaddäusquelle (75 µg/l) anzuführen. Zudem liegen rund 76 % der Mediankonzentrationen von GZÜV-Messstellen unterhalb des Schwellenwertes (laut QZV Chemie GW) von 18 µg/l. Aus dem Jahresbericht 2015 zur Wassergüte in Österreich geht zudem hervor, dass 0,4 % der GZÜV-Messstellen in Bezug auf eine Überschreitung des Schwellenwertes laut QZV Chemie GW gefährdet sind (Philippitsch & Grath, 2016).

Quecksilber (Hg) tritt als seltenes Spurenelement hauptsächlich in Verbindungen auf. Das wichtigste Quecksilbermineral ist Cinnabarit (Zinnober; HgS). Fitzgerald & Lamborg (2004) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Konzentrationen an: Basalte 0,09 ppm, Granite 0,08 ppm, Syenite 0,0X ppm, Schiefer 0,4 ppm, Sandsteine 0,03 %, Tiefseesedimente 0,0X %, Tiefseetone 0,X %. Quecksilbervorkommen in Österreich sind nach Weber (1997) mit paläozoischen Metasedimenten und -vulkaniten zu assoziieren (z.B. bei Stockenboi und Gratwein). Der Autor führt an, dass Quecksilber oft in Sphalerit (Zinkblende; ZnS) und Fahlerz enthalten ist. Aufgrund seiner geringen Mobilität tritt Quecksilber in Grundwässern in sehr geringen Konzentrationen auf (Matthess, 1994). Abgesehen von der geringen Löslichkeit neigt es nämlich auch dazu, in die Atmosphäre zu entweichen. Fast 100 % der Mediankonzentrationen von GZÜV-Messstellen liegen un-

terhalb der Bestimmungsgrenze von 0,2 µg/l und der Schellenwert (laut QZV Chemie GW) von 0,9 µg/l wird nirgends überschritten.

Rubidium (Rb), ein lithophiles Spurenelement, ähnelt vom geochemischen Verhalten Kalium und es ersetzt Kalium auch in kaliumhaltigen Silikaten (Pirkl et al., 2015). Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,2 ppm, basische Gesteine 30 ppm, intermediäre Gesteine 100 ppm, granitische Gesteine 150 ppm, Tonschiefer 140 ppm, Sandsteine 60 ppm, Karbonatgesteine 3 ppm. Die Mobilität ist unter allen Redox- und pH-Bedingungen gering, zudem besteht eine Sorptionsanfälligkeit an Tonminerale (Pirkl et al., 2015). Insbesondere bei von Salinaren beeinflussten Grundwässern sind jedoch höhere Werte bis 1 mg/l bekannt (Matthess, 1994). In Österreich wurden beispielsweise bei hochmineralisierten Grundwässern im Bereich des Neusiedler Sees in den 1960er Jahren Konzentrationen bis 1,4 mg/l nachgewiesen.

Schwefel (S) kommt vorwiegend in Sulfiden und Sulfaten vor. Elementarer Schwefel ist hingegen selten. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 300 ppm, basische Gesteine 250 ppm, intermediäre Gesteine 200 ppm, granitische Gesteine 270 ppm, Tonschiefer 2.400 ppm, Sandsteine 240 ppm, Karbonatgesteine 1.200 ppm. Zu den wichtigsten Sulfiden gehören Pyrit (FeS_2), Galenit (Bleiglanz; PbS) und Sphalerit (Zinkblende; ZnS), zu den Sulfaten Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) und Anhydrit ($CaSO_4$). Je nach vorliegender Verbindung weist Schwefel eine unterschiedliche Mobilität auf. Bedingt durch die Sulfidfällung ist sie unter reduzierenden Bedingungen jedoch niedriger als im oxidierenden Milieu. Trotzdem ist die geochemische Mobilität insgesamt als hoch einzustufen. Dies ist beispielweise an dem hohen Gehalt in Meerwasser ersichtlich. Der Schwefel, der sich heute in Meeren, Evaporiten und Sedimentgesteinen befindet, dürfte zum Großteil aus Entgasungen von Magmen stammen (Matthess, 1994). Aus der Chemie des Schwefels ergibt sich, dass er in unterschiedlichen Oxidationsstufen vorkommen kann. Je nach Redoxpotenzial treten daher im Grundwasser unterschiedliche Schwefel-Spezies auf. Das reicht von der reduzierten Form als Schwefelwasserstoff (H_2S) bzw. Hydrogensulfid (HS^-) oder Sulfid (S^{2-}), über den elementaren Schwefel (S_8) bzw. Polysulfide (S_n^{2-}) bis zu den höher und höchstoxidierten Formen Sulfit (SO_3^{2-}) und Sulfat (SO_4^{2-}) (Michel, 1997). Der Gesamtschwefel, auch Sulfidschwefel oder titrierbarer Schwefel genannt, umfasst in Abhängigkeit von Temperatur und pH-Wert die Summe von H_2S, HS^- und S^{2-}. Bei diesen Spezies weist Schwefel die Oxidationsstufe -2 auf. In Österreich treten die höchsten Konzentrationen von titrierbarem Schwefel bei den Thermalwassererschließungen von Oberlaa (139 mg/l) und Engelhartstetten (189 mg/l) auf (Elster et al., 2016). Die Gehalte von Sulfat (SO_4^{2-}) liegen in Grundwässern normalerweise unter 30 mg/l (Matthess, 1994). Höhere Konzentrationen bis über 1.000 mg/l sind in der Regel auf den Kontakt zu Gipsvorkommen zurückzuführen. Auch in Österreich sind Konzentrationen bis über 14 g/l bei einigen Solen bekannt. Aus dem Jahresbericht 2015 zur Wassergüte in Österreich geht zudem hervor, dass 2,6 % der GZÜV-Messstellen in Bezug auf eine Überschreitung des Schwellenwertes laut QZV Chemie GW (225 mg/l für Sulfat) gefährdet sind (Philippitsch & Grath, 2016). Weitere Möglichkeiten für hohe Werte sind nach Zötl & Goldbrunner (1993) die oxidative Zersetzung von Schwefelkies, Markasit etc. und die Herkunft aus Braunkohlegebieten und Mooren. Magmatische Exhalationen und biochemische Reduktion von Sulfaten führen zu gasförmigem H_2S oder in gelöster Form zu HS^- oder S^{2-} (Matthess, 1994). Dementsprechend können bei reduzierenden Verhältnissen, z.B. bei Ölfeldwässern, hohe Gehalte auftreten.

Selen (Se) ist ein seltenes chalkophiles Spurenelement. Das geochemische Verhalten ist dem von Schwefel ähnlich und bei der Gewinnung und Verhüttung von Sulfid-Erzen treten daher Selenverbindungen auf. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,05 ppm, basische Gesteine 0,05 ppm, intermediäre Gesteine 0,05 ppm, granitische Gesteine 0,05 ppm, Tonschiefer 0,6 ppm, Sandsteine 0,05 ppm, Karbonatgesteine 0,08 ppm. Die geochemische Mobilität ist unter oxidierenden Bedingungen deutlich höher als im reduzierenden Milieu und es gilt bei sauren, als auch basischen pH-Werten als mobil (Pirkl et al., 2015). Anreicherungen bestehen in der organischen Substanz und es ist sorptionsanfällig an Tonminerale und Fe-Hydroxide. In Grundwässern ist Selen maximal bis Zehner-µg/l vertreten (Michel, 1997). In österreichischen Heilwässern sind erhöhte Gehalte von einigen Zehner-µg/l beispielsweise bei den Carinthia-Lithion-Quellen in Eisenkappel-Vellach bekannt. Im Jahr 2016 wurde im Zuge der hydrochemischen Beprobungen von den ehemaligen Vorarlberger Heilwässern bei der Schwefelquelle von Schröcken ein Gehalt von 22,8 µg/l nachgewiesen, hier dürfte Selen mit der Führung von Pyrit in der Allgäu-Formation in Verbindung stehen.

Seltene Erden (SEE, REE) sind eine in chemischer Hinsicht (gleich besetzte äußere Elektronenhülle) homogene Gruppe von folgenden Spurenelementen: Lanthan (La), Cer (Ce), Praseodym (Pr), Neodym (Nd), Promethium (Pm), Samarium (Sm), Europium (Eu), Gadolinium (Gd), Terbium (Tb), Dysprosium (Dy), Holmium (Ho), Erbium (Er), Thulium (TM), Ytterbium (Yb) und Lutetium (Lu). Aufgrund der ähnlichen Ionengröße und identischen Anzahl der Außenelektronen wird auch Yttrium (Y) zu dieser Elementgruppe dazugezählt und ebenso Scandium (Sc) mit ähnlichen chemischen Eigenschaften. Die leichteren REE (LREE) sind häufiger als die schwereren REE (HREEs), doch selbst Thulium, das seltenste REE, ist häufiger als Gold oder Platin (Markl, 2014). REE mit geraden Ordnungszahlen sind zudem häufiger als jene mit ungeraden Ordnungszahlen, deshalb werden Analysen über chondritische Zusammensetzungen normiert. Im Geochemischen At-

las von Österreich (Bundesweite Bach- und Flusssedimente 1978 bis 2010) werden Lanthan, Cer und Yttrium berücksichtigt. Pirkl et al. (2015) führen darin an, dass diese Elemente an Vorkommen von Schwermineralen gebunden sind. Ein Überblick zu Gehalten in Gesteinen und Böden ist zudem in Tabelle 6 angeführt. In Österreich treten erhöhte Werte vor allem in Bereichen der Böhmischen Masse auf. Zusätzlich ist anzumerken, dass die Minerale Monazit ((REE,Th)PO_4) und Bastnäsit (REE(CO_3)F) für die Gewinnung von LREE von Relevanz sind (Stosch, 2000). Xenotim ((Y,REE)PO_4) ist hingegen für die Produktion von HREE von Bedeutung. Bedingt durch die schlechte Verwitterbarkeit der Schwerminerale, ist die geochemische Mobilität prinzipiell als gering einzustufen. Für die Interpretation zur Herkunft von Grundwässern können REE-Verteilungsmuster genutzt werden. Prinzipiell weisen Gesteine der oberen Kruste und auch das Meerwasser eine relative Abreicherung der schweren REE und eine negative Europium-Anomalie auf (Poltnig et al., 2001b). Der Grund für die negative Europium-Anomalie ist, dass Europium das Calcium in Plagioklasen ersetzen kann. In Meerwasser tritt allerdings auch eine negative Cer-Anomalie auf. Gesteine des Mantels zeigen hingegen eine relative Anreicherung der schweren REE. Für Grundwässer, die ähnliche Verteilungsmuster zeigen, ist somit eine Beeinflussung aus der Tiefe, diese Möglichkeit besteht in Bereichen von tiefreichenden Störungszonen, anzunehmen.

Silicium (Si) liegt in der Natur in Form von Quarz (SiO_2) oder in Silikaten vor und ist das zweithäufigste Element nach Sauerstoff in der Erdkruste. Die hydrochemische Mobilität ist niedrig und es gelangt über die Auflösung von Silikaten, die Lösung von fester amorpher Kieselsäure oder durch extreme Temperatureinflüsse in das Grundwasser (Michel, 1997). In hydrochemischen Analysen wird es meist als Kieselsäure (H_2SiO_3) angegeben. Insbesondere bei vulkanisch beeinflussten Thermalwässern und Geysiren treten verwitterungsbedingt besonders hohe Werte auf. Die Lösung und Ausfällung von Kieselsäure geschieht bei normalen Temperaturen sehr langsam, doch erhöht sich die Reaktionsgeschwindigkeit bei höheren Temperaturen. Mithilfe von Geothermometern lassen sich aus den hydrochemischen Analysedaten unter bestimmten Bedingungen (geschlossenes System, thermisches Gleichgewicht) Rückschlüsse auf die Temperatur des Untergrundes ziehen (Stober & Bucher, 2012). Die höchsten Werte bis über 100 mg/l, sind bei (thermalen) Säuerlingen bekannt.

Stickstoff (N) ist zum einen in der Atmosphäre enthalten und gelangt von dort als Gas in das Grundwasser. Zudem kann Stickstoff aus dem Abbau von organischem Material stammen, nämlich in Böden und in biogenen Sedimenten. Ähnlich wie bei Schwefel angeführt, kann auch Stickstoff in verschiedenen Oxidationsstufen vorliegen. Die reduzierte Form ist beim Stickstoff Ammonium (NH_4^+), geht dann über elementarem Stickstoff zu den höher und höchstoxidierten Spezies Nitrit (NO_2^-) und Nitrat (NO_3^-). Welche Oxidationsstufe vorliegt, hängt vom Redoxpotenzial des Grundwassers ab. So beträgt, von Extremwerten abgesehen, der Gehalt an Ammonium (NH_4^+) normalerweise zwischen 0,01 und 1 mg/l und jener von Nitrat (NO_3^-) zwischen 0,3 und 2,5 mg/l (Matthess, 1994). Aus dem Jahresbericht 2015 zur Wassergüte in Österreich geht hervor, dass 10,8 % der GZÜV-Messstellen hinsichtlich einer Überschreitung des Schwellenwertes laut QZV Chemie GW von 45 mg/l für Nitrat gefährdet sind (Philippitsch & Grath, 2016). Nitrit (NO_2^-) ist hingegen in der Regel nur in Spuren nachweisbar. Lediglich 2,7 % der GZÜV-Messstellen sind gefährdet (Schwellenwert laut QZV Chemie GW = 0,09 mg/l) (Philippitsch & Grath, 2016). Ammonium steht mit dem gasförmigen Ammoniak im Gleichgewicht, welches vom pH-Wert und der Temperatur abhängig ist (Hobiger, 1996). 2,1 % der GZÜV-Messstellen gelten als gefährdet (Schwellenwert laut QZV Chemie GW = 0,45 mg/l). Falls Sauerstoff vorhanden ist, wird organisch gebundener Stickstoff über Aminosäuren und Ammonium zu Nitrit und später Nitrat oxidiert. Ammonium im Grundwasser verlangt im Allgemeinen reduzierende Bedingungen. Deshalb können beispielsweise Ölfeldwässer aufgrund der anaeroben Verhältnisse Gehalte von über 1.000 mg/l aufweisen. Werte über 20 mg/l treten vor allem in intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten und Trockengebieten auf.

Strontium (Sr) tritt als lithophiles Spurenelement in Calcit ($CaCO_3$), Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), Baryt ($BaSO_4$), Alkalifeldspäten, Pyroxenen und Glimmern auf (Pirkl et al., 2015). Es besitzt die Eigenschaft, dass es Calcium

	Lanthan (La) (ppm)	Cer (Ce) (ppm)	Yttrium (Y) (ppm)
ultrabasische Gesteine	0,X	8	0,X
basische Gesteine	10	48	25
intermediäre Gesteine	45	81	35
granitische Gesteine	40	92	40
Tonschiefer	48	82	26
Sandsteine	7,5	22	40
Karbonatgesteine	4	11	30
Unterböden	26	54	23

Tab. 6.
Durchschnittliche Konzentrationen von Lanthan, Cer und Yttrium in Gesteinen und Böden (nach Pirkl et al., 2015).

in calciumhaltigen Elementen ersetzt. Strontium-Minerale wie Strontianit ($SrCO_3$) sind hingegen selten. Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 1 ppm, basische Gesteine 465 ppm, intermediäre Gesteine 800 ppm, granitische Gesteine 285 ppm, Tonschiefer 170 ppm, Sandsteine 20 ppm, Karbonatgesteine 610 ppm. In Österreich sind Konzentrationen mit über 750 ppm meist mit Gips- und Anhydritvorkommen in Verbindung zu bringen. In den meisten Grundwässern liegen die Strontiumgehalte normalerweise unter 1 mg/l, da die Löslichkeitsgrenzen von $SrSO_4$ und $SrCO_3$ nicht erreicht werden (Matthess, 1994). Höhere Strontium-Konzentrationen um 10 mg/l können mit Calcium-Sulfat-Wässern in Verbindung gebracht werden. Die höchsten Gehalte (bis mehrere 100 mg/l) treten jedoch in Solen auf (Michel, 1997). Zötl & Goldbrunner (1993) bezeichnen Strontium außerdem als verlässlichen Anzeiger für einen großen Tiefgang von Thermalwässern, die nicht mit Salinar- und Evaporitgesteinen zu assoziieren sind. Als Beispiel für eine Erschließung mit einem extrem hohen Gehalt ist die ehemalige Tiefbohrung Laa Thermal Süd 1 zu nennen. So wurde Formationswasser aus Karbonaten des Oberjura erschlossen und eine Konzentration von 137,3 mg/l nachgewiesen.

Uran (U) ist ein lithophiles Spurenelement, radioaktiv und als Schwermetall chemotoxisch. Erhöhte Gehalte treten in sauren Magmatiten, Kohlen und Phosphaterzen auf. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Konzentrationen an: ultrabasische Gesteine 0,001 ppm, basische Gesteine 0,6 ppm, intermediäre Gesteine 1,8 ppm, granitische Gesteine 4,8 ppm, Tonschiefer 2,7 ppm, Sandsteine 0,45 ppm, Karbonatgesteine 2,2 ppm. Das Element ist inkompatibel gegenüber den Hauptmineralen (z.B. Feldspäte) und ist vorwiegend in akzessorischen Mineralen wie Uraninit (U_3O_8) vertreten. Für die hydrochemische Mobilität sind, abgesehen vom pH-Wert, die Redoxbedingungen von großer Bedeutung. So tritt Uran im oxidierenden Milieu als sechswertiges Uranyl-Ion auf und gilt im vierwertigen Zustand bei reduzierenden Bedingungen als immobil. Eine Anreicherung kann somit insbesondere bei Übergangsbereichen von oxidierende in reduzierende Zonen stattfinden. Der Parameterwert ist in der österreichischen TWV auf 15 µg/l festgelegt. Von den österreichischen Heilwässern sind die Carinthia-Lithion-Quellen von Eisenkappel-Vellach als Extrem anzuführen, hier treten Werte bis 120 µ/l auf. Bei weiteren anerkannten Erschließungen sind keine Gehalte über dem genannten Parameterwert bekannt.

Vanadium (V) ist ein lithophiles Spurenelement und in vielen Mineralen wie Magnetit, Pyroxenen, Amphibolen und Biotit vertreten. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 40 ppm, basische Gesteine 250 ppm, intermediäre Gesteine 100 ppm, granitische Gesteine 20 ppm, Tonschiefer 130 ppm, Sandsteine 20 ppm, Karbonatgesteine 20 ppm. Unter oxidierenden Bedingungen ist die Mobilität hoch, im reduzierenden Milieu jedoch niedrig. Bei den österreichischen Mineral- und Heilwässern treten keine Konzentrationen über 8 µg/l auf. Etwas erhöhte Werte zwischen 4 und 5 µg/l sind allerdings bei den Carinthia-Lithion-Quellen von Eisenkappel-Vellach in Kärnten bekannt.

Wolfram (W) ist ein lithophiles Spurenelement der Molybdängruppe. Pirkl et al. (2015) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,7 ppm, basische Gesteine 0,7 ppm, intermediäre Gesteine 1,0 ppm, granitische Gesteine 2,0 ppm, Tonschiefer 1,8 ppm, Sandsteine 1,6 ppm, Karbonatgesteine 0,6 ppm. Zu den wichtigsten Wolframmineralen gehören Wolframit ($(Fe,Mn)WO_4$), Scheelit ($Ca(WO_4)$) und Stolzit ($Pb(WO_4)$). In den österreichischen Bach- und Flusssedimenten wird Wolfram hauptsächlich durch Scheelit repräsentiert. Es sei jedoch angemerkt, dass Scheelit und Wolfram führende Schwerminerale als hoch verwitterungsbeständig gelten. Dementsprechend ist die hydrochemische Mobilität als gering einzustufen.

Zink (Zn) ist ein häufiges Schwermetall in der Erdkruste. Es wird anstelle von Eisen oder Magnesium in die Gitterstruktur von Silikaten eingebaut, oder tritt als Zinkblende (Sphalerit; ZnS) in Erzlagerstätten auf (Matthess, 1994). Vergesellschaftungen mit Eisen, Cadmium, Kupfer und Blei sind häufig. Thalmann et al. (1989) führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: Ultrabasite 50 ppm, Basalte 150 ppm, Granodiorite 50 ppm, Granite 51 ppm, Tonschiefer 100 ppm, Sandsteine 40 ppm und Karbonatgesteine 21 ppm. Für Böden geben die Autoren 50 bzw. 10 bis 300 ppm an. Die bekannteste Lagerstätte von Blei-Zink befindet sich Bleiberg in Kärnten. In dem aktuellen Datensatz der Bachsedimentgeochemie der Geologischen Bundesanstalt zeigen sich zusätzlich noch weitere kleinere Anomalien im ostalpinen Kristallin und in kalkalpinen Bereichen. Nach Matthess (1994) wird der Zinkgehalt selten durch die Löslichkeit, sondern eher durch die Verfügbarkeit bestimmt und insbesondere bei sauren pH-Werten gilt Zink als mobil. Kölle (2010) führt weiter an, dass erhöhte Konzentrationen im Grundwasser meist auf die Oxidation von Sulfiden zurückzuführen sind. Rund 63 % der Mediankonzentrationen von GZÜV-Messstellen liegen unterhalb der Bestimmungsgrenze und die Zinkgehalte sind im Grundwasser von oberflächennahen Grundwasserkörpern als unbedenklich einzustufen. Bei den wenigen Überschreitungen der WHO-Empfehlung von 3 mg/l ist eine geogene Belastung meist nicht gesichert. So können beispielsweise auch Zink führende Verrohrungen der Grund für die erhöhten Werte sein. Als geogen bedingtes Extrem für ein Heilwasser ist die Thaddäusquelle (25,6 mg/l) zu nennen.

Zinn (Sn) tritt als siderophiles Spurenelement in Glimmern, Amphibolen, Rutil (TiO_2), Turmalinen und Magnetit (Fe_3O_4) auf (Pirkl et al., 2015). In Mineralform kommt es z.B. als Kassiterit (SnO_2) und Stannit (Cu_2FeZnS_4) vor. Die Autoren führen für Gesteine folgende durchschnittliche Gehalte an: ultrabasische Gesteine 0,5 ppm, basische Gesteine 1,0 ppm, interme-

diäre Gesteine 1,5 ppm, granitische Gesteine 3,0 ppm, Tonschiefer 3 ppm, Sandsteine 0,X ppm, Karbonatgesteine 0,X ppm. Für Unterböden wird 3 ppm angegeben. Erwartungsgemäß sind in Österreich Anomalien in der Böhmischen Masse bzw. im nördlichen Waldviertel bekannt. Zinn ist bei allen pH- und Redoxbedingungen schwer mobilisierbar und somit bei den meisten hydrochemischen Analysen nicht nachweisbar. Käss & Käss (2008) führen allerdings erhöhte Konzentrationen bis 120 µg/l bei Ölfeldwässern an. Bei den österreichischen Mineral- und Heilwässern sind Zinn-Konzentrationen zumeist nicht nachweisbar.

1.3.3 Natürliche Radioaktivität

(P. Legerer)

Chemische Eigenschaften

Radon (Rn) ist ein geruchloses, chemisch-inertes radioaktives Gas mit der Ordnungszahl 86. Es entsteht als Zwischenprodukt beim Zerfall der natürlichen Uran-Radium-Zerfallsreihe (Uran-238 -> … -> Radium-226 -> Radon-222 -> … -> Blei-210 -> … -> Polonium-210 -> Blei-206). Durch die hohe Mobilität ist Radon in der Luft oder gelöst im Wasser weit verbreitet. Von den drei natürlich vorkommenden Radon-Isotopen Rn-222 (^{222}Rn), Rn-220 (^{220}Rn) und Rn-219 (^{219}Rn) ist nur ersteres mit einer Halbwertszeit von 3,825 Tagen von umweltrelevanter Bedeutung, da letztere Halbwertszeiten von weniger als 60 Sekunden aufweisen.

Natürliche Strahlenexposition und Strahlenwirkung

Werden Radon und dessen Folgeprodukte mit der Atemluft inhaliert, kann die davon ausgehende Strahlung, abhängig von Dauer und Dosis, zu einer Schädigung des Lungengewebes führen. Die mittlere effektive Dosis der österreichischen Bevölkerung beträgt ca. 4,2 mSv (Milli-Sievert), davon sind rund 2,8 mSv natürlichen Ursprungs, wobei hier der Inhalation von Radon etwa 1,5 mSv zugeschrieben werden. Somit ist Radon mit seinen Folgeprodukten für einen Großteil der natürlichen radioaktiven Strahlenbelastung verantwortlich. Die natürliche Strahlenexposition unterliegt aufgrund unterschiedlicher geologischer Gebiete erheblichen Schwankungen (BMG, 2016).

In der Trinkwasserverordnung (TWV) ist für Radon kein Grenzwert angeführt, allerdings wird Radon als Indikatorparameter ausgewiesen. Der Wert wird mit 100 Bq/l (Bq = Becquerel) angegeben. Bei dessen Überschreitung ist die Ursache zu prüfen und festzustellen, ob Maßnahmen zur Aufrechterhaltung einer einwandfreien Wasserqualität erforderlich sind (TWV). Die EU-Kommission sieht bei Konzentrationen über 1.000 Bq/l allfällige Gegenmaßnahmen aufgrund des Strahlenschutzes als gerechtfertigt an (EU-Empfehlung 2001/982/Euratom).

Im medizinischen Bereich wird Radon als Heilmittel bei vorwiegend rheumatischen Erkrankungen gezielt eingesetzt. Radonwässer mit besonders hohen Konzentrationen werden zu therapeutischen Zwecken genutzt. Als Heilquelle werden Wässer mit einer Radon-Konzentration von > 370 Bq/kg für Badekuren bzw. ≥ 3.700 Bq/kg für Trinkkuren bezeichnet.

Herkunft, Mobilisierung und Transport von Radon und deren Einflussfaktoren

Das in Gestein, Bodenluft und Wasser befindliche Radon entsteht beim Zerfall von natürlich vorkommenden radioaktiven Elementen in den Mineralen der Gesteine. Hohe Radon-Konzentrationen werden hauptsächlich mit sauren magmatischen Gesteinen (Granite, Rhyolithe etc.) und Uranmineralen wie Uraninit und Carnotit assoziiert.

Der Radongehalt im Grundwasser wird von einer Vielzahl an chemischen, physikalischen, geologischen, hydrogeologischen und geochemischen Parametern beeinflusst. Die beiden primären Faktoren sind die dominierende Aquifer-Lithologie und die Konzentration der Mutternuklide Uran-238 bzw. Radium-226 im Umgebungsgestein. Weitere Faktoren sind Druck, Temperatur, Zeit, Beschaffenheit des Wassersystems (Teufe bis zum Grundwasser, Quellstube etc.), Freisetzungsmöglichkeit von Radon aus dem Gestein sowie die Migration des Radons vom Ort des Entweichens bis zum Ort der Messung.

Das Entweichen von Radon aus dem Umgebungsgestein in das Grundwasser ist einerseits abhängig von der Konzentration des Vorläufernuklids Radium-226 im Umgebungsgestein (bestimmt die erzeugte Menge an Radon) und andererseits von der Emissionsmöglichkeit des Gesteins selbst (bestimmt die Menge an erzeugtem Radon, die aus dem Gestein entweichen kann). Dabei werden einigen petrografischen Gesteinseigenschaften wie Korngröße und Porenstruktur eine größere Rolle zugeschrieben als der Konzentration von Radon-Mutternukliden (Hess et al., 1985).

Loomis et al. (1988) untersuchten die Möglichkeit der Vorherbestimmbarkeit von Radon in Grundwässern und beschreiben folgende fünf Einflussfaktoren detaillierter:

1.) Uran-Radium-Geochemie: Radon-222 entsteht beim direkten radioaktiven Zerfall von Radium-226, welches in Gestein, Boden und Mineralen vorkommt. Das lokale Uran-Radium-Gleichgewicht in geologischen Einheiten ist eine Funktion geologischer Prozesse und geochemischer Umweltbedingungen. Trotz eines globalen Uran-Radium-Gleichgewichtes kann es durch das unterschiedliche Löslichkeitsverhalten der beiden Elemente lokal zu einem Ungleichgewicht kommen.
2.) Gelöstes Radium: Radon im Grundwasser entsteht auch beim Zerfall von schon im Wasser gelöstem Radium, allerdings ist die Konzentration des Radiums im Verhältnis zu Radon deutlich niedriger. Beobachtungsstudien zeigen keine Korrelation zwischen Radium und Radon im Wasser.

3.) Meteorologische Faktoren: Während Studien bei Brunnen in England und Japan saisonale Schwankungen der Radon-Konzentration um den Faktor 2 bis 3 dokumentieren und dies auf Niederschläge zurückgeführt wird, zeigen untersuchte Brunnen im Südosten der USA keine niederschlagsbedingten Schwankungen der Radon-Konzentration.
Die Radon-Emanation (Entweichung aus dem Boden) variiert auch mit dem barometrischen Luftdruck. Dies könnte Schwankungen der Radon-Konzentration im Grundwasser bei wechselseitigem Einfluss von Radon-Emanation und Radon-Abtransport durch Wasser erklären.

4.) Beschaffenheit von Brunnenausbau und Nutzung: Eine Erhöhung der Fördermenge führte nicht zu einer höheren Radon-Konzentration. Allerdings wurde eine geringe Zunahme der Konzentration nach mehrstündigem Pumpen festgestellt.

5.) Geometrie und Menge der Radon-Mutternuklide: Die Radon-Konzentration im Wasser ist nicht nur auf die Konzentration der Mutternuklide im Umgebungsgestein zurückzuführen, sondern auch von deren Quantität und Verteilung im Gestein abhängig. Ein großes Oberflächen-zu-Volumen-Verhältnis der Mutternuklide führt zu höheren Radon-Konzentrationen.

Durch Diffusion entlang von Mikrobrüchen im Gestein gelangt das Radon in wasser- oder luftgefüllte Porenräume. Bei Durchflussgeschwindigkeiten von mehr als 10^{-5} cm/s wird die Bewegung von Radon im Wasser maßgeblich durch Advektion (Transport eines im Wasser gelösten Stoffes) und weniger durch Diffusion gesteuert. Der Weitertransport erfolgt in Luft oder Wasser bis an die Erdoberfläche bzw. bis zum Zerfall in das Tochternuklid (Hess et al., 1985; EPA, 1999).

Während im Wasser eine Korrelation von Uran- und Radon-Konzentration aufgrund verschiedenster Einflussfaktoren und der Schwierigkeit, diese zu quantifizieren, nicht möglich ist, kann bei der Interaktion Gestein-Wasser ein signifikanter Zusammenhang zwischen Urangehalt im Gestein und dem Radongehalt im Grundwasser festgestellt werden (Schubert et al., 2010).

Radonpotenzial in Österreich

In den 1990er Jahren wurde österreichweit eine systematische Untersuchung der Radon-Konzentration im Grundwasser durchgeführt. Der Medianwert aller verwendeten Daten (n = 3.335, Anzahl der Proben) beträgt 19 Bq/l. Die mit Abstand höchsten Konzentrationen wurden im Kristallin der Böhmischen Masse festgestellt. Dabei weisen die variszischen Intrusionen der Böhmischen Masse einen Maximalwert von 793 Bq/l und einen Medianwert von 35 Bq/l (n = 206) auf. Das Kristallin der Böhmischen Masse ohne die variszischen Intrusiva zeigt einen Medianwert von 35 Bq/l (n = 182) und einen Maximalwert von 416 Bq/l. Auch die ostalpinen Granite verzeichnen mit einem Medianwert von 83 Bq/l (n = 21) und einem Maximalwert von 218 Bq/l hohe Konzentrationen. Den niedrigsten Medianwert mit 6 Bq/l (n = 44) weisen die Flyschzone und die Schieferhülle des Tauernfensters und deren Äquivalente auf. Eine ausführlichere Betrachtung sowie Übersichtskarten der bundesweiten Verteilung von Radon und anderen Radionukliden sind in Kapitel 5.2 der „Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Radionuklide in den Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten in Österreich“ zu finden (Berka et al., 2014).

1.3.4 Umweltisotope

(D. Elster)

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

Für die Grundwasseraltersdatierung sind die stabilen Umweltisotope **Deuterium** (^{2}H) und **Sauerstoff-18** (^{18}O) von großer Bedeutung. Wassermoleküle haben unterschiedliche Anteile von $\delta^{2}H$ und $\delta^{18}O$, diese Unterschiede sind auf die Isotopenfraktionierung zurückzuführen. Bei dem Kontinentaleffekt (Abnahme der Delta-Werte von der Küste in das Landesinnere), dem Temperatureffekt (Abreicherung der Delta-Werte aufgrund niedrigerer Temperaturen zur kalten Jahreszeit oder in früheren Kaltzeiten) und dem Höheneffekt (Abreicherung der Delta-Werte aufgrund der niedrigeren Temperatur, ca. 0,2 ‰ pro 100 m) handelt es sich um jene Phänomene, die auf die Isotopenfraktionierung zurückzuführen sind (Hölting & Coldeway, 2005). Jahresgänge in den Niederschlägen lassen sich beispielsweise aufgrund des Temperatureffekts bis ca. vier Jahre nach der Neubildung nachweisen. Zudem ist zu beachten, dass meteorische Wässer eine lineare Beziehung zwischen $\delta^{18}O$ und $\delta^{2}H$ aufweisen. Diese Relation $\delta^{2}H = s \times \delta^{18}O + d$ wird als Niederschlagslinie (MWL = meteoric water line) beschrieben. Bei kontinentalen Niederschlägen in Mitteleuropa liegt s bei +8 und d bei +10 (siehe Gleichung). Insbesondere in ariden Gebieten verflacht die Linie jedoch aufgrund der Isotopenfraktionierung. So weichen beispielsweise Formationswässer extrem von der Niederschlagsgeraden ab. Für Österreich ist nach Kralik et al. (2015) von einer Niederschlagsgeraden mit $\delta^{2}H = 7{,}91 \times \delta^{18}O + 7{,}47$ auszugehen. Die Autoren führen für extreme Winterniederschläge Sauerstoff-18-Werte bis -23,88 ‰ und Deuterium-Werte bis -181,9 ‰ an. Extreme von Sommerniederschlägen können hingegen angereicherte Werte von -0,32 ‰

bei Sauerstoff-18 und -4,0 ‰ bei Deuterium erreichen. Abbildung 1 bietet einen Überblick zu ausgewählten Messwerten und Wertebereichen.

Das radioaktive Umweltisotop **Tritium** (^{3}H), ein natürliches Isotop des Wasserstoffes, weist eine Halbwertszeit von ca. 12,32 Jahren auf und gilt als verlässlicher Indikator für das Auftreten bzw. die Beimischung von jungem Wasser. Das Isotop nimmt am Wasserkreislauf teil und unterliegt, ebenso wie z.B. Deuterium, saisonalen Schwankungen. Es kommt zu einem Kontinentaleffekt mit tendenziell zunehmender Konzentration in Richtung Land sowie zu einem Breiteneffekt mit einer Anreicherung in höheren Lagen. In der Natur entsteht Tritium in der höheren Atmosphäre durch die Einwirkung der durch kosmische Strahlung erzeugten Neutronen auf Stickstoffatome (Moser & Rauert, 1980). Zum großen Teil ist Tritium jedoch anthropogen und auf die Kernwaffenversuche („Bomben-Tritium“) ab den 1950er Jahren zurückzuführen. So lag die Konzentration im Niederschlag vor 1953 bei 4 bis 6 TU (TU = Tritium Units bzw. Tritium Einheiten; 1 TU = 0,12 Bq/l), danach stieg sie jedoch bis auf 2.000 TU an (Abb. 2). Seitdem ist die Konzentration gesunken und liegt nahe dem Ausgangswert. Theoretisch können mit dieser Methode Wasseralter bis 50 Jahre bestimmt werden, doch in der Praxis ist meist nur eine qualitative Einschätzung möglich, da die Datendichte für weitere Interpretationen zu gering ist. Allerdings weisen Wässer mit Werten über 2 TU eine deutliche junge Komponente auf.

Mithilfe der **Radiokohlenstoff-14**-Methode (^{14}C) können Grundwasseralter bis ca. 40.000 Jahre bestimmt werden (Clark & Fritz, 1997). Kohlenstoff-14 wird zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre gebildet, wobei Neutronen aus der kosmischen Strahlung Stickstoff unter anderem in Kohlenstoff-14 umwandeln. Infolge wird das Kohlenstoffisotop zu $^{14}CO_2$ oxidiert und gelangt in die Atmosphäre, die Biosphäre und das Meer. Für eine Datierung, bei der Kohlenstoff-14 als Tracer angesehen wird, muss zunächst der Startwert des Gehaltes bekannt sein. Hierbei wird angenommen, dass das atmosphärische Kohlendioxid und die lebende organische Substanz den gleichen Kohlenstoff-14-Anfangsgehalt haben. Zudem muss es sich prinzipiell um ein geschlossenes System handeln, damit der natürliche radioaktive Zerfall (Halbwertszeit = 5.730 Jahre) die einzige Ursache für die Aktivitätsverminderung bleibt. Theoretisch ist dieses Prinzip einfach, doch in der Praxis ist der Anfangsgehalt schwer zu bestimmen. Die Kohlenstoff-14-Produktionsrate zur Zeit des Absterbens war nicht immer dieselbe wie heute und die Verteilung des Kohlenstoffes in Ozeanen, Biosphäre und Atmosphäre ist nicht gleichgeblieben (Moser & Rauert, 1980). Trotzdem ist die Verteilung relativ ähnlich und verursacht keine groben Fehler in der Altersdatierung. Hingegen ist die Karbonatauflösung aus dem Festgestein – aus diesem gelangt Kohlenstoff-14-freier bzw. toter Kohlenstoff in das Grundwasser – zu berücksichtigen, da ansonsten zu hohe Alter ermittelt werden. Der Startwert c_{ow} liegt zumindest bei über 50 %, da bei der Lösung

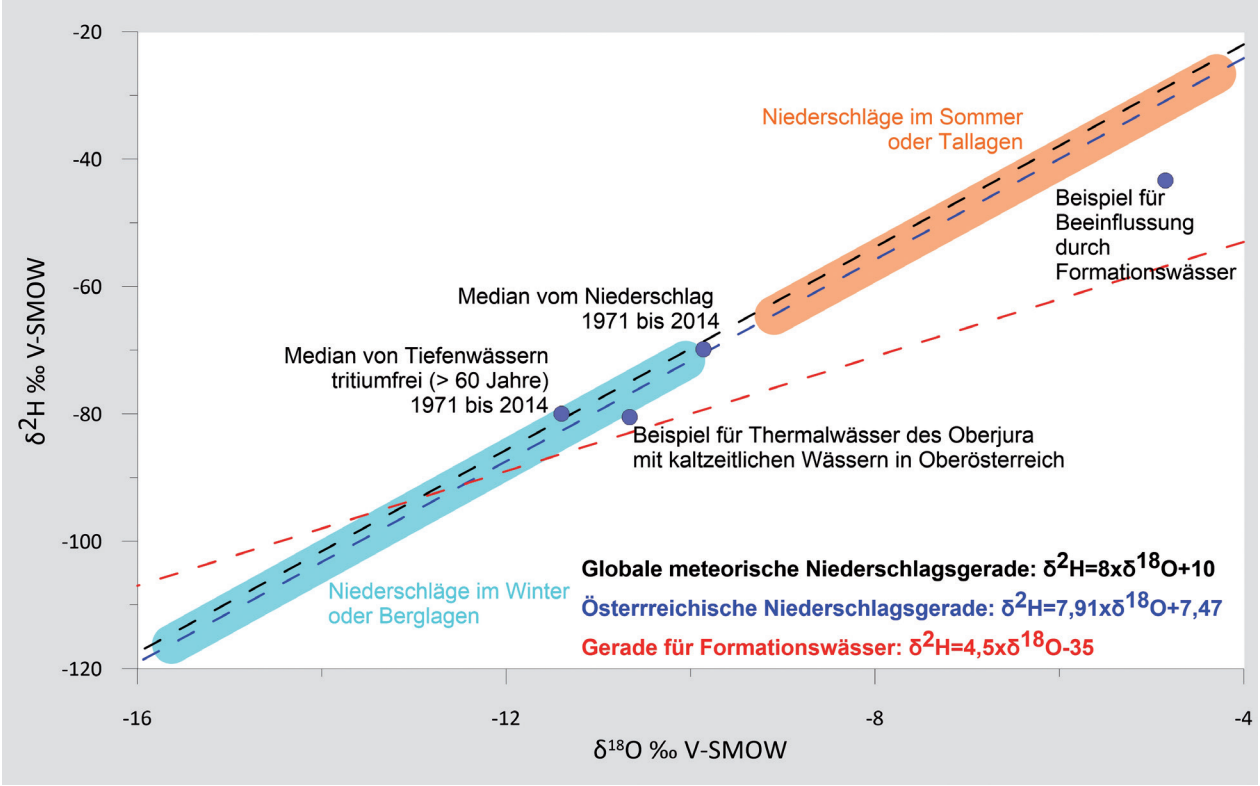


Abb. 1.
Vergleich von Niederschlagsgeraden und ausgewählten Messwerten für den Standort Österreich. Für Datengrundlagen, siehe Kralik et al. (2015).

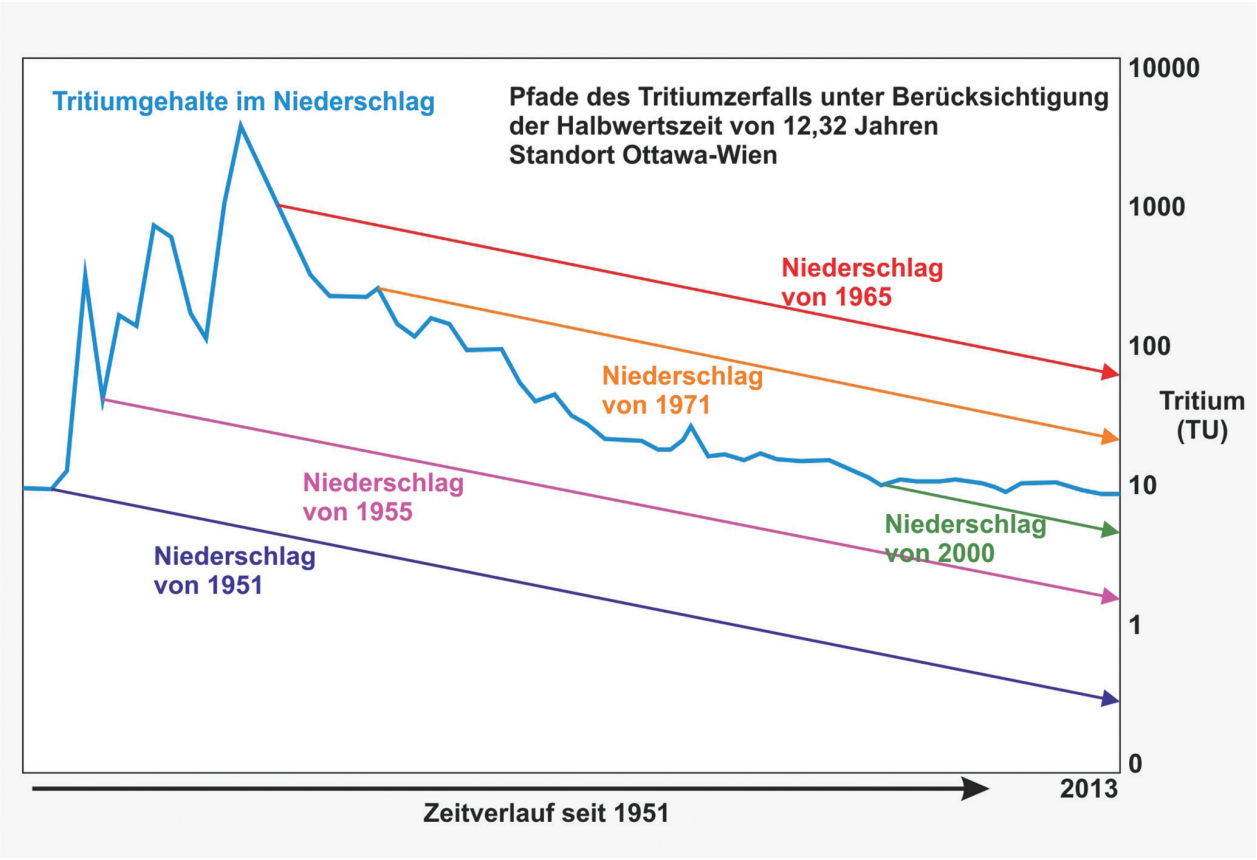


Abb. 2.
Berechnete Pfade des Tritiumzerfalls. Gewogene Jahresmittel des Niederschlags für die Standorte Ottawa (1953–1960) und Wien (1961–2013). Verändert nach KRALIK et al. (2015).

von Carbonat ein ^{14}C-aktives und ein ^{14}C-inaktives Hydrogencarbonat entsteht. Über das stabile Isotop **Kohlenstoff-13** (^{13}C) wird in vielen Fällen der Anteil dieser Kohlenstoffquelle bestimmt. Da Kohlenstoff-13 im fossilen Kalkstein angereichert ist, deuten hohe Werte im Wasser auf einen hohen Anteil an gelöstem Kohlenstoff aus dem Gestein, aber auch auf Isotopenaustauscheffekte. Bei karbonatarmen Aquiferen werden so gute Ergebnisse erzielt, doch Carbonatauflösung und -fällung entlang von Fließwegen sind potenzielle Fehlerquellen. Aus der Tiefe aufsteigendes Kohlenstoffdioxid ist Kohlenstoff-14-frei und kann daher ebenfalls für die Altersbestimmung Probleme bereiten.

Über das Isotop **Schwefel-34** (^{34}S) kann die Herkunft des im Grundwasser gelösten Sulfats bestimmt werden und auch über mikrobiologische Umsetzungen können Aussagen getroffen werden. In Tabelle 7 befindet sich eine Übersicht zu typischen Schwefel-34-Werten für Salinare der Permotrias.

1.3.5 Gasphasen und organische Verbindungen

(D. ELSTER & G. HOBIGER)

Wichtige gasförmige Bestandteile des Grundwassers sind unter anderem Sauerstoff, Stickstoff und Kohlenstoffdioxid. Dabei ist Kohlenstoffdioxid in Wasser deutlich besser löslich als Sauerstoff und Stickstoff. So beträgt das CO_2:O_2:N_2-Verhältnis der Löslichkeiten 70:2:1 (MICHEL, 1997). Für die Beschreibung von Kohlenstoff-

Zeitabschnitt	δ ^{34}S (‰ CDT)	Diesen Zeitabschnitten entsprechende salinare Formationen des Arbeitsgebietes
Mitteltrias bis Oberjura	+16 ± 1,5	Rauwacken im Liegenden und Hangenden der Opponitzer Kalke (untere Obertrias).
Mitteltrias	+15 bis +23	Reichenhaller Rauwacke (obere Untertrias bis untere Mitteltrias).
Obere Untertrias	+26 bis +28	
Perm bis mittlere Untertrias	+10 bis +13	Haselgebirge (Perm).

Tab. 7.
Typische δ ^{34}S-Werte für Salinare der Permotrias nach CLAYPOOL et al. (1980).

dioxid als frei aufsteigendes Gas sind die Begriffe Mofette, Halbmofette und Säuerling relevant, die sich über das Volumenverhältnis Gas zu Wasser definieren. Von einer Mofette spricht man bei einem Volumenverhältnis Gas/Wasser von 1:0, von einer Halbmofette bei 30 bis 40:1 und von einem Säuerling bei 3 bis 20:1 (Michel, 1997).

Kohlendioxid (CO_2) ist eine gasförmige Verbindung, die in der gesamte Hydro- und Atmosphäre vorkommt. Es ist die höchstoxidierte Form des Kohlenstoffes und entsteht als Endprodukt des oxidativen Abbaus von organischer Materie. In Wasser löst sich Kohlendioxid und bildet die zweibasige Kohlensäure (H_2CO_3), die weiter in Wasserstoff-Ionen (H^+) und Hydrogenkarbonat-Ionen (HCO_3^-) und Karbonat-Ionen (CO_3^{2-}) zerfällt. Es existieren daher mehrere gekoppelte chemische Gleichgewichte, die von Temperatur, pH-Wert und Partialdruck des Kohlendioxids in der Gasphase abhängig sind (Hobiger, 2015). Diese Gleichgewichte spielen eine wesentliche Rolle bei der Wechselwirkung zwischen Gestein und Wasser. Das CO_2 der **Säuerlinge** ist auf postvulkanische Exhalationen bzw. Entgasungen aus der Tiefe zurückzuführen (z.B. im Steirischen Becken). Da die Löslichkeit von CO_2 in Wasser stark temperaturabhängig ist, sind vor allem bei Thermalsäuerlingen mit hohen Auslauftemperaturen nur geringe Mengen CO_2 tatsächlich gelöst und der Großteil evadiert in die Luft. Von den österreichischen Heil- und Mineralwässern dürften die Carinthia-Lithion-Quellen, insbesondere die Bohrungen, die höchsten Gehalte von freiem Kohlenstoffdioxid aufweisen. So wurde bei der Bohrung 4 im Jahr 2015 ein Gehalt von 3.237 mg/l bestimmt.

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

2 Mineral- und Heilwässer im Burgenland

Eine Übersicht zu den anerkannten Mineral- und Heilwasservorkommen im Burgenland befindet sich in Tabelle 8. Eine Auswahl weiterer ehemaliger Heilquellen und erwähnenswerter Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen sind in Tabelle 9 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		**Anerkannte Heilwasservorkommen**			
Bad Tatzmannsdorf, Jormannsdorf B7	Kap. 2.3.1	Bad Sauerbrunn, Gemeindequelle (Neu)	Kap. 2.1.6	Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	Kap. 2.1.3
Edelstal, BON, Römerquellen 1 und 15	Kap. 2.1.1	Bad Sauerbrunn, Thermal 1	Kap. 2.1.6	Lutzmannsburg, Thermal 1	Kap. 2.2.3
Gerersdorf-Sulz, Güssinger Brunnen I, II, III und Vita Brunnen XII	Kap. 2.3.4	Bad Tatzmannsdorf, Wetschquelle (Neu)	Kap. 2.3.1	Oggau, Oggau II	Kap. 2.1.2
Kobersdorf, Waldquellen 3, 6, 9, Urquelle und Naturquelle	Kap. 2.2.2	Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle (B1)	Kap. 2.3.1	Piringsdorf, Piringsdorf III	Kap. 2.2.4
Pöttsching, Markusquelle (Neu)	Kap. 2.1.5	Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	Kap. 2.3.1	Stegersbach, Thermal 1 und 2	Kap. 2.3.3
Deutschkreutz, Juvinaquelle II	Kap. 2.2.1	Frauenkirchen, Seewinkel Thermal 1	Kap. 2.1.4	Grieselstein Thermal 1 (siehe Loipersdorf / Stmk)	Kap. 7.1.4

Tab. 8.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen im Burgenland.

Vorkommen	**Anmerkung**	**Kapitel-Nr.**	**Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt**	**Weiterführende Literatur**
Drumling, Säuerling	Säuerling	2.3.2	nein	Klein et al. (1997)
Eisenhüttl, Säuerling	Säuerling	2.3.4	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Goberling, Säuerling	Säuerling. Existiert nicht mehr.		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Großhöflein, Schwefelquelle	Schwefelquelle. Bei einem Lokalaugenschein im Jahr 2016 wurden keine Schwefelspuren festgestellt.	2.1.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Illmitz, Sulfina	Besondere Inhaltsstoffe	2.1.2	nein	
Klostermarienberg, Säuerling	Ehemaliger Säuerling. Es liegen keine hydrochemischen Analysen vor.		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Leithaprodersdorf, Thermal	Thermalwasser		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Elster et al. (2016)
Mörbisch, I, II, III	Besondere Inhaltsstoffe	2.1.2	nein	
Oberschützen, Sixtina-Quelle	Säuerling	2.3.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Pamhagen, Pannonia	Ehemalige Thermalwassererschließung	2.1.2	nein	
Podersdorf am See, Brunnen I	Ehemalige akratische Schwefelquelle. Schwefelgehalt nicht gesichert.		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Purbach, Purgina	Besondere Inhaltsstoffe	2.1.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Rauchwart im Burgenland, Säuerling	Säuerling. Es liegen keine hydrochemischen Analysen vor.		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Rettenbach, Sauerbrunnen	Säuerling	2.3.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Rust, Rust I	Besondere Inhaltsstoffe	2.1.2	nein	Küpper & Wiesböck (1966)

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Schützen am Gebirge, Schwefelquelle	Schwefelquelle	2.1.2	nein	Küpper & Wiesböck (1966)
Siegendorf, Schwefelquelle	Schwefelquelle	2.1.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
St. Martin in der Wart, Thermalbohrung	Thermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
Stuben, Säuerling	Säuerling, derzeit verschlossen.	2.3.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)

Tab. 9.
Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen im Burgenland.

2.1 Nordburgenland

2.1.1 Edelstal (M)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Archäologische Spuren belegen eine Nutzung des Vorkommens bereits seit der Römerzeit (Römerquelle Trading GmbH, 2017). Eine wirtschaftliche Nutzung besteht seit 1925. Im Jahr 1948 erfolgte die erste Flaschenabfüllung. Nachdem die Römerquelle 1 im Jahr 1962 als Heilquelle anerkannt wurde, begann man im Jahr 1965 mit der österreichweiten Vermarktung. Bis heute wurden 17 Bohrungen abgeteuft. Zuletzt erfolgten im Jahr 2007 die Abteufung der Bohrungen Römerquelle 17 (RQ 17; der Bohransatzpunkt befindet sich bereits auf dem Gemeindegebiet von Prellenkirchen/NÖ) und BON (Bohrung RQ 16). Letztere wurde als eigenständiges Mineralwasser anerkannt, während die Bohrung Römerquelle 17 mit der Römerquelle 1 (RQ 1) und Römerquelle 15 (RQ 15) eine gemeinsame Anerkennung besitzt (Tab. 10). Die weiteren Bohrungen Römerquelle 2 bis 14 wurden nach Angaben des Betreibers liquidiert oder nicht fertiggestellt (Stand 2017). Einen Überblick zu den Erschließungen bietet Abbildung 3.

Erschließung	Konsens	Anerkennung und Nutzung
Römerquelle 1 (RQ 1)	4 l/s Höchstmenge	Natürliches Mineralwasser
Römerquelle 15 (RQ 15)	10 l/s Höchstmenge	
Römerquelle 17 (RQ 17)	8,5 l/s; 604,8 m³/Tag; 220.752 m³/Jahr	
BON (RQ 16)	4,0 l/s; 126.144 m³/Jahr	Natürliches Mineralwasser

Tab. 10.
Nutzungen und wasserrechtliche Bewilligungen der Bohrungen von Edelstal und Prellenkirchen (NÖ). Kompilation wasserrechtlich relevanter Unterlagen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Mineralwasservorkommen von Edelstal befinden sich im Südosten der Hainburger Berge im Übergangsbereich vom Wiener zum Pannonischen Becken (Abb. 4). Die Basis des kleinen neogenen Sedimentbe-

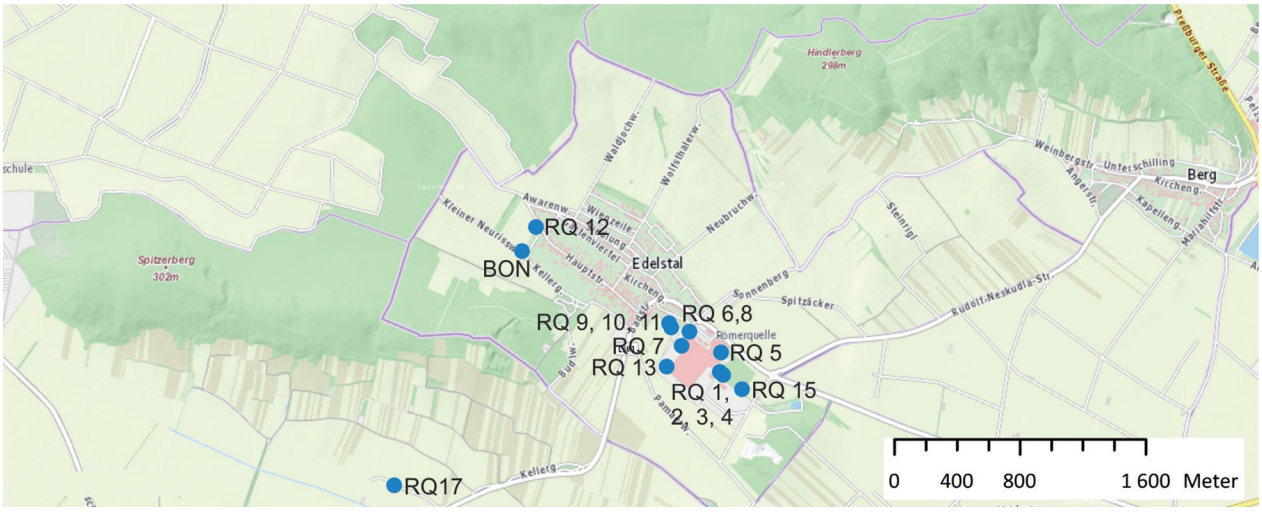
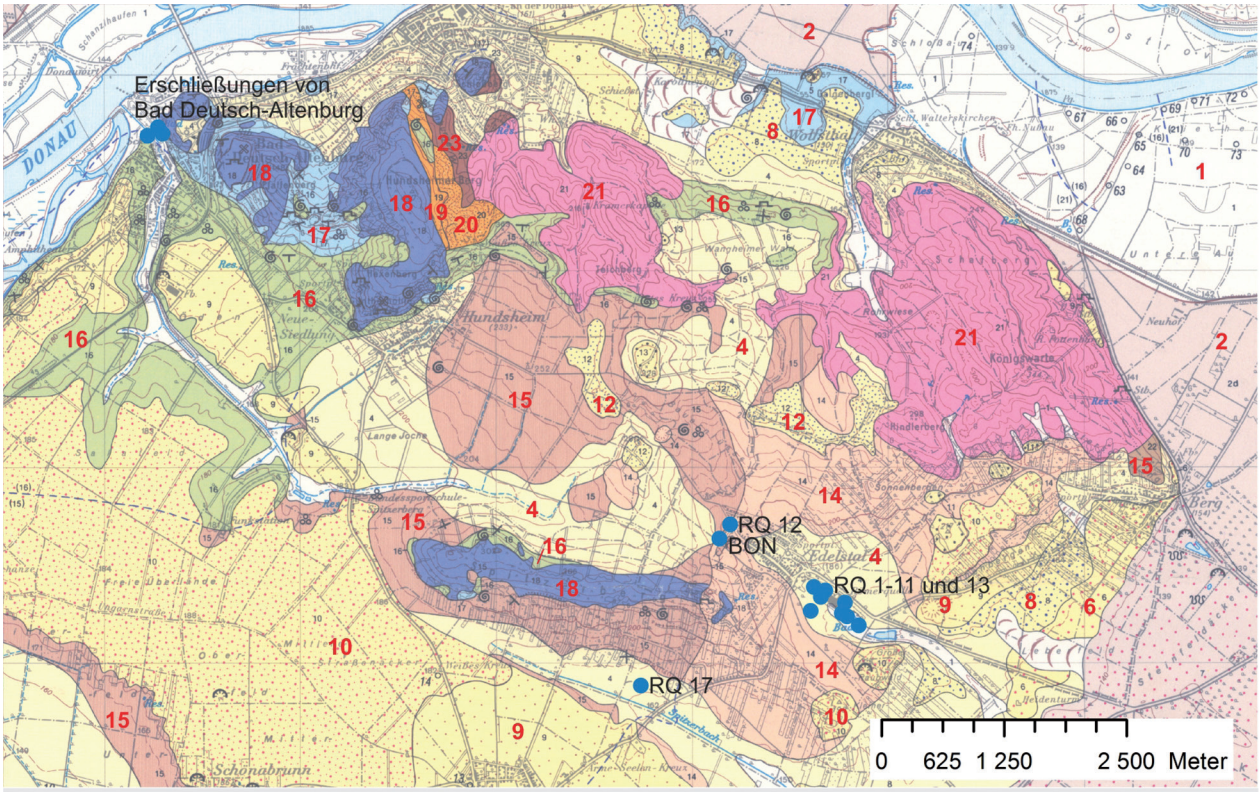


Abb. 3.
Lage der historischen und bestehenden Erschließungen in Edelstal (Datenquelle: basemap.at).



Quartär und Pliozän
1 Aue des jüngeren Anteiles der heutigen Talböden an der Donau
2 Höhere und ältere Fluren des jüngeren Anteiles der heutigen Talböden an der Donau
4 Löß, Lehm
6, 7, 8, 9, 10, 12 Terrassenschotter

Miozän
14 Ton, Sand, lokal Lignit (Pontium)
15 Tonmergel, Sand, Konglomerat, Brekzie, Sandstein, Kalk (Pannonium)
16 Tonmergel, Sand, Konglomerat, Sandstein, detritärer Leithakalk, Oolith (Sarmatium)
17 Tonmergel, Sand, Brekzie, Konglomerat, Leithakalk, Sandstein (Badenium)

Unterostalpin
18 Kalk, Dolomit (Mitteltrias)
19 Semmeringquarzit („Permoskyth")
20 Porphyroid (Perm)
21 Granit bis Granodiorit
23 Glimmerschiefer, Biotitschiefergneis

Abb. 4.
Geologischer Überblick im Bereich der Hainburger Berge. Geologie aus Fuchs et al. (1985).

ckens von Edelstal bildet das Kristallin des Tatrikums (Glimmerschiefer, Gneise und Granite) und die darüber liegende permomesozoische Schichtfolge, nämlich Porphyroid, Quarzit (Semmeringquarzit) sowie Kalke und Dolomite der Trias (Böchzelt & Goldbrunner, 1997a, b; Goldbrunner & Böchzelt, 1998; Goldbrunner & Stehlik, 1993). So ist der Spitzerberg im Westen von Edelstal aus triassischen Karbonaten aufgebaut und der im Nordwesten liegende Hindlerberg aus kristallinen Einheiten (Fuchs et al., 1985). Die neogene Entwicklung (Badenium bis Pannonium) des WNW–ESE verlaufenden Beckens umfasst vorwiegend tonige Sedimente, Mergel, Sande, Sandsteine, Schotter, Konglomerate und Leithakalk. Schmid (1981) führt für die Beckenfüllung eine maximale Mächtigkeit von etwa 100 m an.

Für die Mineralwasserführung, hierbei handelt es sich um gespanntes bis artesisch gespanntes meteorisches Tiefengrundwasser, sind nach Goldbrunner & Böchzelt (1998) die geklüfteten und stark verkarsteten mesozoischen Karbonate von besonderer Bedeutung. Laut den Autoren, die auf ein mehrphasiges Erkundungsprogramm mit Erkundungsbohrungen verweisen, nimmt deren Mächtigkeit von Hainburg und Hundsheim angehend Richtung Osten ab, allerdings sind sie im Raum Edelstal unter der neogenen Bedeckung weiterhin vorhanden. Das Gebiet von Edelstal wird als Entlastungszone von aufsteigenden Tiefengrundwässern betrachtet. Die feinklastischen Sedimente der neogenen Beckenfüllung mit unterschiedlichen Mächtigkeiten im Hangenden der Karbonate sind prinzipiell als Grundwasserstauer zu betrachten, die den Mineral-

wasseraquifer vor Grundwässern der höher gelegenen neogenen Schichtfolge schützen. Allerdings ist eine Alimentation der neogenen Sedimente zumindest in beschränktem Umfang zu erwarten.

In früheren Arbeiten wurde die Mineralwasserführung nur der neogenen Schichtfolge zugesprochen. So führte Schmid (1981) den eigentlichen Mineralwasser führenden Horizont auf Sande des mittleren Pannoniums in einer Tiefe von 34 bis 46 m zurück. Diese weisen neben wechselnden Korngrößen auch Einschaltungen von schluffig-feinsandigen Lagen und dünnen Konglomeratbänken auf. Nach dem Autor zeigen die mesozoischen Karbonate zwar eine gute Permeabilität, weisen aber bedingt durch eine rasche Zirkulation eine Mineralisierung von unter 1.000 mg/l auf. Dasselbe gilt für die kalkigen neogenen Sandsteine direkt im Hangenden der mesozoischen Karbonate.

Hinsichtlich der tektonischen Verhältnisse ist für die Genese des Wassers nach Schmid (1981) ein WNW–ESE streichender und Richtung Nordnordost einfallender Bruch von Bedeutung, da über diesen der Aufstieg von Kohlenstoffdioxid und Schwefelwasserstoff möglich erscheint. Goldbrunner & Stehlik (1993) schätzen diese Beeinflussung – bedingt durch die geringen Gehalte an freiem Kohlenstoffdioxid – als eher gering ein. Weiters führen Böchzelt & Goldbrunner (1997a) auf Grundlage von Bohrprofilen, refraktionsseismischen Untersuchungen und der Auswertung von Photolineamenten an, dass im Brunnenfeld, bedingt durch den erwähnten Bruch, in eine Tief- und Hochscholle zu differenzieren ist. Als Vertikalversatz geben die Autoren in den mesozoischen Karbonaten rund 60 m an.

Zusammenfassend wurden bei zahlreichen Bohrungen im Untergrund mesozoische Karbonate und eine daran gebundene Mineralwasserführung nachgewiesen. Oftmals liegen artesische Druckverhältnisse vor. Bei weiteren Bohrungen wurde man allerdings auch in Sanden, Kiesen, Sandsteinen, Konglomeraten und Leithakalk der neogenen Beckenfüllung fündig. Bei der rund 2 km südwestlich von Edelstal bzw. am südlichen Fuß des Spitzerberges bis auf eine Endteufe von 251,4 m niedergebrachten Römerquelle 17 wurde unter der neogenen Sedimentbedeckung permomesozoische Metasedimente angetroffen, nämlich von 180,5 bis 235,6 m Semmeringquarzit und danach bis zur Endteufe Alpiner Verrucano (Eisner & Goldbrunner, 2008a). Der Semmeringquarzit erwies sich als Mineralwasser führend. Einen Überblick zu den aktuell genutzten Bohrungen bietet Tabelle 11.

Hydrochemisch weisen die Wässer der Bohrungen einen sehr ähnlichen und konstant bleibenden Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme um 1.000 mg/l auf (Tab. 83, Teil 2). Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid ist gering (70 bis 124 mg/l). Erhöhte Konzentrationen von besonderen Spurenelementen treten nicht auf. Die Wässer mancher Bohrungen zeigten allerdings nachweisbare Konzentrationen von zweiwertigem Schwefel. Aus diesem Grund wurde beispielsweise die Bohrung Römerquelle 13 von 81 bis 45,7 m wieder verfüllt, da in diesem Horizont maximal 0,4 mg/l Sulfid nachgewiesen wurde (Böchzelt & Goldbrunner, 1997a). Analysen von Sauerstoff-18 (-11,00 bis -11,40 ‰) und Deuterium (-77,6 bis -80,9 ‰) belegen eine meteorische Herkunft der Wässer, wobei Böchzelt & Goldbrunner (1997b) aufgrund der abgereicherten Werte ein Grundwasseralter von ca.

Erschließung	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Römerquelle 1 (RQ 1)	22,7	21 bis 22,7	Mesozoisches Karbonat	Artesisch gespannt	Goldbrunner & Böchzelt (1998); Archivunterlagen der FA Hydrogeologie
Römerquelle 13 (RQ 13)	45,7 (von 81 m bis 45,7 m verfüllt und abgedichtet)	39,7 bis ET	Mesozoisches Karbonat	k_f = 3,1 bis 9,5 x 10^{-4} m/s Bereich mittlerer Entfernung (Pumpversuch, 18.12.1996 bis 16.01.1997, Förderrate von 5 l/s)	Böchzelt & Goldbrunner (1997a, b); Goldbrunner & Böchzelt (1998)
Römerquelle 15 (RQ 15)	50,7	46,7 bis ET (open hole)	Mesozoisches Karbonat	Artesisch gespannt, k_f = 3,19 x 10^{-3} m/s im sondenfernen Bereich (Pumpversuch, 10.04.1997 bis 28.04.1997, Förderraten von 15 bis 9,4 l/s)	Böchzelt & Goldbrunner (1997b); Goldbrunner & Böchzelt (1998)
Römerquelle 17 (RQ 17)	251,4	180,5 bis 213,5	Kristallin (Semmeringquarzit)	T = 5,53 x 10^{-5} m²/s (Pumpversuch 11.03.2008 bis 18.05.2008, Förderraten 1,5 bis 7 l/s)	Eisner & Goldbrunner, 2008a
BON (RQ 16)	136,6	85 bis 115	Mesozoisches Karbonat	Ruhewasserspiegel ca. 39,3 m unter GOK	Römerquelle Trading GmbH, 2017

Tab. 11.
Hydrogeologische Kenndaten der aktuell genutzten Bohrungen von Edelstal und Prellenkirchen.

10.000 Jahren annehmen (Tab. 90, Teil 2). Sehr niedrige und nicht nachweisbare Konzentrationen von Tritium schließen die Beimischung von jüngeren Wässern bei den meisten Bohrungen aus, einzig die bereits liquidierten Bohrungen Römerquelle 9 und 10 zeigten höhere Werte.

2.1.2 „Mineralwasserlagerstätte“ Neusiedler See (H, S)

(D. Elster & G. Schubert)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der in Bezug auf den Neusiedler See verwendete Begriff „Mineralwasserlagerstätte“ geht auf Tauber (1965) zurück, der in den 1950er und 1960er Jahren im gegenständlichen Gebiet die hydrogeologischen Verhältnisse umfassend untersuchte. Demnach liegen im Bereich des Neusiedler Sees zahlreiche Grundwässer vor, die in ihrer hydrochemischen Zusammensetzung weltweit sehr selten auftreten, wenn sie nicht sogar einzigartig sind.

Im Jahr 1955 wurde erstmals mit einer Bohrung in Mörbisch hoch mineralisiertes Grundwasser erschlossen (Tauber, 1965). Mit geoelektrischen Messungen wurde wenig später im Jahr 1961 eine zusammenhängend angenommene „Mineralwasserlagerstätte“ prospektiert und es folgten zahlreiche weitere wissenschaftliche Untersuchungen und Bestrebungen zur Nutzung der Wässer.

Zu den heute genutzten Vorkommen von Illmitz und Frauenkirchen bieten die Kapitel 2.1.3 und 2.1.4. einen Überblick. Neben diesen gibt es zahlreiche weitere erwähnenswerte Erschließungen, die aber nicht mehr genutzt werden bzw. nicht mehr zugänglich sind (Tab. 12). Diese werden im vorliegenden Kapitel zusammengefasst.

Erschließung	Jahr der Herstellung	Anmerkung
Mörbisch, Mörbisch I	1955	nicht genutzt
Mörbisch, Mörbisch II	1960	Trinkbrunnen
Mörbisch, Mörbisch III	1988	liquidiert
Rust, Rust I	1962	liquidiert
Siegendorf, Schwefelquelle		Grundstück nicht frei zugänglich
Großhöflein, Schwefelquelle		Grundstück nicht frei zugänglich
Oggau, Oggau I	1937	nicht genutzt
Oggau, Oggau II	1962	nicht genutzt; Anerkennung als Heilquelle im Jahr 1995
Schützen am Gebirge, Schwefelquelle	2000	bei Kanalarbeiten im Jahr 1971 versiegt und im Jahr 2000 renoviert
Purbach, Purgina	1961	Grundstück nicht frei zugänglich; Abfüllung in den 1960er Jahren
Neusiedl am See, Säuerling BH	1956	existiert
Podersdorf am See, Brunnen I		
Illmitz, Sulfina	1959	nicht genutzt; Abfüllung in der 1960er Jahren
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	2004	anerkannte Heilquelle, öffentlicher Trinkbrunnen (Kap. 2.1.3)
Pamhagen, Pannonia	1977	nicht genutzt
Frauenkirchen, Seewinkel Thermal 1	2006	anerkannte Heilquelle, Therme (Kap. 2.1.4)

Tab. 12.
Überblick zu den Erschließungen im Bereich des Neusiedler Sees und ihrer Nutzung.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Umrahmung des Neusiedler Sees bilden der Ruster Höhenzug im Südwesten, das Leithagebirge im Nordwesten und die Parndorfer Platte im Norden (Abb. 5). Östlich des Sees befindet sich der Seewinkel. Während im Leithagebirge der kristalline Untergrund und zum Teil auch dessen permomesozoische Bedeckung großflächig an die Oberfläche treten, werden die tiefer liegenden Bereiche vorwiegend von mächtigen neogenen Sedimenten und Quartär bedeckt. Tendenziell fällt das Kristallin vom Bereich des Leithagebirges Richtung Südosten bzw. dem Pannonischen Becken ab und die neogene sowie quartäre Beckenfüllung gewinnt dementsprechend an Mächtigkeit. Erkenntnisse von Tiefbohrungen der OMV AG zeigen, dass die Hauptmasse der neogenen Bedeckung das Pannonium stellt. So führen Fuchs & Schreiber (1985) für Badenium und Sarmatium zusammen eine Mächtigkeit von lediglich 250 m im Bereich des Seewinkels an.

Das Pannonium weist hier hingegen Mächtigkeiten bis ca. 2.700 m und das Quartär bis beinahe 100 m auf (Scharek et al., 1998). Tabelle 13 bietet einen Überblick zur Stratigrafie des Neogens. Hierbei sei angemerkt, dass das in älterer Literatur und Bohrprofilen erwähnte „Pontien“ dem oberen Pannonium aus heutiger Sicht entspricht. Trotz des generell nach Südosten einfallenden Grundgebirges treten bedeutende Bruchsysteme und Antiklinal-Synklinal-Systeme auf. Brüche sind hierbei als potenzielle Aufstiegswege von postvulkanischen Beeinflussungen zu betrachten. Im Westen des Neusiedler Sees stellt das N–S verlaufende Fertö-Bruchsystem mit generell nach Osten abtreppenden Staffelbrüchen ein wichtiges tektonisches Element dar (Tauber, 1965). Dieses reicht von Donnerskirchen bis nach Balf in Ungarn. Im Bereich von Mörbisch beträgt

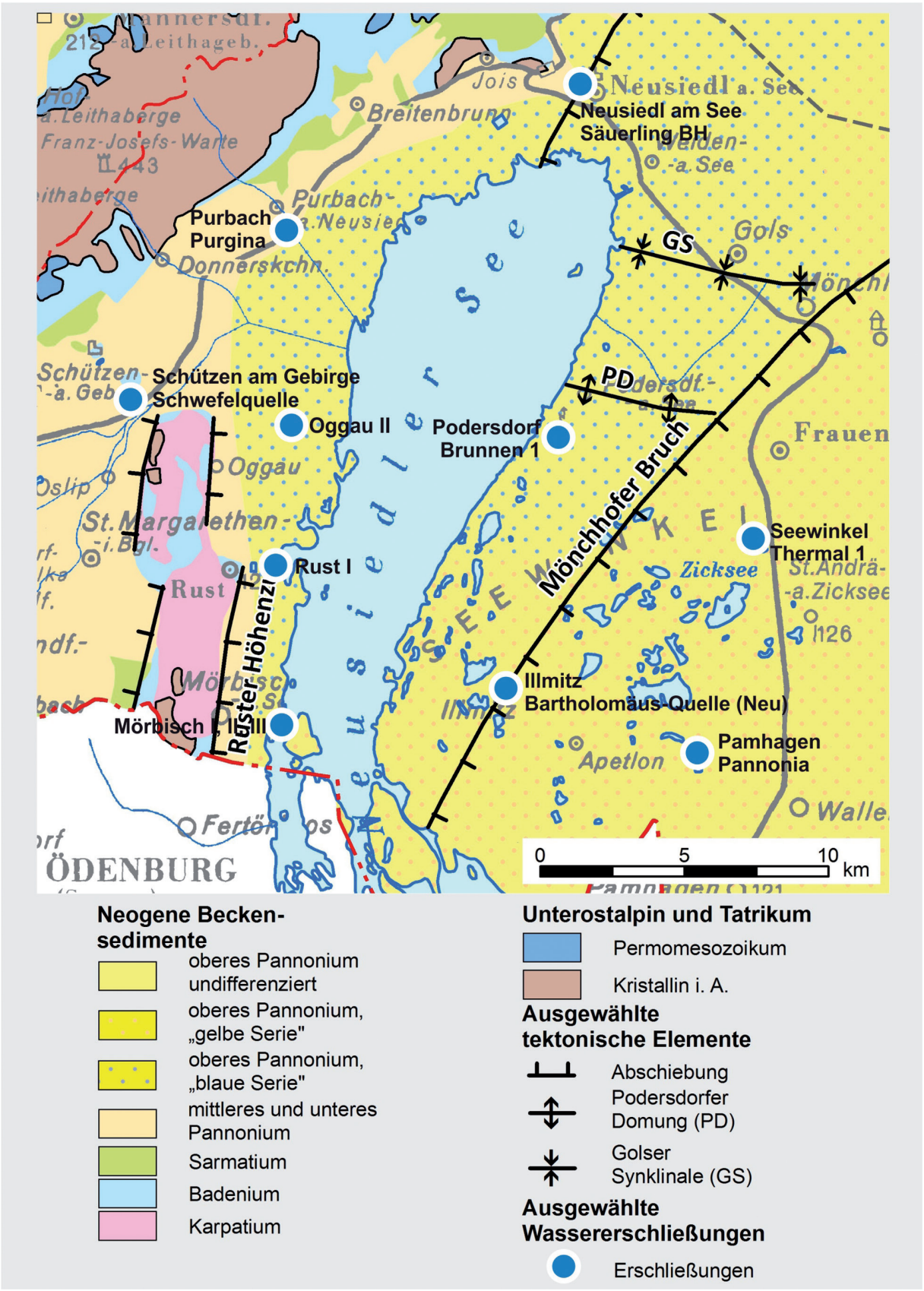


Abb. 5.
Geologie des Bereiches Neusiedler See, Quartär abgedeckt nach Schubert (2015b: Abb. 21), ergänzt um ausgewählte tektonische Elemente aus Tauber et al. (1959), Loisl et al. (2018) sowie ausgewählte Erschließungen.

Serie	Stufen Zentrale Paratethys			Biozonen	Pannonisches Becken (Seewinkel)	Eisenstädter Becken und Wiener Becken	Landseer Bucht	
Pliozän	Romanium							
	Dazium							
Miozän	Pontium							
	Pannonium	O	H	*Viviparus*-Zone	Sande, Tonmergel, Lignite	Neufeld-Formation	Tone, Sande, Kiese	
			G					
			F	*Congeria neumayeri* / *Congeria zahalkai*-Zone				
		M	E	*Congeria subglobosa*-Zone	Sandige Tonmergel	Fölligschotter Tone, Sande, Kiese		
			D	*Congeria partschi*-Zone				
		U	C	*Congeria hoernesi*-Zone	Tonmergel			Vulkanite
			B	*Congeria ornithopsis* / *Melanopsis impressa*-Zone				
			A					
	Sarmatium	O		*Porosononion granosum*-Zone	Tonmergel	Tone, Sande, Kiese, detritärer (umgelagerter) Leithakalk	Tone, Sande, Kiese	
		M		*Cribroelphidium hauerinum*-Zone				
		U		*Cribroelphidium reginum*-Zone				
	Badenium	O		Rotalien-Zone	Tonmergel			
				Bulimina-Bolivina-Zone		Tone, Sande, Kiese, Leithakalk	Tone, Sande, Kiese	
		M		Sandschaler-Zone			Ritzinger Sande	
		U		Oberere Lageniden-Zone			Tone, Sande, Kiese	
				Untere Lageniden-Zone				
	Karpatium					Rust-Formation Brennberger Blockstrom	Sinnersdorf-Formation	
						Hochriegel-Formation		
	Ottnangium					Obere und Untere Auwaldschotter		
						Süßwasserschichten von Brennberg		

Tab. 13.
Neogene Schichtfolgen ausgewählter Bereiche im Burgenland (kompiliert nach Zorn, 2000).

die Sprunghöhe mehrere hundert Meter. Seine Aktivität reichte bis in das Pleistozän. Der Neusiedler Bruch verläuft hingegen von Nordosten nach Südwesten über Neusiedl am See in den Seebereich (Tauber, 1965). Bei Neusiedl am See beträgt die Sprunghöhe rund 200 m und es ist anzunehmen, dass die Aktivität bis zur Grenze mittleres/oberes Pannonium reichte. Östlich davon verläuft ebenfalls von Nordosten nach Südwesten der postpannonische Mönchhofer Bruch über Illmitz.

Eine erste umfangreiche Beschreibung der unterschiedlichen, teilweise stark mineralisierten Wässer im Gebiet des Neusiedler Sees bot Tauber (1963, 1965). Im Folgenden wird die hydrochemische Typisierung dieser Wässer nach Tauber (1963, 1965) wiedergegeben. Hinsichtlich Taubers Deutung der Genese dieser Wässer sei aber angemerkt, dass vor allem ihre Verweilzeit und die Unterscheidung in vadose und connate Wässer aus heutiger Sicht anders zu sehen ist (Goldbrunner, 1995b; Häusler et al., 2014), zumal Tauber vor allem keine Isotopenanalysen zur Verfügung standen. Isotopenanalysen zu den Grundwässern dieses Raumes sind vor allem in Boroviczény et al. (1992) und Häusler et al. (2014) angeführt. Weiters ist anzuführen, dass im Rahmen der Diplomarbeit von Wurm (2000) zahlreiche aktuellere hydrochemische Analysen gemacht wurden, die zeigen, dass sich seit der Bearbeitung von Tauber die Gegebenheiten verändert haben und insbesondere die Mineralisation mancher Wässer abgenommen hat (Tab. 84, 85, Teil 2).

„Connate“ Wässer bzw. eigentliche „Mineralwasserlagerstätte“ nach Tauber (1963, 1965)

- **Sulfatische und chloridische „connate“ Wässer der neogenen Schichtfolge:** Tauber nimmt im Bereich des Neusiedler Sees aufgrund geoelektrischer Messungen eine zusammenhängende „Mineralwasserlagerstätte“ mit einer Fläche von rund 240 km² an. Er stellt dabei ein höheres sulfatisches Stockwerk einem tieferen chloridischen Stockwerk gegenüber, wobei die Grenze der beiden unscharf ist. Der tiefste, rein marin geprägte Teil des chlo-

ridischen Stockwerks (Badenium) ist im besagten Gebiet nur durch die Erdölbohrung Frauenkirchen erschlossen worden. Bei den im Raum Oggau und Mörbisch erschlossenen niederkonzentrierteren Na-Cl-Wässern handelt es sich nach dem Autor um aszendierte Brackwässer des Sarmatiums. Im Gegensatz dazu nimmt der Autor für die „connaten" Wässer des sulfatisch betonten, seichteren Stockwerks an, dass diese von einem Salzsee des oberen Pannoniums (Natrium-Magnesium-Sulfat-Typ) stammen.

- **„Desulfurierte connate" Wässer:** Diese entstehen durch die mikrobiologische Sulfatreduktion der oben genannten Sulfatwässer.
- **„Connate" Wässer in quartären Salzseesedimenten:** Auch hier spielt die Sulfatreduktion eine große Rolle. Eine Besonderheit ist der hohe Dolomitgehalt dieser Sedimente.

Vadose Wässer nach Tauber (1963, 1965)

- **Säuerlinge bzw. Wässer mit postvulkanischer Kohlenstoffdioxidführung:** In Bereichen von Brüchen wurden bei einigen Wässern, z.B. bei den Erschließungen Oggau II, Säuerling von Neusiedl am See, St. Bartholomäus-Quelle und Pannonia bei Illmitz, erhöhte Konzentrationen von freiem Kohlenstoffdioxid festgestellt. Hier ist prinzipiell ein Aufstieg von Kohlenstoffdioxid über Schwächezonen aus der Tiefe anzunehmen.
- **Degradierte Säuerlinge:** Hierbei handelt es sich um seichtliegende Grundwässer, die ein stark erhöhtes Kalium/Natrium-Verhältnis (Molverhältnis von 2:1 bis 3:1) aufweisen (Goldbrunner, 1993c). Erschließungen sind bei Rust und Illmitz bekannt. Dies ist ungewöhnlich, da Natrium prinzipiell geochemisch bedeutend mobiler ist. So führt Matthess (1994) die Wässer im Bereich des Neusiedler Sees weltweit als Extrembeispiel an. Hinsichtlich der Genese wird angenommen, dass es sich um Reaktionsprodukte von Säuerlingen mit kaliumreichen Gesteinen (z.B. Feldspäte) handelt. Die erhöhten Kaliumgehalte gehen auch mit höheren Konzentrationen von Sulfat und Hydrogencarbonat einher und es wird vermutet, dass bei der Feldspatlösung die Kohlenstoffdioxid-Gasphase zu Hydrogencarbonat bzw. auch Carbonat dissoziiert. Analog sind bei Illmitz und Apetlon seichtliegende Grundwässer vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat bekannt und es wird ein Kontakt zu natriumreichen Mineralen angenommen („degradierte Natronsäuerlinge").
- **Schwefelwässer des vadosen Kreislaufes:** Die feinklastischen Sedimente der neogenen Bedeckung sind im Gebiet des Neusiedler Sees zumeist reich an Pyrit. Goldbrunner (1995b) führt Konzentrationen von 1 bis 1,5 Gew.-% an. Durch den Kontakt mit sauerstoffreichen Wässern findet die Bildung von Schwefelsäure statt und es treten erhöhte Konzentrationen von Sulfat auf. Durch mikrobakterielle Reduktion kommt es in Folge zu erhöhten Sulfid-Konzentrationen. Als Beispiele sind die Schwefelquellen am Westrand (Großhöflein, Siegendorf und Schützen am Gebirge) sowie die Bohrung Sulfina im Seewinkel zu nennen.
- **Magnesiumsulfat und Calciumsulfatwässer (Bittersalz- und Gipswässer):** Die durch Pyrit-Oxidation entstandene Schwefelsäure löst Kalk- und Dolomit im Sediment. Somit gehen auch große Mengen von Calcium und Magnesium in Lösung. Bedingt durch die Ausfällung von Gips (Überschreitung des Löslichkeitsproduktes) kann jedoch Magnesium in der Lösung extrem angereichert werden. Als Beispiel sind Erschließungen in Oggau und Purbach zu nennen.

Zu einzelnen ausgewählten Erschließungen und ihren hydrochemischen Besonderheiten bieten Tabelle 14 und die folgenden Beschreibungen einen detaillierten Überblick:

- **Mörbisch:** Im Bereich von N–S streichenden Staffelbrüchen wurde bei der 121,4 m tiefen Bohrung **Mörbisch I** aus oberpannonischen dolomitischen Schluffen und Feinsanden hochmineralisiertes Wasser vom Typ Natrium-Sulfat-Chlorid mit einer Feststoffsumme von ca. 24,8 g/l und 4,2 mg/l Eisen erschlossen (Tab. 84, Teil 2; Goldbrunner, 1993c). Die Filterstrecke wurde von 51 bis 88 m gesetzt und bei einer Absenkung von 3 m unter GOK betrug die Förderrate etwa 0,2 l/s. Eine Vergleichsanalyse aus dem Jahr 2000 zeigt, dass sich die hydrochemischen Verhältnisse wesentlich geändert haben. Demnach handelt es sich nun um einen Natrium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von knapp 2 g/l (Wurm, 2000).

  Rund 200 m westlich wurde die Bohrung **Mörbisch II** auf einer tektonisch höheren Scholle bis auf 190,5 m abgeteuft (Goldbrunner, 1993c). Die Förderung erfolgt ebenfalls aus dem oberen Pannonium bzw. aus Abschnitten von 34 bis 40 m und 84 bis 90 m. Die Ergiebigkeit liegt bei 1,2 l/s und hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2,6 g/l (Tab. 84, Teil 2). Es ist anzumerken, dass sich dieser Chemismus erst nach einem Erdgasausbruch während eines Pumpversuchs einstellte (Goldbrunner, 1995b). Zuvor wurde wesentlich höher mineralisiertes Wasser mit höheren Sulfatgehalten in höheren Bereichen (max. 4,5 g/l bei 40 m) festgestellt.

  Mörbisch III (Mörbisch Thermal 1) wurde nahe dem Seebad zum Zweck der Thermalwasserförderung abgeteuft. Voruntersuchungen ließen eine mächtige neogene Beckenfüllung vermuten. Tatsächlich wurde bei der bis auf 295 m abgeteuften Bohrung der kristalline Untergrund bereits bei 207,7 m erreicht (Goldbrunner, 1995b; Poltnig & Goldbrunner, 1988).

- **Rust:** Wie bei Mörbisch liegen im Untergrund nach Osten abschiebende Staffelbrüche vor, die lokal Sprunghöhen von vielen hundert Metern aufweisen (Goldbrunner, 1995b).

  In über 30 seichten Hausbrunnen wurden in Rust **Kali-Wässer** nachgewiesen. Hierbei handelt es sich um Wässer mit einem anomalen Kalium-Natrium-Verhältnis, bei denen die Kalium- die Natrium-Konzentrationen deutlich übersteigen (max. fünffach). Hydrochemisch handelt es sich um Wässer vom Typ Kalium-Calcium-(Magnesium)-Hydrogencarbonat-Sulfat-Chlorid mit Feststoffsummen bis ca. 3 mg/l (Tab. 84, Teil 2).

  Bei der bis auf 71,5 m abgeteuften Bohrung **Rust I** wurde hingegen aus dem oberen Pannonium hochmineralisiertes Wasser vom Typ Natrium-Sulfat-Chlorid mit einer Feststoffsumme von 21,5 g/l erschlossen (Tab. 84, Teil 2; Goldbrunner, 1993c). Die Filterstrecken wurden von 40,5 bis 41,5 m und 43,5 bis 46,3 m im Bereich von zwei feinsandigen Horizonten gesetzt. Die Förderrate soll 0,6 l/s betragen haben.

- **Oggau:** Bei der Bohrung **Oggau I** wurden nach 3 m Quartär bis 204 m feinkörnige Sedimente des mittleren Pannoniums angetroffen (Goldbrunner, 1993c). Darunter folgten bis zur Endteufe von 205 m Kalke des Badeniums oder Sarmatiums. Aus dem Bereich der Sohle wurde aus den Karbonaten höher mineralisiertes Wasser mit maximal 0,4 l/s gefördert, im mittleren Pannonium wurden hingegen kaum Zutritte festgestellt. Hydrochemisch handelte es sich im Jahr 1964 um einen Natrium-Kalium-Chlorid-Typ (Tab. 84, Teil 2; Goldbrunner, 1995b). Eine Analyse aus dem Jahr 2000 zeigte einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von 1,4 g/l (Wurm, 2000).

  Oggau II wurde ca. 1,5 km nordöstlich von der ersten Bohrung bis auf 300 m abgeteuft (Goldbrunner, 1995b). Nach 2 m Quartär verblieb sie bis zur Endteufe im mittleren Pannonium. Drei Filterstrecken wurden zwischen 29,5 und 50,5 m gesetzt und ab 55 m wurde die Bohrung aufgefüllt. Die Auswertung eines mehrstufigen Pumpversuches vom 15. bis 22. Dezember 1994 brachte einen K-Wert von $3{,}3 \times 10^{-5}$ m/s für den sondenfernen Abschnitt. Die Fördermenge betrug hierbei 0,3 bis 0,8 l/s, die Absenkung lag bei einer Entnahmerate von 0,3 l/s bei 5,1 m unter GOK (1,8 m unter Ruhewasserspiegel). Hydrochemisch handelte es sich ursprünglich um einen Magnesium-Natrium-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 11,6 g/l (Tab. 84, Teil 2). Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid lag bei 1.259 mg/l, jener von Eisen bei 34,5 mg/l. Eine Analyse aus dem Jahr 2000 belegt hingegen einen Natrium-Magnesium-Sulfat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von 5,5 g/l. Analysen von Sauerstoff-18 (-10,24 ‰), Deuterium (-76,9 ‰) und Tritium (2,8 TU) aus dem Jahr 1995 belegen eine meteorische Herkunft und eine Beeinflussung durch jüngere oberflächennahe Wässer (Tab. 90, Teil 2).

  Abgesehen von den Bohrungen wurde in den 1960er Jahren der Raum Oggau auf **Bittersalzwässer** (Magnesium und Sulfat) prospektiert (Goldbrunner, 1993c; Schmid, 1968). Hierbei wurden Versuchsschächte bis auf ca. 6 m niedergebracht und es wurden hochmineralisierte Wässer vom Typ Magnesium-Natrium-Sulfat mit einer Feststoffsumme von mehreren Zehnergramm pro Liter in feinklastischen Sedimenten des mittleren Pannoniums erschlossen (Tab. 84, Teil 2). Unter 10 m und auch bei Feinsandhorizonten wurden bereits wesentlich geringer mineralisierte Wässer angetroffen. Die hohe Mineralisation tritt offensichtlich bei stagnierenden Bedingungen auf und es ist mit großen vertikalen und lateralen Unterschieden zu rechnen.

- **Purbach:** Bei Purbach wurden mit zahlreichen seichten Bohrungen hochmineralisierte, aber gering ergiebige Wässer (100 l/Tag) in feinklastischen Sedimenten des mittleren Pannoniums erschlossen (Goldbrunner, 1993c). So wurde bei der bekanntesten Erschließung **Purgina** (vier Flachschächte) aus 5,2 m gefördert. Hydrochemisch handelte es sich ursprünglich um einen Magnesium-Natrium-Sulfat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von 21,4 g/l (Tab. 84, Teil 2). Aktuelle Vergleichsanalysen aus den Jahren 2000 und 2013 belegen jedoch eine veränderte Hydrochemie bzw. instabile Verhältnisse mit deutlich weniger Magnesium und einer geringeren Feststoffsumme.

- **Großhöflein, Siegendorf und Schützen am Gebirge:** Die **Schwefelquelle bei Schützen** am Gebirge ist an Schichten des Pannoniums gebunden und jene von Großhöflein und Siegendorf entspringen Schichten des Badeniums bzw. Sarmatiums. Der Schwefelgehalt ist prinzipiell auf eine mikrobakterielle Reduktion von Sulfat zurückzuführen (Carlé, 1975).

- **Neusiedl am See:** Im Bereich des Neusiedler Bruchs, eine NE–SW streichende und nach Südosten abschiebende Störung, wurde eine Bohrung, bekannt unter der Bezeichnung „Säuerling von Neusiedl“, im Bereich der Hochscholle bis auf 138 m abgeteuft (Goldbrunner, 1995b). Zunächst wurden bis 60 m Tone des oberen Pannoniums durchörtert, darunter folgten bis 118 m Schluffe mit dünnen Sandstein- und Steinmergelbänken des mittleren Pannoniums. Bis zur Endteufe verblieb man danach in Tonen mit Kalksandsteinbänken des unteren Pannoniums. Die Filterstrecke befindet sich von 96 bis 138 m. Ursprünglich lag der artesische Überlauf bei ca. 0,02 l/s, heute existieren die artesischen Bedingungen nur mehr phasenweise. Hydrochemisch handelt es sich heute um einen Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 4,8 g/l (Tab. 85, Teil 2). Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid dürf-

te bei ca. 2.000 mg/l (Analyse aus dem Jahr 1963) liegen und die Konzentration von Eisen (3,96 mg) ist ebenfalls auffällig.

- **Podersdorf am See:** Nach Carlé (1975) wurden in Podersdorf mit zwei 15 m tiefen Bohrungen hochmineralisierte Wässer vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Sulfat mit Feststoffsummen von ca. 17,5 g/l erschlossen (Tab. 85, Teil 2). Die genaue Lage dieser Brunnen ist nicht mehr bekannt.
- **Seewinkel:** Bei Illmitz wurde die Bohrung **Sulfina** bis auf eine Tiefe von 40,5 m abgeteuft. Dabei wurden bis 10,2 m Quartär, eiszeitliche Sande und ein 30 cm mächtiger Konglomerathorizont an der Basis angetroffen (Goldbrunner, 1995b). Darunter folgte bis zur Endteufe das obere Pannonium. Die Filterstrecken liegen zwischen 9,5 und 10,5 m und die Schichten des oberen Pannoniums zeigten sich als nicht wasserführend. Bei einer Förderrate von 0,22 l/s ist eine Absenkung von 0,17 m unter dem Ruhewasserspiegel von 4,9 m unter GOK dokumentiert. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 7,2 g/l (Tab. 85, Teil 2). Erwähnenswert ist auch der hohe Gehalt von Hydrogensulfid (15,6 mg/l).

  Im Bereich Illmitz werden von Carlé (1975) weitere seichte Schachtbrunnen mit deutlichen Schwefelwasserstoffgehalten erwähnt.

Im Bereich von Pamhagen liegt die kristalline Basis bei ca. 1.850 m, das obere Pannonium weist hierbei Mächtigkeiten von bis zu 950 m auf (Fuchs & Schreiber, 1985). Die Thermalwasserbohrung **Pamhagen I (Pannonia)**, sie war 612 m tief, durchörterte, abgesehen von 9,35 m Quartär, die Ablagerungen des oberen Pannoniums (Ton, Schluff, Sand und selten Kies sowie Sandstein; Goldbrunner, 1995b). Im Bereich von 571,29 bis 606,54 m wurden zwei Filterstrecken gesetzt. Nach dem Ausbau betrug der freie Überlauf aus den tieferen Horizonten ca. 0,35 l/s. Bei einem zehntägigen Pumpversuch mit einer Förderrate von 3,5 l/s wurde eine Absenkung von ca. 51 m festgestellt und es wurde ein k_f-Wert von 2,3 x 10^{-6} m/s berechnet. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit 5,9 g/l Feststoffsumme. Die Auslauftemperatur beträgt bei einer Förderrate von 3,5 l/s rund 34° C. Auffällig ist der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid von ca. 800 mg/l (Tab. 83, Teil 2). Die frei aufsteigenden Gase weisen ein Gas/Wasser-Verhältnis zwischen 7,6:1 und 8,9:1 auf (Messungen von März bis Mai 1978; Stehlik, 1978). Das Gas besteht zu 59,9 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid und zu 39,9 Vol.-% aus Stickstoff. Kohlenwasserstoffe wurden nicht nachgewiesen. Auffällig ist, dass im Jahr 1978 Tritium mit 2 TU nachgewiesen wurde (Tab. 90, Teil 2), Goldbrunner (1995b) nimmt keine ungewollte Beimischung von oberflächennahen Wässern an.

Erschließung	**Stratigrafie des Aquifers**	**Lithologie des Aquifers**	**Teufe (m)**	**Filterstrecke (m)**	**Hydrochemischer Typ** (Jahr der Analyse)	**Feststoffsumme (g/l)** (Jahr der Analyse)	**Besonderheit (mg/l)**
Mörbisch, Mörbisch I	oberes Pannonium	Ton, Tonmergel, dolomitisch, Schluff Feinsand	121,4; von 90 bis 121,4 plombiert	51 bis 88	Na-SO_4-Cl (1961) Na-Mg-HCO_3-Cl (2000)	24,8 (1961) 2 (2000)	
Mörbisch, Mörbisch II	oberes Pannonium	Tone, Tonmergel, dolomitisch, Schluffe, Feinsande	190,5; ab 100 verfüllt	34 bis 40; 84 bis 90	Na-Ca-Cl-HCO_3 (1961)	2,6 (1961)	
Mörbisch, Mörbisch III	oberes Pannonium		295				
Rust, Kali-Wässer (Brunnen 33)	Quartär, oberes Pannonium		seichte Brunnen		K-Ca-(Mg)-HCO_3-SO_4-Cl	3,0 (1962)	K (574,6)
Rust, Rust I	oberes Pannonium	Tone, Tonmergel, dolomitisch, Schluff, Feinsand	71,5	40,5 bis 41,5	Na-SO_4-Cl (1963)	24,2 (1963)	
Oggau, Bittersalzwässer (Probe 1–3)	mittleres Pannonium	Schluff, Ton, Feinsand, Mergel	ca. 6		Mg-Na-SO_4 (1968)	max. 38,2 (1968)	Mg (7.703,9)
Oggau, Oggau I	mittleres Pannonium, Badenium, Sarmatium	Schluff, Ton, Feinsand, Mergel	205	30 bis 40; 91 bis 100; 200 bis 205	Na-K-Cl (1963) Na-Cl (2000)	1,4 (2000)	

Erschließung	Stratigrafie des Aquifers	Lithologie des Aquifers	Teufe (m)	Filterstrecke (m)	Hydrochemischer Typ (Jahr der Analyse)	Feststoffsumme (g/l) (Jahr der Analyse)	Besonderheit (mg/l)
Oggau, Oggau II	mittleres Pannonium	Schluff, Ton, Feinsand, Mergel	300	29,5 bis 31; 39 bis 42; 48 bis 50,5	Mg-Na-SO_4 (1963) Na-Mg-SO_4-Cl (2000)	11,6 (1963) 5,5 (2000)	Mg (1.025) CO_2 (1.259) Fe (34,5)
Purbach, Purgina	mittleres Pannonium	Tone, Mergel	5,2		Mg-Na-SO_4-Cl (1963) Na-Mg-SO_4 (2013)	21,3 (1963) 7,5 (2013)	Mg (2.166)
Siegendorf, Schwefelquelle	Sarmatium	Ton, Sand, Kies			Ca-Mg-SO_4-HCO_3 (2000)	2,4 (2000)	Schwefelspuren
Großhöflein, Schwefelquelle	Badenium	Mergel, ?Leithakalk			Ca-Mg-HCO3-SO_4 (2000) Na-Ca-HCO_3-Cl (1963)	0,6 (2000) 0,8 (1963)	Schwefelspuren HS (1,2)
Schützen am Gebirge, Schwefelquelle	mittleres Pannonium	Tone, Mergel	3,6		Ca-Na-Mg-HCO_3-SO_4 (2000) Na-Ca-Mg-SO_4-HCO_3 (1963)	1,6 (2000) 1,3 (1963)	Schwefelspuren
Neusiedl am See, Säuerling BH	mittleres und unteres Pannonium	Schluffe, dünne Sandstein- und Steinmergelbänke, Tone mit Kalksandsteinbänken	138	96 bis 138	Mg-Na-Ca-HCO_3 (1963) Na-Ca-Mg-HCO_3 (2016)	5,0 (1963) 4,8 (2016)	CO_2 (2.000) Fe (3,96)
Podersdorf am See, Brunnen I	Quartär	Sand	15		Na-HCO_3-Cl-SO_4 (1963)	17,5 (1963)	HS (8,65)
Illmitz, Bohrung I (Sulfina)	Quartär	Sand	40,5		Na-HCO_3-Cl (1975)	7,2 (1975)	HS (15,6)
Pamhagen, Pannonia	oberes Pannonium	Mittel-Feinsand, Lagen von Schluff und Sandstein	612	571,29 bis 591,29 596,54 bis 606,54	Na-HCO_3 (1978, 2000)	5,7 (2000)	Thermalwasser 34,5° C CO_2 (ca. 800)
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	Pannonium	Ton, sandiger Ton, schluffiger Feinsand	188,5	178,5 bis 188,5	Na-HCO_3 (2016)	3,8 (2016)	CO_2 (ca. 500)
Frauenkirchen, Seewinkel Thermal 1	mittleres Pannonium	Feinsand mit Schluff	1.087	827 bis 864	Na-HCO_3-Cl (2006)	1,2 (2006)	Thermalwasser 43° C

Tab. 14.
Hydrogeologische Kenndaten zu ausgewählten Erschließungen im Burgenland (kompiliert nach Böchzelt, 2006, 2013; Eisner & Goldbrunner, 2004; Wurm, 2000; Goldbrunner, 1993c, 1995b; Carlé, 1975).

Informationen zu den heute genutzten Erschließungen, die **St. Bartholomäus-Quelle (Neu)** in Illmitz und die Thermalwasserbohrung **Seewinkel Thermal 1** in Frauenkirchen, bieten die folgenden Kapitel 2.1.3 und 2.1.4.

2.1.3 Illmitz (H)

(J. Goldbrunner)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 2004 erfolgte zur Sicherstellung der Publikumsentnahme eine Neubohrung – die „St. Bartholomäus Quelle (Neu)“ (Abb. 6). Die aktuelle Nutzung von Mineralwässern beschränkt sich auf die Publikumsentnahme der St. Bartholomäus-Quelle in Illmitz und die Mineral-/Thermalwasserbohrung Pamhagen I.

Hydrogeologie und Hydrochemie

In unmittelbarer Nähe des Bestandsbrunnens ist bis auf eine Tiefe von 201,3 m die Neubohrung (St. Bartholomäus-Quelle) erfolgreich niedergebracht worden (Abb. 7; Eisner & Goldbrunner, 2004). Der ab 180 m bis zur Endteufe angetroffene, feinsandig ausgebildete, Wasser führende Horizont wurde mit einer PVC-Filterstrecke erschlossen. Hierbei handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Mineral-Trinksäuerling mit einer Mineralisierung von 3,8 g/l, also mit einem ähnlichen Chemismus wie bei der alten Bohrung (Tab. 85,

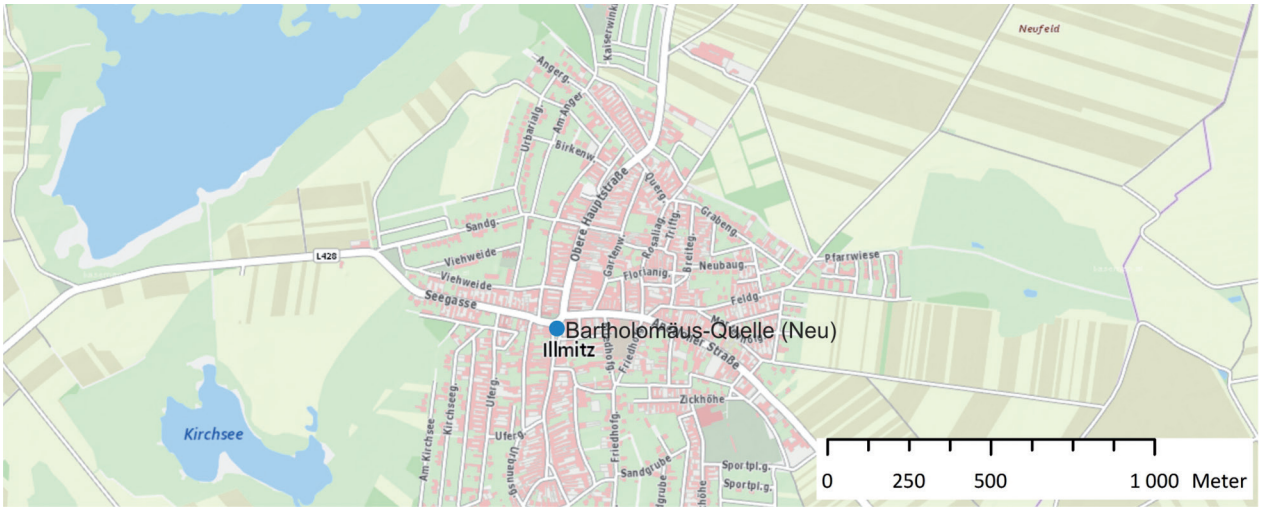


Abb. 6.
Lage der Erschließung in Illmitz (Datenquelle: basemap.at).

Teil 2). Weitere Vorkommen im Raum Illmitz sind die im Zeitraum 1959 von 1961 niedergebrachten Bohrungen Sulfina (Illmitz I), deren Schwefelwasserstoffgehalt auf Redoxprozesse zurückzuführen ist, Illmitz Wäldchen (= Illmitz II) und die Schwefelquelle Gastrina (Illmitz III) (Tab. 15).

Abb. 7.
St. Bartholomäus-Quelle (Neu) am Hauptplatz in Illmitz (Foto: Gerhard Schubert).

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecken (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Sulfina Podersdorf Hölle Illmitz I	1959/1960	40,5	9,5–10,5	Rißsand, der an der Quartärbasis als 30 cm mächtiges Konglomerat ausgebildet ist	0,22 l/s	Zötl & Goldbrunner (1993); Carlé & Fricke (1964)
Illmitz II Illmitz Wäldchen	1961	(81)* 15	8,5–12	Quartär: Rißsand	1,8 l/min	Carlé & Fricke (1964)
Illmitz III Gastrina	1961	---	---	Quartär Schwefelquelle	artesisch	Tauber (1965)
Illmitz IV St. Bartholomäus-Quelle (Alt) liquidiert (2004)	1930/1931	188,5	---	Pannonium Sandhorizont: 178,5–188,5	0,5 l/s artesisch	Carlé & Fricke (1964)
St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	2004	201,3	179,5–199,5	Pannonium Feinsande	0,5 l/s $2{,}56*10^{-4}$ m/s**	Eisner & Goldbrunner (2004)

Tab. 15.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Mineralwasserbrunnen im Raum Illmitz.
* Bohrloch aufgefüllt, ** Langzeitpumpversuch (sondenferner Bereich).

2.1.4 Frauenkirchen (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der wasserrechtlich bewilligte Konsens ist für die Tiefbohrung Seewinkel Thermal 1 auf 6 l/s bzw. 518 m³/Tag festgelegt (Abb. 8). Das Thermalwasser wird für die Thermenanlage balneologisch genutzt. Seewinkel Thermal 1 wurde im Jahr 2006 abgeteuft (Böchzelt, 2006). Seit 2007 besteht eine Anerkennung als Heilwasser und 2009 eröffnete die Thermenanlage.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Raum Seewinkel befindet sich am Westrand des Pannonischen Beckens. Die neogene Beckenfüllung mit einer stratigrafischen Abfolge von Badenium, Sarmatium sowie unteres bis oberes Pannonium überlagert im ungarischen Grenzbereich das zentralalpine Kristallin mit einer Mächtigkeit von bis zu 3.750 m. Im nahen Umkreis der Bohrung hat das Neogen jedoch eine deutlich geringere Mächtigkeit von rund 1.600 m, da das Grundgebirge gegen Westen aufsteigt (Böchzelt, 2006). Die OMV-Bohrung Frauenkirchen gibt Auskunft über den Aufbau der neogenen Beckenfüllung: Dem zentralalpinen Kristallin lagern geringmächtige klastisch-kalkige Sedimente des Badeniums transgressiv auf (Kollmann & Shadlau, 1994). Die darüber folgende mergelige Ausbildung des Sarmatiums weist einzelne Sandsteinlagen auf. Das untere Pannonium zeigt eine ähnliche Entwicklung. Für eine Thermalwassererschließung waren die Gesteine dieser Horizonte aufgrund der geringen Wasserwegigkeit allerdings nicht relevant, auch, weil mit hochmineralisierten stagnierenden Wässern zu rechnen war. Erst im mittleren und oberen Pannonium waren günstigere Verhältnisse zu erwarten.

Seewinkel Thermal 1 wurde bis auf 1.087 m unter GOK abgeteuft (Böchzelt, 2006). Die vom Seewinkelschotter überlagerten mächtigen Sedimente des oberen bis mittleren Pannoniums befinden sich im Teufenabschnitt von 15 bis 865 m unter GOK und bestehen aus einer Wechsellagerung von Mergel, Ton und schluffigem Feinsand. Von 775 bis 865 m unter GOK zeigen die Thermalwasser führenden Feinsandschichten allerdings einen Schluffanteil. Aus diesem Horizont wurde Thermalwasser mit einer Filterstecke von 827 bis 864 m unter GOK (24 m Nettoperforation) erschlossen. An der Basis folgen minderdurchlässige Tone des unteren Pannoniums. Einer neuen Einschätzung zufolge liegt der produktive Teufenabschnitt der Sonde Seewinkel Thermal 1 sehr wahrscheinlich im mittleren Pannonium (Böchzelt, 2013). Im Zuge eines zweimonatigen Langzeitpumpversuchs im Jahr 2006 wurde ein artesischer Überlauf von 1,2 bis 1,5 l/s und ein Ruhedruck von 4,3 m über GOK festgestellt (Schließdruck: 0,43 bar) (Böchzelt, 2006). Bei der höchsten Förderstufe von 6 l/s und einer Auslauftemperatur von 43,3° C stellten sich quasistationäre Bedingungen bei einer Absenkung von 24,83 m unter GOK ein. Die im Rahmen der Aufspiegelung ermittelte Transmissivität und der kf-Wert betrugen 2,4 x 10^{-3} m²/s bzw. 1,0 x 10^{-4} m/s. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.200 mg/l (Tab. 83, Teil 2). Bei einer Förderrate von 6 l/s beträgt die Temperatur am Sondenkopf rund 43° C. Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-12,25 ‰) und Deuterium (-93,80 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden (Tab. 90, Teil 2). Aufgrund des abgereicherten Gehaltes ist eine Grundwasserneubildung während einer Kaltzeit anzunehmen. Eine Beimischung von oberflächennahen jüngeren Wässern ist auszuschließen, da der Wert von Tritium unter der Nachweisgrenze (< 0,3 TU) lag. Das Gas/Wasser-Verhältnis liegt aufgrund von leichten Schwankungen zwischen 2:10 bis 3:10, wobei die frei aufsteigenden Gase vorwiegend aus Methan (72,6 %) und Stickstoff (25,7 %) bestehen (Böchzelt, 2006).

Abb. 8.
Lage der Erschließung von Frauenkirchen (Datenquelle: basemap.at).

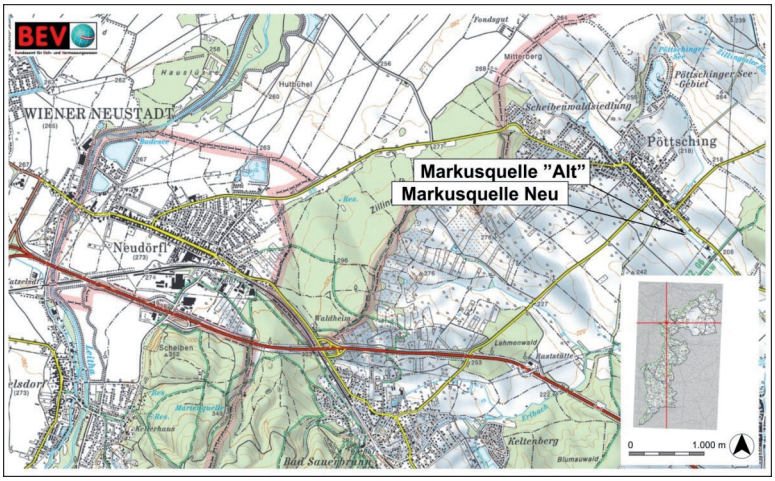


Abb. 9.
Lage der Markusquellen in Pöttsching (Datenquelle: BEV).

2.1.5 Pöttsching (M)

(J. Goldbrunner)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Erschließung der Markusquelle liegt im Bezirk Mattersburg, rund 5 km nordwestlich von Bad Sauerbrunn bzw. ca. 10 km östlich von Wiener Neustadt am südlichen Ortsende von Pöttsching (Abb. 9).

Das Vorkommen wurde in einer 154 m tiefen Bohrung (Markusquelle (Alt)) erschlossen und seit dem Jahr 1977 zur Mineralwasserabfüllung genutzt. Im Jahr 2008 erfolgte 25 m südöstlich die Niederbringung einer zweiten Mineralwasserbohrung (Markusquelle (Neu)) auf eine Endteufe von 138 m.

Im Oktober 2009 wurde der direkt neben den beiden Bohrungen gelegene Abfüllbetrieb stillgelegt. Das Wasserrecht für die Markusquelle (Alt) ist laut Wasserbuch aufrecht (Tab. 16).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Zwischen Rosaliengebirge im Südwesten und Leithagebirge im Nordosten liegt Pöttsching an der Nordwestflanke des Mattersburger Beckens bzw. im Bereich der Wiener Neustädter (Ödenburger) Pforte, die das Westpannonische Becken mit dem Wiener Becken verbindet. Der Beckenuntergrund liegt hier in Tiefen von rund 1.600 m unter GOK.

Erschließung	Nutzung	Konsens
Markusquelle (Neu)	Mineralwasser-Produktionsbrunnen (Ersatz für Markusquelle (Alt))	keine Daten
Markusquelle (Alt)*	Nutzungsbewilligung unbefristet; Wasserrecht aufrecht	5 l/s

Tab. 16.
Nutzungen und wasserrechtliche Unterlagen der Markusquelle in Pöttsching.
* Wird im digitalen Wasserbuch (Land Burgenland, 2017) per Oktober 2017 nicht geführt.

Im Bereich des Abfüllbetriebes stehen Sedimente des Pannoniums obertage bzw. unter geringmächtiger quartärer Überdeckung an. Sie werden zum Teil der limnischen Neufeld-Formation (mit Sanden und Tonen sowie Inkohlungen des oberen Pannoniums) zugerechnet.

Die hier 6 bis 7 m mächtigen quartären Ablagerungen bestehen aus eiszeitlichen Löss- und Lehmsedimenten. An ihrer Basis können Grundwasser führende kiesige Sande auftreten. Im Liegenden folgen neogene Ablagerungen. Der Abschnitt bis ca. 113 m aus grauen bis graublauen, zum Teil grünen, schluffigen Tonen bis Tonmergeln kann dem Pannonium (Obere Neufelder Schichten?) zugeordnet werden. Dieses über 100 m mächtige Schichtpaket übt aufgrund seiner feinklastischen Ausbildung eine Deckschichtenfunktion aus.

Der Übergang zur liegenden, grobklastischen Entwicklung erfolgt in der Markusquelle (Alt) durch einen geringmächtigen Muschelschill-Horizont. Darunter folgen insgesamt über 20 m mächtige Sande und Kiese (mit ca. 4 m mächtiger feinklastischer Zwischenlage), die von Groiss (1993) dem Sarmatium zugeordnet werden und den Mineralwasseraquifer beinhalten. Im Liegenden wurden graugrüne Tone angetroffen. In der 25 m entfernten Markusquelle (Neu) ist der Mineralwasserhorizont gering mächtiger ausgebildet (Tab. 17) und wird von schluffig-tonigen Feinsanden unterlagert.

Beide Bohrungen erschließen ein Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Wasser aus sandig-kiesigen Sedimenten, die von über 100 m mächtigen feinklastischen Sedimenten (überwiegend Ton- und Mergelabfolge; in der Markusquelle (Neu) mit zwischengelagerten Sandsteinbänken) überlagert werden (Tab. 86, Teil 2). Im Liegenden des artesisch gespannten Aquifers treten Tonmergel auf.

Das in Pöttsching erschlossene Vorkommen kann aufgrund seiner Isotopencharakteristik als meteorisches Tiefengrundwasser eingestuft werden. Der Kohlenstoff-14-Wert legt ein Grundwasseralter von > 40.000 Jahre (5,6 +/- 0,4 pmc, Probenahme im Jahr 1988) nahe (Zötl & Goldbrunner, 1993).

Erschließung	Endteufe (m unter GOK)	Mineralwasser führender Horizont (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Markusquelle (Alt)	154	112,7–128,2 132,2–136,0	Sand-/Kies-Horizont (Neogen)	artesisch 1,6 l/s; mit Pumpe: 5 l/s	Eisner & Goldbrunner (2008b); Groiss (1993)
Markusquelle (Neu)	138	120,4–127,5		stationär mit Pumpe: 3,6 l/s	

Tab. 17.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Markusquelle in Pöttsching.

2.1.6 Bad Sauerbrunn (H)

(J. Goldbrunner)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Vorkommen wird erstmals 1770 schriftlich erwähnt. Erste Fassungsarbeiten des Säuerlings (Steinfassung als Paulquelle) werden auf die Zeit um das Jahr 1800 datiert. 1928 wurde eine Neufassung durchgeführt, in den Jahren 1958/1959 erfolgte die dritte Neufassung der Quelle.

Im Jahr 1967 wurde rund 200 m nordwestlich der Paulquelle die Gemeindequelle (Alt) errichtet, die – aufgrund eines Rückganges der Mineralisierung – im Jahr 1995 durch die 20 m nordöstlich von dieser abgeteufte, 110 m tiefe Bohrung Gemeindequelle (Neu) ersetzt wurde (Abb. 10). Die Bohrung versorgt das Kurzentrum Heilbad Sauerbrunn mit Mineralwasser und Kohlensäure. Die Wasserentnahme aus der Gemeindequelle (Neu) wurde mit einem Konsensmaß von 1,6 l/s befristet bis 2050 bewilligt.

Im Jahr 1997 wurde durch eine 1.100 m tiefe Bohrung Thermalwasser erschlossen, das zur Versorgung des Kurzentrums Heilbad Sauerbrunn und des Hotels herangezogen wird. Die Bohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1 befindet sich nordöstlich von Bad Sauerbrunn im Gemeindegebiet von Pöttsching. Die wasserrechtliche Bewilligung zur Errichtung und zum Betrieb der Sonde wurde mit dem Bescheid der Bezirkshauptmannschaft Mattersburg vom 13. Mai 2004 im Ausmaß von 32.000 m³/Jahr (87,4 m³/Tag) mit einer Spitzenentnahme von 3 l/s über 6 Stunden täglich erteilt (Tab. 18). Die Bewilligung ist bis 31. Dezember 2021 befristet.

Erschließung	Nutzung	Konsens
Bad Sauerbrunn Thermal 1 (Sonde Thermal 1)	Thermalwasserversorgung Heilbad Sauerbrunn	3 l/s* 87,4 m³/Tag 32.000 m³/Jahr
Paulquelle	Mineralwassergewinnung	„Seit 1993 offiziell nicht mehr in Betrieb.“
Gemeindequelle (Neu)	Mineralwassergewinnung für Publikumsentnahme und Therapiezwecke	1,6 l/s
Gemeindequelle (Alt)		liquidiert

Tab. 18.
Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Mineralwasserbrunnen in Bad Sauerbrunn.
* Gesamtkonsens (Höchstmenge).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Gemeinde Sauerbrunn liegt im Übergangsbereich zwischen dem vornehmlich aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Rosaliengebirge und den neogenen Sedimenten der sogenannten „Wiener Neustädter-Ödenburger Pforte“.

Wesentlich für das oberflächennahe Auftreten und Austreten von Tiefengrundwässern ist die Begrenzung der

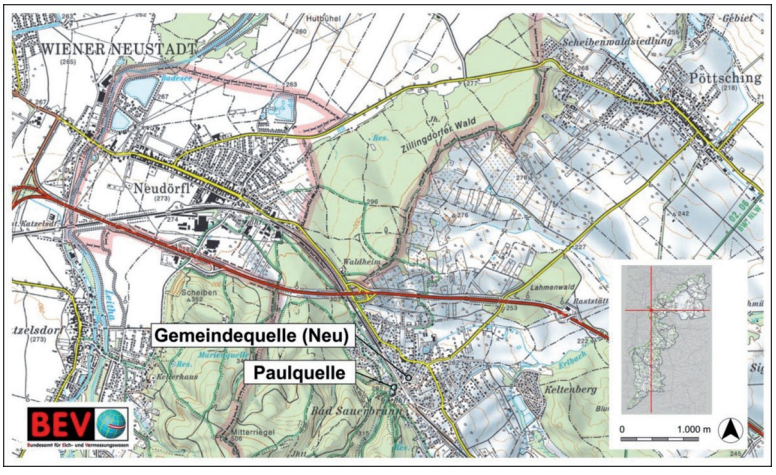


Abb. 10.
Lage der Erschließungen in Bad Sauerbrunn (Datenquelle: BEV).

Wasser führenden Horizonte des Badeniums durch das minder durchlässige kristalline Grundgebirge der Rosalia. Durch die laterale Begrenzung und Einengung der Aquifere werden Tiefengrundwässer aus tieferen Beckenbereichen zum Aufsteigen und Austreten gezwungen. Die Grenze zwischen dem Neogen und dem kristallinen Grundgebirge wird im Raum Bad Sauerbrunn durch einen N–S verlaufenden Randbruch markiert.

Der Aufstieg von Wässern wird durch das Vorhandensein von Staffelbrüchen, an denen das kristalline Grundgebirge nach Osten rasch in die Tiefe sinkt (Kröll et al., 1993), verkompliziert. Durch diese Brüche kommt es auch zur unterirdischen Zufuhr von Kohlenstoffdioxid. Dieses stellt eine, aus größeren Tiefen der Erdkruste stammende, juvenile Komponente dar, während die Wasserphase meteorischen Ursprungs ist, wie die im Jahr 1992 an der Gemeindequelle durchgeführten Isotopenuntersuchungen bewiesen haben. Die abgereicherten Werte für Deuterium (-81,6 ‰) und Sauerstoff-18 (-11 ‰) deuten auf eine pleistozäne Herkunft der Wässer und somit auf Grundwasseralter von über 10.000 Jahren hin (Tab. 90, Teil 2). Das Kohlenstoffdioxid-Gas bewirkt durch den sogenannten „Gas-Lift-Effekt“ eine Verstärkung der Auftriebstendenz. Erwartungsgemäß besteht das Quellgas hauptsächlich aus Kohlenstoffdioxid (Tab. 19).

Im Austrittsgebiet mischen sich die aufsteigenden Tiefengrundwässer mit lokalen seichtliegenden, süßen Grundwässern in unterschiedlichen Verhältnissen, sodass sämtliche Übergänge zwischen räumlich eng begrenzten Austrittsstellen von Mineralsäuerlingen und gering mineralisierten Wässern auftreten.

Die Durchlässigkeiten der neogenen Schichten und des kristallinen Grundgebirges sind nach den hydraulischen Daten der Paulquelle und der Gemeindequelle als gering einzustufen. Die initial bei der Gemeindequelle aufgetretenen höheren Volumenströme sind auf die Druckentlastung zurückzuführen.

Die Paulquelle liegt im Vergleich zu den Gemeindequellen in einer strukturhöheren Position am Beckenrand. Die Wässer unterscheiden sich deutlich in der Mineralisierung, vor allem in der Magnesium-Konzentration (Tab. 20). Die Bohrung Gemeindequelle (Neu) wurde im Abschnitt 82,3 bis 110 m unter Gelände verfiltert. Die Förderung aus der Bohrung erfolgt im freien Überlauf durch den Gaslift. Bei Tests im Jahr 1995 wurde im Dauerbetrieb ein Gas-zu-Wasser-Verhältnis von ca. 1:1,1 bei einem Wasservolumenstrom von 1,6 l/s festgestellt.

Die Kontrollanalyse aus dem Jahr 2000 zeigt einen Calcium-Natrium-Magnesium-Hydrogencarbonat-(Sulfat)-Typus mit einer Summe an Elektrolyten von 2,2 g/l. Gegenüber der Analyse nach Fertigstellung der Bohrung hatte sich die Elektrolytsumme von ca. 2,9 g/l auf 2,2 g/l reduziert und der Wassertypus aufgrund des Rückganges des Inhaltsstoffes Magnesium verändert.

Quellgas	Vol.-%
Kohlenstoffdioxid	99,495
Stickstoff	0,362
Methan	0,115
Ethan	0,006
Argon	0,021
Summe	99,99

Tab. 19.
Gasanalyse der Gemeindequelle (Neu) vom 6. Februar 1995 (Goldbrunner, 1995a).

Die Tiefbohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1 erschließt Thermalwasser aus geklüfteten metamorphen Gesteinen des unterostalpinen Grundgebirges (Abb. 11). Die in Form von Gneisen, Kalkschiefern und Marmoren angetroffenen Gesteine werden dem Unterostalpin zugeordnet. Die Filterstrecke befindet sich zwischen 903 und 1.055 m unter Gelände im Bereich der sprödtektonisch zerlegten Gneise und Kalkschiefer. Die unterlagernden kompakten Marmore zeigten keine Wasserführung.

Die Ergiebigkeit der Bohrung wurde durch drei Langzeitpumpversuche untersucht. Der über 262 Tage geführte Auslaufversuch zeigte einen freien Überlauf von 0,4 l/s. In einem 101-tägigen mehrstufigen Pumpver-

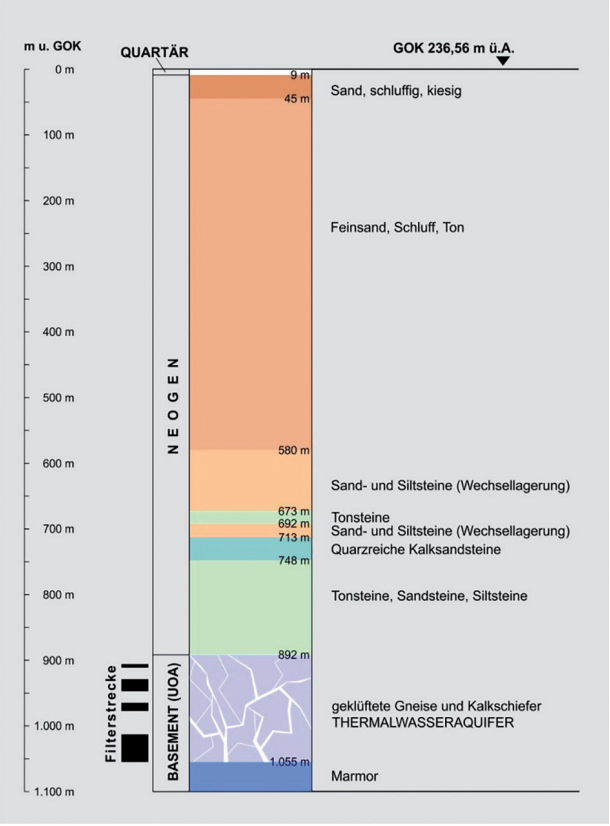


Abb. 11.
Lithologische Einheiten in der Bohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1 (Böchzelt et al., 2000).

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Paulquelle	um 1800 1928 1958/59	---	---	Kluft mit „Kristallinschotter“	22–30 l/min
Gemeindequelle (Alt)	1967	85	76,5–81,5	Basiskonglomerat	20 l/min (ohne Beeinträchtigung der Paulquelle)
Gemeindequelle (Neu)	1994	110	82,3–110	geklüftete Bereiche im polymetamorphen Grundgebirge	1,6–1,8 l/s bei 47-tägigem Auslaufversuch
Bad Sauerbrunn Thermal 1	1997	1.055	903–1.055	geklüftete Abschnitte in unterostalpinen Gneisen und Kalkschiefern	0,4 l/s freier Überlauf 1,5 l/s quasitationär max. 3 l/s instationär Temperatur*: 41,6° C

Tab. 20.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Erschließungen von Bad Sauerbrunn (aus Zötl & Goldbrunner, 1993; Goldbrunner, 1995a; Böchzelt et al., 2000).
* Sondenkopftemperatur in dem über 13 Monate durchgeführten Langzeitpumpversuch.

such wurden bis zu 3 l/s (instationär) gefördert. Schließlich konnten in einem 13 Monate dauernden Pumpversuch unter quasi-stationären Bedingungen 1,5 l/s bei einer Sondenkopftemperatur von 41,6° C erzielt werden (Tab. 20). Bei dem erschlossenen Vorkommen handelt es sich um einen Natrium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Summe an gelösten festen Stoffen von ca. 3 g/l (Tab. 86, Teil 2).

2.2 Mittelburgenland

2.2.1 Deutschkreutz (M)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Erste Beschreibungen des Vorkommens stammen nach Betreiberinformationen aus dem Jahr 1777. Ein für den Versand genutzter Säuerling, Juvinaquelle (Alt), findet bereits in Diem (1928) Erwähnung. Zuvor wurde das Vorkommen von Diem (1914) noch nicht berücksichtigt. Carlé (1975) führt für den Bereich der heutigen Bohrungen natürliche Austritte, die Quellen Esterhazy, Graben und Rudolf an, diese existieren heute allerdings nicht mehr. Die für die heutige Nutzung relevanten Bohrungen Juvinaquelle I (Rudolfsquelle) und Juvinaquelle II wurden 1961 bzw. 1980 abgeteuft (Abb. 12). Die Juvinaquelle II wurde als Mineralwasser anerkannt und wird für eine Flaschenabfüllung genutzt, die Juvinaquelle I ist hingegen frei zugänglich. Es besteht ein Gesamtkonsens von 4,8 l/s, wobei der Juvinaquelle I 0,8 l/s und der Juvinaquelle II 4 l/s entnommen werden dürfen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Raum Deutschkreutz dominieren nahe der ungarischen Grenze mächtige neogene Ablagerungen. So ist nach Kröll et al. (1988) in der „Senke von Deutschkreutz“ der „prätertiäre“ Untergrund bei rund 2.000 m unter Adria zu erwarten. Nach Goldbrunner (1993a) liegt das Vorkommen nahe einer Verwerfung im Bereich der Nordflanke dieser Senke. Carlé (1975) und Goldbrunner (1993a) erwähnen zudem, dass es ursprünglich natürli-

Abb. 12.
Lage der Erschließungen von Deutschkreutz (Datenquelle: basemap.at).

che Austritte von Säuerlingen gab, die später mit seichten Bohrungen und Schächten erschlossen wurden. Das für die Mineralwasserführung relevante Grundwasser ist an Sande des Badeniums gebunden, wobei der hohe Gehalt von Kohlenstoffdioxid mit postvulkanischen Erscheinungen in Verbindung zu bringen ist.

Nach Stehlik (1975) wurde die Juvinaquelle I bis auf 22,50 m abgeteuft. Die Filterstrecke befindet sich von 15 bis 17 m unter GOK und der Ruhewasserspiegel ist bei 1,7 m unter GOK zu erwarten. Die Juvinaquelle II wurde später wesentlich tiefer, bis auf 115,2 m unter GOK, niedergebracht (Latzel & Kutscha, 1980). Beprobte Wässer aus den Teufenabschnitten 35 bis 38 m und 59 bis 69 m zeigten große hydrochemische Ähnlichkeiten zu der Juvinaquelle I. Mit Filterstrecke versehen wurde jedoch nur der Bereich 59 bis 69 m unter GOK (Wasserrechtlich relevante Unterlagen). Ab 74 m wurde die Bohrung abgedichtet, da man bei ca. 100 m einen geringer mineralisierten Aquifer angetroffen hatte (Goldbrunner, 1993a; wasserrechtlich relevante Unterlagen). Im Jahr 1980 betrug die Absenkung bei einer Entnahme von 6 l/s rund 6,35 m, der freie Überlauf lag bei ca. 0,25 l/s (wasserrechtlich relevante Unterlagen).

Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von 2.500 (Juvinaquelle II) bis 2.800 mg/l (Juvinaquelle I) . Der Gehalt von freiem Kohlenstoffdioxid liegt bei höchstens 2.000 mg/l. Bezüglich der Spurenstoffe sind für die Juvinaquelle I erhöhte Werte von Lithium (387 µg/l), Rubidium (61,35 µg/l) und Selen (5,83 µg/l) anzuführen (Tab. 86, Teil 2). Kohlenstoff-14-Analysen aus dem Jahr 1998 belegen zudem für die Juvinaquelle II und Juvinaquelle I ein kaltzeitliches Grundwasseralter bzw. ein Modellalter von 37.600 ± 1.200 und 42.100 ± 2.000 Jahren (Schroffenegger et al., 1998). Die Isotope Sauerstoff-18 (-11,45 ‰) und Deuterium (-83,61 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und belegen einen meteorischen Ursprung (Tab. 90, Teil 2). Bezüglich der frei aufsteigenden Gase ist die große Heilwasseranalyse für die Juvinaquelle I aus dem Jahr 1975 anzuführen (Stehlik, 1975): Kohlenstoffdioxid (90,9 %), Stickstoff (8,77 %), Kohlenwasserstoffe nicht nachweisbar.

2.2.2 Kobersdorf (M)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Nutzung von zwei eisenreichen Säuerlingen, Waldquelle (Esterhazy Mineralwasser) und ein ehemaliger Austritt im Ortsgebiet, geht zumindest auf die Mitte des 19. Jahrhunderts zurück (Schmid, 1977). Bereits im Jahr 1912 wurde die Waldquelle erstmals für den Versand herangezogen und Diem (1928) erwähnt den Versand von beiden Quellwässern. Nach einer Initiative der Gemeinde erfolgte im Jahr 1968 die Erschließung des Vorkommens mit einer Bohrung. Mittlerweile wurden zahlreiche weitere Bohrungen abgeteuft. Bei der Waldquelle 2, 6 und 9 handelt es sich um anerkannte Mineralwasservorkommen, die für die Flaschenabfüllung genutzt werden (Abb. 13).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Kobersdorf befindet sich am nordwestlichen Rand des Oberpullendorfer Beckens (Landseer Bucht), im Übergangsbereich zu kristallinen Einheiten („Wechselgneis“, „Wechselschiefer“, Amphibolite, „Wiesmather Gneis und Äquivalente“) des angrenzenden Unterostalpins im Westen (Pascher et al., 1999; Zötl, 1993a). Die lokale neogene Beckenfüllung (vermutlich Sarmatium) besteht vorwiegend aus Wechsellagerungen von tonigen bis schluffigen und sandigen bis kiesigen Horizonten. Diese wird teilweise von alluvialen Talfüllungen und älteren Quartärschottern überlagert. Bedingt durch Störungssysteme, vorwiegend NW–SE und NE–SW streichende Störungen, liegt zudem ein durch Brüche, Mulden und Hochzonen geprägtes Relief vor. Umfassende Seismik-

Abb. 13.
Lage der Erschließungen von Kobersdorf (Datenquelle: basemap.at).

und Bodengasuntersuchungen aus den 1990er Jahren bieten einen Einblick in die komplexen Verhältnisse (Gratzer & Schmid, 1999). Da bereits 2 km südwestlich von dem Vorkommen pannonische Vulkanite auftreten (Pauliberg), ist in Bereichen von Schwächezonen mit postvulkanischen Erscheinungen (insbesondere Kohlenstoffdioxid) zu rechnen. Über Störungen ist daher ein Aufstieg von Tiefenwässern aus dem kristallinen Beckenuntergrund anzunehmen, die infolge in darüberliegende permeable Horizonte (Sande und Kiese) der neogenen Beckenfüllung migrieren können.

Noch im Kristallin befindet sich die ursprüngliche Waldquelle (Esterhazy). Diese weist eine Schüttung von ca. 20 l/min auf und ist nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen mit einem rund 1,5 m tiefen Brunnenschacht gefasst. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.100 mg/l. Der hohe Gehalt von bis zu 2.500 mg/l freiem Kohlenstoffdioxid zeigt eine große postvulkanische Beeinflussung auf.

Die für die heutige Nutzung relevanten Bohrungen wurden hingegen im Ortsbereich bzw. südöstlich davon im Bereich der neogenen Beckenfüllung niedergebracht. Mit den Filterstrecken wurden bevorzugt sandig-kiesige Horizonte im Neogen erschlossen. Die Bohrungen, die als natürliche Mineralwasservorkommen anerkannt sind, weisen einen Calcium-(Magnesium)-Hydrogencarbonat-Typ mit akratischen Feststoffsummen auf. Zudem liegt ein erhöhter Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid vor.

Es ist anzumerken, dass der Betreiber der Veröffentlichung detaillierterer Informationen nicht zugestimmt hat.

2.2.3 Lutzmannsburg (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1990 wurde die Tiefbohrung Thermal 1 niedergebracht, in der Folge wurde die Thermenanlage 1994 eröffnet (Abb. 14). Zwei Jahre später wurde das Thermalwasser als Heilwasser anerkannt. Im Zuge einer Erweiterung erfolgte 1999 die Niederbringung von Thermal 2. Die wasserrechtlich bewilligte Fördermenge für die Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 2 beträgt 5 l/s. Aufgrund der Inbetriebnahme von Lutzmannsburg Thermal 2 wurde die ursprüngliche wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge von 15 l/s bei Lutzmannsburg Thermal 1 auf 10 l/s reduziert. Mit dem Thermalwasser wird eine Thermenanlage versorgt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Lutzmannsburg kommt am Übergang von der Landseer Bucht zum Westpannonischen Becken zu liegen. Die Hochzone bei Kroatisch Minihof stellt die Begrenzung gegenüber der Landseer Bucht dar (Böchzelt & Goldbrunner, 2000a). Im südwestlichen Beckenbereich im Gebiet von Lutzmannsburg bilden glimmerreiche Grünschiefer und Kalkschiefer der Rechnitzer Gruppe (Penninikum) den Beckenuntergrund. Bei den Bohrungen Thermal 1 und Thermal 2 wurden diese in einer Tiefe von 943,6 bzw. 720,0 m unter GOK angetroffen (Abb. 15). Die nahe der Staatsgrenze bis zu 1.000 m mächtige neogene Beckenfüllung umfasst klastische Sedimente des Karpatiums, denen transgressiv klastische Sedimente des Pannoniums auflagern. Geologisch sind beide Bohrungen eindeutig korrelierbar, trotzdem ist von einem Versatz über zumindest einen Bruch zwischen den Bohrungen auszugehen. Bei der ca. 3,5 km entfernten, auf ungarischem Staatsgebiet niedergebrachten Bohrung Zsira 1 wurden im Teufenabschnitt 702,0 bis 747,0 m unter GOK Kalke und sandige

Abb. 14.
Lage der Erschließungen in Lutzmannsburg (Datenquelle: basemap.at).

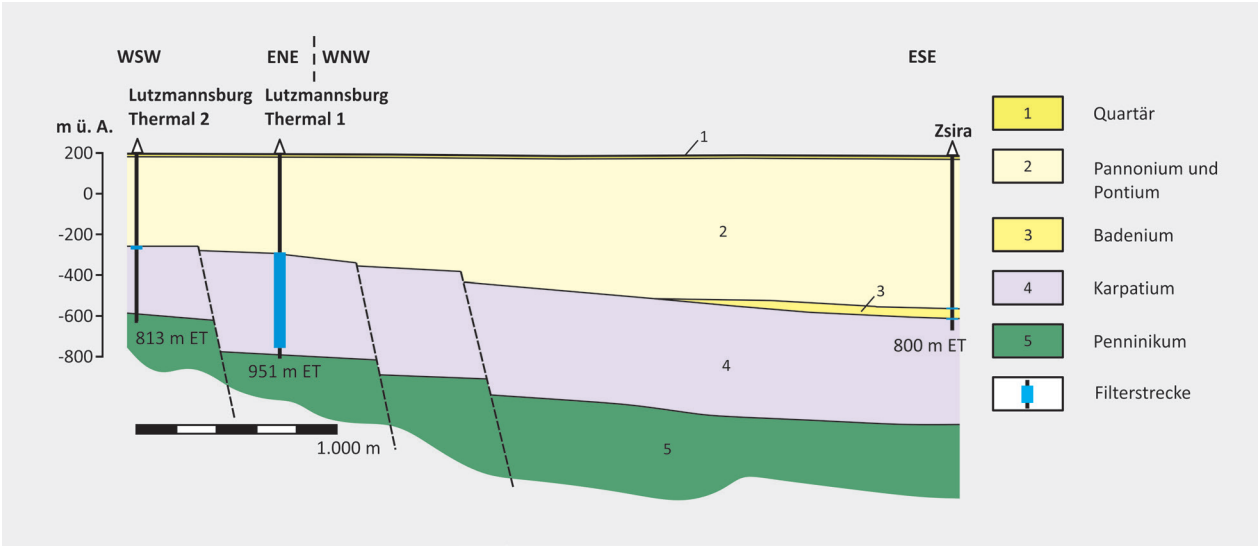


Abb. 15.
Profil von Lutzmannsburg (Elster et al., 2016: Abb. 77; verändert nach Böchzelt & Goldbrunner, 2000a).

Tonmergel des Badeniums angetroffen (Goldbrunner & Domberger, 1991). Bei Thermal 1 erfolgt die Förderung des ca. 32,7° C warmen Thermalwassers aus sechs Filterstecken von 456,7 bis 904,0 m unter GOK (87,29 m Nettoperforation) (Goldbrunner & Domberger, 1991). Es wurde der Transgressionsbereich des Pannoniums über dem Karpatium verfiltert, wobei davon auszugehen ist, dass der Thermalwasserzutritt hauptsächlich aus dem Bereich 456,8 bis 484,0 m (grobklastische Entwicklung des Pannoniums) erfolgt (Böchzelt & Goldbrunner, 2000a). Bei der höchsten Pumpstufe von 15 l/s des Leistungspumpversuches von 20. September 1990 bis 25. Oktober 1990 wurde eine Absenkung von 79,72 m unter GOK ermittelt. Der Ruhewasserspiegel lag vor Beginn des Leistungspumpversuches bei 6,97 m unter GOK. Nach dem Pumpversuch wurde am 25. Oktober 1990 mit einem Aufspiegelungsversuch begonnen. Hierbei wurde für den mittelfernen Bereich eine Transmissivität von 2,0 x 10^{-3} m^2/s bzw. ein kf-Wert von 2,3 x 10^{-5} m/s ermittelt.

Bei Thermal 2 wurde der Transgressionsbereich Pannonium/Karpatium von 428,0 bis 446,0 m unter GOK (Nettoperforation von 18 m) perforiert (Böchzelt & Goldbrunner, 2000a). Zuvor wurden Filterstrecken bei 764,8 bis 770,8 m und bei 734,3 bis 740,3 m gesetzt, in diesen Abschnitten des Karpatiums wurde jedoch kein Zufluss festgestellt. Bei einem vom 13. Jänner 2000 bis 9. März 2000 durchgeführten Langzeitpumpversuch befand sich der Ruhewasserspiegel zunächst bei 18,1 m unter GOK. Bei einem Volumenstrom von 5,5 l/s und einer Auslauftemperatur von 34° C wurde ein quasistationärer Zustand bei -266,9 m unter GOK erreicht. Dies entspricht einer Transmissivität von 2,2 x 10^{-5} m^2/s bzw. einem kf-Wert von 1,2 x 10^{-6} m/s. Im Zuge des folgenden Auslaufversuches wurde für den mittelfernen Abschnitt eine Transmissivität von 5,56 x 10^{-6} m^2/s bzw. ein kf-Wert von 3,09 x 10^{-7} m/s ermittelt.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern von beiden Bohrungen um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 1.000 mg/l und einer Auslauftemperatur von ca. 33° C (Tab. 87, Teil 2). Die Gehalte von Sauerstoff-18 (-11,94 ‰) und Deuterium (-85,7 ‰) weisen auf einen meteorischen Ursprung der Thermalwässer und somit auf eine Regeneration des Vorkommens hin (Tab. 90, Teil 2). Zudem besteht aufgrund des niedrigen Gehaltes an Tritium kein Einfluss durch oberflächennahe Wässer. Der Gasgehalt beträgt bei Thermal 2 1,49 % (bei 4,7 l/s Wasserförderrate), wobei die frei aufsteigenden Gase überwiegend aus Stickstoff (55,71 Vol.-%) und Kohlenstoffdioxid (43,01 Vol.-%) bestehen (Rotter & Spacek, 2001). Für Thermal 1 ist keine entsprechende Analyse vorhanden, allerdings geben Foisner & Pfleger (1997) einen Gasgehalt von 2,9 % an.

2.2.4 **Piringsdorf** (H, S)

(J. Goldbrunner)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Vorkommen von Piringsdorf (auch: „Sulzquelle“, „Sulz“, „Heilquelle Sulz“) liegt im Rabnitztal, ca. 10 km südwestlich von Oberpullendorf bzw. rund 18 km nordöstlich von Bad Tatzmannsdorf, im Bezirk Oberpullendorf. Zwei Bohrungen, Piringsdorf I und Piringsdorf III, fördern derzeit aus dem Vorkommen (Tab. 21). Das Wasser steht der Bevölkerung in einer als Pavillon ausgebauten Entnahmestelle zur Verfügung. Eine dritte Bohrung (Piringsdorf II) wurde nach dem Auftreten von technischen Problemen mittlerweile stillgelegt (Abb. 16).

Daten zur Geschichte des Säuerlings liegen nicht vor, es kann aber davon ausgegangen werden, dass das Mineralwasser ursprünglich frei ausgetreten ist und schon lange vor der Fassung durch eine Bohrung im 20. Jahr-

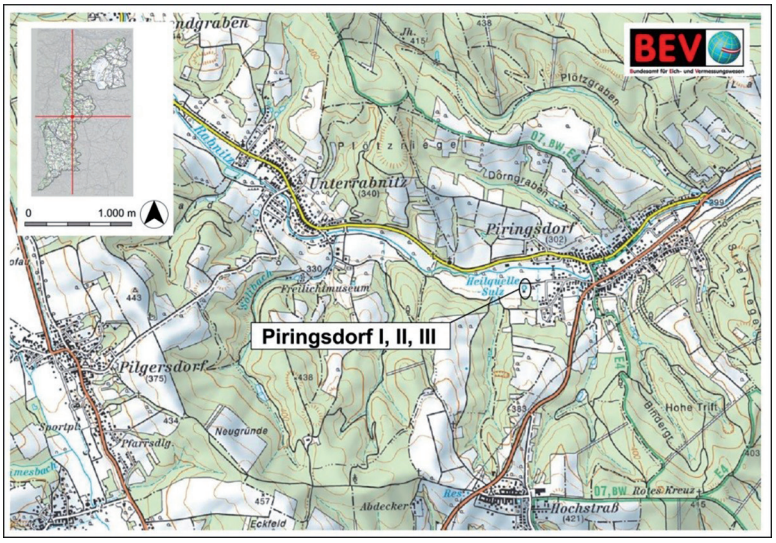


Abb. 16.
Lage der Mineralwasserbrunnen in Piringsdorf (Datenquelle: BEV).

Erschließung	Nutzung	Konsens
Piringsdorf I	Ersatzbrunnen	1970: max. 5,8 l/s aktuell?: 2,3 l/s 3,6 l/s*
Piringsdorf II	Nicht genutzt/stillgelegt	---
Piringsdorf III	Publikumsentnahme	2,3 l/s 3,6 l/s*

Tab. 21.
Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Mineralwasserbrunnen in Piringsdorf.
* kurzzeitige Spitzenentnahme.

hundert bekannt war und genutzt wurde. Im östlichen Ortsbereich wurde bei Brückenfundamentierungsarbeiten gesäuertes seichtliegendes Grundwasser angetroffen (Kollmann, 1988).
Die Bohrung Piringsdorf I ist in Zötl & Goldbrunner (1993) beschrieben. Sie wurde im Jahr 1964 auf dem damaligen Grundstück Nr. 2017 der KG Piringsdorf im Trocken-Schlagbohrverfahren auf eine Teufe von 86,42 m niedergebracht. Nach Durchführung von hydraulischen Tests einzelner Wasser führender Horizonte wurde die Strecke zwischen 74,42 bis 86,42 m (= 12 m) mit Schlitzfilterrohren gefasst und der Ringraum mit Quarzfilterkies versehen. Über dem Filterkies wurden Dichtungsmittel und Zement, beschwert mit Eisenschrott gegen die hohen Gasdrücke, eingebracht. Geologisch gesehen erfolgte die Erschließung der Wasser führenden Horizonte im Bereich des Basiskonglomerates und des Grundgebirges. Nach Fertigstellung betrug die frei (durch Entspannung des Begleitgases, d.h., durch Gaslift) überlaufende Wassermenge 7 l/s (25,2 m^3/h), die Gasspende (vor allem CO_2) ein Mehrfaches des Wasser-Volumenstromes. Ablagerungen eisenreicher Sinter in der Entnahmeleitung verursachten im Jahr 1969 einen unkontrollierten Gas- und Wasserausbruch, der zu einer teilweisen Zerstörung der Ringraumabdichtung führte.

In den Jahren 1975/1976 wurde die Bohrung Piringsdorf II rund 70 m südlich von Piringsdorf I am selben Grundstück auf eine Endteufe von 100 m niedergebracht. Trotz erfolgreicher hydraulischer Testresultate (10 l/s bei 16 m Absenkung im Bohrlochabschnitt 0–84 m bzw. 4 l/s bei 7 m Absenkung nach Vertiefung auf 100 m) wurde das Bohrloch aufgrund von unsachgemäßem Ausbau (Kunststoffrohre mit 80 mm Durchmesser, welche kollabierten und für den Einbau einer Unterwasserpumpe zu eng waren) und den daraus resultierenden geringen erzielbaren Fördermengen aufgegeben.

Da Piringsdorf I nach über 40 Betriebsjahren nicht mehr dem Stand der Technik entsprach, wurde die Bohrung Piringsdorf III im Jahr 2005 zur Sicherstellung der Publikumsentnahme im Auftrag der Gemeinde Piringsdorf auf eine Teufe von 120 m niedergebracht (Abb. 17). Piringsdorf I wird als Ersatzbohrung jedoch weiter genutzt.

Abb. 17.
Auslaufversuch an der Bohrung Piringsdorf III (Foto: Geoteam Ges.m.b.H.).

Im Jahr 2007 wurde ein Gutachten zur Anerkennung und Nutzung des Heilvorkommens als „Sulzquelle“ erstellt. Das Vorkommen wird im digitalen Katasterplan zwar als „Heilquelle Sulz“ geführt, eine Eintragung im digitalen Wasserbuch konnte jedoch nicht eruiert werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Raum Piringsdorf liegt aus regionalgeologischer Sicht am Südostrand der Zentralalpen, wo diese gegen Osten im Randbereich der Landseer Bucht (Oberpullendorfer Becken) gegen die Kleine Ungarische Tiefebene abtauchen. In der näheren Umgebung finden sich teilweise schon seit langem bekannte Vorkommen von Mineral- und Heilwässern, wie in Bad Tatzmannsdorf (Mineralsäuerlinge, Thermal-Mineralsäuerlinge sowie Thermal- und Mineralwässer), Bad Schönau (Kohlenstoffdioxid, Mineralsäuerlinge) und Kobersdorf (Mineralsäuerlinge).

Während die in den einzelnen Bereichen erschlossenen Wässer meteorischen Ursprungs sind – d.h. durch den versickernden Niederschlag gespeist werden – ist das teilweise in großem Überschuss vorhandene Kohlenstoffdioxid juveniler Genese, wobei Aufstiegswege von bis zu 25 km aus dem Bereich des oberen Erdmantels anzunehmen sind. Für das Vorkommen von Piringsdorf ist ein direkter Zusammenhang mit vulkanischen Erscheinungen anzunehmen, wobei ein örtlicher Bezug zu den Basaltvorkommen von Oberpullendorf und Stoob gegeben ist. Aufstiegswege für das postvulkanische CO_2 bietet im Raum Piringsdorf eine ungefähr NW–SW streichende, tiefreichende Störung im präneogenen Grundgebirge, die auch für das Mineralwasservorkommen in Bad Tatzmannsdorf von Bedeutung ist.

Metamorphe Gesteine des unterostalpinen Deckenstapels (Hüllschiefer der Grobgneiseinheit und die unterlagernden Wechselschiefer der Wechseleinheit) und neogene Sedimente des Oberpullendorfer Beckens kennzeichnen als geologische Großeinheiten das Gebiet um Piringsdorf (Abb. 18).

Dabei treten die metamorphen Grundgebirgseinheiten im unteren Rabnitztal (Unterrabnitz–Piringsdorf–Dörfl) zutage (Abb. 18). Die Hüllschiefer bestehen vorwiegend aus quarzreichen phyllonitischen Glimmerschiefern; die Wechselschiefer setzen sich im Wesentlichen aus Grafitphylliten und Quarziten sowie Phylliten im Allgemeinen zusammen (Schönlaub, 2000). Die neogenen Beckensedimente sind überwiegend als Schluffe und Tone mit zwischengelagerten Sand-Kieshorizonten ausgebildet; letztere stellen die Mineralwasser führenden Horizonte dar (Tab. 22). Tauber (1980) hat anhand der Bohrung Piringsdorf I drei Mineralwasserstockwerke mit verschiedener hydrochemischer Charakteristik unterschieden, die durch minder durchlässige Schichten getrennt sind (Zötl & Goldbrunner, 1993). Es handelt sich dabei im Wesentlichen um Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-(Eisen)-Mineralwasser mit zum Liegenden hin zunehmender Mineralisierung (Tab. 87, Teil 2): Das erste Stockwerk umfasst drei Grundwasserhorizonte (zwei davon in quartären und einer in neogenen Sedimenten) mit einer Gesamtmineralisierung von ca. 5,5 g/l im untersten Horizont. Das zweite Stockwerk befindet sich ebenfalls in den neogenen Beckenablagerungen und zeigt eine Summe der gelösten Stoffe von > 5,8 g/l. Basiskonglomerat und Grundgebirge mit Verwitterungszone bilden das dritte Stockwerk, das in den Brunnen von Piringsdorf genutzt wird. Die Elektrolytsumme beträgt hier mehr als 7,8 g/l.

Die in der Bohrung Piringsdorf III ermittelten Werte für Deuterium (-67 ‰) und Sauerstoff-18 (-9,94 ‰) zeigen den meteorischen Charakter des Tiefengrundwassers und belegen somit die Regenerierbarkeit des Vorkommens. Der Gehalt an Tritium von 6,1 TU weist auf das Vorhandensein von Komponenten mit Altern unter 50 Jahren hin (Tab. 90, Teil 2). Die geringe Abreicherung von Kohlenstoff-13 sowie die Summe an gelösten festen Stoffen zeigen, dass das Wasser aufgrund seiner Verweildauer im Untergrund mit den karbonatischen Schiefern reagiert hat, wobei die Lösungsvorgänge wahrscheinlich durch das aufsteigende Kohlendioxid verstärkt werden.

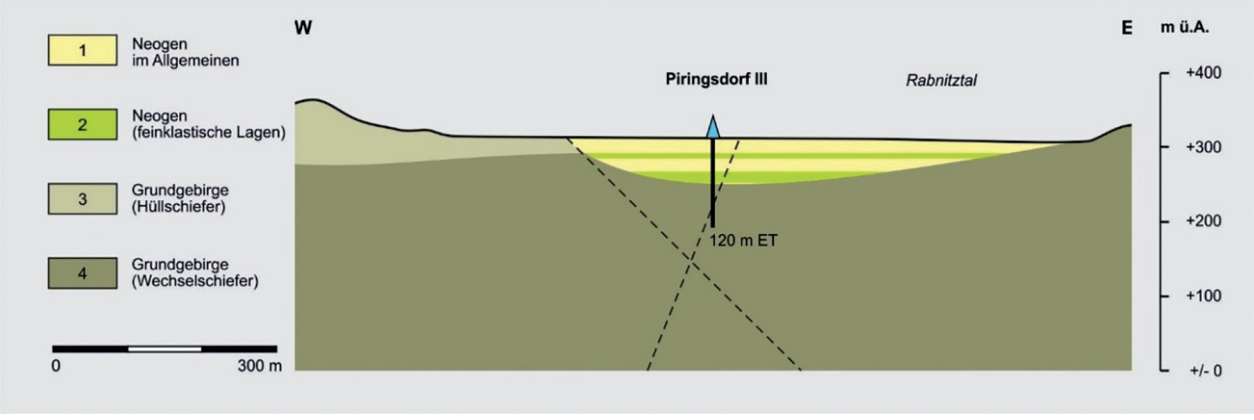


Abb. 18.
Geologische Profilskizze von Piringsdorf.

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecken (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Piringsdorf I	1964	86,42	74,42–86,42	Basiskonglomerat und präneogener Beckenuntergrund	Anfangs freier Überlauf von 7 l/s (Gaslifteffekt)	Eisner & Goldbrunner (2009a)
Piringsdorf II	1975/76	100	64–100	Geklüfteter präneogener Beckenuntergrund	Förderversuch 0–100 m: 4 l/s bei s = 7 m	Zötl & Goldbrunner (1993)
Piringsdorf III	2005	120,3	78,0–96,0	ca. 9 m mächtige Störungszone im präneogenen Beckenuntergrund (86–95 m)	freier Überlauf: max. 2,3 l/s kf = ca. $4{,}5*10^{-5}$	Eisner & Goldbrunner (2006)

Tab. 22.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Brunnen in Piringsdorf.

2.3 Südburgenland

2.3.1 Bad Tatzmannsdorf (M, H, S)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Rund 5 km nordnordöstlich von Oberwart liegt der Kurort Bad Tatzmannsdorf mit seinem Mineralwasservorkommen (Abb. 19). Bereits in der Römerzeit und im Mittelalter wurde das Mineralwasser zur Heilung und Linderung von Leiden genutzt. Um 1600 war Bad Tatzmannsdorf bereits für Trinkkuren berühmt, ab 1650 ist ein Badebetrieb dokumentiert. 1720 lag der jährliche Transport von Mineralwasser nach Wien bei ca. 200.000 l (Luipersbeck, 1981).

Aufgrund der frühen Nutzung ist davon auszugehen, dass im Bereich des heutigen Kurparks von Bad Tatzmannsdorf die Mineralwässer und Säuerlinge ursprünglich in Form von Quellen ausgetreten sind (Abb. 20, Tab. 23). Für 1795 ist die Errichtung eines Brunnentempels dokumentiert. Dabei wird die Fassung der Quelle(n) durch einen Brunnen erfolgt sein. Von 1851 ist eine Neugrabung des Brunnens bekannt, dessen Ergiebigkeit zumindest 5.000 l Mineralwasser pro Tag (ca. 0,06 l/s) betrug (Luipersbeck, 1981).

Die Zerstörungen des Kurortes und auch der Wasserfassungen am Ende des Zweiten Weltkrieges führten zu einer Zäsur in der jahrhundertelangen kontinuierlichen Entwicklung des Kurortes. Für einen Neubeginn des Kurbetriebes führte Josef Stini ab dem Jahr 1946 geologische Untersuchungen zur Festlegung von Bohrungsstandorten durch.

Ab 1947 bis in die Gegenwart wurde das Mineral- und Thermalwasservorkommen durch Oberflächenprospektion und zahlreiche Bohrungen erkundet und erschlossen. Im digitalen Wasserbuch (Land Burgenland, 2017) werden derzeit vier Mineralwasserproduktionsbrunnen

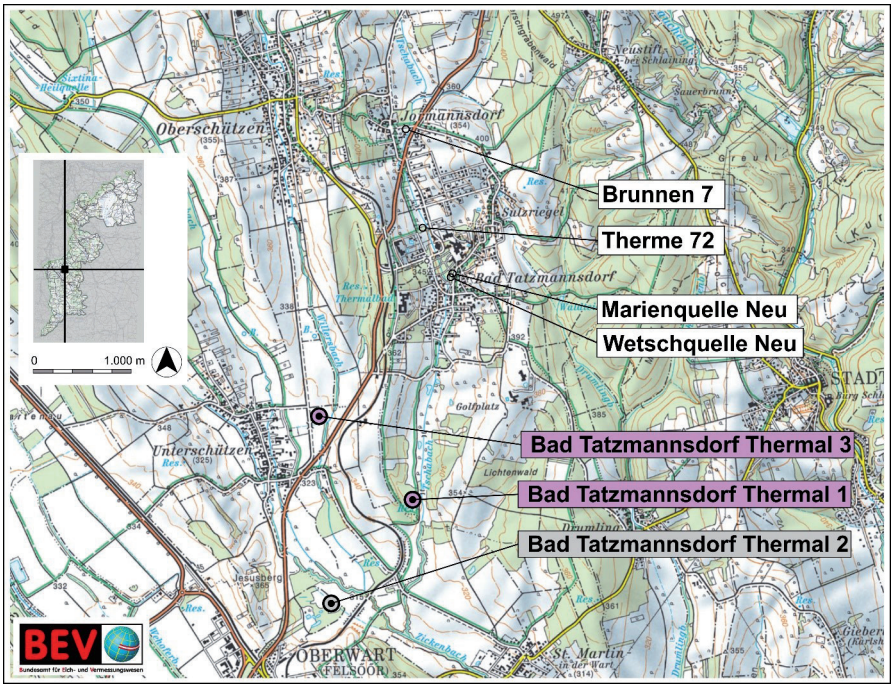


Abb. 19.
Lage der aktuell genutzten Mineralwasserbrunnen in Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf sowie der Thermalbohrungen (Datenquelle: BEV).

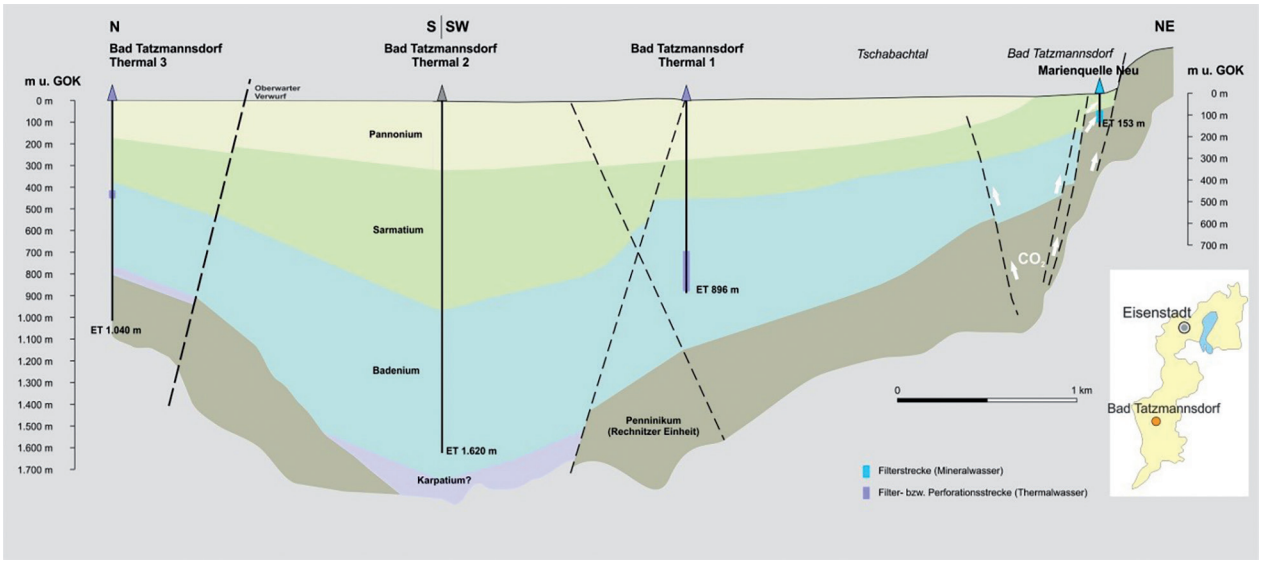


Abb. 20.
Vereinfachtes geologisches Profil von Bad Tatzmannsdorf.

Erschließung		Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
---	Wetschquelle (Alt) bzw. Parkquelle (liquidiert 1999)	1951	---	13,5–18,5	---	---
---	Wetschquelle (Neu)	1998	30	24,3–27,3	tektonisch zerlegtes Grundgebirge (grüngraue Schiefer)	0,2 l/s Konsens Kf = 2,9*10^{-5} m/s (sondenferner Bereich)
(B1)	Marienquelle (Alt) liquidiert (1994)	1964	100,2	---	---	82 m^3/Tag Wasser 423 m^3/Jahr CO_2
B1	Brunnen 1 Marienquelle (Neu)	1993	153	88,1–137,7	tektonisch zerlegtes Grundgebirge Mineral: 3,9 g/l	3,0 l/s (Dauerentnahme) K_f = 3,08*10^{-6} m/s
---	Franzensquelle	vor 1946	17,4	bis 17,4 m Lärchenholzrohre	---	1,9 l/s (1946) bei 12,86° C
B2	Franzquelle (liquidiert 2007)	1964	217,7	160,4–164,4 später: 80–115	geklüftete grau-grüne Schiefer (Grundgebirge) Mineral: 2 g/l	0,04 l/s
B3	Mineralwasserbohrung Therme 72	1972	222,4	---	---	24° C Auslauftemperatur
B4a*	Martinsquelle B4 Mineralwasser (liquidiert 2001)	1973 1974 vertieft	205 (330)**	140–195	höher mineralisiert	freier Überlauf: 0,4 l/s Schließdruck: 0,6 bar
B4b*	Karlquelle B4-Süßwasser liquidiert (2001)	1892	5,25	bis 5,25 m emaillierte Gusseisenrohre		0,07–0,1 l/s (1892) bei 12,86° C
		1973 1974 vertieft	205 (330)**	69–96	geringer mineralisiert	freier Überlauf: 0,33 l/s Schließdruck: 0,3 bar
B5a	Jormannsdorfer Mineralsäuerling B5a	1974	188	62,72	für CO_2-Gewinnung bzw. 0,5 l/s für Publikums-entnahme in Jormannsdorf	artesisch 1,6 l/s (23.06.1992)
B5b	Jormannsdorfer Mineralsäuerling B5b	1974	152	80–91 128–145	für Mineralwassergewinnung	1974: gedrosselter Überlauf: 15 l/min 1994: 1–2 l/s

Erschließung		Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
B6	Ersatzbohrung für Gemeindequelle Jormannsdorf (liquidiert 1997)	1976	85	63–83	Mineral: 462 mg/l	Q = 1,0 l/s (s = 3,15 m) 0,08 l/s freier Überlauf
B7	Brunnen 7 Ersatzbohrung für B5b		188	80–88 126–138 168–174	Sarmatium: 3 Horizonte	artesisch gespannt: 3,7 m über Gelände; bis ca. 2,5 l/s
---	Nußgraben Bohrung Nussgrabenquelle	1951	243	234,65–241,8	ursprünglich Trinkwasser-erkundungsbohrung	artesisch ca. 0,7 l/s
Weitere historische Quellen:						
	Maxquelle	1892	7,5	bis 7 m mit Eisenrohren verrohrt	„aufsteigende Gasblasen“	0,016–0,032 l/s (1946)
---	Gabriel- bzw. Gaborquelle und Beckenquellen	vor 1883	6	„steinerner Brunnenschacht“ ø 85 cm	Wasserstand im Schacht: ca. 1,64 m	ca. 0,12 l/s (1946: nicht zugänglich)
---	Gemeindequelle Jormannsdorf (Alt)	---	---	---	Mineral: 1.612 mg/l	----
---	Wiesenquelle (ca. 47 m nordöstlich der Franzensquelle)	1891	7	bis 7 m mit Eisenrohren verrohrt	Mg-/und SiO_2-reichster Säuerling***	0,05 l/s (1891) bei 11,4° C
---	Bassinquelle I (Beckenquelle 1)		6	bis 6 m mit Eisenrohren verrohrt	Auslauftemperatur: ca. 9,5° C	jeweils 0,1–0,13 l/s (1946: nicht zugänglich)
---	Bassinquelle II (Beckenquelle 2)		6		Auslauftemperatur: ca. 10,2° C	

Tab. 23.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Brunnen von Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf (hauptsächlich nach Zötl & Goldbrunner, 1993; Goldbrunner et al., 2005; Stini, 1946, 1947, 1952).
* Bohrung B4 mit Dual-Komplettierung; ** 205–330 m: zementiert; *** Kümel (1957).

(Marienquelle Neu, Wetschquelle (Neu), Brunnen 7 und Therme 72) geführt (Tab. 24). Die Lage der aktuell genutzten Mineralwasserbrunnen ist Abbildung 19 zu entnehmen.

Mit der im Jahr 1972 abgeteuften Mineralwasserbohrung 72 (Therme 72, B3) wurde erstmals Thermalwasser erschlossen. Es folgten im Zeitraum 1988 bis 2006 die Tiefbohrungen Bad Tatzmannsdorf Thermal 1, 2 und 3.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Tatzmannsdorf/Jormannsdorf liegt am Nordrand des Steirischen Beckens im Übergangsbereich mehrerer geologischer Einheiten. Das ist zum einen im Westen die Litzelsdorfer Mulde mit ihrer neogenen Beckenfüllung, welche die nördliche Fortsetzung des Fürstenfelder Neogenbeckens darstellt und im Osten durch den Oberwarter Verwurf – einem Richtung NNE–SSW streichenden Störungssystem mit mächtigen Vertikalversätzen – begrenzt wird. Im Osten schließen die übertage aufragenden Gesteine des Rechnitzer Fensters an, die gegen Westen staffelförmig unter die zunehmend mächtiger werdende neogene Sedimentbedeckung abtauchen (Abb. 21).

Das kristalline Grundgebirge (Penninikum) tritt im Ortsgebiet von Tatzmannsdorf vorwiegend in Form von Grünschiefern und Phylliten in relativ seichter Position auf und steht bereits östlich des Kurbetriebes obertage an.

Die überlagernden Sedimente des Steirischen Beckens zeigen einen stratigrafischen Umfang von Bade-

Erschließung	Nutzung	Konsens
Marienquelle Neu (Brunnen 1)	Mineralwasser-erschließung	3 l/s
(Brunnen 7) Ersatzbohrung für B5b	Anerkannte Mineralwasser-erschließung	2,5 l/s
Wetschquelle (Neu)	Mineralwasser-erschließung	0,2 l/s
Therme 72	Mineralwasser-erschließung, CO_2	3,75 l/s
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1 (Thermalwasserbrunnen)	Thermal- und Heil-wasserversorgung	15 l/s
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3 (Tiefbohrung Thermal 3)	Thermal- und Heil-wasserversorgung	2,5 l/s 216 m^3/Tag 78.840 m^3/Jahr

Tab. 24.
Aktuelle Nutzungen und wasserrechtliche Unterlagen der Mineralwasserbrunnen in Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf (Land Burgenland, 2017).

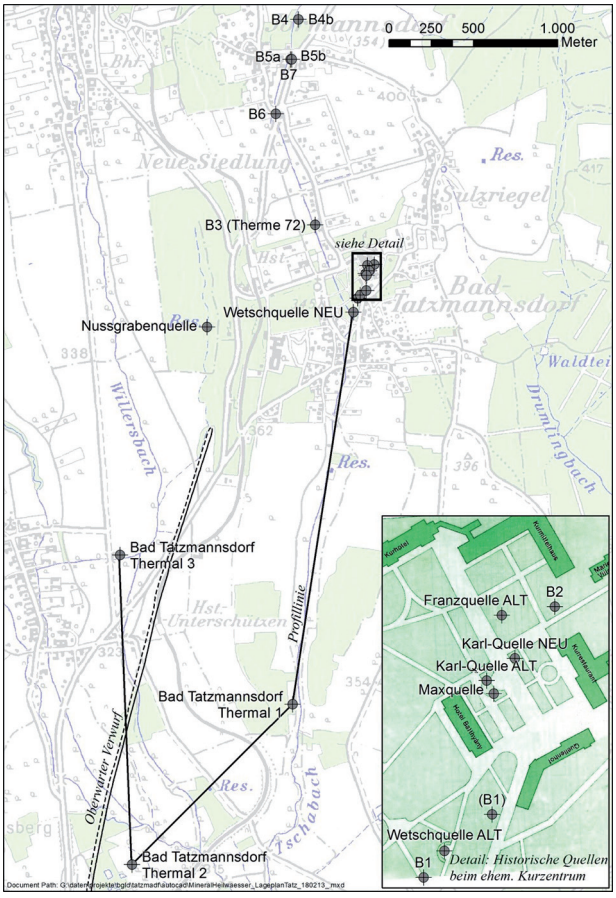


Abb. 21.
Topografische Karte mit Lage der Erschließungen in Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf und historischer Detaillageplan (aus Luipersbeck, 1981); Erläuterungen, siehe Tabelle 26.

nium bis Sarmatium bzw. Pannonium (oberes Pannonium – Zone B) und liegen als Schluffe und Tone mit grobklastischen Zwischenlagen vor. Mit der lateralen Begrenzung der neogenen Sedimente durch die auftauchenden Grundgebirgseinheiten im Bereich des Rechnitzer Fensters ist eine Grundwasser-Entlastungszone verbunden, in der es in Verbindung mit einem Gaslift-Effekt durch entlang von Störungszonen aufsteigendes postvulkanisches CO_2 zum Aufsteigen und Austreten von mineralisierten Wässern kommt. Mit dem Aufstieg von Wässern ist auch eine ausgeprägte positive thermische Anomalie verbunden.

Die seit 1947 im Kurpark abgeteuften Bohrungen waren im penninischen Grundgebirge bzw. in dessen Aufarbeitungszone mineralwasserfündig. Im Bereich des Kurparks von Bad Tatzmannsdorf liegt nur eine geringfügige quartäre und neogene Überdeckung vor.

Das Vorkommen scheint generell an eine SW–NE verlaufende Störungszone gebunden zu sein, an der auch die Säuerlinge von Piringsdorf liegen und in deren Verlauf das Grundgebirge tektonisch stark zerlegt ist. Sie erschließen meteorische Wässer, denen juvenile Elemente wie CO_2 und Borsäure in unterschiedlicher Größenordnung beigemengt sind (Zötl & Goldbrunner, 1993).

Charakteristisch für das Vorkommen von Bad Tatzmannsdorf sind große Unterschiede in Mineralisierung und Gasphasenanteil auch bei räumlich nahe gelegenen Fassungen (Tab. 25). So hat z.B. die grundgebirgsnahe Marienquelle (Alt) einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Wassertypus mit einer Mineralisierung von 5,5 g/l, einem Gehalt an gelöster freier Kohlensäure von > 2 g/l und einem Gas/Wasser-Verhältnis von 5:1 erschlossen. Die auf derselben Bruchscholle in einer Entfernung von 160 m gefasste Franzquelle zeigt mit einem Calcium-Hydrogencarbonat-Eisen-Wasser dagegen nur eine Summe von gelösten festen Stoffen im Bereich von 2 g/l (Tab. 88, Teil 2).

Thermalwasser

Der Betreiber nutzt das aus der 1988 hergestellten Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 1 geförderte Thermalwasser zur Versorgung der betriebseigenen Hotels, der Kur- und Wellnesseinrichtungen und zur Abgabe an Fremdnutzer. Die Bohrung wurde auf der Basis von reflexionsseismischen Profilen ca. 2 km östlich des N–S streichenden Oberwarter Verwurfes auf der Tiefscholle einer zum Tschabach parallel verlaufenden Störungszone (Sprunghöhe ca. 50 m) angesetzt. Aufgrund der an den bestehenden Bohrungen in Bad Tatzmannsdorf und den artesischen Hausbrunnen von Unterschützen gemessenen Ausflusstemperaturen konnte mit dem Auftreten einer geothermischen Tiefenstufe in der Größenordnung zwischen 16 und 18 m pro Grad Celsius, also mit einer deutlichen positiven Temperaturanomalie gerechnet werden.

Erschließung	Gesamtmineralisierung	Mg		H_2SiO_3		SiO_2 berechnet
	mg/l	mg/l	%	mg/l	%	mg/l
Wiesenquelle	1.642,7	71,9	4,4	107,5	6,6	83
Bassinquelle II	2.201,9	61,0	2,8	83,0	3,8	64
Bassinquelle I	2.388,9	66,0	2,8	85,9	3,6	66
Franzensquelle	2.674,9	71,1	2,7	58,3	2,2	45
Maxquelle	5.250,0	140,0	2,7	73,7	1,4	57
Karlquelle	5.215,6	123,8	2,4	70,0	2,2	54

Tab. 25.
Historische hydrochemische Daten nach Kümel (1957) von zwischenzeitlich aufgelassenen Fassungen in Bad Tatzmannsdorf.

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Therme 72 (B3) (Mineralwasserbohrung 72)	1972	222,4			24° C Auslauftemperatur!
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	1988	896	696,7–751,4 769,7–793,9 812,2–884,3	Badenium Sandschaler-Zone	Initial 1,9 l/s artesisch
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 2	2002	1.620	1.315,5–1.465,0	Badenium Sandschaler-Zone	deutlich schlechtere Porositäten als in Thermal 1, Zuflussraten nicht wirtschaftlich
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3	2006	1.024	408–414 426–456	Badenium *Bulimina-Bolivina*-Zone	Langzeitauslaufversuch: 2,7 l/s (1,47 bar) bis max. 4,5 l/s (0,85 bar) bei max. 31,6° C Schließdruck: 1,9 bar

Tab. 26.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Thermalbohrungen von Bad Tatzmannsdorf (überwiegend aus Goldbrunner et al., 2005; Eisner & Goldbrunner, 2008c).

Die Bohrung hat, nach 255 m mächtigen Ablagerungen des Pannoniums, das Sarmatium mit einer Mächtigkeit von 186 m erbohrt. Bei einer Teufe von 441,5 m unter Gelände wurde das Badenium erreicht. Nach Durchörtern der *Bulimina-Bolivina*-Zone und der unterlagernden Verarmungszone (zusammen nur 27 m mächtig) wurde bei 486,6 m die Sandschaler-Zone angetroffen, deren grobklastische Schichtfolge sich als gut durchlässig erwies. Ab 536 m waren schleichende Spülungsverluste zu bemerken, bei einer Teufe von 552,3 m trat totaler Spülungsverlust auf. Nach Reduktion des Spülungsgewichtes konnte die Spülungszirkulation wieder in Gang gesetzt werden, es traten jedoch weiter Verluste (kumulativ ca. 770 m^3) und Zutritt von Thermalwasser bis zur Endteufe von 896 m unter Gelände auf. Zeitweise floss die Bohrung artesisch über.

Die Ursachen für die guten Durchlässigkeiten liegen einerseits in Matrixdurchlässigkeiten (insbesondere im hangenden Abschnitt) und andererseits in der tektonischen Beanspruchung der Grobklastika. Nach der Seismik hat die Bohrung im Bereich der *Bulimina-Bolivina*-Zone einen abschiebenden Bruch mit einer großen Sprunghöhe durchfahren. Die Bohrung verblieb bis zur Endteufe in den badenischen Ablagerungen der Beckenfüllung.

Die Bohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 1 erschließt ein Natrium-Bicarbonat-Chlorid-Thermalwasser mit einer Gesamtmineralisierung von 2,3 g/l (Tab. 88, Teil 2). Die Fördermenge betrug im Pumpversuch 10,4 l/s bei einer maximalen Bohrkopftemperatur von 37,6° C.

Zur Erweiterung der Thermalwasserproduktion und Erzielung der Versorgungssicherheit wurde Ende 2002 die Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 2 im Gemeindegebiet Oberwart niedergebracht. Diese erreichte zwar die in der ersten Bohrung thermalwasserfündige Grobsedimententwicklung der Badener Serie in günstiger thermischer Position, sie konnte aber keine wirtschaftlich verwertbare Thermalwasserproduktion erzielen. Als Grund für die deutlich schlechtere Porosität und Durchlässigkeit kommt die um mehr als 570 m tiefere Position der Sandschaler-Zone in der Bohrung 2 gegenüber Bad Tatzmannsdorf Thermal 1 und die damit in Zusammenhang stehende stärkere Kompaktion in Frage. Zusätzlich sind dafür auch Unterschiede in den Ablagerungsbedingungen wahrscheinlich, da sich die Elektrofazies der Bohrungen 1 und 2 nicht vergleichen lässt.

In der Folge wurde von Geoteam im Auftrag der Kurbad Tatzmannsdorf AG ein umfangreiches geowissenschaftliches Erkundungsprojekt (inklusive seismischer Messungen) im Raum Bad Tatzmannsdorf–Oberwart–Drumling geplant und durchgeführt. Im Fokus der Untersuchungen stand vor allem die Klärung der komplexen hydrogeologisch-tektonischen Verhältnisse des Beckenuntergrundes und der tieferen Einheiten der neogenen Beckenfüllung zur Planung einer neuen Thermalbohrung.

Die Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3 wurde in der KG Oberschützen mit abnehmendem Meißeldurchmesser bis zu einer Tiefe von 1.024 m niedergebracht. Da die Ergebnisse der aus der offenen Formation des Grundgebirges zwischen 735,5 und 1.024,0 m durchgeführten hydraulischen Tests nicht den Anforderungen des Bauherrn entsprachen, wurde die Technische Kolonne der Bohrung im Abschnitt zwischen 425,6 und 455,6 m mittels Schussperforation geöffnet und der in diesem Bereich sandig-kiesig ausgebildete Horizont des Badeniums mit Edelstahlvoll- und Filterrohren komplettiert. Der Abschnitt von 626 bis 1.024 m wurde mit Zement verfüllt. Das Quellgas besteht vorwiegend aus Kohlenstoffdioxid (Tab. 27).

Das durch die Bohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3 erschlossene, mit einer Temperatur von über 31° C geförderte Thermalwasser entspricht einem Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Thermalwassertypus mit einer Summe an gelösten festen Stoffen von 4,48 g/l und einem Gehalt an gelöstem freien CO_2 von 1,17 g/l (Tab. 88, Teil 2). Eisner & Goldbrunner (2008c) führen zudem ein Kohlenstoff-14-Alter von 35.220 Jahren an (1,32 % modern).

Quellgas	Marienquelle	Franzquelle	Therme 72	Wetschquelle (Neu)	Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3
Datum	1967	1967	1973	1998	30.05.1990	2007
	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%	Vol.-%		Vol.-%
Kohlenstoffdioxid	99,80	98,89	94	79,3	2,94	85,7
Sauerstoff	0,04	---	1,5	0,74		1,3
Stickstoff und Edelgase	0,16	1,06	4,5	17,3	96,86	13,0
Schwefelwasserstoff	---	0,05	---	---	2 ppm	---

Tab. 27.
Gasanalysen der Wässer von Bad Tatzmannsdorf (teilweise nach Zötl & Goldbrunner, 1993; Eisner & Goldbrunner, 2008c).

Das über eine Dauerfördereinrichtung produzierte Thermalwasser wird im Kur- und Thermenbetrieb Bad Tatzmannsdorf balneologisch genutzt.

Die Thermalbohrungen (Bad Tatzmannsdorf Thermal 1 und 3) nutzen durch tektonische Beanspruchung geklüftete Abschnitte in grobklastischen Abschnitten der Sandschaler-Zone (Badenium).

2.3.2 Rettenbach, Oberschützen und Drumling: Weitere Säuerlinge im Umfeld von Bad Tatzmannsdorf (S)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Umfeld von Bad Tatzmannsdorf sind zahlreiche weitere Säuerlinge bekannt. Hervorzuheben sind die frei zugänglichen Säuerlinge von Rettenbach und Drumling (Abb. 22). Die bekannte Sixtina-Quelle wurde hingegen stillgelegt und auch der Säuerling von Stuben ist gegenwärtig (Stand 2016) verschlossen. Zudem existiert der in der Literatur erwähnte Säuerling von Goberling nicht mehr.

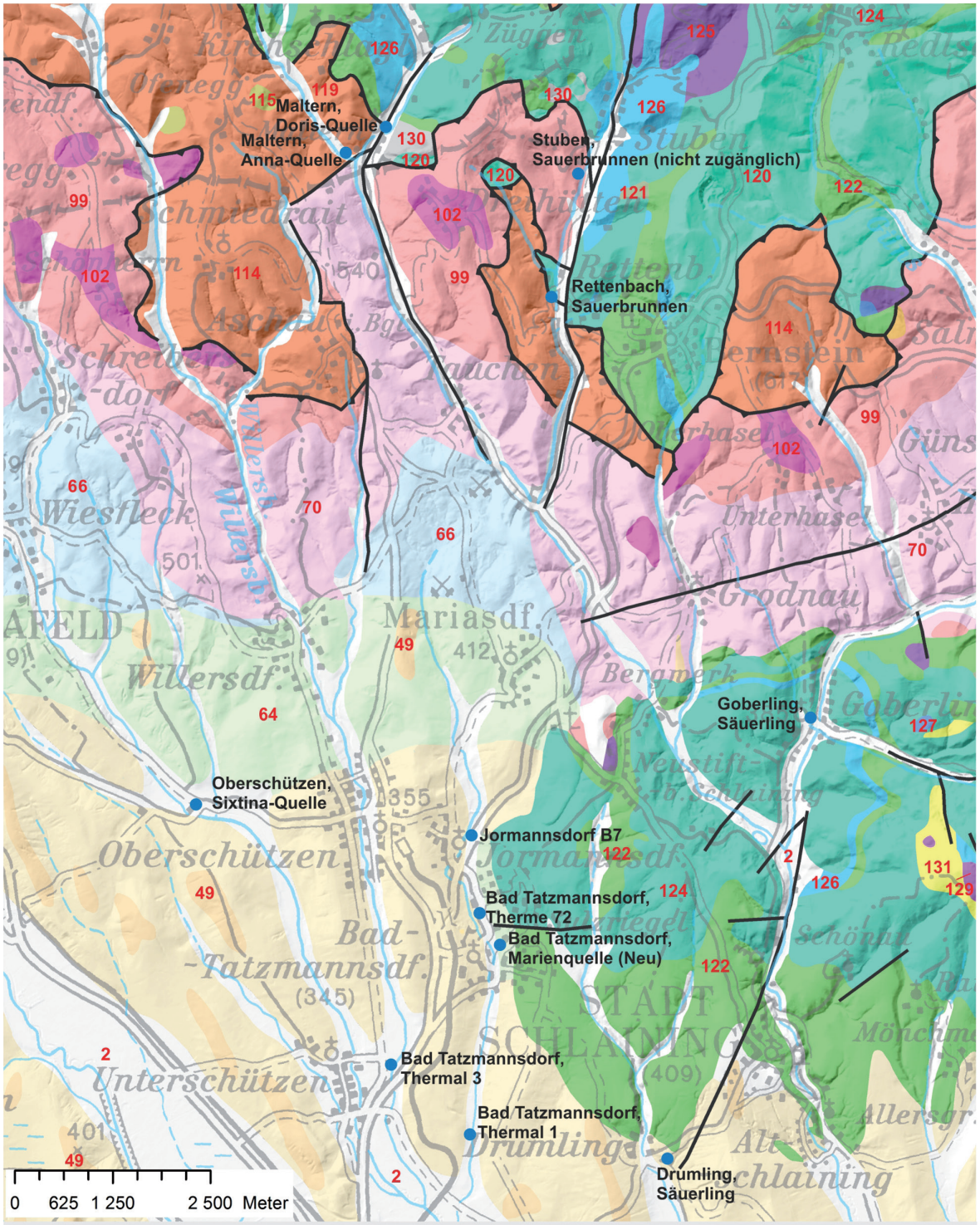
Der Säuerling von Drumling wurde bereits im Jahr 1934 erbohrt (Klein et al., 1997), die rund 2 km westlich von Oberschützen gelegene Sixtina-Quelle im Jahr 1978 (Stehlik, 1983a). Letztere war bis 1990 als Heilquelle anerkannt, aufgrund von bakteriologischen Problemen musste die Nutzung jedoch eingestellt werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im gegenständlichen Gebiet tritt das kristalline Grundgebirge in Form der Penninischen Fenster von Bernstein, Rechnitz und Möltern und als deren unterostalpine Umrahmung zutage (Abb. 23). Gegen Westen schließt die neogene Füllung des oststeirischen Beckens an. Die zahlreichen, zumeist artesischen Säuerlinge sind an Störungen (z.B. im Tauchenbach- und Stubenbachtal) gebunden. Die Erschließungen liegen zum Teil im Bereich von kristallinen Einheiten, jedoch teilweise auch schon in der Beckenfüllung. Die postvulkanische Beeinflussung zeigt sich vor allem an den hohen Konzentrationen des freien Kohlenstoffdioxids.

Zwischen Stuben und Rettenbach wurden drei Bohrungen mit Endteufen von 15 bis 77 m niedergebracht, bei denen aus dem Kristallin (? Kalkphyllit) aufsteigende Säuerlinge, zum Teil in klastischen Talalluvionen, gefasst wurden (Klein et al., 1997). Bei dem heute zugänglichen Sauerbrunnen von Rettenbach handelt es sich

Abb. 22.
Lage der Erschließungen in der Umgebung von Bad Tatzmannsdorf (Datenquelle: basemap.at).



Quartär
2 Talfüllung
49 Fluviatile Terrassen (Schotter mit Schluffbedeckung) (Unteres Pleistozän)

Neogen
64 Sedimente (Sarmatium)
66 Sedimente (Badenium)
70 Sedimente (Karpatium)

Unterostalpin
99 Hüllschiefer
102 Grobgneis
114 Wechselschiefer
115 Wechselgneis
119 Glimmerschiefer
121 Metagabbro

Penninikum (Rechnitzer Fenster)
120 Serpentinit
122 Grünschiefer
124 Phyllit, meist Kalkphyllit
125 Quarzphyllit
126 Serizitkalkschiefer
127 Marmor (Ophikalzit)
129 Dolomit, Kalk, Bänderkalk bis Kalkmarmor
130 Rauwacke
131 Serizitquarzit

Abb. 23.
Geologischer Überblick zum Raum Bad Tatzmannsdorf mit ausgewählten Erschließungen. Geologie modifiziert nach Pascher et al. (1999).

um einen Calcium-(Magnesium)-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.000 mg/l. Hervorzuheben sind die hohen Konzentrationen von Eisen (14,5 mg/l) und freiem Kohlenstoffdioxid (ca. 1.800 mg/l) (Tab. 88, Teil 2). Sauerstoff-18 (-9,18 ‰) und Deuterium (-64,6 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und ein Tritiumgehalt von 5,6 TU belegt eine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer (Tab. 90, Teil 2).

Die Sixtina-Quelle wurde im Bereich der neogenen Beckenfüllung als Bohrbrunnen bis 29,4 m abgeteuft (Stehlik, 1983b). Klein et al. (1997) vermuten, dass der Aufstieg des Sauerwassers an Bruchstrukturen gebunden ist. Im Bohrprofil von Latzel & Kutscha (1983) wird ein schwach Wasser führender Bereich von 12,8 bis 25,0 m mit „sandigem Ton“ und untergeordnet Sandstein im obersten Bereich erwähnt. Die Filterstrecke befindet sich von 11,6 bis 27,3 m. Nach Angabe von Stehlik (1983b) wurde mit einer Unterwasserpumpe gefördert, die Dauerleistung lag bei ca. 0,5 l/s. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 4.000 mg/l. Besonders erwähnenswert sind die hohen Konzentrationen von Magnesium (227,2 mg/l), Strontium (3,54 mg/l) und Eisen (2,86 mg/l) (Tab. 88, Teil 2). Bei einer Beprobung des Überlaufs im Jahr 2015 wurden 1.753 mg/l an freiem Kohlenstoffdioxid gemessen (Entgasungsmöglichkeiten bestehen). Stehlik (1983a) führte deutlich höhere Konzentrationen von 4.000 bis 5.000 mg/l an.

Das Auftreten des Säuerlings von Drumling ist bruchtektonisch bedingt (Klein et al., 1997). Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.200 mg/l. Zudem liegen erhöhte Konzentrationen von Eisen (4,4 mg/l) und freiem Kohlenstoffdioxid vor. Sauerstoff-18 (-9,39 ‰) und Deuterium (-67,2 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, Tritium (< 0,5 TU) konnte nicht nachgewiesen werden (Tab. 90, Teil 2).

2.3.3 Stegersbach (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für die Tiefbohrung Thermal 2 ist auf 3 l/s festgelegt, jene für Thermal 1 auf 7 l/s. Thermal 1 wurde bereits im Jahr 1989 abgeteuft (Goldbrunner, 1989), doch die Eröffnung der Therme fand erst 1998 statt (Abb. 24). Seit 1994 besteht zudem eine Anerkennung als Heilquelle. Zur Absicherung der Thermalwasserproduktion wurde im Jahr 2000 Thermal 2 niedergebracht.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Stegersbach befindet sich im Fürstenfelder Teilbecken des Steirischen Beckens. Die Tiefbohrung Stegersbach Thermal 1 wurde auf eine Endteufe von 3.200 m abgeteuft und durchörterte eine 3.077 m mächtige neogene Beckenfüllung mit einer stratigrafischen Abfolge vom Pannonium bis Karpatium (Goldbrunner, 1993b). Im Liegenden folgen muskovitreiche paläozoische Phyllite. Somit wurde das ursprüngliche Hauptziel für die Thermalwassererschließung, Karbonate des Grazer Paläozoikums, nicht erreicht. Bei der nördlich gelegenen KW Explorationsbohrung Litzelsdorf 1 wurde zuvor eine ähnliche stratigrafische Abfolge erbohrt, das paläozoische Grundgebirge in Form von Tonschiefern wurde jedoch, bruchtektonisch bedingt, um 834 m strukturhöher erschlossen (Böchzelt & Goldbrunner, 2000b).

Die artesisch gespannten Wässer der tonig-schluffig bis sandig-kiesigen Abfolge des ca. 500 m mächtigen Pannoniums sind für die Wasserversorgung relevant. Allerdings ist die Temperatur für eine Thermalwassernutzung zu gering. Für die Thermalwassererschließung ist hingegen das ca. 750 m mächtige Sarmatium mit einer tonig-schluffig-sandigen Wechsellagerung von Bedeutung. So befindet sich bei Stegersbach Thermal 1 die erste Perforationsstrecke von 832 bis 1.030 m.

Abb. 24.
Lage der Erschließungen in Stegersbach (Datenquelle: basemap.at).

Im Abschnitt des Badeniums (ca. 1.250 bis ca. 1.970 m) erwiesen sich die Porositäten der Gesteine für eine Thermalwasserförderung als weitgehend unwirtschaftlich. Lediglich Thermalwasserzutritte von Sandsteinen der *Bulimina-Rotalia*-Zone (oberes Badenium) wurden mit einer weiteren Perforationsstrecke von 1.390 bis 1.476 m erschlossen. Das artesisch gespannte Vorkommen weist einen Ruhespiegel von ca. 40 m über GOK (Schließdruck von 4 bar) auf. Die Sonde lief anfangs mit 0,8 l/s über und im Zuge eines mehrstufigen Pumpversuches im Jahr 1996 stellten sich bei einer Förderrate von 6,3 l/s quasistationäre Bedingungen bei einer Absenkung auf 149 m unter GOK ein.

In einer Entfernung von 750 m westnordwestlich von Thermal 1 wurde die Tiefbohrung Thermal 2 bis auf eine Endteufe von 1.201 m unter GOK niedergebracht (Böchzelt & Goldbrunner, 2000b). Das Pannonium wurde bis auf 483 m vollständig durchörtert. Die Bohrung verblieb im darunter folgenden Sarmatium. Das Thermalwasser ist aus vier Perforationsbereichen zwischen 792 und 857 m unter GOK (30 m Nettoperforation) erschlossen worden. Den Aquifer bilden hierbei sandig bis schluffig ausgebildete Horizonte des Sarmatiums. Ein im Jahr 1999 durchgeführter erster Mammutpumpversuch bestätigte ein artesisch gespanntes Vorkommen mit einem Schließdruck von 1,2 bar. Bei einem 91 Tage andauernden Langzeitpumpversuch im Jahr 2000 wurde bei einer maximalen Förderrate von 3,2 l/s ein quasistationärer Zustand bei einer Absenkung von 143,8 m unter GOK erreicht. Die maximale Sondenkopftemperatur betrug 42° C. Im Zuge der Aufspiegelung wurde für den sondenfernen Abschnitt eine Transmissivität von $3{,}41 \times 10^{-6}$ m²/s und ein kf-Wert von $1{,}14 \times 10^{-6}$ m/s berechnet.

Bei beiden Tiefbohrungen wurde Thermalwasser vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat erschlossen (Tab. 89, Teil 2). Obwohl ein hydraulischer Zusammenhang zwischen den Bohrungen besteht, gibt es deutliche hydrochemische Unterschiede. So beträgt die Feststoffsumme von Thermal 1 ca. 2.500 mg/l und jene von Thermal 2 mit ca. 1.000 mg/l deutlich weniger. Der Gehalt an zweiwertigem Schwefel unterscheidet sich ebenfalls beachtlich: 3,13 mg/l bei Thermal 1 bzw. 0,4 mg/l bei Thermal 2. Zudem ist zu erwähnen, dass in den vergangenen Jahren bei Thermal 1 ein Rückgang des titrierbaren Schwefelgehaltes registriert wurde (1990: 7,15 mg/l, 2006: 3,13 mg/l; Böchzelt, 2010). Im Zuge von aktuelleren Untersuchungen wurden jedoch deutlich höhere Gehalte bestimmt (zwischen 26,7 und 37,3 mg/l; Hahn, 2010). Aufgrund der Isotopenanalysen von Sauerstoff-18 (-11,94 ‰) und Deuterium (-85,7 ‰) kann bei Thermal 2 auf einen vadosen Ursprung und ein kaltzeitliches Grundwasseralter geschlossen werden (Tab. 90, Teil 2). Bei der tieferen Bohrung Thermal 1 könnte der hohe Sauerstoff-18-Wert auf eine Beimengung von Formationswasser hindeuten; dafür spricht auch der erhöhte Chloridgehalt (Tab. 89, 90, Teil 2). Das Fehlen von Tritium schließt zudem eine Beeinflussung durch jüngere bzw. oberflächennahe Wässer aus. Des Weiteren unterscheiden sich die Thermalwässer beider Tiefbohrungen hinsichtlich der frei aufsteigenden Gase. Während bei Thermal 1 Methan mit ca. 70 % überwiegt, ist bei Thermal 2 mit ca. 80 % überwiegend Stickstoff vorhanden.

2.3.4 Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl (M, S) (D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Conrad et al. (1928) waren bereits den Römern im Raum Sulz bei Güssing (Abb. 25) Quellen mit besonderen Inhaltsstoffen bekannt. Die erste Nutzung des Vorkommens, in Form eines Badehauses, dürfte auf das Jahr 1825 zurückreichen und die erste Vermarktung einer Mineralwassermarke fand ab 1905 statt (Betreiberinformation). Über die Jahrzehnte wurden zahlreiche Brunnen hergestellt, doch viele davon sind heute

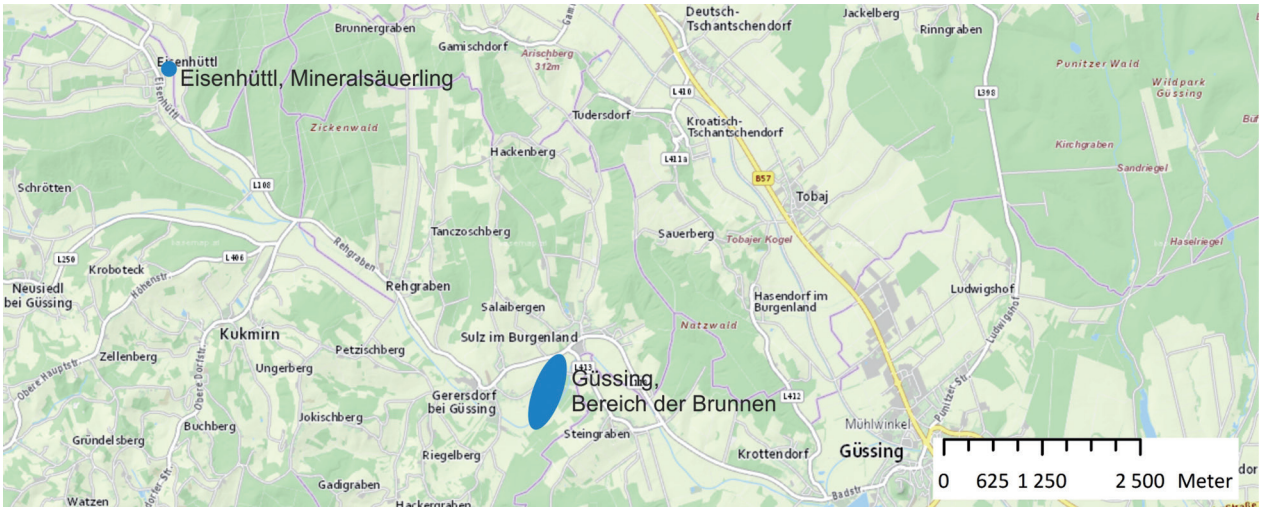


Abb. 25.
Lage der Erschließungen von Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl (Datenquelle: basemap.at).

Brunnen	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Brunnen Vita XII	21,20	10 bis ?	Fein- bis Mittelsand, schluffig	
Brunnen 0	61,0	11 bis 15	Sand bis Grobsand	k_f = 1,22 bis 5,48 x 10^{-4} m/s bei einer Förderrate von 0,295 bis 1,85 l/s; Dauer: 07.09.2005 bis 12.09.2005; Stationärzustand; Absenkung max. 3,8 m;
Brunnen 12/0	27,0	10 bis 14	Sand	k_f = 7,64 x 10^{-5} m/s bei Förderrate von 1,24 l/s; Dauer: 27.09.2005 bis 28.09.2005; Stationärzustand; Absenkung: 4,06 m
Brunnen 12/1	27,0	8 bis 14	Sand bis Grobsand	k_f = 4,8 und 4,85 x 10^{-5} bei Förderrate von 0,11 bis 0,23 l/s; Dauer: 04.09.2005 bis 06.09.2005; Stationärzustand, Absenkung 0,38 und 0,79 m
Brunnen 13	29,0	9,5 bis 12,6	Sand, schluffig	k_f = 7,0 x 10^{-5} m/s bei 0,40 l/s, Stationärzustand, Absenkung 1,9 m

Tab. 28.
Hydrogeologische und hydraulische Kenndaten ausgewählter Brunnen des Vorkommens von Gerersdorf-Sulz (kompiliert von Gamerith, 2006). Es wird darauf hingewiesen, dass die im Wasserbuch geführten Brunnen 0, 12/0, 12/1 und 13 nicht eindeutig den anerkannten Mineralwassererschließungen zugeordnet werden können.

als historisch zu betrachten. So handelte es sich beispielsweise bei der Paula- und Vitaquelle um frühe Erschließungen, diese finden auch in Conrad et al. (1928) Erwähnung. Heute sind die Erschließungen Güssinger Brunnen I, II und III sowie der Vita XII Brunnen als natürliche Mineralwasservorkommen anerkannt (Abb. 25).

Bei Eisenhüttl befindet ein weiterer Mineralsäuerling, der nach Rücksprache mit dem Eigentümer prinzipiell zugänglich ist.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Vorkommen befindet sich im Bereich der Südburgenländischen Schwelle. Die zahlreichen Brunnen des Vorkommens liegen in der Senke des Zickenbachtales, das eine quartäre Füllung aufweist (Tab. 28). Darunter folgen Tone, Schluffe und Sande des Pannoniums (Herrmann et al., 1993), für die Gamerith (2006) eine Mächtigkeit von rund 250 m anführt. Nordwestlich von Sulz und südwestlich von Steingraben treten zudem relativ kleinräumig paläozoische Schiefer und Dolomite auf, deshalb ist im Liegenden der Beckenfüllung bereits das paläozoische Grundgebirge und keine weiteren neogenen Schichtglieder zu erwarten. Bei Güssing und Tobaj sind außerdem pliozäne bis quartäre Basalttuffite (Güssinger Burgberg und Tobajer Kogel) anstehend. Über Brüche und Störungen dürfte es zum Aufstieg von Kohlenstoffdioxid kommen, das sich mit den Grundwässern mischt.

Der artesische Mineralsäuerling von Eisenhüttl befindet sich rund 6 km nordwestlich von Sulz bei Güssing, ebenfalls im Zickenbachtal. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.450 mg/l und 2.239 mg/l freiem Kohlenstoffdioxid (Tab. 89, Teil 2).

3 Mineral- und Heilwässer in Kärnten

Eine Übersicht zu den anerkannten Mineral- und Heilwasservorkommen in Kärnten befindet sich in Tabelle 29. Eine Auswahl weiterer ehemaliger Heilquellen und erwähnenswerter Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen sind in Tabelle 30 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		**Anerkannte Heilwasservorkommen**	
Prebl, Auenquelle	Kap. 3.1.1	Prebl, Auen- und Paracelsusquelle	Kap. 3.1.1
Prebl, Paracelsusquelle	Kap. 3.1.1	Bad St. Leonhard im Lavanttal, Schwefelquelle	Kap. 3.1.3
		Bad Weißenbach, Thermalquellen	Kap. 3.1.4
		Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Carinthia-Lithion-Quellen	Kap. 3.2.1
		Warmbad Villach, Thermalquellen	Kap. 3.3.1
		Bad Bleiberg, Rudolfstherme	Kap. 3.3.2
		Dellach im Drautal, Kolmquelle	Kap. 3.3.3
		Tuffbad, Quellgruppe 1	Kap. 3.3.7
		Bad Kleinkirchheim, Thermalquellen	Kap. 3.5.1

Tab. 29.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Kärnten.

Vorkommen	**Anmerkung**	**Kapitel-Nr.**	**Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt**	**Weiterführende Literatur**
Bad Weißenbach, Säuerling beim Schrecker	Säuerling, im Jahr 2016 nicht zugänglich		nein	Kahler (1978)
Bruggen (Greifenburg), Gipsquellen	Gipsquellen	3.3.4	nein	Kahler (1978)
Döllach im Mölltal, Gradenbad im Gradental	akratisch mineralisiert		ja	Diem (1928); Kahler (1978)
Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Johannis- und Stahlquelle	Säuerling	3.2.1	ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Eisenkappel-Vellach, Ebriach Säuerling	ehemaliger Versandsäuerling	3.2.1	ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Eisenkappel-Vellach, Muriquellen	eisenreiche Säuerlinge	3.2.1	ja	Kahler (1978)
Eisenkappel-Vellach, Nabernigquelle	akratisch mineralisiert, 5,1 mg/l Eisen, 31 mg/l freies Kohlenstoffdioxid		nein	Kahler (1978)
Eisenkappel-Vellach, Paulitschquellen	Säuerling	3.2.1	nein	Kahler (1978)
Eisenkappel-Vellach, Kotschnatal, sulfatreiche Quellen	sulfatreich	3.2.1	nein	
Emberg, Bad Emberg	akratisch mineralisiert		ja	Kahler (1978), Küpper & Wiesböck 1966
Flattach, Fraganter Bad	akratisch mineralisiert		nein	Kahler (1978)

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Flattach, Kupferbergbau Großfragant, Stollenwässer	Pyrit-Kupfer-Lagerstätte, geringer Gehalt an Kupfer und Eisen		nein	Kahler (1978)
Galling am Ulrichsberg, Gipsquelle	rund 2.000 mg/l Sulfat		nein	Kahler (1978)
Gmünd, Säuerling	Säuerling, hydrochemische Beschaffenheit fraglich		nein	Kahler (1978)
Heiligenblut, Giftbründl in der Fleiß	Grubenwasser, 0,71 mg/l Arsen		nein	Kahler (1978)
Hüttenberg, schwach subthermale Gipsquelle	sulfatreich (ca. 600 mg/l)		ja	Kahler (1978)
Innerfragant, Brunnangerquelle	akratische Quelle		nein	Kahler (1978)
Iselsberg, einfache kalte Schwefelquelle	existiert nicht mehr (Lokalaugenschein 2016)		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Karawanken-Straßentunnel	Thermalwässer (um 20° C)		nein	Elster et al. (2016)
Kliening, Sauerbrunn	Säuerling	3.1.2	ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Kötschach-Mauthen, Heilbad von Mandorf bei Kötschach	keine Informationen (Stand 1978), dürfte sich um ein ehemaliges Heilbad handeln		nein	Kahler (1978)
Krems in Kärnten, Karlbad	akratisch mineralisiert, noch betriebenes Bauernbad im Nationalpark Nockberge		nein	Kahler (1978)
Krems in Kärnten, St. Nikolai im Liesertal	akratisch mineralisiert, 1,69 mg/l titrierbarer Schwefel		nein	Kahler (1978)
Lesachtal, Quelle von Maria Luggau	akratisch mineralisiert		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Lurnfeld, Quelle von Obergottesfeld	akratisch mineralisiert		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Mallnitz, Tauerntunnel	subthermale Wässer		nein	Elster et al. (2016); Kahler (1978)
Maria Elend, St. Jakob im Rosental, Christusquelle	akratisch mineralisiert		nein	Kahler (1978)
Naßfeld, Hermagor, Schwefelquellen	akratisch mineralisiert, erhöhter Schwefelgehalt		ja	Scheminzky & Weis (1959); Kahler (1978)
Oberdrauburg, Grubenwässer des Antimonbergbaus Rabant	Grubenwässer, 1,0 mg/l Arsen		nein	Kahler (1978)
Oberdrauburg, akratische Quelle von der Teichmühle	akratisch mineralisiert, dürfte sich um ein ehemaliges Heilbad handeln		nein	Kahler (1978)
Paternion, Schwefelquelle bei Schloss Kreuzen	2,7 mg/l H_2S, im Jahr 2016 nicht zugänglich		nein	Kahler (1978)
Paternion, Bad Wiederschwing	akratisch mineralisiert, dürfte sich um ein ehemaliges Heilbad handeln		nein	Kahler (1978)
Rangersdorf, Bad Lamnitz	akratisch mineralisiert		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Rangersdorf, Margarethenbad bei Lainach	akratisch mineralisiert		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Reifnitz am Wörthersee, Subtherme	subthermale Wässer		ja	Elster et al. (2016); Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Reisach, Reißkofelbad	akratisch mineralisiert		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Seeboden, Lieseregg	subthermale Eisenquelle, existiert nicht mehr (Stand 1978)		nein	Kahler (1978)
St. Daniel, Bäderquelle	Gipsquellen	3.3.5	ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
St. Kanzian, Thermal 1	Thermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
St. Leonhard ob Sirnitz, Alpenbad	akratisch mineralisiert, ehemaliges Heilbad, Quelle existiert		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn	Säuerling, eisenreich	3.1.5	nein	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
St. Salvador bei Friesach, Barbarabad	akratisch mineralisiert, ehemaliges Heilbad		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
St. Veit an der Glan, Vitusbad	akratisch mineralisiert, früher als Säuerling beschrieben, zweifelhaft nach Kahler (1978)		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Stein bei Dellach im Drautal, Lappenbachquellen	Gipsquellen	3.3.6	nein	Kahler (1978)
Susalitsch, Schwefelquelle	ca. 1.000 mg Feststoffsumme; Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ; 8,5 mg/l titrierbarer Schwefel		ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Trebesing, Königsquelle	Säuerling, derzeit nicht zugänglich	3.4.1	ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Trebesing, Radlbad	Säuerling, eisenhaltig	3.4.1	ja	Kahler (1978); Küpper & Wiesböck (1966)
Weißensee, Fischeralm Schwefelquelle	ungesicherte Schwefelquelle		nein	Kahler (1978)
Wolfsberg, kalte Schwefelquelle bei St. Johann	akratisch mineralisiert, 9,6 mg/l H_2S		nein	Kahler (1978)
Wolkersdorf, Kochsalztherme	Thermalwassereinbruch in Stollen, nicht mehr zugänglich		nein	Elster et al. (2016); Kahler (1978)

Tab. 30.
Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Kärnten.

3.1 Lavanttal

3.1.1 **Prebl** (M, H)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Natürliche Wasseraustritte im Bereich der heute als natürliches Mineralwasser anerkannten Paracelsusquelle (Abb. 26) dürften schon im 13. Jahrhundert genutzt worden sein (Hohl, 2016; Kahler, 1978). So wurde vom 17. Jahrhundert bis in den Ersten Weltkrieg ein Kurbetrieb dokumentiert. Die heute genutzte Quelle, hier handelt es sich eigentlich um eine unterirdisch gefasste Quellgruppe, wurde in den Jahren 1921 bis 1928 gefasst und ab diesem Zeitraum fand die Flaschenabfüllung statt. Die Fassung wurde mittlerweile mehrfach modernisiert, im Wesentlichen ist sie dabei jedoch erhalten geblieben.

Im Bereich der als natürliches Mineralwasser anerkannten Auenquelle (Abb. 26) wurden im Zuge der Fassungsarbeiten römische Spuren gefunden (Kahler, 1978). Im Jahr 1955 wurde sie neu gefasst und wird seitdem für den Flaschenversand verwendet.

Beide Quellen wurden bereits im Bäderbuch von 1928 (Conrad et al., 1928) beschrieben und sind aufgrund der Übergangsbestimmungen des Kärntner Heilvorkommen- und Kurortegesetzes auch als Heilquellen anerkannt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

An das rund 28 km lange und 7 km breite, NNW–SSE verlaufende Lavanttal-Störungssystem, eines der Hauptstörungssysteme der Ostalpen, sind zahlreiche Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen gebunden. Insbesondere postvulkanische Erscheinungen wie ein ho-

Abb. 26.
Lage der Erschließungen in der Umgebung von Prebl (Datenquelle: basemap.at).

her Gehalt an Kohlenstoffdioxid in Grundwässern und auch Mofetten sind hier vertreten. Die Entstehung des heute noch aktiven Störungssystems ist im Wesentlichen auf die N–S orientierte Verkürzung von der Europäischen und Adriatischen Platte zurückzuführen (Popotnig & Decker, 2010). Daraus resultierte eine nach Osten gerichtete Ausgleichsbewegung. Linzer et al. (2002) führen einen ca. 12 km weiten dextralen Versatz und einen vertikalen Versatz von einigen Kilometern an. Die Hauptstörung wird dabei von weiteren Brüchen begleitet. Schon im Miozän wurde das an dieses Störungssystem gebundene Lavanttaler Becken mit bis zu 1.000 m mächtigen Sedimenten gefüllt, die teilweise marinen Ursprungs sind (Reischenbacher & Sachsenhofer, 2013; Beck-Mannagetta, 1952). Westlich des Störungssystems schließt Kristallin der Saualpe und im Osten jenes der Koralm (Koralpe-Wölz-Deckensystem) an.

Rund 1,5 km nördlich von Prebl befindet sich die Paracelsusquelle in einem Seitental des Lavanttals. Sie ist wie die infolge beschriebene Auenquelle und der Klieninger Sauerbrunn im Bereich einer Randstörung der Hauptstörung situiert. Hierbei handelt sich um keine einzelne Quelle, sondern um eine zusammengefasste Quellgruppe (Kahler & Zötl, 1993a). Im Quellgebiet wird der Untergrund von stark tektonisch beanspruchten Marmoren (Preims-Komplex) und Glimmerschiefern (Preims- und Schiefergneis-Komplex) aufgebaut (Weissenbach & Pistotnik, 2000). Kahler & Zötl (1993a) führen an, dass die Quellen sowohl im verkarsteten Marmor, als auch in dessen Hangendem entspringen. Kahler (1978) erwähnt zudem eine in der Nähe gelegene Mofette aus dem Schiefer im Liegenden des Marmors. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 4.200 mg/l. Von den Spurenelementen sind erhöhte Konzentrationen von Lithium (1.500 µg/l), Strontium (410 µg/l) und Kieselsäure (71,68 mg/l) zu erwähnen (Tab. 91, Teil 2). Die Ergiebigkeit der Erschließung beträgt rund 8.000 bis 9.000 l/Tag. Auffällig ist außerdem die hohe Wassertemperatur von knapp 10° C in Bezug auf die Seehöhe. Im Zuge von durchgeführten geophysikalischen und hydrogeologischen Erkundungen im Jahr 1987 wurde neben der geothermischen Anomalie im Bereich der Paracelsusquelle ca. 130 m nordwestlich davon eine weitere entdeckt (Schmid, 1987).

Knapp 2,5 km südöstlich von Prebl befindet sich im Auental, in dem ebenfalls eine Nebenstörung verläuft, die Auenquelle. Nach Kahler (1978) handelt es sich um elf Einzelfassungen, die in einem Stollen gefasst und hochgeleitet werden. Der Aufstieg dürfte wie bei der Paracelsusquelle an Marmore gebunden sein. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von knapp 3.900 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid liegt bei ca. 2.000 mg/l. Bei den Spurenelementen sind Lithium (2.100 µg/l), Strontium (2.060 µg/l) und Kieselsäure (58,4 mg/l) besonders hervorzuheben (Tab. 91, Teil 2).

3.1.2 **Kliening** (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Beschreibungen von früheren Fassungen des Klieninger Sauerbrunns (Abb. 27) gehen auf das 15. Jahrhundert zurück (Kahler, 1978). Keiner der Austritte wurde als Heilvorkommen anerkannt oder wurde im Bäderbuch von 1928 (Conrad et al., 1928) erwähnt. Erst im Bäderbuch von Scheminzky & Weis (1959) wird das Vorkommen angeführt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Bei dem Klieninger Sauerbrunn handelt es sich um eine Quellgruppe von drei Quellen (Kahler, 1978). Sie befinden sich am nordöstlichen Rand des Kliening-Kom-

Abb. 27.
Lage der Erschließung von Kliening (Datenquelle: basemap.at).

plexes, der eine geringere metamorphe Beanspruchung als die umgebenden Einheiten aufweist. In der nahen Umgebung der Quellgruppe treten Glimmerschiefer, Amphibolite, Mylonite und Marmore auf (Weissenbach & Pistotnik, 2000). Über einen an Marmore gebundenen Aufstieg wird in Kahler & Zötl (1993a) aber nicht berichtet. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.500 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid beträgt rund 1.800 mg/l. Besonders auffällig sind hohe Gehalte an Eisen (16,6 mg/l), Mangan (0,696 mg/l) und Strontium (0,661 mg/l) (Tab. 91, Teil 2). Für die Ergiebigkeit gibt Kahler (1978) rund 500 l/Tag (Messung 1958) an, frühere Schüttungsmessungen lassen wesentlich höhere Fördermengen vermuten (max. 2.300 l/Tag im Jahr 1861).

3.1.3 Bad St. Leonhard im Lavanttal (H)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die als Heilvorkommen anerkannte Schwefelquelle von Bad St. Leonhard ist mit dem historischen Goldbergbau von Kliening zu assoziieren (Abb. 28). Bereits gegen Ende des 14. Jahrhunderts wurde mit dem Vortrieb von Stollen begonnen, wobei die Schwefelquelle zunächst aus dem Mundloch des Erb- oder Andreasstollens ausgeleitet wurde (Kahler, 1978). Die Quelle wurde bereits in den Bäderbüchern von 1914 (Diem, 1914) und 1928 (Conrad et al., 1928) erwähnt. Im Jahr 1971 erfolgte auf Basis der Übergangsbestimmungen die Anerkennung als Heilvorkommen. Im Jahr 2008 wurde die Quelle neu gefasst.

Abb. 28.
Lage der Erschließung in Bad St. Leonhard im Lavanttal (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Schwefelquelle von Bad St. Leonhard ist heute im Haldenmaterial des Erb- oder Andreasstollens gefasst, das dem lokalen historischen Goldbergbau zugehört (Kahler, 1978). Als Nebengesteine für den Golderzbezirk Kliening-Kothgraben führen Göd & Paar (1997) Paragneise und Glimmerschiefer an. Die Erzparagenese setzt sich im Wesentlichen aus Pyrit, Arsenopyrit und Löllingit (höchste Goldgehalte) zusammen. Somit ist die Schwefelführung mit sulfidischen Erzen in Verbindung zu bringen. Nicht zuletzt aufgrund der NW–SE verlaufenden Brüche ist lokal von einem komplizierten geologischen Aufbau auszugehen. So beschreibt Kahler (1978) im Quellgebiet eine relativ wenig umkristallisierte Gesteinsmasse unter einer stärker umgewandelten. Die Ergiebigkeit beträgt nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen rund 0,3 l/s. Hydrochemisch handelt es sich um einen akratischen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 310 mg/l. Der Gehalt von frei titrierbarem Schwefel liegt bei 4,71 mg/l (Tab. 91, Teil 2).

3.1.4 Bad Weißenbach (H, eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Über die historische Nutzung des Thermalwasservorkommens von Bad Weißenbach ist wenig bekannt. Es findet allerdings bereits im Bäderbuch von Diem (1914) Erwähnung und wurde von Mitteregger im Jahr 1862 beschrieben. Im Zeitraum von 1980 bis 1982 wurden vier Bohrungen niedergebracht, von denen die drei heute genutzten Bohrungen zuletzt im Jahr 2001 saniert wurden (Bechtold, 2001). Hierbei handelt es sich um die Thomas-Miriam-Quelle (B1/82), die Heinz-Sabine-Quelle (B2/82) und die Franz-Kahler-Quelle (B2/82) (Abb. 29). Deren wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist auf 2,5 l/s festgelegt. Als Heilvorkommen wurden im Jahr 1987 die Thomas-Miriam-Quelle und die Franz-Kahler-Quelle anerkannt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im NW–SE verlaufenden Weißenbachtal, das einer tiefreichenden Störungszone folgt, befinden sich die Thermalquellen von Bad Weißenbach. Nach Gamerith (1992) treten lokal Bändergneis, Marmor und Schiefergneis sowie untergeordnet Kalksilikatfels, Pegmatoid und Amphibolit/Granatamphibolit auf. Die Thermalwasserführung ist allerdings an einen Marmorkörper des Preims-Komplexes gebunden (Weissenbach & Pistotnik, 2000). Aufgrund einer nach Süden bis Südosten einfallenden Störung (ca. 100 m südlich des Thermalbades), die das Weißenbachtal ENE–WSW quert, tauchen die von Talboden und Terrassenmaterial bedeckten Marmore und Gneise unter das Gelände ab und sind somit gegen Süden tektonisch begrenzt. Diese Störung dürfte auch wesentlich für den Aufstieg der Wässer verantwortlich sein, da sie als Barriere wirkt. Die auf 40 bis 93 m abgeteuften und für den Kurbetrieb genutzten Bohrungen weisen artesische Überläufe (0,16 bis 1,10 l/s) und Auslauftemperaturen von ca. 26 bis 32° C auf (Polz, 1999a; Marktl, 1993; Kahler, 1978). Detailliertere Informationen zu den einzelnen Austritten wurden von Elster et al. (2016) kompiliert. Die historisch beschriebenen Austritte Kupfer-, Bäder- und Säuerlingsquelle dürften vermutlich nicht mehr existieren. Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern um einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.000 bis 2.200 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid liegt bei rund 1.000 mg/l. Die Konzentrationen von den Spurenelementen Arsen (153 bis 270 µg/l), Strontium (2,19 bis 2,5 mg/l), Borsäure (16 bis 19 mg/l) und Kieselsäure (58,3 bis 61,2 mg/l) sind auffällig hoch (Tab. 91, Teil 2). Die von Poltnig et al. (2001b) angeführte Analyse der Seltenen Erden zeigt zudem eine relative Anreicherung der schweren Seltenen Erden, eine positive Europium-

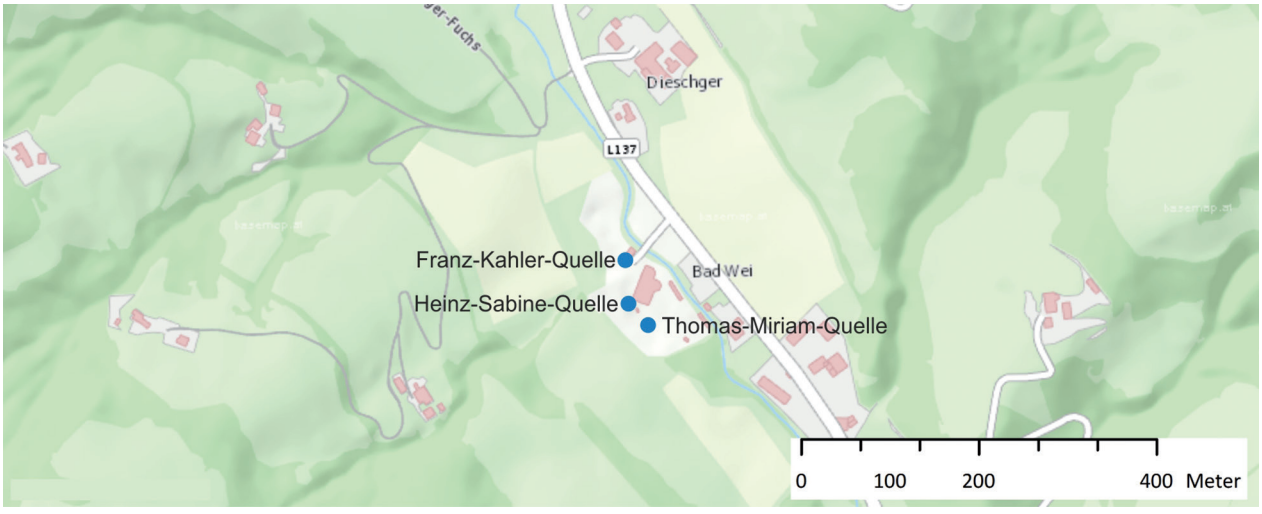


Abb. 29.
Lage der Erschließungen von Bad Weißenbach (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 30.
Lage der Erschließung von St. Peter im Lavanttal (Datenquelle: basemap.at).

Anomalie und relative Abreicherung von Neodym. Tritiumanalysen belegen, dass die genutzten Erschließungen nicht durch oberflächennahe Wässer beeinflusst werden (Tab. 96, Teil 2). Sauerstoff-18 und Deuterium plotten nach Poltnig et al. (2001b) auf der Niederschlagsgeraden. Außerdem zeigte eine Gasanalyse der Thomas-Miriam-Quelle vom 11. Mai 1984 Gehalte von 82,84 Vol.-% Kohlenstoffdioxid, 16,93 Vol.-% Stickstoff und 0,017 Vol.-% Schwefelwasserstoff sowie eine Gasschüttung von 0,36 l/s (Marktl, 1993).

3.1.5 St. Peter im Lavanttal (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Kahler (1978) wurde ein erster Fassungsversuch des Kelzer Sauerbrunns (Abb. 30) im Jahr 1976 durchgeführt. Er wird allerdings bereits im österreichischen Heilquellenkataster von 1953 geführt (Lorenz, 1953). Für den Kelzer Sauerbrunn besteht heute keine Anerkennung als Heilvorkommen, er ist aber frei zugänglich.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der nordöstlich von St. Peter im Lavanttal gelegene Kelzer Sauerbrunn ist an einen Marmorkörper der Saualpe-Koralpe-Decke gebunden (Moser, 2015a). Dieser wird vorwiegend von Glimmerschiefern umgeben. Die Quelle ist in einem vernässten Bereich mit einem Quellsammelschacht gefasst und das Quellwasser wird einige 10er Meter zu einer einfachen Entnahmestelle geleitet (Abb. 31). Am 12. September 2016 wurde im Zuge der Ultraspurenmesskampagne eine Schüttung von ca. 0,02 l/s bestimmt. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.300 mg/l. Der Gehalt von freiem Kohlenstoffdioxid liegt zudem bei über 2.000 mg/l (Tab. 91, Teil 2). Das mit 0,072 l/min aufsteigende Gas

Abb. 31.
Fassung des Kelzer Sauerbrunns (Foto: Daniel Elster).

besteht nach einer großen Heilwasseranalyse vom 18. Dezember 1976 zu 97,4 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid (Kahler, 1978).

3.2 Karawanken

3.2.1 Eisenkappel-Vellach (H, eH, S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Abbildung 32 bietet einen geografischen Überblick zu den infolge erwähnten Vorkommen.

Von den zahlreichen Säuerlingen im östlichen Teil der Karawanken sind aufgrund der heutigen Nutzung die Erschließungen von Bad Eisenkappel hervorzuheben. Bereits aus dem Jahr 1777 gibt es nach Zeloth (2014) Berichte zu drei Mineralquellen. Die ersten hydrochemischen Beschreibungen dürften jedoch von Josef Mitter-

Abb. 32.
Lage der Vorkommen von Heilwässern und Wässern mit besonderen Inhaltsstoffen im Raum Eisenkappel–Bad Vellach (Datenquelle: basemap.at).

egger aus dem Jahr 1879 stammen (Kahler, 1978). Ab dieser Zeit fand auch eine erste Nutzung als Kurbetrieb („Carinthia Quelle“) statt. Die Anerkennung der Quellen als Heilvorkommen erfolgte 1976 und jene der Bohrungen (BL 1–4/82) im Jahr 1987. Heute wird für eine balneotherapeutische Nutzung im Kurbetrieb vor allem das Kohlenstoffdioxid-Gas genutzt.

In Ebriach fand früher eine Flaschenabfüllung statt, für die drei Quellen genutzt wurden (Neubauer, 2008). Die Nutzung eines weiteren, bereits von Kahler (1978) als versiegt beschriebenen Austritts ging zumindest auf das Jahr 1862 zurück. In den Jahren 1936 und 1967 wurden zwei Erschließungen als Heilvorkommen anerkannt, doch 1995 erfolgte die Aberkennung.

In Bad Vellach befindet sich ein seit vielen Jahrzehnten nicht mehr in Betrieb befindliches Heilbad. Eine erste Nutzung soll bereits im Jahr 1821 stattgefunden haben (Kahler, 1978). In der Zwischenkriegszeit fand auch ein Flaschenversand statt (Brenčič & Poltnig, 2008). Zudem findet das Vorkommen im Bäderbuch von 1928 Erwähnung (Conrad et al., 1928).

Die Muriquellen I und II wurden im Jahr 1966 als Heilvorkommen anerkannt (Kahler, 1978). Eine in demselben Jahr errichtete Abfüllstation wurde jedoch zwei Jahre später durch eine Mure zerstört. Seitdem hat es keine Bemühungen zur wirtschaftlichen Nutzung der Quellen gegeben.

Das bis heute nie als Heilvorkommen anerkannte Quellwasser der Paulitschquellen wurde um 1925 für wenige Jahre für die Abfüllung von Tafelwasser verwendet (Kahler, 1978). Bereits im Jahr 1952 dürfte das Fassungsgebäude jedoch bereits verfallen gewesen sein.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Geologisch werden die Karawanken in die Nordkarawanken (Drauzug-Gurktal-Deckensystem bzw. Ostalpin) und die Südkarawanken (Südalpin) differenziert. Beide Einheiten umfassen Kristallingesteine, schwach metamorphe paläozoische und nicht-metamorphe mesozoische Sedimentgesteine (Schönlaub & Schuster, 2015). Die Grenze zwischen beiden bildet das W–E verlaufende Periadriatische Lineament. Prinzipiell ist dieses einige 10er Kilometer tiefgreifende, dextrale Störungssystem als Grenze zwischen der Adriatischen und Europäischen Kontinentalplatte zu verstehen. Eine Übersichtsbeschreibung zur geologischen Entwicklung dieses Raumes wird von Schönlaub & Schuster (2015) gegeben.

Die zahlreichen Säuerlinge und auch Kohlendioxid-Austritte (Mofetten) sind in verschiedenen geologischen Einheiten auf österreichischer sowie slowenischer Seite zu finden. Die komplexe tektonische Entwicklung der Karawanken ist hierbei für die Fluid- und Gasmigration von Bedeutung.

Die CO_2-Austritte konzentrieren sich im Bereich von Bad Eisenkappel und dem Seebergsattel. Die Analyse von tektonischen Lineamenten zeigt, dass Austritte häufig an Kreuzungspunkten von tiefreichenden Störungen und auch in gut geklüfteten Gesteinen zu liegen kommen. Für die Herkunft des CO_2-Gases können allgemein vulkanische Aktivität, Mantelentgasung oder Metamorphoseprozesse infrage kommen. Obwohl sie, wie erwähnt, in verschiedenen geologischen Einheiten auftreten und die Wässer den Chemismus der Umgebungsgesteine widerspiegeln, zeigen chemische und isotopenchemische Untersuchungen eine gemeinsame Herkunft des CO_2-Gases aus großer Tiefe (Poltnig et al., 2001a; Poltnig, 2013).

Die Erschließungen von Bad Eisenkappel und Ebriach sind im Nahbereich einer E–W streichenden Hauptscherfläche des Periadriatischen Lineaments situiert. Diese Austritte sind an den „Granitzug von Eisenkappel“ gebunden. Hierbei handelt es sich um eine vielfältige Gesteinsassoziation von Gabbro, Monzodiorit, Granodiorit, grobkörnigem Syenogranit und Syenit, die in

das „Eisenkappler Altkristallin“ (u.a. Paragneise, Phyllite und Amphibolite mit variszischer Metamorphoseüberprägung) intrudierten (Schönlaub & Schuster, 2015; Miller et al., 2011; Philippitsch, 1984; Exner, 1971). Die basischen Gesteine des „Granitzuges von Eisenkappel“ sind mit Mantelschmelzen zu assoziieren, während die saureren Gesteinstypen im Wesentlichen durch Aufschmelzung der intrudierten Kruste gebildet wurden. Als Intrusionsalter wird in etwa die Perm/Trias-Grenze (250 Ma) angenommen.

In Bad Eisenkappel befinden sich rechtsufrig der Vellach im Keller des Abfüllgebäudes sechs im Jahr 1972 gefasste Quellen (Brenčič & Poltnig, 2008) (Abb. 33). Sie entspringen Klüften im Granit und Poltnig et al. (2001a) führen an, dass lokal eine Dioritscholle von Granit umschlossen wird. Bei den unter der Bezeichnung „Carinthia-Lithion-Quellen“ bekannten Austritten handelt es sich um die Annemarie- (Nr. 1), Konstantin- (Nr. 2), Josef- (Nr. 3), Annen- (Nr. 4), Helenen- (Nr. 5) und Kellerquelle (Nr. 6). Deren Ergiebigkeit ist aufgrund der aufsteigenden Quellgase stoßartig und kein Austritt dürfte jedoch mehr als 0,02 l/s schütten. Außerdem wurden im Jahr 1982 vier Kernbohrungen (BL 1–4/82) mit Teufen von 60 bis 120 m durchgeführt, heute wird jedoch einzig das Bohrloch BL 4/82 für den Kurbetrieb (CO_2-Gasgewinnung) genutzt. Bei den Bohrungen 2, 3 und 4 wurden fluviatile Kiese mit einer Mächtigkeit von 8 bis 10 m angetroffen, bevor der Granit folgte (Brenčič & Poltnig, 2008). Zudem bewirkt die CO_2-Entgasung bei den Bohrungen 1 und 4 einen Aufstieg der Wässer über die Geländekante. Die tiefste Bohrung ist von allen Erschließungen am höchsten mineralisiert. Somit kommt es über Klüfte im Granit zu einer Mischung mit seichterem Talgrundwasser. Außerdem werden die Höhe der Wasserspiegellagen in den Bohrungen sowie die Höhe der Quellaustritte von der Vellach und begleitenden Grundwässern beeinflusst. Hydrochemisch weisen die hochmineralisierten Wässer der Bohrungen einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von bis zu 13.600 mg/l auf. Bei der Bohrung 4 wurde im Jahr 2015 ein freier Kohlenstoffdioxidgehalt von 3.237,4 mg/l bestimmt. Die Quellaustritte weisen aufgrund der Durchmischung mit seichteren Wässern einen Natrium-Hydrogencarbonat-(Chlorid)-Typ mit einer deutlich geringeren Feststoffsumme von ca. 6.500 mg/l auf. Zahlreiche Spurenelemente sind erhöht, wie z.B. Arsen (5,3 mg/l), Lithium (2,7 mg/l), Bromid (10,7 mg/l) und Uran (120 µg/l) (Analysen der Bohrung BL 1/82 vom 03.07.1998) (Tab. 92, Teil 2). Ergebnisse der isotopenchemischen Untersuchungen von Sauerstoff-18 (-9,4 bis -10,6 ‰) und Deuterium (-60,3 bis -71,8 ‰) zeigten eine meteorische Herkunft und Tritium-Untersuchungen belegten die Mischung von oberflächennahen Wässern mit aus der Tiefe aufsteigendem Wasser (Brenčič & Poltnig, 2008; Neubauer, 2008) (Tab. 96, Teil 2). Zur Herkunft der Quellgase wurden Messungen der Edelgasisotope $^{3}He/^{4}He$ und $^{20}Ne/^{22}Ne$ durchgeführt. Hierbei stellte sich ein geringer Anteil von Mantelhelium (ca. 4 %) heraus. Somit dürfte ein Großteil des Heliums aus tiefer liegenden Teilen der Erdkruste stammen (Brenčič & Poltnig, 2008). Von Neubauer (2008) durchgeführte Untersuchungen der Kohlenstoff-Isotope ($^{13}C/^{12}C$) der CO_2-Gasphase ergaben Signaturen, die jener von Mantel-CO_2 entsprachen. Es ist anzumerken, dass Clark & Fritz (1997) Werte von -3 bis -10 ‰ mit CO_2 aus dem Mantelbereich assoziieren. Äußerst interessant ist auch das Verteilungsmuster der Seltenen Erden (Abb. 34): Hier liegt eine relative Anreicherung der schwereren Seltenen Erden vor. Solch ein Verteilungsmuster ist prinzipiell mit Mantelgesteinen zu assoziieren. Bei der Annemariequelle wurde im Jahr 1951 ein Radon- und Radiumgehalt von 296 Bq/l bzw. 0,17 Bq/l bestimmt. Eine weitere Radonmessung aus dem Jahr 2015 bestätigte diese Konzentration (230 Bq/l) (Tab. 96, Teil 2).

Rund 7 km westlich von Bad Eisenkappel befindet sich das Vorkommen von Ebriach. Die Quellaustritte befinden sich am linken und rechten Bachufer der Vellach, im Bachbett sowie im noch erhaltenen alten Abfüll- und Versandhaus. Die dort gefassten Quellen sind heute schwer zugänglich und aktuellere Beprobungen (z.B. von Neubauer, 2008) beschränkten sich auf den Überlauf. Es handelt sich um Natrium-Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge mit einer Feststoffsumme von zumindest 5.600 mg/l. Der Gehalt von freiem Kohlenstoffdioxid dürfte außerdem über 2.000 mg/l liegen (Kahler, 1978). Auffällige Spurenelemente sind Lithium (1.603 µg/l) und Strontium (1.860 µg/l) (Tab. 92, Teil 2). Die Isotopensignaturen von Sauerstoff-18 und Deuterium belegen zudem eine meteorische Herkunft (Tab. 96, Teil 2).

Im Bereich von Bad Vellach treten nach Kahler (1978) nahe dem Fluss die Säuerlinge aus Schiefern mit kleinen Kalklinsen aus. Diese sind dem Seeberger Paläozoikum (Südalpin) zuzuordnen. Hierbei befinden sich die Austritte im Grenzbereich von Kalklinsen und Schiefern. Von der gefassten Quellgruppe, die für das ehemalige Heilbad von Bad Vellach verwendet wurde, sind die beiden Hauptquellen, die Johannisquelle und die Stahlquelle, zu erwähnen. Diese Wässer weisen einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 5.700 mg/l auf. Bezüglich des Gehalts an freiem Kohlenstoffdioxid führt Kahler (1978) eine Analyse aus dem Jahr 1952 mit 2.335 mg/l für die Stahlquelle an. Außerdem liegen Spurenelemente wie Eisen (8 mg/l) und Lithium (830 µg/l) in erhöhten Konzentrationen vor (Tab. 92, Teil 2).

Im Südwesten von Bad Vellach befinden sich im Schulnikgraben die ungenutzten Muriquellen (Abb. 35). Geologisch sind sie mit tektonisch stark beanspruchten und steil einfallenden Tonschiefern des Seeberger Paläozoikums zu assoziieren (Brenčič & Poltnig, 2008). Es handelt sich um Hangsickerwässer, denen aus der Tiefe aufsteigendes CO_2-Gas beigemischt ist. Von den zahlreichen Quellaustritten sind zwei Quellen mit Eisenrohren gefasst (Brenčič & Poltnig, 2008). Es handelt sich um akratisch mineralisierte Wässer vom Typ Magnesium-Calcium-Eisen-Hydrogencarbonat, wobei insbesondere der hohe Gehalt an Eisen (34,17 mg/l) bemer-

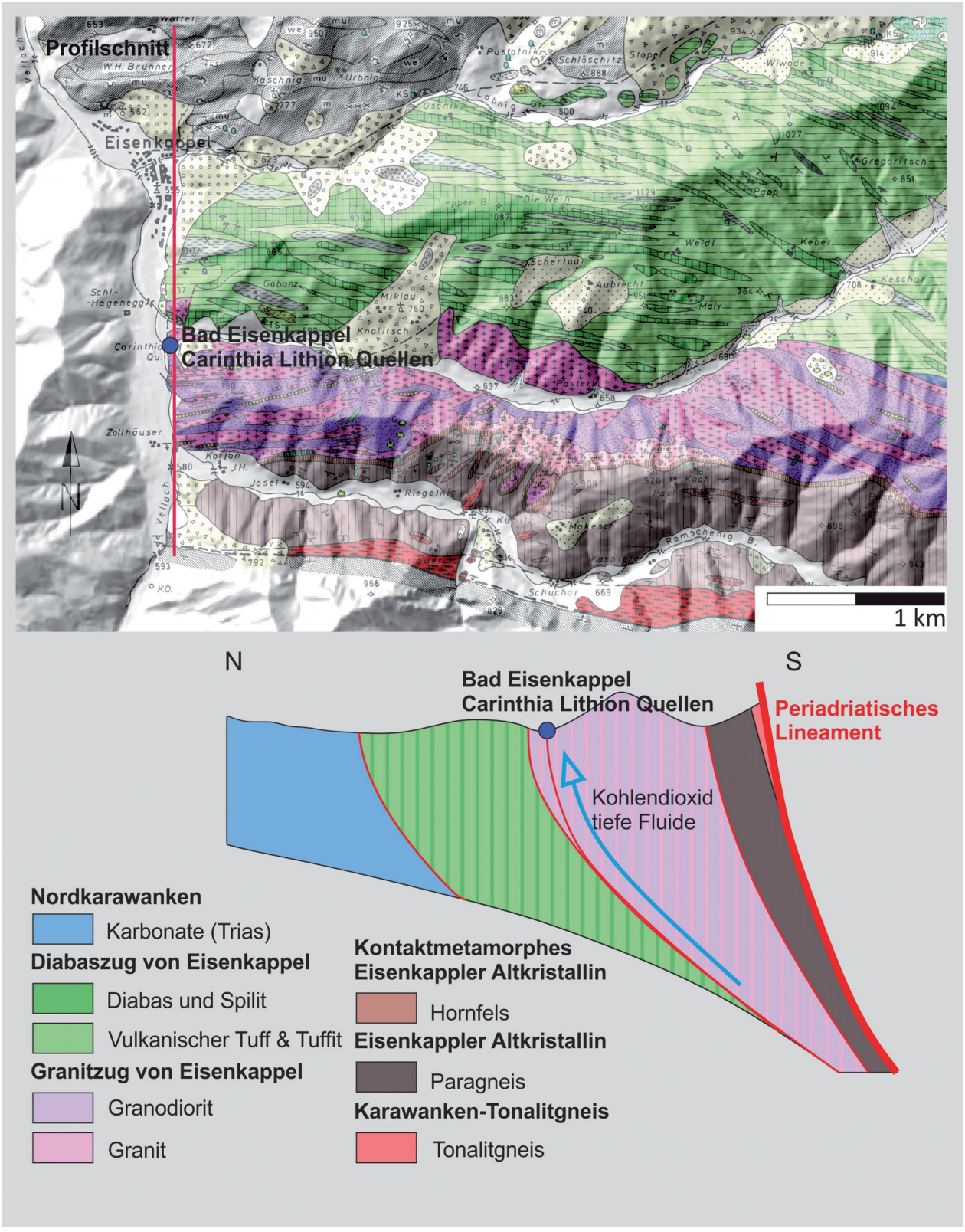


Abb. 33.
Geologischer Überblick zu Bad Eisenkappel. Geologie verändert nach Exner (1971), geologischer Profilschnitt verändert nach Poltnig et al. (2004).

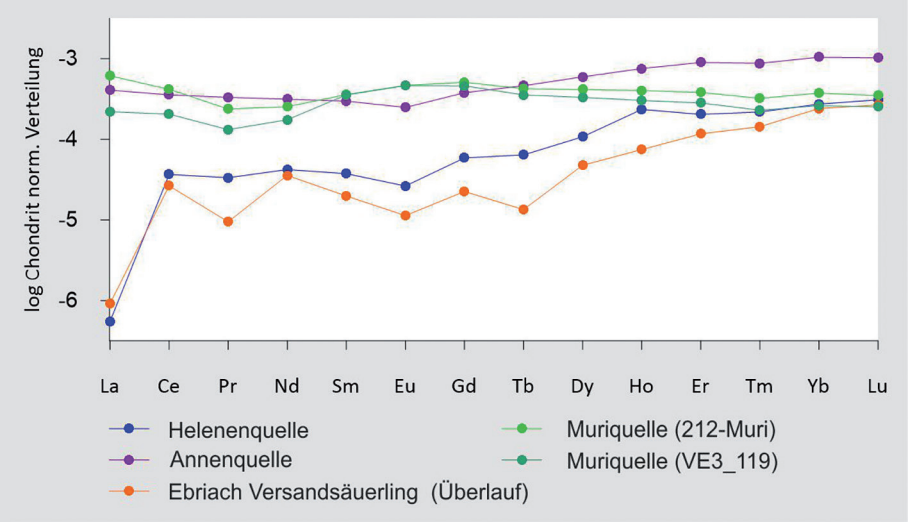


Abb. 34.
Seltene Erden (REE)-Verteilungsmuster ausgewählter Erschließungen von Eisenkappel-Vellach. Analysenwerte von Neubauer (2008).

kenswert ist (Tab. 92, Teil 2). Die Gesamtschüttung beträgt nach Neubauer (2008) rund 8.000 l/Tag. Die Signatur von Sauerstoff-18 und Deuterium belegt eine meteorische Herkunft der Wässer (Tab. 96, Teil 2). Erwähnenswert sind für dieses Vorkommen zudem Untersuchungen der Kohlenstoff-Isotope ($^{13}C/^{12}C$) des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC). Da lokal keine gelösten Karbonatgesteine zu erwarten sind, dürfte die Signatur jener des ursprünglichen CO_2-Gases entsprechen (Neubauer, 2008). Die Konzentrationen liegen um -8 ‰, somit ist eine Herkunft aus dem Mantelbereich anzunehmen.

Im Kotschnatal knapp oberstrom der Vellachbrücke werden von Poltnig et al. (2001a) weitere von Eisenausfällungen begleitete Säuerlinge beschrieben, die jedoch aufgrund von Flussbegleitgrundwässern stark verdünnt sind.

Etwas westlich der Muriquellen nahe dem Seebergsattel sind außerdem trockene CO_2-Gasaustritte (Mofetten) bekannt (Kahler, 1978; Brenčič & Poltnig, 2008).

Abb. 35.
Muriquellen mit Rudolf Philippitsch und Josef Mörtl (Fotoarchiv: Rudolf Philippitsch).

Die Paulitschquellen befinden sich rund 1,5 km nordöstlich von Bad Vellach. Nach Kahler (1978) entspringen die Quellen aus einer „Bänderkalkmasse“, die dem Seeberg-Paläozoikum zuzuordnen ist. Bei den drei gefassten Quellen handelt es sich um Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Säuerlinge mit einer Feststoffsumme von rund 5.900 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid liegt bei ca. 1.650 mg/l (Tab. 92, Teil 2).

Im Kotschnatal befinden sich am Osthang des Malinscheck (Vellacher Kotschna) zwei ungenutzte Quellaustritte, die bei den Untersuchungen von Poltnig et al. (2001a) durch hohe elektrische Leitfähigkeiten (max. 2.450 µS/cm) und eisenreiche Ablagerungen auffielen. Hierbei handelt es sich im Gegensatz zu den bisherigen Vorkommen um keine Säuerlinge, sondern um sulfatreiche Quellen vom Typ Calcium-Magnesium-Sulfat mit einer Feststoffsumme von rund 2.300 mg/l (Tab. 92, Teil 2). Hierbei macht Sulfat 91 Äquivalent-Prozent (eq%) aus. Bezüglich der Herkunft der Mineralisierung vermuten Poltnig et al. (2001a) eine Gipsführung des im Einzugsgebiet gelegenen Bellerophon-Dolomits. Die Werte von Sauerstoff-18 und Deuterium belegen zudem einen meteorischen Ursprung (Tab. 96, Teil 2).

3.3 Gailtaler Alpen

3.3.1 **Warmbad Villach** (H)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Kahler (1978) ist eine Besiedelung im Umkreis der Thermalwässeraufstiege fast lückenlos vom Ende der Steinzeit bis in das 12. Jahrhundert n. Chr. nachgewiesen worden und die erste urkundliche Erwähnung dürfte aus dem Jahr 1445 stammen. Nach dem Zweiten Weltkrieg erfolgte der Ausbau des Josefinenhofes und ab Mitte der 1960er Jahre folgten zahlreiche Erweite-

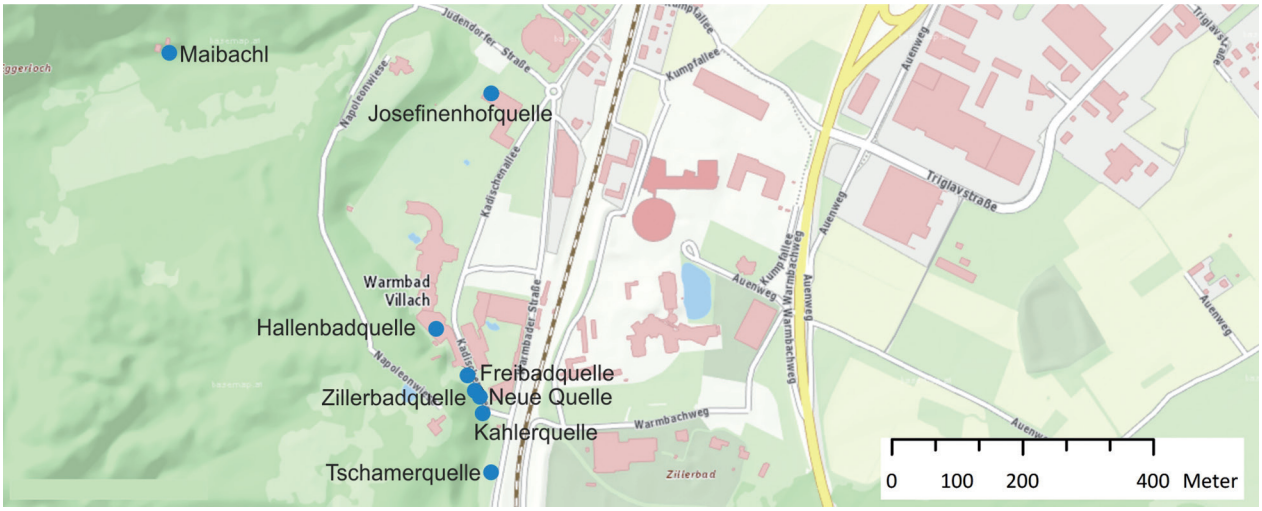


Abb. 36.
Lage der Thermalwassererschließungen von Warmbad Villach (Datenquelle: basemap.at).

rungen der Einrichtung. Über das genaue Alter der Fassungen der in Abbildung 36 dargestellten Erschließungen ist wenig bekannt. Die Josefinenhofquelle wurde im Jahr 1973 abgeteuft und die Niederbringung der Kahlerquelle erfolgte 1981. Bereits im Jahr 1966 wurden die Hallenbad-, Freibad-, Zillerbad- und Tschamerquelle als Heilvorkommen anerkannt. Die Anerkennung der Neue Quelle folgte ein Jahr später. Die heute für Kur- und Badezwecke genutzten Thermalwässer weisen in Summe eine stark wechselnde Ergiebigkeit von 15 und 160 l/s auf (Probst & Schmölzer, 2011).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Thermalwasservorkommen von Warmbad Villach ist an den Dobratsch (permomesozoische Bedeckung des Drauzug-Gurktal-Deckensystems) gebunden, der dem nach Osten in die Tiefe tauchenden Gailtalkristallin aufsitzt. Nach Zojer (1996) sind im Bereich der Quellen von Warmbad Villach ausschließlich nach Norden einfallende Wettersteinkalke aufgeschlossen. Für das Auftreten der Thermalwässer ist neben längsgerichteten Störungslinien auch die Abtreppung des Dobratsch gegen Osten relevant. Letztere ist auf die stufenweise Tieferlegung des Villacher Beckens an etwa N–S verlaufenden Störungen zurückzuführen. So sind insbesondere entlang einer NNW–SSE gerichteten tektonischen Linie an der Ostflanke des Dobratsch, die ein endgültiges Abtauchen der Triasgesteine bewirkt, die Thermalwasseraustritte vorzufinden (Abb. 37).

Die Genese der Thermalwässer hängt nach Zojer (1996) mit der Entwässerung des gesamten Dobratsch-Massivs zusammen. Über Staffelbrüche sinkt das Infiltrationswasser in große Tiefen bis an die Basis des Wettersteinkalkes ab – hierbei dürfte es sich um Sandsteine des „Permoskyth“ handeln – und wird dort aufgeheizt. Zudem mischen sich tief zirkulierende Kaltwässer im Zuge des Aufsteigens entlang des Warmbader Staffelbruches bei. Rotlehme (Neogen) wirken zusätzlich als Barriere gegen Osten und sind für den Aufstieg des Thermalwassers von großer Bedeutung. Zusammenfassend handelt es sich um eine Kombination mehrerer Fließsysteme bzw. um eine Vermischung älterer Thermalwässer mit verschieden alten Kaltwässern. Diese Durchmischung dürfte aufgrund der tiefreichenden Verkarstung teilweise in großer Tiefe stattfinden. So erreichte die 300 m tiefe Bohrung Kahlerquelle die Zone von Thermalwässern ohne Beeinflussung durch Kaltwässer nicht. Zusätzlich wirken sich die jahreszeitlich unterschiedlich gebildeten Karstwässer (z.B. bei der Schneeschmelze) maßgeblich auf die Dynamik des gesamten Thermalwassersystems aus. So wird bei größerer Kaltwasserauflast das höher temperierte Wasser verstärkt zum Aufstieg gezwungen.

Bei den Thermalwasseraustritten handelt es sich nach Kahler (1983) um perennierende Quellen bzw. dauernd fließende sowie auch periodisch fließende Quellen und Bohraufschlüsse. Eine detaillierte Übersicht zu den einzelnen Austritten befindet sich in Elster et al. (2016). Es ist darauf hinzuweisen, dass die periodischen Quellaustritte demselben hydrogeologischen System wie die perennierenden angehören und im Prinzip nur vom Stand des Bergwasserspiegels abhängig sind. Entlang der Kadischen Allee befinden sich die perennierend fließenden Hauptaustritte Hallenbadquelle, Freibadquelle, Neue Quelle, Zillerbadquelle und Tschamerquelle. Zu den periodischen Quellen zählen das Maibachl (Gruppe von Quellaustritten), die beiden Parklöcher, die Walterhofquelle und der Hungerbach in der Maibachnische. So springt z.B. das Maibachl nur infolge der Schneeschmelze und nach heftigen Niederschlägen an. Hierbei können Schüttungsextreme von bis zu 500 l/s bei Wassertemperaturen um 28° C erreicht werden (Zojer, 1996). Bei den Bohrungen handelt es sich um die Kahlerquelle (Tiefbohrung) und die Josefinenhofquelle. Die Kahlerquelle wurde bis auf eine Tiefe von 287 m niedergebracht und hat eine offene Bohrlochstrecke von 150 m bis zur Endteufe. Bedeutende Wasserzutritte fin-

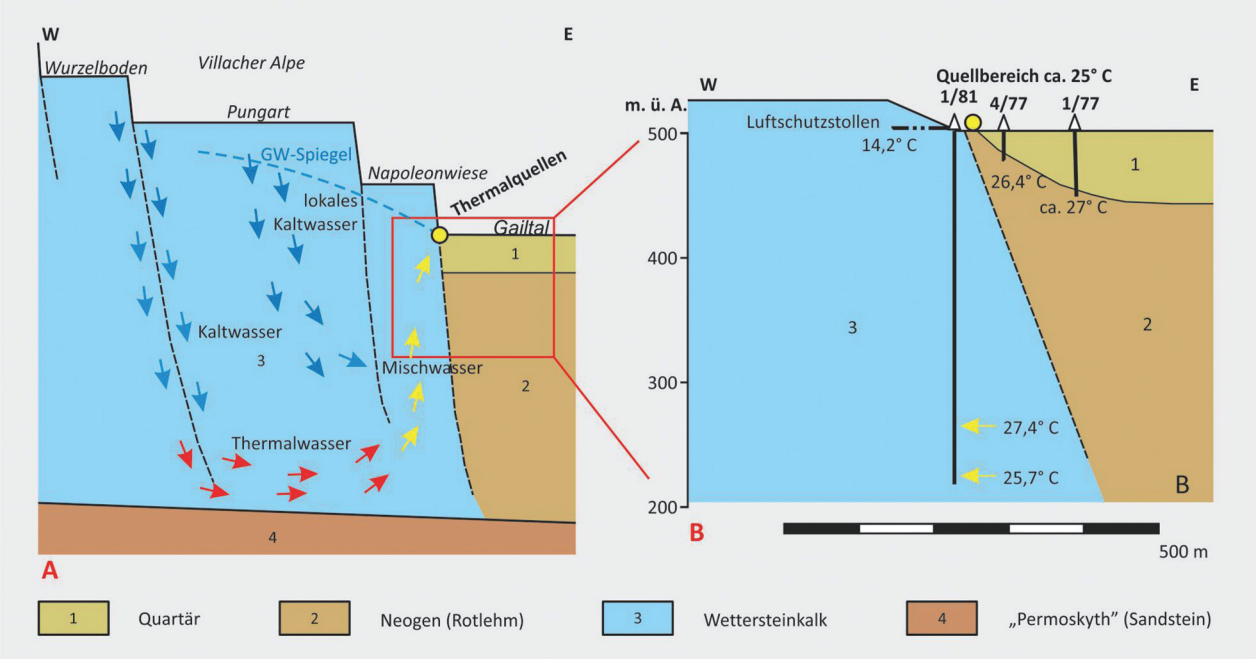


Abb. 37.
Profil von Warmbad Villach (A: nicht maßstabgetreues Entwässerungsmodell, verändert nach Zojer, 1996; B: E–W-Schnitt durch die Bohrung 1/81, Elster et al., 2016: Abb. 126; verändert nach Janschek, 1981).

den von 160 bis 170 m, bei 210 m und von 230 bis 240 m unter GOK statt (Zojer, 1996). Auf der Grundlage von Pumpversuchen wurde eine mögliche Dauerförderung von 12 l/s berechnet. Bei dieser Förderrate besteht auch keine quantitative Beeinflussung der benachbarten Thermalquellen. Zudem ist zu erwähnen, dass bei mittleren und höheren Wasserständen ein artesischer Überlauf stattfindet. Bei der Josefinenhofquelle handelt es sich um einen 28 m tiefen Brunnen, bei dem zwischen dem Maibachl (Abb. 38) und Hungerbach unterirdisch Richtung Osten abfließendes Thermalwasser gefördert wird.

Hydrochemisch weisen die Thermalwasseraustritte einen Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme auf (Tab. 93, Teil 2). Die Wassertemperatur variiert hier je nach Zumischung von kühleren Wässern von ca. 20 bis 29° C, doch die Mineralisation zeigt geringere Schwankungen. Zojer (1980, 1996) berechnete auf Grundlage von Tritium-, SiO_2- und Chloridgehalt einen Kaltwasseranteil von ca. 70 % und ermittelte mithilfe von Sauerstoff-18-Analysen eine mittlere Höhe des Einzugsgebietes der Thermalwasserkomponente auf 1.000 bis 1.050 m. Die Kaltwasserkomponente zeigt zudem einen Sauerstoff-18-Gehalt von ca. -11,58 ‰, das Thermal-Mischwasser rund -11,64 ‰. Niedrige Radon-222-Konzentration, z.B. 24 Bq/l für die Kahlerquelle aus dem Jahr 1988, wurden von Zojer (1996) als Kontakt zu „Permoskyth" an der Basis des Wettersteinkalks interpretiert (Tab. 96, Teil 2). Bezüglich des gelösten Gases führt Kahler (1978) die „Kleine Heilwasseranalyse" der Freibadquelle vom 6. Oktober 1959 an. Demnach bestand das Gas zu 42,6 Vol.-% aus CO_2 und zu 50,05 Vol.-% aus Stickstoff und Edelgasen.

Abb. 38.
Maibachl mit Wasserführung (Foto: Daniel Elster).

3.3.2 **Bad Bleiberg** (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Am 9. März 1951 folgte 644 m unter Tage am 12. Lauf des Rudolfschachtes ein massiver Thermalwassereinbruch (Kahler, 1978). Anschließend dauerte es 15 Monate, bis die Zutritte gedämmt wurden und das Wasser mit Rohren abgeleitet werden konnte. Im März 1959 wurde das Vorkommen (Abb. 39) als Heilquelle anerkannt und seit 1967, in diesem Jahr wurde das erste Thermalbad eröffnet, findet eine Nutzung statt. Heute wird das Thermalwasser der Rudolfstherme für einen Kurbetrieb verwendet.

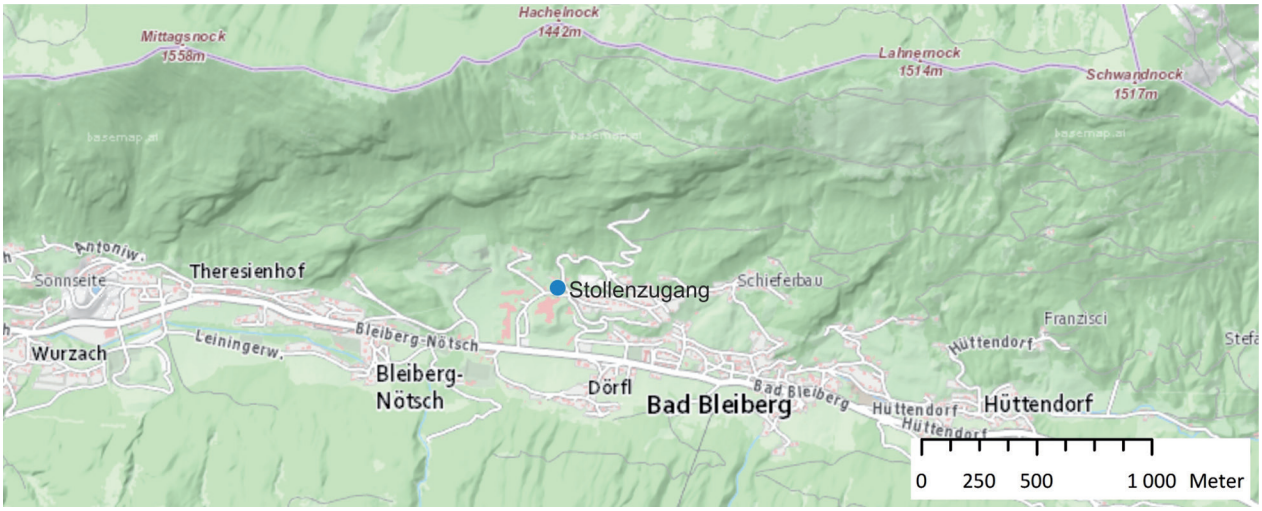


Abb. 39.
Lage der Thermalwassererschließung von Bad Bleiberg (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Heil- und Thermalwasservorkommen von Bad Bleiberg ist mit dem Bergbau der Blei-Zinkerzlagerstätte Bleiberg-Kreuth zu assoziieren. Hier wurden über eine viele Jahrhunderte andauernde Bergbautätigkeit rund 1.300 km Stollen geschlagen (Cerny & Schroll, 1997). Die Vererzungen sind an eine lagunär entwickelte Sonderfazies innerhalb des oberen Wettersteinkalks gebunden. Die Schichten des oberen Wettersteinkalks und der Raibl-Gruppe im Hangenden fallen Richtung Süden und sind durch Staffelbrüche und ein kompliziertes Störungssystem dislociert.

Nach Kahler (1978) wurde bereits 1908 im Zuge des Bergbaus an einer Kluft in 673 m Seehöhe subthermales Wasser mit ca. 11 bis 17° C und einer Schüttung von 3,3 l/s angetroffen. Das Wasser entsprang einer Wettersteinscholle an der Markus-Vierer-Störung. Diese streicht NE–SW und fällt steil nach Nordwesten ein. In Folge traf man auch an weiteren Stellen subthermales Wasser an. Auch der bekannte Thermalwassereinbruch vom 9. März 1951 war an eine Wettersteinkalk-Scholle westlich der markanten Markus-Vierer-Störung gebunden. Die Schüttung soll ursprünglich ca. 47 l/s betragen haben und die Wassertemperatur lag bei ca. 29° C.

Heute steigt das beim 12. Lauf des Franz-Josef-Stollens mit einer Bohrung erschlossene Thermalwasser bis zum 5. Lauf des Franz-Josef-Stollens auf (Abb. 40). Eine Thermalwasserleitung führt im Anschluss zum Rudolf Hauptschacht, von wo das Thermalwasser ca. 270 m zur Oberfläche gepumpt wird. Kahler sah den Ursprung der Wärme im nordöstlichen Raum der Heiligengeister Hochscholle am Ausgang des Bleiberger Grabenbruches, die etwa 1 km weiter östlich mit der Mölltalverwerfung gegen das Kristallin endet (Kahler & Zötl, 1993b).

Hydrochemisch handelt es sich bei dem akratischen, rund 26° C warmen Thermalwasser um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ. Hinsichtlich der Spurenelemente ist auf eine relativ hohe Bleikonzen-

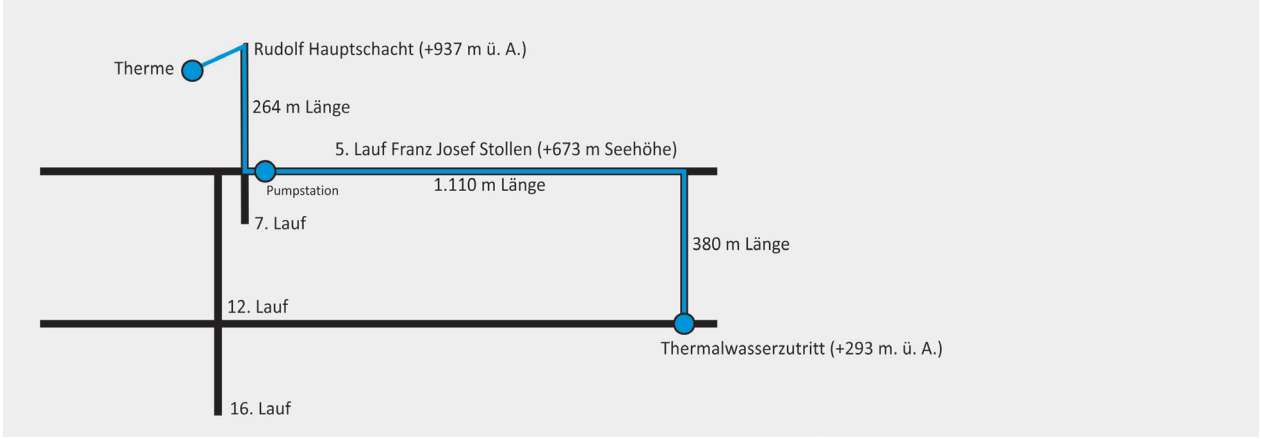


Abb. 40.
Schema der Thermalwasserförderung von Bad Bleiberg (Elster et al., 2016: Abb. 130; verändert nach unpublizierten Unterlagen der Gemeinde Bad Bleiberg).

Abb. 41.
Lage der Erschließung von Dellach im Drautal (Datenquelle: basemap.at).

tration von 8 µg/l hinzuweisen. Ein hoher Kieselsäuregehalt (28,9 mg/l) deutet zudem auf eine hohe Lagerstättentemperatur des Wassers (Tab. 93, Teil 2). Ein von Kahler & Zötl (1993b) angeführter Tritiumwert von 2 TU lässt eine sehr geringe Beimischung von jungen Wässern vermuten (Tab. 96, Teil 2).

3.3.3 Dellach im Drautal (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

In dem ehemaligen Blei-Zink-Bergbaugebiet bei Dellach im Drautal wurde ein Wasserzutritt aus einem Stollen, dem Zugangsstollen (Abb. 41), in der ersten Hälfte des 20. Jahrhundert für Badezwecke genutzt (Kahler, 1978). Eine erste Untersuchung der Quelle stammt von Mitteregger (1899). Um 1950 wurde der Bergbau eingestellt (Deetjen, 2006a). Nachdem der Stolleneingang durch Verbruch unzugänglich wurde, geriet das Stollenwasser zunächst in Vergessenheit. Erst nach der Freilegung im Jahr 2004 war eine Nutzung wieder vorstellbar und bereits 2006 wurde die Quelle als Heilvorkommen anerkannt, zwei Jahre später erfolgte die wasserrechtliche Bewilligung zur Fassung und Ableitung für einen Trinkbrunnen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der aufgelassene Blei-Zink-Bergbau ist mit dem „Alpinen Muschelkalk“ (Mitteltrias) der permomesozoischen Bedeckung des Drauzug-Gurktal-Deckensystems zu assoziieren (Kahler, 1978; Weber, 1997). Während das Gestein aus Kalken und Dolomiten besteht, handelt es sich bei der Erzführung um Bleiglanz, Zinkblende sowie sekundäre Minerale. Weber (1997) führt für die Kleinlagerstätte (10^2 bis 10^3 t) auch geringe Erhöhungen von Silber, Kupfer und Arsen an.

Der Wasserzutritt ist im Stollen gefasst und wird ca. 80 m zum Stollenportal ausgeleitet (Deetjen, 2006a). Im Jahr 2005 wurde von Deetjen (2006a) eine Quellschüttung von 0,77 l/s bestimmt, das entspricht etwa der ursprünglichen Schüttung zur Zeit des Badebetriebs. GEOS (2006) führen ein berechnetes Quelleinzugsgebiet von 3,3 bis maximal 5,6 ha und eine mittlere Quellschüttung von 0,8 l/s an. Hydrochemisch handelt es sich bei dem Wasser um einen Ca-SO_4-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 2.300 mg/l. Ein Ca/Mg-Verhältnis von 5,3 belegt eine geringe Beeinflussung durch Dolomit und der hohe Gehalt von Sulfat (1.304 mg/l) kann auf die Oxidation von Sulfiden oder auf die Lösung von Gips zurückgeführt werden. Auffällige Konzentrationen von Spurenstoffen liegen nicht vor. Insbesondere Blei (0,3 µg/l) und Zink (< 0,05 mg/l) liegen unter den Grenzwerten (Tab. 93, Teil 2).

3.3.4 Bruggen (Greifenburg) (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die zahlreichen mineralisierten Quellen von Bruggen (Greifenburg) wurden in historischer Zeit für balneologische Zwecke genutzt. So wurden Wannenbäder bis zum Ende des 19. Jahrhunderts angeboten und von 1935 bis 1938 bestand eine Badeanstalt (Kahler, 1978). Keine der Quellen wurde jedoch als Heilvorkommen anerkannt. Heute bestehen diverse private Nutzungen, z.B. für eine Fischzucht (Jobstquelle; Abb. 42). Eine Nutzung für eine Trinkwasserversorgung ist aufgrund des hohen Sulfatgehaltes schwierig.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Bereich südöstlich von Bruggen wird von einer mächtigen Hauptdolomitmulde (permomesozoische Bedeckung des Drauzug-Gurktal-Deckensystems) charakterisiert, die vom Weißensee bis zum Drautal reicht

Abb. 42.
Lage einer ausgewählten Erschließung von Bruggen (Datenquelle: basemap.at).

(Schönlaub, 1987). Im Liegenden befindet sich die Gips führende Raibl-Gruppe, gefolgt von Wettersteinkalk und -dolomit. Zudem ist der südliche Hangbereich von Bruggen großflächig von quartären Ablagerungen überprägt. In diesem Hangbereich befindet sich über eine Länge von zumindest 500 m ein ergiebiger hochmineralisierter Quellhorizont, dessen zahlreiche Quellaustritte in Summe deutlich über 100 l/s schütten (Probst et al., 2000). Kahler (1978) berichtet sogar von der wasserreichsten kalten „Mineralquelle" Österreichs und führt Ergiebigkeiten von 150 bis 260 l/s für den stärksten Austritt, die Jobstquelle (Mühlquelle), an. Die mittlere Schüttung der Quelle dürfte nach Probst et al. (2000) jedoch deutlich darunter liegen, nämlich bei 80 bis 100 l/s. Da das orografische Einzugsgebiet für diese große Ergiebigkeit nicht ausreicht, müssen komplexere hydrogeologische Bedingungen angenommen werden: Probst et al. (2000) führen zwei Modellvorstellungen an, die auch in Kombination vorstellbar sind. Es ist anzunehmen, dass der Hauptdolomit, an der Basis gut abgedichtet von der Raibl-Gruppe, als Aquifer dient. Da es im Bereich von Bruggen zu einer Querschnittsverminderung kommt, führt dies zu einem Überlauf. Zusätzlich ist auch eine Alimentation über die Wettersteinkarbonate, die an der Basis im Bereich von Bruggen ausbeißen, vorstellbar.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-(Hydrogencarbonat)-Typ mit einer Gesamtmineralisation von gut 1.400 mg/l (Tab. 94, Teil 2). Das Ca/Mg-Verhältnis von ca. 2,75 belegt deutlich den Einfluss von Dolomit und ein niedriger Schwefel-34-Wert von +16,54 ‰ bestätigt den angenommenen Kontakt zur Raibl-Gruppe (Tab. 96, Teil 2). Bezüglich der Verweilzeit ist aufgrund der hohen mittleren Wassertemperatur von 11,7° C eine tiefe Wasserzirkulation anzunehmen (Probst et al., 2000). Die Autoren führen ein aus Tritiumdaten berechnetes mittleres Wasseralter von 9,5 Jahren an und die auf Basis von stabilen Umweltisotopen berechnete mittlere Seehöhe des Einzugsgebietes liegt bei ca. 1.140 m, somit deutlich über der Seehöhe des orografischen Einzugsgebietes.

3.3.5 St. Daniel (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Von einem ehemaligen Bad wurde bereits von Mitteregger (1862) berichtet. Seit 1928 befindet sich die Bäderquelle (Abb. 43) in Familienbesitz und wird für ein Kurbad oberhalb von St. Daniel genutzt. Diese Einrichtung wird von Marktl (2014) als Kneippkuranstalt geführt. Eine Anerkennung als Heilvorkommen liegt allerdings nicht vor, obwohl die Bäderquelle auch von Scheminzky & Weis (1959) erwähnt wurde.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im besagten Gebiet sind mitteltriassische Karbonate so wie die Werfen-, Buntsandstein-, Gröden- und Laas-Formation in kristalline Gesteine des Drauzuges tektonisch eingeschaltet (Schönlaub, 1985). Zudem verkompliziert eine großflächige Moränenbedeckung die lokalen Verhältnisse. Kahler (1978) führt die Mineralisierung der Wässer auf eine „eingeklemmte" Gipslinse zurück und Kahler & Zötl (1993c) nehmen zusätzlich eine Beeinflussung durch die erwähnte Mitteltrias an. Ein Kontakt des Wassers zur Werfen-Formation wurde von Probst et al. (2000) mit Schwefel-34-Untersuchungen (+20,91 ‰) bestätigt (Tab. 96, Teil 2).

In dem westlichen Nebengraben des Maiengrabens treten neben der Bäderquelle zahlreiche Neben- und Folgequellen auf. Hydrochemisch sind sich diese Quellen ähnlich, allerdings weisen sie etwas unterschiedliche Gesamtmineralisationen und Verschiebungen des Hydrogencarbonat/Sulfat-Verhältnisses auf. So erwähnt Kahler (1978) eine am stärksten mineralisierte Quelle

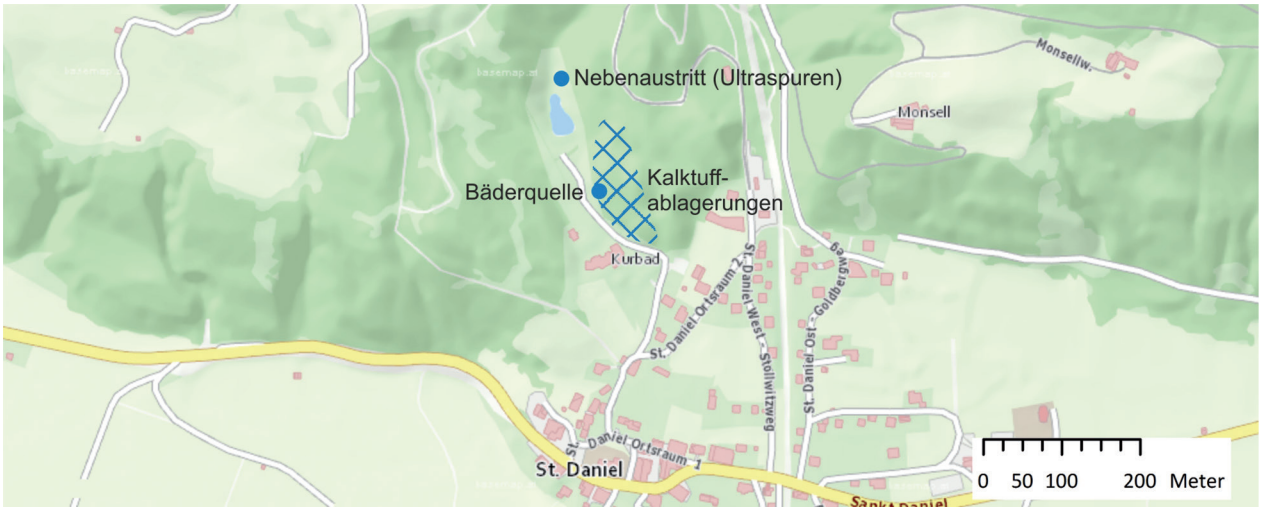


Abb. 43.
Lage der Erschließungen von St. Daniel (Datenquelle: basemap.at). Bereich der Kalktuffablagerungen nach Schönlaub (1985).

15 m unterhalb der Bäderquelle. Quelltuff zeigt im Vorfluter und in zuführenden Gerinnen stets die Gipsquellen an, außerdem sind mächtigere Kalktuffablagerungen im Hangbereich der Bäderquelle zu finden. Diese ist gegenwärtig mit einer betonierten Quellestube aus dem Jahr 1996 gefasst. Oberhalb des Teiches wurde am 13. September 2016 ein mit einem Quellsammelschacht gefasster Nebenaustritt auf Ultraspuren beprobt, dieser wies eine Schüttung von 1,5 l/s auf. Auch die Bäderquelle schüttet in einer ähnlichen Größenordnung. Probst et al. (2000) nehmen für das Einzugsgebiet die zuvor beschriebenen Karbonate im Nordwesten an.

Unter Berücksichtigung von aktuellen und bestehenden Analysen ist die hydrochemische Charakteristik für die Bäderquelle und die Nebenaustritte folgendermaßen zusammenzufassen: Es handelt sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von 800 bis 1.000 mg/l. Von den Spurenelementen ist einzig Strontium (2,7 mg/l) auffallend. Uran (2,2 µg/l) und Radon (5,55 Bq/l) sind ebenfalls nicht erhöht (Kahler & Zötl, 1993c). Für die Verweilzeit sind Tritiumgehalte aus dem Jahr 1975 anzuführen, hier wurden bei der Bäderquelle 142 ± 8 TU bestimmt, was zum damaligen Zeitpunkt auf ein sehr junges Grundwasser schließen ließ (Kahler, 1978) (Tab. 94, 96, Teil 2).

3.3.6 Stein bei Dellach im Drautal (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Lappenbachquellen bei Stein wurden nie als Heilquelle anerkannt und fließen ungenützt ab (Abb. 44). Auch über eine historische Nutzung ist nichts bekannt.

Abb. 44.
Lage der Erschließung von Stein bei Dellach im Drautal (Datenquelle: basemap.at) sowie Bereiche von Kalktuffablagerungen nach Schönlaub (1985).

Die Kalktuffbildungen sind jedoch auf einer Fläche von knapp 5 ha als Naturdenkmal geschützt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Südlich von Stein bei Dellach im Drautal befinden sich eindrucksvolle rezente Kalktuffablagerungen (Schönlaub, 1985). Geologisch gesehen wird hier das Permomesozoikum des Drauzug-Gurktal-Deckensystems von Kalken und Dolomiten der Mittel- und Obertrias vertreten, wobei die Mineralisierung der Quellen auf ein Gipsvorkommen zurückzuführen ist, das nicht aufgeschlossen ist (Kahler, 1993). Probst et al. (2000) führen hier an, dass die beschriebene Lappenbachquelle sowie weitere Gipsquellen an steil stehende E–W bzw. S–N streichende Störungszonen im Bereich von Partnach Schichten und „Alpinem Muschelkalk" gebunden sind. Diese Störungszonen reichen im Süden bis zum Bereich der Steiner Alm. Zudem wird das Einzugsgebiet bis in die höher gelegenen Regionen (Elferkopf) angenommen. Ein Schwefel-34-Wert von +19,0 ‰ (Tab. 96, Teil 2) bekräftigt die Annahme, dass es zu einem Kontakt mit Gips führenden Schichten innerhalb des „Alpinen Muschelkalks" kommt. Die Gesamtschüttung für die Lappenbachquellen ist schwer abzuschätzen, nicht zuletzt wegen einer Vielzahl von kleineren Folge- und Nebenaustritten. Probst et al. (2000) geben jedoch eine für das Jahr 1996 ermittelte mittlere Schüttung von 33 l/s (Minimum: 27,8 l/s; Maximum: 48,3 l/s) an. Bei einer Begehung am 13. September 2016 wurde das Quellwasser hydrochemisch beprobt. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 500 mg/l (Tab. 94, Teil 2). Probst et al. (2000) geben aufgrund des geringen Schwankungsverhaltens der physikalisch-chemischen und isotopenchemischen Parametern eine mittlere Verweilzeit von 8 bis 13 Jahren an (Tab. 96, Teil 2). Reaktionen auf die Schneeschmelze sind erst im Sommer zu beobachten.

3.3.7 Tuffbad (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Gipsquellen des Tuffbades waren bereits im 18. Jahrhundert bekannt (Probst, 1991). Die Anerkennung als Heilvorkommen erfolgte 1972 und mit dem Bau eines Kurhauses im Jahr 1987 wurde die Basis für ein umfassendes balneologisches Angebot geschaffen. Gegenwärtig werden fünf Quellen der Quellgruppe 1 für den Kurbetrieb genutzt (Abb. 45).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Vorkommen befindet sich im Bereich einer W–E verlaufenden Störung. Südlich davon befinden sich kristalline Einheiten des Drauzug-Gurktal-Deckensystems und gegen Norden schließt die Bedeckung des Permomesozoikums (Lienzer Dolomiten) an. Nach Probst (1991, 1993) besteht dieses zunächst aus einer bis zu 200 m mächtigen Abfolge der Gröden-Formation (Sandsteine und Konglomerate), die steil nach Norden einfällt und WNW–ESE streicht. Im Hangenden folgt die reichlich Gips führende Werfen-Formation mit einer Mächtigkeit von 100 bis 150 m (Kahler, 1978; Probst, 1991). Danach schließen gegen Norden Gesteine von Trias und Jura an. Für den Bereich des Hochsteins sind als mächtigere Einheiten dickbankiger und stellenweise diploporenreicher Dolomit der Mitteltrias und nördlich davon Hauptdolomit hervorzuheben (Schönlaub, 1997). Am Osthang des Hochsteins befindet sich neben weiteren quartären Ablagerungen (Hangbrekzien und Eisrandsedimente) eine mächtige Quelltuffterrasse. Dort sind auch die im Folgenden beschriebenen Heilquellen zu finden. Von Probst (1991, 1993) werden zehn Wasseraustritte, es handelt sich um Stauquellen, als Quellgruppe 1 zusammengefasst. Heute sind sie teilweise mit Quellsammelschächten gefasst. Als Stauer wird vom Autor Material einer Mure, bedeckt von Kalkkon-

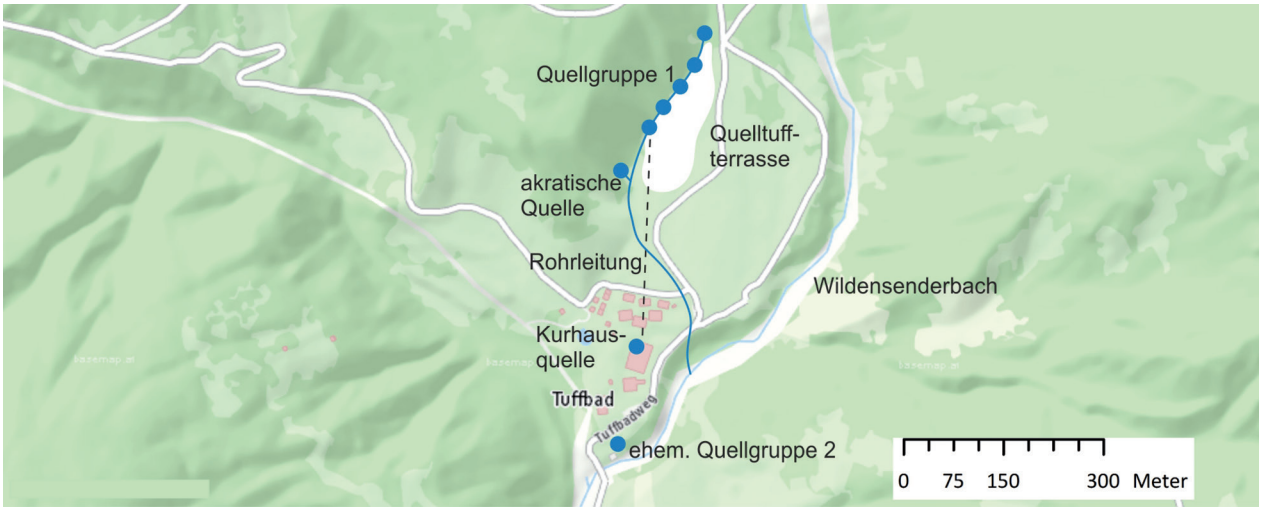


Abb. 45.
Lage der Erschließungen von Tuffbad (Datenquelle: basemap.at). Bereich der Quelltuffterrasse nach Probst (1991).

Abb. 46.
Hydrochemische Beprobung der Quellgruppe 1 (Beprobung durch Daniel Elster; Foto: Philipp Legerer).

glomeraten angenommen. Die in der Literatur erwähnte Quellgruppe 2 südlich der Gebäude des Kurbetriebes wurden bei einer Begehung am 13. September 2016 nicht mehr angetroffen. Diese Quellen könnten, bedingt durch bauliche Maßnahmen, versiegt sein. Allerdings befindet sich direkt im Hauptgebäude des Kurbetriebes eine neu erschlossene Quelle (Kurhausquelle). Probst (1993) führt einen im Oktober 1989 bestimmten Gesamtabfluss der Quellgruppe 1 von 18,4 l/s an, wobei das Gerinne bis zur Einmündung in den Wildensenderbach ca. 3,6 l/s durch Versickerung verliert.

Hydrochemisch lässt sich die Quellgruppe 1 als Calcium-Magnesium-Sulfat-(Hydrogencarbonat)-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.000 mg/l zusammenfassen (Abb. 46; Tab. 94, Teil 2). Die Mineralisierung ist hauptsächlich auf das Gipsvorkommen und Dolomit zurückzuführen. Auch der neu erschlossene Quellaustritt im Gebäude unterscheidet sich hydrochemisch nicht wesentlich. Die Konzentrationen von sämtlichen Spurenelementen inklusive der radioaktiven sind nicht erhöht. Nach Probst (1993) ist allerdings die Wassertemperatur von durchschnittlich 12,6° C auffällig, da sie ca. 6° C über der zu erwartenden Temperatur von kalten Quellen in dieser Höhenlage liegt. Dies kann auf eine tieferreichende Zirkulation der Wässer oder auf exogene Prozesse bei der Gipslösung deuten. Für eine längere Verweilzeit spricht eine Tritium-Messung vom Februar 1974: Hier wurde ein damals niedriger Wert von 49 TU bestimmt (Probst, 1993). Der Schwefel-34-Wert liegt bei +15,6 ‰ (Tab. 96, Teil 2).

3.4 Liesertal

3.4.1 **Trebesing** (eH, S)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der bekannte Säuerling von Trebesing, auch bekannt unter den Bezeichnungen „Königsquelle“ oder „Kriegsquelle“ befindet sich in der Ortschaft Zlatting bei Trebesing (Abb. 47). Laut der Ortschronik von Trebesing wurde er bereits 1830 gefasst. In den Jahren 1915/1916 fand eine Abfüllung für ein Feldlazarett statt und nach dem Zweiten Weltkrieg wurde das Wasser in einem Kurbetrieb genutzt (Kahler, 1978). Die Anerkennung als Heilvorkommen erfolgte 1961. Aufgrund des Wegfalls von Voraussetzungen für die Aufrechterhaltung der Anerkennung musste die Erklärung zur Heilquelle jedoch im Jahr 2004 zurückgenommen werden. Gegenwärtig ist die Quelle für die Öffentlichkeit nicht zugänglich.

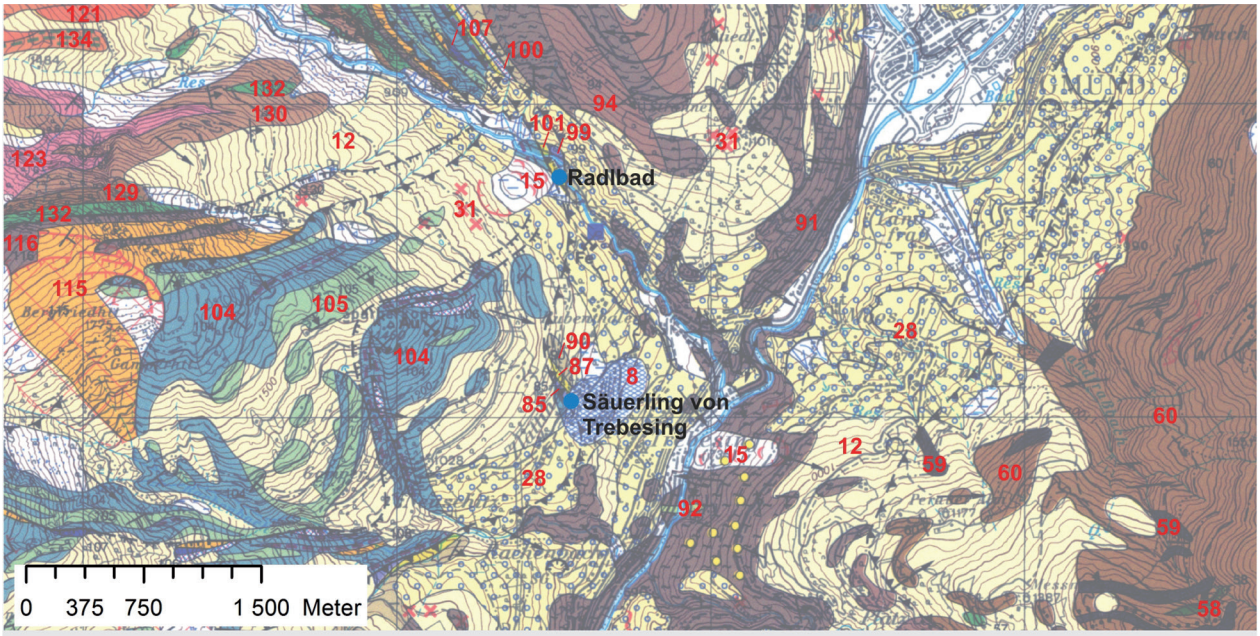
Im Radlgraben bzw. bei der Siedlung Radl ist ein weiterer nicht als Heilvorkommen anerkannter Kohlensäuer-

Abb. 47.
Lage der Erschließungen von Trebesing und Radl (Datenquelle: basemap.at).

ling, das Radlbad, bekannt. Von einem ehemaligen Bad wurde bereits von Mitteregger (1862) berichtet, dieses dürfte jedoch nach Kahler (1978) nicht besonders lange existiert haben. Die Quelle befindet sich heute in Privatbesitz.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Am südöstlichen Rand des Tauernfensters befindet sich das NNE–SSW verlaufende Liesertal, das mit der Katschberg-Zone zu assoziieren ist (Abb. 48). Dieses liegt in einem im Miozän entstandenen tiefreichenden Störungssystem, das mit der Exhumierung des östlichen Tauernfensters in Verbindung gebracht wird. Im Bereich des Liesertals wurden bei zahlreichen Quellen und teilweise selbst im Grundwasser erhöhte Konzentrationen von Kohlenstoffdioxid nachgewiesen (Zötl, 1993b). Das ist angesichts der tektonischen Lage nicht verwunderlich, da hier das Gas aus der Tiefe aufsteigen kann. Von diesen sind aufgrund ihrer Bedeutung der ehemals anerkannte Säuerling von Trebesing und das nahe gelegene Radlbad hervorzuheben.



Quartär
8 Sinterkalk
12 Moräne (Grund- und Ablationsmoräne)
15 Rutschmasse
28 Staukörper am Eisrand (Kies, Sand) mit Schlufflagen (Spätglazial)
31 Erratischer Block

Ötztal-Bundschuh-Deckensystem
58 Metagabbro
59 Quarzit
60 Granat-Glimmerschiefer

Katschbergzone
85 Kalkmarmor (Anisium)
87 Lantschfeldquarzit (Untertrias)
90 Katschberg-Quarzphyllit
91 Phyllonit
92 Grünschiefer
94 Glimmerschiefer und Paragneis, Granat führend

Penninische Decken des Tauernfensters
Schuppen der Nordrahmenzone mit ostalpinen Schollen
99 Dolomitmarmor, Kalkmarmor
100 Rauwacke
101 Lantschfeldquarzit (Untertrias)
Glockner-Deckensystem
104 Kalkglimmerschiefer (Glimmermarmor und Kalkschiefer, mit vereinzelten, dünnen Lagen von dunklem Phyllit) untergeordnet Karbonatquarzit
105 Prasinit, Grünschiefer, Amphibolit
107 Kalkmarmor, Dolomitmarmor

Subpenninische Decken des Tauernfensters
Venediger-Deckensystem
115 Wustkogel-Formation (Albitblastenschiefer, Arkosegneis bzw. Arkosequarzit, und dünnplattiger, blassgrüner Quarzit; Perm und Untertrias)
116 Murörl-Formation (Schwarzphyllit, dunkler Albit- und Biotitblastenschiefer; Jungpaläozoikum)
Zentralgneise
121 Aplitgneis, Aplitgranitgneis
Granitoide des Hochalmkerns
123 Augengneis (mittel bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur)
Kareck-Komplex
129 Stark verschieferter, epimetamorpher Gneis und Prasinit
Storz-Komplex
130 Paragneis, z.T. migmatisch, untergeordnet Migmatit
132 Amphibolit
Reißeck-Komplex
134 Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit mit Amphibolit

Abb. 48.
Geologischer Überblick im Raum Trebesing. Geologie nach Pestal et al. (2006).

Abb. 49.
Der begehbare, kurze Stollen von Radlbad (Foto: Daniel Elster).

Die Quellen befinden sich im Grenzbereich von Penninikum und Unterostalpin. Ersteres besteht lokal aus Bündner Schiefern, die reich an Kalkglimmer- und Kalkschiefern sowie Marmoren sind (Poltnig et al., 2005). Eine gegen Osten anschließende schmale, N–S verlaufende Schuppenzone des Unterostalpins führt Lantschfeld-Quarzit (Untertrias), Marmor (Mitteltrias) und altpaläozoische Phyllite. An diese Zone schließen mächtige retrograd metamorphe Glimmerschiefer und Paragneise an. Der gesamte Bau ist von quartären Sedimenten überprägt. Im Bereich des Säuerlings von Trebesing tritt zudem relativ großflächig Quelltuff auf. Das Einzugsgebiet ist im Bereich des Sparberkopfes zu vermuten, dort treten die beschriebenen karbonatischen Gesteine des Penninikums und Unterostalpins auf (Schuster, 2005; Poltnig et al., 2005).

Der mit einem kurzen Stollen gefasste Säuerling von Trebesing befindet sich in einer Mulde, an die ein steiler Hangbereich anschließt. Sie schüttet rund 0,3 l/s (Kahler, 1978). Im Bereich des Säuerlings von Trebesing wurden von Canaval (1918) weitere Quellen mit einer erhöhten Mineralisation beschrieben. Kahler (1978) führt an, dass der gesamte Hang mit diesen Wässern durchsetzt wäre.

Das Radlbad entspringt in einem kurzen, jedoch begehbaren gemauerten Stollen (Abb. 49). Im September 2016 wurde eine Schüttung von ca. 0,02 l/s gemessen.

$^{3}He/^{4}He$ (10^{-6})	0,483 ± 0,006
^{4}He-Menge (10^{-7} Nml)	3,5 ± 0,6
^{20}Ne-Menge (10^{-7} Nml)	1,43 ± 0,15
^{21}Ne (%)	-1,4 ± 0,7
^{22}Ne (%)	4,3 ± 6,8
Probemenge (g)	40,7 ± 0,5
^{4}He-Überschuss (10^{-8} Nml/q) (berechnet)	860

Tab. 31.
Messwerte der Helium- und Neon-Isotopengehalte, gemessen und interpretiert von Dr. Stephan Weise, GSF-Institut für Hydrologie, München (Zötl, 1993b).

Hydrochemisch sind sich der Säuerling von Trebesing und das Radlbad ähnlich. Beide weisen einen Calcium-(Natrium)-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 3,4 g/l auf. Es handelt sich um Säuerlinge, deren Gehalt an freiem Kohlendioxid um 1.300 mg/l liegt (Kahler, 1978). Neben dem hohen Gehalt an freiem CO_2 lassen bei den beiden Quellen erhöhte Konzentrationen von den Spurenelementen o-Borsäure (Radlbad: 15,81 mg/l), Strontium (Königsquelle: 4,88 mg/l) und Fluorid (Radlbad: 1,3 mg/l) auf den Aufstieg von Wässern aus größeren Tiefen schließen (Zötl, 1993b) (Tab. 95, Teil 2). Den Beweis lieferten allerdings Edelgasmessungen aus dem Jahr 1989 (Tab. 31). So deutet insbesondere das $^{3}He/^{4}He$-Verhältnis auf eine geringe Beimischung (ca. 5 %) von Helium aus dem Erdmantel hin (Zötl, 1989, 1993b). Im Zuge der Ultraspurenuntersuchung (Kap. 11.3, 11.12, Teil 2) wurde bei der Radlbad-Quelle eine relative Anreicherung der schweren Seltenen Erden festgestellt.

3.5 Gurktaler Alpen

3.5.1 **Bad Kleinkirchheim** (H, S)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die aus dem 15. Jahrhundert stammende St. Katharina Kirche wurde über einer Thermalquelle, der Augenquelle, errichtet (Abb. 50). Dieses Thermalwasser wurde bereits im 16. Jahrhundert für ein altes Badehaus (Katharinenbad) genutzt. Nach Kahler (1978) trat nach dem Zweiten Weltkrieg eine Thermalwasserknappheit auf. Auf Basis von geologischen, geothermischen und seismischen Untersuchungen wurden 1969, 1972 und 1974 Bohrungen niedergebracht. Allerdings wurden die Versuchsbrunnen 1/72 und 2/72 nur in den Jahren 1972/1973 für die Thermalwasserversorgung genutzt. Die Gewinnungsbrunnen 1/74 und 2/74 dienen hingegen bis heute zur Versorgung mit Thermalwasser. Es ist zu erwähnen, dass die im Jahr 1984 niedergebrachten Bohrungen (Bohrung 1/84 und 2/84) sowie die im Jahr 1999 abgeteufte Bohrung 1/99 nicht genutzt werden.

Für die Katharinen- und Augenquelle besteht seit 1975 eine Anerkennung als Heilwasservorkommen. Bedingt durch die Erwähnung in den Bäderbüchern (Diem, 1914; Conrad et al., 1928) wurden die Übergangsbestimmungen des Heilvorkommen- und Kurortegesetzes von Kärnten berücksichtigt.

Für die Erschließung von Thermalwasser mit den Gewinnungsbrunnen 1/74 und 2/74 liegt eine wasserrechtliche Bewilligung vor. Demnach darf das gewonnene Thermalwasser zur Gänze genutzt werden. Das Thermalwasser wird heute in Thermenanlagen und Hotels verwendet.

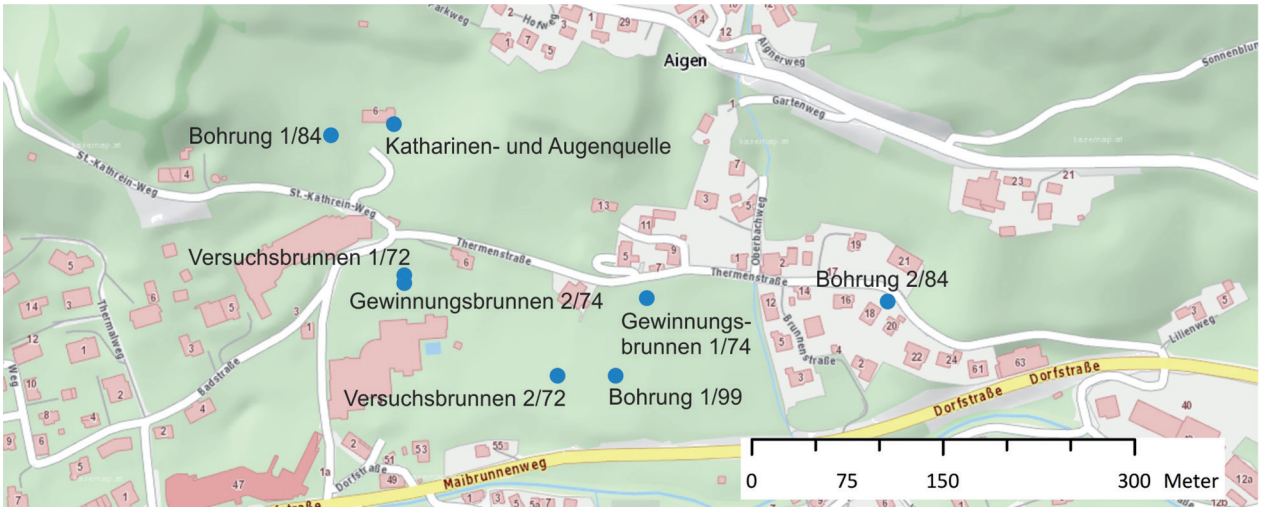


Abb. 50.
Lage der Erschließungen von Bad Kleinkirchheim (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Clar et al. (1995) ist das Thermalwasservorkommen von Bad Kleinkirchheim an einen Zug von mittelsteil nach Nordosten einfallendem und verkarstetem Wettersteindolomit gebunden. Dieser gehört zur permomesozoischen Bedeckung des Bundschuhkristallins. Die Thermalwasserführung ist vor allem an die Verkarstung an der Basis des Dolomits gebunden (Abb. 51). Im Westen wird der Aquifer von Schiefern und Gneisen des kristallinen Grundgebirges unterlagert. Im Osten werden die Karbonate von Phylliten des Drauzug-Gurktal-Deckensystems überdeckt. Das Liegende sowie das Hangende wirken somit wasserstauend. Nach Kollmann (2006) hat der Obertageausbiss des Dolomits eine N–S-Erstreckung von ca. 25 km und eine Breite von maximal 3 km im Norden bzw. nur rund 400 m im Süden. Der Autor nimmt an, dass im Norden und Nordosten von Bad Kleinkirchheim bis Flattnitz Niederschlagswässer versickern. Diese fließen in dem Karstgrundwasserleiter an der Basis gegen Süden. Zudem führt die vorhandene Bruchtektonik zu einem zusätzlichen Absinken der Wässer. An der Nordflanke des Tales von Bad Kleinkirchheim kommt es schließlich zum Thermalwasseraustritt. Geothermometerberechnungen ergaben eine Herkunft des Thermalwassers aus 1.300 bis 1.400 m Tiefe bzw. ließen auf eine Bildungstemperatur von 53 bis 57° C schließen (Kollmann, 2006). Bis 40 m mächtige eiszeitliche Sedimente, bestehend aus Moränen, Seetonen und Terrassenschottern, überlagern die Thermalwasser führenden Karbonate und wirken zumeist abdichtend. Bei der Katharinenquelle und der Augenquelle (Abb. 52) handelt es sich um die einzigen natürlichen Überläufe mit ursprünglich rund 21° C und 5 l/s im Jahr 1911 (Kollmann, 2006). Gegenwärtig schüttet die Katharinenquelle maximal 1 l/s und hat eine Auslauftemperatur von ca. 17° C (Koll-

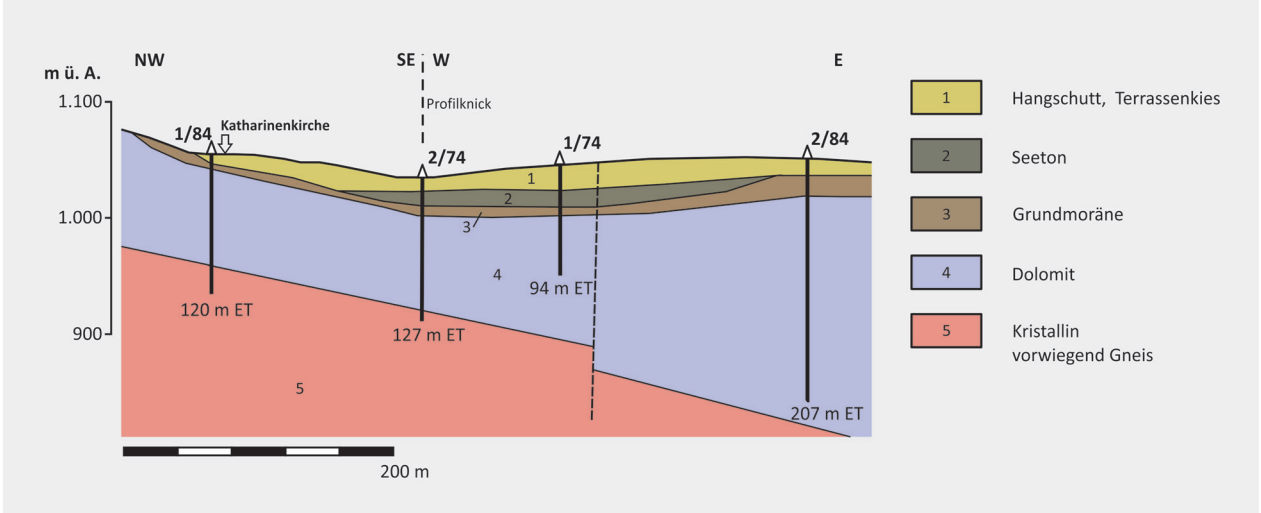


Abb. 51.
Profil von Bad Kleinkirchheim (Elster et al., 2016: Abb. 128; verändert nach Clar et al., 1995).

Abb. 52.
Fassung der Augenquelle von Bad Kleinkirchheim (Foto: Daniel Elster).

mann, 2008). Heute wird mit Bohrbrunnen im unter artesischem Druck stehenden Entlastungsgebiet (im Raum Aigener Bruch) das Thermalwasser gefördert. Die 24,4 bzw. 29 m tiefen Versuchsbrunnen 1/72 und 2/72 verblieben in der Überlagerung des Dolomits und erfassen deshalb nur jenes Thermalwasser, das durch die nicht komplett abdichtende Bedeckung (Sandlagen und Dolomitschutt im verschwemmten Grundmoränenmaterial) aufsteigen kann (Clar et al., 1995). Deshalb weist insbesondere 1/72 eine Beimischung von kalten Oberflächenwässern auf. Die Auslauftemperatur betrug in den Jahren 1972/1973 trotzdem 28 bis 30° C. Mit den 120 bzw. 207 m tiefen Bohrbrunnen 1/84 und 2/84 wurden nur kühlere Randbereiche des Thermalwasseraquifers angetroffen (Abb. 51; Clar et al., 1995). Der für die Förderung relevante Gewinnungsbrunnen 1/74 durchörterte den Thermalwasser führenden Dolomit bis zu einer Endteufe von 94 m. Bei dem 127 m tiefen zweiten Gewinnungsbrunnen 2/74 konnte sogar die Basis des Thermalwasseraquifers erreicht werden (Abb. 51). Die Förderraten betrugen bei den beiden Brunnen ursprünglich 12,5 l/s und wiesen eine Auslauftemperatur von maximal 36,8 bzw. maximal 34,8° C auf (Kahler, 1978). Bald wurde festgestellt, dass von den Gewinnungsbrunnen bei zu großen Entnahmemengen kaltes Bergwasser aus westlicher Richtung angesaugt wird (Kollmann, 2006). Diese Problematik erforderte eine besser kontrollierte und nachhaltigere Bewirtschaftung. Durch Drosselmaßnahmen, empfohlen im BBK-Projekt KA35 (Thermalwassermodell) der Geologischen Bundesanstalt, konnte diese erzielt werden. So gibt Kollmann (2008) für den Gewinnungsbrunnen 1/74 im Jahr 2007 eine maximale Fördermenge von 7,5 l/s, eine Auslauftemperatur von 31,3° C und einen Abstich von weniger als 25 m an. Bei 2/74 beträgt die nachhaltige Förderrate maximal 11,5 l/s bei einer Auslauftemperatur von ca. 30° C. Die Bohrung 1/99 wurde bis auf 200 m niedergebracht, wobei der thermale Hauptzufluss mit einer Filterstrecke von 104 bis 109 m erfasst wurde (Kollmann, 2006). Kollmann (2008) führt bei einer Pumprate von 7 l/s eine Auslauftemperatur von 30,4° C und eine Absenkung von 28 m an. Nahe der Sohle in 106 m Tiefe beträgt die Temperatur ca. 31° C.

Bei dem Thermalwasser von Bad Kleinkirchheim handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von weniger als 300 mg/l und einer Auslauftemperatur von ca. 31° C (Tab. 95, Teil 2). Clar et al. (1995) weisen auf einen niedrigen Mineralisierungsgrad hin, der keine signifikanten Unterschiede zu den kalten karbonatischen Quellen in der Umgebung aufweist. Für das Thermalwasser ist jedoch ein hoher Gehalt an Kieselsäure charakteristisch, was auf eine tiefe Zirkulation der Wässer deutet (Kollmann, 2006, 2008). Die Werte von Sauerstoff-18 (-11 bis -12 ‰) und Deuterium weisen auf ein hochgelegenes Einzugsgebiet bzw. kaltzeitliche Infiltrationsbedingungen hin (Clar et al., 1995) (Tab. 96, Teil 2). Eine Kohlenstoff-14-Datierung aus dem Jahr 1988 ergab zudem ein Modellalter von 16.700 Jahren. Abschließend sei erwähnt, dass die frei aufsteigenden Gase hauptsächlich aus Stickstoff bestehen (Versuchsanstalt Wien, 1977, zitiert nach Clar, 1993).

4 Mineral- und Heilwässer in Wien und Niederösterreich

Eine Übersicht zu den anerkannten Mineral- und Heilwasservorkommen in Wien und Niederösterreich befindet sich in Tabelle 32. Eine Auswahl weiterer ehemaliger Heilquellen und erwähnenswerter Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen sind in Tabelle 33 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		Anerkannte Heilwasservorkommen			
Bad Vöslau, Ursprungsquellen, Bohrbrunnen VI/2 und VII	Kap. 4.4.6	Bad Pirawarth, Thermal 1 und Neue Parkquelle	Kap. 4.4.2	Laa an der Thaya, Thermal Nord 1	Kap. 4.1.1
Laa an der Thaya, Vitus-Brunnen II	Kap. 4.1.1	Bad Deutsch-Altenburg, Thermalwassererschließungen (Brunnen nicht definiert)	Kap. 4.4.1	Linsberg, Thermal 1b	Kap. 4.4.5
Prellenkirchen, Römerquelle 17	Kap. 2.1.1	Bad Schönau, Bad Schönau III und IV	Kap. 4.3.2	Maltern, Doris- und Anna-Quelle	Kap. 4.3.1
		Bad Vöslau, Ursprungsquellen	Kap. 4.4.6	Oberlaa, Thermal 1 und 2	Kap. 4.4.3
		Baden, Heilquellen	Kap. 4.4.4	Kleinzell, Salzerbad	Kap. 4.2.1

Tab. 32.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Wien und Niederösterreich.

Vorkommen	Anmerkung	Weiterführende Literatur
Althöflein, Schwefelquelle	Schwefelwasser [EH]	Küpper & Wiesböck (1966)
Au am Leithaberge, Schwefelquelle	Ehemalige Schwefelquelle * [EH]	Küpper & Wiesböck (1966)
Bad Fischau, Subthermen	Subthermalwasser [EH]	Elster et al. (2016); Carlé, (1975); Diem (1914, 1928)
Engelhartstetten, Thermal	Thermalwasser	Elster et al. (2016)
Hohenberg, erdiger Eisensäuerling	Ehemaliger Eisensäuerling * [EH]	Küpper & Wiesböck (1966)
Katzelsdorf, Säuerling	Säuerling [EH]	Zötl (1993c); Küpper & Wiesböck (1966)
Königstetten, Eisenquelle	Ehemalige Eisenquelle * [EH]	Küpper & Wiesböck (1966)
Ladendorf, Eisenkarbonatquelle	Ehemalige Eisenquelle * [EH]	Diem (1914); Küpper & Wiesböck (1966)
Mannersdorf, Cornides- und Badquelle	Thermalwasser [EH]	Elster et al. (2016)
Mödling, Mödlinger Mineralwasser	Nicht mehr existierende „Mineralbadeanstalt“ [EH]	Diem (1914)
Payerbach, Thermal 1	Thermalwasser	Elster et al. (2016)
St. Ulrich, Schwefelquelle	Schwefelquelle	siehe Ultraspuren (Kap. 10.1.2, Tab. 74, Anhang, Teil 2)
Wien-Meidling, Theresien- und St. Antoniusquelle	Nicht mehr existierende Schwefelwässer, die für eine Badeanstalt genutzt wurden [EH]	Carlé (1975); Diem (1914, 1928)
Neumarkt an der Ybbs, zwei Tiefbrunnen	Tiefbrunnen Grdst. Nr. 151/2: Na-Cl-I-Typ Tiefbrunnen Grdst. Nr. 159/2: Na-Cl-HCO_3-I-Typ	Marktl (2014)
Oberndorf am Gebirge, Eisenquelle	Ehemalige Eisenquelle*	Küpper & Wiesböck (1966)

Tab. 33.
Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Wien und Niederösterreich. * Hydrochemische Beschaffenheit nicht nachgewiesen.
[EH] Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt.

4.1 Molassezone

4.1.1 Laa an der Thaya (M, H)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Vitus-Brunnen I wurde bereits gegen Ende des 19. Jahrhunderts abgeteuft (Stehlik, 1972). Im Jahr 1975 erfolgte eine Anerkennung als Heilquelle, doch diese besteht mittlerweile nicht mehr. Im Jahr 1968 erfolgte in nur wenigen Metern Entfernung die Niederbringung des Vitus-Brunnen II (Stehlik, 1972) (Abb. 53). Dieser wird heute für die Getränkeerzeugung genutzt und es besteht eine Anerkennung als Mineralwasservorkommen. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist auf 90 l/min festgelegt.

Im Jahr 1992 wurde von der damaligen ÖMV AG die Tiefbohrung Thermal Süd 1 (Abb. 53) abgeteuft, um geringmineralisiertes Thermalwasser aus den Karbonaten des Oberjura („Malm“) zu fördern (Goldbrunner & Kolb, 1997a). Stattdessen traf man jedoch hochmineralisiertes Thermalwasser an, welches für die angestrebte balneologische Nutzung nur bedingt geeignet war. Mittlerweile ist diese Bohrung liquidiert worden. Im Jahr 1995 folgte die erfolgreiche Abteufung der Tiefbohrung Thermal Nord 1, ebenfalls durchgeführt durch die ÖMV AG. Geologische und geophysikalische Vorerkundungen hatten in nur 960 m Entfernung eine vielversprechende Möglichkeit zur Thermalwassererschließung in Aussicht gestellt. Die Entnahmerate für die Tiefbohrung Thermal Nord 1 beträgt laut wasserrechtlicher Bewilligung 0,5 l/s (1,2 m^3/Tag; 438 m^3/Jahr). Es wird ausschließlich das artesisch überlaufende Thermalwasser für die balneologische Nutzung in der Thermenanlage genutzt. Seit 1999 besteht eine Anerkennung als Heilvorkommen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen erschließt der Vitus-Brunnen II Grundwasservorkommen aus dem Teufenbereich 200 bis 300 m. Hierbei dürfte es sich um Wasser führende Schichten des Karpatiums handeln (Boroviczény, 1997). Von Latzel & Kutscha (1969) wird im Bohrprofil eine Teufe von 260 m angegeben. Die Filterstrecken befinden sich zwischen 198,2 und 248,2 m und erfassen Ton- und Sandschichten (Filterstrecken: 198,2 bis 200,7 m; 215,7 bis 218,2 m und 238,8 bis 248,2 m). Zudem liegen nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen leicht artesische Verhältnisse vor und bei einer Entnahme von 0,5 l/s soll sich ein stationärer Zustand von 4,5 m unter GOK (Stand 1999) einstellen. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 850 mg/l. Zu dem Brunnen I liegen keine gesicherten Informationen zu der Teufe und den Filterstrecken vor. Es wurde jedoch Grundwasser vom Typ Natrium-Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat mit einer Feststoffsumme von ca. 1.300 mg/l aus einem seichteren Horizont erschlossen (Tab. 97, Teil 2).

Bei der mittlerweile verschlossenen Tiefbohrung Thermal Süd 1 wurden im Bereich der Tiefscholle die als Hauptaquifer agierenden Altenmarkter Schichten des Oberjura („Malm“) mit einer Mächtigkeit von 660 m in einer Tiefe von 1.932 bis 2.592 m unter GOK angetroffen (Goldbrunner & Kolb, 1997a) (Abb. 54). In der dolomitischen Quarzarenit-Serie des Mitteljura („Dogger“) wurde die Bohrung bei 2.640 m eingestellt. Das Neogen umfasste die stratigrafische Abfolge von Karpatium, Ottnangium, Eggenburgium und Egerium. Vor dem Beginn eines Langzeitpumpversuches wurde zunächst ein Ruhewasserspiegel von ca. 50 m unter GOK beobachtet. Bei einer Förderrate von 3,4 l/s betrug die maximale Absenkung ca. 1.220 m unter GOK. Die hydraulische Auswertung der Aufspiegelung ergab für den sondenfernen Abschnitt einen Durchlässigkeitswert von 8,16 x 10^{-7} m/s. Da in den Altenmarkter Schichten Formationswässer angetroffen wurden, welche für die geplante Nutzung ungeeignet waren, entschloss man sich für die Fassung von Thermalwasser führenden Schich-

Abb. 53.
Lage der Erschließungen von Laa an der Thaya (Datenquelle: basemap.at).

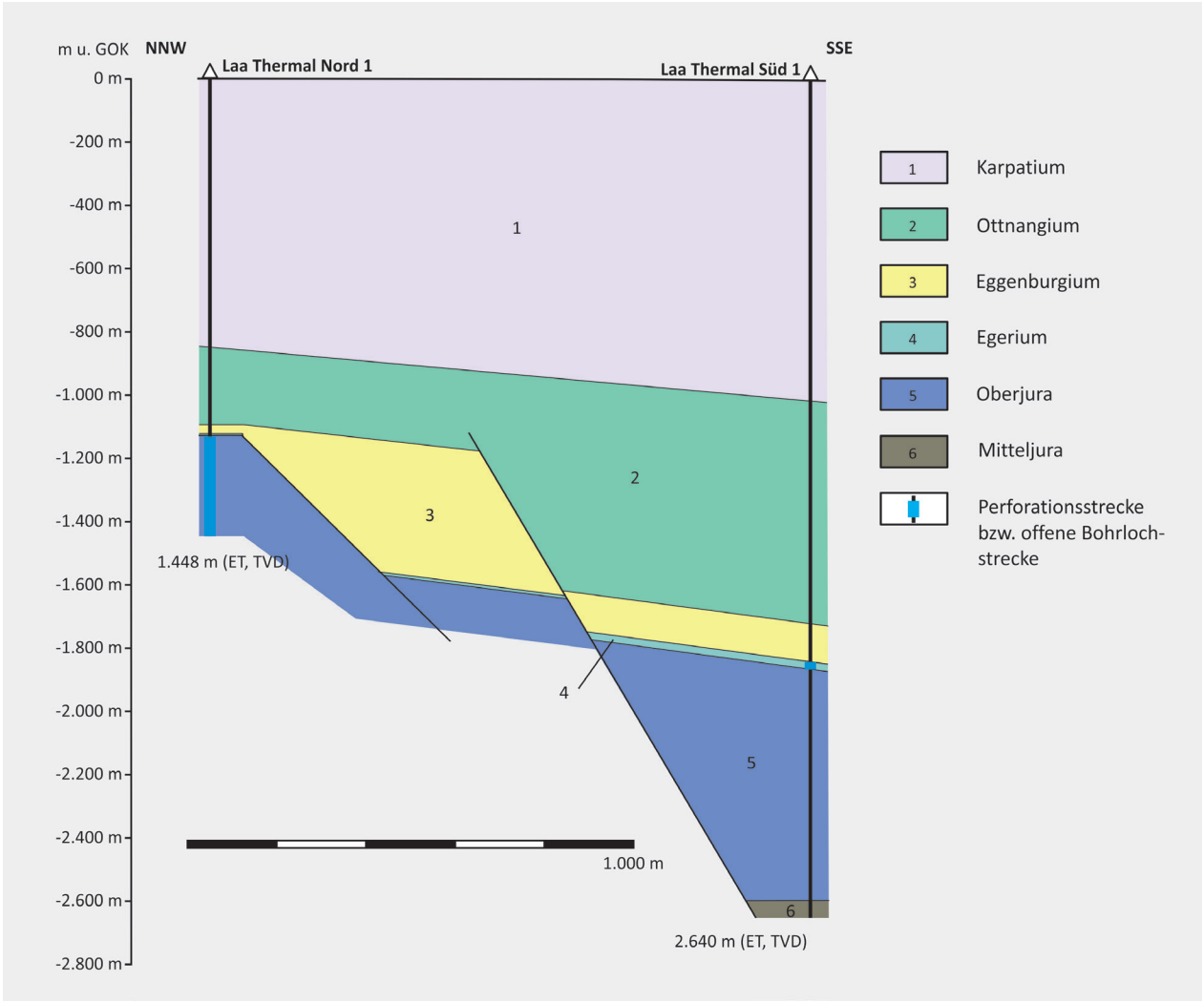


Abb. 54.
Geologisches Profil von Laa Thermal Nord 1 und Laa Thermal Süd 1 (Elster et al., 2016: Abb. 10; verändert nach Goldbrunner & Kolb, 1997a).

ten in den Sandsteinen des Egeriums. Diese wurden in einem Tiefenbereich von 1.832,3 bis 1.852,3 m mit einer Nettoperforation von 13,1 m erschlossen und vom Oberjura („Malm“) per Packer getrennt. Im Zuge eines mehrstufigen Pumpversuches wurde vor Versuchsbeginn ein Ruhewasserspiegel von 12,6 m unter GOK gemessen. Bei einer Entnahmerate von 2,33 l/s (letzte Förderstufe) und einer Auslauftemperatur von 51° C betrug die Absenkung 1.132,83 m unter GOK. Die hydraulische Auswertung der Aufspiegelung ergab Durchlässigkeitswerte von maximal 6,51 x 10^{-7} m/s in der Sondenumgebung. Die Feststoffsumme des ca. 65° C heißen Formationswassers aus den Altenmarkter Schichten (Oberjura) betrug rund 45.500 mg/l. Die Thermalwasser führenden Sandsteine des Egeriums wiesen hingegen eine niedrigere Feststoffsumme (22.700 mg/l) und eine Auslauftemperatur von ca. 56,5° C auf. Allerdings wurden höhere Gehalte an Ammonium (86,8 mg/l) und Iodid (66 mg/l) festgestellt, letzterer ist nach Goldbrunner & Kolb (1997a) auf marine Porenwässer zurückzuführen (Tab. 97, Teil 2).

Die artesische Tiefbohrung Thermal Nord 1 (Abb. 54) wurde ca. 960 m nördlich von Thermal Süd 1 im Nahbereich des normal abschiebenden Mailberger Bruches auf der Hochscholle angesetzt (Goldbrunner & Kolb, 1997a). Die Mächtigkeitsunterschiede der stratigrafischen Horizonte weisen darauf hin, dass die Hauptabsenkung des Mailberger Bruches im Ottnangium stattfand. Die Altenmarkter Schichten (Oberjura) befinden sich hier mit einer Mächtigkeit von 322,7 m in einer Tiefe von 1.125,3 bis 1.448 m unter GOK. Dabei wurden 19 Kluftwasser führende Horizonte (Gesamtmächtigkeit von 33 m) im offenen Bohrlochabschnitt ab 1.122,5 m unter GOK angetroffen. Im Zuge eines Pumpversuches ergab sich bei einer Förderrate von ca. 10 l/s eine Absenkung von rund 90 m unter GOK. Der freie Überlauf von Thermal Nord beträgt etwa 4 l/s bei einer Auslauftemperatur von 42° C. Durch einen hydraulischen Test konnte für den sondenfernen Bereich eine Transmissivität von 1,28 x 10^{-3} m^2/s (k_f = 3,87 x 10^{-5} m/s) bestimmt werden. Hydrochemisch handelt es sich bei dem 42° C warmen und frei auslaufenden Thermalwasser um ei-

nen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 10.300 mg/l. Obwohl die Gesamtmineralisation, als auch die Konzentrationen der meisten Spurenelemente im Vergleich zu Thermal Süd 1 deutlich geringer sind, liegt die Konzentration von Fluorid etwas höher, nämlich bei 6,9 mg/l (4,5 mg/l bei Thermal Süd 1, „Malm“) (Tab. 97, Teil 2). Goldbrunner & Kolb (1997a) nehmen aufgrund der Isotopenanalysen von Deuterium und Sauerstoff-18 an, dass es sich um eine Mischung von Formations- und meteorischen Wässern handelt. Für die Formationswasserkomponente wird von den Autoren ein Anteil von ca. 50 % angenommen. Abschließend ist ein hoher Gehalt an Radium (3,33 Bq/l) zu erwähnen, der eine Aufbereitung des Wassers erfordert (Tab. 100, Teil 2).

4.2 Nördliche Kalkalpen

4.2.1 **Salzerbad** (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die salzhaltigen Quellen von Salzerbad waren bereits den Römern bekannt (Diem, 1928). Nach der Neufassung einiger Quellen wurde im Jahr 1884 ein erstes Kurhaus errichtet. Auch finden die Quellen im Bäderbuch von 1928 Erwähnung (Conrad et al., 1928). Nach der Errichtung eines neuen Kurzentrums im Jahr 1986 folgte in den Jahren 1988 bis 1990 die Fassung von vier Quellen. Von diesen werden drei Solequellen (I, III und IV) (Abb. 55) weiterhin für den Therapiebetrieb genutzt und es besteht ein Konsens von 0,7 l/s je Brunnen. Der Gesamtkonsens wurde auf 3.300 m³/Jahr festgelegt und es besteht eine Anerkennung als Heilvorkommen.

Abb. 55.
Lage der Erschließungen von Salzerbad (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Vorkommen von Salzerbad befindet sich nahe dem Grenzbereich der Lunz-Decke im Nordwesten und der Mürzalpen-Decke im Südosten. Nach der geologischen Karte von Moser & Pavlik (2013) ist es an die Werfen-Formation gebunden und es ist ein Kontakt mit dem Haselgebirge (Salz und Gips) anzunehmen (Abb. 56).

Als Einzugsgebiet nimmt Zötl (1993d) umliegende verkarstete triassische Schichtfolgen an. Die heute genutzten Solequellen I, III und IV befinden sich nebeneinander und wurden als ca. 5 m tiefe Schachtbrunnen ausgebaut (Stehlik et al., 1993). Hydrochemisch weisen alle Quellen einen gleichen Natrium-Chlorid-Typ auf, doch die Feststoffsummen variieren von 14,9 bis 21,6 g/l. Von den Spurenstoffen sind die hohen Konzentrationen von Strontium (9,6 bis 13,8 mg/l) und Bromid (1,58 bis 2,47 mg/l) auffällig (Tab. 97, Teil 2). Bei allen Quellen wurde im Jahr 1991 Tritium nachgewiesen (12,0 bis 16,4 TU), wobei höhere Tritiumgehalte mit niedrigeren Feststoffsummen einhergehen. Dementsprechend ist von einer Beeinflussung oberflächennaher Wässer auszugehen (Tab. 100, Teil 2).

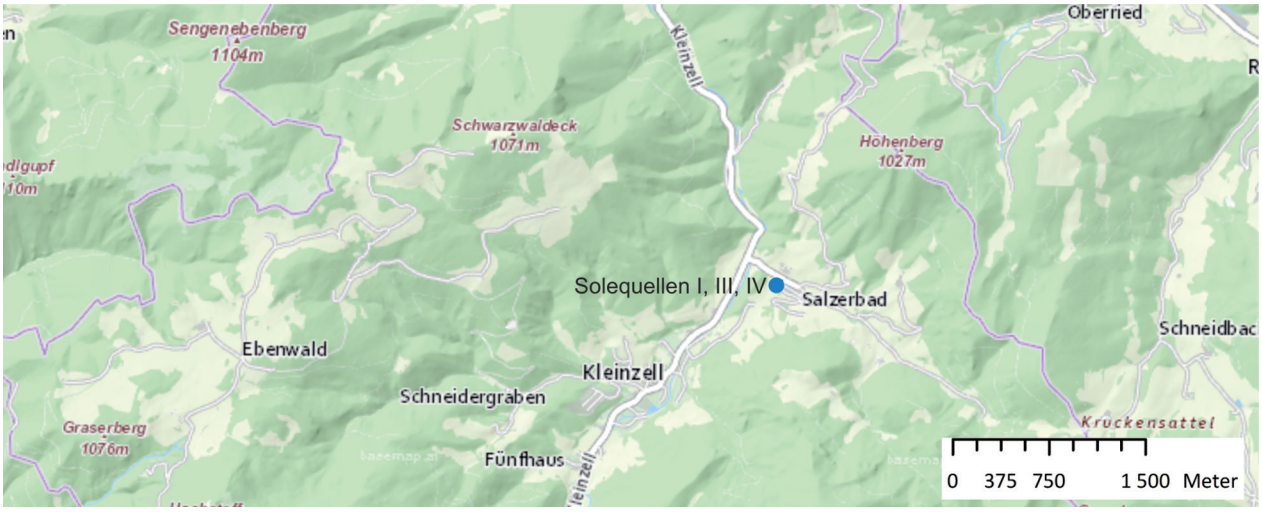
4.3 Bucklige Welt

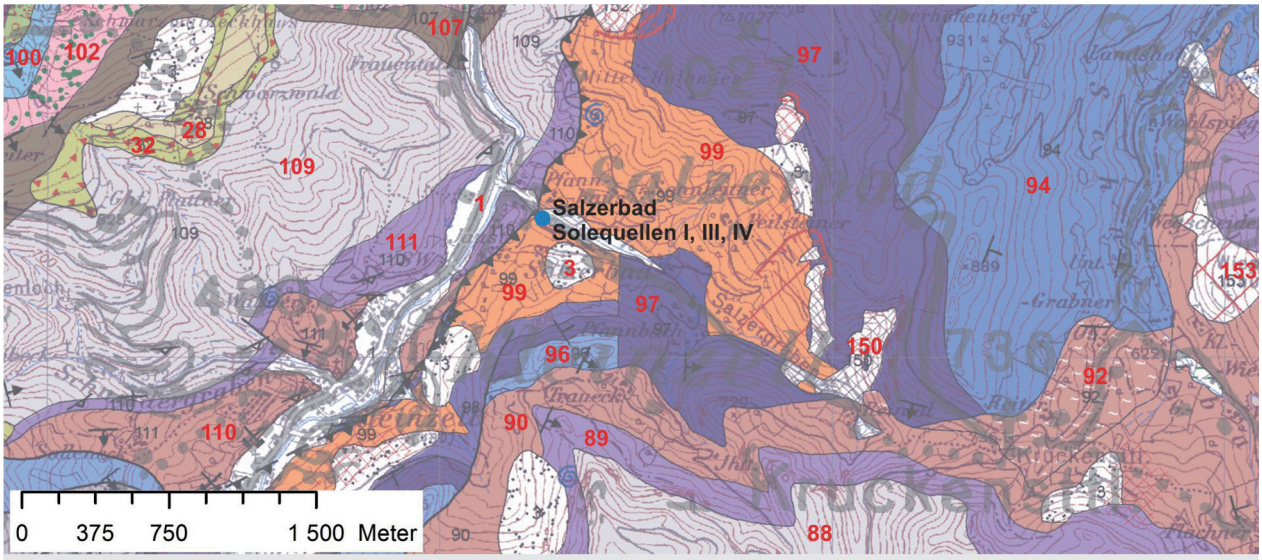
4.3.1 **Maltern** (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Doris-Quelle (Quelle II) (Abb. 57) wurde auf Initiative der Gemeinde in den Jahren 1986/1987 abgeteuft und als Wasserentnahmestelle ausgebaut (Meyer, 2008). Als maximale Förderrate führt der Autor in einem Konsensansuchen 3 l/s an. Gegenwärtig besteht jedoch keine Nutzung. In einer Entfernung von ca. 700 m in Richtung Südwesten, nahe der burgenländischen Landesgrenze, wurde im Jahr 2009 die Tiefbohrung Anna-Quelle (Quelle I) abgeteuft (Kaszoni, 2012)





Quartär
1 Talalluvion
3 Hangschutt
8 Sinterkalk
150 Schuttfächer
153 Versackte Masse, Sackung, Talzuschub

Gosau-Gruppe
28 Nierentaler Schichten (bunte Kalkmergel, Brekzien, Sandstein; Campanium)
32 Basale Dolomitbrekzie (Campanium)

Tirolisch-Norisches Deckensystem
Reisalpen-Decke
88 Hauptdolomit (Oberstes Karnium-Norium)
89 Opponitzer Kalk und Dolomit (Karnium)
90 Lunzer Schichten (Karnium)
92 Trachyeras-Schiefer (schwarze dünnblattrige Kalkschiefer; Karnium)
94 Übergangsfazies zwischen Wetterstein- und Reiflinger Kalk (Ladinium)
96 Reifling-Formation (Oberes Oberanisium-Unterstes Karnium)
97 Gutensteiner und Reiflinger Kalk (Anisium-Ladinium)
99 Werfen-Formation (Untertrias)

Bajuvarisches Deckensystem
Lunzer Decke
100 Ammergau-Formation (Kimmeridgium-Valanginium)
102 Hornsteinkalk (Mitteljura-Oberjura)
107 Kössen-Formation (Oberes Norium-Rhaetium)
109 Hauptdolomit (Oberstes Karnium-Norium)
110 Opponitzer Kalk und Dolomit (Karnium)
111 Lunzer Schichten (Karnium)

Abb. 56.
Geologischer Überblick vom Raum Salzerbad. Geologie nach Moser & Pavlik (2013).

(Abb. 57). Derzeit besteht die Möglichkeit zur freien Entnahme des Wassers. Seit 2013 besitzen beide Quellen eine Anerkennung als Heilvorkommen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Maltern befindet sich im Tauchenbachtal nahe der Landesgrenze zum Burgenland. Hier bildet das penninische Bernstein-Fenster gegen Osten die Basis. Überlagert wird dieses vom kristallinen Basement der Wechsel-Decke (Unterostalpin) und dem oberostalpinen „Grobgneis“. Bedingt durch die angrenzenden Deckengrenzen und tektonische Beanspruchung sind die lokalen geologischen Verhältnisse als komplex einzustufen. Lithologisch sind für das Fenster von Bernstein im Bereich von Maltern nach der geologischen Karte von Herrmann & Pahr (1982) das Auftreten von Rauwacke, Serpentinit, Grünschiefer, Kalkphyllit und Serizitkalkschiefer zu erwähnen. Die Wechsel-Decke weist lokal unterschiedliche Gneise und Amphibolit auf. Hinsichtlich der Tektonik folgt das Tauchenbachtal nach Kollmann (2000) der Tauchental-Störung und es treten postvulkanische Erscheinungen auf. Dies zeigt die Führung von Kohlenstoffdioxid in den Wässern der infolge beschriebenen Bohrungen.

Die Doris-Quelle wurde bis auf 92 m abgeteuft (Kaszoni & Schweighardt, 2012). Hierbei wurden zunächst 7,35 m mächtige quartäre Kiese und Sande angetroffen (Meyer, 2008). Darunter folgten bis 21,0 m verwitterte Gneise der Wechsel-Decke und bis 47,9 m schloss eine ebenfalls verwitterte und mylonitisierte Zone mit „Grüngesteinen“ (u.a. Grünschiefer- und Amphibolitkomponenten) an. Erst eine geringmächtige rote Tonlage erwies sich danach als Übergang zum unverwitterten Grundgebirge (ab 47,6 m). Bis 54 m folgte anschließend ein Bereich mit Gneis, Amphibolit und Grünschiefer, bevor ein Bereich von mechanisch zerlegter Rauwacke auftrat. Bis zur Endteufe verblieb die Bohrung anschließend ab 61 m jedoch im Aplitgneis der Wech-

Abb. 57.
Lage der Erschließungen von Maltern (Datenquelle: basemap.at).

sel-Decke. In diesem wurde eine Kluftgrundwasserführung angetroffen, die mit Filterstrecken von 71 bis 76 m und von 78 bis 91 m erfasst wurde (Kaszoni & Schweighardt, 2012). Der Ruhewasserspiegel liegt bei ca. 0,3 m über GOK. Zudem soll sich bei einer Entnahmemenge von 3 l/s ein Beharrungszustand bei ca. 28 m unter GOK einstellen (Meyer, 2008). Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.098 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid liegt bei 580 mg/l. Erwähnenswert sind die erhöhten Konzentrationen von Eisen (2,5 mg/l), Strontium (3,4 mg/l), Lithium (0,37 mg/l), Nickel (25 µg/l) und Antimon (12 µg/l) (Tab. 97, Teil 2). Sauerstoff-18 (-9,64 ‰) und Deuterium (-69,4 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, zudem wurde Tritium mit 2,2 TU nachgewiesen. Das frei aufsteigende Gas setzt sich zu 64,8 Vol.-% aus Stickstoff, zu 35,1 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid und zu 0,1 Vol.-% aus Sauerstoff zusammen (Kaszoni & Schweighardt, 2012). Zudem beträgt das Gas/Wasser-Verhältnis 1:14 und die Gasschüttung liegt bei 10 ml/s. Die Konzentrationen von Radon-222 und Radium-226 liegen bei 8 und 0,27 Bq/l (Tab. 100, Teil 2).

Die Anna-Quelle wurde tiefer auf 132 m niedergebracht (Ringhofer & Baldinger, 2009). Da die Bohrung von 108 m bis zur Endteufe einbrach, konnte diese Strecke nicht ausgebaut werden. Die Filterstrecke wurde von 78 bis 108 m gesetzt und erfasst eine Kluftwasserführung in tektonisch beanspruchten Amphiboliten und Amphibolit/Gneis-Wechsellagen. Für den Ruhewasserspiegel gibt Kaszoni (2012) einen Wert von ca. 1,8 m über Gelände an. Bei einem Pumpversuch im Jahr 2009 zeigte sich bei einer Förderleistung von 3 l/s (476 h Dauer) ein Beharrungszustand bei ca. 24 m unter GOK. Hydrochemisch handelt es sich um einen Magnesium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 3.900 mg/l und 1.188 mg/l an freiem Kohlenstoffdioxid. Somit unterscheiden sich die Wässer der beiden Tiefbohrungen beachtlich. Besonders hervorzuheben sind der hohe Gehalt an Magnesium (369,7 mg/l), aber auch die Konzentrationen von Eisen (1,3 mg/l), Strontium (5,1 mg/l), Lithium (700,78 µg/l), Nickel (42 µg/l) und Kieselsäure (114,1 mg/l) (Tab. 97, Teil 2). Die Werte von Sauerstoff-18 (-9,62 ‰) und Deuterium (-69,3 ‰) lassen ähnlich wie bei der Doris-Quelle auf einen meteorischen Ursprung des Wassers schließen und auch hier konnte Tritium (0,9 TU) in geringen Spuren nachgewiesen werden. Das frei aufsteigende Gas besteht zu 74,6 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid und erst untergeordnet aus Stickstoff (24,1 Vol.-%) (Kaszoni, 2012). Zudem beträgt das Wasser/Gas-Verhältnis 12:1 und die Gasschüttung ca. 0,66 ml/s. Die Werte von Radon-222 und Radium-226 liegen bei 18 und 0,29 Bq/l (Tab. 100, Teil 2).

4.3.2 **Bad Schönau** (H)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Zuge einer auf Kohle abgeteuften Untersuchungsbohrung, Bad Schönau I, traf man in den Jahren 1913 bis 1914 unbeabsichtigt auf das subthermale Wasser mit besonderen Inhaltsstoffen und Kohlenstoffdioxidvorkommen von Bad Schönau (Kriegl et al., 2000). Bis 1950 wurde dieses Wasser ausschließlich für ein privates Schwimmbad genutzt, ab 1951 wurden zusätzlich Kohlensäurebäder angeboten. Da die Bohrung zu diesem Zeitpunkt bereits Schäden aufwies und der Kurbetrieb expandierte, wurde Anfang der 1950er Jahre eine Neuerschließung in Erwägung gezogen. In der Folge konnte Bad Schönau II in unmittelbarer Nähe (10 m) im Jahr 1961 erfolgreich niedergebracht werden. Aufgrund der geringen Schüttung von Bad Schönau II und den in den Jahren 1962/1963 missglückten Arbeiten zur Steigerung der Schüttung bei Bad Schönau I, wurde eine weitere Erschließung angedacht (Abb. 58). So erfolgte 1968 die Abteufung von Bad Schönau III.

Abb. 58.
Lage der aktuellen und ehemaligen Erschließungen von Bad Schönau (Datenquelle: basemap.at).

Für diese Bohrung besteht eine Anerkennung als Heilvorkommen. Zur weiteren Sicherstellung der Gas- und Mineralwasserversorgung erfolgte 2001 die Niederbringung von Bad Schönau IV. Die Bohrung wurde im Jahr 2003 als Heilvorkommen anerkannt. Gegenwärtig werden die Kurbetriebe mit dem Wasser von Bohrung III und IV versorgt (Kriegl & Goldbrunner, 2012).

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge der Bohrung Bad Schönau IV beträgt 0,3 l/s bzw. 26 m³/Tag und 9.490 m³/Jahr. Dies entspricht der maximal möglichen Dauerentnahme für das artesisch gespannte Vorkommen. Neben dem Wasser werden rund 2,5 l/s Kohlenstoffdioxid gefördert. Für die Bohrung Bad Schönau III 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.

Hydrogeologie und Hydrochemie

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

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

Nach Goldbrunner (1993d) ist das auftretende Kohlenstoffdioxid hauptsächlich auf die beschriebene tiefreichende NW–SE streichende Störungszone zurückzuführen. Über diese steigt Kohlenstoffdioxid aus größeren Tiefen der Erdkruste auf.

Bei der bis auf 425,0 m abgeteuften Bohrung Bad Schönau I wurde im Teufenbereich von 240 bis 260 m ein Säuerling angetroffen (Winkler-Hermaden, 1928). Knett (1941) gibt jedoch an, dass die Bohrung lediglich auf 350 m niedergebracht wurde, die nach der Durchörterung von neogenen Sand- und Sandsteinen sowie Tegel und Tonstein im gneisartigen „Urgestein“ verblieb. Kriegl et al. (2000) gehen davon aus, dass die Wasserführung an eine Störungs- und Aufarbeitungszone im Topbereich des Grundgebirges gebunden war. Die Schüttung betrug 0,15 bis 0,40 l/s und die Auslauftemperatur lag bei 15 bis 17° C.

Bad Schönau II wurde in unmittelbarer Nähe (ca. 10 m) zu Bad Schönau I auf eine Tiefe von 285,0 m unter GOK abgeteuft. Kriegl et al. (2000) nehmen eine Neogenunterkante bei ca. 267 m unter GOK an. Zudem dürfte es bei dem von Latzel & Kutscha (1961) bezeichneten „sehr groben Quarzschotter“ im Abschnitt 266,9 bis 285,0 m um permische Metapelite (Unterostalpin) oder pennische Phyllite handeln. Weiters bleibt unklar, ob eine Störungszone durchfahren wurde. Der artesische Überlauf betrug nach Angaben von Latzel & Kutscha (1961)

0,06 l/s und die Kohlenstoffdioxid-Produktion wurde von Scheminzky (1967) mit 1,2 l/s angegeben. Von diesem Autor wurden die Wässer der Bohrungen I und II zudem als hydrochemisch ident beschrieben.

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

Bad Schönau III wurde bis auf eine Endteufe von 435 m niedergebracht (Etschel & Meyer, 1968). Nach wenigen Metern von Quartär folgen bis 250,0 m unter GOK neogene Sedimente (Tone, Schluffe, Konglomerate und Brekzien) (Kriegl & Goldbrunner, 2012). Diese Sedimente werden von den Autoren als nicht Wasser führend eingestuft. Im Liegenden folgen Grünschiefer, Quarzphyllite und Quarzite, die höchstwahrscheinlich mit dem Penninikum zu assoziieren sind. Die Filterstrecken befinden sich zur Gänze im Grundgebirge von 300,5 bis 330,5 m bzw. von 375,0 bis 415,5 m (Etschel & Meyer, 1968). Außerdem konnten von 304,3 bis 435,0 m fünf Wasser führende Störungszonen identifiziert werden. Vermutlich sind von diesen die tiefer gelegenen Störungszonen produktiver (Kriegl & Goldbrunner, 2001). Nach Goldbrunner (1991) betrug die artesische Wasserführung im Jahr 1991 noch ca. 1 l/s. Kriegl & Goldbrunner (2012) erwähnen allerdings einen Rückgang des artesischen Überlaufes von 1,3 l/s (1978) auf 0,72 l/s im Jahr 2011 (auch Rückgang der Gasschüttung). Die Ursache könnte technisch bedingt sein, allerdings ist auch ein schwindendes Mineralwasservorkommen nicht auszuschließen. Eine Beeinflussung durch die neue Bohrung IV wird von den Autoren jedoch ausgeschlossen, da die Entnahmerate bei dieser Bohrung im Vergleich zu Bohrung III deutlich geringer ist. Diesbezüglich ist auf ein Beweissicherungsprogramm, durchgeführt von 28. April 2000 bis 27. September 2001, zu verweisen. Bei diesem konnte in Bad Schönau III keine hydraulische Beeinflussung durch Bad Schönau IV beobachtet werden (Kriegl & Goldbrunner, 2001). Abschließend ist hinzuzufügen, dass die Wassertemperatur im Beobachtungszeitraum 1972 bis 2011 konstant 17 bis 18° C betrug (Stehlik & Pesendorfer, 1972; Kriegl & Goldbrunner, 2012).

Bei Bad Schönau IV wurden bis zur Endteufe von 594 m unter GOK sowohl Sedimente des Quartärs und Neogens, als auch metamorphe Gesteine des penninischen Grundgebirges erbohrt (Kriegl & Goldbrunner, 2001). Die bis auf 184 m unter GOK angetroffene neogene Beckenfüllung umfasst vorwiegend siltige Feinsande und feinsandige Silte. Zudem treten Einschaltungen von bis zu 10 m mächtigen Konglomeraten, eventuell auch Brekzien und Grobsandsteine auf. Die angetroffenen Karbonate, Quarzite und Grünschiefer des Penninikums variieren stark in ihrer Zusammensetzung und es treten lithologische Übergänge auf. Im Bereich von Störungszonen sind die Gesteine Wasser- und Gas führend. Von 200,5 bis 510,0 m unter GOK wurden 13 potenzielle Wasser- bzw. Gas führende Abschnitte festgestellt, die eine Nettomächtigkeit von 18,5 m aufweisen (Kriegl & Goldbrunner, 2001). Die als Gas führend eingestufte Nettomächtigkeit beträgt alleine 11,5 m. Die Förderung erfolgt aus der offenen Bohrlochstrecke ab 388 m bis zur Endteufe, außerdem befinden sich zwischen 198 und 306 m unter GOK einzelne perforierte Abschnitte mit einer Wasser-/Gasführung von ca. 3,5 m. Bei den mächtigsten Wasser führenden Abschnitten handelt es sich um Serizitschiefer in Wechsellagerung mit weißen Kalken und milchigen Quarziten (von 398,5 bis 405,0 m) bzw. um dunkelgraue, geklüftete Kalkschiefer und graue serizitreiche Quarzitschiefer mit grauen kalkigen Zwischenlagen (von 496,0 bis 500,0 m). Bei einem Pumpversuch von 1. März bis 26. März 2001 wurde eine theoretische Gebirgsdurchlässigkeit unter Einbeziehung aller potenziell Wasser führenden Schichten von 1,4 x 10^{-8} m/s bestimmt. Die Sonde lief vor Beginn des Versuchs leicht artesisch (Sondenkopfdruck ca. 1 bar) über. Bei der 604 Stunden andauernden ersten Phase betrug die maximale Absenkung bei einer Förderrate von 0,17 l/s (Gasschüttung: 1,85 l/s) ca. 220 m. Für eine Dauerförderung von 0,3 l/s Wasser wurde eine Gasschüttung von ca. 2 l/s und eine Absenkung von rund 250 m erwartet. Die höchste im Bohrloch gemessene Temperatur betrug ca. 22° C in einer Teufe von 504,0 m, allerdings bestand wahrscheinlich eine Beeinflussung durch die Bohrtätigkeit. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Eisen-Säuerling mit einer Gesamtmineralisation von ca. 7.800 mg/l (Tab. 97, Teil 2).

Auch bei den weiteren drei Bohrungen handelt es sich um denselben hydrochemischen Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 4.700 bis 5.300 mg/l. Im Vergleich zu Bad Schönau III sind ein deutlich höherer Magnesiumgehalt (527,9 mg/l), ein doppelt so hoher Gehalt an Eisen (22 mg/l) und die höhere Mineralisation auffällig (Tab. 97, Teil 2). Die Tritiumgehalte weisen bei Bad Schönau III und IV auf ein Tiefengrundwasser mit Verweilzeiten von deutlich über 50 Jahren hin. Bei Bad Schönau IV wird der hohe Gehalt an Deuterium (-63,3 ‰) im Vergleich zu Sauerstoff-18 (-11,56 ‰) von Kriegl & Goldbrunner (2001) auf den sehr starken Einfluss von Kohlenstoffdioxid zurückgeführt (Tab. 100, Teil 2). Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Kohlenstoffdioxid. Bei Bad Schönau III liegt ein konstantes Gas/Wasser-Verhältnis von ca. 1:1 vor, bei Bad Schönau IV beträgt das Verhältnis ca. 7:1 (Hollensteiner & Hahn, 2001). Für Bad Schönau III ist eine maximale Dauerentnahme von 2,5 l/s Kohlenstoffdioxidgas angegeben (Wasserförderrate von 0,3 l/s) (Foisner, 1998).

4.4 Wiener Becken

4.4.1 Bad Deutsch-Altenburg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasservorkommen von Bad Deutsch-Altenburg (Abb. 59) wurde bereits in der Römerzeit genutzt. Zudem gehen schriftliche Beschreibungen bis auf das Jahr 1634 zurück (Burgerstein, 1882). Von den heutigen Brunnen ist der Kurhausbrunnen mit Abstand am ältesten, so reichen Aufzeichnungen bis 1882 zurück (Küpper et al., 1961). Der Direktionsbrunnen wurde im Jahr 1962 abgeteuft und 1978 erfolgte die Niederbringung des Kaiserbadbrunnens zur Versorgung des Kaiserbades (Heilig, 1980). Seit dem Jahr 1989 sorgt der Schlossbrunnen ebenfalls für eine Nutzwasserreserve (Raber, 1989). Seit 1964 besteht zudem eine Anerkennung als Heilvorkommen. Die übergreifende wasserrechtliche Bewilligung für den Kurbetrieb von Bad Deutsch-Altenburg ist auf 2.703 m^3/Tag festgelegt. Der Schlossbrunnen dient als Hauptversorgung und der Kurhausbrunnen wird derzeit nicht verwendet. Bei allen Brunnen erfolgt die Förderung mit einer Tauchpumpe.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Thermalwässer von Bad Deutsch-Altenburg befinden sich im Nordwesten der Hainburger Berge, einem südwestlichen Ausläufer der Kleinen Karpaten. Die Hainburger Berge bilden einen Horst zwischen den neogenen Absenkungsräumen des Wiener und Pannonischen Beckens und werden von einem nach West- bis Nordwest einfallenden geologischen Komplex aufgebaut, dessen kristalline Basis aus Glimmerschiefern, Gneisen und Graniten besteht (Gangl, 1990). Darüber folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Sequenz aus permischen Porphyroiden, „permoskythischen“ Quarziten und triassischen Karbonaten. Die Vorkommen von Leithakalk (Badenium) um die Hainburger Berge sind Reste einer neogenen Küstenzone. Darüber folgen feinklastische neogene Sedimente. Der zusammenhängende Thermalwasseraquifer besteht aus den verkarsteten mesozoischen Karbonaten (Trias) und dem Leithakalk (Abb. 60). Er wurde vermutlich im jüngeren Würm im Bereich der Donau freigelegt, zum Teil erodiert und in Folge von Sanden und Schottern überlagert. Die Thermalwässer steigen an der Westseite des NW–SE orientierten, aus triassischen Karbonaten bestehenden Karbonatsporns des Kirchberges auf. Das Einzugsgebiet umfasst die angrenzenden Tatriden bzw. das Zentralalpin sowie die beckenrandnahen neogenen Sedimente am Ostrand des südlichen Wiener Beckens (Wessely, 1983). Vermutlich gehören jedoch die Karbonate der Borinka- und Devín-Einheit in den Kleinen Karpaten ebenfalls zu dem Einzugsgebiet (Schubert, 2012). Der gesamte Abfluss des Thermalwassers wird auf mehrere Zehnerliter geschätzt und die mittlere Temperatur des Aufstiegsbereiches liegt bei über 25° C (Gangl, 1990). Eine genaue Quantifizierung ist jedoch nicht möglich, da ein signifikanter Anteil des temperierten Wassers in den im Hangenden folgenden Porenaquifer bzw. sogar direkt in die Donau aufsteigt. Des Weiteren mischen sich zu dem Thermalwasser jüngere Grundwässer der Umgebung zu.

Die Nutzung des Thermalwassers erfolgt durch Brunnen. Der ursprüngliche Kurhausbrunnen, ein Schachtbrunnen, besitzt nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen eine Tiefe von 7,5 m.

Bei dem 20 m tiefen Kaiserbadbrunnen tritt das Thermalwasser von 7,5 bis 17,5 m aus Klüften im Kalk aus (Heilig, 1978). Der Ruhewasserspiegel lag nach der Erschließung bei 5,58 m unter GOK.

Der Direktionsbrunnen wurde nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen bis zu einer Teufe von mindestens 105 m abgeteuft. Der Ruhewasserspiegel lag ursprünglich ebenfalls bei ca. 5,5 m unter GOK (Heilig, 1978).

Abb. 59.
Lage der Erschließungen von Bad Deutsch-Altenburg (Datenquelle: basemap.at).

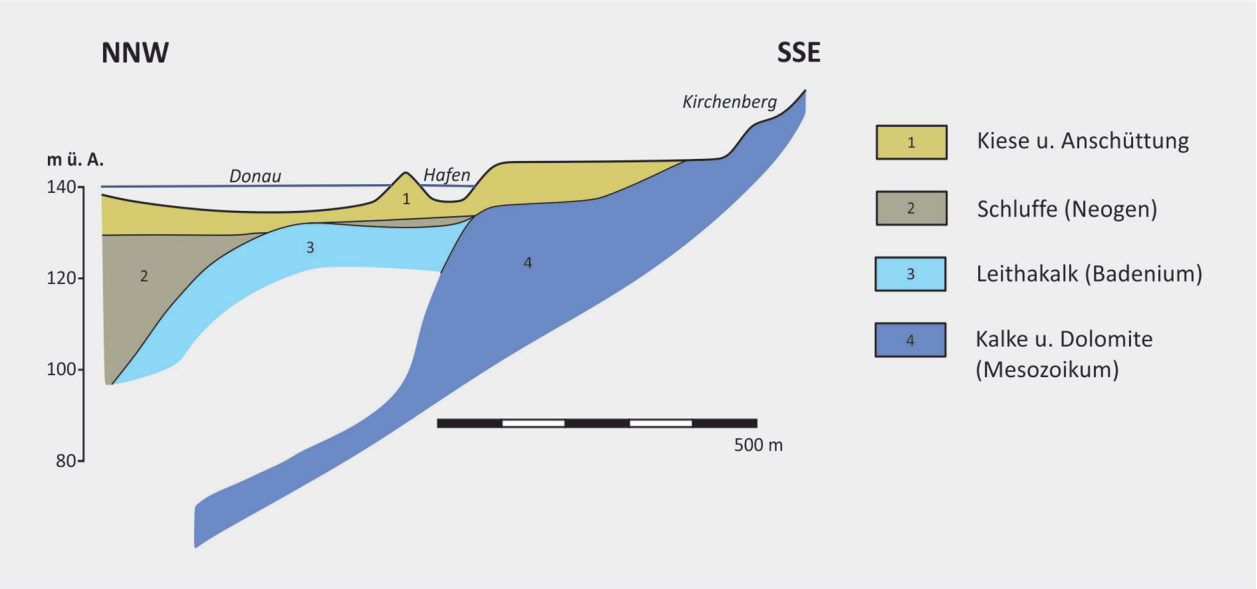


Abb. 60.
Profil von Bad Deutsch-Altenburg (Elster et al., 2016: Abb. 31; verändert nach Gangl, 1990).

Im Zuge der Abteufung des Schlossbrunnens traf man schon in einer Tiefe von 70 m eine sehr ergiebige Thermalwasser führende Kluft an (Raber, 1989). Somit musste die Bohrung nicht bis zur ursprünglich geplanten Bohrtiefe von 170 m niedergebracht werden. Die heutige Filterstrecke befindet sich von 62 bis 68,5 m unter GOK, der Ruhespiegel lag anfangs bei ca. 3,6 m unter GOK (Pestal, 1989).

Hydrochemisch weisen die Wässer einen Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogencarbonat-(Sulfat)-Typ auf (Tab. 98, Teil 2). Die vorliegenden hydrochemischen Analysen weisen deutliche Unterschiede auf, diese sind auf variierende Beimischungen von oberflächennahen Wässern (bedingt durch Niederschläge) zurückzuführen. Es handelt sich nach Gangl (1990) um ein Mischwasser, bestehend aus drei Komponenten: Das kalte Karstwasser mit geringer Verweilzeit, das normale Grundwasser mit einer mittleren Verweilzeit von mehreren Jahren und das Thermalwasser mit einem kaltzeitlichen Alter. Auffallend sind der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid (322 mg/l) sowie der Iodgehalt (ca. 1 mg/l), der auf den Kontakt mit Erdölbegleitwässern zurückzuführen sein könnte. Auch Strontium (6,8 mg/l) und Bromid (3,6 mg/l) gehen auf diese Komponente zurück. Die Konzentration von zweiwertigem Schwefel (ca. 50,0 bis 80,0 mg/l) weist laut Hacker & Zötl (1993a) auf einen Kontakt mit einem Anhydritkörper (Mittel- bis Obertrias) hin. Dies wird auch durch den Sulfatgehalt belegt, obwohl die Analysen starke Schwankungen (192,3 bis 657,2 mg/l) aufweisen. Der erwähnte Gehalt an zweiwertigem Schwefel und Hydrogensulfid (14,5 bis 26,5 mg/l) könnten auf eine Sulfatreduktion zurückzuführen sein. Die Konzentration von Ammonium (2,1 bis 2,9 mg/l) ist mit anaeroben Bedingungen einer Grundwasserkomponente zu erklären (Tab. 98, Teil 2). Die Auswertung einer Isotopenbeprobung der Geologischen Bundesanstalt vom 2. August 2011 ergab beim Schlossbrunnen ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 2.700 +/- 200 Jahren, allerdings ist nochmals anzumerken, dass die beteiligten Grundwasserkomponenten sehr unterschiedliche Alter aufweisen. Abschließend ist festzuhalten, dass die frei aufsteigenden Quellgase zu 68,6 Vol.-% aus Stickstoff und zu 27 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid bestehen (Hacker & Zötl, 1993a).

4.4.2 **Bad Pirawarth** (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Historische Beschreibungen von Quellen mit Heilwirkung reichen im Raum Bad Pirawarth bis in das 12. Jahrhundert zurück (Berger, 2004). Vom 18. bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts bestand ein Kurbetrieb, dessen Heilwirkung auf eisenreiche, nicht höher temperierte (< 15° C) Mineralwässer und Kohlensäurebäder beruhte. Nach Bemühungen der Gemeinde um eine Wiederaufnahme des Kurbetriebes wurde im Jahr 1989 die Neue Parkquelle abgeteuft (Abb. 61). Mit der im Jahr 1996 abgeteuften Tiefbohrung Thermal 1 (Sophienquelle) wurde die Voraussetzung für den späteren Kurbetrieb geschaffen. Im Jahr 1998 eröffnete ein Kur- und Rehabilitationszentrum und für beide Erschließungen besteht seit 2003 eine Anerkennung als Heilvorkommen. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für Thermal 1 ist auf maximal 0,5 l/s im Dauerbetrieb festgelegt. Aufgrund der hohen Menge an frei aufsteigenden Gasen wird das Thermalwasser zunächst zu einer Entgasungsstation geleitet. Für die frei zugängliche Neue Parkquelle besteht ein Konsens von 4.750 m³/Jahr.

Abb. 61.
Lage der Erschließungen von Bad Pirawarth (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Bad Pirawarth befindet sich im nördlichen Wiener Becken in einem Hochschollenbereich (Mistelbacher Hochscholle), nahe dem NE–SW streichenden Pirawarth-Hochleiten-Bruchsystem (Berger, 2004). Dieses stellt einen Teil des Steinberg-Bruchsystems dar. An der Basis des lokalen Beckenuntergrundes befindet sich die Flyschzone. Die bis auf 997,0 m abgeteufte Tiefbohrung Thermal 1 durchörterte das Neogen (Sarmatium und Badenium) des Wiener Beckens bis zur Flysch-Oberkante (Abb. 62). Die Perforationsstrecke von 797 bis 928 m unter GOK (25 m Nettoperforation) erfasst ein ca. 28° C warmes Formationswasser aus Sand- und Kieshorizonten des Badeniums. Zudem werden aus den Abschnitten 250 bis 500 m (Sandhorizonte im Badenium, eventuell auch im Sarmatium) sowie 700 bis 850 m (Sandhorizonte im Badenium) ebenfalls temperierte Wässer (18 bis 20° C) gefördert. Im Zuge eines Probebetriebs wurden folgende Förderergebnisse erzielt: 0,3 l/s bei einer Absenkung von 70 m unter GOK, 0,75 l/s bei 200 m unter GOK und 0,85 l/s bei 400 m unter GOK. Für den Dauerbetrieb von 0,5 l/s beträgt die

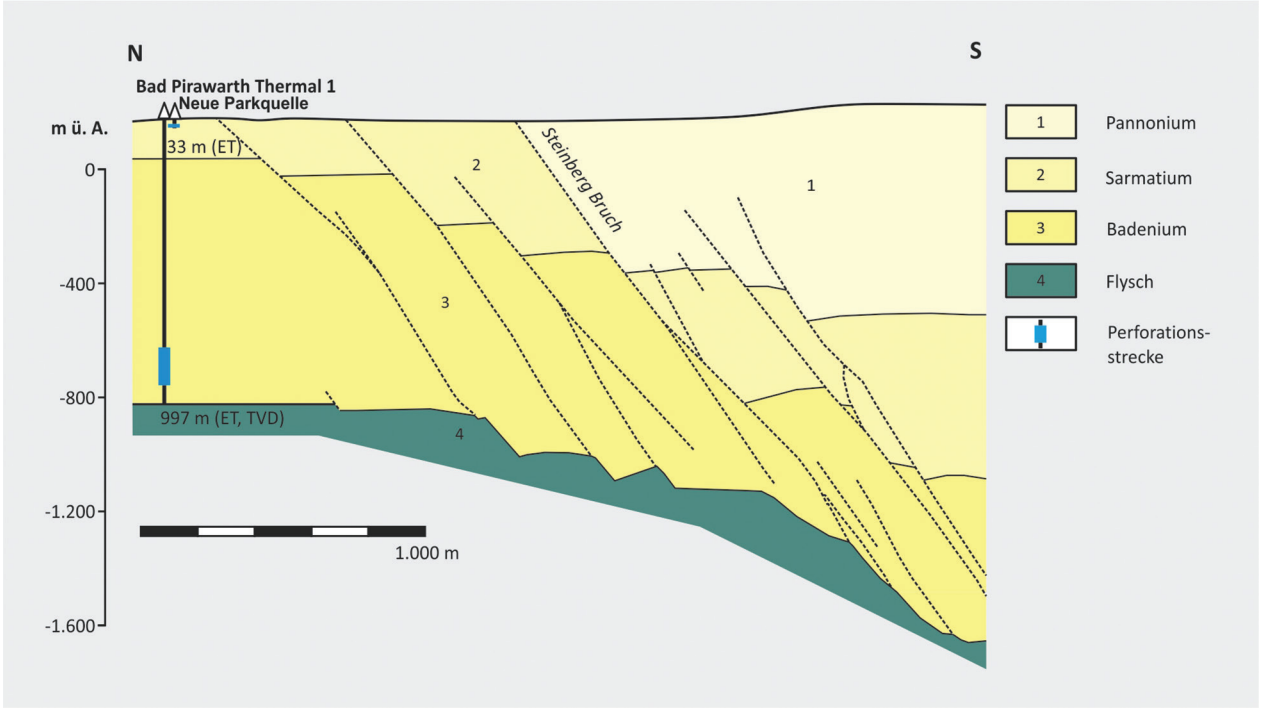


Abb. 62.
Profil von Bad Pirawarth (Elster et al., 2016: Abb. 35; verändert nach Berger, 2004).

Absenkung rund 128 m unter GOK. Bei dem geförderten Thermalwasser handelt es sich hydrochemisch um eine Sole mit einem Kochsalzgehalt von ca. 20 g/l und einem Iodgehalt von 12 mg/l. Auch die Konzentrationen von Bromid (63,5 mg/l), Strontium (28,1 mg/l) und Ammonium (65,9 mg/l) sind auffallend hoch (Tab. 98, Teil 2). Tritium bzw. ein Einfluss von jüngeren Wässern konnte erwartungsgemäß nicht nachgewiesen werden. Die Anreicherung an Sauerstoff-18 (-4,75 ‰) zeigt einen marinen Anteil auf. Für das Formationswasser wurde außerdem ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 36.600 Jahren berechnet, wobei in Berger (2004) bezüglich der angenommenen Kohlenstoff-14-Ausgangskonzentration keine Angabe gemacht wird (Tab. 100, Teil 2). Was die frei aufsteigenden Gase betrifft, so fallen rund 0,7 l/s Gas mit ca. 94 % CH_4 pro Sekundenliter Thermalwasser an, dies ist auf den Einfluss von Ölfeldwässern zurückzuführen. Abschließend sei erwähnt, dass bei Pumpversuchen an den offenen Bohrlochstrecken von 250 bis 500 m und 700 bis 850 m 18 bis 19° C warmes Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Mineralwasser mit 3.500 mg/l bzw. 19,5 bis 20,5° C warmes Iod-Sole-Mineralthermalwasser mit 11.750 mg/l angetroffen wurde.

Nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen geht hervor, dass die Neue Parkquelle bis auf eine Endteufe von 33 m abgeteuft wurde. Ab 14 m wurden 16 m mächtige schluffige Feinsande des Sarmatiums angetroffen, die eine Wasserführung aufwiesen. Dieser Aquifer wird mit einer Filterstrecke von 15 bis 31 m erfasst. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1,5 g/l (Tab. 98, Teil 2). Das Wasser ist nahezu frei von Tritium und eine Kohlenstoff-14-Analyse zeigte ein Alter von ca. 16.000 Jahren, wobei die Kohlenstoff-14-Ausgangskonzentration in den Unterlagen nicht angeführt wurde.

Abb. 63.
Lage der Erschließungen von Wien-Oberlaa (Datenquelle: basemap.at).

4.4.3 **Oberlaa** (H)

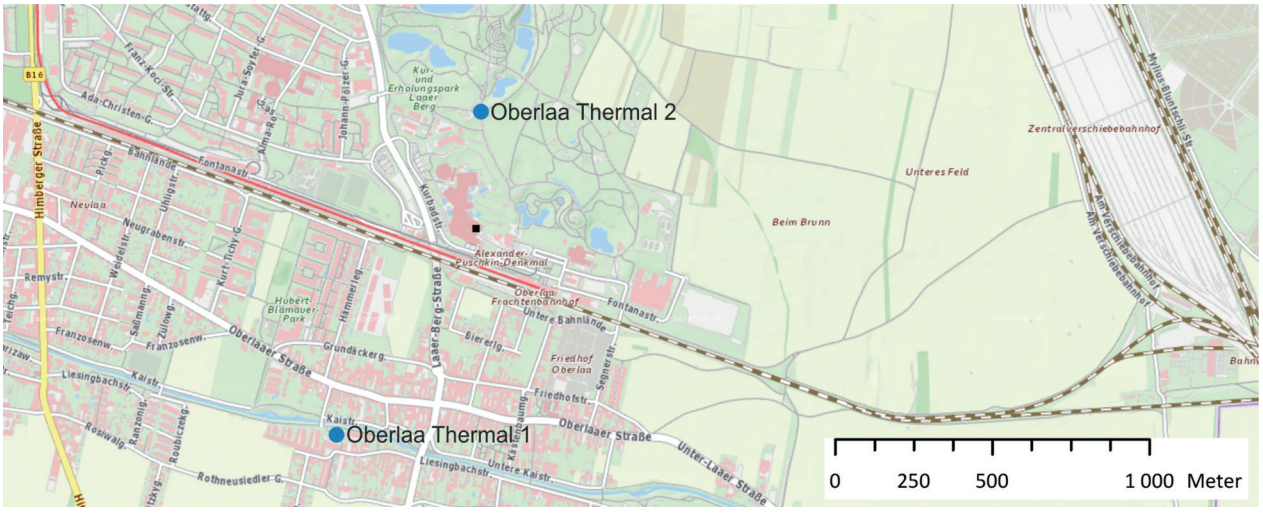
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Schon vor den Bohrungen war das Thermalwasservorkommen von Oberlaa (Abb. 63) bekannt. So konnte im Umkreis der heutigen Therme temperiertes Wasser an Brüchen im Neogen bis zur Oberfläche gelangen. Im Zuge von Kohlenwasserstoffexplorationsarbeiten stieß man in den 1930er Jahren bei der Bohrung Oberlaa 8 auf einen starken Thermalwasserzufluss in einer Tiefe von 363 m (Weber & Wessely, 1993). Aufbauend auf dieser Erkenntnis wurde im Jahr 1965 die Bohrung Thermal 1 in unmittelbarer Nähe abgeteuft. Bereits vier Jahre später wurde eine provisorische Quellenstation gebaut und es konnte mit dem Kurbetrieb begonnen werden. Die Inbetriebnahme des Kurmittelhauses sowie des Thermalbades erfolgten 1974. Im Jahr 1981 erfolgte die Anerkennung des Kurzentrums zur „Kurzone“. Zuletzt wurde 2008 mit dem Bau einer neuen Thermenanlage begonnen. Um den erhöhten Bedarf an Thermalwasser zu decken, wurde hierfür auch die zweite Bohrung, Thermal 2, im Jahr 2009 abgeteuft. Für Thermal 1 besteht eine wasserrechtliche Bewilligung im Höchstausmaß von 32 l/s. Der Konsens für Thermal 2 ist auf maximal 30 l/s (2.592 m^3/Tag; 946.080 m^3/Jahr) festgesetzt. Aufgrund des artesischen Aufstiegs ist eine Pumpvorrichtung bei beiden Bohrungen nicht notwendig.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Thermalwasser gehört einem weitläufigen Zirkulationssystem am westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens und im angrenzenden Beckenuntergrund an. Strukturell betrachtet, befindet sich Oberlaa im Bereich einer Hochzone (Oberlaaer Hoch) eines kalkalpinen Untergrundrückens, dessen Scheitel bis auf wenige hundert Meter an die Oberfläche heranreicht (Weber & Wessely, 1993) (Abb. 64). Das NNE–SSW verlaufende Leopoldsdorfer Bruchsystem im Nordosten von Oberlaa schneidet das Hoch abrupt ab. Das Bruchsystem



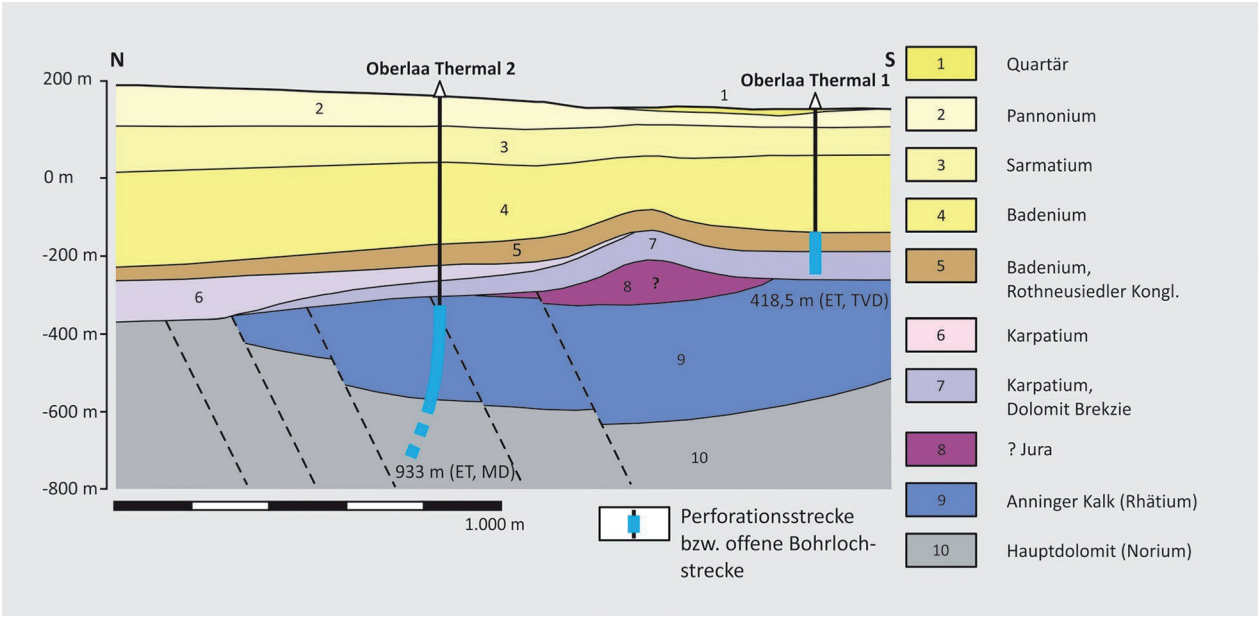


Abb. 64.
Profil von Oberlaa (Elster et al., 2016: Abb. 38; verändert nach Schmid & Wessely, 2009).

wirkt stauend und in der Folge wird der von Südwesten kommende Tiefenstrom zum Aufstieg und zur Rückzirkulation gezwungen. Des Weiteren wirken die Werfener Schichten der Göller-Decke und die Sedimentgesteine der Gießhübler Schichten (Paläogen bis Oberkreide) an der Flanke im Nordwesten des Zirkulationssystems ebenfalls abdichtend. Der Thermalwasseraquifer besteht lokal aus dem Rothneusiedler Konglomerat (Badenium), dem Anningerkalk (Rhätium) und Hauptdolomit (Norium). Bei der bis 418,5 m tiefen Bohrung Thermal 1 erfolgen die ergiebigsten Wasserzuflüsse aus dem Rothneusiedler Konglomerat. Dieses weist wechselnde Porositäten auf, enthält jedoch keine stauenden Schichten. Die Mergel im Hangenden des Aquifers (Pannonium bis Badenium) wirken als Dichtebarriere. Ursprünglich betrug die artesische Schüttung 40 l/s und hatte eine Auslauftemperatur von 53° C. Der Lagerstättendruck betrug in einer Teufe von 353 m 44,1 atm bzw. 46,2 atm bei 374 m (Weber, 1993). Bei einem Langzeitauslaufversuch von Februar bis Mai 2010 wurden Fließdruckbedingungen von 23,1 bis 30,7 mbar (die Variationen sind auf Unterschiede in der Gasführung zurückzuführen) festgestellt. Die artesische Schüttung betrug in diesem Zeitraum ca. 28,5 l/s und die Auslauftemperatur lag bei rund 54,5° C (Schmid et al., 2010).

Der Ansatzpunkt der bis auf 933 m (MD) abgeteuften Thermalwasserbohrung Thermal 2 befindet sich ca. 1 km nördlich von Thermal 1 und liegt um ca. 32 m höher (Schmid et al., 2010). Ab 500 m wurde die Bohrung abgelenkt (zunächst 50° NE, später 20° NNE bei 930 m). Die offene Bohrlochstrecke befindet sich zwischen 559 m (MD) und der Endteufe und erfasst Thermalwasser aus dem Anningerkalk und dem Plattenkalk/Hauptdolomit. Letzterer agiert zwischen 850 bis 873 m als Hauptträger des Thermalwassers. Im Zuge eines Auslaufversuches von März bis Mai 2010 wurde ein Schließdruck von 6,2 bar ermittelt. Zudem wurde ein Durchlässigkeitswert von 1,47 x 10^{-5} m/s bestimmt. Mit geophysikalischen Bohrlochmethoden wurden bevorzugte Zustrombereiche festgestellt, die eine Reduktion auf 10 % der Gesamtmächtigkeit bedeuten. Ein resultierender kf-Wert von 3,38 x 10^{-1} m/s wird jedoch von den Autoren hinterfragt. Außerdem betrug die Auslauftemperatur bei einem freien Überlauf von ca. 28 l/s rund 47° C.

Die Thermalwasserbohrungen von Oberlaa weisen einen schwefelhaltigen Natrium-Calcium-Sulfat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 3.600 mg/l und Auslauftemperaturen von ca. 47° C (Thermal 2) bzw. rund 53,8° C (Thermal 1) auf (Tab. 98, Teil 2). Prinzipiell zeigen die Thermalwässer beider Bohrungen keine wesentlichen Unterschiede. Allerdings weist Thermal 2 einen deutlich höheren Gehalt an Gesamtschwefel (ca. 139 mg/l; Thermal 1 < 21 mg/l) sowie an flüchtigen gelösten organischen Bestandteilen (Thermal 2: DOC 7,5 mg/l; Thermal 1: 0,17 mg/l) auf (Eichinger et al., 2009b). Bei Thermal 1 liegt der Sulfatgehalt etwas höher, wobei im Nutzungszeitraum von mehreren Jahrzehnten der Gesamtschwefelanteil zurückgegangen bzw. der Sulfatanteil gestiegen ist (Eichinger et al., 2009a). Zusammenfassend ist eine Reduktion von Sulfat zu Sulfid zu beobachten, die mit dem Abbau von organischem Material aus den Kohlenwasserstoff führenden Sedimenten der Trias und des Jura in Verbindung gebracht werden kann. Was die Herkunft des Sulfates betrifft, so deutet eine Schwefel-34-Signatur von 27,7 ‰ auf ein Salinar der höheren Untertrias hin (Götzl et al., 2012) (Tab. 100, Teil 2). Erwähnenswert ist der hohe Gehalt an Kieselsäure (> 40 mg/l), der mit einer tiefen Thermalwasserzirkulation zu erklären ist (Tab. 98,

Teil 2). Werte von Sauerstoff-18 (-12,88 ‰) und Deuterium (-93,6 ‰) lassen auf eine vorwiegend vadose Neubildung des Grundwassers unter kaltzeitlichen Bedingungen schließen. Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist eine Beeinflussung durch jüngere Wässer erwartungsgemäß auszuschließen (Tab. 100, Teil 2). Die Gasgehalte zeigen bei Thermal 2 wesentlich höhere Gehalte an Schwefelwasserstoff und Methan an, Stickstoff und Kohlenstoffdioxid sind hingegen vergleichbar. Außerdem ist Sauerstoff aufgrund der reduzierenden Verhältnisse nicht nachweisbar.

4.4.4 **Baden** (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Baden zählt zu einem der ältesten Kurorte Europas. Bereits im 1. Jahrhundert n. Chr. nutzten die Römer die schwefelhaltigen Thermalquellen (Conrad et al., 1928). Anschließend verfielen sie im Mittelalter und erst im 11. Jahrhundert entstanden neue Bäder. Von der schüttungsstärksten aller Quellen, der Marienquelle, ist eine Fassung aus dem Jahr 1925 genauer dokumentiert (Abb. 65). Aufgrund eines starken Rückganges der Ergiebigkeit, es hatten sich Nebenaustritte gebildet, musste die Quellfassung 1965 erneuert werden (Kaiser, 2000). Im September 1986 wurde in unmittelbarer Nähe zu der Josefsquelle mit den Bohrarbeiten für die Josefsquelle Bohrung 1 begonnen (Stadtbauamt Baden, 1987). Ziel war die Erschließung von Oberflächenwasser unbeeinflusstem Thermalwasser. Zudem war die Ergiebigkeit der Marienquelle zu diesem Zeitpunkt aufgrund von Nebenaustritten abermals zurückgegangen. Mit der Bohrung sollte auch die zukünftige Versorgung der Stadt mit Thermalwasser gewährleistet werden. Da man sich mit der Fördermenge nicht zufrieden stellte, wurde im darauffolgenden Jahr die zweite Bohrung (Bohrung 2) niedergebracht.

Der Gesamtkonsens der Heilquellen von Baden ist auf 106 l/s festgelegt. Die bewilligte Entnahmemenge für die Hauptquellen Josefsquelle Bohrung 1, Marienquelle und Römerquelle beträgt 62 l/s. Sie versorgen die Einrichtungen der Kurstadt Baden mit schwefelhaltigem Thermalwasser. Eine detaillierte Übersicht über die 15 gefassten Thermalwasseraustritte in Baden befindet sich in Tabelle 34. Die tatsächliche Ergiebigkeit aller Quellen und Bohrungen beträgt rund 30 bis 50 l/s und ist stark von der Förderrate der Bohrbrunnen abhängig. Die Auslauftemperaturen liegen bei ca. 23 bis 35° C.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Thermalquellen von Baden befinden sich am westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens. Hier taucht der Mittelabschnitt der als Thermalaquifer agierenden Göller-Decke (Tirolisch-Norisches Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen) unter die neogene Beckenfüllung. Die Ursache für das Auftreten der Thermalquellen von Baden ist ein weitläufiges hydrodynamisches Zirkulationssystem am westlichen Rand und im randnahen Teil des Beckenuntergrundes. Im Bereich von Baden treten auf einem Gebiet von 600 x 300 m die Thermalquellen vorwiegend aus dem Wettersteindolomit der Rauheneck-Schuppe aus (Wessely et al., 2006). Da die Rauheneck-Schuppe lokal bis zur Oberfläche reicht, kann das gespannte Thermalwasser aufsteigen und es kommt zu den Quellaustritten. Die neogenen Sedimente hingegen agieren prinzipiell als Stauer. So führen Hacker & Zötl (1993b) an, dass Quellaustritte an jenen Stellen auftreten können, wo das Neogen eine Mächtigkeit von weniger als 15 m aufweist. Auch Brüche und Überschiebungen, wie z.B. die Badener Bruchzone, führen zu besseren Durchlässigkeiten, wie bei der Marienquelle ersichtlich ist (Abb. 66). Das Thermalwasser von Baden wird allerdings auch von jüngeren Wässern und kalten Karstwässern beeinflusst. Hacker (1992) beschäftigte sich intensiv mit dem Mischungsverhältnis und kam zu folgender Schlussfolgerung: Bei einem an-

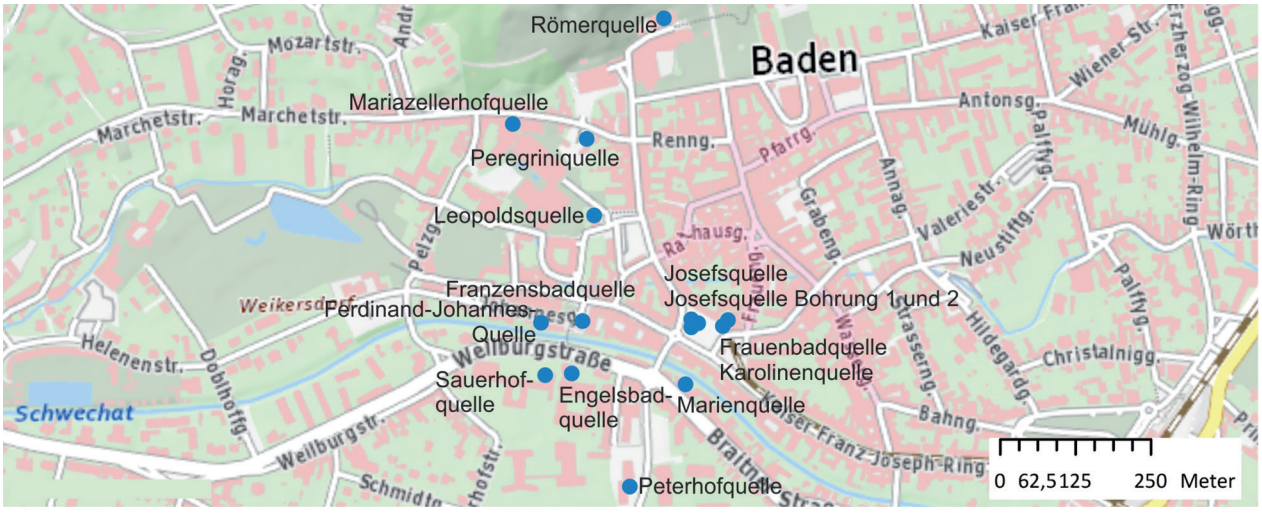


Abb. 65.
Lage der Erschließungen von Baden (Datenquelle: basemap.at).

Bezeichnung	Aktuell genutzt	Anerkennung als Heilquelle	Art der Förderung	Konsens (l/s)	Ergiebigkeit in 2007 (l/s)	Auslauftemperatur in 2007 (° C)
Engelsbadquelle	ja		Pumpbetrieb	3		30,8 bis 33,5
Frauenbadquelle	ja		Pumpbetrieb	3	1,5	34, 5 bis 34,9
Josefsquelle Bohrung 1	ja	ja	Pumpbetrieb und Überlauf	10,0; max. 25	3,7 bis 20	34,5 bis 35,6
Josefsquelle Bohrung 2	ja	ja	Überlauf	5	0,1 bis 0,2	31,4 bis 33,1
Josefsquelle	nein	ja	Überlauf			33,9 bis 35,0
Leopoldsquelle	ja	ja	Überlauf	15	2,3 bis 3	25,8 bis 26,4
Marienquelle	ja	ja	Überlauf	45	18,0, bis 19,2	33,9 bis 34,8
Mariazellerhofquelle	ja	ja	Pumpbetrieb	5		
Römerquelle	ja	ja	Überlauf	7	1,4 bis 1,5	28,6 bis 29,4
Sauerhofquelle	nein		Überlauf	13		27,5 bis 27,8
Peterhofquelle	nein		Überlauf			
Franzensbadquelle	nein				1,1	32,3 bis 32,9
Ferdinand-Johannes-Quelle	nein	ja	Überlauf		2,7	26 bis 26,5
Peregriniquelle	nein	ja	Pumpbetrieb			22,2 bis 22,9
Karolinenquelle	nein	ja	Überlauf		0,2 bis 0,5	33,8 bis 34,3
Gesamt				106		

Tab. 34.
Wasserrechtliche Bewilligungen, Anerkennung, Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Quellen und Brunnen von Baden nach Aufzeichnungen der Gemeinde Baden.

genommenen Thermalwasserabfluss von 100 l/s im Stadtgebiet von Baden stammen 50 l/s von dem thermalen Tiefengrundwasseraquifer, 10 l/s von seichten Karstwässern und 40 l/s von tieferen Karstwässern.

Im Weiteren seien die Fassungen der Hauptquellen beschrieben: Die Fassungskammer der Marienquelle befindet sich rund 10 m unter der Flusssohle der Schwechat direkt am Gestein. Die Schüttung ist im Vergleich zu den im Jahr 1965 gemessenen 65 l/s aufgrund von Nebenaustritten stark zurückgegangen (Kaiser, 2000). Nichtsdestotrotz handelt es sich bei der Marienquelle weiterhin um die ergiebigste Quelle. Die heutige Römerquelle, ehemals Ursprungsquelle genannt, entspringt am Fuß des Kalvarienberges aus erweiterten Klüften im Wettersteindolomit und ist durch einen ca. 25 m langen Felsstollen zugängig (Stadtbauamt Baden, 1978) (Abb. 67). Der Quellmund mit der Hauptspalte befindet sich ca. 3,5 m unter dem Wasserspiegel (Klenner & Kaszoni, 2005). Die Josefsquelle Bohrung 1 wurde anfangs auf 230 m abgeteuft und es wurden Thermalwasser führende Klüfte in ca. 53 und 198 m Tiefe angetroffen (Stadtbauamt Baden, 1987). Trotz einer im Vergleich zu den Quellen deutlich besseren Wasser-

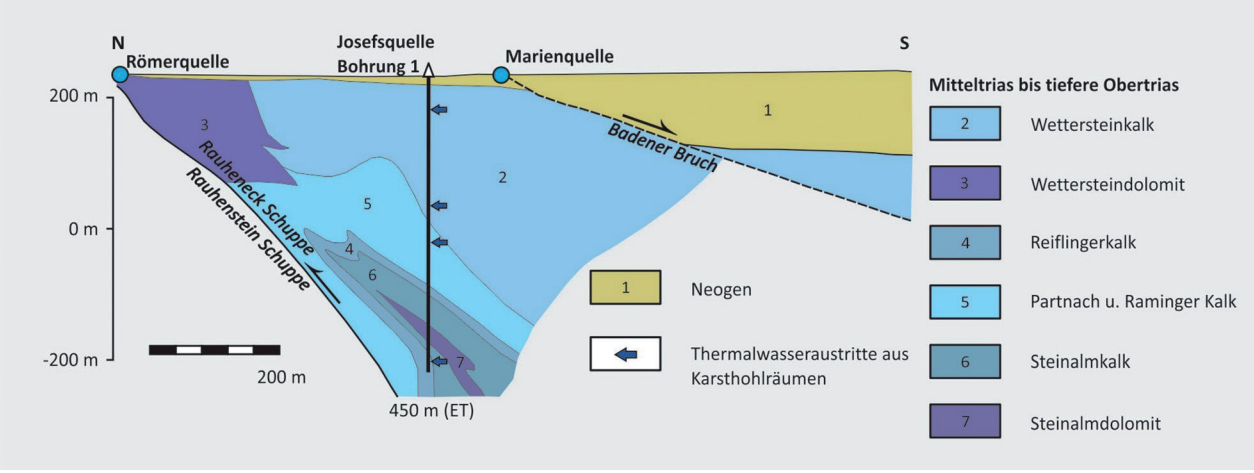


Abb. 66.
Geologisches Profil von Baden (Elster et al., 2016: Abb. 41; verändert nach Wessely in Pestal, 2001).

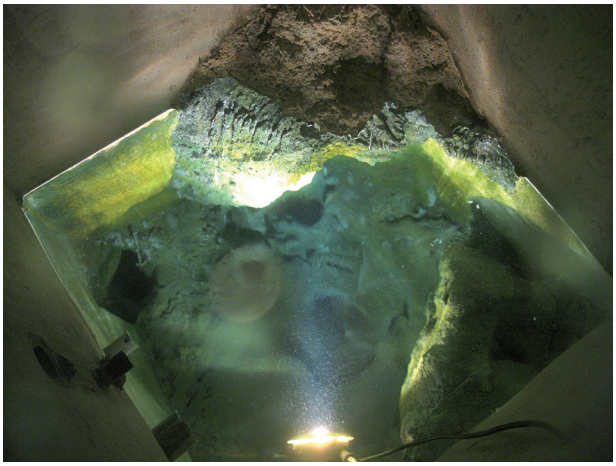


Abb. 67.
Quellspalt der Römerquelle von Baden (Foto: Gerhard Schubert).

qualität zeigte man sich mit der Ergiebigkeit von 8,5 l/s bei einer Absenkung von rund 35 m nicht zufrieden. Deshalb wurde die Bohrung im Jahr 1993 zusätzlich auf 450 m unter GOK vertieft, jedoch anschließend bei 303 m verschlossen (Pestal, 2001). Bei 237 und 292 m konnten zusätzliche Wasserzutritte angetroffen werden. Die meisten Quellen werden durch die Bohrung erheblich beeinflusst.

Hydrochemisch weisen die Thermalwässer einen Calcium-Natrium-Magnesium-Sulfat-Chlorid-Schwefel-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.700 mg/l auf (Tab. 98, Teil 2). Es treten jedoch Durchmischungen mit oberflächennahen Wässern auf. So lagen z.B. im Jahr 2007 die Auslauftemperatur der Peregriniquelle bei ca. 22° C und jene der Marienquelle bei rund 34° C. Der hohe Gehalt an Schwefelwasserstoff (> 5,0 mg/l) ist charakteristisch für das Thermalwasser, somit bestehen Ähnlichkeiten zu dem Vorkommen von Oberlaa. Nach Hacker & Zötl (1993b) kommen als Ursache die Einwirkung des Thermalwassers auf Sulfatvorkommen, der Einfluss von Erdölbegleitwässern und eine mikrobakterielle Reduktion in Frage. Im Falle eines deutlichen Einflusses von Erdölbegleitwässern wären bestimmte Spurenstoffe wie Iodid und Bromid zu erwarten, diese treten nur in sehr geringen Konzentrationen auf. Götzl et al. (2012) nehmen aufgrund der Schwefel-34-Signatur (+23,2 bis +25,5 ‰) für die Herkunft des Sulfats Evaporite aus der höheren Untertrias bis Mitteltrias (Reichenhaller Rauwacke) an. Der Hydrogensulfidgehalt von 8,2 mg/l (Josefsquelle Bohrung 1) deutet allerdings auch auf eine mikrobakterielle Reduktion bzw. reduzierende Bedingungen hin. Was die Verweilzeit betrifft, so ist anzunehmen, dass die Thermalwässer einen hohen Anteil an kaltzeitlichem Wasser aufweisen. Hierfür sprechen Sauerstoff-18-Werte um -11,5 ‰ (Tab. 100, Teil 2) und die Annahme, dass die mittlere Einzugsgebietshöhe zu niedrig für einen entsprechenden Höheneffekt ist (Götzl et al., 2012). Aufgrund der starken Durchmischung gestalten sich Berechnungen zur Verweilzeit schwierig. Hacker (1992) führt für die Quellen ungewichtete Tritium- und Sauerstoff-18-Mittelwerte aus den Jahren 1984/1985 an. Diese liegen zwischen 2,2 und 9,5 TU bzw. zwischen -11,34 bis -11,51 ‰. Aktuellere Tritiumwerte aus dem Jahr 2010 liegen zwischen 1,3 und 2,0 TU (Tab. 100, Teil 2). Außerdem werden Kohlenstoff-14-Modellalter von 4.500 (41,37 % modern, Peregriniquelle) bis 8.300 Jahre (25,16 % modern, Marienquelle) angegeben. Diese erscheinen dem Autor für die Thermalwasserkomponente allerdings als deutlich zu jung. Von Rank (1994) wurde für die Josefsquelle Bohrung 1 ein etwas höheres Kohlenstoff-14-Modellalter von 12.000 Jahren bestimmt.

Vergleicht man die Thermalwässer von Baden mit den anderen der Hochscholle im Westen des südlichen Wiener Beckens, so ist auffällig, dass seine Verweilzeit in Bezug auf die erreichte Temperatur vergleichsweise gering ist. Dies könnte auf einen im Vergleich zu Oberlaa verkürzten Konvektionsweg deuten (Götzl et al., 2012). Abschließend ist anzumerken, dass die frei aufsteigenden Quellgase zum Großteil (ca. 95 %) aus Stickstoff bestehen (Klenner & Kaszoni, 2005).

4.4.5 Linsberg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach geologischen und geophysikalischen Voruntersuchungen wurde im Jahr 2004 die Bohrung Thermal 1b abgeteuft (Weixelberger, 2004) (Abb. 68). Eine Anerkennung als Heilquelle erfolgte 2007 und im August 2008 fand die Eröffnung der Therme statt. Das Thermalwasser wird für eine Thermenanlage genutzt und die wasserrechtliche Bewilligung ist auf maximal 4 l/s (230 m^3/Tag; 84.000 m^3/Jahr) begrenzt. Dieser Konsens entspricht etwa der artesischen Schüttung der Bohrung (Schwarz, 2005).

Hydrogeologie und Hydrochemie

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

Abb. 68.
Lage der Erschließungen von Linsberg (Datenquelle: basemap.at).

ten abermals Dolomite und Kalke bis zur Endteufe von 892 m MD. Starke Spülverluste von 860 bis 865 m wiesen auf eine erhöhte Wasserwegigkeit im Kalk hin. Obwohl es ursprünglich vorgesehen war, die Tiefbohrung bis 2.000,0 m fortzusetzen, stellte man sich mit dem Zufluss von Thermalwasser aus diesem fündigen Horizont zufrieden. So wurden Filterstrecken von 840,5 bis 886,6 m MD gesetzt. Bei einem Dauerpumpversuch vom 27. August bis 4. September 2004 wurde mit Förderstufen von 5 l/s (Absenkung 2,3 m unter GOK; Fließdruck 6,8 bar), 10 l/s (Absenkung 14,3 m unter GOK; Fließdruck 5,5 bar) und 15 l/s (Absenkung 28,5 m unter GOK; Fließdruck 3,7 bar) gefahren. Auffällig war, dass sich der ursprüngliche Schließdruck (ca. 7,2 bar) bei allen Förderstufen innerhalb von einer Minute fast vollständig aufbauen konnte. Dies weist auf einen guten Zufluss aus dem Aquifer hin. Außerdem beträgt die artesische Schüttung rund 4 l/s und die Auslauftemperatur liegt bei ca. 26,5° C (Schwarz, 2005). Demnach liegt die geothermische Tiefenstufe bei ca. 1° C pro 33 m. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Schwefel-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.200 mg/l und einer Auslauftemperatur von rund 26° C (Tab. 98, Teil 2). Weixelberger (2004) weist darauf hin, dass die hohen Sulfatwerte (> 1.300 mg/l) auf Anhydrite in Tiefen ab ca. 1.000 m zurückzuführen sind. Für diesen wurde ein Schwefel-34-Wert von +22,3 ‰ bestimmt (Süveges, 2011) (Tab. 100, Teil 2). Die hohen Gehalte von Strontium (8,1 mg/l) und Fluorid (1,6 mg/l) deuten auf eine tiefe Zirkulation des Thermalwassers hin (Tab. 98, Teil 2). Die Werte von Sauerstoff-18 (-11,8 ‰) und Deuterium (-85,6 ‰) deuten auf ein vorwiegend kaltzeitliches Alter des Wassers (Tab. 100, Teil 2). Auch ist aufgrund des Fehlens von Tritium ein Einfluss von jüngeren Wässern (< 50 Jahre) auszuschließen. Mit einer Kohlenstoff-14-Analyse wurde ein Alter von 23.400 Jahren bestimmt (Süveges, 2011).

4.4.6 Bad Vöslau (M, H)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Wie bei dem Thermalwasservorkommen von Baden wurden die Thermalquellen in Bad Vöslau bereits in der Römerzeit genutzt (Diem, 1928). Bereits im Jahr 1822 soll es eine erste Badeanstalt gegeben haben (Küpper, 1981). Im Jahr 1873 eröffnete das Vöslauer Thermalbad und die Gründung eines Mineralwasserabfüllbetriebes folgte 1936. Die Bohrbrunnen sind im Gegensatz zu den früh gefassten Ursprungsquellen deutlich jünger (Abb. 69). Neben dem im Jahr 1971 niedergebrachten Bohrbrunnen Bahngasse 1 (heute unter VII.2 angeführt) und den Sondierungsbohrungen S1 und S3 aus dem Jahr 1980 wurde 1994 der Bohrbrunnen VI niedergebracht (Pestal, 1994; Klein & Küpper, 1985). Diese Versuchsbohrung sollte als Förderbrunnen ausgebaut werden, doch es kam zu Sandeintritten und der Brunnen musste verschlossen werden. In unmittelbarer Nähe wurde 1997 der Bohrbrunnen VI/2 niedergebracht (Pestal, 1997). Zur Verbesserung der Versorgungssicherheit folgte 2001 die Niederbringung des Bohrbrunnens VII (Pestal, 2002).

Die Thermalwässer von Bad Vöslau werden für den Mineralwasserabfüllbetrieb sowie für den Kurbetrieb der Stadtgemeinde Vöslau verwendet. Eine detaillierte Übersicht über die aktuelle Nutzung befindet sich in Tabelle 35. Einzig der Bohrbrunnen VII/2 ist in die Wasserversorgungsanlage nicht eingebunden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

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

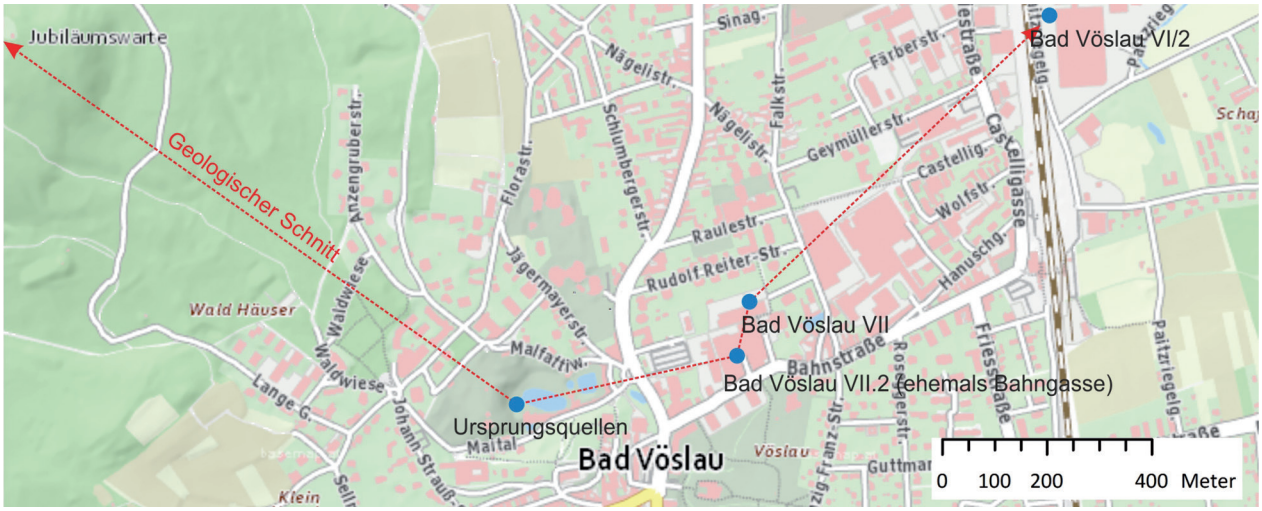


Abb. 69.
Lage der Erschließungen in Bad Vöslau (Datenquelle: basemap.at).

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

Tab. 35.
Wasserrechtliche Bewilligungen, Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Thermalwasserquellen und Bohrungen von Bad Vöslau.

bestehend aus einer steilstehenden Schichtfolge von Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Kössen-Formation und Jurakalken, von der Harzbergschuppe von Südosten her überschoben (Abb. 70) (Wessely, 2001). Zusammen tauchen diese beiden tektonischen Einheiten unter das Wiener Becken und bilden dessen Untergrund. Verkarsteter Wettersteindolomit und -kalk der Harzbergschuppe agieren für das Vorkommen als Hauptaquifer. Gegen den Beckenrand dienen WNW–ESE streichende Störungen als Migrationshilfe für die aus der Beckentiefe aufsteigenden Wässer. Über querende, NE–SE streichende Klüfte können die Thermalwässer schließlich in das überlagernde Badenium, das Vöslauer Konglomerat und die Gainfarner Brekzie aufsteigen und anschließend die Oberfläche erreichen. Über ein an der Oberfläche verfolgbares E–W verlaufendes Bruchsystem, dazu gehören die Harzbergstörung und der Gainfarner Bruch, gelangen zudem Kaltwässer aus dem Bereich des Lindkogels (südwestlich von Baden) in die Tiefe, werden erwärmt und migrieren unter dem Neogen zum Beckenrand zurück.

Bei den Ursprungsquellen handelt es sich um sechs Thermalquellen (Ursprungsquelle 1 und 2, vier Vollbadquellen) (Abb. 71), die einem Kluftsystem im Vöslauer Konglomerat entspringen (Hacker, 1993). Die Ursprungsquelle 1 ist mit Abstand die ergiebigste, ihre Gesamtschüttung beträgt ca. 35 l/s (Jahresmittel 2001), die Auslauftemperatur ca. 21,5° C (Pestal, 2002).

Der Bohrbrunnen VI/2 wurde bis auf eine Endtiefe von 705 m abgeteuft und ist bis auf 605 m mit Vollwandrohren verrohrt (Pestal, 1997). Die offene Bohrlochstrecke von 605 bis 705 m unter GOK erfasst vorwiegend die

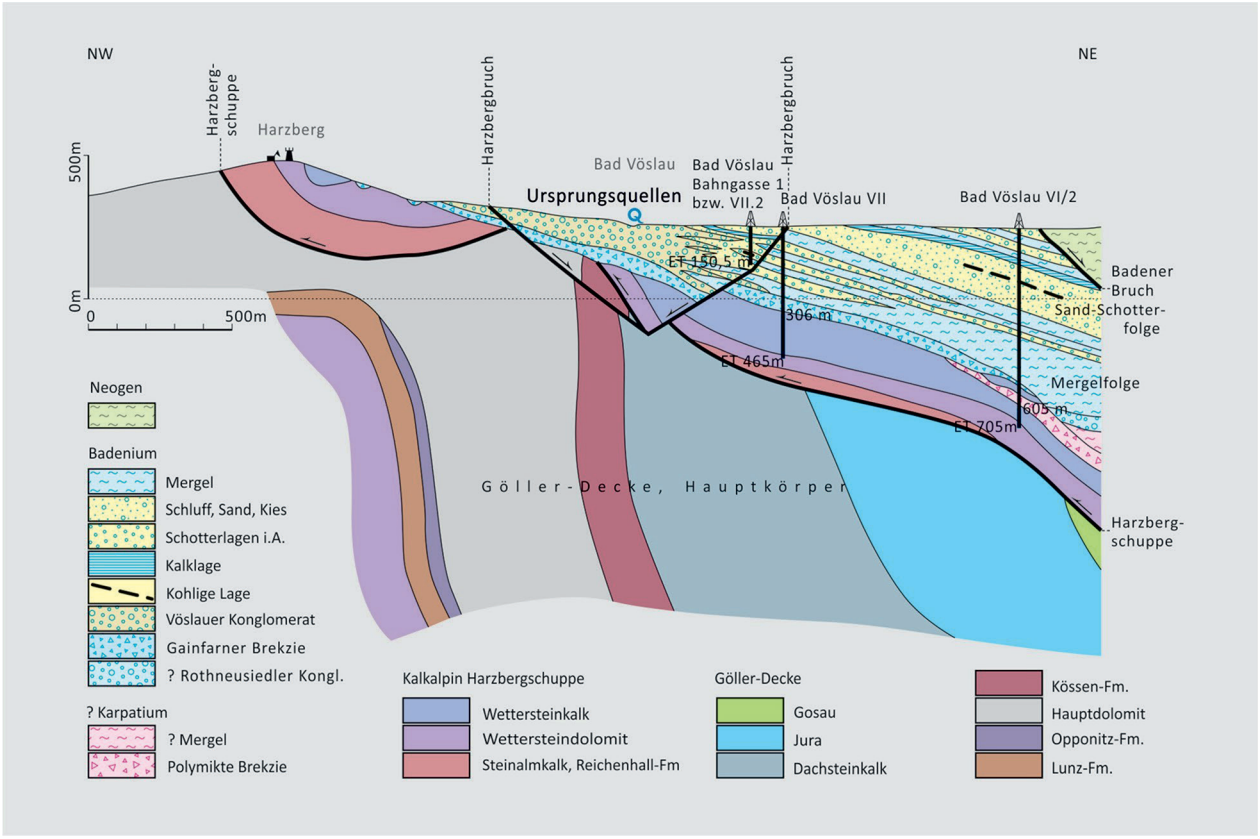


Abb. 70.
Profil von Bad Vöslau (Elster et al., 2016: Abb. 44; verändert nach Wessely et al., 2007).

Abb. 71.
Bad Vöslau, Eingang zum Thermalbad. Im Vordergrund befindet sich ein von Thermalwasser aus den Ursprungsquellen gespeister Teich (Foto: Gerhard Schubert).

Wetterstein-Formation. Hierbei findet der Hauptzufluss von 623 bis 643 m aus Klüften des Wettersteindolomits statt. Rund 8 l/s steigen artesisch auf, mittels Pumpbetriebs wird eine Entnahmemenge von maximal 26 l/s erreicht (Pestal, 2002). Die Auslauftemperatur beträgt rund 32° C. Im Zuge von Kurzpumpversuchen zeigte sich, dass die Ursprungsquellen durch den Bohrbrunnen VI/2 nicht beeinflusst werden (Pestal, 1996).

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

Bei dem bis auf 465 m abgeteuften Bohrbrunnen VII agieren von 300 m bis zur Endteufe die Karbonate der Wetterstein-Formationen als Aquifer. Der freie Überlauf mit einer Auslauftemperatur von ca. 31,5° C betrug bei der ersten Verrohrung bis 245 m rund 35 l/s (Wessely, 2001). Hierbei ist anzumerken, dass eine Schüttung von rund 3 l/s auf die Gainfarner Brekzie entfiel. Der heutige Endausbau weist eine offene Bohrlochstrecke von 300 bis 465 m auf. Die Hauptzuflüsse befinden sich von 345 bis 347 m, von 362 bis 367 m sowie bei 435 m. Im Zuge von Pumpversuchen von April 2001 bis April 2002 wurde ein Rückgang der Schüttung bei den Ursprungsquellen ohne Auswirkungen auf die Auslauftemperatur beobachtet. Trotzdem ist eine zusätzliche Nutzung von ca. 15 l/s möglich (Pestal, 2002). Abschließend ist zu erwähnen, dass ein hydraulischer Zusammenhang der Bohrbrunnen VI/2 und VII nicht festgestellt wurde (Wessely, 2001).

Der ursprüngliche Bohrbrunnen Bahngasse 1 hatte eine Endteufe von 150,5 m (Wessely et al., 2007). Mittlerweile wurde die Bohrung bei 120 m mit einem Packer abgeschlossen und wird unter der Bezeichnung Bohr-

brunnen VII/2 angeführt. Pestal (2006) gibt einen artesischen Überlauf von 1,25 l/s an. Im Gegensatz zu Bad Vöslau VI/2 und Bad Vöslau VII wurden die Wettersteinkarbonate nicht angetroffen. Der subthermale Zulauf findet aus der Sand-Schotterfolge statt und die Filterstrecken befinden sich von 57,0 bis 118,5 m.

Interessante Informationen bietet auch die ehemalige Sondierungsbohrung S3 aus dem Jahr 1980, bei der in einer Tiefe von 110 bis 132 m temperiertes Wasser angetroffen wurde (Klein & Küpper, 1985). Bei der Vollbadquelle (eine Ursprungsquelle) konnte eine Beeinflussung der Schüttung durch S3 nachgewiesen werden, jedoch nicht bei der Ursprungsquelle 1. Dies deutet auf eine Komplexität der Wasserwegigkeit innerhalb des Aquifers hin.

Bei den Thermalwässern der Ursprungsquellen und der Bohrbrunnen VI/2 und VII handelt es sich um denselben hydrochemischen Typ, nämlich um ein akratisches Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Thermalwasser (Tab. 99, Teil 2). Bei dem Bohrbrunnen Bahngasse 1, der im Gegensatz zu den tieferen Bohrungen im Neogen verblieb, konnte Schwefelwasserstoff (0,4 mg/l) nachgewiesen werden (Woidich, 2002).

Zudem lassen sich die Ursprungsquellen und Bohrbrunnen hinsichtlich der Auslauftemperatur differenzieren. Aufgrund der Beimischung von kalten oberflächennahen Wässern ist die Auslauftemperatur der Ursprungsquellen um rund 10° C niedriger. Dies belegen auch Tritium-Messungen (Tab. 100, Teil 2). Kohlenstoff-14-Analysen von VI/2 und VI lassen eine lange Verweilzeit (Modellalter von VI/2: 23.370 Jahre; Modellalter von VII: 22.250 Jahre) vermuten (Tesch, 2001). Da diese Bohrbrunnen keinen Gehalt an Tritium aufweisen und Sauerstoff-18 eine kaltzeitliche Signatur belegt, ist von einem hohen Anteil der Thermalwasserkomponente auszugehen.

5 Mineral- und Heilwässer in Oberösterreich

Eine Übersicht zu den anerkannten Mineral- und Heilwasservorkommen in Oberösterreich befindet sich in Tabelle 36. Eine Auswahl weiterer ehemaliger Heilquellen und erwähnenswerter Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen sind in Tabelle 37 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		**Anerkannte Heilwasservorkommen**			
Enns, Limesquelle	Kap. 5.2.2	Altheim, Thermal 1a	Kap. 5.2.4	Gallspach, Thermal 1	Kap. 5.2.8
Frankenmarkt, LebensQuell	Kap. 5.2.1	Bad Goisern, Schwefelquelle	Kap. 5.3.1	Geinberg, Geinberg 1 und Thermal 2	Kap. 5.2.7
Frankenmarkt, Quelle 2 (Brunnen 2)	Kap. 5.2.1	Bad Hall, V 18, Mühlgrub 1, Eiselsbergquelle, Zehrmühle	Kap. 5.2.11	Obernberg, Oberfeld 1	Kap. 5.2.5
		Bad Ischl, Schwefelquelle I, II, III und Bergbausole	Kap. 5.3.2	Reichersberg, Reichersberg 2	Kap. 5.2.6
		Bad Schallerbach, S1 und S2	Kap. 5.2.9	Suben, Fluoridquelle	Kap. 5.2.3
		Bad Weinberg, Quelle 1 und 2	Kap. 5.2.10	Windischgarsten, Puchriegler Quelle (Dambacher-Quelle)	Kap. 5.3.3
		Bad Zell, Krinner Quellen 1, 3, 4 und Höllgrafen-Quelle	Kap. 5.1.1		

Tab. 36.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Oberösterreich.

Vorkommen	**Anmerkung**	**Kapitel-Nr.**	**Weiterführende Literatur**
Aigen im Mühlkreis, Michaelsquelle	Einfache kalte Quelle, erhöhter Radongehalt (489 Bq/l), Ultraspurenanalyse		
Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Alt)	Sole EH	5.3.2	Küpper & Wiesböck (1966); Schauberger (1979)
Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Neu)	Sole	5.3.2	
Bad Ischl, Mitterweißenbachtal, Schwefelquellen I und II	Schwefelquellen *	5.3.2	
Grein, Einfache kalte Quelle	Einfache kalte Quelle, erhöhter Radongehalt (460 Bq/l), Ultraspurenanalyse EH		Küpper & Wiesböck (1966)
Grünbrunn bei Hirschbach, Einfache kalte Quelle	Einfache kalte Quelle EH		Küpper & Wiesböck (1966)
Haag, Thermal 1	Thermalwasser		Elster et al. (2016)
Leppersdorf, Heilquelle	Thermalwasser EH		Elster et al. (2016)
Mattighofen, Mattigbad	Ehemaliges Heilbad, existiert nicht mehr EH		Diem (1914)
Mühllacken, Einfache kalte Quelle	Einfache kalte Quelle EH		Küpper & Wiesböck (1966)
Obertraun, Koppenwinkl 1	Nicht anerkanntes „Mineralwasser“		Gadermayr (2015)
Ottenschlag im Mühlkreis, WVA Ottenschlag	Einfache kalte Quelle, erhöhter Radongehalt (593 Bq/l), Ultraspurenanalyse		
Raab, Thermal 1	Ehemalige Thermalwassererschließung		Elster et al. (2016)
Sarstein, Schwefelquellen auf der Pötschen	Schwefelquellen *		

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Weiterführende Literatur
Simbach-Braunau, Thermal 1 und 2	Thermalwasser, Geothermische Nutzung		Elster et al. (2016)
St. Martin im Innkreis, Thermal 1a und 2	Thermalwassererschließung		Elster et al. (2016)
St. Oswald, Maria Bründl im Exenholz	einfache kalte Quelle, Radongehalt bei ca. 200 Bq/l [EH]		Küpper & Wiesböck (1966)
Steeg am Hallstätter See, Warmes Wasser	Subthermalwasser		Elster et al. (2016); Schauberger (1979)
Wels, Grundlhumer Quelle	Iodhaltige Sole, existiert nicht mehr [EH]		Küpper & Wiesböck (1966)
Windischgarsten, Laiminger Quelle, Scheer-Quelle, Dilly-Quelle, Egglhofquelle und Schwefelquelle Pyhrn	Schwefelwässer und Solen [EH]	5.3.3	Schauberger (1979); Küpper & Wiesböck (1966)

Tab. 37.
Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Oberösterreich. * Es sind keine hydrochemischen Analysen vorhanden. [EH] Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt.

5.1 Mühlviertel

5.1.1 Bad Zell (H)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Hedwigskapelle wurde bereits im 13. Jahrhundert urkundlich erwähnt (Bad Zell, 2017). In den 1950er Jahren wurde die Erschließung von weiteren Radonwässern, die Heilwirkung des Hedwigsbründl war zu dieser Zeit schon bekannt, in Betracht gezogen. Seit 1971 sind die Krinner Quelle 1 und die Höllgrafen-Quelle als Heilvorkommen anerkannt und die Anerkennung der Krinner Quellen 3 und 4 erfolgte 1985 (Abb. 72). Der Bau des Kurmittelhauses erfolgte zuvor zwischen 1974 und 1976. Die Ergiebigkeiten der Quellen liegen zwischen 0,2 und 1 l/s (Tab. 38).

Abb. 72.
Lage der Erschließungen von Bad Zell (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Mühlviertel kommt es zu einer Häufung von Quellen mit erhöhten Radon-Konzentrationen, die mit verschiedenen Granittypen der Böhmischen Masse zu assoziieren sind. Hervorzuheben sind die bekannten Radonwässer von Bad Zell, die dem Mauthausener Granit entspringen. Bei diesem Granittyp handelt es sich um einen fein- bis mittelkörnigen Granit bis Granodiorit (Fuchs & Thiele, 1982), der dem Südböhmischen Pluton (Moldanubikum) zuzuordnen ist. Datierungen von Zirkonen und Monaziten mit der Uran-Blei-Methode ergaben ein Alter von 316 ± 1 Ma (Gerdes et al., 2003). Der Urangehalt des Gesteins liegt bei ca. 6,5 ppm (FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA). Als Grundwasserleiter kommen vor allem vergruster Granit und Trennflächen im Festgestein in Frage.

Hydrochemisch handelt es sich bei den gefassten Quellen Krinner Quelle 1 bis 4 um einen Calcium-Natrium-(Magnesium)-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 85 bis 90 mg. Nur das Hedwigsbründl weist etwas höhere Natrium-

Erschließung	Schüttung 1983 (l/s) nach Zötl & Goldbrunner (1993)	Schüttung 20.04.2015 (l/s)
Hedwigsbründl		0,20
Krinner Quelle 1	1,05	1,00
Krinner Quelle 3	0,28	0,20
Krinner Quelle 4	0,37	0,33
Höllgrafen-Quelle 1	0,43	0,43

Tab. 38.
Ergiebigkeiten der Radonquellen von Bad Zell.

und Chloridgehalte und eine dementsprechend höhere Feststoffsumme (257,59 mg/l) auf (Tab. 101, Teil 2). Die Wässer sind arm an Spurenstoffen und die Heilwirkung ist dem erhöhten Radongehalt zuzuschreiben, der bei den Quellen zwischen 403,3 und 1.117,4 Bq/l liegt. Werte von Sauerstoff-18 (-11,95 ‰) und Deuterium (-84,5 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und es wurden deutliche Tritium-Konzentrationen nachgewiesen (64,1 ± 3,1 TU im Jahr 1984) (Tab. 105, Teil 2). Dementsprechend ist von einem seichtliegenden Grundwasser mit einer kurzen Verweilzeit auszugehen.

5.2 Molassebecken

5.2.1 Frankenmarkt (M)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Brunnen 2 (Quelle 2) wurde im Jahr 1988 abgeteuft, um Grundwässer aus tieferen Horizonten zu erschließen (Stehlik, 1995a). Bei dem zuvor genutzten, deutlich seichteren Brunnen 1 war nämlich eine Nitratbelastung aufgetreten. In den Jahren 1999, 2003 und 2013 wurden die Brunnen 3, 4 und 5 niedergebracht (Abb. 73).

Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge für den Brunnen 4 (LebensQuell) ist auf 5 l/s festgelegt. Zudem dürfen den Brunnen 1, 2, 3 und 4 in Summe nicht mehr als 1.300 m³/Tag entnommen werden. Die Brunnen 2 und 4 sind als natürliche Mineralwasservorkommen anerkannt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Bereich der Mineralwassererschließungen von Frankenmarkt wurden nach den vorliegenden Bohrprofilen zuoberst rund 14 bis 18 m mächtige Wasser führende quartäre Schotter angetroffen (z.B. Stehlik, 1995a). Hierbei handelt es sich im Wesentlichen um Ablagerungen der Niederterrasse (Krenmayr & Schnabel, 2006). Darunter folgen dichte Tone und Tonmergel mit Wasser führenden sandigen Lagen. Diese Ablagerungen sind der Vöckla-Formation (unteres Ottnangium; Teil der Innviertel-Gruppe) zuzuordnen. Nach Rupp et al. (2011) handelt es sich hierbei um eine lokale Ausbildung des oberösterreichischen Schliers. Heiss et al. (2003) weisen in der Übersichtsstudie zu den Grundwässern der „tertiären“ Sande des oberösterreichischen Molassebeckens darauf hin, dass geringmächtige Sandlagen, insbesondere auch jene der Vöckla-Formation, gute Ergiebigkeiten zeigen können. So sind auch bei den Bohrungen von Frankenmarkt die sandigen Lagen mit Filterstrecken für die Mineralwasserförderung erschlos-

Abb. 73.
Lage der Erschließungen von Frankenmarkt (Datenquelle: basemap.at).

Bezeichnung	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecken (m unter GOK)	Ruhewasserspiegel (m unter GOK) (Datum)
Brunnen 2 (Quelle 2)	112	42–62, 88–98 und 107–110	4,43 (31.05.1989)
Brunnen 3	201	42–60, 74–80 und 143–176	
Brunnen 4 (LebensQuell)	70	59–68	
Brunnen 5	95	29–91	9,8 (2013)

Tab. 39.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten zu jenen Bohrungen von Frankenmarkt, die Grundwässer in neogenen Sanden erschließen. Kompiliert nach Gasser (2014), Stehlik (1995a), Jenisch (1989a) und wasserrechtlich relevanten Unterlagen.

sen worden. Gasser (2014) führt bei dem abgeteuften Brunnen 5 einen rund 26 m mächtigen Grundwasserstauer (Tonmergel und dichte Sande von 13 bis 40 m unter GOK) zwischen dem ersten und zweiten Grundwasserhorizont an, somit besteht ein guter Schutz des tieferen Grundwasserstockwerks.

In Frankenmarkt wurden für den Mineralwasserbetrieb in einem Abstand von maximal 250 m insgesamt fünf Brunnen abgeteuft. Einen Überblick zu den hydrogeologischen Kenndaten bietet Tabelle 39. Der Brunnen 1 wird in Tabelle 39 nicht angeführt, da dieser nach Baumgartner & Friedel (1988) den obersten quartären Grundwasserhorizont erfasst. Es ist anzumerken, dass die Grundwasserführung der Vöckla-Formation gespannt ist, jedoch besteht keine Aufspiegelung bis zur Geländeoberkante. Hydrochemisch weisen die Grundwässer einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ und eine akratische Feststoffsumme von rund 250 bis 300 mg/l auf (Tab. 101, Teil 2).

5.2.2 Enns (M)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für die Limesquelle (Brunnen V) (Abb. 74) besteht seit 2007 eine wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge von 20 l/s (2.592 m³/Tag; 400.000 m³/Jahr).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Limesquelle wurde nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen bis auf eine Endteufe von 291 m unter GOK abgeteuft. Unter 13 m mächtigen quartären Kiesen der Niederterrasse wurde bis 223,7 m unter GOK Schlier angetroffen (*Robulus*-Schlier, unteres Ottnangium; Krenmayr & Schnabel, 2006). Darunter folgten bis 281 m Wasser führende Sande, die der Linz-Melk-Formation zugeordnet wurden. Aus diesem gespannten Grundwasserhorizont, der Ruhewasserspiegel liegt bei ca. 9 m unter GOK, wird gefördert. Im Zuge eines Pumpversuchs im Jahr 2005/2006 wurde bei einer Entnahme von 18 l/s eine Absenkung von 9,08 m und bei 30 l/s eine Absenkung von 18,63 m festgestellt. Bemerkenswert ist die hohe Auslauftemperatur von 23° C, somit handelt es sich um Thermalwasser. Zudem wird das Wasser entschwefelt.

5.2.3 Suben (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Bohrbrunnen Fluoridquelle (Tiefbohrung Hauer) (Abb. 75) wurde nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen im Jahr 1999 niedergebracht und seit 2002 besteht eine Anerkennung als Heilquelle. Die geplante Abfüllung des Wassers wurde jedoch bisher nicht realisiert.

Abb. 74.
Lage der Erschließung von Enns (Datenquelle: basemap.at).

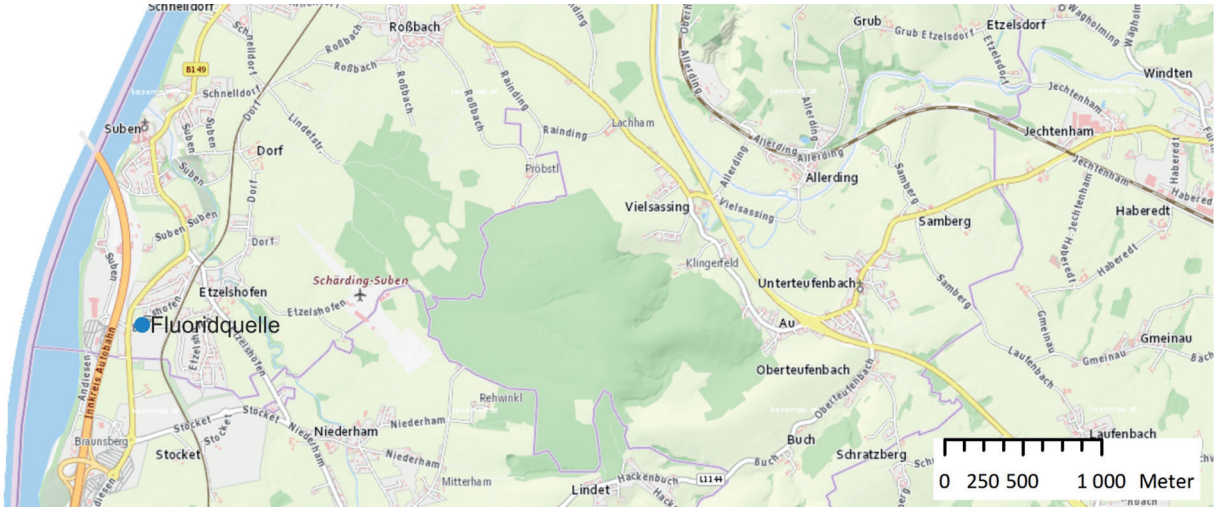


Abb. 75.
Lage der Erschließung von Suben (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Bohrbrunnen befindet sich rund 400 m östlich des Inn. Im Oberflächenbereich liegen vorwiegend Kiese und Sande der Hochterrasse (Riß) vor (Krenmayr & Schnabel, 2006). Darunter ist Ottnanger Schlier der Innviertel-Gruppe zu erwarten.

Der Bohrbrunnen wurde nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen bis auf eine Endteufe von 80 m abgeteuft. Nach der Durchörterung der 14 m mächtigen quartären Schichtfolge verblieb die Bohrung im Ottnanger Schlier. Die Filterstrecken von 48 bis 56 m und von 62 bis 70 m erfassen vorwiegend Tone mit Sandlagen, bei der höher gelegenen Filterstrecke ist ein rund 4 m mächtiger kiesig-grobsandiger Horizont hervorzuheben. Der Ruhewasserspiegel ist bei rund 26 m unter GOK zu erwarten. Die elektrische Leitfähigkeit des Wassers beträgt 812 µS/cm und der pH-Wert liegt mit 8,15 im alkalischen Bereich. Neben der hohen Ammonium-Konzentration von 1,2 mg/l ist der hohe Fluoridgehalt von 5,4 mg/l bemerkenswert (Tab. 101, Teil 2).

5.2.4 Altheim (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nachdem technische Studien, durchgeführt im Zeitraum 1981 bis 1984, positive Aussichten für die Erschließung von Thermalwasser im Raum Altheim prognostizierten, wurde 1985 der Bohrpunkt für die Aufschlussbohrung festgelegt (Goldbrunner, 1990). In der Folge wurde im Jahr 1989 im Auftrag der Stadtgemeinde Altheim eine erfolgreiche Geothermiebohrung abgeteuft (Hafen et al., 2004). Seit 1995 besteht eine Anerkennung als Heilvorkommen. Später, im Jahr 1998, wurde die abgelenkte Reinjektionsbohrung Thermal 2 (Abb. 76) abgeteuft.

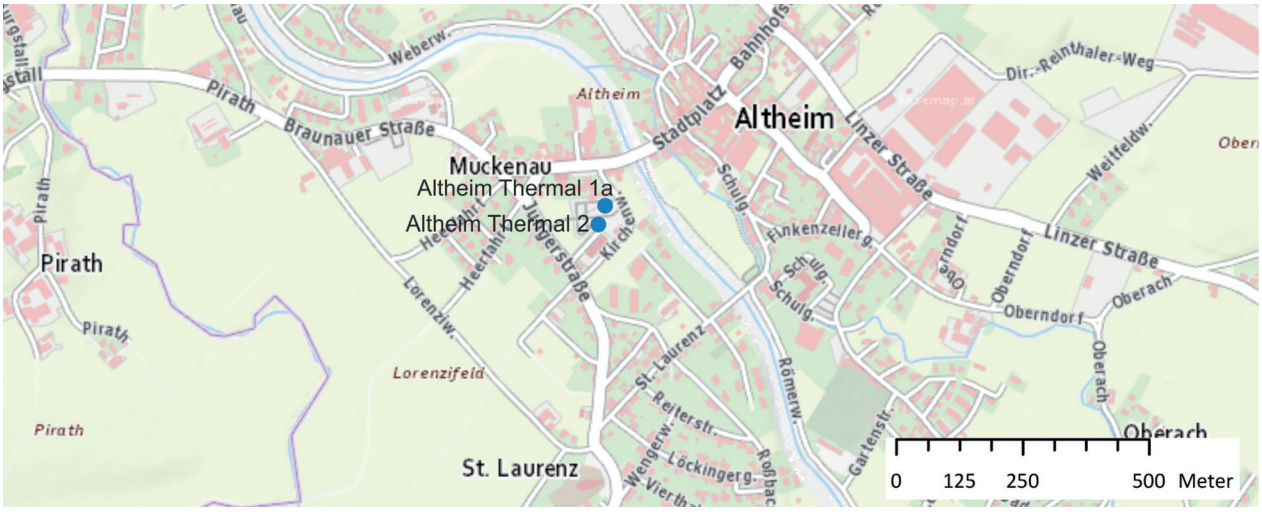


Abb. 76.
Lage der Erschließungen von Altheim (Datenquelle: basemap.at).

Das aus der Tiefbohrung Thermal 1a geförderte Thermalwasser wird für eine Fernwärmeanlage und die Erzeugung von Strom (ORC-Anlage) genutzt. Eine balneologische Nutzung findet jedoch nicht statt. Es besteht ein Dublettenbetrieb, bei dem Altheim Thermal 2 als Reinjektionssonde dient. Das Maß der Wasserbenutzung für die Entnahme und Reinjektion von Thermalwasser beträgt mit wasserrechtlicher Bewilligung maximal 80 l/s bzw. 6.912 m^3/Tag.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Thermal 1 wurde zunächst als Vertikalbohrung niedergebracht. Der Anschlagpunkt erfolgte auf Basis von reflexionsseismischen Unterlagen im Bereich eines auf Höhe des Ortskernes von Altheim durchstreichenden synthetischen Bruches (Goldbrunner, 1990) (Abb. 77). Das Ziel war die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura in strukturell und faziell günstiger Position zu erschließen. Da die prinzipiell erfolgreiche erste Bohrung bei 1.900,0 m eine Verengung aufwies, wodurch ein drastischer Schüttungsrückgang verursacht wurde, musste eine Ablenkung (Altheim Thermal 1a) durchgeführt werden. Bis zu dem Ablenkungspunkt bei 1.772 m unter GOK handelt es sich somit um eine Vertikalbohrung und darunter bis zur Endteufe von 2.306 m MD um eine abgelenkte Bohrung mit einem maximalen Ablenkungswinkel von 4,8°. Die offene Bohrlochstrecke der abgelenkten Bohrung erfasst von 2.146 m bis zur Endteufe Thermalwasser führende Karbonate des Oberjura. Aufgrund der bruchnäheren Position wurde zudem eine deutlich höhere Durchlässigkeit als zuvor bei der nicht abgelenkten Bohrung erzielt. Nach der Fertigstellung im Jahr 1990 lief die Sonde mit 46 l/s und einer maximalen Auslauftemperatur von 104° C artesisch über. Zudem wurde ein Schließdruck von 4,2 bar gemessen. Bei einer Thermalwasserentnahme von 80 l/s betrug die Absenkung rund 80 m unter GOK und bei einer Entnahme von 100 l/s etwa 120 m. Die Auswertung eines hydraulischen Versuchs im Jahr 2004 ergab zudem eine Transmissivität von 2,4 x 10^{-3} m^2/s (Hafen et al., 2004). Zwischen 2008 und 2010 wurde außerdem ein durchschnittlicher Schließdruck von 3,2 bar bestimmt, die Auslauftemperatur lag in den Jahren 2006 bis 2010 in Abhängigkeit von der Förderrate durchschnittlich bei 99,2° C (Goldbrunner & Shirbaz, 2012). In rund 75 m Entfernung wurde die Reinjektionsbohrung Thermal 2 bis auf eine Endteufe von 2.165,0 m TVD bzw. 3.078,0 m MD niedergebracht (Walker-Hertkorn & Uhlig, 2001).

Hydrochemisch handelt es sich um einen schwefelhaltigen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 1.100 mg/l. Auffallend ist der hohe Fluoridgehalt von 5 bis 6 mg/l, der auf einen Kontakt mit dem kristallinen Untergrund hin-

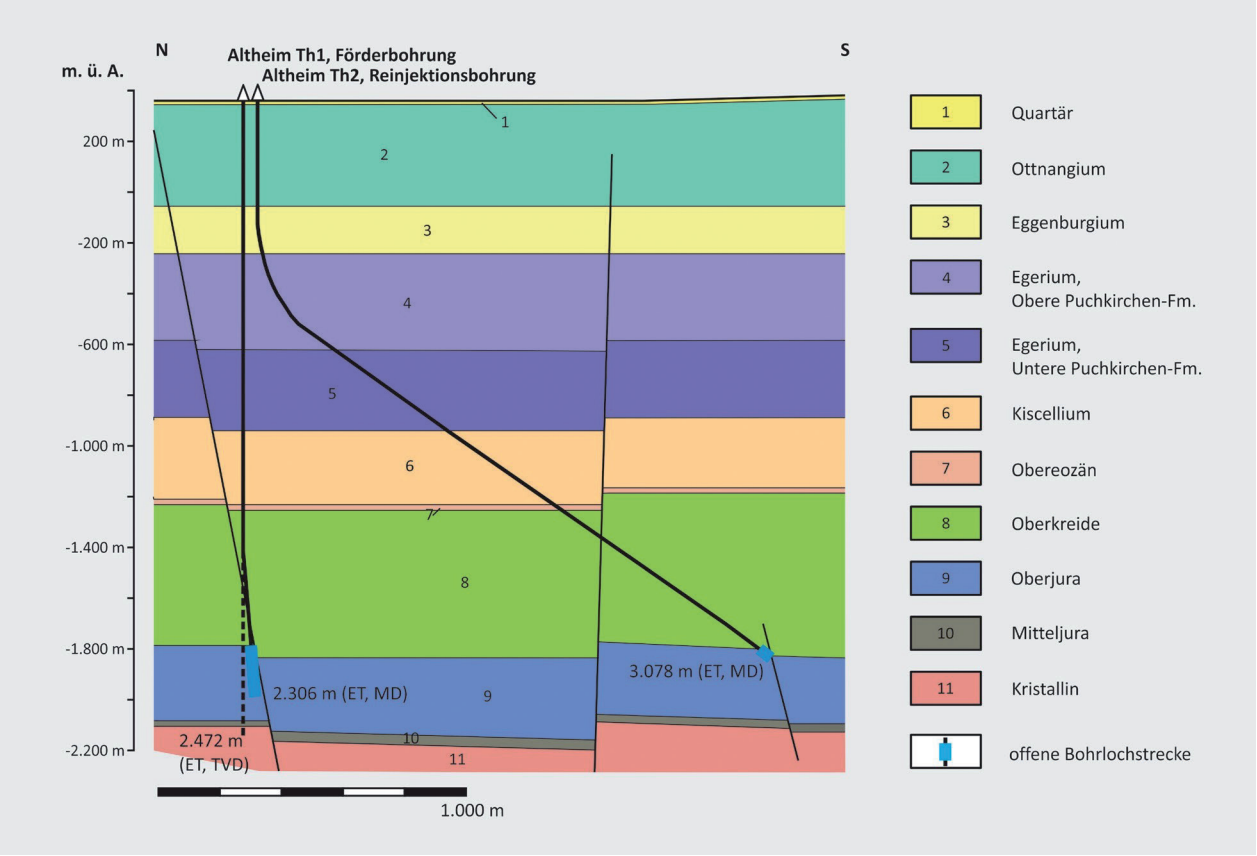


Abb. 77.
Profil der Dublette Altheim (Elster et al., 2016: Abb. 26; verändert nach Walker-Hertkorn & Uhlig, 2001).

Abb. 78.
Probenahme des Thermalwassers von Altheim durch Philipp Legerer (Foto: Daniel Elster).

weist (Tab. 102, Teil 2; Probenahme in Abbildung 78). Deuterium (-82,70 ‰) lässt ein kaltzeitliches Grundwasseralter vermuten. Der im Vergleich dazu hohe Sauerstoff-18-Gehalt (-10,20 ‰) könnte auf einen Isotopenaustausch mit dem Aquifer zurückzuführen sein (Goldbrunner, 1988). Zudem ist das Wasser tritiumfrei und es besteht somit keine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer (Tab. 105, Teil 2).

5.2.5 Obernberg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Oberfeld 1 wurde 1993/1994 abgeteuft und die Niederbringung der Reinjektionssonde Obernberg Thermal 2a erfolgte im Jahr 1998 (Bauer & Goldbrunner, 1997; Goldbrunner, 2012). Seit 1996 besteht eine thermische Nutzung und eine Anerkennung als Heilvorkommen.

Bei der Dublette Obernberg (Abb. 79) dient die Tiefbohrung Obernberg Oberfeld 1 als Entnahmesonde und Obernberg Thermal 2a als Reinjektionssonde. Das Thermalwasser ist ausschließlich für die geothermische Nutzung bestimmt und wird zu 100 % reinjiziert. Das Maß der Wasserbenutzung ist wasserrechtlich in Abhängigkeit von der Außentemperatur festgelegt. Die Jahresentnahme ist mit 302.793 m³ begrenzt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die vertikale Tiefbohrung Obernberg Oberfeld 1 wurde bis auf eine Endteufe von 1.560 m unter GOK niedergebracht und durchörterte zuerst 825 m mächtige Sedimente der Molassezone mit einer stratigrafischen Abfolge vom Quartär bis zum Obereozän (Bauer & Goldbrunner, 1997). Im Liegenden der darauffolgenden Oberkreide befinden sich die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura von 1.521 m bis zur Endteufe bei 1.560 m unter GOK. Aus diesen Bereich wird auch gefördert. Im Zuge eines im Jahr 1994 durchgeführten Auslaufversuches mit einer Förderrate von ca. 11 l/s und einer Auslauftemperatur von maximal 80° C wurde ein Lagerstättendruck von 149 bar (bei 1.521 m) und eine Formationstemperatur von 83,2° C (bei 1.450 m) ermittelt. Zudem konnte ein überschlägiger k_f-Wert von 4,3 x 10^{-5} m/s bestimmt werden. Aufgrund dieser sehr hohen Durchlässigkeit wird von Bauer & Goldbrunner (1997) eine ausgeprägte Klüftung und Verkarstung der Karbonate angenommen. Abschließend ist zu erwähnen, dass der Schließdruck der artesisch überlaufenden Bohrung zwischen Mai 2008 und Dezember 2010 durchschnittlich bei 3,1 bar lag (Goldbrunner & Shirbaz, 2012). In einer Entfernung von ca. 2 km Richtung Südwesten wurde die Reinjektionsbohrung Obernberg Thermal 2a abgeteuft (Goldbrunner, 2012). Hydrochemisch handelt es um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 1.100 mg/l (Tab. 102, Teil 2). Analysen zu Isotopen und frei aufsteigenden Gasen liegen nicht vor.

Abb. 79.
Lage der Erschließungen von Obernberg (Datenquelle: basemap.at).

5.2.6 Reichersberg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Reichersberg 2 wurde 1980 niedergebracht und im Jahr 1987 als Heilvorkommen anerkannt (Abb. 80). Heute besteht eine Nutzung als Beobachtungsbrunnen. Das Thermalwasser der Tiefbohrung Reichersberg 1 wird hingegen für Therapie- und Kurbetriebe genutzt. Informationen zu dieser Bohrung finden sich in Elster et al. (2016).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Reichersberg 2 wurde bis auf 1.630 m unter GOK niedergebracht (Goldbrunner & Domberger, 1992). Das Ziel waren die Thermalwasser führenden Karbonate des Oberjura. Diese wurden von 1.435,1 bis 1,604,6 m unter GOK angetroffen. Außerdem wurden weitere Thermalwasserzutritte in Sandsteinen des Cenomaniums (Oberkreide) festgestellt. Der Ausbau wurde diesbezüglich angepasst und die Produktion fand über die offene Bohrlochstrecke von 1.410,5 m unter GOK bis zur Endteufe statt. Bei im Jahr 1980 durchgeführten Auslaufversuchen wurde bei einer Förderrate von 1,1 l/s ein Fließdruck von 2,4 bar festgestellt (Weber, 1980, zitiert nach Goldbrunner & Domberger, 1992). Geophysikalische Bohrlochmessungen konnten 2003 nur bis zu einer Teufe von 1.434 m durchgeführt werden, dort blockierte herausgebrochenes Material eine weitere Befahrung (Schön et al., 2003). In dieser Tiefe lag die Formationstemperatur bei etwa 78° C. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.200 mg/l (Tab. 102, Teil 2). Angesichts der Werte von Sauerstoff-18 (-10,30 ‰) und Deuterium (-80,00 ‰) ist bei Reichersberg 2 von einem meteorischen Ursprung und einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen (Tab. 105, Teil 2; Details in Kapitel 5.2.4). Die frei aufsteigenden Gase mit einer Gasschüttung von 5,14 l/s bestehen zu 73,77 % aus Methan, zu 16,56 % aus Kohlenstoffdioxid und zu 9,25 % aus Stickstoff (Stehlik, 1983c).

5.2.7 Geinberg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bei der im Jahr 1974 niedergebrachten Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrung Geinberg 1 wurden keine wirtschaftlich gewinnbaren Kohlenwasserstoffe gefunden, doch es konnte in den Karbonaten des Oberjura Thermalwasser angetroffen werden (Austromineral, 1980). Zunächst wurde die Bohrung jedoch verschlossen. Im Jahr 1979 erfolgte der Ausbau der Tiefbohrung für eine geothermische Nutzung. So wurde schon ab den frühen 1980er Jahren das Thermalwasser energetisch genutzt. Damit handelt es sich bei Geinberg um eines der ersten österreichischen Geothermie-Projekte. Im Jahr 1998 folgte die Niederbringung von Thermal 2, in der Folge fanden wasserwirtschaftliche Versuche und ein Probebetrieb statt (Goldbrunner et al., 1999). Im Oktober 1999 ging die Dublette Geinberg in Dauerbetrieb und die Thermenanlage wurde 1998 errichtet (Abb. 81). Außerdem besteht für beide Bohrungen eine Anerkennung als Heilvorkommen, für Geinberg 1 seit 1982 und für Thermal 2 seit 2000.

Bei der Dublette Geinberg fungiert Thermal 2 als Produktionsbohrung und Geinberg 1 als Reinjektionsbohrung. Die Dublette Geinberg wird zum größten Teil für Heizzwecke genutzt. Das Maß der Wasserbenutzung ist laut wasserrechtlicher Bewilligung für die Entnahme und Reinjektion von Thermalwasser zur geothermischen und balneologischen Nutzung gemeinsam auf maximal 709.258 m³/Jahr festgesetzt (2.851 m³/Tag). Rund 8 % des Volumenstroms werden für einen Thermenbetrieb genutzt. Durch den Einbau einer Tauchkrei-

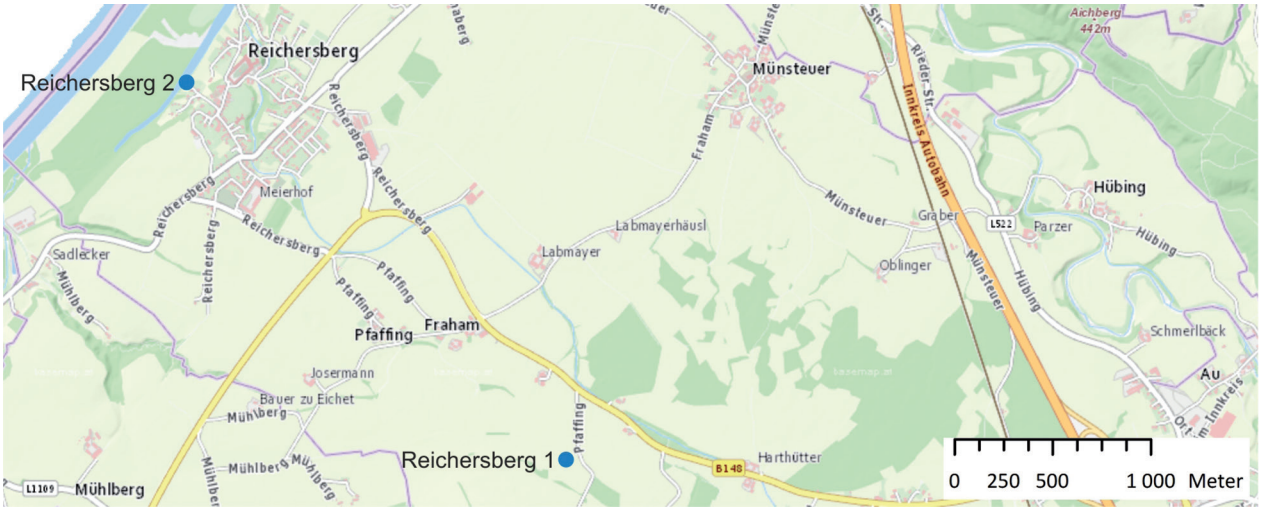


Abb. 80.
Lage der Erschließungen von Reichersberg (Datenquelle: basemap.at).

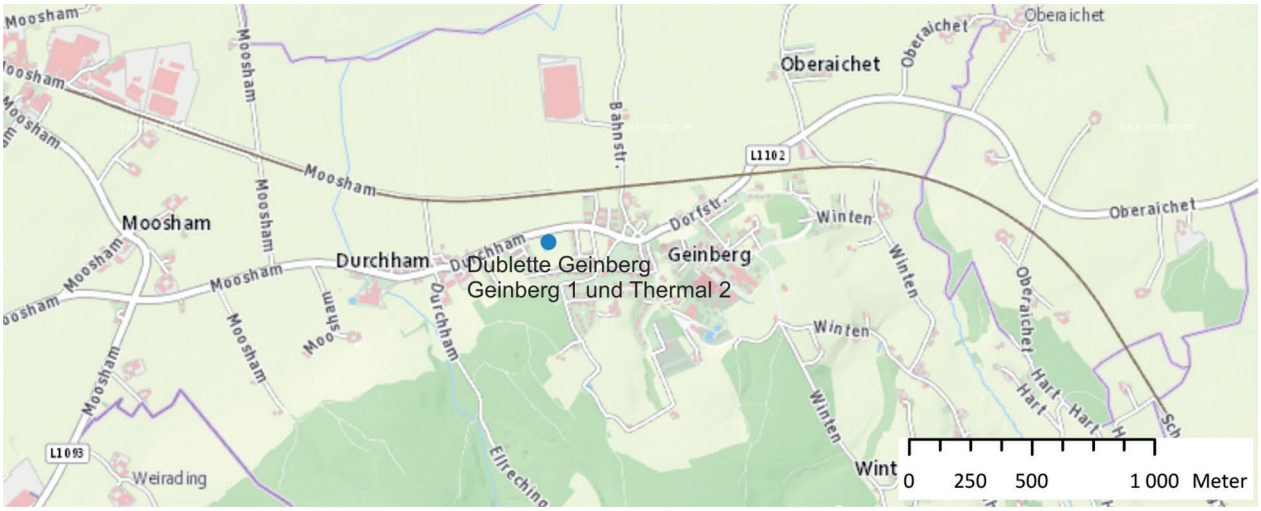


Abb. 81.
Lage der Erschließungen von Geinberg (Datenquelle: basemap.at).

selpumpe in das Förderbohrloch Thermal 2 Ende 2012 wurde die Produktion auf 52 l/s gesteigert. Der Probebetrieb mit dieser Förderrate wurde im September 2014 erfolgreich abgeschlossen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die vertikale Tiefbohrung Geinberg 1 wurde von der Rohöl-Aufsuchungs Aktiengesellschaft (RAG) zunächst bis auf eine Teufe von 2.166 m niedergebracht (Goldbrunner & Domberger, 1992) (Abb. 82). Für die geothermische Nutzung wurde sie in Folge bis auf 2.180,5 m vertieft und verblieb in den Karbonaten des Oberjura. Dieser Horizont wurde, nachdem die Sedimente der Molassezone (Miozän, Oligozän und Obereozän) und Gesteine der Oberkreide durchörtert wurden, bei 2.127 m (TVD) angetroffen. Die offene Bohrlochstrecke erfasst die Thermalwasser führenden Liegendschichten der Oberkreide (Sandsteine des Cenomaniums) sowie die verkarsteten Karbonate des Oberjura von 2.116,3 bis 2.176,5 m. Das Thermalwasser läuft aufgrund der temperaturbedingten geringen Dichte der Wassersäule artesisch über, obwohl der Druck im Aquifer an sich leicht unterhydrostatisch ist. Der nicht statische Lagerstättendruck lag im Jahr 1979 in einer Teufe von 2.000 m bei 191,3 bar (Tesco, 1980, zitiert nach Bauer & Goldbrunner, 1997). Außerdem beträgt die Lagerstättentemperatur bei der Endteufe rund 106° C (Goldbrunner & Gold, 2002). Bei einer Förderrate von ca. 20 l/s liegt die Auslauftemperatur bei rund 100° C. Im Zuge eines Reinjektionstests, durchgeführt von 19. Oktober bis 27. November 1998, konnte bei einer Durchflussrate von 30 l/s ein Reinjektionsdruck von 1,9 bar festgestellt werden. Die Auswertung eines hydraulischen Tests bei der offenen Bohrlochstrecke ergab zudem einen Durchlässigkeitswert von 1,4 x 10^{-6} m/s (Bauer & Goldbrunner, 1997).

Die als Produktionssonde fungierende artesische Tiefbohrung Thermal 2 wurde in einer Entfernung von 20 m zu Geinberg 1 niedergebracht. Um den hydraulisch notwendigen Abstand zwischen der Entnahme und Reinjektion zu gewährleisten, musste die Bohrung abgelenkt werden (Goldbrunner et al., 1999). Der vertikale Abschnitt reicht bis 700 m unter GOK, bevor die Ablenkung Richtung Norden mit einem Winkel von ca. 56° fortsetzt. Die Endteufe beträgt 3.155 m MD (2.225,0 m TVD). Die offene Bohrlochstrecke befindet sich von 2.879,5 bis 3.155,0 m MD und umfasst somit wie bei Geinberg 1 die Thermalwasser führenden Sandsteine des Cenomaniums sowie die verkarsteten Karbonate des Oberjura. Bezüglich der Karbonate ist anzumerken, dass bei ca. 3.100 m MD eine Störung durchörtert wurde, bzw. kam es zu einem Auftreten tieferer Schichten in einer höheren Position. Bei einem Auslaufversuch, durchgeführt von 25. September bis 12. Oktober 1998, wurde eine Transmissivität von 2,0 bis 6,2 x 10^{-4} m^2/s bestimmt (Goldbrunner et al., 2007a). In den Produktionsjahren 2006 bis 2010 lag der Schließdruck bei etwa 2 bar, es kam jedoch zu saisonalen Schwankungen (Goldbrunner & Shirbaz, 2012).

Hydrochemisch handelt es sich bei beiden Wässern um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Schwefel-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.100 mg/l. Die Auslauftemperatur beträgt knapp 100° C (Tab. 102, Teil 2). Tritium ist erwartungsgemäß nicht nachweisbar. Die Werte von Sauerstoff-18 (-10,64 ‰) und Deuterium (-78,20 ‰) deuten auf einen meteorischen Ursprung und belegen ein kaltzeitliches Grundwasseralter (Tab. 105, Teil 2; Details in Kapitel 5.2.4).

5.2.8 Gallspach (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Thermal 1 (Valentinquelle) wurde im Jahr 1992 abgeteuft und wird von Marktl (2014) als natürliches Heilvorkommen angeführt (Abb. 83). Das Thermalwasser wird heute für hydrotherapeutische Be-

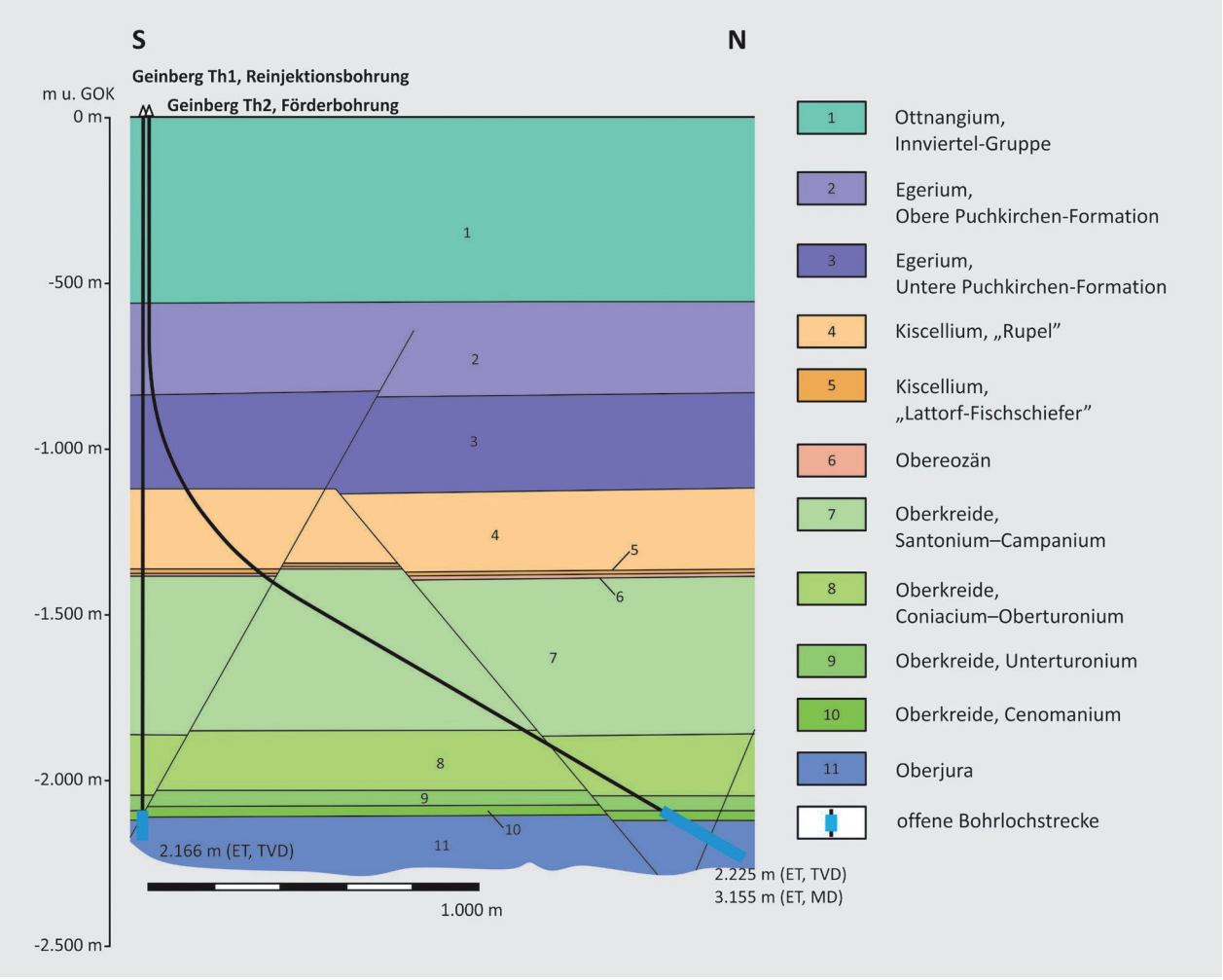


Abb. 82.
Geologisches Profil der Dublette Geinberg (Elster et al., 2016: Abb. 24; verändert nach Goldbrunner, 2000).

handlungen genutzt. Zudem erfolgt eine nachgeschaltete geothermische Nutzung. Die bewilligte Entnahmemenge beträgt 112,2 m³/Tag bzw. maximal 1,5 l/s (höchstzulässige Momentanentnahme).

Abb. 83.
Lage der Erschließung von Gallspach (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Bereich von Gallspach steigen die temperierten Wässer des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörpers Richtung Nordosten in strukturhöhere Bereiche auf. Hierbei ist anzumerken, dass die Karbonate des Oberjura in Gallspach nicht vorhanden sind und durchlässige Schichten der Oberkreide und des Obereozäns als Aquifer agieren. So wurden bei der bis auf 930 m unter GOK niedergebrachten Tiefbohrung Thermal 1 von 906 bis 920 m unter GOK Thermalwasser führende Sandsteine des Obereozäns angetroffen (Grün, 1992). Im Liegenden befinden sich von 920 bis 930 m Sandsteine der Oberkreide sowie Kristallinschutt, die ebenfalls eine Thermalwasserführung aufweisen. Die offene Bohrlochstrecke befindet sich von 913,8 m bis zur Endteufe, wobei die Temperatur an der Sohle nach Grün (1992) ca. 51° C beträgt. Die Auswertung von Druckmessungen nach einem Langzeitpumpversuch ergab einen statischen Lagerstättendruck von 87,7 bar bei einer Messtiefe von 915 m (Horváth, 1993). Bauer & Goldbrunner (1997) geben einen k_f-Wert von 1,4 x 10^{-6} m/s an. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.000 mg/l (Tab. 102, Teil 2). Die Auslauftemperatur beträgt rund 43° C. Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist kein Einfluss durch oberflächennahe Wässer zu erwarten (Tab. 105, Teil 2). Zudem ist von einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen, da das Thermalwasser dem niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörper zuzuordnen ist. Die frei austretenden Gase bestehen vorwiegend aus Methan (ca. 73,3 Vol.-%) und Stickstoff (ca. 23,5 Vol.-%) (Stehlik, 1995b).

5.2.9 Bad Schallerbach (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung S1 (früher Schacht Paul 1) (Abb. 84) wurde im Jahr 1918 im Zuge der Erdölaufsuchung niedergebracht (Goldbrunner & Domberger, 1992). Bis 1922 wurde im Freien gebadet, danach folgte die Entwicklung zum Kurort (Diem, 1928). Ein erstes Freischwimmbad konnte im Jahr 1936 in Betrieb genommen werden (Lohberger & Thürriedl, 1999). Das erste Thermalhallenbad wurde deutlich später im Jahr 1972 eröffnet. Aufgrund des Schüttungsrückganges von S1 entschloss man sich im Jahr 1978 für die Niederbringung von S2. Seit 1995 wurde die Thermenanlage laufend ausgebaut. Anerkennungen als Heilvorkommen bestehen für beide Bohrungen seit 1958 und 1986.

Bei dem Thermalwasservorkommen von Bad Schallerbach besteht ausschließlich eine balneologische Nutzung. Das Maß der Wasserbenutzung für die dauernde Entnahme von Thermalwasser aus den Tiefbohrungen S1 und S2 zu balneologischen Zwecken ist auf maximal 520.557 m^3/Jahr festgesetzt. Zudem dürfen S1 kurzfristig maximal 25,3 l/s bzw. Thermal S2 28,7 l/s entnommen werden. Eine Reinjektion findet in Bad Schallerbach nicht statt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Schubert (1996) mischen sich im Raum Bad Schallerbach–Wallern Wässer aus dem Aquifer der „Linzer Sande“ (Linz-Melk-Formation, Egerium bis Kiscellium) mit aus der Tiefe aufsteigenden Thermalwässern der Karbonate des Oberjura (Abb. 85). Somit handelt es sich in diesem Bereich bereits um eine Entlastungszone des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalgrundwasserkörpers. Der Zuflussbereich des Aquifers der „Linzer Sande“ liegt im nordwestlichen Kristallinrand des Sauwaldes. Dabei findet eine NW–SE gerichtete Grundwasserbewegung im Liegenden der abdichtenden Sedimente der Puchkirchen-Gruppe (Egerium) statt. Die Thermalwässer steigen ebenfalls aus dem Liegenden der Puchkirchen-Gruppe, über Südwest kommend, in strukturhöhere Bereiche auf. Hierbei agieren Sandsteine der Oberkreide und des Obereozäns sowie die Basissande des Rupeliums und die „Linzer

Abb. 84.
Lage der Erschließungen von Bad Schallerbach (Datenquelle: basemap.at).

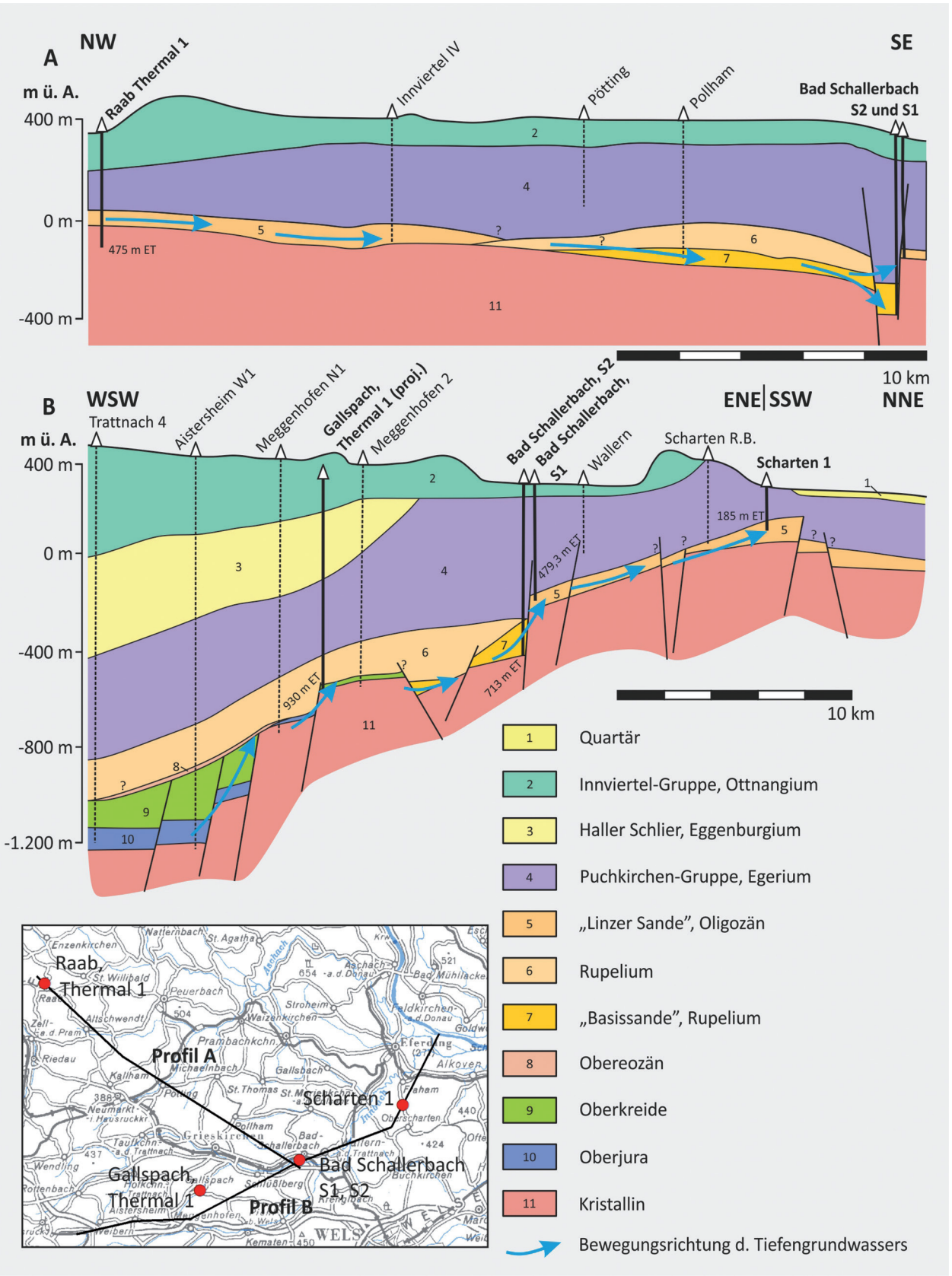


Abb. 85.
Thermalwasseraufstiegswege im Raum Bad Schallerbach (Elster et al., 2016: Abb. 15; verändert nach Schubert, 1996).

Sande“ als Grundwasserleiter und ermöglichen so den Aufstieg. Es ist anzumerken, dass bereits bei Gallspach Thermal 1 keine Karbonate des Oberjura angetroffen wurden.

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

In einer Entfernung von 493 m Richtung Südwest wurde die Tiefbohrung S2 bis auf 713 m unter GOK abgeteuft (Goldbrunner & Domberger, 1992). Sie befindet sich im Bereich einer Tiefscholle des knapp südlich von S1 verlaufenden W–E streichenden Bruches. Bis 70 m unter GOK wurde die Innviertel-Gruppe angetroffen, es folgte bis 585 m unter GOK die Puchkirchen-Gruppe, bevor die Thermalwasser führenden oligozänen Sande bis zur Endteufe anschließen. Lohberger & Thürriedl (2000) führen eine etwas abweichende Mächtigkeit dieser Schichten von 132,4 m an, wobei 107,0 m wasserführend entwickelt sind. Die Förderung von Thermalwasser dürfte nur aus dem Abschnitt von 571,41 bis 583,53 m erfolgen. Die Auslauftemperatur der ebenfalls artesisch überlaufenden Bohrung ist nur geringfügig höher als bei S1. Bei der Endteufe wurde zudem eine Lagerstättentemperatur von 41° C gemessen, das entspricht einem geothermischen Gradienten von ca. 4,7° C pro 100 m.

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

Die Thermalwässer beider Bohrungen sind als Natrium-Hydrogencarbonat-(Chlorid)-Typ zu charakterisieren, jedoch ist die Summe von Kationen und Anionen bei S2 mit ca. 700 mg/l um fast 200 mg/l höher (Tab. 102, Teil 2). Die Mineralisation von S2 lag bei früheren Untersuchungen sogar noch wesentlich darüber. Zudem weisen nach Gattinger (1993) höhere Werte von Fluorid (S1: 0,7 bis 0,9 mg/l; S2: 1,4 bis 2,0 mg/l) auf tiefere Wasserwege hin. Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, ist ein Einfluss durch oberflächennahe Wässer auszuschließen (Goldbrunner & Domberger, 1992). Die deutliche Abreicherung der stabilen Isotope Sauerstoff-18 (-11,59 ‰) und Deuterium (-81,80 ‰) lassen kaltzeitliche Klimabedingungen während der Infiltration vermuten (Tab. 105, Teil 2). Auch Kohlenstoff-14-Analysen belegen diese Alterseinstufung (7.600 bis 10.500 Jahre für S1 bzw. 11.700 bis 16.300 Jahre für S2). Die frei aufsteigenden Gase bestehen zum Großteil aus Stickstoff und Edelgasen (S1: 77,55 %; S2: 52,2 %), wobei S1 eine größere Gasschüttung aufweist (Institut für analytische Chemie der Universität Graz, 1983, zitiert nach Gattinger, 1993).

5.2.10 Bad Weinberg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Vorkommen wurde nach Auskunft des Betreibers in den 1930er Jahren mit Brunnen erschlossen. Neben den heute anerkannten Erschließungen Quelle 1 und Quelle 2 (Abb. 86) führt Carlé (1975) noch zwei weitere

Abb. 86.
Lage der Erschließungen von Bad Weinberg (Datenquelle: basemap.at).

Brunnen an. Über viele Jahrzehnte wurde das Wasser zudem für einen Kurbetrieb verwendet, doch mittlerweile wurde der Betrieb eingestellt. Allerdings ist eine Revitalisierung geplant und das Wasser kann bereits in Kanistern gekauft werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Bad Weinberg befindet sich im Grenzbereich des Kristallins der Böhmischen Masse zum Molassebecken. Die anlagernde Beckenfüllung weist hier eine große fazielle Vielfalt auf, so treten nach Krenmayr & Schnabel (2006) neben den „Linzer Sanden" (Linz-Melk-Formation, Egerium bis Kiscellium) Phosphoritsande der Plesching-Formation (unteres Ottnangium), bituminöse Schiefertone und sandige Tonmergel („Schlier"; Ottnangium) auf. Bei den bituminösen Schiefertonen handelt es sich um fossile Faulschlammablagerungen, die neben Fischresten auch Phosphoritknollen und Pyrit enthalten (Gattinger & Zötl, 1993). Dies ist insofern von Bedeutung, da in den als Heilvorkommen anerkannten Erschließungen von Bad Weinberg erhöhte Konzentrationen von organischen Stoffen auftreten.

Die Erschließung Quelle 1 wurde als Bohrung bis auf 54,2 m unter GOK niedergebracht (Buchberger, 2013a). Bis 20 m sind keine Informationen zu dem Bohrprofil vorhanden, doch danach schließen bis 49,5 m vorwiegend Fein- und Mittelsande an, die teilweise grobklastische Lagen zeigen. Von 40,5 bis 49,5 m sind zudem erhöhte Anteile von organischen Stoffen und feinklastischen Sedimenten vermerkt. Bis zur Endteufe traf man anschließend Sandstein an. Die Filterstrecke befindet sich von 37,2 bis 52 m und der Ruhewasserspiegel ist bei ca. 34,7 m unter GOK zu erwarten (Stand 2012).

Auf demselben Grundstück wurde die Quelle 2 auf 51,6 m abgeteuft (Buchberger, 2013b). Das Bohrprofil zeigt grobklastischere Ablagerungen als bei Quelle 1, nämlich vorwiegend Kies und Sand. Die Filterstrecke befindet sich von 37,6 bis 49,6 m und der Ruhewasserspiegel liegt bei ca. 32,5 m unter GOK (Stand 2012).

Hydrochemisch handelt es sich bei den Grundwässern von beiden Bohrungen um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ. Die Feststoffsumme ist bei der Quelle 2 mit 2.100 mg/l etwas höher als bei der Quelle 1 (ca. 1.700 mg/l). Besonders auffällig sind jedoch die hohen Anteile von organischen bzw. bituminösen Inhaltsstoffen, im Jahr 2013 wurden 50 mg/l an organischem Kohlenstoff bei der Quelle 2 gemessen. Frühere Analysen zeigten auch erhöhte Konzentrationen von Eisen (6,82 mg/l im Jahr 1987) (Tab. 103, Teil 2).

5.2.11 Bad Hall (H)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bad Hall mit seinem namengebenden Jod-Brom-Solevorkommen liegt rund 15 km westlich von Steyr. Die natürlich austretenden Wässer waren bereits in der Frühzeit der Besiedelung dieses Raumes durch die Kelten bekannt. Historisch belegt ist die Schenkung der Tassiloquelle an das Stift Kremsmünster in einer aus dem Jahr 777 n. Chr. stammenden Urkunde des Bayernherzogs Tassilo III (Schmölzer, 1954). Anfänglich wurden die Wässer für die Salzgewinnung herangezogen, erst später folgte die Nutzung für Heilzwecke.

Schmölzer (1954) hat die Solewässer der Quellen und Brunnen (Natrium-Chlorid-Wässer mit hohen Bromid- und Jodidgehalten) eingehend bearbeitet und dabei auch die Erschließungsgeschichte des Vorkommens dokumentiert. Die älteste Quelle ist die Guntherquelle, die im Bereich des Fernbaches aus dem hier anstehen-

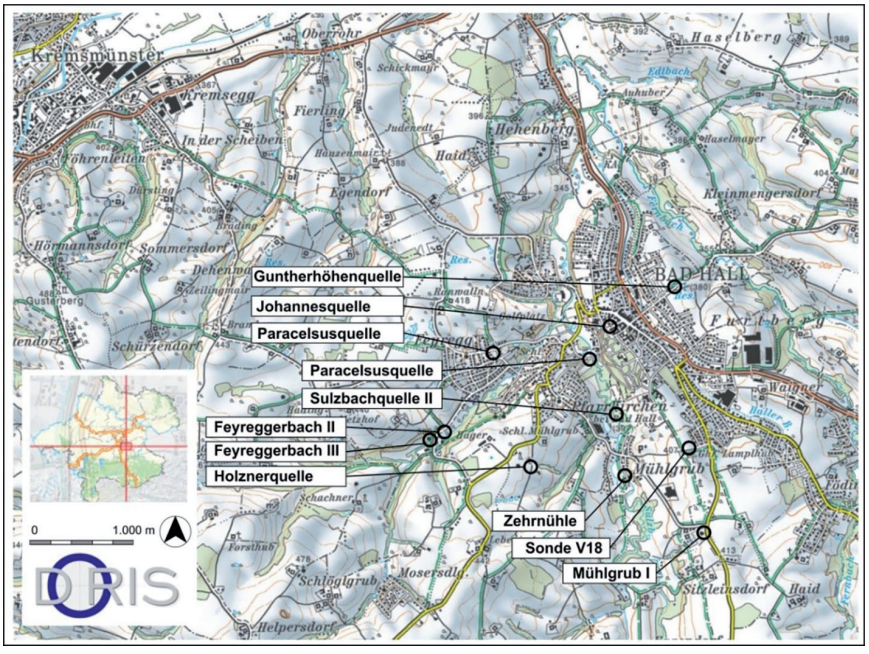


Abb. 87.
Lage der in Land Oberösterreich (2017) geführten Brunnen der Tassilo Kurbetriebe in Bad Hall. Nicht dargestellt: Sonde V18 (ca. 8,5 km westsüdwestlich von Bad Hall).

den Haller Schlier frei austrat. Im Zuge der Fassungsarbeiten im Jahr 1868 ist man auf alte Schacht- und Stollenbauten gestoßen. Durch die Neufassung kam es infolge von Süßwasserzutritten zu einem starken Rückgang der Mineralisierung.

Die Tassiloquelle entsprang ursprünglich westlich von Bad Hall im Sulzbachtal ebenfalls den feinklastischen Sedimenten des Haller Schliers. Die natürlich austretende Quelle wurde Mitte des 19. Jahrhunderts durch einen 15 m tiefen Schacht und davon sternförmig vorgetriebene 9 bis 11 m lange Stollen gefasst.

Mit steigendem Bedarf an Heilwässern wurden im Zeitraum 1893 bis 1928 insgesamt 13 Bohrungen niedergebracht, die jedoch keine befriedigenden Produktionsraten (z.B. Valeriequelle mit nur 1 m^3/Tag) lieferten. Erst die ab 1941/1942 bzw. nach Kriegsende niedergebrachten Bohrungen waren bei der Erschließung der Solewässer erfolgreich (Grill, 1952).

Im Wasserbuch (Land Oberösterreich, 2017) werden aktuell elf Wasserfassungen geführt, deren Berechtigte die Tassilo Kurbetriebe sind (Abb. 87; Tab. 40).

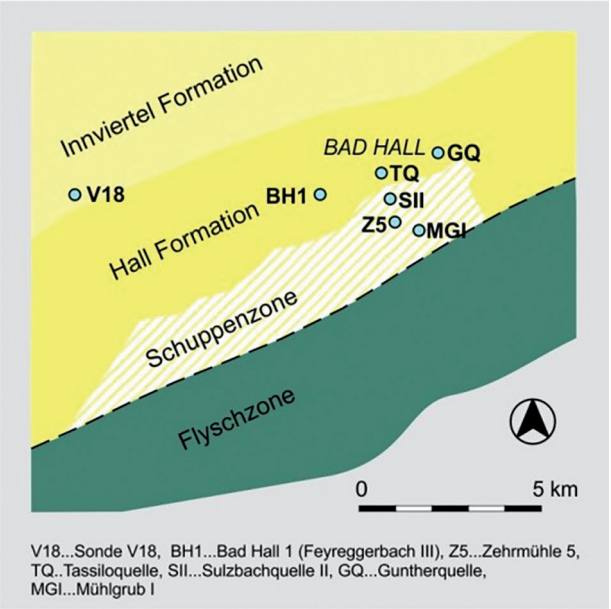


Abb. 88.
Geologische Lageskizze von Bad Hall mit ausgewählten Bohrungen und Quellen nach Weber in Zötl & Goldbrunner (1993).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Aufbau des tieferen Untergrundes von Bad Hall ist hier durch die ca. 2 km südwestlich von Bad Hall gelegene Bohrung Bad Hall 1 bekannt, die im Jahr 1957 von der Rohöl-Aufsuchungs AG (RAG) auf eine Tiefe von 2.247 m bis in das Kristallin der Böhmischen Masse niedergebracht wurde (Braumüller, 1959) und Wasser aus der Oberen Puchkirchen-Formation fördert (Weber in Zötl & Goldbrunner, 1993) (Abb. 88, 89).

Die Bohrung Bad Hall 1 hat unter ca. 90 m mächtigen Sedimenten des hier auch obertage anstehenden Haller Schliers bis in eine Tiefe von 1.276 m die Schichten der Oberen und Unteren Puchkirchen-Formation verschuppt (Schuppenzone von Bad Hall) angetroffen. Darunter folgen mit jeweils geringer Mächtigkeit Gesteine der autochthonen Unteren Puchkirchen-Formation, des Kiscellium, Obereozän und der Oberkreide, wobei letztere direkt dem kristallinen Grundgebirge auflagert (Abb. 89).

Bei den Wässern von Bad Hall handelt es sich um jodhaltige Natrium-Chlorid-Wässer mit einer Gesamtmineralisierung zwischen 14,4 und 23 g/l (Schmölzer, 1954), mit Bromidgehalten bis zu 150 mg/l und Jodidgehalten bis zu 58 mg/l (Tab. 41; Tab. 103, Teil 2). Die Wässer kommen aus verschiedenen Horizonten der Hall-Formation (basale Sande in der sonst feinklastischen Entwicklung) und Puchkirchen-Gruppe.

Nach Goldbrunner (1988) sind die aus isolierten Silt-/Sandstein- bzw. Konglomerat-Horizonten der Hall- und Puchkirchen-Formation stammenden Wässer aufgrund ihrer hydrochemischen Fazies und Isotopencharakteristik wenig mobile Formationswässer ohne Regene-

Erschließung		Nutzung	Konsens
1	Johannesquelle	Heilwasserversorgung	14,4 m^3/Tag
2	Sonde V18	Heilwasserversorgung	60 m^3/Tag
3	Mühlgrub 1	Heilwasserversorgung	40 m^3/Tag
4	Feyreggerbach II	k.A.	Gesamt: 80 l/min Elster et al. (2016: Tab. 18)
5	Feyreggerbach III (Bad Hall 1)		
7	Zehrmühle		
6	Holznerquelle	k.A.	k.A.
8	Sulzbachquelle II		
9	Tassiloquelle		
10	Guntherhöhenquelle		
11	Paracelsusquelle		

Tab. 40.
Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Solewässer von Bad Hall durch die Tassilo Kurbetriebe (nach Land Oberösterreich, 2017). k.A.: keine Angabe.

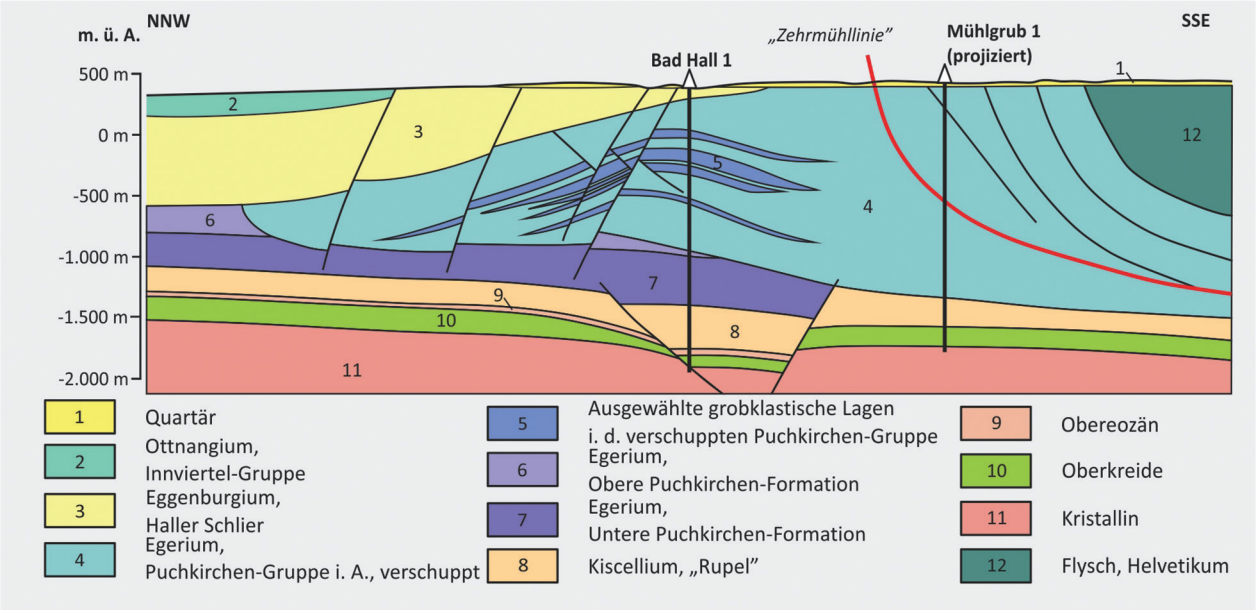


Abb. 89.
Geologisches Profil im Bereich Bad Hall (modifiziert nach Braumüller & Kollmann in Zötl & Goldbrunner, 1993).

rierung durch meteorische Wässer. Auch sehr oberflächennahe liegende Aquifere, wie z.B. jener der 15 m tiefen Tassiloquelle, zeigen aufgrund ihrer Anreicherung an Sauerstoff-18 und Deuterium den Charakter von Formationswässern. Schmölzer (1954) beschreibt einen für Bad Hall charakteristischen Rückgang der meist hohen Ausgangsschüttungen der Erschließungen, die sie auf die laterale Begrenzung der Grundwasserhorizonte zurückführt (d.h. limited reservoirs).

Mit den Formationswässern ist das Vorkommen von gasförmigen Kohlenwasserstoffen verbunden. Grill (1952) referiert eine Gasanalyse der Paracelsusquelle mit einem volumenmäßigen Methananteil von durchschnittlich 99 %. Höhere Kohlenwasserstoffe wurden nicht nachgewiesen.

Name (alias)	WR	Tiefe m unter GOK	Entnahmestrecke m unter GOK	Aquifer	TDS in g/l	J mg/l	Br mg/l
Guntherquelle		10		HF ursprünglich frei austretend	2,96*	---	---
Tassiloquelle	X	15		HF ursprünglich frei austretend	13,6–14,6	26,3	71,0
Paracelsusquelle (Feyregg)	X	276	159–264	PF (HF) (Elster et al., 2016).	20,8	44,5	111,9
Park		176		---	15,2	---	---
Sulzbach 1		246		---	14,1–15,9	30,2	79,0
Sulzbachquelle II (Sulzbach 2)	X	293 (282?)	44–216	PF	14,2	31,4	82,0
Zehrmühle (Z5, Zehrmühlquelle, Zehrmühl 5, Zahrmühle, Zöhrmühle)	X	176	38–137	PF	15,0–15,5	34,0	89,0
Eiselsberg		423		---	20	44,7	118,2
Guntherhöhenquelle (Guntherhöhe)	X	250		HF	20,7	39,0	78,2
Valerie (Marie Valerie-Quelle)		197		---	13,7	27,9	65,0
Z2		177		---	3,8	---	---

Name (alias)	WR	Tiefe m unter GOK	Entnahmestrecke m unter GOK	Aquifer	TDS in g/l	J mg/l	Br mg/l
Z3		206		---	14,2	---	---
Johannesquelle (Johannis)	X	576	231–245	PF + HF	20,1	---	---
Ragl		173		---	9	---	---
Alfred		290		---	19,8	---	---
Margareth		250		---	20,4	---	---
Furthmühle		215		---	23,1	58,3	151,0
Ia		160		---	---	---	---
XIV		261		---	8,0–8,1	---	---
Holznerquelle (FZ15, Zehetner, Failing Zehrmühle 15)	X	413	93–167 185–247	PF	---	---	---
Feyreggerbach II (FZ20 Failing Zehrmühle 20)	X	428	86–98 289–419	PF	---	---	---
Mühlgrub 1		2.163	379–575	PF	15,6	37,1	99,2
Sonde V18 (Bad Hall V18, V18)	X	2.247	752–819 851–939	PF + HF	18,7	40,6	117,7
Feyreggerbach III (Bad Hall 1)	X	2.247	518–700	PF: 518–700; 16 l/min	19,7	42,8	118,5

Tab. 41.
Ausgewählte technische, geologische und hydrochemische Kenndaten der Solen von Bad Hall nach Schmölzer (1954), Zötl & Goldbrunner (1993) sowie Elster et al. (2016).
Abkürzungen: TDS = Gesamtmineralisierung, J = Jodid, Br = Bromid, HF = Hall-Formation, PF = Puchkirchen-Formation, WR = bei Berichtlegung aufrechtes Wasserrecht zur Nutzung durch die Tassilo Kurbetriebe, * = nach Rückgang der Mineralisierung durch Süßwasserzutritte bei Fassungsarbeiten.

5.3 Nördliche Kalkalpen

5.3.1 Bad Goisern (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bei der Schwefelquelle von Bad Goisern (Marie-Valerie-Quelle) (Abb. 90) handelt es sich um eine alte Tiefbohrung, die zur Erkundung eines vermuteten Salzvorkommen 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 übernommen und betrieben wurde. In den Jahren 1951 bis 1953 wurde zudem ein Kurhotel errichtet, das für einen langen Zeitraum nicht mehr in Betrieb war. Seit 2014 besteht wieder eine Nutzung für einen Kurbetrieb.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Schwefelquelle von Bad Goisern, es handelt sich um eine Tiefbohrung, befindet sich im oberösterreichischen Teil des Salzkammerguts. Nach Schauberger (1979) wurden von der Bohrung zunächst 64 m mächtige Sand- und Schotterschichten durchörtert. Im Liegenden folgten bis auf 421,8 m unter GOK Kalke, die streckenweise eine Wechsellagerung mit „Tonschiefern“ aufwiesen. Bis zur Endteufe von 656,7 m unter GOK verblieb die Bohrung in Dolomiten. Bei 308,7 m unter GOK erfolgte im Hornsteinkalk (Oberjura) der erste Zufluss von Schwefelwasser. Zudem konnte bei 402 m unter GOK ein sprungartiger Temperaturanstieg von 8 auf 14° C nachgewiesen werden. Bei 574,7 m wurden schließlich ein Zufluss von 17.900 l/h und eine Temperatur von 20° C gemessen. Der Zufluss ging jedoch langsam bis auf 8.800 l/h zurück. Angesichts der später im Jahr 1928 gemessenen Bohrlochtemperaturen von 21,07° C bei 100 m und 24,8° C bei 360 m ist ein niedrigerer geothermischer Gradient als 3° C pro 100 m zu erwarten (Zötl, 1993e). 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 das Wasser

Abb. 90.
Lage der Erschließung von Bad Goisern (Datenquelle: basemap.at).

mit einer Schüttung von 1 l/s und 18,8° C im Bohrloch artesisch auf und wird danach abgeleitet (Deetjen, 2011). Hydrochemisch handelt es sich um einen akratischen Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-(Sulfat)-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 670 mg/l. 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, Teil 2). Das Quellgas besteht vorwiegend aus Stickstoff (Zötl, 1993f). Eine am 25. März 1965 durchgeführte Schwefelisotopenuntersuchung ergab einen Schwefel-34-Gehalt von +14,9 ‰ und deutet nach Puchelt (zitiert nach Zötl, 1993e) auf ein oberpermisches Salinar (Tab. 105, Teil 2). Zudem ist anzumerken, dass Tritium nicht nachgewiesen werden konnte (Tab. 105, Teil 2). Somit ist keine Beimischung von oberflächennahen Wässern zu erwarten.

5.3.2 **Bad Ischl** (H, eH)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Raum Bad Ischl wird heute in einem Kurmittelhaus die Schwefelquelle II aus dem Erbstollen und eine Neuerschließung der Maria-Louisen-Quelle (Neu) genutzt (Abb. 91). Während der Erbstollen erst im Jahr 1895 angeschlagen wurde, reicht die Entdeckung der Maria-Louisen-Quelle deutlich weiter zurück. Sie dürfte bereits im 12. Jahrhundert aufgrund der Salzführung entdeckt worden sein. Eine Nutzung im ersten Solebad von Bad Ischl ist ab 1839 dokumentiert. Bis 1967 wurde sie für Trinkkuren verwendet, doch aufgrund einer bakteriologischen Belastung wurde die Nutzung eingestellt. Im Jahr 2005 wurde mit einer Bohrung, auch als Maria-Louisen-Quelle bezeichnet, eine neue Sole erschlossen. Dieses Wasser kann im Handel bezogen werden.

Abb. 91.
Lage ausgewählter Erschließungen von Bad Ischl (Datenquelle: basemap.at).

Für die Schwefelquelle I (Schauberger Quelle) und Schwefelquelle III (Dr. Nusko-Quelle) bestehen Anerkennungen als Heilvorkommen seit 1960. Seit 1972 ist auch die Schwefelquelle II (Alte Schwefelquelle) anerkannt.

Es ist anzumerken, dass im Kurmittelhaus auch die Bergbausole für die balneotherapeutische Nutzung Anwendung findet. Die Salzproduktion findet durch Laugung von Steinsalz aus dem Haselgebirge statt. Leitner & Mayr (2017) führen für die geförderte Sole eine Konzentration von ca. 300 g/l an.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Salzabbau von Bad Ischl ist wie bei Hallstatt und Altaussee an das Gemisch von Ton, Salz und Gips des Haselgebirges (oberes Perm) in den Hallstätter Zonen gebunden. Diese sind dem Juvavischen Deckensystem zuzuordnen. Zwischen Lauffen und Bad Ischl im Trauntal ist unter der 40 bis 80 m mächtigen quartären Bedeckung das Haselgebirge mit einer erbohrten Mächtigkeit von ca. 500 m zu erwarten (Schauberger, 1979). Auch gegen Westen reicht die Ausbreitung im Untergrund entlang der Ischl bis zum Wolfgangsee. Oberflächlich tritt das Haselgebirge im Bereich des Katergebirges vor allem in Gräben auf, die den Nordfuß herabziehen und es treten zahlreiche höher mineralisierte Quellen auf. Rund fünfeinhalb Kilometer südöstlich von Bad Ischl befindet sich die keilförmige Salzlagerstätte des Ischler Salzberges, dessen Salzgehalt durchschnittlich 52 % beträgt. Dominierend ist das „Rotsalzgebirge“, dessen Sedimentation in ruhigen und tief eingesenkten Lagunen ohne direkter Verbindung zum offenen Ozean erfolgte (Leitner & Mayr, 2017). Auch treten „Buntes Salzgebirge“ und untergeordnet das „Grüntongebirge“ auf. Die mittlere Ost–West-Erstreckung beträgt ca. 1.100 m, jene von Nord–Süd ca. 670 m. Insgesamt wurden zehn Stollen („Horizonte“) hergestellt, wobei der höchste Horizont (Johannes-Horizont) auf 1.003 m und der tiefste Horizont (Erbstollen) auf 503 m liegt.

Im Raum Bad Ischl und vor allem auch im Ischler Salzberg wurden zahlreiche Sole- und Schwefelwässer mit Stollen, gefassten Quellen und seichten Bohrungen erschlossen. Diese wurden von Schauberger (1979) umfassend beschrieben und eine Übersicht bietet Tabelle 42. Viele dieser Erschließungen existieren heute nicht mehr und in der folgenden Beschreibung soll auf die noch heute genutzten eingegangen werden.

Bezeichnung	Lokalität	Chemismus	Feststoff-summe (g)	Ergiebigkeit	Besondere Inhaltsstoffe	Anmerkung
Schwefelquelle I (Schauberger Quelle)	Ischler Salzberg, Erbstollen	Na-Cl-SO_4	9,1	7,7 bis 8,3 l/min; 22 m^3/Jahr	zweiwertiger titrierter Schwefel: 60,3 mg/l	
Schwefelquelle II (Alte Schwefelquelle)	Ischler Salzberg, Erbstollen	Na-Cl-SO_4	6,7	1,44 bis 1,66 l/min	zweiwertiger titrierter Schwefel: 53,0 mg/l	
Schwefelquelle III (Dr. Nusko-Quelle)	Ischler Salzberg, Erbstollen	Na-Cl-SO_4	10,8	0,76 bis 1,57 l/min	zweiwertiger titrierter Schwefel: 34,3 mg/l	
Maria-Louisen-Quelle (Alt)	Stadtgebiet von Bad Ischl	Na-Cl	2,9			
Maria-Louisen-Quelle (Neu)	Stadtgebiet von Bad Ischl	Na-Cl	300	1.000 l/Tag		im Jahr 2005 erschlossen
Klebelsberg-Quelle	Ischler Salzberg, Kaiserin Maria Theresia-Horizont	Na-Cl	5,4			
Stampferquelle	Ischler Salzberg, Kaiserin Maria Theresia-Horizont	Na-Cl-HCO_3-SO_4		31,6 l/min		
Leopoldsquelle	Ischler Salzberg, Kaiser Leopold-Stollen				Schwefel	existiert nicht mehr
Wirrer-Quelle	Stadtgebiet von Bad Ischl	Ca-HCO_3	akratisch			existiert nicht mehr
Maximilianquelle	Stadtgebiet von Bad Ischl	Ca-HCO_3	akratisch			
Mineralquelle im Rabennest	Rabennest, Fuß des Katergebirges	Na-Cl	4,0			
Schwefelquelle I im Mitterweißenbachtal	Mitterweißenbachtal	Na-(Ca)-Cl-HCO_3			Schwefelspuren	
Schwefelquelle II im Mitterweißenbachtal	Mitterweißenbachtal	Na-Mg-Ca-HCO_3-Cl-SO_4	0,5	27 l/min	Schwefelspuren	

Tab. 42.
Überblick zu den Erschließungen von Bad Ischl, kompiliert nach Schauberger (1979) und Betreiberinformationen.

Die im zentralen Kurmittelhaus von Bad Ischl genutzte Schwefelquelle II wurde im Erbstollen des Ischler Salzberges angetroffen. Nach Schauberger (1979) wurden im Erbstollen zwischen den Stollenmetern 2.317 und 2.683 zahlreiche Schwefelwässer erschrotet, die vier Quellenzonen (äußerste, äußere, mittlere, innere) zugeteilt wurden. So wurde die Schwefelquelle I bei Stollenmeter 2.365, die Schwefelquelle II bei Stollenmeter 2.525 und die Schwefelquelle III bei 2.670 angetroffen. Sie entspringen Klüften in Kalken des Oberjura, doch die Mineralisation ist auf den Kontakt zum Haselgebirge zurückzuführen. Im Jahr 1952 wurde eine Gesamtschüttung von ca. 7 l/min bestimmt und hydrochemisch weisen die Wässer einen Natrium-Chlorid-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von 6,7 bis 10,8 g/l auf. Besonders erwähnenswert sind die hohen Gehalte an titrierbarem Schwefel von 34,3 bis 60,3 mg/l, aber auch der erhöhte Fluoridgehalt von ca. 4 mg/l (Tab. 104, Teil 2). Das Auftreten des Schwefels ist auf eine mikrobakterielle Reduktion von Sulfat zurückzuführen (Schauberger, 1979). So zeigen die anstehenden permischen Evaporite (Gips und Anhydrit) ein für das Haselgebirge typisches Schwefel-34-Isotopenverhältnis von +8 bis +12,5. Das Sulfat der Quellen ist jedoch mit +15,1 bis +17,4 etwas angereichert (Tab. 105, Teil 2). Für die Schwefelabscheidungen wird zudem ein deutlich abgereichertes Verhältnis von -17,0 bis -33,9 angeführt.

Rund 1,6 km westlich von Bad Ischl befindet sich die Maria-Louisen-Quelle (Neu) am Nordfuß des Kalvarienberges. Nach Schauberger (1979) tritt unter quartären Schottern in unbekannter Tiefe das Haselgebirge auf. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 3 g/l (Tab. 104, Teil 2). In unmittelbarer Nähe wurde im Jahr 2005 eine neue Bohrung, auch als Maria-Louisen-Quelle bezeichnet, abgeteuft. Die Teufe beträgt nach Angaben des Betreibers rund 15 m und bis 10 m wurden abdichtende quartäre Schichten angetroffen. Zudem läuft sie artesisch mit ca. 1.000 l/Tag über. Hydrochemisch differenziert sich das Wasser erheblich von der alten Erschließung, so handelt es sich um eine Sole mit einer Feststoffsumme von über 300 g/l (Tab. 104, Teil 2).

5.3.3 Windischgarsten (H, S)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Salinar- und Schwefelquellen im Raum Windischgarsten und Rosenau am Hengstpaß weisen alle sehr geringe Ergiebigkeiten auf. Einen Lageplan zu den Erschließungen bietet Abbildung 92. Bezüglich der historischen Nutzung ist nach Schauberger (1979) anzumerken, dass die noch heute existierende Puchriegler Quelle (Dambacher-Quelle) bereits im Jahr 1777 im Bäderalmanach für Österreich erwähnt wurde. Weiterhin besteht bei ihr seit 1959 eine Anerkennung als Heilquelle und früher wurde das Wasser für ein Badehaus genutzt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Beckenbereich von Windischgarsten treten oberflächlich hauptsächlich Ablagerungen der Gosau-Gruppe und des Quartärs auf (Kreuss, 2014). Im Untergrund wurde jedoch im Jahr 1965 mit einer bis auf 903 m abgeteuften Untersuchungsbohrung ein rund 250 m mächtiges Salzvorkommen nachgewiesen, das mit Ton, Salz und Gips des Haselgebirges (oberes Perm) zu assoziieren ist (Schauberger, 1979). Historisch wurden 16 Salinar- und Schwefelquellen beschrieben, von denen heute nur noch wenige existieren. Neben dem Haselgebirge ist die Bildung mancher Wässer auch in Bereichen der Raibl-Gruppe und den Werfener Schichten nachgewiesen (Marsch et al., 1996). Die Autoren führen an, dass natürliche Austrittsstellen meist an NNE-streichende Zerrungsklüfte, Abrissflächen von Hangbewegungen und die Randzone des Windischgarstener Fensters gebunden sind.

Abb. 92.
Lage der Erschließungen von Windischgarsten (Datenquelle: basemap.at).

Bezeichnung	Typ	Chemismus (Jahr der Analyse)	Feststoff-summe (g)	Ergiebigkeit	Besondere Inhaltsstoffe	Probenahme im Jahr 2015
Egglhofquelle	Schachtbrunnen	Na-Ca-Mg-SO_4-HCO_3 (2015)	1,0		keine	existiert
Laiminger Quelle	Quelle	Ca-Mg-HCO_3 (2015)	0,4	< 0,1 l/s		existiert
Dilly-Quelle	6 m tiefer Schachtbrunnen	Na-Ca-Cl-SO_4 (2015)	13	< 0,1 l/s	Sole	existiert
Schwefelquelle Pyhrn	Quelle	Ca-Mg-SO_4-HCO_3		< 0,3 l/s; diffuser Austritt	geringe Schwefelspuren	existiert
Puchriegler Quelle	Quelle	Ca-SO_4 (2015)	2,5	0,03 l/s	titrierter Schwefel: 42,8 mg/l	existiert
Scheer-Quelle	7 m tiefe Zisterne	keine vollständige Analyse (1979)	11,7		Sole	existiert nicht mehr
Troyer Schwefel-quelle	Quelle	keine vollständige Analyse; Ca-SO_4 (1946)		1,5 bis 2 l/ min	Schwefel	nicht gefunden
Fallbachquelle (Grünauer Quelle)	Quelle	Ca-(Mg)-SO_4-HCO_3			geringe Schwefelspuren	nicht gefunden

Tab. 43.
Überblick zu den Salinar- und Schwefelquellen von Windischgarsten.

Im Jahr 1979 konnten von Schauberger (1979) nur noch sieben Quellen beschrieben werden und bei einer Quellaufnahme im Jahr 2015 wurden fünf Quellen gefunden (Tab. 43). Von den heute existierenden Quellen sind die Dilly-Quelle, eine Kochsalz-Glaubersalzquelle mit einer Feststoffsumme von 13 mg/l, und die Puchriegler Quelle, eine Schwefelquelle, besonders erwähnenswert (Tab. 104, Teil 2). Hierbei ist anzumerken, dass das Auftreten des Schwefels auf eine mikrobakterielle Reduktion von Sulfat zurückzuführen ist. Die Werte von Sauerstoff-18 und Deuterium plotten bei den im Jahr 2015 beprobten Wässern auf der Niederschlagsgeraden. Bei der Puchriegler Quelle wurde zudem ein Schwefel-34-Wert von +24,4 ‰ bestimmt (Tab. 105, Teil 2).

6 Mineral- und Heilwässer in Salzburg

Eine Übersicht zu den Mineral- und Heilwasservorkommen in Salzburg befindet sich in Tabelle 44. Weitere ehemalige Erschließungen und erwähnenswerte Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen sind in Tabelle 45 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		Anerkannte Heilwasservorkommen			
Bad Gastein, Kristallquelle	Kap. 6.2.1	Abtenau, St. Rupertusquelle	Kap. 6.1.1	Leopoldskron, Obermoos Thermal 1	Kap. 6.1.5
Bad Gastein, Tauernquelle	Kap. 6.2.1	Abtenau, Annenquelle	Kap. 6.1.1	Mauterndorf, Quelle Burghardt	Kap. 6.3.1
		Bad Gastein, Thermalquellen (nicht differenziert)	Kap. 6.2.1	St. Martin bei Lofer, Saalachtal Thermal 1	Kap. 6.1.6
		Bad Vigaun, Barbaraquelle	Kap. 6.1.2	Stuhlfelden, Schwefelquelle Burgwies	Kap. 6.4.1
		Bad Dürrnberg, Bergbausole aus dem Wolf-Dietrich-Stollen	Kap. 6.1.4		

Tab. 44.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Salzburg.

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Bad Dürrnberg, Schwefelwässer im Wolf-Dietrich-Stollen	Schwefelquelle	6.1.4	ja	Schauberger (1979)
Bad Fusch, akratische Quellen	akratische Quellen, heutige Kneippanlage		ja	Diem (1928)
Bad Gastein, Gasteiner Heilstollen	Quellwasser mit 1.378 Bq/l Radon		nein	FA Hydrogeologie
Kaprun, Thermal 1	Subthermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
Lend, AHP-Stollen	Thermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
Lend, Tiefbohrung Lend-Embach	Thermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
Leogang, Eisenquelle	Historisches Bad mit einer eisenreichen Quelle		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Liechtensteinklamm	Subthermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
Mallnitz, Tauerntunnel	Subthermalwasser, Salzburg-Kärnten		nein	Elster et al. (2016)
Unken, Löwen- und Schütterbadquelle	akratische Quellen		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Wiestal bei Hallein, Paracelsus- und Wiestalquelle	Schwefelquelle und Sole	6.1.3	ja	Schauberger (1979); Küpper & Wiesböck (1966)

Tab. 45.
Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Salzburg.

6.1 Nördliche Kalkalpen

6.1.1 **Abtenau** (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

In der Abtenauer Salinarmulde wurde laut Schauberger (1979) in historischer Zeit nicht nur Gips abgebaut, sondern auch aus Solequellen Salz gewonnen. Die Solequellen sollen um 1860 entdeckt worden sein und ein erster Kurbetrieb ist ab ca. 1870 dokumentiert (Scheminzky & Weis, 1959). Im Bäderbuch von 1959 findet die Nutzung in einem Kurhaus Erwähnung, doch wenige Jahre später dürfte der Betrieb eingestellt worden sein (Scheminzky & Weis, 1959). Seitdem gab es mehrfach Initiativen zur Revitalisierung des Vorkommens. Die Quellen (Abb. 93) sind heute frei zugänglich und seit 1961 besteht eine Anerkennung als Heilvorkommen.

Abb. 94.
Austritt der Annenquelle (Foto: Daniel Elster).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Schauberger (1979) befinden sich die Quellen am südöstlichen Rand der von der Lammer durchflossenen Abtenauer Salinarmulde („Haselgebirge"). Nach der geologischen Karte von Plöchinger (1982) treten im nahen Umkreis der Quellen, abgesehen von quartären Ablagerungen, Haselgebirge, Karbonate der Gutenstein-Formation, Werfener Schichten und Reichenhaller Rauwacke auf. Die St. Rupertusquelle entspringt nach Schauberger (1979) nicht weit vom ehemaligen Kurhaus entfernt am Fuß eines Steilhanges, der aus kalktuffüberzogener Rauwacke besteht. Die Annenquelle (Abb. 94) tritt hingegen rund 110 m südlich oberhalb einer Felsstufe aus Kalk der Gutenstein Formation aus. Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 6,4 g/l (Tab. 106, Teil 2). Zötl (1993h) erwähnt eine Abnahme von Natrium und Chlorid über die Jahrzehnte, welche auf die zunehmende Auslaugung des Haselgebirges zurückgeführt werden kann. So wurde beispielsweise bei einer Analyse der St. Rupertusquelle im Jahr 1906 noch eine Feststoffsumme von ca. 9 g/l festgestellt. Hydrochemisch sind sich die Wässer sehr ähnlich, doch die St. Rupertusquelle weist mit ca. 0,4 l/s (2016) eine wesentlich höhere Schüttung auf. Bezüglich der Spurenstoffe sind erhöhte Strontium-Konzentrationen (etwa 10 mg/l) erwähnenswert (Tab. 106, Teil 2). Erhöhte Tritium-Konzentrationen (51,7 ± 2,3 TU im Jahr 1988) belegen eine eindeutige Beeinflussung durch oberflächennahe jüngere Wässer. Der Schwefel-34-Gehalt liegt bei der Annenquelle bei +19,6 ‰ (Süveges, 2017) (Tab. 108, Teil 2).

Abb. 93.
Lage der Erschließungen von Abtenau (Datenquelle: basemap.at).

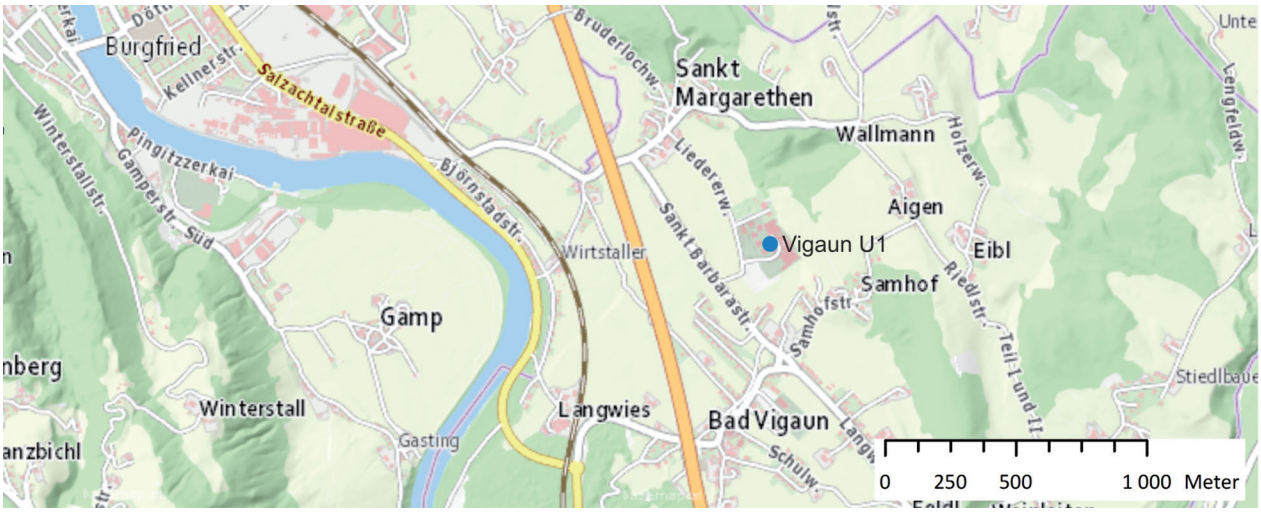


Abb. 95.
Lage der Erschließung von Bad Vigaun (Datenquelle: basemap.at).

6.1.2 Bad Vigaun (H)

(D. Elster)

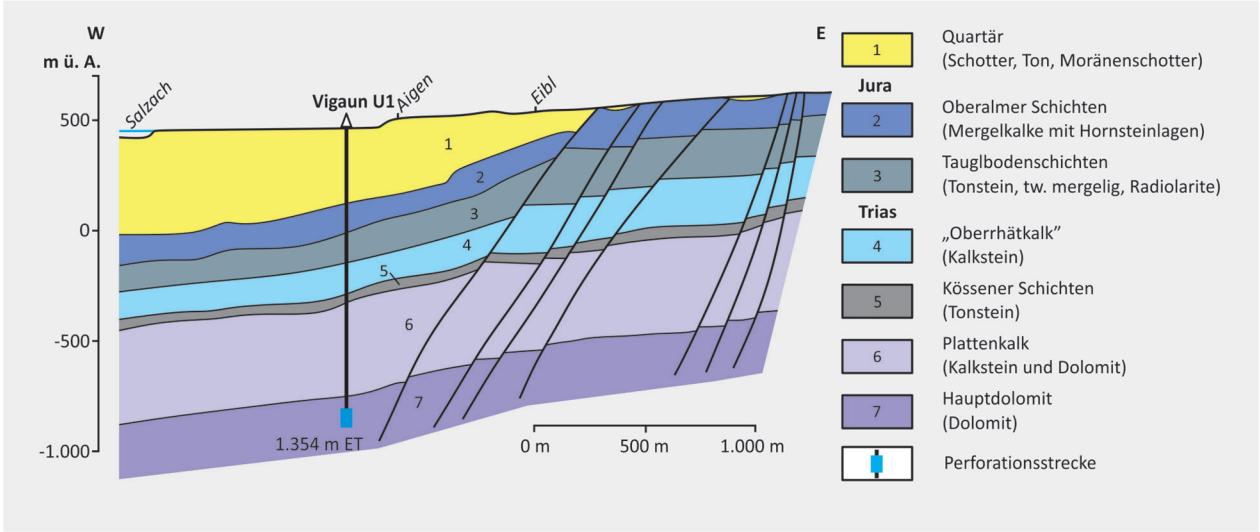
Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Vigaun U1 wurde 1976 abgeteuft (Abb. 95). 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. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist auf 2,3 l/s (190 m³/Tag) festgelegt. Aufgrund der hohen Konzentrationen von Radium-226, Eisen, Mangan und Schwefelwasserstoff wird das Thermalwasser vor der Verwendung aufbereitet.

Abb. 96.
Profil von Vigaun U1 (Elster et al., 2016: Abb. 102; Barbaraquelle); verändert nach Kramer & Kröll (1979).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Vigaun U1 wurde nach Kramer & Kröll (1979) nördlich der Ortschaft Bad Vigaun bis auf eine Endteufe von 1.354 m niedergebracht. Bis 338 m unter GOK wurde die quartäre Beckenfüllung, zumeist Wechselfolgen von Moränenschottern und Seetonen des Salzachtal-Beckens, angetroffen (Abb. 96). Darunter folgte die mesozoische Schichtfolge des Tirolisch-Norischen Deckensystems der Osterhorn-Gruppe, in der die Tiefbohrung auch verblieb. Im Plattenkalk (785 bis 1.248 m) und Hauptdolomit (1.248 bis 1.354 m) wurden zunächst Thermalwasserzutritte nachgewiesen. Es konnten folgende Zutritte festgestellt werden: Von 1.126 bis 1.196 m im Plattenkalk (4,1 m³ Solewasser, Temperatur 36° C, leicht überhydrostatischer Druck mit 138,7 bar) und von 1.289 bis 1.354 m im Hauptdolomit (20 m³ Solewasser, 11 m³ eruptiv, Temperatur 37° C, leicht überhydrostatisch mit 152,38 bar). Heute wird der Abschnitt im Hauptdolomit von 1.266 m bis



zur Endteufe, ausgebaut mit einem Schlitzloch-Liner, für die Thermalwasserförderung genutzt. Ohne Pumpbetrieb betrug die artesische Schüttung im Jahr 2008 zwischen 1 und 1,3 l/s bei 26 bis 28° C (Doubrawa, 2008). 1977 wurden ähnliche Verhältnisse gemessen. Bei einer Förderrate von 2 l/s steigt die Temperatur auf ca. 32° C. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 8 g/l und einer Auslauftemperatur von 26,3° C. Zötl (1993i) weist aufgrund der hohen Gehalte an Strontium (16 mg/l) und Fluorid (2 mg/l) auf eine tiefe Wasserzirkulation hin. Auch der Kieselsäuregehalt von 29,8 mg/l deutet auf eine hohe Formationstemperatur hin, die durch eine tiefe Thermalwasserzirkulation zu erklären ist (Tab. 106, Teil 2). Zudem sind ein Radium-226-Gehalt von ca. 6,3 Bq/l und ein Radon-222-Gehalt von über 200 Bq/l charakteristisch (Tab. 108, Teil 2). Dies könnte mit dem für den Hauptdolomit charakteristischen erhöhten Urangehalt in Verbindung zu bringen sein (Berka et al., 2014). Auch der Schwefelgehalt von 1,4 mg/l ist erhöht (Tab. 106, Teil 2). Das Fehlen von Tritium belegt, dass keine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer stattfindet. Die Werte von Sauerstoff-18 (-14,36 ‰) und Deuterium (-102 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden (Tab. 108, Teil 2). Aufgrund der Abreicherung ist von einem hochgelegenen Einzugsgebiet oder einer Infiltration unter kaltzeitlichen Bedingungen auszugehen. Die frei aufsteigenden Gase bestehen fast ausschließlich (99,5 %) aus Stickstoff (Schauberger, 1979). Allerdings ist die Gasschüttung mit 0,015 l pro einem Liter Thermalwasser sehr gering.

6.1.3 Wiestal bei Hallein (eH)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Schauberger (1979) wurde über die Wiestalquelle (Abb. 97) bereits im Jahr 1862 berichtet. Nach einfachen Fassungen der Quelle erfolgte im Jahr 1962 auf Initiative der Stadtgemeinde Hallein eine Neufassung mit einer Abfüllstation auf der anderen Seite des Almbaches. Ein Jahr später fand die Anerkennung als Heilquelle statt. Die Paracelsusquelle (Abb. 97, 98) wurde hingegen erst 1970 gefasst und wenig später im Jahr 1972 als Heilquelle anerkannt (Zötl, 1993h). Seit geraumer Zeit werden beide Quellen nicht mehr genutzt und die Anerkennungen wurden zurückgenommen, bei der Wiestalquelle im Jahr 2000 und bei der Paracelsusquelle im Jahr 2011. Heute sind die Überläufe der Quellfassungen zugänglich.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Quellen entspringen nordöstlich von Hallein auf der orografisch rechten Seite des Almbaches, der lokal aufgestaut ist. Das Wiestal selbst folgt einer SW–NE verlaufenden Störung. Während sich die Wiestalquelle direkt in Ufernähe befindet, ist die Paracelsusquelle rund 350 m vom Almbach entfernt. Nach Schauberger (1979) tritt im Quellgebiet der Wiestalquelle Hauptdolomit mit einem N–S- bis NE–SW-Streichen auf. Talauswärts und im Bereich der Paracelsusquelle ist nach der geologischen Karte von Plöchinger (1987) Riff- und Korallenkalk der Kössen-Formation anzutreffen. Hier entspringt die Quelle einer steilstehenden Kluftschar, die an der Wiestal-Störung orientiert ist (Zötl, 1993h). Westlich davon treten Schichtglieder des Jura auf. Hydrochemisch handelt es sich bei beiden Wässern um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Typ. Die Feststoffsummen unterscheiden sich jedoch erheblich, so ist die Wiestalquelle mit ca. 8,4 g/l deutlich höher mineralisiert als die Paracelsusquelle mit ca. 2,9 g/l (Analysen aus dem Jahr 2016). Hierbei ist anzumerken, dass die aktuelle Analyse der Paracelsusquelle eine viel niedrigere Mineralisation verglichen zu jener aus 1969 zeigt. Dies ist wahrscheinlich auf eine Verdünnung mit oberflächennahen Wässern zurückzuführen. Bezüglich der Spurenstoffe weist die Wiestalquelle einen erhöhten Gehalt von zweiwertigem Schwefel

Abb. 97.
Lage der Erschließungen im Wiestal bei Hallein (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 98.
Fassung der Paracelsusquelle (Foto: Daniel Elster).

(2,31 mg/l) auf, der auf eine mikrobakterielle Reduktion des Sulfats zurückzuführen ist (Tab. 106, Teil 2). Auffällig hoch sind auch die Konzentrationen von Arsen mit 86 µg/l bei der Wiestalquelle und 34 µg/l bei der Paracelsusquelle. Auf Basis von früheren Schwefel-34-Analysen nimmt Zötl (1993h) einen Ursprung des Sulfats aus dem Anisium an. Im Jahr 2017 (Proben aus dem Jahr 2016) wurden bei der Wiestal- und Paracelsusquelle +24,8 ‰ bzw. 24,6 ‰ nachgewiesen (Süveges, 2017) (Tab. 108, Teil 2).

6.1.4 Bad Dürrnberg (H, eH)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Eine erste Nutzung von Solewasser, das mit dem Salzstock von Dürrnberg bei Hallein zu assoziieren ist, stammt aus dem 17. Jahrhundert (Schauberger, 1979). Eine Nutzung für Solebäder ist seit 1825 dokumentiert (Scheminzky & Weis, 1959). Im Wolf-Dietrich-Stollen wurde erstmals eine Schwefelquelle im Jahr 1913 angetroffen (Abb. 99). Später wurden im Zuge des Stollenvortriebs weitere Zutritte erschlossen. Im Jahr 1963 wurden die Schwefelwässer im Wolf-Dietrich-Stollen als Heilvorkommen anerkannt. Dies wurde jedoch im Jahr 2000 zurückgenommen. Weiterhin besteht eine balneotherapeutische Nutzung der Bergwerksole in einem Kurbetrieb, die bereits seit 1972 als Heilvorkommen anerkannt ist.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Wie bei vielen weiteren Evaporitvorkommen im Salzkammergut ist der Salzkörper von Bad Dürrnberg mit dem Haselgebirge (oberes Perm) der Hallstätter Zonen zu assoziieren. Nach Schauberger (1979) wurden im Zuge des Vortriebs im Wolf-Dietrich-Stollen drei Quellaustritte, die Jakobsquelle, die Quelle Q/I und die Quelle Q/III angetroffen. Noch während des Stollenvortriebs versiegte die Jakobsquelle. Diese Quellaustritte wurden in zerklüfteten Kalkschollen („Lobokowitz-Einlagerung“) erschlossen, die in dem Salzgebirge eingebettet sind. Hydrochemisch handelte es sich bei den Wässern um Natrium-Chlorid-Solen mit unterschiedlichen Feststoffsummen. Die wesentlich stärker mineralisierte Quelle Q/I wies neben einer Feststoffsumme von annähernd 20,7 g/l einen mikrobakteriell bedingten zweiwertigen Schwefelgehalt von 2,11 mg/l auf. Die Feststoffsumme der Quelle Q/III betrug hingegen ca. 10,3 g/l und die Konzentration des zweiwertigen Schwefels lag bei 0,84 mg/l (Tab. 106, Teil 2). Für die Bergbausole führt Marktl (2014) 83,6 g/kg Natrium und 130,9 g/kg Chlorid aus einer Analyse aus dem Jahr 1972 an.

6.1.5 Leopoldskron (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1990 wurde die Tiefbohrung Obermoos Thermal 1 abgeteuft und die Anerkennung als Heilquelle erfolgte 1999 (Abb. 100). Nach einem wasserrechtlichen

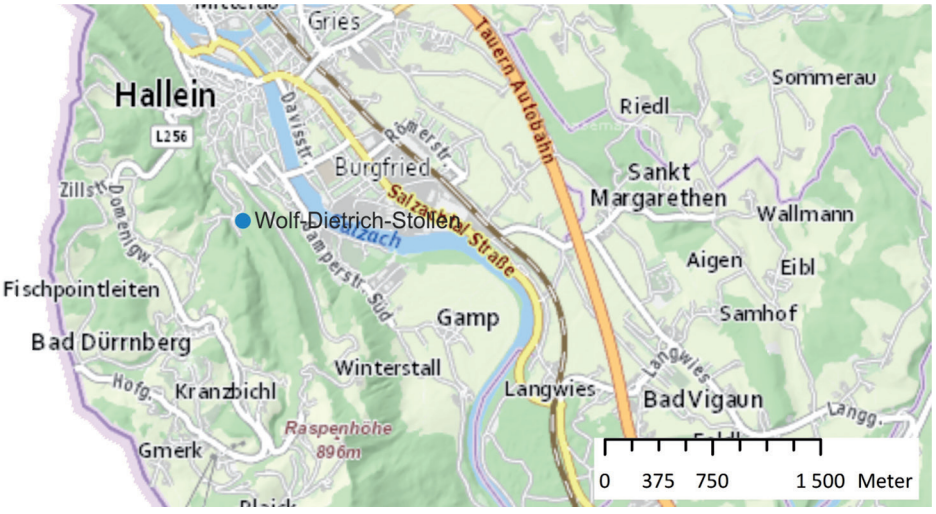


Abb. 99.
Lage des Zugangs zum Wolf-Dietrich-Stollen von Bad Dürrnberg (Datenquelle: basemap.at).

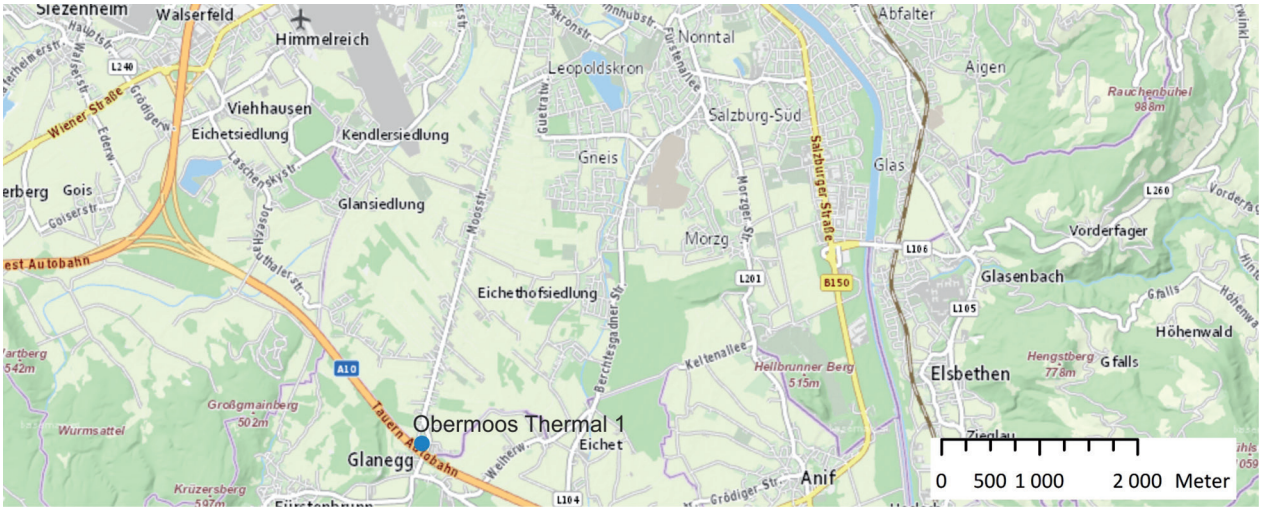


Abb. 100.
Lage der Erschließung südwestlich von Leopoldskron (Datenquelle: basemap.at).

Bewilligungsbescheid aus dem Jahr 1993 darf der Tiefbohrung aus einer Teufe von 2.000 bis 2.469 m maximal 1,5 l/s (5,4 m³/h bzw. 130 m³/Tag) entnommen werden. Bis heute wurde das Thermalwasser jedoch balneologisch nicht genutzt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

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, 1989b). Laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen wurde bei der bis auf 2.469,0 m abgeteuften Bohrung der Zielhorizont, die Karbonate der Trias, von 1.992 m bis zur Endteufe angetroffen. 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 (Mitteilung des Amtes der Salzburger Landesregierung). Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 30 g/l. Auffallend ist der hohe Iodgehalt von knapp 1 mg/l (Tab. 107, Teil 2).

6.1.6 St. Martin bei Lofer (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1999 fanden erste Überlegungen hinsichtlich eines Thermenprojekts in St. Martin bei Lofer statt. Die Niederbringung von Saalachtal Thermal 1 (Abb. 101) erfolgte 2001 (Goldbrunner et al., 2002a). Die Bohrung

Abb. 101.
Lage der Erschließung von St. Martin bei Lofer (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 102.
Saalachtal Thermal 1: Sonden-Einhausung mit Publikumsentnahme (Foto: Geoteam Ges.m.b.H.).

wird für die Befüllung eines Thermalbades in einem Hotel und für einen Laufbrunnen zur Publikumsentnahme (Abb. 102) direkt an der Bohrstelle herangezogen (wasserrechtlich relevante Unterlagen). Aufgrund der großen Entfernung der balneologischen Nutzung erfolgt der Transport des Thermalwassers mit Tankwägen. Die Gesamtkonsensmenge beträgt 3,9 l/s (davon 0,2 l/s für die Publikumsentnahme und 3,7 l/s für die balneologische Nutzung).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Goldbrunner et al. (2002a) 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, welche in die Decken des Juvavischen Deckensystems (Hallstätter Schollenkranz, Saalach-Stirnschuppe bzw. Saalach-Zwischenschuppe und Berchtesgaden-Decke) eingeglitten sind. Die lithologische Abfolge der Synklinale innerhalb des Tirolisch-Norischen Deckensystems umfasst vom Liegenden in das Hangende Werfener Schichten, Reichenhaller Schichten, Wetterstein- bzw. Ramsaudolomit, die Raibl-Gruppe, 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 Hauptdolomit definiert, da dieser aufgrund der tektonischen Beanspruchung bzw. spröden Ausbildung einen guten Kluftwasserleiter darstellt. 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 m) erwartet wurden (Goldbrunner & Scheifinger, 2000).

Nach Goldbrunner et al. (2002a) wurde die Tiefbohrung bis 2.236 m MD (2.201,5 m TVD) abgeteuft. Zunächst wurde 93 m mächtiges Quartär, bestehend aus Kiesen, Sanden und Schluff, angetroffen (Abb. 103). 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 40° Richtung Nordnordwest an. Die Oberkante des Hauptdolomits, in dem die Tiefbohrung auch verblieb, wurde bei 1.203 m MD erreicht. Ab dem Erreichen der Oberkante wurde gerichtet bzw. abgelenkt mit einem Winkel von 17,2° in Richtung 166° Südsüdost gebohrt. Wasserzutritte und Durchlässigkeiten wurden in den Abschnitten 1.200 bis 1.380 m, 1.894 bis 1.956 m, 2.046 bis 2.106 m und 2.163 bis 2.217 m registriert. Zudem ist zu erwähnen, dass die Durchlässigkeiten nicht an den Störungsbahnen selbst, sondern in den umgrenzenden „Damage Zones“ auftreten.

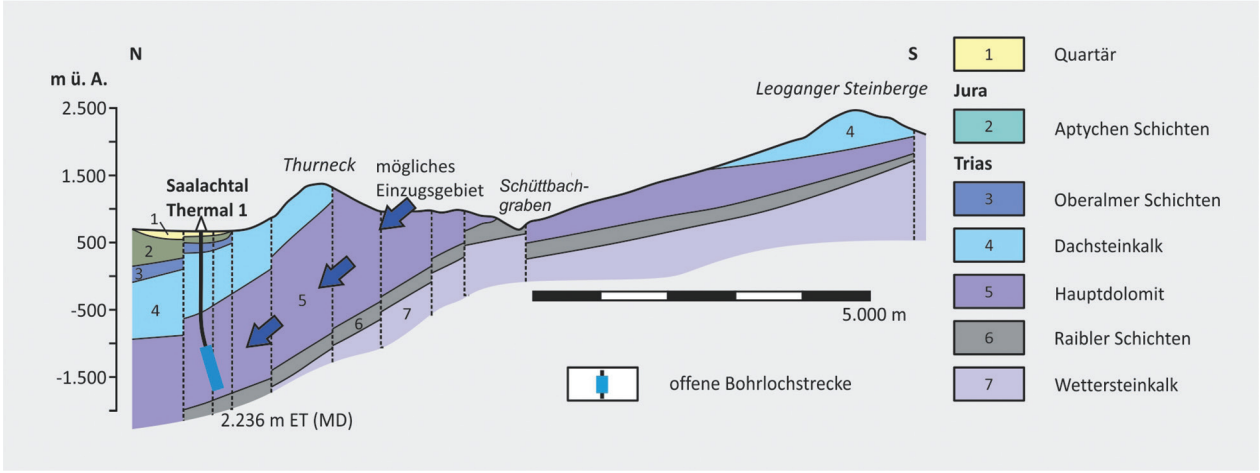


Abb. 103.
Profil von Saalachtal Thermal 1 (Elster et al., 2016: Abb. 105; verändert nach Goldbrunner et al., 2002a).

Für die Thermalwasserförderung wurde eine offene Bohrlochstrecke von 1.734 m MD bis zur Endteufe gewählt. Bei einem Langzeitpumpversuch im Jahr 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 und die Sondenkopftemperatur lag bei 31,8° C. Für diese Förderstufe wurde ein Durchlässigkeitsbeiwert von 3,5 x 10^{-7} m/s berechnet. Die hydraulische Auswertung der folgenden Aufspiegelung ergab zudem eine Transmissivität von 1,69 x 10^{-5} m^2/s für den sondenfernen Bereich. Abschließend ist zu erwähnen, dass eine Formationstemperatur von ca. 38° C und ein artesischer Überlauf von rund 3,7 l/s zu erwarten sind. Als Einzugsgebiet nehmen Goldbrunner et al. (2002a) ein höher gelegenes Einzugsgebiet im Bereich des anstehenden Hauptdolomits zwischen dem Gipfel des Thurneck im Norden und dem südlich gelegenen Schüttbachgraben an.

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Schwefel-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 3.033 mg/l. Der hohe Sulfatgehalt von 2.085 mg/l deutet auf eine Mineralisierung durch ein Salinar hin. Zudem sind aufgrund der hohen Gehalte an Strontium (12 mg/l) und Fluorid (3,5 mg/l) tiefe Wege des Thermalwassers anzunehmen. Dies belegt auch der Kieselsäuregehalt von 28,1 mg/l (Tab. 107, Teil 2). 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. Der geringe Gehalt an Tritium weist auf ein Mindestalter von 50 Jahren hin und die Deuterium- (-124,4 ‰) und Sauerstoff-18-Werte (-17,05 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden (Tab. 108, Teil 2). Aufgrund der Abreicherung dieser Isotopen ist von einem kaltzeitlichen Alter des Wassers auszugehen. Die freie Gasphase beträgt 14,1 ml/l Thermalwasser und besteht vorwiegend aus Stickstoff (Benetka & Spacek, 2002).

6.2 Tauernfenster

6.2.1 Bad Gastein und Hinterschneeberg (M, H) (D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Fürlinger (1998) wurde bis 1996 das Thermalwasser von Gastein als Tafelwasser abgefüllt. Aufgrund eines erhöhten Fluoridgehaltes wurde dieses jedoch durch das Wasser der mineralarmen Tauernquelle (früher Erlengrund-Quelle) ersetzt. Diese wurde bereits im Jahr 1977 als Brunnen erschlossen (Abb. 104). Der nahegelegene zweite Brunnen, die Kristallquelle, wurde im Jahr 2002 abgeteuft und beide sind heute als Mineralwasservorkommen anerkannt. Für die beiden Brunnen besteht ein Gesamtkonsens von 30 l/s (1.000 m^3/Tag), bzw. je 15 l/s (500 m^3/Tag).

Die Thermalquellen von Bad Gastein dürften den Römern verborgen geblieben sein, da keine Spuren gefunden wurden (Janschek & Kahler, 1991). Nichtsdestotrotz dürften die Quellen aufgrund schriftlicher Überlieferungen zumindest schon im 13. Jahrhundert bekannt gewesen sein. Die ergiebigste Quelle, die Elisabethquelle, soll die erste sichtbare Quelle gewesen sein. Hervorzuheben ist auch die Franz-Josef-Quelle, bei der es sich ursprünglich um einen 45 m tiefen Stollen in Lockermassen aus dem Jahr 1854 handelte. Der neue Franz-Josef-Stollen wurde 1980 angeschlagen. Um 1970 wurde im Auftrag der Gemeinde Bad Gastein mit umfassenden Sanierungsarbeiten der Quellfassungen begonnen. Diese konnten bis 1990 mit Ausnahme der Rudolf-Quelle abgeschlossen werden (Janschek & Kahler, 1991). Einen Lageplan zu den Erschließungen bietet Abbildung 105. In das komplexe Thermalwasserversorgungssystem von Bad Gastein sind gegenwärtig folgende Thermalquellen eingebunden: Elisabethquelle (2–12) (IX), Doktor-Quelle (VI), Lainer-Quelle (V), Rudolf-Quelle (II), Wasserfall-Quelle (III), Reissacher-Quel-

Abb. 104.
Lage der anerkannten Mineralwassererschließungen von Bad Gastein (Datenquelle: basemap.at).

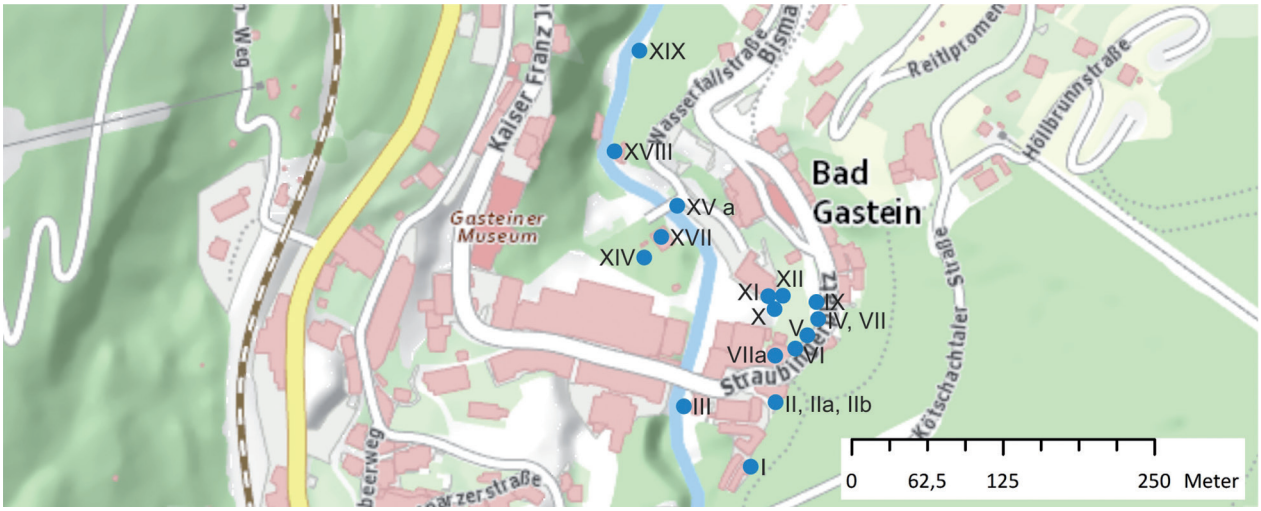


Abb. 105.
Lage der Thermalwassererschließungen von Bad Gastein (Datenquelle: basemap.at). Bezüglich der Abkürzungen, siehe Tabelle 46.

le (XII), Mitteregg-Quelle (XI), Mesnil-Quelle (XVII) und Sophien-Quelle (XVI). Bad Hofgastein wird direkt von den Austritten der Elisabethquelle versorgt. Dies galt früher auch, wie zuvor erwähnt, für die Abfüllung als Tafelwasser. Zudem speisen alle Thermalquellen inklusive der Elisabethquelle einen Thermalwasserpumpbehälter. Das tiefergelegene Badbruck/Kötschachdorf kann von diesem Behälter direkt versorgt werden, doch um die Versorgung der höhergelegenen Endverbraucher zu gewährleisten, muss das Thermalwasser in Hochbehälter (Thermalwasserhochbehälter 1 und 3) gepumpt werden. Endverbraucher des Thermalwasserversorgungssystems sind Therapiezentren, ein Thermenbetrieb und mehrere Hotels. Zudem ist zu erwähnen, dass die Fledermaus-Quelle (X) zu einer Schauquelle umgebaut wurde und nicht mehr der Thermalwasserversorgung dient. Die Grabenbäcker-Quelle (XIV) wird nicht mehr genutzt. Eine Übersicht zu den wasserrechtlich bewilligten Nutzungen der Quellen, zu Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen befindet sich in Tabelle 46.

In Abbildung 105	Bezeichnung	Seehöhe Normalnull (m)	Erschließung und Austritt	Wasserrechtliche Bewilligung und Nutzung	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauftemperatur (° C)	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauftemperatur (° C)	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauftemperatur (° C)
	Literaturverweis				Aufzeichnungen der Gemeinde Bad Gastein		Reinsdorff & Bechtold (2003)		Job & Zötl (1969)	
	Datum				15.07.2013		Mittelwerte 1935 bis 2003		1969	
I	Franz-Josef-Quelle	1.034	Stollen; Klüfte	1,27 l/s (110 m³/Tag), aber nicht genutzt	2,3	45,9	2,3	44		
II	Rudolf-Quelle	1.018–1.019	Stollen; Klüfte	4,85 l/s	5,1	47,1	4,8	46,9		
IIa	Post-Quelle		Quellfassung im Keller des alten Postgebäudes	nicht genutzt						27,8
IIb	Gruberhaus-Quelle	1.008,20	Quellfassung	nicht genutzt					2,2	14,9
III	Wasserfall-Quelle (Abb. 106)	1.011–1.015	Quellfassung; Klüfte	4 l/s	3,7	37,2	3,8	36,3		
IV	Alte Franzens-Quelle	1.007	Stollen; Klüfte	nicht genutzt					0,1	44,5
V	Lainer-Quelle	1.006	kurzer Stollen; Klüfte	nicht genutzt		47,1			2	46,4

In Abbildung 105	Bezeichnung	Seehöhe Normalnull (m)	Erschließung und Austritt	Wasserrechtliche Bewilligung und Nutzung	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauftemperatur (° C)	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauftemperatur (° C)	Ergiebigkeit (l/s)	Auslauftemperatur (° C)
VI	Doktor-Quelle	1.002	Quellfassung; Klüfte	Bewilligung ohne quantitative Beschränkung	0,7	44,6	1,2	44		
VII	Neue Franzens-Quelle	1.001	Stollen; Klüfte	nicht genutzt			0,2	41,2		
VIIa	Speisesaal-Quelle	996,2–999,5	Quelle unter dem Hotel Straubinger	nicht genutzt						
VIII	Wandelhalle-Quelle			versiegt						
IX	Elisabethquelle Austritt 8–12	995–996	Stollen; Lockergestein	Bewilligung ohne quantitative Beschränkung		47,2	20,7	46,6		
IX	Elisabethquelle Austritt 2–7	995–996	Stollen; Klüfte	Bewilligung ohne quantitative Beschränkung		46,5	6,1	45,7		
X	Fledermaus-Quelle	983	Stollen; Klüfte	Schauquelle 0,14 l/s	0,1	35,6	0,1	28,1		
XI	Mitteregg-Quelle	976	Quellfassung; Klüfte	0,09 l/s (8 m^3/Tag)	0,1	39,2	0,3	36,7		
XII	Reissacher-Quelle	975	Stollen; Hangschutt und altes Bachbett; Lockermassen	2,31 l/s	3,2	41,1	4,1	39,7		
XIII	Kanal-Quellen	972	Quellfassung; Lockermassen	versiegt						
XIV	Grabenbäcker-Quelle	968	Quellfassung; Klüfte	nicht genutzt					1,2	36,8
XVa	Brücken-Quelle	957	Quellfassung; Flussbett der Gasteiner Ache	nicht genutzt						24,5
XV	Spitzwand-Quelle			versiegt						
XVI	Sophien-Quelle	964	Quellfassung; Klüfte	1,13 l/s	1,4	38,6	1,2	37,8		
XVII	Mesnil-Quelle	958	Quellfassung; Klüfte	104 m^3/Tag	1,7	37,1	1,4	37		
XVIII	Grabenwirt-Quelle	954	Quellfassung; Lockermassen	nicht genutzt						23
XIX	Strochner-Quelle	932	Quelle; Flussbett der Gasteiner Ache	nicht genutzt					3	16,1

Tab. 46.
Übersicht zu den in Abbildung 105 dargestellten Thermalwasseraustritten von Bad Gastein.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Mineralwasser-Brunnen wurden in der quartären Talfüllung des Gasteiner Achentales niedergebracht, das einer Störungszone folgt (Abb. 107). Im Bereich der Talflanken tritt zudem vorwiegend Zentralgneis auf. Erkundungsbohrungen (1992 bis 1994) zeigten, dass die obersten Zehnermeter der Talfüllung aus einer unregelmäßigen Abfolge von grobklastischen, glaziofluviatilen Sedimenten (Mittel- und Grobsand, Kies) und feinkörnigen Ablagerungen mit Torfhorizonten bestehen (Fürlinger, 1998). Es wurden zwei Grundwasserstockwerke angetroffen, die durch feinklastische Schichten getrennt sind. Das erste Stockwerk ist im oberflächennahen Bereich an wenige Meter mächtige grobklastische Ablagerungen gebunden. Getrennt durch tonigschluffige Schichten tritt darunter das tiefere gespannte Stockwerk auf. Zudem ist erwähnenswert, dass die Grundwasserströmung parallel zum Vorfluter erfolgt.

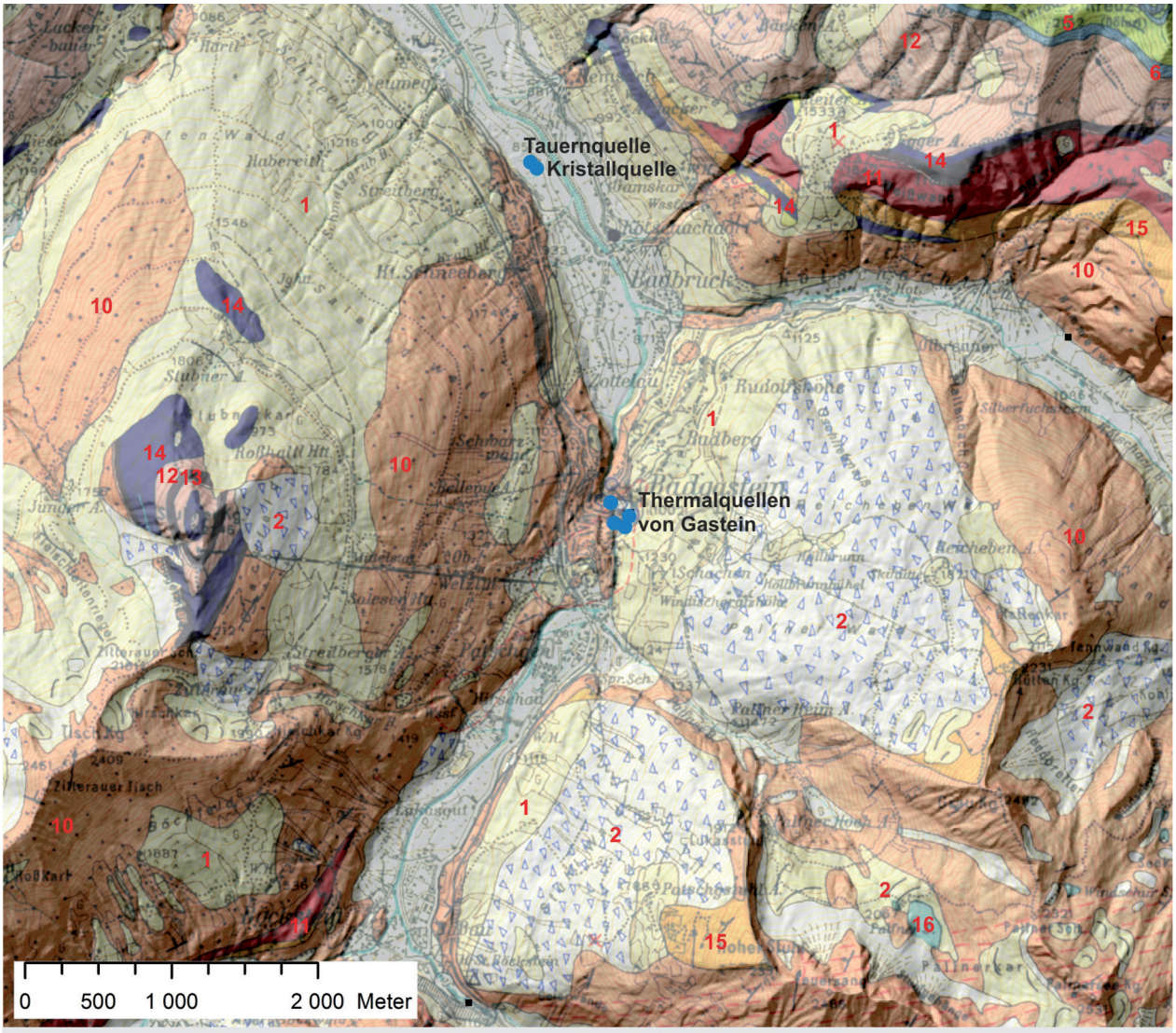
Abb. 106.
Fassung der Wasserfall-Quelle in unmittelbarer Nähe zur Gasteiner Ache (Foto: Daniel Elster).

Die Tauernquelle wurde bis auf eine Endteufe von 19,4 m unter GOK niedergebracht und ab 13,5 m traf man das gespannte Grundwasser des zweiten Stockwerks an (Fürlinger, 1998). Das darüber liegende und abdichtende Schichtpacket weist hierbei eine Mächtigkeit von rund 7 m auf. Die Filterstrecken wurden von 13,45 bis 18,45 m gesetzt und der Grundwasserspiegel ist mit 0,07 m über GOK (Messung vom 26.09.1998) leicht artesisch gespannt. Der Bohrdurchmesser weist ca. 0,7 m auf. Im Zuge eines 48 Stunden andauernden Pumpversuchs wurde zudem bei einer maximalen Förderrate von 30 l/s ein Durchlässigkeitsbeiwert von 7,2 x 10^{-3} m/s bestimmt. In einer Entfernung von rund 50 m wurde die Kristallquelle mit einem Bohrdurchmesser von 1,2 m bis auf 22 m niedergebracht (Etschel & Meyer, 2002). Die Filterstrecke befindet sich von 15 bis 22 m und erfasst ebenfalls das zweite Stockwerk. Der Ruhewasserspiegel wird im Bohrprofil mit 1,5 m unter GOK angegeben. Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern um einen akratischen Natrium-Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ (Fürlinger, 1998). Als Feststoffsumme sind weniger als 200 mg/l anzunehmen, jedoch können leider keine detaillierten Analysen bereitgestellt werden. Laut Fürlinger (1998) bieten die abdichtenden Deckschichten einen guten Schutz vor kurzfristigen Oberflächeneinflüssen und der Autor geht von einer älteren Wasserkomponente aus. Am 27. Juni 1995 wurde bei der Tauernquelle eine Tritium-Konzentration von 17,65 TU bestimmt.

Im Raum Bad Gastein bilden die Zentralgneise das dominierende geologische Element. Die Thermalquellen mit ihrer Vielzahl an Einzelaustritten (ca. 90) befinden sich innerhalb des Ortgebietes und sind einem gemeinsamen Aquifer zuzuordnen. Die Quellen (bzw. Stollenaustritte) unterscheiden sich jedoch hinsichtlich ihrer Schüttung und Austrittstemperatur, diese streut zwischen 24 und 47° C (Reinsdorff & Bechtold, 2003). Auf einer Fläche von 3 ha treten sie zumeist im steilen Hangbereich östlich der Gasteiner Ache aus dem Zentralgneis aus und entspringen entweder Bergsturzblockwerk, Hangschutt, Klüften oder Bankungsfugen. Die größten Wassermengen sind im Lockergestein durch kurze Stollen (z.B. Elisabethquelle) gefasst, die dem Felsverlauf in Nischen oder verschütteten Gräben folgen (Janschek & Kahler, 1991). Bei der Elisabethquelle handelt es sich mit einer Schüttung von rund 25 l/s um die ergiebigste Quelle. Die Gesamtschüttung aller Quellen beträgt rund 50 l/s. Der Höhenunterschied zwischen den höchst- und tiefstgelegenen Quellaustritten beträgt ca. 97 m (Zötl, 1993b). Da bei den Quellen seit über 70 Jahren Aufzeichnungen über Schüttung und Auslauftemperatur geführt werden, konnte von Reinsdorff & Bechtold (2003) eine Zeitreihenanalyse gemacht werden. So wurde zwischen der Höhenlage und der Ergiebigkeit keine Korrelation nachgewiesen, allerdings besteht ein scheinbarer Zusammenhang von höheren Wassertemperaturen bei höherer Seehöhe. Zudem dürften geringer schüttende Quellen von dem oberflächennahen und somit kühleren Gebirgsbereich stärker beeinflusst werden, als stark schüttende Quellen. Schnell infiltrierende und den Quellen zufließende Niederschlagswässer, in diesem Fall wäre eine Abnahme der Austrittstemperatur bei höherer Schüttung zu erwarten, konnten bei den Quellen allerdings nicht festgestellt werden. Im Fall der Doktor-Quelle wurde mit steigender Schüttung sogar eine Temperaturzunahme beobachtet. Trotzdem belegen Werte von Tritium einen Einfluss von jüngeren Wässern. Auffallend ist, dass nur die höchstgelegenen Quellen (Franz-Josef-Quelle, Rudolf-Quelle und Doktor-Quelle) einen deutlichen Jahresgang im Schüttungsverlauf aufweisen. Die Ganglinien dieser Quellen zeigen eine Verzögerung von zwei bis vier Monaten zum Niederschlag.

Für die Thermalwasserzirkulation sind Kluftsysteme maßgeblich von Bedeutung. Nach Zötl (1993b) ist in ein nordnordöstlich streichendes und zumeist steil gegen Osten einfallendes (diesem folgt das Tal der Gasteiner Ache) und in ein mehr gegen Norden streichendes und gegen Westen einfallendes Kluftsystem (taube Gänge) zu unterscheiden. Janschek & Kahler (1991) weisen zudem auf eine SE–NW verlaufende, steil einfallende Mylonitzone (Kirchbachmulde) hin, die im Zuge von geologischen und geophysikalischen Untersuchungen als Schwächezone nachgewiesen werden konnte (Abb. 108). Diese Zone wurde als Hauptförderweg für das Thermalwasser aufgefasst, da sie das übrige Kluftsystem durchschneiden dürfte. Im Zuge des Baues des Neuen Franz-Josef-Stollens wurde diese Schwächezone mit einem Bohrfächer durchörtert. Dabei konnte in dieser Störungszone die höchste Temperatur im Thermalgebiet (48,4° C) gemessen werden. Zötl (1993b) nimmt für das Einzugsgebiet der Thermalwässer das Gebiet östlich des Grau- und Hüttenkogels bzw. die weitere Umgebung des Reed Sees (ca. 4,5 km südöstlich von Bad Gastein) an. Für das Einzugsgebiet der Kaltwässer wird der Westhang des Grau- und Hüttenkogels angenommen, dies ist durch Markierungsversuche aus dem Jahr 1966 (Job & Zötl, 1969) belegt.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Thermalwässern um einen akratischen Natrium-Calcium-Sulfat-Hy-



Quartär
1 Grund- und Endmoränen (Würm)
2 Bergsturz-Blockwerk

Subpenninikum
Glockner Deckensystem
5 Prasinit (Bündnerschiefer-Gruppe)
6 Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit, dünne Quarzitlagen und Kalkmarmorbänke (Bündnerschiefer-Gruppe)

Subpenninikum
Venediger Deckensystem
10 Zentralgneis
11 Granosyenitgneis
12 Dunkler Phyllit
13 Quarzit
14 Kalkmarmor
15 „Basale und zentrale Schieferserie"; Paragneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzit, Grafitquarzit, Grafitphyllit, Grünschiefer, Schwarzphyllit, Granatquarzit, kalkreicher Horblendebiotitgneis
16 Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer

Abb. 107.
Geologischer Überblick zu Bad Gastein. Geologie nach Exner (1956).

drogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von weniger als 450 mg/l und einer Austrittstemperatur vom subthermalen Bereich bis 47° C (Tab. 46). Unter anderem zeigten die hohen Gehalte an Fluorid (bis 6,4 mg/l) und Kieselsäure (bis 70,8 mg/l) auf, dass es sich um tief zirkulierende Grundwässer handelt (Tab. 107, Teil 2). Zudem wurden große Mengen an Krustenhelium festgestellt. Charakteristisch ist auch der hohe Gehalt an Radon-222 im Thermalwasser. Zötl (1993b) weist auf deutliche Schwankungen des Radongehalts hin. So werden bereits von Job & Zötl (1969) Werte von weit unter 370 Bq/l bis 4.588 Bq/l angeführt (Tab. 108, Teil 2). Dies ist auf die Beimengung von sauerstoffreichen Oberflächenwässern zum Thermalwasser zurückzuführen. Infolge wird Eisen und Mangan sowie das im Wasser enthaltene Radium ausgefällt bzw. wird Reissacherit abgelagert (Janschek & Kahler, 1991). Die Tritiumwerte liegen bei den Thermalquellen Elisabeth-

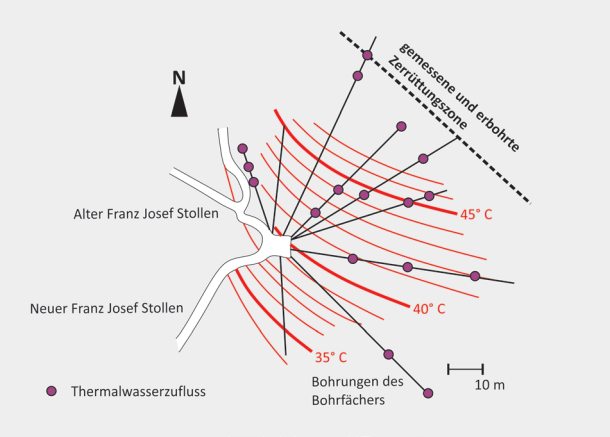


Abb. 108.
Fächerbohrungen im Franz-Josef-Stollen von Bad Gastein (Elster et al., 2016: Abb. 138; verändert nach Janschek & Kahler, 1991).

quelle, Franz-Josef-Quelle und Mesnil-Quelle zwischen 5,3 und 6,8 TU und belegen den Einfluss von jüngeren Wässern, der tritiumfreie Grundwasseranteil dürfte bei ca. 20 bis 50 % liegen (Lorenz, 2005). Der Gehalt an stabilen Isotopen (Sauerstoff-18 und Deuterium) zeigt auf, dass es sich um vadose Wässer handelt (Tab. 108, Teil 2). Die niedrigen Werte dieser Isotope weisen auf ein höher gelegenes Einzugsgebiet bzw. eine Grundwasserneubildung bei einem kälteren Klima hin. Eine von Job & Zötl (1969) durchgeführte Kohlenstoff-14-Analyse lässt auf eine Verweilzeit von ca. 3.600 bis 3.800 Jahren schließen.

6.3 Radstädter Tauern

6.3.1 Mauterndorf (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der ehemals freie Quellaustritt wurde im Jahr 1998 gefasst (Gadermayr, 2002). Eine Anerkennung der Quelle Burghardt als Heilquelle erfolgte im Jahr 2001, bisweilen liegt keine wasserrechtliche Nutzungsbewilligung vor (Abb. 109).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Gadermayr (2002) entspringt die Quelle aus sehr feinkörnigen fluvioglazialen Sedimenten des Talbeckens von Mauterndorf. Der Autor nimmt aufgrund des hohen Sulfatgehaltes (1.360 mg/l) eine Herkunft aus verkarstetem Dolomit- und Kalkmarmor mit basaler Rauwacke aus dem umrahmenden Grundgebirge an. Abgesehen von den permomesozoischen Metasedimenten, die nach der geologischen Karte von Exner et al. (2005) dem Radstadt-Deckensystem (Unterostalpin) zuzuordnen sind, weist die Umrahmung des Beckens gering wasserdurchlässige Gesteine (Phyllite, Gneise, Schiefer) auf. Bezüglich der Quellfassung ist erwähnenswert, dass der ehemals freie Wasseraustritt mit einem 3 m tiefen Drainagegraben gefasst wurde (Gadermayr, 2002). Seitdem liegt die Quellschüttung zwischen 3,7 und 4,3 l/min. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 2.000 mg/l. Auffallend sind die erhöhten Konzentrationen von Eisen (0,72 mg/l) und Mangan (0,65 mg/l) (Tab. 107, Teil 2). Diese Gehalte führt Gadermayr (2002) auf den Migrationsweg durch die quartären Sedimente zurück. Das Wasser ist zudem frei von Sauerstoff und im Jahr 1999 konnte ein knapp nachweisbarer Tritiumgehalt von 0,2 ± 0,1 TU bestimmt werden (Tab. 108, Teil 2).

Abb. 109.
Lage der Erschließung von Mauterndorf (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 110.
Lage der Erschließung von Stuhlfelden (Datenquelle: basemap.at).

6.4 Salzachtal

6.4.1 **Stuhlfelden** (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Diem (1928) erhielt das Heilbad von Stuhlfelden bereits im Jahr 1600 eine behördliche Genehmigung. Seit 1964 besteht für die Schwefelquelle Burgwies (Abb. 110) eine Anerkennung als Heilquelle und das Wasser wird noch heute für Heilzwecke genutzt. Zudem beträgt der Gesamtkonsens 16 l/min.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Schwefelquelle Burgwies ist an Phyllite der Grauwackenzone gebunden und wurde mit einem 2,4 m tiefen Schacht gefasst (Schubert, 2015a; Carlé, 1975). Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 511 mg/l (Tab. 107, Teil 2). Marktl (2014) führt zudem einen titrierbaren Schwefelgehalt von 2,7 mg/l an (unbekannte Analyse).

7 Mineral- und Heilwässer in der Steiermark

Eine Übersicht zu den anerkannten Mineral- und Heilwasservorkommen in der Steiermark befindet sich in Tabelle 47. Eine Auswahl weiterer ehemaliger Heilquellen und erwähnenswerter Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen sind in Tabelle 48 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		**Anerkannte Heilwasservorkommen**			
Deutsch Goritz, Peterquelle – Brunnen II	Kap. 7.1.8	Altaussee, Ausseer Heilquelle (Scheibenstollen-Quelle)	Kap. 7.4.3	Hof bei Straden, Johannisbrunnen I	Kap. 7.1.13
Deutsch Goritz, Peterquelle – Brunnen III	Kap. 7.1.8	Bad Blumau, Blumau 2 (Vulkaniaquelle; Casparquelle)	Kap. 7.1.2	Ilz, Thermal 1	Kap. 7.1.6
Deutsch Goritz, Minaris-Brunnen (Neu) (SteirerQuell)	Kap. 7.1.8	Bad Blumau, Blumau 3 (Melchiorquelle)	Kap. 7.1.2	Köflach, Thermal 1	Kap. 7.3.5
Sulzegg, Styrianquelle	Kap. 7.1.9	Bad Gams, Michelquelle	Kap. 7.2.5	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Binderberg 1	Kap. 7.1.4
Bad Radkersburg, Stadtquelle	Kap. 7.1.15	Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	Kap. 7.1.7	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Lautenberg 1	Kap. 7.1.4
		Bad Gleichenberg, Thermal I	Kap. 7.1.7	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	Kap. 7.1.11
		Bad Mitterndorf, Römerquelle	Kap. 7.4.2	Öblarn, Thaddäusquelle (Aqua Medica-Quelle)	Kap. 7.3.12
		Bad Mitterndorf, Thermal 1	Kap. 7.4.2	Rohrbach am Rosenberg, Rosenbergquelle	Kap. 7.1.12
		Bad Radkersburg, Radkersburg II	Kap. 7.1.15	Sicheldorf, Josefsquelle	Kap. 7.1.16
		Bad Radkersburg, Radkersburg IIIa	Kap. 7.1.15	Stainz, Johannesquelle	Kap. 7.2.6
		Bad Radkersburg, Stadtquelle	Kap. 7.1.15	Thalheim, Bohrbrunnen KB1	Kap. 7.3.8
		Bad Waltersdorf, Waltersdorf 1	Kap. 7.1.1	Wildbad Einöd, Georgsquelle	Kap. 7.3.7
		Bad Waltersdorf, Waltersdorf 2/2a	Kap. 7.1.1	Wildbad Einöd, Hallenbadquelle	Kap. 7.3.7
		Deutsch Goritz, Peterquelle – Brunnen II und III	Kap. 7.1.8	Wildbad Einöd, Ignazquelle	Kap. 7.3.7
		Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	Kap. 7.3.6	Wildbad Einöd, Michaelquelle	Kap. 7.3.7
		Fürstenfeld, Thermal 1	Kap. 7.1.3	Wörschach, Schwefelquellen	Kap. 7.4.1
		Graz, Puntigam I (Herrgottwies-Quelle)	Kap. 7.2.1	Zlatten, Aktivquelle	Kap. 7.3.4
		Hall bei Admont, Watzlbergquelle	Kap. 7.4.4		

Tab. 47.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in der Steiermark.

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Aflenz, Dörflach 1 (Thermal 1)	Thermalwasser, nicht genutzt			Elster et al. (2016)
Aflenz, Groisenbach 1	Thermalwasser, aufgelassen			Elster et al. (2016)
Allerheiligen im Mürztal, Mürztal, Thermal 1	Thermalwasser	7.3.1		Elster et al. (2016); Marktl (2014)
Anger, Säuerling	nach Zetinigg (1993a) kein Säuerling bzw. nicht nachweisbar, Vorkommen unter Bezeichnung „Giftbründl“ bekannt		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Emmaquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Karlsquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Klausenquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Maria-Theresien-Quelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Nathalienquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Römerquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Sophienquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Thermalquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Werléquelle	Subthermalwasser, Säuerling, liquidiert	7.1.7	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Adolf-Schauberger-Quellen	Thermalwasser, verschlossen	7.4.2		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	Thermalwasser	7.4.2		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	Thermalwasser	7.4.2		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Kohldümpfel	Schwefelspuren	7.4.2		Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Wiesnerbad-Quellen	Subthermalwasser, überflutet	7.4.2		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Bärndorf, Radioaktive Quelle	vermutlich erhöhter Radongehalt		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Zetinigg (1993a)
Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl	Erhöhte Konzentrationen von Eisen und Kohlenstoffdioxid, Ultraspurenbeprobung (US 35)	7.3.11		
Fentsch, Fentscher Quelle	Säuerling		ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Fentsch, Neuer Brunnen	Säuerling	7.3.9	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Fentsch, St. Lorenz-Quelle	Säuerling	7.3.9	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Fohnsdorf, Wodzicki-Hauptschacht	Thermalwasser, historischer Schacht			Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Frutten, Säuerling	Säuerling	7.1.14		Zetinigg (1993a), Küpper & Wiesböck (1966)
Fürstenfeld, FF1	Thermalwasser, nicht genutzt			Elster et al. (2016)
Fürstenfeld, FF2	Thermalwasser, nicht genutzt			Elster et al. (2016)
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle	Subthermalwasser			Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Gleisdorf, Gleisdorf Thermal 1	Thermalwasser, nicht genutzt			Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Graz, Puntigam II	Thermalwasser	7.2.1		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Graz, Puntigam III	Thermalwasser, nicht genutzt	7.2.1		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Größing-Mühle, Säuerling	Säuerling	7.1.14		Zetinigg (1993a)
Hall bei Admont, diverse historische Salzquellen	Solen, fraglich, ob teilweise noch existent			Zetinigg (1993a)
Halltal bei Mariazell, Salzquellen	Solen, fraglich, ob teilweise noch existent			Zetinigg (1993a)
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	Säuerling	7.2.3	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Jasnitztal, Sauerbrunn	Säuerling	7.3.2	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Kalsdorf bei Graz, Kalsdorfer Sauerbrunn	Säuerling	7.2.4	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Klapping, Brodelsulz	Säuerling	7.1.14		Zetinigg (1993a)
Klapping, Säuerling	Säuerling	7.1.14		Zetinigg (1993a)
Kobenz bei Knittelfeld, Säuerling im Raßnitzgraben	Säuerling	7.3.10	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Kronnersdorf, Säuerling	Säuerling	7.1.14		Zetinigg (1993a)
Neusetz, Säuerling	Säuerling	7.1.14		Zetinigg (1993a)
Oberlaussa, Kochsalzquelle auf der Mengalm	Sole			Zetinigg (1993a)
Ottendorf an der Rittschein, Thermal 1	Thermalwasser, nicht genutzt	7.1.5		Elster et al. (2016); Marktl (2014)
Perbersdorf, Säuerling	Säuerling	7.1.10	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Pinggau, Säuerling	Säuerling mit deutlichen Eisenausfällungen. Es liegen keine Analysen vor.			
Ratschendorf, Säuerling	Säuerling, nach Zetinigg (1993a) fragliche Beschaffenheit			Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Saaz, Säuerling	Säuerling, nach Zetinigg (1993a) nicht nachweisbar		ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Schrötten, Säuerling	Säuerling, versiegt		ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Stanz im Mürztal, Ulrichsquelle	Säuerling	7.3.3		Zetinigg (1993a)
Sulzegg, Christophorus-Quelle (Neu)	Subthermalwasser, verschlossen	7.1.9	ja	Elster et al. (2016)
Sulzegg, Elisabethquelle (Neu)	Subthermalwasser, verschlossen	7.1.9	ja	Elster et al. (2016)
Sulzegg, Marienquelle (vertieft)	Subthermalwasser, verschlossen	7.1.9	ja	Elster et al. (2016)
Sulzegg, Silverquelle	Subthermalwasser, verschlossen	7.1.9	ja	Elster et al. (2016)
Sulzegg, Süßwasserbrunnen (Neu)	Subthermalwasser, verschlossen	7.1.9	ja	Elster et al. (2016)
Thalheim, Knödelquelle	Säuerling	7.3.8		Zetinigg (1993a)
Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn	Säuerling	7.3.8	ja	Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Tobelbad, Ferdinandquelle	Thermalwasser, nicht genutzt	7.2.2	ja	Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a); Küpper & Wiesböck (1966)
Tobelbad, Ludwigquelle	Thermalwasser	7.2.2		Elster et al. (2016); Zetinigg (1993a)
Weinburg am Saßbach, Säuerling	Säuerling	7.1.10		Zetinigg (1993a)
Weißenbach bei Liezen, Schwefelquellen	Schwefel, titrierbarer Schwefel 21 mg/l			Zetinigg (1993a)
Weißenbach bei Liezen, Solequellen	Sole			Zetinigg (1993a)
Wies, Seltenriegelquelle	akratisch mineralisiert			Zetinigg (1993a)
Wildalpen, Casariquellen	Subthermalwasser			Elster et al. (2016)

Tab. 48.
Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in der Steiermark.

7.1 Oststeirisches und Pannonisches Becken

7.1.1 Bad Waltersdorf (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die nichtfündige Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrung Waltersdorf 1 wurde von der RAG im Jahr 1975 niedergebracht (Zetinigg, 1993a) (Abb. 111). Diese traf jedoch Thermalwasser an, in der Folge überließ man die Bohrung der Gemeinde Waltersdorf. Der Ausbau als Thermalwasserbohrung erfolgte in den Jahren 1978 und 1979, im Jahr 1981 wurde mit dem Aufbau der geothermischen Fernwärmeversorgung Waltersdorf begonnen. Somit handelt es sich in Bad Waltersdorf um die älteste geothermische Anlage Österreichs. Im Jahr 1982 wurde das Thermalwasser von Waltersdorf 1 schließlich als Heilwasser anerkannt. Zudem ging im Jahr 1984 die Thermenanlage in Betrieb. Da aus der ersten Tiefbohrung nicht genügend Thermalwasser gefördert werden konnte, wurde 1990 Waltersdorf 2 abgeteuft. Aufgrund von technischen Problemen musste diese Bohrung aufgeben werden, doch noch im selben Jahr konnte Waltersdorf 2a niedergebracht werden (Schmid, 2002). Die Anerkennung als Heilwasser erfolgte 1998. Waltersdorf 4 wurde 2002 abgeteuft und im Jahr 2005 ebenfalls als Heilquelle anerkannt.

Abb. 111.
Lage der Thermalwassererschließungen von Bad Waltersdorf (Datenquelle: basemap.at).

Für die Bohrungen Waltersdorf 1 und 2a besteht eine gemeinsame wasserrechtliche Bewilligung. Die bewilligte Entnahmemenge beträgt für beide Bohrungen 22 l/s, wobei von 2a maximal 20 l/s und von Waltersdorf 1 maximal 17 l/s gefördert werden dürfen. Die jährliche Gesamtentnahme darf zudem 536.000 m^3 nicht überschreiten. Die Auslauftemperatur weist ca. 68° C auf. Neben der Fernwärme besteht in geringerem Ausmaß auch eine balneologische Nutzung für die Thermenanlage. Bei Waltersdorf 4 ist die wasserrechtlich bewilligte Fördermenge auf 2,75 l/s festgelegt. Das Thermalwasser wird ebenfalls für eine Thermenanlage genutzt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Bad Waltersdorf befindet sich im Osten des Steirischen Beckens. Die Tiefbohrungen (Abb. 111) wurden im Bereich der Hochscholle von Waltersdorf abgeteuft. Die Großstörung von Blumau wirkt als hydraulische Barriere, welche die Hochscholle von der Tiefscholle von Blumau trennt. Die Gas-Aufschlussbohrung Waltersdorf 1 durchörterte die neogenen Beckensedimente sowie das karbonatische Grazer Paläozoikum und verblieb bei einer Endteufe von 1.553 m unter GOK im Kristallin der Raabalpen (Goldbrunner & Eisner, 1997a) (Abb. 112). Im Vergleich zum Fürstenfelder Becken fehlt bei der stratigrafischen Abfolge des Neogens das Karpatium und das Badenium ist geringmächtiger ausgebildet. Die Dolomite des Grazer Paläozoikums erwiesen sich von 1.094 bis 1.239 m als thermalwasserführend und im Zuge der Komplettierung wurde von 1.067,5 bis 1.258,3 m perforiert. Goldbrunner & Zetinigg (1993) weisen auf eine Störung am Top der karbonatischen Schichtfolge hin, die zu guten Kluftporositäten führt. Bei Pumpversuchen in den Jahren 1978 bis 1980 wurde unter anderem bei einem Volumenstrom von 10 l/s eine Absenkung von ca. 38 m erzielt. Außerdem wurde ein kf-Wert von ca. 3 x 10^{-6} m/s bestimmt, wobei anzumerken ist, dass die am Top des Aquifers befindliche Störung eine bessere Permeabilität bewirkt (Bergmann, 1981, zitiert nach Goldbrunner & Zetinigg, 1993). Der Autor führt zudem an, dass die Entfernung zum Regenerationsgebiet etwa 35 bis 40 km und die Lagerstättentemperatur 62° C betragen. Hydrochemisch handelt es sich beim geförderten Thermalwasser um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.500 mg/l und einer Auslauftemperatur von 61° C. Der geringe Gehalt an gelöstem Kohlenstoffdioxid (116,2 mg/l), der relativ hohe pH-Wert (7,35) und der geringe Gehalt an o-Borsäure (1,01 mg/l) deuten auf einen geringen vulkanischen Einfluss hin (Goldbrunner & Zetinigg, 1993) (Tab. 109, Teil 2). Analysen von Sauerstoff-18 (-10,24 ‰) und Deuterium (-72,5 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und es ist eine Verweilzeit von weniger als 10.000 Jahren anzunehmen (Zetinigg, 1993a) (Tab. 120, Teil 2). Im Zuge eines Beweissicherungsverfahrens für Bad Blumau konnte bei Waltersdorf 1 eine Abnahme an gelöstem freiem Kohlenstoffdioxid bei größerer Fördermenge festgestellt werden (Goldbrunner & Eisner, 1997a). Zudem zeigt auch der Gehalt an Hydrogencarbonat bei zunehmenden Förderraten einen leichten Anstieg. Die frei aufsteigenden Gase bestehen überwiegend aus Stickstoff (> 90 Vol.-%) (Zetinigg, 1993a).

In 1.650 m Entfernung zu der ersten Tiefbohrung fördert Waltersdorf 2/2a ebenfalls aus den Dolomiten des Paläozoikums ab 1.125,8 m unter GOK (158 m Gesamtmächtigkeit) (Zetinigg, 1993a). In einer Teufe von 1.164 m unter GOK fuhr das Bohrgestänge aufgrund eines totalen Spülverlustes zunächst jedoch fest und konnte nicht mehr gelöst werden. Deshalb musste Waltersdorf 2 zunächst aufgegeben werden. Allerdings konnte die Bohrung bis 830 m rückzementiert werden und wurde ab 850 m bis zur Endteufe von 1.420 m unter GOK eine Ablenkungsbohrung. Im Zuge von mehrtägigen Pumpversuchen (maximal eine Woche) wurden bei Förderraten von 15 bis 40 l/s Absenkungen zwischen 18,95 und 40,7 m unter GOK erreicht. Allerdings

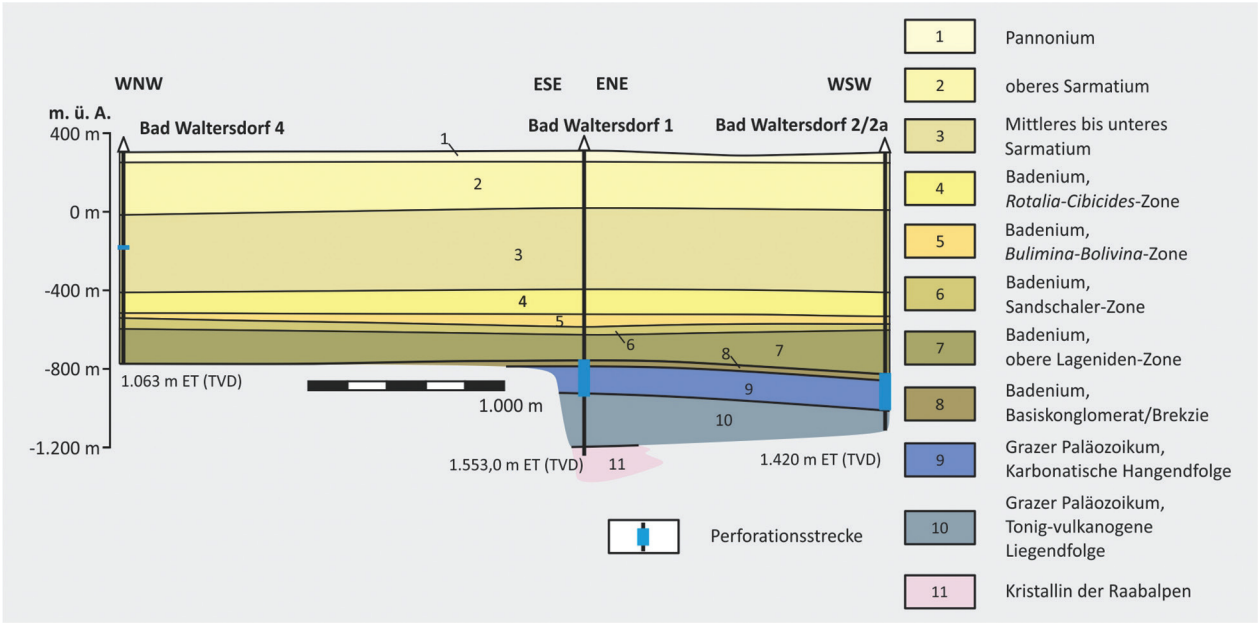


Abb. 112.
Profil von Bad Waltersdorf (Elster et al., 2016: Abb. 61; verändert nach Goldbrunner, 2012).

stellten sich keine quasistationären Bedingungen ein. Die Auswertung der Aufspiegelung ergab einen Durchlässigkeitswert von 1,0 x 10^{-5} m/s. Dies entspricht einem besser durchlässigen Aquiferbereich als bei Waltersdorf 1. Zudem ist zu erwähnen, dass eine Beeinflussung der ersten Tiefbohrung gegeben ist (Schmid, 2002). Hydrochemisch handelt es sich ebenfalls um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer ähnlichen Feststoffsumme (Tab. 109, Teil 2). Die Auslauftemperatur liegt bei rund 65° C. Somit ähnelt das Thermalwasser jenem von Thermal 1. Allerdings wies die Tiefbohrung anfangs einen höheren Natrium- und Chloridgehalt als die erste Bohrung auf. Dies wurde auf einen Zustrom von Wässern aus dem tieferen Fürstenfelder Becken zurückgeführt (Zetinigg, 1993a).

Die Tiefbohrung Waltersdorf 4 wurde bis zu einer Endteufe von 1.063,0 m unter GOK niedergebracht und verblieb im Gegensatz zu Waltersdorf 1 und 2/2a in der neogenen Beckenfüllung (Eisner & Goldbrunner, 2003a). Das Ziel war, Thermalwasser aus der sandig-kiesig entwickelten Oberen Lageniden-Zone (Badenium) zu erschließen. Zunächst wurde Thermalwasser der Oberen Lageniden-Zone von 971,1 m bis 1.047,8 m unter GOK (64,9 m Nettofilterstrecke) erschlossen und gefördert. Im Zuge eines Langzeitpumpversuchs in den Jahren 2002/2003 betrug die Absenkung bei einer durchschnittlichen Förderrate von 1,48 l/s 86,9 m unter GOK. Dabei konnten keine stationären Verhältnisse erreicht werden. Der Ausgangswasserspiegel lag zuvor bei ca. 45,9 m unter GOK und die Auswertung der Aufspiegelung brachte eine Transmissivität von 3,5 x 10^{-5} m^2/s. Mit einer angenommenen Aquifer-Nettomächtigkeit von 38,5 m wurde zudem ein Durchlässigkeitswert von 9,6 x 10^{-7} m/s bestimmt. Zur Erlangung der angestrebten Dauerentnahmemenge von 3 l/s wurde in der Folge eine Thermalwassererschließung aus dem mittleren bis unteren Sarmatium (474,0 bis 498,0 m) angestrebt. Zuvor wurde jedoch der in der Oberen Lageniden-Zone ausgebaute Perforationshorizont liquidiert. Der Thermalwasser führende sandig-kiesige Horizont des Sarmatiums wurde in der Folge von 474,6 bis 498,0 m unter GOK (23,4 m Nettofilterstrecke) mit vier Filterstrecken erschlossen. Hierbei betrug der artesische Überlauf 0,65 l/s. Bei einem Langzeitpumpversuch im Jahr 2003 wurde zunächst mit einer Förderrate von 1,5 l/s für 31,5 Tage und später mit 2,75 l/s für 41 Tage gefahren. Dabei wurden quasistationäre Bedingungen bei Absenkungen von 73,5 m (1,5 l/s) bzw. 195 m (2,75 l/s) erreicht. Zudem ergab die Auswertung der Aufspiegelung für den sondenfernen Bereich eine Transmissivität von 3,09 x 10^{-4} m^2/s bzw. einen Durchlässigkeitswert von 1,3 x 10^{-5} m/s. Im Zuge eines Beweissicherungsprogramms wurden keine hydraulischen Zusammenhänge zwischen Waltersdorf 4 und Waltersdorf 1 bzw. 2/2a festgestellt. Das Thermalwasser des Sarmatiums weist eine Temperatur von ca. 33,9° C auf und es handelt sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme (Tab. 109, Teil 2). Die frei aufsteigenden Gase mit einer Schüttung von rund 0,4 ml Gas pro einem Liter Thermalwasser bestehen vorwiegend aus Stickstoff (92,3 Vol.-%).

7.1.2 Bad Blumau (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Blumau 1/1a (Balthasarquelle, Jasminquelle; Abb. 113) wurde im Jahr 1979 von der RAG als abgelenkte Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrung niedergebracht, allerdings wurde ausschließlich Thermalwasser mit über 100° C angetroffen (Zetinigg, 1993a). Im Jahr 1995 wurde die Bohrung Blumau 3 (Melchiorquelle) für die balneologische Nutzung abgeteuft (Goldbrunner & Eisner, 1997b). Ein Jahr später folgte die Errichtung der Produktionssonde Blumau 2 (Vulkaniaquelle, Casparquelle) und mit dem Dublettenbetrieb konnte im Jahr 2000 begonnen werden, wobei Blumau 1/1a für die Reinjektion herangezogen wird. Für Blumau 3 und Blumau 2 bestehen Anerkennungen als Heilquelle seit 1997 bzw. 2004. Bedingt durch den Reinjektionsbetrieb, wurde die Anerkennung von Blumau 1/1a als Heilquelle im Jahr 2005 zurückgenommen. Diese war seit 1993 aufrecht. Die Thermenanlage selbst wurde bereits im Jahr 1997 eröffnet.

Für Blumau 2 (Abb. 113) ist die Entnahmemenge auf 30 l/s (2.592 m^3/Tag) festgelegt. Nach Eisner & Goldbrunner (2009b) wird das Thermalwasser sowohl für die Stromerzeugung und die energetische Verwendung (Beheizung des Thermenkomplexes), als auch für spezielle balneomedizinische Behandlungen verwendet und anschließend, mit Ausnahme des Badewassers, in die Reinjektionssonde Blumau 1/1a rückgeführt. Die Austrittstemperatur von Blumau 2 beträgt seit der Inbetriebnahme gleichbleibend ca. 107° C. Für die Tiefbohrung Blumau 3 (Abb. 113) besteht eine wasserrechtliche Bewilligung im Ausmaß von 8 l/s. Das Thermalwasser dient zur Versorgung des Thermenbetriebes.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Blumau 1 wurde am südöstlichsten Ende der Scholle von Waltersdorf angesetzt (Goldbrunner, 1993b). Der im Liegenden der neogenen Beckenfüllung angetroffene Untergrund erwies sich als phyllitisch und somit für die Gewinnung von Erdöl nicht nutzbar. Nach Neuinterpretationen von reflexionsseismischen Profilen wurde die randnahe Position zum tieferen Fürstenfelder Becken (Tiefscholle der Blumauer Störung) erkannt. Infolge dessen wurde die Bohrung als Bohrung Blumau 1a ab einer Teufe von 1.000 m mit einer Gesamtabweichung von 646 m und einem Azimuth von 146° beckenwärts abgelenkt (Abb. 114). Die Endteufe dieser heute als Reinjektionssonde genutzten Bohrung beträgt 3.045 m MD (2.948 m TVD) und weist gegenüber Blumau 1 ein weitaus mächtigeres neogenes Profil auf, das auch das Karpatium umfasst. Im Liegenden des Neogens wurden ab 2.664 m MD (2.583 m TVD) geklüftete und Thermalwasser führende Dolomite des Grazer Paläozoikums aufgeschlossen. Bei einem einmonatigen Auslaufversuch im Jahr 1989 wurde ein maximaler Überlauf von 19 l/s mit einer Auslauftemperatur von 100,5° C festgestellt. Der Schließdruck betrug 12 bar. Heute wird dieser Horizont für die Reinjektion des Dublettenbetriebes genutzt. Die Produktionssonde Blumau 2 liegt 2,3 km entfernt von Blumau 1/1a. Die Lozierung erfolgte aufgrund einer seismischen Vorerkundung (Kriegl et al., 1997). Demnach sollte Blumau 2 das Top des Paläozoikums der Tiefscholle in rund 2.700 m unter GOK erreichen. Tatsächlich wurde jedoch der Rand der östlich angrenzenden Hochscholle in einer Teufe von 2.362,5 m (MD) angetroffen. Im hangenden Teil des Grazer Paläozoikums wurde eine dolomitische Entwicklung mit bis 15 m mächtigen quarzitischen Sandsteineinschaltungen angetroffen. Im Tiefenbereich von 2.610 bis 2.630 m folgte eine Übergangszone zu hellen bis dunkelgrauen, homogenen Kalken. Was die permeablen Bereiche im gesamten karbonatischen Paläozoikum betrifft, so ist eine erhöhte Wasserwegigkeit stets auf gute Kluftporositäten zurückzuführen. Im Gegensatz zu Blumau 1/1a wurden bei Blumau 2 keine Phyllite erbohrt. Bei Blumau 2 wird über die offene Bohrlochstrecke von 2.362,5 m (MD) bis

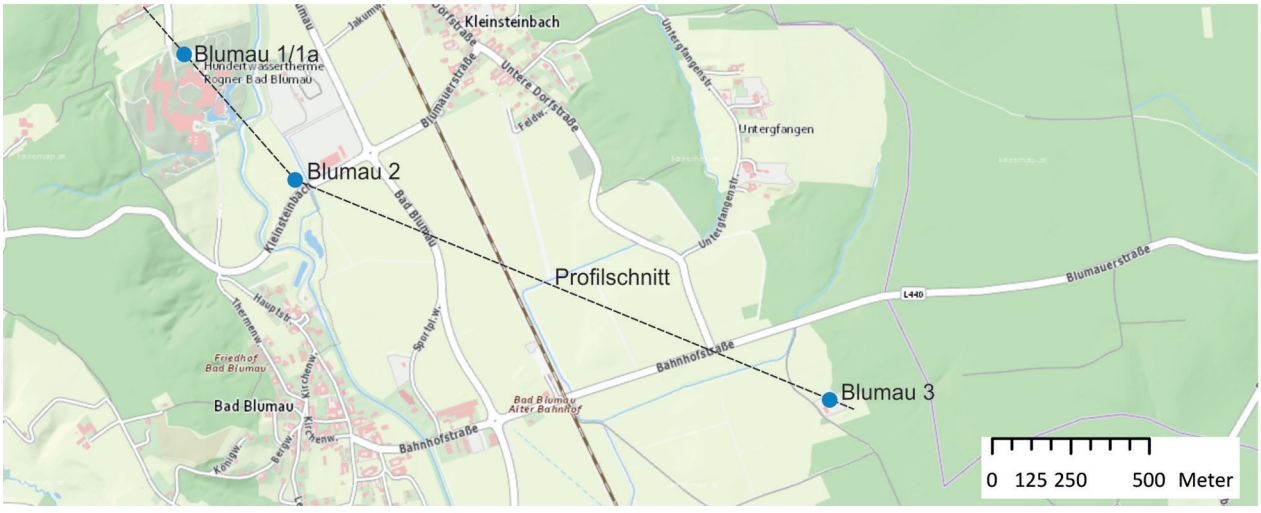


Abb. 113.
Lage der Thermalwassererschließungen von Bad Blumau (Datenquelle: basemap.at).

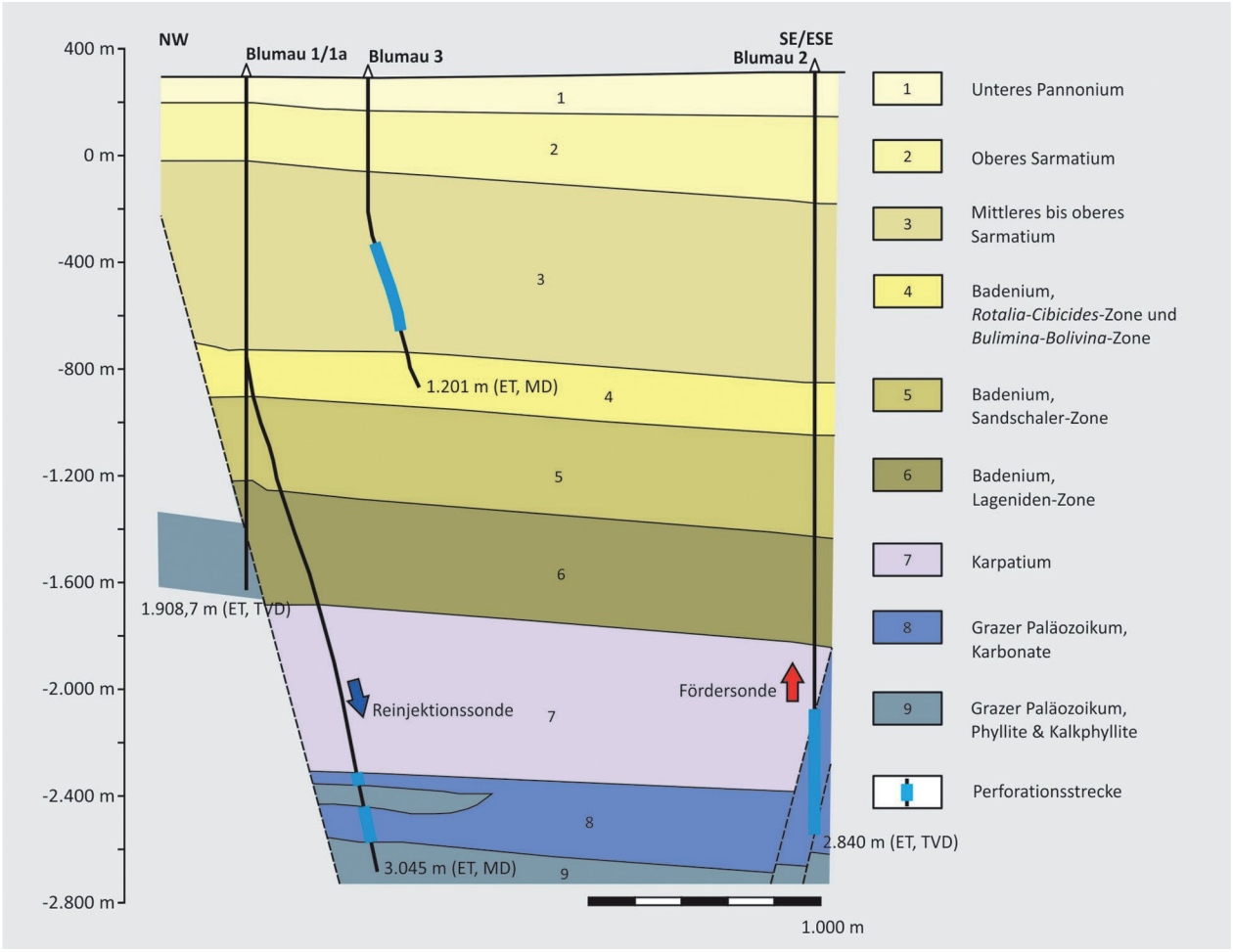


Abb. 114.
Profilschnitt zu den Thermalwassererschließungen von Bad Blumau (Elster et al., 2016: Abb. 59; verändert nach Goldbrunner & Eisner, 1997b).

zur Endteufe (Mächtigkeit: 480,5 m) gefördert. Das Vorkommen ist gespannt und weist einen ca. 10 m unter GOK liegenden Ruhewasserspiegel auf. Aufgrund des Gas-Lift-Effektes findet ein freier Überlauf statt, somit ist für die Förderung kein Pumpbetrieb notwendig (Eisner & Goldbrunner, 2009b). Der Betrieb der Dublette Blumau wurde von 2000 bis 2008 mit einer Fördertemperatur von ca. 107° C, einer Förderrate von 22 bis 27 l/s, einem Fließdruck von 3,4 bis 3,1 bar und einer gemessenen Wasserspiegellage von 84 bis 94 m unter GOK bei quasistationären Verhältnissen gefahren. In diesem Zeitraum fand kein Potenzialabbau statt. Im Jahr 1996 wurden an den Sonden Blumau 1a und 2 hydraulische Tests durchgeführt (Kriegl et al., 1997). Zusammenfassend kann bei der Sonde Blumau 2 von einer durchschnittlichen regionalen Transmissivität von 6×10^{-5} m²/s ausgegangen werden. Für hydraulische Berechnungen, die den Aquiferabschnitt zwischen den Sonden 2 und 1a berücksichtigen, ist aufgrund des hydraulischen Einflusses der schollenrandnahen Position bei Blumau 1a von einer regional wirksamen Transmissivität von 3×10^{-5} m²/s auszugehen. Die im Zuge der Pumpversuche bestimmten Durchlässigkeitswerte lagen bei ca. 5×10^{-7} m/s. Bei einer Aquifernettomächtigkeit von 16 m ist mit regionalen Durchlässigkeitswerten zwischen $1{,}9 \times 10^{-6}$ m/s und $3{,}8 \times 10^{-6}$ m/s zu rechnen.

Bei dem ca. 107° C heißen Thermalwasser der Tiefbohrung Blumau 2 handelt es sich hydrochemisch um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 18 g/l (Tab. 109, Teil 2). Im Produktionszeitraum von 2000 bis 2008 wurde keine Abnahme der Auslauftemperatur festgestellt (Eisner & Goldbrunner, 2009b), allerdings hat sich die hydrochemische Zusammensetzung in diesem Zeitraum verändert. So ist die Summe der gelösten Stoffe von ca. 24 g/l (1998) auf rund 18 g/l (2007) zurückgegangen. Obwohl es sich weiterhin um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ handelt, sind die geringeren Konzentrationen an Chlorid (Rückgang von rund 7.600 auf ca. 3.600 mg/l) und Natrium (Rückgang von rund 8 auf ca. 5,6 g/l) auffallend (Tab. 109, Teil 2). Diese Veränderungen treten seit der Inbetriebnahme der Dublette im Jahr 2001 verstärkt auf. Eisner & Goldbrunner (2009b) führen den Rückgang auf die Abnahme der Formationswasserkomponente zurück. Auch das über diesen Zeitraum stattgefundene Monitoring der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 und Deuterium weist auf ei-

nen stärkeren Einfluss der meteorischen Komponente bzw. einen Rückgang der Formationskomponente hin (Tab. 120, Teil 2). Hinsichtlich der frei aufsteigenden Gase herrschen weitgehend konstante Verhältnisse vor. Diese bestehen zu 96 % aus Kohlenstoffdioxid und die geförderte Menge entspricht ca. 1 t/h bei einer Thermalwasserförderrate von 22 l/s (das sind 13 g CO_2 pro Liter Wasser).

Im Gegensatz zu den Tiefbohrungen der Dublette verblieb die artesische Tiefbohrung Blumau 3 mit einer Endteufe von 1.201,2 m MD (1.150 m TVD) in den neogenen Sedimenten der Tiefscholle (Goldbrunner & Eisner, 1997b). Es wäre eine Maximalteufe von 1.770 m geplant gewesen, doch die interpretierten geophysikalischen Bohrlochmessungen im Bereich des mittleren bis unteren Sarmatiums wiesen auf günstigere Verhältnisse in geringerer Tiefe hin. Es wurden sechs Perforationen im Teufenabschnitt 643,6 bis 1.134,2 m durchgeführt. Hierbei ist von einer Nettomächtigkeit von 115,4 m auszugehen. Anschließend folgten mehrstufige Pumpversuche mit Förderraten von 5 bis 8 l/s, bei denen sich quasistationäre Bedingungen einstellten. So wurde z.B. bei einem Pumpversuch im Jahr 1996 bei einer durchschnittlichen Fördermenge von 7,5 l/s eine maximale Absenkung von 137,1 m unter GOK gemessen. Für den freien Überlauf wird von den Autoren rund 1,2 l/s (26.11.1996) angegeben. Die Auswertung der Pumpversuche ergab Durchlässigkeitswerte in einer Größenordnung von 5 x 10^{-7} m/s. Abschließend ist zu erwähnen, dass keine nennenswerte Gasführung angetroffen wurde. Bei dem rund 45° C warmen Thermalwasser von Blumau 3 handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.300 mg/l (Tab. 109, Teil 2). Analysen von Deuterium (-70,9 bis -72,4 ‰) und Sauerstoff-18 (-9,75 bis -10,27 ‰) belegen eine meteorische Herkunft der Wässer. Nach Goldbrunner & Eisner (1997b) ist von einem kaltzeitlichen Wasseralter in der Größenordnung von 10.000 bis 18.000 Jahren auszugehen (Tab. 120, Teil 2).

7.1.3 Fürstenfeld (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Thermal 1 (Abb. 115) sollte 1985 als erste Geothermiebohrung Österreichs niedergebracht werden (Goldbrunner, 1993b). Das Ziel war die Fernwärmeversorgung von Fürstenfeld. Bei einem Erfolg der Tiefbohrung wäre auch eine zusätzliche Reinjektionsbohrung geplant gewesen. Es konnte jedoch keine wirtschaftlich verwertbare Thermalwasserführung im Zielhorizont, den Karbonaten des Grazer Paläozoikums, angetroffen werden. Seit 1997 wird allerdings im geringen Ausmaß hochmineralisiertes Thermalwasser gefördert, um Heil- und Badesalz zu produzieren. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge beträgt 0,7 l/s. Das Vorkommen wird von Marktl (2014) unter der Kategorie „Versandprodukte“ geführt.

Bezüglich der nicht mehr genutzten Dublette FF 1 und FF 2 (Abb. 115) des im Jahr 1999 durchgeführten Geothermieprojektes Fürstenfeld sei auf Elster et al. (2016) verwiesen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Thermal 1 befindet sich im zentralen Bereich des Fürstenfelder Beckens, dem tiefsten Senkungsbereich des Steirischen Beckens (Abb. 116). Bei der Bohrung wurde das Top des karbonatischen Paläozoikums bei 2.747,7 m angetroffen (Goldbrunner & Zötl, 1985). Bis zur Endteufe von 3.145 m wurde eine Folge von Dolomiten, Sandsteinen und Kalken mit Einschaltungen geringmächtiger Lagen von Tuffiten durchfahren. Die ungestörte Gebirgstemperatur an der Bohrlochsohle betrug 140° C. Ursprünglich sollte aus der Dolomit-Sandsteinfolge Thermalwasser gefördert werden, doch aufgrund von fehlenden Kluftporositäten wurde bei einem Förderversuch nur ein minimaler Zufluss von hochmineralisiertem Formationswasser (109° C und 0,32 l/s)

Abb. 115.
Lage der Thermalwassererschließungen von Fürstenfeld (Datenquelle: basemap.at).

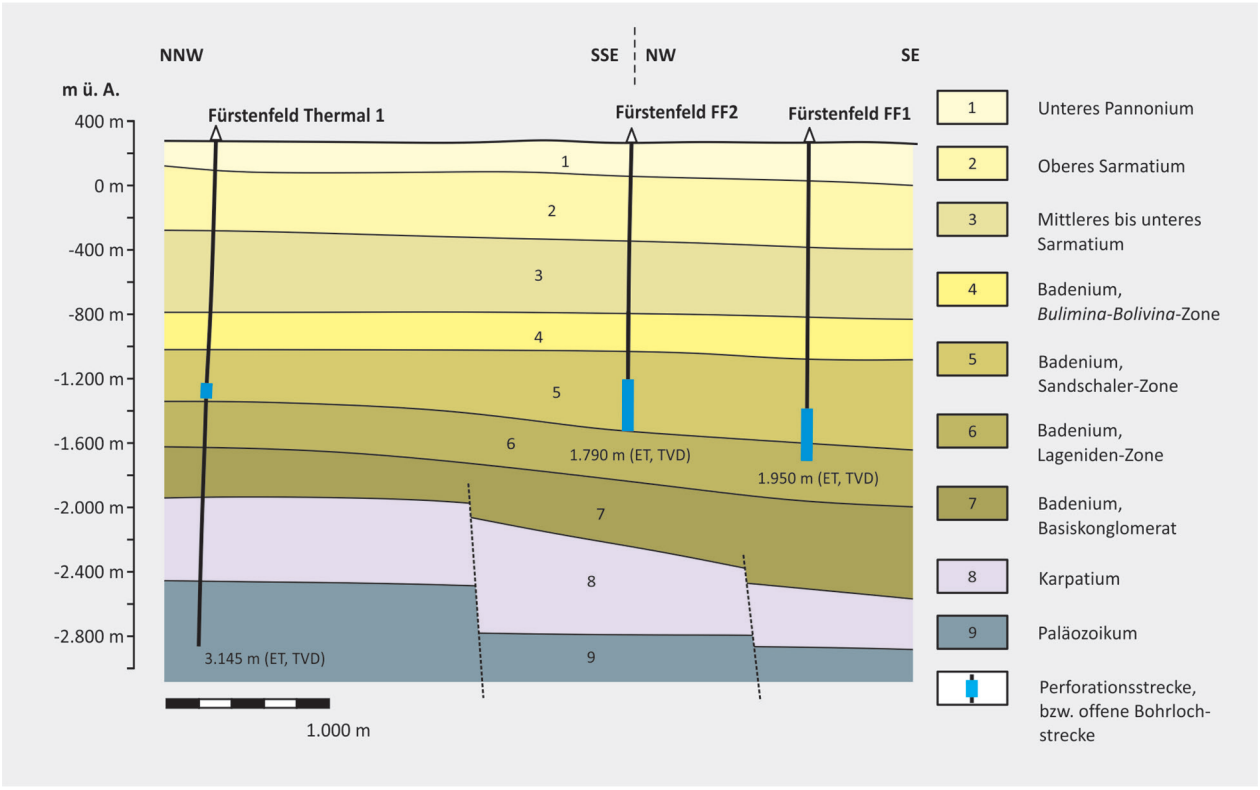


Abb. 116.
Profil von Fürstenfeld (Elster et al., 2016: Abb. 57; verändert nach Goldbrunner, 2004).

festgestellt. So musste die Bohrung im karbonatischen Paläozoikum als nicht fündig klassifiziert werden (Kabas, 1985). Allerdings erwiesen sich Sande und Sandsteine der Sandschaler-Zone (Badenium) als thermalwasserführend und es wurden im Abschnitt 1.524,7 bis 1.631,0 m sechs Perforationstrecken (80,5 m Nettostrecke) gesetzt (Goldbrunner, 1987). Nach Goldbrunner & Zötl (1985) besteht die Sandschaler-Zone aus minder kompaktierten Sanden (Porosität ca. 25 %) mit guten Aquifereigenschaften. So wurde bei einem Förderversuch im Jahr 1987 ein freier Überlauf von 3 l/s, ein Schließdruck von 2 bar und eine Auslauftemperatur von 61° C gemessen (Bergmann, zitiert nach Zetinigg, 1993a). Außerdem wurde bei einer maximalen Förderrate von 16 l/s eine Absenkung des Wasserspiegels auf 87 m unter GOK gemessen. Bei dem Wasser handelt es sich um einen hochmineralisierten Natrium-Chlorid-Typ bzw. um Formationswasser mit erhöhten Konzentrationen von Eisen und Iodid (Tab. 109, Teil 2). Das gewonnene Salz (1 kg pro 24 l Thermalwasser) weist laut einer Analyse aus dem Jahr 2006 folgende Inhaltsstoffe auf: 307,8 g/kg Natrium, 482,3 g/kg Chlorid, 108 mg/kg Iodid und 171 mg/kg Eisen (Marktl, 2014). Goldbrunner (1988) interpretiert die Werte der stabilen Umweltisotope von Thermal 1 als eine ca. 50:50-Mischung von Formationswasser und meteorischem Wasser (Tab. 120, Teil 2). Die frei aufsteigenden Gase bestehen zum Großteil aus Methan (88 Vol.-%) (Goldbrunner, 1993b).

7.1.4 Loipersdorf bei Fürstenfeld (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Gasaufschlussbohrung Binderberg 1 (Bohrung I) wurde 1972 von der RAG niedergebracht (Abb. 117). Statt Erdgas traf man jedoch Thermalwasser an. In der Folge wurde 1975 von der Steiermärkischen Landesregierung und neun Gemeinden eine Gesellschaft zur Errichtung eines Heilbades gegründet. Wegen der geringen Fördermenge konnte jedoch zunächst keine Therme errichtet werden. Erst als im Jahr 1977 Lautenberg 1 (Bohrung II) abgeteuft wurde, stand dem Kurbetrieb nichts mehr im Wege. Bereits im folgenden Jahr wurde ein Teilbetrieb der Anlage aufgenommen. Außerdem erfolgte 1977 die Anerkennung beider Bohrungen als Heilvorkommen. Die Eröffnung der Therme fand 1981 statt. Nach einem schweren Brand im Jahr 1983 wurde 1985 eine neu errichtete Anlage eröffnet. Im Jahr 2004 wurde zusätzlich die dritte Thermalwasserbohrung, Grieselstein Thermal 1, abgeteuft. Seit 2006 ist auch dieses Thermalwasser als Heilvorkommen anerkannt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrungen von Loipersdorf liegen über der Senke von Weichselbaum. Diese unterbricht die Südburgenländische Schwelle, eine kristalline Hochzone, die

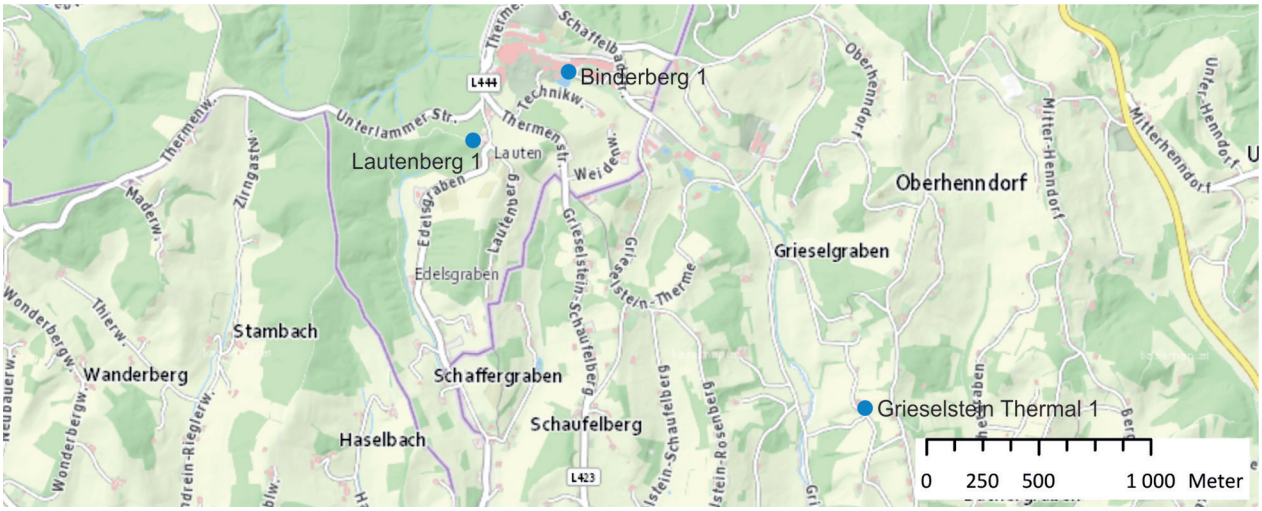


Abb. 117.
Lage der Thermalwassererschließungen von Loipersdorf bei Fürstenfeld (Datenquelle: basemap.at).

das Oststeirische Becken vom Pannonischen Becken im Osten trennt (Zetinigg, 1993a). Binderberg 1 wurde bis auf eine Endteufe von 1.728,7 m niedergebracht. In Sandsteinlagen (Karpatium) traf man hochmineralisierte Thermalwässer mit einer Temperatur von rund 72° C an. Aus dem Perforationsabschnitt 1.379 bis 1.544 m (Badenium) wurden im Zuge eines 24 Stunden andauernden Fördertests ca. 50.000 bis 70.000 m^3 Gas, hauptsächlich bestehend aus CO_2, und rund 85 m^3 Thermalwasser gefördert. Dieses Thermalwasser war aufgrund der geringen Fördermenge nicht verwendbar, außerdem kam es durch die Expansion des Gases zu einer extremen Abkühlung mit Vereisung. Ein weiterer Versuch zur Förderung von Thermalwasser aus dem Perforationsabschnitt 1.564,0 bis 1.617,5 m (Badenium) verlief ebenfalls negativ, da Thermalwasser mit einer Temperatur von nur 38° C und einer Ergiebigkeit von weniger als 0,3 l/s angetroffen wurde. Generell zeigte sich der Abschnitt des Badeniums aufgrund der hauptsächlich tonmergeligen Ausbildung für eine Thermalwasserförderung als ungeeignet. In den sandig-schluffigen Sedimenten des mittleren Sarmatiums wurde man allerdings fündig. So wurde von 1.047 bis 1.117 m eine Filterstrecke gesetzt. Die Ergiebigkeit lag zunächst bei ca. 250 m^3/Tag (ca. 2,9 l/s) und die Auslauftemperatur betrug ca. 50° C. Zudem wurde ein kf-Wert von 3 x 10^{-7} m/s bestimmt. Zusammenfassend beschreibt Goldbrunner (1988), dass die geringe geothermische Tiefenstufe von 18 m/° C auf den Aufstieg von Wässern und Kohlenstoffdioxid aus dem tieferen Bereich des Fürstenfelder Beckens zurückzuführen ist. Das Kohlenstoffdioxid ist hierbei mit einem jungpliozänen Vulkanismus zu assoziieren. Auch ist erwähnenswert, dass in der Umgebung der Bohrung Basaltschlote vorzufinden sind.

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

Binderberg 1 und Lautenberg 1 sind sich erwartungsgemäß hydrochemisch sehr ähnlich. So handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 7 g/l (Tab. 110, Teil 2). Die Wassertemperatur liegt bei beiden Bohrungen um 60° C. Die geringfügigen Konzentrationsänderungen der Inhaltsstoffe sind einerseits durch natürliche Schwankungsbreiten bedingt oder können auf analytische Messungenauigkeiten zurückgeführt werden. Die hohen Gehalte an o-Borsäure (bis 62,91 mg/l) und Kohlenstoffdioxid (bis 570 mg/l) sind auf den miozänen Vulkanismus zurückzuführen (Tab. 110, Teil 2). Isotopenanalysen von Sauerstoff-18 (-9,23 ‰) und Deuterium belegen eine meteorische Herkunft, jedoch sind die Gebiete der Grundwasserneubildung nicht bekannt (Goldbrunner, 1993e) (Tab. 120, Teil 2). Bei Binderberg 1 wurde 1976 bei einer Wasserförderung von 250 m^3/Tag eine geringe Gasschüttung von 820 ml/min festgestellt (Goldbrunner, 1993e). Das Gas besteht zu 39,4 % aus Kohlenstoffdioxid, zu 38,7 % aus Methan und zu 21,9 % aus Stickstoff und Edelgasen.

Grieselstein Thermal 1 wurde 2 km südöstlich von Binderberg 1 bis auf eine Endteufe von 1.730 m niedergebracht. Der Anschlagpunkt befindet sich bereits im südlichen Burgenland. Aufgrund der geografischen Nähe und der Tatsache, dass in dem dazwischenliegenden Bereich keine großen Störungssysteme bekannt sind, wurde eine ähnliche stratigrafische Entwicklung wie bei Binderberg 1 und Lautenberg 1 erwartet (Winkler et al., 2005). In der Folge wurde jedoch von seismischen Untersuchungen eine Bruchlinie zwischen Grieselstein Thermal und den beschriebenen Tiefbohrungen festgestellt. Somit scheint keine Förderung aus demselben Reservoir zu erfolgen. Der Hauptzutritt des

Thermalwassers erfolgt innerhalb des Abschnittes von 1.020 bis 1.060 m unter GOK aus grobklastischen Einschaltungen (Kiesen) des Sarmatiums. Bei 1.045 m unter GOK wurde eine Formationstemperatur von 63,8° C gemessen und im Zuge eines Pumpversuchs im Jahr 2004 wurde eine Transmissivität von 9,62 x 10^{-6} m^2/s bestimmt (Hamedinger, 2004). Zudem beträgt die Absenkung bei einer Förderrate von 3,25 l/s rund 460,8 m unter GOK. Das ca. 58° C warme Thermalwasser von Grieselstein Thermal 1 weist einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.500 mg/l auf. Besonders auffallend ist der hohe Fluoridgehalt (11,9 bis 13,3 mg/l) (Tab. 110, Teil 2). Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-10,2 ‰) und Deuterium (-70,5 ‰) deuten auf eine meteorische Herkunft hin (Tab. 120, Teil 2). Die frei aufsteigenden Gase bestehen nach einer Analyse vom 18. März 2008 zu 31,8 Vol.-% aus Stickstoff, 37,4 Vol.-% aus Methan und 30,2 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid (Greschonig, 2008). Das Gas/Wasser-Verhältnis beträgt hierbei 1:7,3. Es wurden zudem Kohlenwasserstoffe nachgewiesen, die nach Lorenz & Wechner (2005) auf einen Kontakt des Grundwassers mit KW-Lagerstätten hinweisen.

7.1.5 Ottendorf an der Rittschein (S)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Ottendorf Thermal 1 (Abb. 118) wird derzeit nicht genutzt. Das Projekt zur Niederbringung der Bohrung für eine mögliche balneologische Nutzung wurde 1995 begonnen, die Bohrarbeiten erfolgten jedoch erst im Jahr 2002 (Eisner & Goldbrunner, 2003b). Von Marktl (2014) wird die Bohrung als nicht genutztes Heilvorkommen erwähnt.

Abb. 118.
Lage der Thermalwassererschließung von Ottendorf an der Rittschein (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Ottendorf Thermal 1 wurde im Westen des Fürstenfelder Beckens in nur 90 m Entfernung zu der ehemaligen Kohlenwasserstoffbohrung Walkersdorf 1 der RAG bis auf 970 m unter GOK abgeteuft und verblieb in der neogenen Beckenfüllung (Eisner & Goldbrunner, 2003b). Die Bestimmung der lithostratigrafischen Grenzen erfolgte durch die Korrelation mit der Tiefbohrung Walkersdorf 1 und der Tiefbohrung Ilz Thermal 1 (ca. 4,5 km entfernt). Zunächst wurde Thermalwasser der Sandschaler-Zone (siltige-sandige Abschnitte, unterbrochen von geringmächtigen Tonmergellagen) von 881,3 bis 905,3 m und von 923,3 bis 929,3 m erschlossen (Eisner & Goldbrunner, 2003b). Im Zuge eines Pumpversuches wurde im Jahr 2002 bei einer Förderrate von 0,65 l/s eine Absenkung von 142 m unter GOK festgestellt. Die Auslauftemperatur betrug hierbei 24° C. Bei der nachfolgenden Aufspiegelung zeigten sich artesische Verhältnisse und der Schließdruck lag nach fünf Tagen Aufspiegelung bei 1,5 bar. Die hydraulische Auswertung der Aufspiegelung ergab eine durchschnittliche Transmissivität von 3,4 x 10^{-6} m^2/s bzw. einen k_f-Wert von 1,2 x 10^{-7} m/s (bei 27,9 m Nettomächtigkeit des Aquifers). Ein nachfolgend durchgeführter Pumpversuch ergab mögliche Förderraten von weniger als 0,5 l/s. Aufgrund des geringen Zuflusses wurde die Strecke liquidiert und man beschloss, die sandig-kiesigen Horizonte des mittleren bis unteren Sarmatiums von 628 bis 662 m unter GOK zu erschließen. Die Filterstrecken wurden von 627,7 bis 639,4 m sowie von 656,9 bis 663,0 m gesetzt. Bei einem mehrstufigen Langzeitpumpversuch im Jahr 2003 stellten sich quasistationäre Verhältnisse bei einer Förderrate von 1,3 l/s bei 230 m unter GOK und bei einer Förderrate von 1,8 l/s bei 470 m unter GOK ein. Der Schließdruck des artesischen Vorkommens lag zuvor bei 0,95 bar. Allerdings stellte sich schon bei einer Förderrate von 1,5 l/s eine überraschend hohe Auslauftemperatur von 43° C ein. Es konnte sogar eine maximale Auslauftemperatur von 46,2° C gemessen werden. Diese Verhältnisse entsprechen einem Temperaturgradienten von rund 5,3° C pro 100 m. Die Auswertung der

Aufspiegelungsphasen brachte eine Transmissivität von 1,51 x 10^{-5} m^2/s für den sondenfernen Bereich bzw. einen k_f-Wert von 1,16 x 10^{-6} m/s. Im Rahmen des Langzeitpumpversuches fand außerdem kein Potenzialabbau statt, somit handelt es sich bei dem Thermalwasser um ein regenerierbares Vorkommen. Abschließend ist zu erwähnen, dass kein hydraulischer Zusammenhang mit der Tiefbohrung Ilz Thermal 1 nachgewiesen wurde. Hydrochemisch handelt es sich bei dem ca. 43° C warmen Thermalwasser von Ottendorf Thermal 1 um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.300 mg/l (Tab. 110, Teil 2). Die Werte der stabilen Isotope Sauerstoff-18 (-10,74 ‰) und Deuterium (-73,60 ‰) plotten zudem auf der Niederschlagsgeraden. Außerdem weist der Tritiumgehalt von < 0,4 TU auf ein Fehlen von oberflächennahen Wasserkomponenten hin (Tab. 120, Teil 2). Die Gasschüttung beträgt ca. 10 ml pro Liter Thermalwasser und setzt sich hauptsächlich aus Stickstoff (64,3 Vol.-%) und Methan (34 Vol.-%) zusammen (Eisner & Goldbrunner, 2003b).

7.1.6 Ilz (H)

(D. Elster)

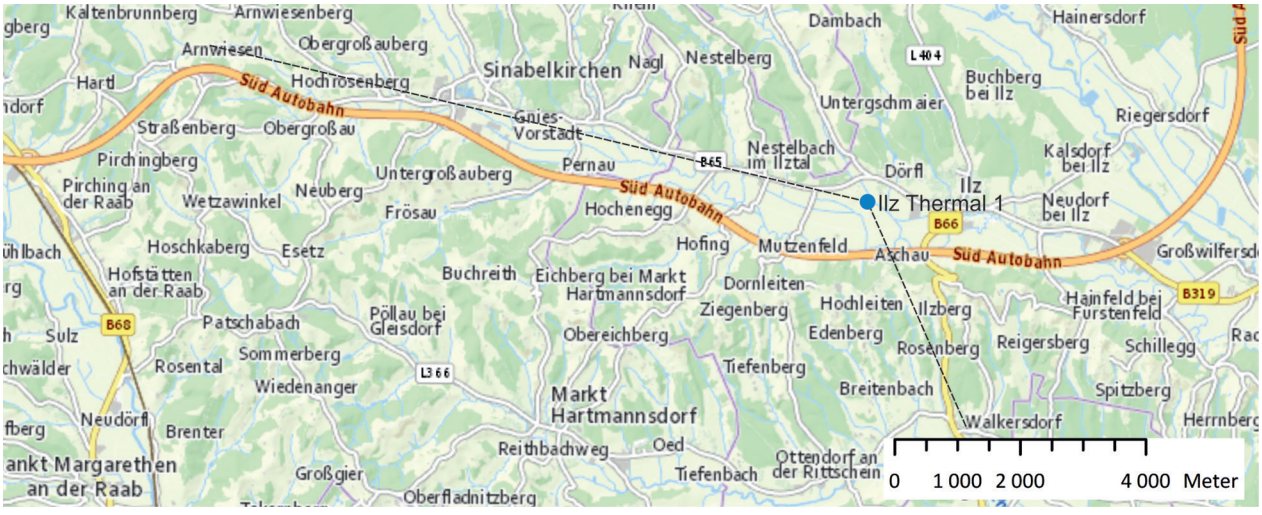
Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Ilz Thermal 1 wurde 1998 ursprünglich zum Zweck einer geothermischen und balneologischen Nutzung von Thermalwasser abgeteuft (Abb. 119). Obwohl die Problematik der Förderung von Thermalwasser aus paläozoischen Karbonaten des Steirischen Beckens durch die Erschließung von Thermalwasser aus dem Neogen umgangen werden konnte (siehe unten), wurde bis heute kein Thermenprojekt realisiert. Allerdings wurde das Vorkommen 2001 als Heilvorkommen anerkannt. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge wurde bei Ilz Thermal 1 auf 5,2 l/s (130 m^3/Tag) festgelegt. Gegenwärtig wird das Thermalwasser jedoch nicht genutzt bzw. wurde die Bohrung verschlossen.

Abb. 119.
Lage der Thermalwassererschließung von Ilz (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Ilz Thermal 1 wurde im westlichen Fürstenfelder Becken bis auf 1.906 m unter GOK abgeteuft (Goldbrunner & Eisner, 1999) (Abb. 120). Im Liegenden der neogenen Beckenfüllung wurde das Grazer Paläozoikum bei 1.465 m unter GOK angetroffen. Im Zielhorizont, dem karbonatischen Grazer Paläozoikum, konnte Thermalwasser in geklüfteten Dolomiten von 1.474 bis 1.703 m (Gesamtmächtigkeit: 116 m) erschlossen werden. Zunächst lief die Sonde mit ca. 7 l/s artesisch über, doch nach dem ersten Mammutpump- und Auslaufversuch im Jahr 1998 blieb das Überlaufen bereits aus. Bei einem weiteren Langzeitpumpversuch im selben Jahr wurde bei einer maximalen Förderrate eine Absenkung von 154,3 m unter GOK erzielt. Dieser Pumpversuch wurde zunächst mit einer Förderrate von 12,5 l/s begonnen. Aufgrund von Karbonatausfällungen, bedingt durch die Druckentlastung (Entgasungseffekt) und das Einblasen von Luft (Mammutpumpversuch), ging die Förderrate gegen Ende des Versuches auf 5 l/s zurück. Die starken Ausfällungen sind somit auf den hohen Kohlenstoffdioxidgehalt des Thermalwassers zurückzuführen. Die Auswertung der Daten des Langzeitpumpversuches sowie der zwei vorangegangenen Mammutpumpversuche erbrachte eine regionale Transmissivität von 3,5 x 10^{-5} m^2/s und eine regionale Durchlässigkeit von 3,0 x 10^{-6} m/s. Abgesehen von den Ausfällungen lag der Gehalt an Radium-226 um das etwa Zwanzigfache über dem Grenzwert für Trinkwasser. Aufgrund dieser Problematik wurde eine Thermalwasserentnahme aus der neogenen Beckenfüllung angestrebt. In der sandig-kiesigen Entwicklung der Sandschaler-Zone (Badenium) wurde man fündig. So installierte man fünf Filterstrecken zwischen 720,5 und 808,0 m unter GOK mit einer Nettomächtigkeit von 63 m (Eisner & Goldbrunner, 2000). Bei einem Langzeitpumpversuch im Jahr 2000 wurde bei einer maximalen Förderrate von 1,2 l/s eine maximale Absenkung von 494,2 m unter GOK erzielt. Der Ausgangswasserspiegel lag vor Beginn des Versuches bei 25,1 m unter GOK. Die Auswertung der Daten brachte für den sondenfer-



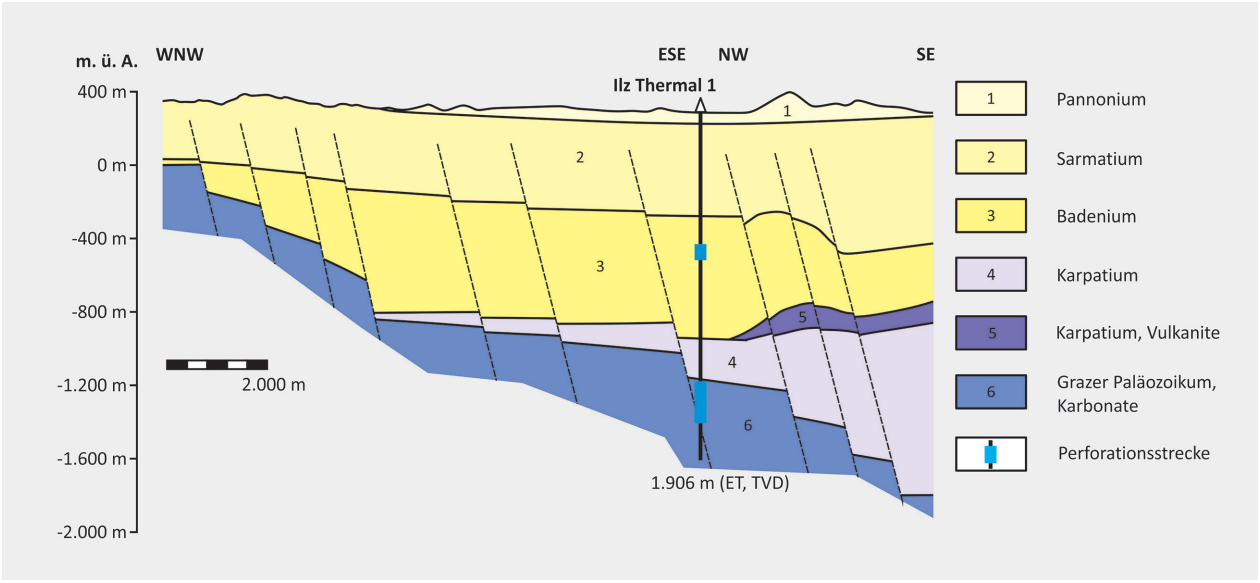


Abb. 120.
Profil von Ilz Thermal 1 (Elster et al., 2016: Abb. 66; nach Goldbrunner, 2012).

nen Bereich eine durchschnittliche Transmissivität von 3,31 x 10^{-6} m^2/s.

Hydrochemisch handelt es sich bei dem ca. 45° C warmen Thermalwasser aus der Sandschaler-Zone (Badenium) um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 5 g/l (Tab. 110, Teil 2) (Eisner & Goldbrunner, 2000). Die Gehalte von Deuterium (-69,5 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,19 ‰) lassen auf einen meteorischen Ursprung und somit auf eine Regenerierbarkeit des Vorkommens schließen. Zudem ist in der untersuchten Probe aufgrund des Tritiumgehaltes von 1,2 TU eine Beimengung von jungem Wasser ersichtlich (Tab. 120, Teil 2). Das Gas/Wasser-Verhältnis beträgt 1:2, wobei die aufsteigenden Gase zu 43,9 Vol.-% aus Stickstoff, zu 36,3 Vol.-% aus Methan und zu 19,4 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid bestehen (Eisner & Goldbrunner, 2000). Bei dem bis zu 74° C heißen Thermalwasser aus den Dolomiten des Grazer Paläozoikums, die Förderrate betrug bis zu 14 l/s, handelte es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Gesamtmineralisation von ca. 17 g/l (Goldbrunner & Eisner, 1999). Der Radium-226-Gehalt betrug 2,6 Bq/l. Erwähnenswert ist auch, dass bei der ersten hydrochemischen Analyse (29.07.1998) Kohlenwasserstoffe nachgewiesen werden konnten.

7.1.7 Bad Gleichenberg (H, eH)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Bad Gleichenberg liegt ca. 8,5 km südlich der Stadt Feldbach im politischen Bezirk Südoststeiermark (Abb. 121). Hier wurden oberflächennahe auftretende Säuerlinge seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts für Kurzwecke genutzt. Dass Quellen bereits seit der Römerzeit bekannt waren, belegen Funde von römischen Münzen in einem steinernen Brunnenkranz, die im Zuge von Grabungsarbeiten für ein Badehaus im Jahr 1837 in einer Tiefe von 4 m entdeckt wurden (sogenannter Römerbrunnen).

Mit dem Wachsen des Kurbetriebes erfolgten zahlreiche neue Erschließungen bzw. Neufassungen, sodass bis zum Ende des 20. Jahrhunderts im Kurzentrum insgesamt sieben Mineralwasserbrunnen existierten, die jedoch bis zum Jahr 2007 aufgrund ihres schlechten technischen Zustandes verschlossen wurden.

Der mit dem Aufstieg von Wässern aus größeren Tiefen verbundene konvektive Wärmestrom verursacht eine ausgeprägte positive Temperaturanomalie. Thermalwasser wurde in Bad Gleichenberg erstmals im Jahr 1974 durch die „Mineral-Thermalquelle“ erschlossen, darauf folgten zwei Tiefbohrungen, die als „Maxquelle“ („Gleichenberg Thermal I“) und „Mariannenquelle“ bezeichnet werden (Tab. 49). Aktuell werden nur mehr die beiden Thermalbohrungen Maxquelle und Mariannenquelle für den Betrieb des Thermalbades genutzt. Die Mineral-Thermalquelle wurde im Jahr 2006 liquidiert.

Neben den sogenannten „Mineralwässern des Brunnentales“, werden in der Literatur (u.a. Schouppé, 1952; Zetinigg, 1993a) rund 3 km nördlich von Bad Gleichenberg zwei niedrig mineralisierte Wässer mit erhöhten Eisengehalten erwähnt (die Nathalienquelle bzw. Vausulz sowie die Stahl- bzw. Klausenquelle), welche von der Bevölkerung als Heilwasser genutzt werden (Tab. 50). Die bereits im 17. Jahrhundert bekannte Klausenquelle wird von Schouppe l.c. als akratischer Eisen-Säuerling bezeichnet.

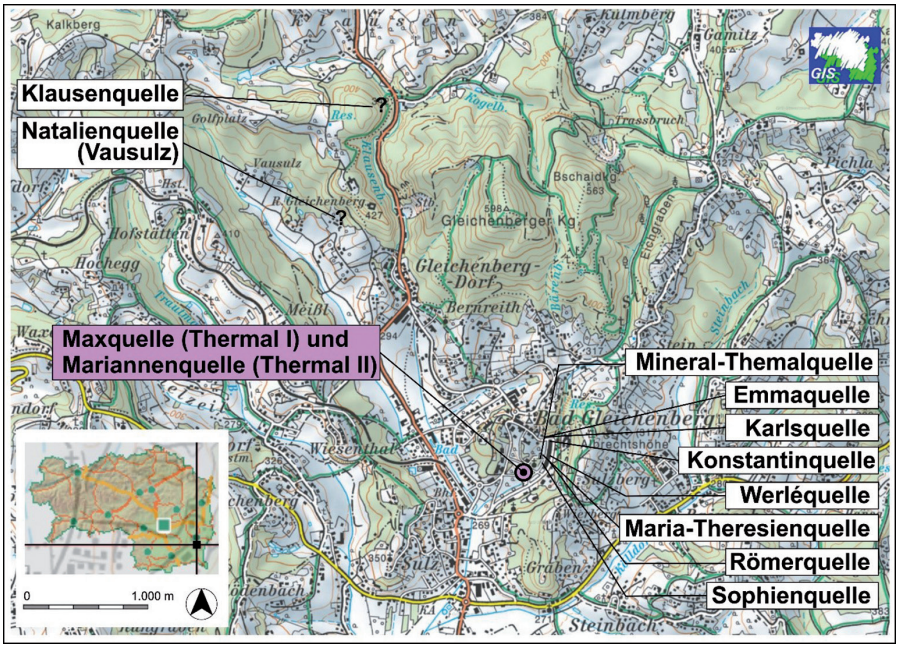


Abb. 121.
Lage der historischen Mineralwasserbrunnen in Bad Gleichenberg (Datenquelle: GIS Steiermark).

Erschließung	Nutzung	Konsens
Maxquelle (Bad Gleichenberg Thermal I)	Thermalwasserversorgung der Therme Bad Gleichenberg	5 l/s* 259,2 m³/Tag*
Mariannenquelle (Bad Gleichenberg Thermal II) mit Schutzgebiet/SZ1**	Thermalwasserversorgung der Therme Bad Gleichenberg	3 l/s* 144 m³/Tag*

Tab. 49.
Nutzungen und wasserrechtliche Angaben zu den Thermalwasserbohrungen von Bad Gleichenberg (Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 2017). * = Gesamtkonsens (Höchstmenge), ** = Schutzzone 1.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach der Untergrundkarte von Flügel (1988) liegt das Gebiet um Bad Gleichenberg am Südostrand des Gnaser Beckens. Im Bereich Bad Gleichenberg kann mit einer Tiefenlage des präneogenen Untergrundes von ca. 1.600 bis 1.800 m gerechnet werden. Südöstlich von Bad Gleichenberg trennt eine markante Störung mit Vertikalversätzen von bis zu 600 m die Ausläufer der Südburgenländischen Schwelle als Hochzone vom Beckenbereich.

Für das Mineralwasservorkommen von Bad Gleichenberg ist der miozäne saure bis intermediäre Vulkanismus maßgebend, der vom Karpatium bis in das untere Badenium zur Ausbildung des Gleichenberger Kogels mit einer obertägigen Verbreitung von ca. 10 km² führte. Petrografisch handelt es sich um Trachyandesite, untergeordnet um Trachyte, Andesite und Rhyolithe eines kaliumbetonten Vulkanismus. Die Vulkanite wurden in Form von Laven, Aschen, Tuffen und Eruptivbrekzien abgelagert. Die im Raum von Gleichenberg ober Tage anstehenden Gesteine sind infolge tektonischer Beanspruchung großteils stark gestört und geklüftet. Überlagert werden sie hier von Sedimenten des unteren Badeniums bis unteren Pannoniums (Zone B und C), gefolgt von quartären Ablagerungen.

Der Tiefengrundwassercharakter der oberflächennah auftretenden Wässer konnte durch Isotopenuntersuchungen bestätigt werden. Als Deckschichten fungieren im Brunnental minderdurchlässige neogene Tone und Silte. Im Bereich des Talrandes dünnen diese Deckschichten tektonisch bedingt aus, wodurch es den unter Druck stehenden Tiefengrundwässern möglich ist, die Deckschichten zu durchstoßen und als Quellen ober Tage auszutreten.

Die Gesteine des miozänen Gleichenberger Vulkanmassivs weisen aufgrund ihrer Klüftigkeit örtlich gute Durchlässigkeiten auf, wie Bohrlochmessungen in der

Erschließung	Jahr	Aquifer	Technische Angaben	Literatur
Nathalienquelle (Vausulz, Stahlquelle)	vor 1860**	?Trachyandesit	Stollenbauwerk ungenutzt, versumpft, in Verfall	Zetinigg (1993a)
Klausenquelle (Klausen-Stahlquelle)	1632* Neufassung: ca. 1835	Trachyandesit	2 l/min	Schouppé (1952) Zetinigg (1993a)

Tab. 50.
Ausgewählte Kenndaten der Säuerlinge nördlich von Bad Gleichenberg.
* = Historische Erwähnung der Quelle (geografische Zuordnung nicht gesichert), ** = 1860 erwähnt.

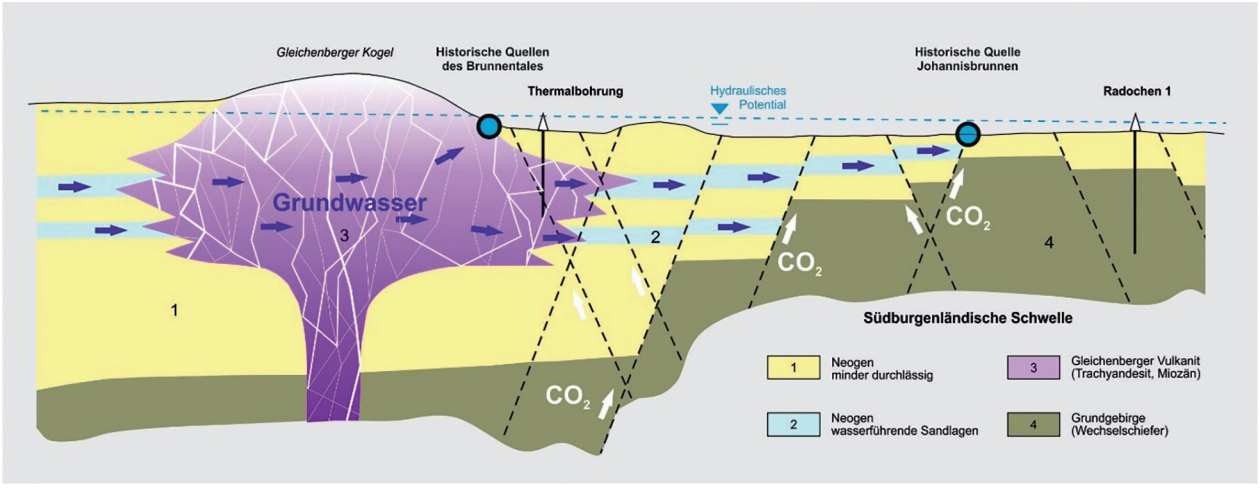


Abb. 122.
Schematisches Profil durch Bad Gleichenberg (verändert nach ELSTER et al., 2016: Abb. 64).

Bohrung Mariannenquelle zeigen. Die Alimentation des Aquifers im Vulkanit erfolgt wahrscheinlich lateral über fazielle Verzahnungen mit durchlässigen klastischen neogenen Sedimenten, es sind aber auch Zuflüsse aus dem präneogenen Grundgebirge nicht auszuschließen. Abbildung 122 zeigt ein Schema mit den möglichen Fließwegen.

Der Hauptwassertypus der Säuerlinge ist Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid mit einer Summe an gelösten festen Stoffen von bis zu 10 g/l in der zuletzt (2000/2001) niedergebrachten Thermalbohrung Maxquelle (Bad Gleichenberg Thermal I) (Tab. 111, Teil 2). Das Gas/Wasser-Verhältnis wurde in dieser Bohrung mit 3:1 bestimmt. Das Thermalwasservorkommen ist artesisch gespannt, der Sondenkopfdruck beträgt ca. 1,0 bar (Tab. 51).

Aufgrund der beobachteten gegenseitigen Beeinflussung der einzelnen Brunnen ist von einem einheitlichen Drucksystem auszugehen; hydrochemische Unterschiede sind das Ergebnis variabler Zumischungen jüngerer Grundwässer.

Durch die mit der Brunnenförderung, insbesondere aus den tiefen Thermalwasserbrunnen verbundenen Druckabsenkungen kam es bei den seichten Brunnen zu einem zunehmenden Einzug von oberflächennahen bis obertägigen Wässern, der hydrochemisch, bakteriologisch und isotopenhydrogeologisch nachgewiesen werden konnte, am augenscheinlichsten durch eine zunehmende Verringerung der elektrischen Leitfähigkeit der Wässer.

Vergleicht man die Ionenverteilungen der Wässer der Maxquelle mit den Wässern der Mariannenquelle, so sind sich die beiden Wässer trotz ihrer hydraulischen

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Emmaquelle	1864	ca. 2,6 m unter GOK	---	geklüfteter Trachyt	1950: 0,84 l/min (0,014 l/s); 1966: 0,02–0,03 l/s artesisch? später zeitweise gefallen
Karlsquelle Karlsbrunnen (Franzensquelle)	1835	3,9 m ab Kellerboden	---	---	0,002–0,007 l/s; Betrieb eingestellt
Konstantinquelle (Konstantinbrunnen, Sulzleiten-Quelle)	1605 1989*	ursprünglich 7–8 m; 1989: 34 m	15–31	geklüfteter Trachyt	Alte Fassung: 1 l/min; 1989: 1 l/s (Pumpversuch)
Maria-Theresien-Quelle (Bachquelle)	1855 1963/1964	ursprünglich 11, später: 12,5 (57–66)**	---	Vulkanite	Überlauf: 8,4–11 l/min
Sophienquelle (Bohrung II)	1949	23,8	20,25–22,85	Trachyt	--- (nur sporadische Nutzung mit UW-Pumpe)
Römerquelle Bad Gleichenberger Römerquelle	Römerzeit 1837 1845	10,4	---	Trachyt (Basalt?)	5,5 l/min

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Werléquelle (Bäckerquelle)	ca. 1835	9,5 (anfänglich)	---	wahrscheinlich Vulkanit	---
Mineral-Thermalquelle	1972/ 73	223	145,8–149,75 178,8–185,0 203,0–206,6***	Vulkanite	artesisch ca. 0,83 l/s (1975) PV: 1,5 l/s bei s = 2 m (1974)
Maxquelle (Bad Gleichenberg Thermal I)	2000/2001	1.500	620–1.490	Trachyandesit (vorwiegend Tuffe und Eruptivbrekzien)	artesisch (ca. 1 bar) 2,4 l/s quasistationär max. 3,2 l/s
Mariannenquelle (Sternwiese II, Bohrung 2 Sternwiese, Thermal II)	1979–1983	1.042	ab 234–432 Filterrohre (dazwischen Vollrohre), ab 444 open hole	Trachyandesit	artesisch gespannt ca. 3,5 l/s (Auslauftest 2014)

Tab. 51.
Ausgewählte Kenndaten der Wässer von Bad Gleichenberg (Brunnental) hauptsächlich nach Zetinigg (1993a) sowie Kriegl et al. (2000).
* = Neubohrung (Vertiefung).
** = Tiefe der Bohrung A neben der Quelle, die nach Zetinigg (1993a) gemeinsam mit dem Schachtbrunnen als eine Quelle zusammengefasst wurde.
*** = Aquiferabschnitte nach Temperaturlog, PV = Pumpversuch, s = Absenkung.

Erschließung	Temperatur ca. ° C	Gesamtmineralisierung mg/l (Jahr)	Heilvorkommen anerkannt	Status
Emmaquelle	10	1.534 (1986)	ja	verschlossen
Karlsquelle	---	891 (----)	nein	
Konstantinquelle	15	6.306 (1991)	ja	
Maria-Theresien-Quelle	19	7.497 (1977)	ja	
Sophienquelle	---	6.291 (1967)	nein	
Römerquelle	15–17	7.345 (1990)	ja	
Werléquelle	18	6.622 (1991)	nein	
Mineral-Thermalquelle	21	5.437 (1998)	ja	verschlossen
Mariannenquelle	26	6.621 (2012)	ja	Versorgung der Heilwassereinrichtungen im Kurbetrieb
Maxquelle (Gleichenberg Thermal I)	46 (max. 49)	10.064 (2012)	ja	

Tab. 52.
Übersicht der Heilwässer (alle Na-HCO_3-Cl-Typus) von Bad Gleichenberg (hauptsächlich nach Kriegl et al., 2000).

Entkopplung (keine Reaktion der Mariannenquelle auf die Förderung aus der Maxquelle im Zuge der Pumpversuche) sehr ähnlich, wobei die Gesamtmineralisierung der Sonde Bad Gleichenberg Thermal I um rund 30 % höher ist als die der Mariannenquelle (Tab. 52).

7.1.8 Deutsch Goritz (M, H)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Abfüllbetrieb Peterquelle liegt südwestlich der Ortschaft Deutsch Goritz im Gnasbachtal, ca. 2,7 km nördlich der Staatsgrenze zu Slowenien bzw. rund 7 km nordöstlich von Mureck (Abb. 123).

Nach Zetinigg (1993a) wurde bereits im Jahr 1860 „ein Säuerling in Goritz“ erwähnt. Mit dem im Jahr 1958 in einer Schleife des Gnasbaches errichteten Brunnen I begann die kontinuierliche Nutzung des Vorkommens und der Flaschenversand. Aufgrund des fortschreitenden Rückganges der Mineralisierung und des Kohlensäuregehaltes wurde nach der Durchführung von Bodengasmessungen und Niederbringung zweier Versuchsbohrungen Mineralwasser durch den Brunnen II im Jahr 1971 erschlossen; 1976 wurde ca. 250 m nordwestlich davon – wieder unmittelbar am Gnasbach – der Brunnen III hergestellt. Im 21. Jahrhundert folgten ca. 100 m nördlich bzw. 200 m nordöstlich des Abfüllbetriebes die Produktionsbrunnen SteirerQuell (2006) und Minaris-Brunnen (Neu) (2014). Die Daten der Brunnen können Tabelle 53 entnommen werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Aus regionalgeologischer Sicht liegt der Standort der Peterquelle in Deutsch Goritz im südöstlichen Randbereich des hier bis zu 2.000 m tiefen Gnaser Beckens, das gegen Südosten von der Südburgenländischen Schwelle begrenzt wird.

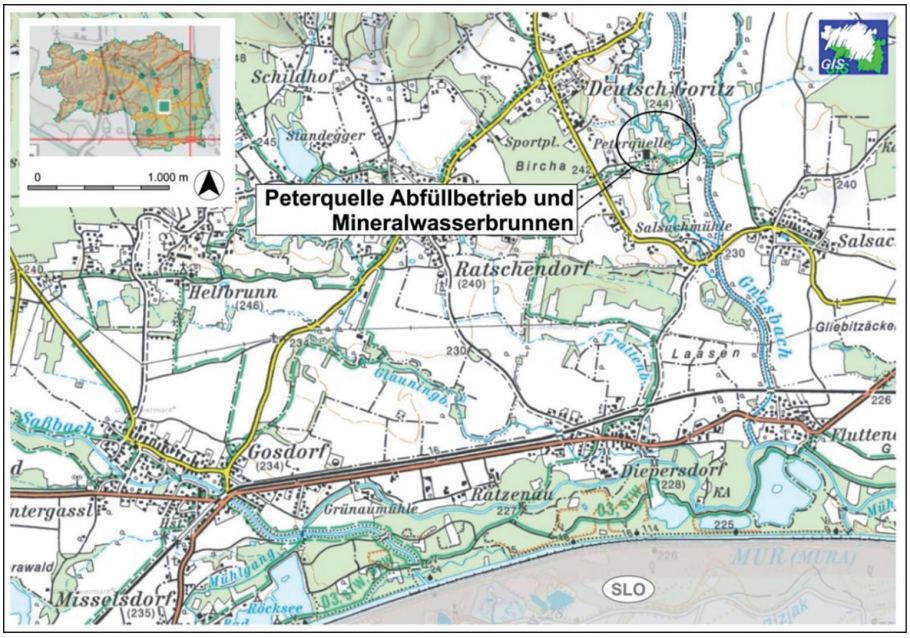


Abb. 123.
Lage des Peterquelle-Abfüllbetriebes und der Mineralwasserbrunnen (Datenquelle: GIS Steiermark).

Erschließung	Nutzung	Konsens
Peterquelle Brunnen I (bzw. Mineralwasser Brunnen I, Minaris-Brunnen (Alt))	Mineralwassergewinnung	10 m^3/Tag*
Minaris-Brunnen (Neu) (vormals: SteirerQuell)	Mineralwassergewinnung	692 m^3/Tag* 5,1 l/s**
Peterquelle Brunnen II (Mineralwasser Brunnen II)	Mineralwassergewinnung (Heilwasser)	80 m^3/Tag*
Peterquelle Brunnen III (Mineralwasser Brunnen III)	Mineralwassergewinnung (Flaschenabfüllung)	192 m^3/Tag*

Tab. 53.
Wasserrechtliche Bewilligungen der genutzten Erschließungen in Deutsch Goritz (Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 2017).
* Gesamtkonsens (Höchstmenge), ** Teilkonsens zum Hauptkonsens.

In Deutsch Goritz werden Mineralwasser führende Kiese und Sande, zum Teil auch karbonatische Horizonte des Sarmatiums genutzt. Unter wenige Meter mächtigen quartären Ablagerungen folgen mit nahezu horizontaler Lagerung neogene, minder durchlässige Schichten in Form von Tonen, Ton- und Mergelsteinen (Tab. 54). Im Liegenden folgt eine Wechsellagerung von karbonatischen Ablagerungen (Fossilschuttbrekzien, Muschelschill und zum Teil oolithische Kalke) und grobklastischen Sedimenten (bis Steingröße) mit Mineralwasserführung. Schluffige Lagen treten nur untergeordnet auf.

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Brunnen I	1959	22,4	15,2–21,5	sandig-kiesige und karbonatische Sedimente des Sarmatiums	---	Zetinigg (1993a)
Brunnen II	1971	102	46,6–65,7 78,8–94,5		---	Zetinigg (1993a)
Brunnen III	1976	86,1	56,7–81,2		---	Zetinigg (1993a)
SteirerQuell	2006	34,5	22,5–32,5	sandige Mischkiese und im Liegenden Karbonate (oberes Sarmatium?)	10,7 l/s bei Pumpversuch kf = ca. $1{,}02*10^{-3}$ m/s	Eisner & Goldbrunner (2007)
Minaris-Brunnen (Neu)	2014	52	44,0–50,0	sandige Kiese (Sarmatium)	4,6 l/s stationär kf = ca. $1{,}6*10^{-3}$ m/s (Aufspiegelungsphase)	Eisner & Goldbrunner (2016)

Tab. 54.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Mineralwasserbrunnen in Deutsch Goritz.

Vorwiegend NNE–SSW bzw. ESE–WNW ausgerichtete Störungen bewirken hier Versätze von mehreren Metern. Zudem bilden sie Wegigkeiten für unter anderem Kohlenstoffdioxid vulkanischen Ursprungs, das so aus größeren Tiefen bis an die Erdoberfläche – wie Bodengasmessungen belegen – aufsteigen kann.

Charakteristisch für das Mineralwasservorkommen von Deutsch Goritz ist die stark unterschiedliche Mineralisierung der Wässer (von 0,3 bis > 3 g/l) bei Überwiegen des Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typus, seine unterschiedlich starke Imprägnation mit Kohlensäure sowie das Auftreten von Süßwasser führenden Horizonten in unmittelbarer Nähe zu den Säuerlingen (Tab. 111, Teil 2). Es wird angenommen, dass die Störungen, die als Aufstiegswege für höher mineralisierte Tiefengrundwässer fungieren, eine laterale Begrenzung der höher mineralisierten Bereiche hervorrufen.

7.1.9 Sulzegg (M, S)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Abfüllbetrieb Sulzegger liegt in der Gemeinde Sankt Nikolai ob Draßling, Katastralgemeinde Hütt, Bezirk Leibnitz, am linken Talrand des Schwarzaubachtales, an seinem linksseitigen Zubringer, dem Lieberbach, ca. 800 m südöstlich des Ortskernes von Hütt (Abb. 124).

Zetinigg (1993a) gibt eine ausführliche Beschreibung der Erschließungsgeschichte des Vorkommens. Demnach ist der Säuerling unter der Bezeichnung „Brunn zu Huett“ seit dem Jahr 1632 überliefert. Im 19. Jahrhundert wurden nahe der ursprünglichen Quelle mehrere Bohrungen abgeteuft (z.B. die je 25 m tiefe Franzensquelle und Sophienquelle), um das Vorkommen zu erschließen. Im Jahr 1896 wurde bereits mit der Flaschenabfüllung des Mineralwassers begonnen, 1911 wird eine Renovierung der Fassungen der Franzensquelle, der Sophienquelle und einer Helenenquelle beschrieben.

Mit der Gründung der Sulzegger Heil- und Mineralwasser Ges.m.b.H. im Jahr 1974 wurden die alten Fassungen verschlossen und durch neue Filterbrunnen ersetzt. In der Auflistung von Zetinigg (l.c.) scheinen insgesamt zwölf Quellfassungen auf, von denen zum damaligen Zeitpunkt nur fünf nutzbar waren. Nach einer aktualisierten Aufstellung (Eisner & Goldbrunner, 2015) sind derzeit sechs Brunnen wasserrechtlich bewilligt (Tab. 55).

Etwa 900 m südöstlich des heutigen Sulzegger Mineralwasser-Abfüllbetriebes liegt in einem Paralleltal im Südosten der Ortschaft Sulzegg die sogenannte „Sulzegger Heilquelle“. Die ursprünglich aus dem Berghang frei austretende Mineralquelle war vermutlich namensgebend für den Ort. Das Wasser wurde anfänglich lokal als Heilquelle genutzt. Die Anerkennung als Heilquelle des „Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Eisen-Säuerling“ für Trinkkuren (Zetinigg, 1993a) erfolgte unter anderem aufgrund des Eisengehaltes von ursprünglich 20 mg/l mit Bescheid vom 11. Juni 1965 der Steiermärkischen Landesregierung. Mit der Vertiefung des Hauptbrunnens im Jahr 1978 wurde ein veränderter Wassertypus erschlossen – die Anerkennung als Heilquelle ist mittlerweile verfallen. Ab 1975 erfolgte die Flaschenabfüllung zum Vertrieb als Tafelwasser unter der Marke „Aqua Vital“. Zur Produktionssteigerung wurde von der Sohle des um 1963 errichteten Schachtbrunnens eine Bohrung auf 103 m abgeteuft. Zudem wurden in der näheren Umgebung mehrere Bohrungen mit unterschiedlichem Erfolg niedergebracht. Im Hauptbrunnen kam es im Laufe der Zeit zu einem signifikanten Rückgang der

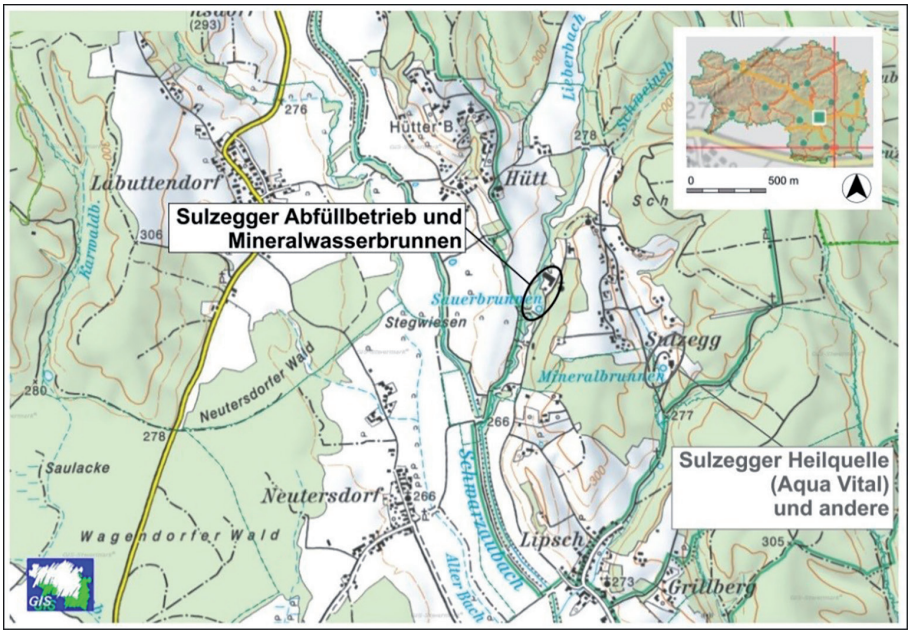


Abb. 124.
Lage der Mineralwasserquellen und des Sulzegger Abfüllbetriebes (Datenquelle: GIS Steiermark).

Erschließung	Jahr	Grundstück	Tiefe (m)	WR-Konsens
Jellerquelle (Silverquelle)	1979	597	202	gemeinsam 3 l/s bzw. 250 m³/Tag
Marienquelle (vertieft) (Kapellenquelle)	1979	170/2	202	
Elisabethquelle (Neu) (Hauptbrunnen (Neu))	1978	170/2	102	0,9 l/s (77,7 m³/Tag)
Styrianquelle	1978/89	597	150	1,5 l/s (129,6 m³/Tag)
Christophorus-Quelle (Neu)	1979	169/7	162	1,0 l/s (86,4 m³/Tag)
Süßwasserbrunnen (Neu)	1998	597	100	2 l/s bzw. 160 m³/Tag
Gesamtkonsens				8,4 l/s (703,7 m³/Tag)

Tab. 55.
Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Brunnen des Abfüllbetriebes bei Sulzegg (Eisner & Goldbrunner, 2015).

Fördermengen. Seit 1991 liegt der Betrieb still. Im Wasserbuch scheinen keine Wasserrechte mehr auf.

Vorkommen mit ähnlicher Charakteristik sind im Raum Sulzegg–Prebersdorf die Sulzegger Heilquelle (Aqua Vital) und der Prebersdorfer Säuerling (Zetinigg, 1993a).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Aus regionalgeologischer Sicht liegt Sulzegg im Südosten des Oststeirischen Beckens im Bereich der sogenannten Leibnitzer Schwelle, einer ca. West–Ost verlaufenden strukturellen Hochlage des Beckenuntergrundes. An der Nord- bzw. Südflanke dieser Struktur liegen die Erdöl-Tiefbohrungen St. Nikolai 1 und Perbersdorf 1. Diese haben bei einer Teufe von 1.122 m (St. Nikolai 1) bzw. 1.470 m (Perbersdorf 1) das Grundgebirge in Form von minderdurchlässigen, paläozoischen Phylliten erbohrt (Tab. 56).

Am Betriebsstandort stehen pleistozäne Terrassensedimente unterschiedlichen Alters an. Diese umfassen höhere Terrassenablagerungen fraglichen Alters (teilweise Lehmdecken bzw. Roterden) und Jüngere Deckenschotter (Schweinsbachwaldterrasse, Mindel).

Im Profil (Abb. 125) werden die generellen geologischen Verhältnisse im Raum Sulzegg veranschaulicht. Die neogene Beckenfüllung besteht hier vorwiegend aus klastischen Sedimenten des Badeniums, die den Vulkaniten des miozänen Vulkangebietes/Deckenergusses von Mitterlabil–Gleichenberg–Landorf auflagern. Die als karpatisch eingestuften Vulkanite (vorwiegend Andesite, Dazite und dazugehörige Tuffe) wurden in der 1,8 km nördlich von Sulzegg gelegenen Tiefbohrung St. Nikolai 1 in einer Tiefe von 186 m angetroffen. In Sulzegg dürfte diese Grenze in den Bohrungen Jellerquelle und Marienquelle (vertieft) bei ungefähr 190 m durchfahren worden sein.

Die Sedimente des Badeniums werden hier von Liegend nach Hangend von geringmächtigen Schichten der Lageniden-Zone, der Sandschaler-Zone als mächtigstes Schichtglied, sowie Gesteinen der wiederum geringmächtigen *Bulimina-Bolivina*-Zone aufgebaut. Die Lagerung der badenischen Schichten mit den Mineralwasser führenden Horizonten über den Vulkaniten ist von großer Bedeutung, da die in Sulzegg auftretende Kohlensäure, aber auch die Inhaltsstoffe Fluorid und Borsäure als postvulkanische Produkte des Vulkanismus des Steirischen Beckens anzusehen sind. Die Störungen, die den Aufstieg von Kohlenstoffdioxid ermöglichen, verlaufen wahrscheinlich überwiegend talparallel in NNE–SSW-Richtung. Daneben sind aber auch Querstörungen maßgeblich. Der genaue Mechanismus der Zumischung und des Aufstieges des CO_2 sowie anderer

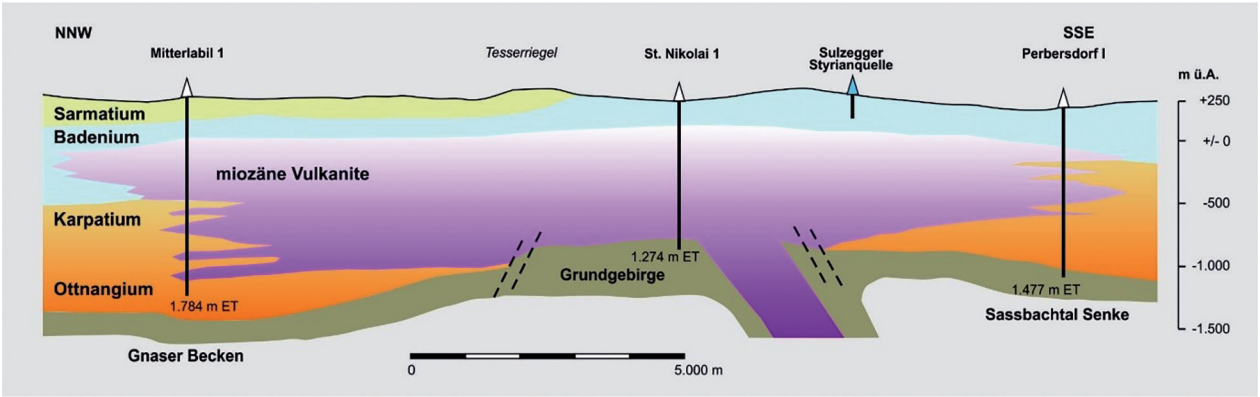


Abb. 125.
Geologisches Profil durch Sulzegg (Ebner et al., 1986, ergänzt).

Erschließung	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Styrianquelle	149,5	59,3–63,3 73,3–88,1 97,0–101,0 116,9–122,8 143,5–146,5	Sande und Kiese des Neogens (vermutlich Badenium/Sandschaler-Zone) in folgenden Tiefen: 75–91 m 95–120 m 130–138 m (144–150 m)	ca. 1,25 l/s*
Kapellenquelle (Alt) (Marienquelle)	96,2		75,4–80,9 m	
Marienquelle (vertieft) (nicht genutzt)	202,4	175–195		
Jellerquelle	102	85–95	Sandhorizont: 88,5–97,0 m	
Jellerquelle vertieft	202,4	181,4–196,4	Quarzreicher Grobsand: 173,2–190,0 m	UW-Pumpe RWSP: 31,4 m unter GOK
Jellerquelle II (verschlossen)			in ca. 6 m Tiefe	u.a. wegen geringer Ergiebigkeit und Fe-Gehalt von 26,6 mg/l aufgegeben
Elisabethquelle (Alt) (verschlossen)				
Elisabethquelle (Neu) (außer Betrieb)	102		69,65–100 m	0,9 l/s
Franzensquelle (verschlossen)	9			
Sophienquelle	17			
Sophienquelle vertieft	27,6			
Helenenquelle (verschlossen)	17			
Christophorus-Quelle (Alt) (verschlossen)	17,6			
Christophorus-Quelle (Neu) (verschlossen)	162	132–150		RWSP: 18 m unter GOK Kurzpumpversuch im Jänner 1982: 1 l/s (Absenkung 70 m unter GOK)
Dr. Tauber-Quelle bzw. Katharinenquelle (verschlossen)				

Tab. 56.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Quellen von Sulzegg (nach Zetinigg, 1993a; Zötl & Goldbrunner, 1993; Eisner & Goldbrunner, 2015b).
* UW-Pumpe: Fördermenge von 1,5 l/s auf ca. 1,25 l/s reduziert, da sonst Mineralisierung von Entnahmemenge abhängig.

Stoffe sind im Detail noch nicht geklärt. Es ist aber anzunehmen, dass die alten, seicht liegenden Fassungen an Störungen gebunden sind.

Am Standort lassen sich mehrere hydrochemische Stockwerke unterscheiden. Das hangendste Stockwerk in den quartären Kiesen des Talbodens beinhaltet die historische, natürliche Quelle sowie die in der ersten Erschließungsphase des 19. Jahrhunderts niedergebrachten seichten Brunnen. Die Mineralisierung der hier auftretenden Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Wässer liegt bei 2,2 g/l (Tab. 112, Teil 2) mit einem Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid von ebenfalls 2,2 g/l. Die Wässer fallen durch geringe Natrium-Konzentrationen auf.

Im zweiten Stockwerk (ca. 75–90 m unter GOK) liegen die sogenannten Süßwasserbrunnen mit einer Gesamtmineralisierung von rund 0,7 g/l, einem Fluoridgehalt von 3,5 bis 5 mg/l und einem pH-Wert im neutralen Bereich.

Darunter folgt im Tiefenabschnitt zwischen 80 und 130 m ein Natrium-(Calcium)-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Summe an gelösten Stoffen von 1 bis 1,4 g/l und – wie im Süßwasserstockwerk – einem sehr geringen CO_2-Gehalt und einem neutralen pH-Wert.

Nach den Ergebnissen von Isotopen-Untersuchungen handelt es sich hierbei um meteorische Wässer mit holozänem Alter.

Die tiefsten Erschließungen (Jellerquelle und Marienquelle) mit Filterstrecken zwischen 168 und 190 m fördern aus einem grobsandigen Aquifer mit deutlich höher mineralisierten Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Wässern (7–8 g/l) (Tab. 112, Teil 2) und hohen Gehalten an freiem CO_2 (bis > 5 g/l) und sauren pH-Werten. Das Grundwasserstockwerk liegt knapp über dem Top der Vulkanite. Die Isotopenuntersuchungen ergaben trotz hoher Mineralisierung meteorische Wässer pleistozänen Alters (> 10.000 Jahre). Aufgrund der deutlich unterschiedlichen hydrochemischen Charakteristik der Wässer des liegendsten Stockwerkes ist von einer hydraulischen Barriere (hier wahrscheinlich minder durchlässige Tonmergel) zwischen dem dritten und vierten Stockwerk auszugehen. Erwähnenswert sind die geringen Fluoridgehalte; Fluorid gilt neben Kohlenstoffdioxid und Borsäure als Indikator für postvulkanische Erscheinungen.

Bei dem für die Flaschenabfüllung (neben Jellerquelle und Christophorus-Quelle (Neu)) herangezogenen Mineralwasser der Styrianquelle handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Wassertypus mit einer Summe an gelösten festen Stoffen von ca. 1.100 mg/l bei einem Gehalt an gelöster freier Kohlensäure von ca. 180 mg/l (Tab. 112, Teil 2).

Die „Sulzegger Heilquellen“ sind in mehrere Brunnen zu differenzieren: Die Hauptquelle entspringt im Bereich des Lipscher Dorfgrabens aus höheren pleistozänen Terrassensedimenten. Die vertieften Brunnenbohrungen erschlossen einen Mineralwasserhorizont in „grauen Sanden“ der neogenen Beckenfüllung (nach Zetinigg, 1993a: Badenium). Nach der Durchführung von Kurzpumpversuchen im Jahr 1978, bei denen eine wechselseitige hydraulische Beeinflussung der beiden, nur 65 m voneinander entfernten Brunnen beobachtet wurde, kam es zu einem Rückgang der Fördermengen.

Die unterschiedliche hydrochemische Charakteristik der seichten (< 20 m) und tiefen Wässer (50–90 m) geht aus Tabelle 57 hervor. Die Gesamtmineralisierung der im tieferen Hauptbrunnen erschlossenen Wässer ist rund doppelt so hoch wie im oberen Horizont. Weiters unterscheiden sich die Wässer deutlich in den Natrium- und Eisen-Konzentrationen.

7.1.10 Weinburg am Saßbach und Perbersdorf bei St. Veit (eH, S)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der artesische Hausbrunnen von Weinburg am Saßbach, Ortsteil Ribitz, wurde nach Zetinigg (1993a) im Jahr 1993 abgeteuft (Abb. 126). Er ist nach Rücksprache mit dem Besitzer weiterhin zugänglich; am 27. August 2015 betrug der artesische Überlauf ca. 0,27 l/s.

Der Säuerling von Perbersdorf wurde nach Zetinigg (1993a) im Jahr 1966 hergestellt und stand der Bevölkerung zur freien Entnahme mit einer Handpumpe zur Verfügung. Im Rahmen der Beprobungskampagne am 27. August 2015 konnte mit dieser kein Wasser entnommen werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Südöstlich von Sulzegg befinden sich die nahegelegenen Säuerlinge von Weinburg am Saßbach (ca. 4,3 km) und Perbersdorf (ca. 2,2 km).

Im Bereich des artesischen Hausbrunnens von Weinburg am Saßbach liegen oberflächlich quartäre Ablagerungen vor (Moser, 2015b). Zetinigg (1993a) beruft sich auf Angaben von Winkler-Hermaden und Rittler aus dem Jahr 1949, wonach bei der 92 m tiefen Bohrung eine neogene Abfolge (Sarmatium und Badenium) angetroffen wurde. Aufgrund der starken Mineralisierung und des hohen Gehaltes an Kohlenstoffdioxid postuliert Zetinigg (1993a) einen vulkanischen Einfluss bzw. einen Zusammenhang mit dem überdeckten Vulkankörper von Landorf. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 3.200 mg/l. Neben dem hohen Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid (1.650 mg/l) sind bei dem sauerstoffarmen Wasser (reduzierende Bedingungen) die Konzentrationen von Strontium (3,78 mg/l), Eisen (4,02 mg/l), Barium (1,28 mg/l) und Lithium (877 µg/l) auffällig hoch (Tab. 112, Teil 2). Zudem wird eine Analyse aus dem Jahr 1973 angeführt, bei der zusätzlich Bor (2,25 mg/l), Brom (2,2 mg/l) und Iod (0,22 mg/l) bestimmt wurde (Zetinigg, 1993a). Sauerstoff-18 (-9,57 ‰) und Deute-

Erschließung	Jahr	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Schüttung
Hauptbrunnen	(1963) 1978	(11,2) 103	50–82	graue Sande	1978*: 1,5 l/s; zuletzt (1991): 1,2 m^3/Tag
Hangbrunnen (verfüllt 1980)	1971	16	Wasserzutritte ab 6 m	---	geringe Ergiebigkeit
Talbrunnen	1973 später Vertiefung	(7,0) 102	(Wasserzutritt bei ca. 4 m) 60–90	grauer Feinsand	1978*: 1,2 l/s; danach Rückgang
Neuer Brunnen	1988	200	Keine Information		

Tab. 57.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der sogenannten „Heilquellen von Sulzegg“ (nach Zetinigg, 1993a).
* = Kurzpumpversuch.

Abb. 126.
Lage der Erschließungen von Weinburg am Saßbach und Perbersdorf bei St. Veit (Datenquelle: basemap.at).

rium (-68,3 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, allerdings ist das Wasser nicht komplett frei von Tritium (1,1 ± 0,2 TU) (Tab. 120, Teil 2).

Bei dem Säuerling von Perbersdorf handelt es sich um einen Schachtbrunnen mit einer Tiefe von 11 m (Zetinigg, 1993a). Detaillierte geologische Aufnahmen liegen nicht vor, vermutlich erschließt der Brunnen auch neogene Sedimente. Bei dem Wasser handelte es sich nach einer Analyse von 1991 um einen Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von 925 mg/l und einer Konzentration von 2.376 mg/l an freiem Kohlenstoffdioxid (Tab. 113, Teil 2). Das Fehlen von Natrium deutet auf einen sehr geringen Einfluss von Austauschwässern mit einer langen Verweilzeit hin.

7.1.11 Mettersdorf am Saßbach (H)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1991 wurde von der Marktgemeinde Mettersdorf am Saßbach die unter dem Namen Ursulaquelle bekannte Versuchsbohrung zur Erschließung von artesischem Wasser niedergebracht (Zetinigg, 1993a) (Abb. 127). Ursprünglich waren eine Versorgung des Freibades und eine Verwendung als Trink- und Nutzwasser geplant. Aufgrund der Inhaltsstoffe zeigte sich das Vorkommen hierfür jedoch als ungeeignet. Zwei Jahre später erfolgte die Anerkennung als Heilquelle. In der Folge wurde ein öffentlich zugänglicher Trinkpavillon für Trinkkuren errichtet. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist bei der Ursulaquelle auf 0,1 l/s festgelegt.

Abb. 127.
Lage der Erschließung von Mettersdorf am Saßbach (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Versuchsbohrung Ursulaquelle (Abb. 127) befindet sich im Süden des Oststeirischen Beckens im Talverlauf des Saßbaches. Sie wurde bis auf eine Endteufe von 207 m unter GOK abgeteuft (Zetinigg, 1993a). Das Saßbachtal schneidet bei Mettersdorf in die Sedimente des Sarmatiums und Badeniums ein. Die Schichten des Badeniums fallen mit einer Neigung von 1 bis 2° nach Nordosten und Norden in Richtung des Zentrums des Gnaser Beckens ein (Niederbacher, 1991). Bei der Bohrung wurden die Sedimente des oberen Badeniums (*Bulimina-Rotalia*-Zone bis oberste Sandschaler-Zone) durchörtert. Die *Bulimina-Rotalia*-Zone weist Wechsellagerungen von sandigen Tonsteinen, Tonmergeln und Sandsteinen auf und auch die Sandschaler-Zone ist ähnlich entwickelt. Aufgrund des Einfallens der Schichten müsste sich das Regenerationsgebiet im Westen bis Nordwesten befinden. Im Liegenden der Sedimente des Badeniums befinden sich karpatische Vulkanite. Die von 126 bis 150 m und von 156 bis 160 m unter GOK befindlichen Filterstrecken erschließen locker gelagerten, schluffigen Fein- bis Mittelsand mit Grobsandlagen (Zetinigg, 1993a). Bei einem Überlaufversuch im Jahr 1992 wurde anfangs eine artesische Schüttung von 40 l/min gemessen, die sich im Laufe des Versuches auf 18 l/min verringerte. Im Zuge eines Überlaufversuches wurde eine Transmissivität von 5,6 x 10^{-5} m^2/s und ein kf-Wert von 3,7 x 10^{-7} m/s bestimmt. Zudem erscheint eine mögliche Dauerentnahme von 1,45 l/s bei einer Absenkung von 21,2 m unter GOK realistisch. Bei dem subthermalen Wasser (ca. 17° C) handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.800 mg/l. Auffallend ist der hohe Gehalt an freier Kohlensäure (739 mg/l im Jahr 2015). Dieser war jedoch im Jahr 1992 deutlich höher (2.805 mg/l) (Tab. 112, Teil 2). Die Signatur von Sauerstoff-18 (-10,05 ‰) und Deuterium (-70,7 ‰) des tritiumfreien Wassers plottet auf der Niederschlagsgeraden (Tab. 120, Teil 2). Die frei austretenden Quellgase bestehen hauptsächlich (99,1 Vol.-%) aus Kohlenstoffdioxid (Zetinigg, 1993a).

7.1.12 Rohrbach am Rosenberg (H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1944 wurde zum Zweck der Erdölprospektion die Bohrung mit der Bezeichnung „Cf Rohrbach 1“ (Abb. 128) abgeteuft (Goldbrunner et al., 1993). Im Jahr 1982 wurde die Bohrung neu gefasst und im darauffolgenden Jahr als Heilwasser anerkannt. Infolge fanden eine Flaschenabfüllung und der Versand des Heilwassers statt. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist mit 0,55 l/s festgelegt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Bohrung mit einer Endteufe von 216 m verblieb nach 2 m Quartär in Wechselfolgen (Mergel, Sand, Schotter, Sandstein, Kohleschmitze) des Badeniums (Goldbrunner et al., 1993). Hierbei wurde mit Filterstrecken von 78 bis 80 m sowie 100 bis 103 m in Bereichen von Sandlagen artesisch gespanntes Kohlenstoffdioxid führendes Wasser erfasst. Hydrochemisch handelt es sich um einen akratischen (etwa 530 mg/l Feststoffsumme) Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit 807 mg/l an freiem Kohlenstoffdioxid (Tab. 113, Teil 2).

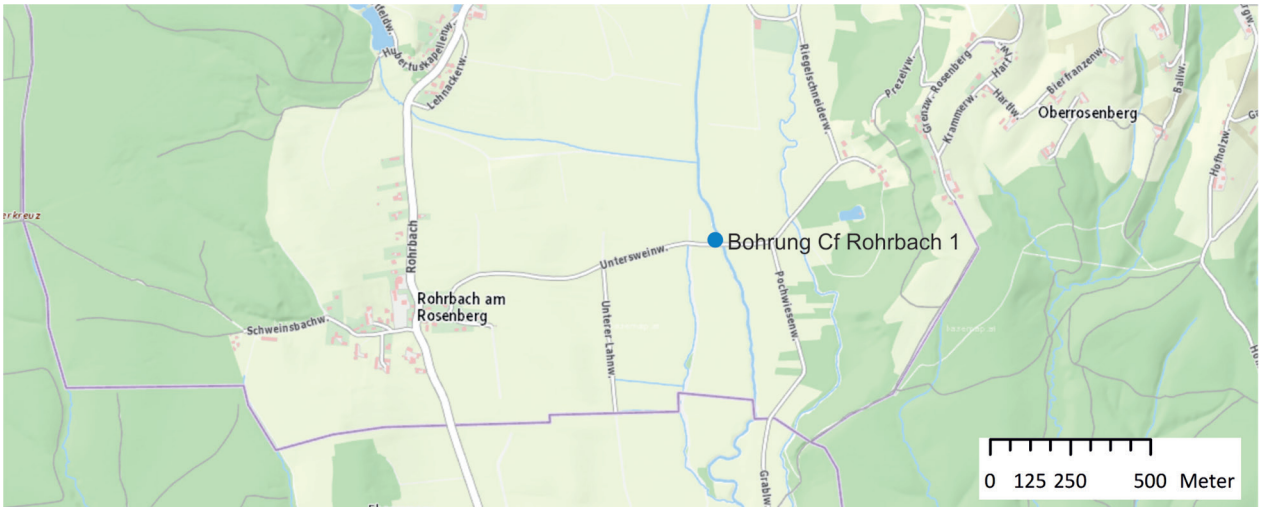
7.1.13 Hof bei Straden (H)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Von der Gleichenberger und Johannisbrunnen GmbH wird in der Ortschaft Hof bei Straden, etwa 10 km südlich von Bad Gleichenberg, Mineralwasser gewonnen und abgefüllt. Die im Abfüllgebäude liegende, als „Johannisbrunnen I“ bezeichnete Wasserfassung ist als Schachtbrunnen nur wenige Meter tief, dagegen wurde

Abb. 128.
Lage der Erschließung von Rohrbach am Rosenberg (Datenquelle: basemap.at).



Erschließung	Nutzung	Konsens
Johannisbrunnen I	Flaschenabfüllung	0,6 l/s*
Johannisbrunnen II		keine Daten
Süßwasserbrunnen IV (Bohrbrunnen)	Mineralwasser-gewinnung Flaschenabfüllung	50 m^3/Tag**

Tab. 58.
Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Brunnen in Hof bei Straden.
* Teilkonsens zum Hauptkonsens, ** Gesamtkonsens (Höchstmenge).

der im Jahr 1971 neben dem Abfüllgebäude auf 41 m abgeteufte Johannisbrunnen II als Filterrohrbrunnen ausgebaut (Tab. 58). Der aktuelle Nutzungsstatus des Johannisbrunnen II ist nicht bekannt; das Wasserrecht ist für beide Brunnen aufrecht. Rund 100 m südwestlich der zwei Johannisbrunnen befindet sich der „Süßwasserbrunnen“ mit einer Tiefe von 40,2 m unter Gelände, der für die Mineralwasserabfüllung herangezogen wird (Lage der Brunnen in Abbildung 129).

Nach Zetinigg (1993a) zählt der Johannisbrunnen zu den ältesten bekannten und kontinuierlich genutzten Säuerlingen der Steiermark mit einer erstmaligen urkundlichen Erwähnung im Jahr 1632 als „Brunn zu Straden“.

Die südöstlich von Straden, im Sulzbachtal in der Ortschaft Hof bei Straden gelegenen Brunnen befinden sich aus regionalgeologischer Sicht im Gnaser Becken (Tab. 59). Die Mineralwasser führenden Horizonte sind hier wahrscheinlich der Basis des oberen Sarmatiums zuzuordnen.

Der Johannisbrunnen I nutzt einen sandig-kiesigen Horizont in einer Tiefe von 6 bis 8 m; der Süßwasserbrunnen erschließt drei Kieshorizonte im Teufenabschnitt von 20 bis 24 m. Durch einen Schüttungsrückgang im Johannisbrunnen I während eines Entnahmeversuches am Johannisbrunnen II wurde ein hydraulischer Zusammenhang der unterschiedlich tiefen Horizonte erkannt.

Die Brunnen erschließen ein Natrium-Hydrogencarbonat-Mineralwasser, wobei die Elektrolytsumme beim Süßwasserbrunnen mit 2,6 g/l rund halb so groß ist wie beim Johannisbrunnen I.

Wie in Bad Gleichenberg sind auch in Hof bei Straden neben den marinen und limnisch-fluviatilen neogenen Sedimenten die vulkanischen Aktivitäten für die Genese der Mineralwässer entscheidend. Charakteristisch für das Gebiet Straden ist der die gesamte neogene Schichtfolge durchstoßende plio-/pleistozäne Vulkanismus. Dieser lieferte alkali-basaltische Lavadecken, Intrusionen und Tuffe, die schmalen Aufstiegsschloten auflagern. Er ist natriumbetont und durch Nephelinbasanite gekennzeichnet (Kollmann, 1965). Eines der größeren Vorkommen ist der Hauyn-Nephelinit von Hochstraden/Stradner Kogel. Der „jungtertiäre“ Vulkanismus ist vor allem für die hydrochemische Zusammensetzung der Wässer von Bedeutung, da das Auftreten von Kohlendstoffdioxid mit dem Vulkanismus in unmittelbarem Zusammenhang steht (Goldbrunner & Schubert, 1993). Wesentlich sind auch die bis an die Oberfläche reichenden Störungen, welche N–S und E–W bis NW–SE ausgerichtet sind und das Aufsteigen von Kohlenstoffdioxid aus tieferen Teilen der Kruste an die Oberfläche ermöglichen.

Die Abreicherung der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 lässt ein pleistozänes Bildungsalter der Wässer vermuten. Tritium-Konzentrationen von bis zu 0,6 TU (Johannisbrunnen I) deuten eine – wenn auch nur geringfügige – Zumischung von jüngeren Komponenten an (Tab. 120, Teil 2).

Aufgrund der festgestellten erhöhten Grundwassertemperaturen (Johannisbrunnen I bei einer Tiefe von 5 m: 13,3° C) ist von einem aufsteigenden System in einer Tiefengrundwasserentlastungszone am Rand der Südburgenländischen Schwelle auszugehen. Als mögliches Szenario für die Genese des Mineralwasservorkommens Johannisbrunnen wird angenommen, dass höher mineralisierte Wässer, die ihren Recharge aus Randbereichen des Beckens beziehen, aus den neogenen Beckenfüllungen der zentraleren Abschnitte des Gnaser Beckens aufsteigen, den miozänen Trachyandesitkörper von Bad Gleichenberg durchfließen und in größeren Tiefen aufgrund lateraler Verzahnungen wieder in gröber-klastische Sedimente des Neogens übertreten und

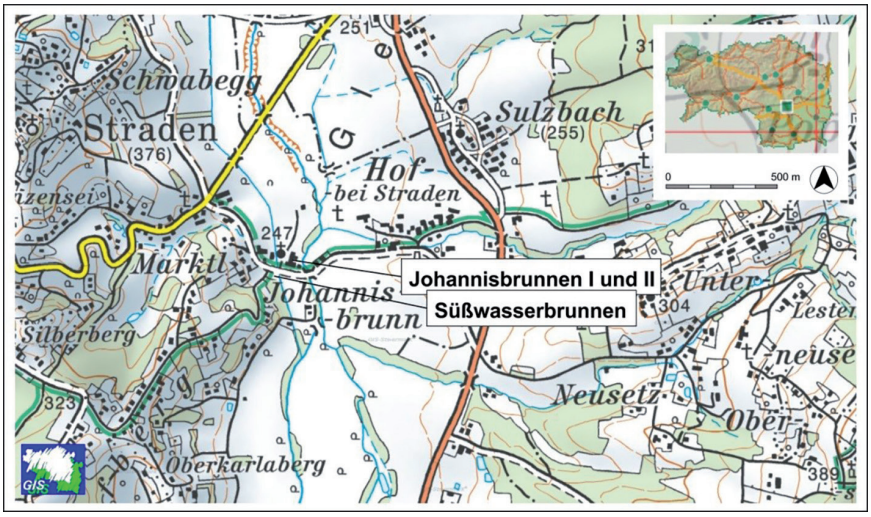


Abb. 129.
Lage der Brunnen in Bad Gleichenberg (Datenquelle: GIS Steiermark).

Erschließung	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben
Johannisbrunnen I	wenige Meter*	bei ca. 5 m**	Sande & Kiese (Obersarmatium?)	freier Überlauf ** ca. 0,2 l/s
Johannisbrunnen II	46,1	32,2–36,7	Kieshorizont (Obersarmatium?)	gespannt; 0,14 l/s
Süßwasserbrunnen IV	40,2	20,7–23,7	drei Kieshorizonte (Obersarmatium?)	Produktion mit UW-Pumpe 1,5 l/s

Tab. 59.
Ausgewählte Kenndaten der Mineralwasserbrunnen in Hof bei Straden (nach Eisner & Goldbrunner, 1999 sowie Zetinigg, 1993a).
* 3,8 m tiefer Betonschacht mit eingelassenem 5 m tiefem Stahlzylinder bis zum ersten Mineralwasserhorizont. ** Mineralwasserhorizont.

in Fließrichtung an Staffelbrüchen und störungsbedingten lateralen Kontakten in stratigrafisch jüngere Grundwasserleiter aufsteigen.

Im Bereich der Johannisbrunnen kommt es dann aufgrund der Einengung des Aquifers infolge der tektonischen Hochlage der Südburgenländischen Schwelle zu einem verstärkten Aufsteigen in hangende Schichten mit Entlastung des Tiefengrundwassers in den quartären Grundwasserleiter. Aufgrund der ursprünglichen Druckverhältnisse (etwa 1 bar über GOK) kam es beim Johannisbrunnen I zu einem Durchstoßen der ca. 5 m mächtigen holozänen Deckschichten und zu einem Auftreten der zumindest seit der Neuzeit bekannten Quellen und Versumpfungen.

Erleichtert wird die Tiefengrundwasserentlastung durch das Auftreten von Kohlenstoffdioxidgasen, die zu einem Gas-Lift-Effekt führen. CO_2 steigt über tiefgreifende Störungen aus dem oberen Erdmantel oder aus ehemaligen Magmenkammern des plio-/pleistozänen Vulkanismus in die Tiefengrundwasserleiter auf.

Die Hypothese einer gemeinsamen Genese der Mineralwässer des Brunnentales von Bad Gleichenberg und des Mineralwassers des Johannisbrunnens wurde bereits von Schouppé (1952) vertreten und wird durch die Ähnlichkeit in der hydrochemischen Zusammensetzung gestützt. Die Wässer des Süßwasserbrunnen III und der Mariannenquelle in Bad Gleichenberg weisen sowohl in den Konzentrationen, als auch in der Verteilung der Ionen nur geringe Unterschiede auf. Einen weiteren Hinweis auf das Aufsteigen höher mineralisierter und Kohlenstoffdioxid führender Tiefengrundwässer im Sulzbachtal lieferten Strukturbohrungen der KW-Industrie, Bohrungen nach Trinkwasser in Straden und hydrochemisch-isotopenhydrologische Untersuchungen an privaten artesischen Brunnen in Dirnbach.

Beim Johannisbrunnen in Straden handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Säuerling. Die hohen Natriumgehalte werden größtenteils auf die Zersetzung von Natriumfeldspäten, die vor allem in den Vulkaniten der pliozänen basischen Eruptionsphase vorkommen, zurückgeführt (Tab. 113, Teil 2). Ein Teil des Natriums entstammt jedoch Natriumchlorid.

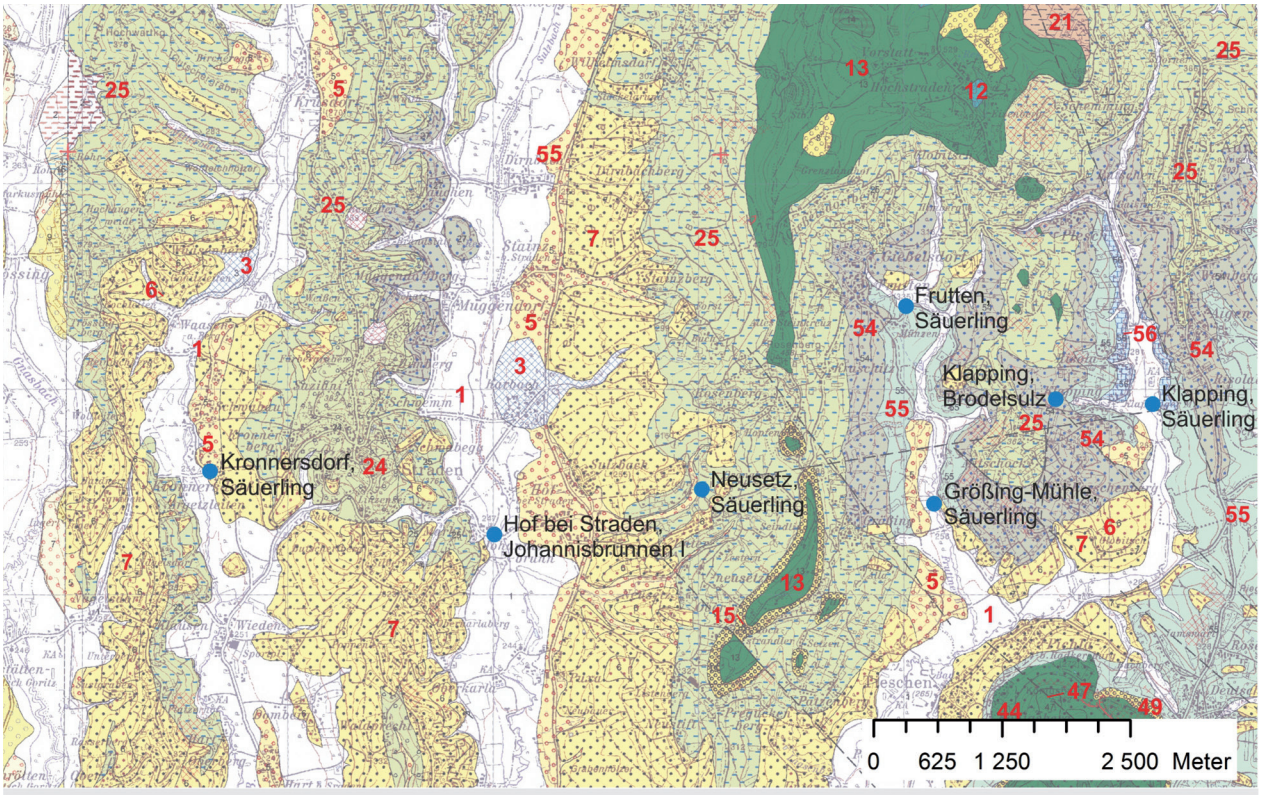
7.1.14 Weitere Säuerlinge in der Umgebung von Hof bei Straden (S)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

In der Umgebung von Hof bei Straden sind weitere Säuerlinge bekannt, die weiterhin frei zugänglich sind (Abb. 130).

Abb. 130.
Lage der Säuerlinge von Hof bei Straden und Umgebung (Datenquelle: basemap.at).



Quartär
1 Auzonen, Kolluvien, Wildbachschutt
2 Moor, Torf, Sumpf, Vernässung
3 Schwemmfächer, Murenkegel
4 Rutschhang
5 Hochterrasse (Riß)
6 Jüngere Deckenschotter (Mindel)
7 Höhere Terrassen (Alt- und Mittelpleistozän)

Steirisches Becken
8 Postbasaltische Schotter (oberes Pliozän)
12 Tuff mit Basaltbrock und Olivinknollen (oberes Pliozän)
13 Basalt (oberes Pliozän)
15 Präbasaltische Schotter (Silberbergschotter) (unteres Pliozän)
21 Feldbach-Formation (Tonmergel, Ton, Sand) (unteres Pannonium)
24 Kies (oberes Sarmatium)
25 „Mühldorfer Schichten" (Tonmergel, Ton, Sand, Mühldorfer Feinschotter, Kohle, Lignit von Feldbach) (oberes Sarmatium)

Pannonisches Becken
44 Tuff in Kontakt mit Basalt (oberes Pliozän)
47 Basalt (oberes Pliozän)
49 Präbasaltische Schotter (Silberbergschotter) (unteres Pliozän)
54 Tonmergel, Ton, Sand (mittleres Sarmatium)
55 Rollsdorf-Formation (Tonmergel, Ton, Sand, Schotter) (unteres Sarmatium)
56 Weissenegg-Formation („Leithakalk von Klapping") (Kalk) (Badenium)

Abb. 131.
Geologischer Überblick im Raum Hof bei Straden. Geologie: Moser (2015a).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Unter den mit pliozänen Vulkaniten vergesellschafteten Säuerlingen südlich von Bad Gleichenberg ist das genutzte Vorkommen von Hof bei Straden hervorzuheben (Kap. 7.1.13). An der Oberfläche finden hier pleistozäne Terrassensedimente weite Verbreitung, darunter werden die Schichten des Sarmatiums von den erwähnten Vulkaniten durchschlagen (Abb. 131). Seichtliegende Grundwässer, sie sind mit den alluvialen und pleistozänen Ablagerungen assoziiert, mischen sich mit aus der Tiefe aufsteigenden höher mineralisierten, Kohlenstoffdioxid führenden Wässern. Deren Aufstieg wird durch Störungen im Untergrund ermöglicht. So sind nach Rapp (1999) zahlreiche höher mineralisierte, seichte Grundwässer in der Ortschaft Hof bei Straden an einen E–W verlaufenden Streifen gebunden und der Autor postuliert eine E–W streichende Störung, über die der Aufstieg erfolgt.

Nahe von Hof bei Straden bzw. südlich von Bad Gleichenberg befinden sich zahlreiche weitere Säuerlinge, deren Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid ebenfalls auf den Vulkanismus zurückzuführen ist. Einen Überblick zu ausgewählten Erschließungen bieten die Tabellen 60 und 113 (Teil 2) und für detailliertere Informationen ist

Bezeichnung	Typ	Hydrochemischer Typ / Feststoffsumme (mg/l) (Jahr der Analyse)	Frei aufsteigendes Kohlenstoffdioxid (mg/l) (Jahr der Analyse)	Besondere Inhaltsstoffe (µg/l)	Anmerkung
Frutten, Säuerling	Schachtbrunnen, 6 m Tiefe	Ca-Mg-HCO_3 / 478 (2015)	1.298 (2015)	Al (63,5); Cu (27,9); Zn (33,9)	
Klapping, Säuerling	Gefasste Quelle, Quellschacht 3–4 m Tiefe	Ca-HCO_3 / 1.624 (1998)	ca. 800 (1991); 990 (1989); 1.570 (1963)		
Klapping, Brodelsulz	Mofette	Ca-HCO_3 / 605 (2015)	953 (2015)	Al (44,1); Ni (22,7); Co (14,8)	Mofette auf Vorfluterniveau, keine Quelle
Neusetz, Säuerling	Quelle mit Schacht gefasst, 1,9 m Tiefe	Ca-Mg-HCO_3 / 339 (2015)	727 (2015); 1.672 (1989)	Al (81,8); Ni (13,8)	
Größing-Mühle, Säuerling	Artesischer Brunnen, 90–100 m	Ca-HCO_3 / 2.050 (1989)	1.892 (1989)		Bei der Messkampagne im August 2015 nicht gefunden
Kronnersdorf, Säuerling	Artesischer Brunnen, 80 m	Ca-HCO_3 / 1.939 (2015)	65 (2015); 37,4 (1989); 561 (1976)	Li (224,5)	Der CO_2-Gehalt ist zu gering, um von einem Säuerling zu sprechen

Tab. 60.
Daten zu ausgewählten Säuerlingen nahe Hof bei Straden; technische Angaben und Vergleichsmessungen von Zetinigg (1993a).

auf Zetinigg (1993a) zu verweisen. Im Unterschied zum Johannisbrunnen I weisen die Wässer einen Calcium-(Magnesium)-Hydrogencarbonat dominierten Typ, das heißt keinen deutlichen Einfluss von Ionenaustauschvorgängen (Calcium gegen Natrium) auf. Somit liegt keine bzw. eine deutlich geringere Beimischung von höhermineralisierten Tiefengrundwässern vor. Die Signaturen von Sauerstoff-18 und Deuterium belegen eine meteorische Herkunft der Wässer (Tab. 120, Teil 2). Nach Poltnig et al. (2001b) zeigen die Seltenen Erden-Verteilungsmuster für den Säuerling von Frutten und den Säuerling von Klapping wie beim Johannisbrunnen I eine positive Europium-Anomalie und eine relative Abreicherung von Neodym. Die Autoren führen auch eine Kohlenstoff-13-Gasmessung für die Brodelsulz (-3,82 ‰) an und schließen auf die thermische Zersetzung von Karbonaten und auch eine Mantelentgasung.

Abschließend sei bezüglich weiterer Quellen und Brunnen mit erhöhten Kohlenstoffdioxid-Konzentrationen im Raum Hof bei Straden auf die Untersuchungen im Rahmen der Diplomarbeit von Rapp (1999) verwiesen.

7.1.15 Bad Radkersburg (M, H)

(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Jahr 1927 stieß man im Zuge einer erfolglosen Erdölprospektionsbohrung erstmals auf artesisches Wasser und nutzte das leicht temperierte Wasser für einen öffentlichen Brunnen (GU GmbH, 1998). Das als Stadtquelle bezeichnete Vorkommen (Abb. 132) wurde dann 1962 als Heilquelle anerkannt. Im Jahr 1965 wurde das Kurmittelhaus errichtet, um Trinkkuren zu verabreichen. Zudem besteht eine Anerkennung als Mineralwasservorkommen und das Mineralwasser wurde ab 1970 in den Handel gebracht. Die entsprechende wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist auf 2,5 l/s (200 m^3/Tag) festgelegt. Das subthermale Wasser wird für die Flaschenabfüllung, für Therapiebäder im Kurzentrum und für einen Trinkbrunnen verwendet.

Ermutigt durch den Erfolg der Stadtquelle und von der Bohrung Binderberg 1 in Loipersdorf strebte Bad Radkersburg den Aufstieg zu einem Kurort an. So wurde nach geophysikalischen Untersuchungen im Jahr 1978 die Tiefbohrung Radkersburg II erfolgreich abgeteuft und vier Jahre später erfolgte die Anerkennung als Heilquelle (Zetinigg, 1993a). Mit den Bohrarbeiten von Radkersburg III wurde bereits 1998 begonnen. Ziel war die Deckung des Thermalwasserbedarfs bei Starklastzeiten. Aus technischen Gründen mussten die Arbeiten zunächst unterbrochen werden, doch Radkersburg IIIa konnte 2001 erfolgreich fertiggestellt werden. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist für Bad Radkersburg II und IIIa zusammen auf 22,2 l/s bzw. 1.200 m^3/Tag festgelegt. Das Thermalwasser wird für den Thermenbetrieb sowie für die Versorgung von Bädern in Hotels verwendet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Thermalwassererschließungen von Bad Radkersburg befinden sich am westlichen Ende des Radgona-Vas-Grabens, der zwischen der Südburgenländischen Schwelle und dem Hoch von Murska Sobota liegt (Abb. 133). Die Bohrung der artesischen Stadtquelle verblieb nach dem Durchörtern von quartären Sedimenten, bei einer Endteufe von 280 m unter GOK, in den Sedimenten des Sarmatiums (GU GmbH, 1998). Die Filterstrecken von 195,4 bis 225 m unter GOK erfassen Wasser führende, sandig-schluffig-tonige Wechsellagen, wobei der Hauptzufluss in einer sandigen Lage

Abb. 132.
Lage der Erschließungen von Bad Radkersburg (Datenquelle: basemap.at).

von 207 bis 220 m unter GOK erfolgt. Störungen im Neogen ermöglichen den Aufstieg des subthermalen Wassers aus der Tiefe. Der hohe Gehalt an Kohlensäure ist vulkanischen Ursprungs. Hydrochemisch handelt es sich um einen subthermalen (19,1° C) Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von 2.900 mg/l. Abgesehen von der hohen Konzentration von Magnesium (188 mg/l) ist der hohe Gehalt an frei aufsteigendem Kohlenstoffdioxid (1.760 mg/l) auffällig. Auch der Gehalt von 100 mg/l m-Kieselsäure ist erwähnenswert (Tab. 114, Teil 2). Die Menge der frei aufsteigenden Gase beträgt 170 ml pro Liter Quellwasser (Raber, 2014). Das Gas besteht hauptsächlich aus Kohlenstoffdioxid (85,97 Vol.-%), zu 8,75 Vol.-% aus Stickstoff und zu 5,28 Vol.-% aus Methan. Zudem wurden Spuren von Ethan (0,002 Vol.-%) und Hexan (0,001 Vol.-%) nachgewiesen.

Etwa 400 m von der Stadtquelle entfernt, wurde die Tiefbohrung Radkersburg II bis auf eine Endteufe von 1.930 m unter GOK niedergebracht. Zunächst wurde eine neogene Schichtfolge von Sarmatium, Badenium, Karpatium und Ottnangium durchörtert (Zetinigg & Zötl, 1993a). Im Liegenden der Abfolge von sandigen Kiesen und feinsandigen Schluffen des rund 427 m mächtigen Sarmatiums folgte eine rund 800 m mächtige Wechselfolge von Kiesen, Sanden, Sandsteinen und Tonmergeln des Badeniums (Zetinigg, 1993a). Darunter schloss vorwiegend tonmergelig ausgebildetes Karpatium an; Wasser führende Sandsteine und Konglomerate von 1.595 bis 1.648 m unter GOK stellten hierbei eine Ausnahme dar. Im Liegenden des Neogens wurden im Abschnitt 1.770,8 bis 1.853,0 m unter GOK Thermalwasser führende mesozoische Karbonate der Mitteltrias (helle Kalke und Dolomite mit Sandsteinlagen mit einer Mächtigkeit von ca. 75 m) angetroffen. Diese bilden den Hauptaquifer der Bohrung. Von 1.853 bis 1.885 m unter GOK folgten rote Sandsteine und Konglomerate. Schlussendlich verblieb die Tiefbohrung in Schwarz- und Tonschiefern des Paläozoikums, die als wasserstauend einzustufen sind.

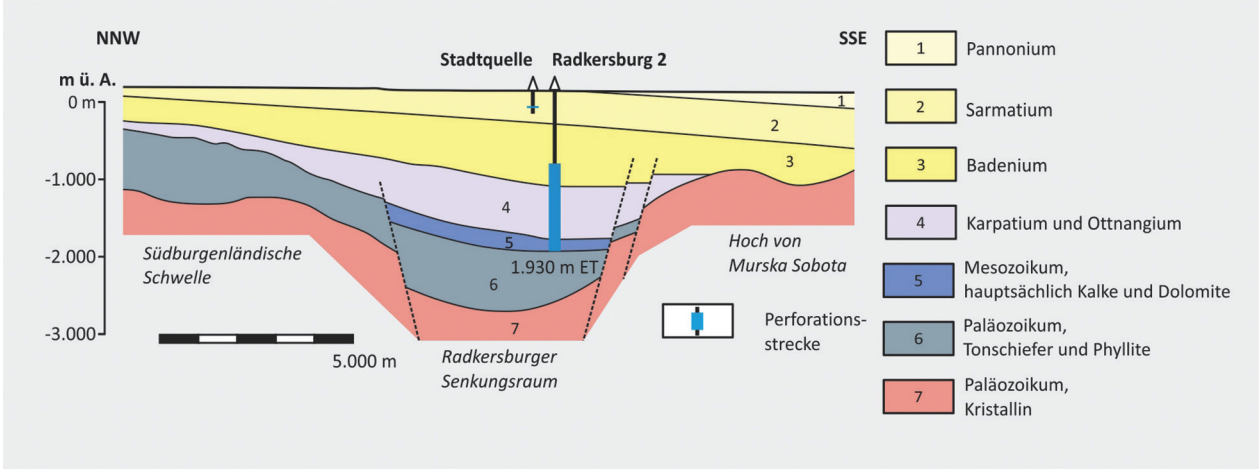


Abb. 133.
Profil von Bad Radkersburg (Elster et al., 2016: Abb. 79; verändert nach Goldbrunner, 1988).

Radkersburg III wurde in unmittelbarer Nähe zur ersten Tiefbohrung niedergebracht, allerdings wurden die erwarteten Abfolgen nur bedingt angetroffen. Deshalb erfolgte laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen ab 627,3 m unter GOK, bezeichnet als Radkersburg IIIa, eine Ablenkung. Die abgelenkte Tiefbohrung erreichte bei 1.896,0 m unter GOK das Paläozoikum. Hierbei wurde von 1.767,0 bis 1.896,0 m (TVD) Thermalwasser führendes Mesozoikum erschlossen. Die Bohrung war ursprünglich mit einer offenen Bohrlochstrecke konzipiert worden. Da die Neigung des Bohrlochs im Zuflussbereich rund 40° betrug, musste von 1.795,7 bis 1.965,0 m (MD) eine spezielle Filterstrecke eingebaut werden. Ein Auslaufversuch im Jahr 2001 zeigte, dass bei einer maximalen Förderrate von 30,2 l/s der Kopfdruck rund 10,4 bar beträgt.

Hydrochemisch handelt es sich bei den bis zu 82° C (Auslauftemperatur) heißen Thermalwässern von Radkersburg II und IIIa um einen sehr ähnlichen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 8.500 mg/l (Tab. 114, Teil 2). Die erhöhten Anteile an freiem Kohlenstoffdioxid (Radkersburg II: 726 mg/l) sind nach Zetinigg (1993a) auf den Vulkanismus zurückzuführen. Dementsprechend bestehen die frei aufsteigenden Gase nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen sowie Zetinigg (1993a) fast ausschließlich aus Kohlenstoffdioxid (> 99 Vol.-%). Jedoch wurden bei Radkersburg IIIa im Jahr 2001 auch Spuren von Methan (393 ppm), Schwefelwasserstoff (520 ppm), Ethan (1,9 ppm) und Propan (0,99 ppm) nachgewiesen. Die Gasschüttung betrug hierbei 1.300 m^3/h bei einer Wasserförderrate von 68,4 m^3/h. Bezüglich der Spurenelemente sind erhöhte Konzentrationen von Arsen (77 µg/l) und Zink (50 µg/l) erwähnenswert. Außerdem wurde bei beiden Bohrungen ein deutlich erhöhter Gehalt an Radium-226 (1,2 bis 1,3 Bq/l) nachgewiesen, Konzentrationen von Radon-222 (0,5 bis 2 Bq/l) sind hingegen nicht auffällig hoch. Abschließend ist aufgrund der Signaturen von Sauerstoff-18 (-11,36 ‰) und Deuterium (-71,4 ‰) von einer meteorischen Herkunft auszugehen (Tab. 120, Teil 2).

7.1.16 Sicheldorf (H)

(J. Goldbrunner)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Mineralwasserbrunnen Josefsquelle (früher: Mineralwasserbrunnen I bzw. Alte Siricquelle) liegt rund 3 km südöstlich von Bad Radkersburg auf einer Seehöhe von ca. 204 m (Abb. 134). Die Bohrung wurde im Jahr 1923 ursprünglich für die Kohlenwasserstoffprospektion auf die Teufe von 42,5 m niedergebracht und im Jahr 1939 auf 61 m vertieft und für die Mineralwasserförderung ausgebaut. Der Mineralwasserzutritt erfolgt nach Winkler-Hermaden (1958) aus einer Sandsteinbank zwischen 27 und 29 m, die von ca. 15 m minder durchlässigen Tonmergeln überlagert wird. Zetinigg (1993a) vermutet aufgrund widersprüchlicher Ausbaudaten einen Zufluss aus dem Teufenbereich von 40 bis 61 m.

In einer Entfernung von rund 25 m zur Josefsquelle wurden zwei weitere Bohrungen abgestoßen (Mineralwasserbrunnen II, III). Nach Zetinigg (l.c.) waren diese im Jahr 1992 bereits versandet (Tab. 61). Ihr gegenwärtiger Zustand ist nicht bekannt, laut aktuellem Wasserbuchauszug ist jedoch das Wasserrecht für alle drei Brunnen aufrecht.

Die wasserrechtliche Nutzungsbewilligung für den damals als Quelle I bzw. Alte Siricquelle geführten Brunnen wurde vom Amt der Steiermärkischen Landes-

Erschließung	Nutzung	Konsens
Josefsquelle Mineralwasserbrunnen I (Alte Siricquelle)	Produktionsbrunnen	keine Daten
Mineralwasserbrunnen II (Neue Siricquelle)	versandet	keine Daten
Mineralwasserbrunnen III (Reservebrunnen)	versandet	keine Daten

Tab. 61.
Nutzungen und Daten aus wasserrechtlichen Unterlagen der Mineralwasserbrunnen in Sicheldorf.

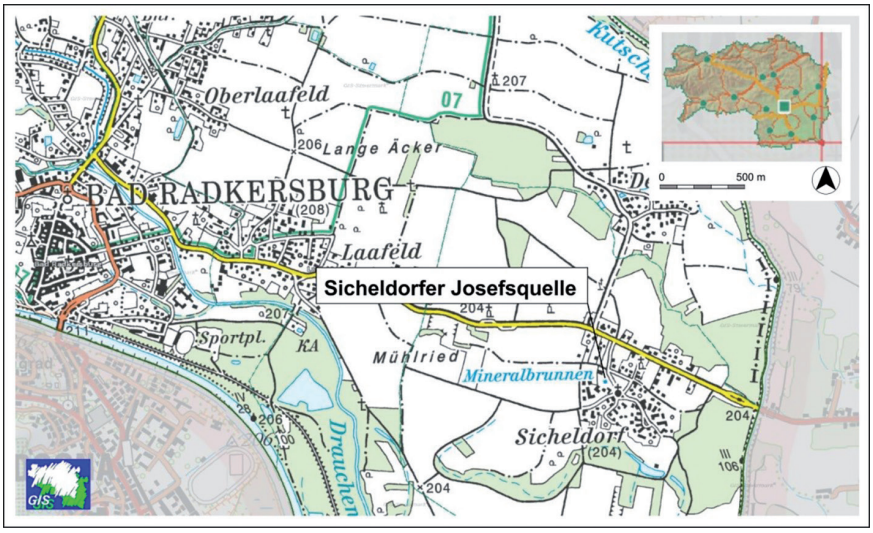


Abb. 134.
Lage der Sicheldorfer Josefsquelle in der topografischen Karte (Datenquelle: GIS Steiermark).

regierung im Jahr 1955 erteilt. Die Anerkennung der Josefsquelle als Heilquelle erfolgte im Jahr 1956 durch das Amt der Steiermärkischen Landesregierung. Schüttungsangaben aus den 1950er Jahren belegen Entnahmemengen von 7,5 bis 13 l/min. Das geförderte Wasser wird für die Flaschenabfüllung genutzt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Sicheldorf liegt in der weitläufigen Terrassenflur des Murtales im Bereich der Flanke des Westpannonischen Beckens, das durch die in nordöstliche Richtung verlaufende Südburgenländische Schwelle vom Oststeirischen Becken getrennt wird. Zwischen der Südburgenländischen Schwelle und dem Hoch von Murska Sobota ist der Beckenuntergrund im Raabgraben abgesenkt (Abb. 135). Die Tiefenlage des Beckenuntergrundes in der Senkungszone ist aus der ca. 2 km nordwestlich gelegenen Thermalbohrung Radkersburg II bekannt. Hier wurden Karbonate der Trias in einer Tiefe von 1.778 m unter Gelände erbohrt. Die neogenen Schichten der Beckenfüllung werden bis in eine Tiefe von 427 m von Sedimenten des Sarmatiums aufgebaut, die im Hangenden (bis 78 m unter GOK) überwiegend aus einer Wechselfolge von feinsandigen Schluff-Tonen und sandigen Kiesen bestehen. Letztere bilden artesisch gespannte Grundwasserhorizonte (Zetinigg, 1993a).

Sicheldorf befindet sich im Bereich von zwei Staffelbrüchen, an denen der Kristallinrücken von Murska Sobota zur Senkungszone von Bad Radkersburg abfällt. Der Beckenuntergrund liegt hier nach der Strukturkarte von Flügel (1988) zwischen 1.200 und 1.400 m unter Gelände.

Unter quartären Lockersedimenten, die seichtliegendes ungespanntes Grundwasser beinhalten und im Raum Sicheldorf Mächtigkeiten von über 10 m erreichen können, treten geringmächtige Sedimente des Pannoniums auf (Gross et al., 2007), die östlich von Bad Radkersburg auskeilen. Nach Kollmann (1965) sind die Süßwassersedimente des Pannoniums (Zone B) überwiegend als Tonmergel mit Einschaltungen von Sandlagen und Kieslinsen ausgebildet. Die Mineralwasser führenden Horizonte von Sicheldorf werden aufgrund von lithologischen Korrelationen mit der Bohrung Radkersburg II dem Sarmatium zugeordnet.

Sicheldorf zählt nach Winkler-Hermaden (1958) zu den von südöstlich bzw. ostsüdöstlich von Bad Radkersburg auftretenden Säuerlingen, wie z.B. Radenci in Slowenien.

Der jodhaltige Natrium-Hydrogencarbonat-Säuerling der Josefsquelle (Tab. 62) besitzt eine Gesamtmineralisierung von rund 5,5 g/l (Tab. 114, Teil 2). Die Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte charakterisieren ihn

Erschließung	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Josefsquelle	42,5 (1923) 61 (1939)	28,8–39 (1923) 40–61	Sandsteinbank Neogen (Sarmatium?)	artesisch	Goldbrunner & Kolb (1997b)

Tab. 62.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten zur Josefsquelle in Sicheldorf.

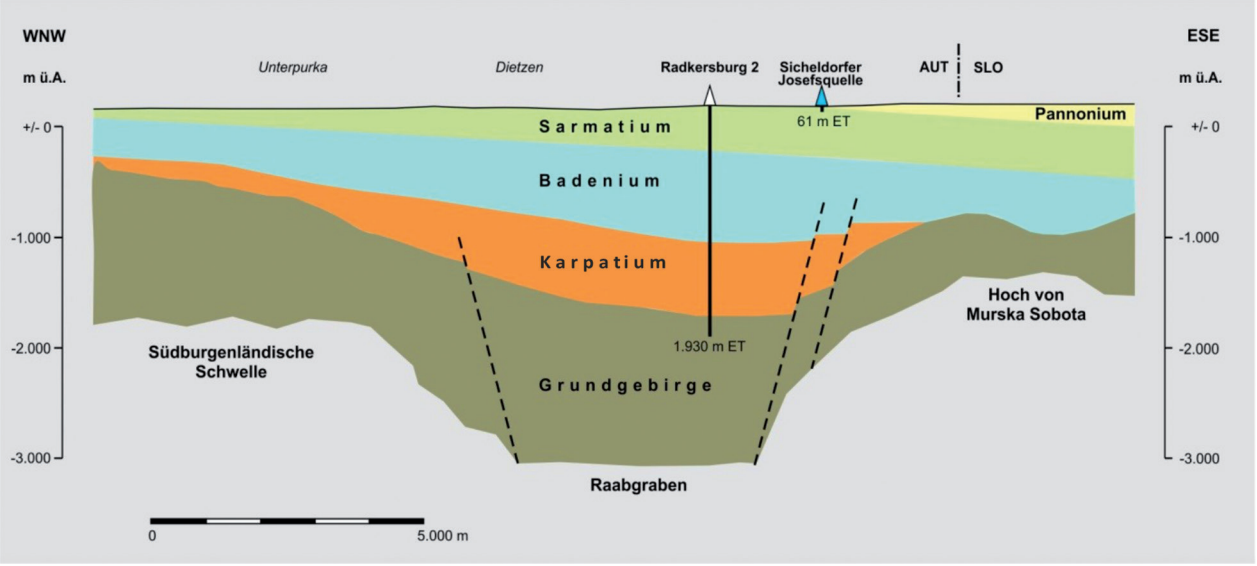


Abb. 135.
Geologisches Profil im Bereich der Sicheldorfer Mineralwasserquellen (nach Zötl & Goldbrunner, 1993, geändert und ergänzt).

Quellgas	Vol.-%
Kohlenstoffdioxid	49,5
Stickstoff	5,26
Methan	45,16
Äthan	0,06
Propan	0,01
Butan und höhere Kohlenwasserstoffe	0,01
Edelgase	0,003
Schwefelwasserstoff	< 0,0001
Summe	100,003

Tab. 63.
Gasanalyse der Josefsquelle vom 3. August 1981 (Zötl & Goldbrunner, 1993).

als meteorisches Tiefengrundwasser. Der Entstehungsmechanismus des Mineralwassers steht hier – wie bei anderen Vorkommen im Steirischen Becken – in engem Zusammenhang mit postvulkanischen Erscheinungen. Im Vergleich mit der benachbarten Radkersburger Stadtquelle weist der Sicheldorfer Säuerling höhere Konzentrationen an Bor, Chlorid, Natrium und Kalium auf (Zötl & Goldbrunner, 1993). Die Quellgase bestehen hautsächlich aus Kohlenstoffdioxid und Methan (Tab. 63).

Über Störungszonen erfolgt der Aufstieg der höher mineralisierten Tiefengrundwässer zusammen mit dem CO_2 in oberflächennahe Grundwasserleiter. Das belegen auch mehrere seichte Brunnen bzw. eine Bohrung, die in der Umgebung von Sicheldorf Säuerlinge erschlossen hat (Zetinigg, 1993a).

7.2 Weststeirisches Becken und Randgebirge

7.2.1 Graz-Puntigam (H, S)
(D. Elster)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Für den im Jahr 1968 abgeteuften Tiefbrunnen Puntigam I (Herrgottwies-Quelle; Filterrohrbrunnen I) besteht seit 1970 eine Anerkennung als Heilvorkommen. Neben dieser Erschließung wurden im Jahr 1972 auch der Tiefbrunnen Puntigam II (Filterrohrbrunnen II) und später im Jahr 1997 Puntigam III (Tiefbrunnen III) niedergebracht, um Brauwasser zu gewinnen (Abb. 136). Die wasserrechtlichen Bewilligungen sind für Puntigam I, II und III jeweils auf 10, 15 und 20 l/s festgelegt. Derzeit sind allerdings nur Puntigam I und II in Betrieb.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die drei Tiefbrunnen befinden sich am Rand der westlichen Niederterrasse (Würm) des Grazer Feldes rund 1 km westlich der Mur. Puntigam II befindet sich ca. 220 m NNE und Puntigam III ca. 280 m SSE von Puntigam I. Diese Tiefbrunnen wurden zur Nutzung tieferliegender Grundwässer im Grazer Feld abgeteuft. Bei den Bohrungen Puntigam I, II und III wurden unterschiedliche Horizonte mit gespannten Grundwässern des Neogens (Sarmatium und Badenium) der Grazer Bucht sowie des karbonatischen Grundgebirges (Grazer Paläozoikum) erschlossen (Zetinigg, 1993a; wasserrechtlich relevante Unterlagen). Die vorliegende Thermalwasserführung ist auf eine tiefe Zirkulation in den paläozoischen Karbonatgesteinen zurückzuführen. Thurner (1969, zitiert nach Zetinigg, 1993a) assoziiert die Temperaturanomalie auch mit einer Bruchzone im Grundgebirge (Leberbruch). Das Einzugsgebiet des gespannten Thermalwasservorkommens befindet sich nach Zötl (1976a) im karbonatischen Paläozoikum des Plabutsch-Buchkogel-Zuges (Grundgebirge der Grazer Bucht). Weber (1976, zitiert nach Zetinigg, 1993a)

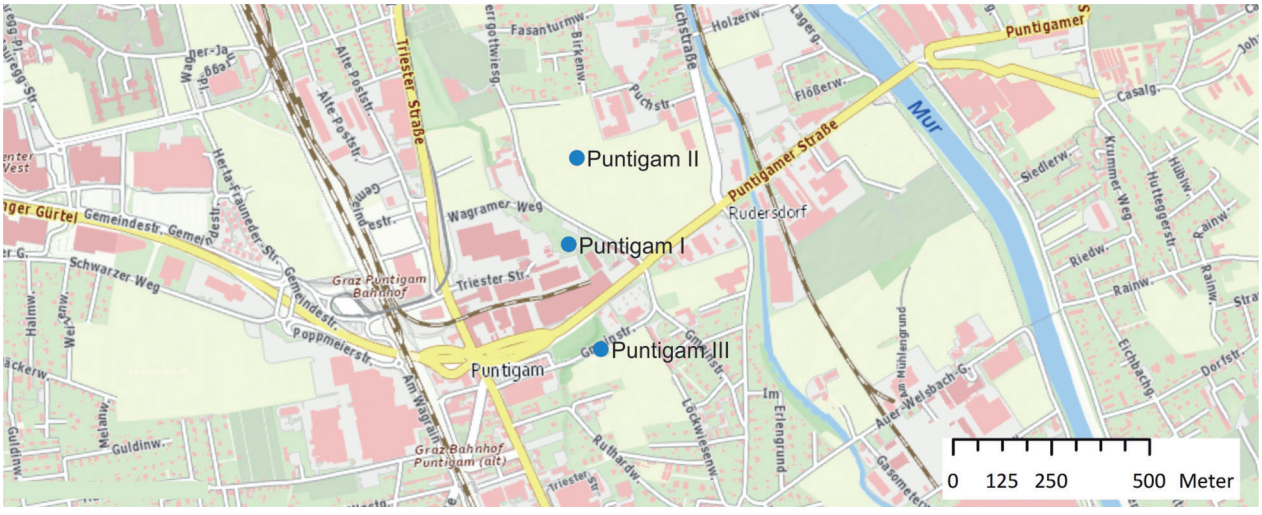


Abb. 136.
Lage der Thermalwassererschließungen von Graz-Puntigam (Datenquelle: basemap.at).

weist darauf hin, dass die Karbonatgesteine aufgrund der Verkarstung eine gute Wasserwegigkeit aufweisen und Maurin (1975) ist der Ansicht, dass im Untergrund der Grazer Bucht ein vor dem Badenium, aber noch im Miozän entstandenes, teilweise stark verkarstetes Relief ausgebildet wurde.

Bei Puntigam I (Endteufe: 204 m unter GOK) wurden zunächst neogene Sedimentgesteine in Form von Tonen in Wechsellagerung mit Grundwasser leitenden Sanden und Kiesen durchörtert, bevor die Bohrung im Lithothamnienmergel und -kalk (Leithakalk des Badeniums) verblieb (Rögl, 1975) (Abb. 137). Zetinigg (1993a) weist darauf hin, dass die Leithakalke nur geringe Mächtigkeiten besitzen und bereichsweise vermergeln, somit bilden sie über große Bereiche keine homogenen Grundwasserkörper aus. Ursprünglich wurde bei Puntigam I aus fünf Filterstrecken zwischen 73,2 und 202,5 m unter GOK gefördert (Zetinigg, 1993a). Im Zuge einer Sanierung im Jahr 1992 wurden neue Brunnenfilter- und Aufsatzrohre eingebaut, die heutigen Filterstrecken befinden sich demnach von 121,0 bis 126,0 m (Sarmatium) und von 186,0 bis 196,0 m (Badenium). Bei weiteren Untersuchungen stellte sich heraus, dass nur aus der 4. Filterstrecke (im Bereich 187,2 bis 191,3 m) eine nennenswerte Förderung erfolgt. Die weiteren Filterstrecken dürften heute nicht mehr durchlässig sein. Zudem wurde die tiefste Filterstrecke von 200,3 bis 202,5 m mit Sedimenten aufgefüllt. Ein Kurzpumpversuch nach der Sanierung zeigte, dass bei einer Förderstufe von 4 bis 6 l/s die Absenkung rund 40 m unter der Rohroberkante (ROK) des Sperrrohres beträgt. Außerdem lag der artesische Überlauf bei ca. 1,5 l/s.

Bei Puntigam II (Endteufe: 269 m unter GOK) werden die Karbonatgesteine des Grazer Paläozoikums bei 251,5 m unter GOK erreicht (Flügel, 1975). Die das Grundgebirge überlagernden Leithakalke wurden jedoch nicht angetroffen. Im Gegensatz zu der ersten Bohrung erfolgt bei Puntigam II die Thermalwasserförderung hauptsächlich aus dem paläozoischen Karbonatgestein bzw. aus einer Filterstrecke von 246 bis 258 m unter GOK (Zötl et al., 1993). Nach der Sanierung im Jahr 1992 wurde bei einem weiteren Kurzpumpversuch bei einer Dauerentnahme von 1,5 l/s eine Absenkung auf 30 m unter ROK erzielt (Zetinigg, 1993a). Außerdem konnte bei einem weiteren Pumpversuch bei Puntigam I keine Beeinflussung festgestellt werden.

Puntigam III wurde laut wasserrechtlich relevanten Unterlagen bis auf 302 m unter GOK abgeteuft, bis 222 m unter GOK wurde hierbei das Neogen angetroffen, bevor das karbonatische Grundgebirge folgte. Im Abschnitt des Neogens wurden ab 212 m unter GOK Lithothamnienmergel und -kalke des Badeniums dokumentiert. Die Thermalwasserförderung erfolgt aus der offenen Bohrlochstrecke von 212 bis 302 m unter GOK. Der artesische Überlauf beträgt zudem rund 3,5 l/s. Bei einem vom 28. August bis zum 4. September 1997 durchgeführten Pumpversuch betrug bei der höchsten Förderrate von 16,3 l/s die Absenkung ca. 81 m. Binnen fünf Minuten nach Abstellung der Pumpe hat jedoch die Wiederherstellung des unbeeinflussten Zustandes stattgefunden. Dies deutet auf eine hohe Grundwasserneubildungsrate bzw. einen großen Grundwasserspeicher hin. Zudem konnte bei Puntigam I und II keine Beeinflussung durch den Pumpversuch festgestellt werden.

Hydrochemisch weisen die Tiefbrunnen einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 540 mg/l auf. Bezüglich der Spurenstoffe ist die hohe Konzentration von Strontium (20,5 mg/l bzw. 6 Eq%) auffällig, dies könnte für eine tiefe Versickerung der Wässer sprechen (Tab. 115, Teil 2). Eine postvulkanische Beeinflussung ist aufgrund der niedrigen Konzentrationen von Bor und freiem Kohlenstoffdioxid nicht anzunehmen. Untersuchungen von $^{3}He/^{4}He$ (1,56 ± 0,03 x 10^{-3}) lassen auf eine geringe Mantelheliumkomponente schließen (Zötl et al.,

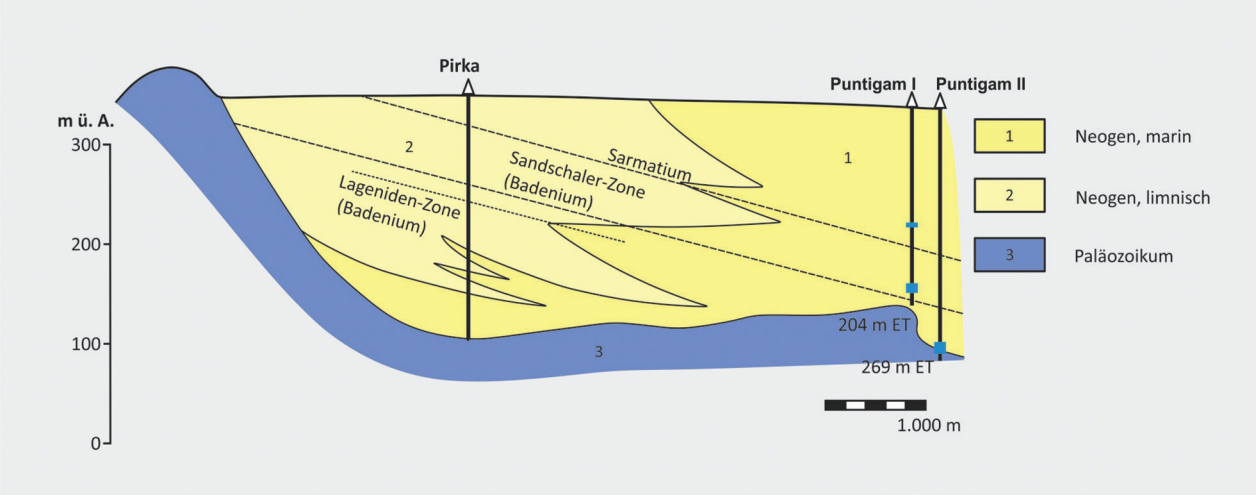


Abb. 137.
Profil von Graz-Puntigam mit biostratigrafischen Erkenntnissen der 1952 abgeteuften Bohrung Pirka (Elster et al., 2016: Abb. 71; verändert nach Flügel, 1975).

1993). Aufgrund von Untersuchungen von Deuterium (-86,4 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,19 ‰) bei Puntigam II im Jahr 1976 ist von einem meteorischen Ursprung und einem kaltzeitlichen Grundwasseralter auszugehen (Tab. 120, Teil 2). Zötl et al. (1993) nehmen an, dass es sich um ein Mischwasser handelt, wobei der Großteil des Wassers im Pleistozän (Würm) infiltrierte. Dies wird durch Kohlenstoff-14-Untersuchungen bestätigt (BVFA Arsenal, 1972, zitiert nach Zötl et al., 1993 und Tesch, 1997). Tritium-Messungen (z.B. 7 ± 2 TU im Jahr 1972) lassen auf eine nur geringe Beimischung von jüngeren Wässern schließen (Tab. 120, Teil 2). Bei der Untersuchung der aufsteigenden Quellgase wurde zudem bei Puntigam I am 17. März 1995 festgestellt, dass diese zu 88 Vol.-% aus Inertgasen (Stickstoff und Edelgase) und zu 12 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid bestehen.

7.2.2 Tobelbad (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die ersten Aufzeichnungen über das Tobelbad stammen aus dem Jahr 1241 (AUVA, 2016). Bei der Ludwigquelle soll es sich um die erste für Heilzwecke genutzte Quelle der Steiermark handeln; ihre Erschließung erfolgte bereits 1492 (Abb. 138). In der jüngeren Geschichte wurden die Bäder vielfach umgebaut und wechselten den Besitzer, der Kurbadbetrieb blieb jedoch weitgehend aufrecht. Der wasserrechtlich bewilligte Gesamtkonsens beträgt für die Thermalquellen Ludwig und Ferdinand 3 l/s. Derzeit wird nur die Ludwigquelle für Therapiezwecke und die Warmwasserversorgung genutzt. Die Ferdinandquelle wird hingegen derzeit nicht verwendet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Zötl (1974, 1976b) entspringen die Thermalquellen in paläozoischen Kalken, die im Bereich von Tobelbad klippenförmig in die überlagernden neogenen Sedimente aufstoßen. Das zerklüftete Karbonatgestein, es handelt sich um eine südliche Fortsetzung des Plabutsch-Buchkogel-Zuges unter der neogenen Überdeckung, wurde durch fluviatile Erosion freigelegt. Das Neogen besteht lokal vorwiegend aus miozänen schluffig-tonigen Sedimenten, die auch Kohle führen. Aufgrund der Zusammensetzung sind sie wasserstauend. Zötl (1993j) nimmt ein Einzugsgebiet im Bereich Buchkogel–Bockkogel–Florianiberg–Seiersberg an, schließt jedoch auch ein noch weiter zurückreichendes Einzugsgebiet bis zum Steinberg nicht aus. Die erhöhte Wassertemperatur wird auf die geothermische Tiefenstufe zurückgeführt und es wird ein Absinken der Wässer bis in eine Tiefe von 800 m angenommen. Ein Zusammenhang mit tieferliegenden Vulkaniten wird vom Autor ausgeschlossen. Beide Quellaustritte sind durch seichte Schächte (Ferdinandquelle bis 6,4 m Tiefe, Ludwigquelle bis 3 m Tiefe) gefasst und befinden sich in einem Gebäude der Kuranstalt bzw. im Kurpark. Direkte Schüttungsmessungen sind aufgrund der Verbauung schwierig, nach den Daten der großen Heilwasseranalysen vom 25. Juli 1975 dürfte die Ferdinandquelle 2,75 l/s und die Ludwigquelle 5,13 l/s schütten. Beide Quellen entspringen zwar einem größeren Kluftwasserkörper, Zötl (1976b) weist jedoch auf komplizierte Verhältnisse im Einzugsgebiet hin, die nur durch lange Pumpversuche zu klären wären. Diese Schlussfolgerung beruht z.B. auf den Ergebnissen von Kurzpumpversuchen (Ludwigquelle: 10.02.1976 bis 14.02.1976; Ferdinandquelle: 29.03.1976 bis 02.04.1976), bei denen keine Beeinflussung der Ferdinandquelle durch die Ludwigquelle, aber eine umgekehrte Einflussnahme festgestellt wurde.

Bei den 24 bis 27° C warmen Thermalquellen handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Gesamtmineralisation von ca. 650 mg/l (Tab. 115, Teil 2). Nach Zötl (1993j) liegt ein Mischwasser mit wechselnd star-

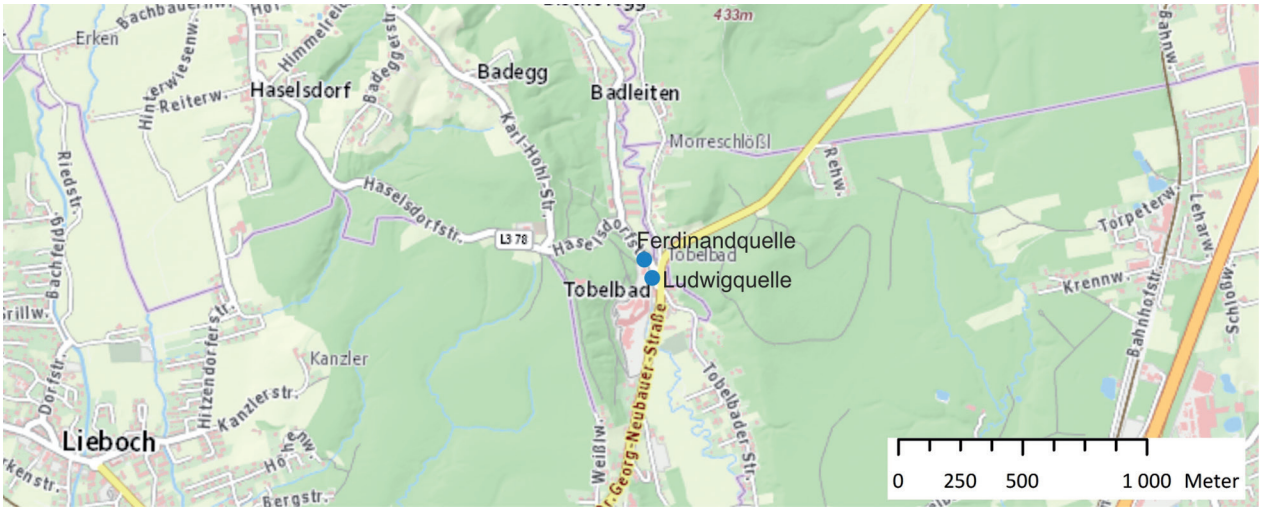


Abb. 138.
Lage der Erschließungen von Tobelbad (Datenquelle: basemap.at).

ken Anteilen von tiefliegendem „alten“ Kluftwasser und Schüben jüngerer Infiltrationswässer vor. Dies belegen Schwankungen des Tritiumgehaltes bei beiden Quellen (Ferdinandquelle: 23 und 7,9 TU im Jahr 1974 und 1976; Ludwigquelle: 2 und 25 TU im Jahr 1972 und 1974) (Tab. 120, Teil 2). Die Analysen der stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 belegen einen meteorischen Ursprung und entsprechen nach Zötl (1974, 1976j) der mittleren Höhenlage des Buchkogelgebietes in postglazialer Zeit. Kohlenstoff-14-Analysen belegen zudem nicht korrigierte Grundwasseralter zwischen ca. 10.000 und 20.000 Jahren. Nach Zötl (1993b) sind die niedrigen Borwerte (Ludwigquelle: 17 µg/l; Ferdinandquelle: 14 µg/l) sowie der niedrige Gehalt an gelösten Gasen (insbesondere CO_2) ein wichtiger Indikator, dass es keine Beeinflussung durch Vulkanite gibt. Die hohen Konzentrationen an Strontium (Ludwigquelle: 5,9 mg/l; Ferdinandquelle: 5,5 mg/l) deuten hingegen auf die große Versickerungstiefe der Wässer hin (Tab. 115, Teil 2). Dies bestätigen auch Helium-Untersuchungen (< 1 % Mantelhelium), die vom GSF-Institut für Hydrologie, München, durchgeführt wurden (Zötl, 1993j).

7.2.3 **Hengsberg** (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Hengsberger Sauerbrunn wurde nach Goldbrunner et al. (1993) im Jahr 1844 als Prospektionsbohrung abgeteuft (Abb. 139). Er findet in den Bäderbüchern von 1914 und 1928 Erwähnung (Diem, 1914; Conrad et al., 1928). Das für eine Flaschenabfüllung genutzte Wasser wurde später im Jahr 1966 als Heilvorkommen anerkannt. Bedingt durch die geringe Ergiebigkeit, 720 l/Tag nach Zetinigg (1993a), wurden mehrfach Neuerschließungen in Betracht gezogen, jedoch nicht realisiert. Infolge der Einstellung des Betriebes erfolgte die Aberkennung als Heilquelle im Jahr 2005.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Säuerling von Hengsberg befindet sich im südlichen Bereich des Vulkanits von Weitendorf-Wundschuh (Vulkanismus im Badenium; Moser, 2015c). Bei diesem handelt es sich um eine ehemalige Prospektionsbohrung auf Kohle, die bis auf eine Teufe von zumindest 125 m niedergebracht wurde (Goldbrunner et al., 1993). Hierbei wurden Sedimente des Badeniums durchörtert, wobei der Säuerling bei 75 m angetroffen wurde. Zudem wird in den Bäderbüchern von 1914 und 1928 auf eine Vertiefung der Bohrung auf 147 m hingewiesen (Diem, 1914; Conrad et al., 1928). Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von zumindest 6.100 mg/l. Am 29. September 2015 lag der Überlauf bei 0,03 l/s. Goldbrunner et al. (1993) führen den Chloridgehalt (815 mg/l) auf postvulkanische Aktivität zurück, da Iodid nur in geringen Spuren auftritt (0,11 mg/l). Weitere Anzeiger für die Beeinflussung durch den Vulkanismus sind hohe Gehalte von Borsäure (53,87 mg/l), freiem Kohlenstoffdioxid (1.210 mg/l) und Fluorid (1,32 mg/l). Besonders erwähnenswert sind auch die sehr hohen Konzentrationen von Zinn (525 µg/l), Arsen (205,5 µg/l), Lithium (992,9 µg/l), Barium (850 µg/l) und Rubidium (51,7 µg/l) (Tab. 115, Teil 2). Poltnig et al. (2001b) führten zudem Untersuchungen der Seltenen Erden, Edelgasisotope, Chlor-37 und Kohlenstoff-13 durch: Das Verteilungsmuster der Seltenen Erden zeigt trotz Normierung mit dem Chondritenstandard ein Sägezahnmuster und eine Anreicherung von Europium (dieses ist normalerweise in Krustengesteinen und Meerwasser abgereichert). Zudem spricht die Abreicherung von Neodym für einen Einfluss von Vulkaniten. Für Chlor-37 wurde ein Wert von +0,04 ‰ bestimmt, diesen interpretieren Poltnig et al. (2001b) als Beleg für einen meteorischen Ursprung des Wassers. Was die Edelgasisotope ($^3He/^4He$) betrifft, so deutet das Verhältnis R/Ra mit +0,12 nur auf einen geringen Anteil von Mantelhelium. Für Kohlenstoff-13 im Hydrogencarbonat wurden in den

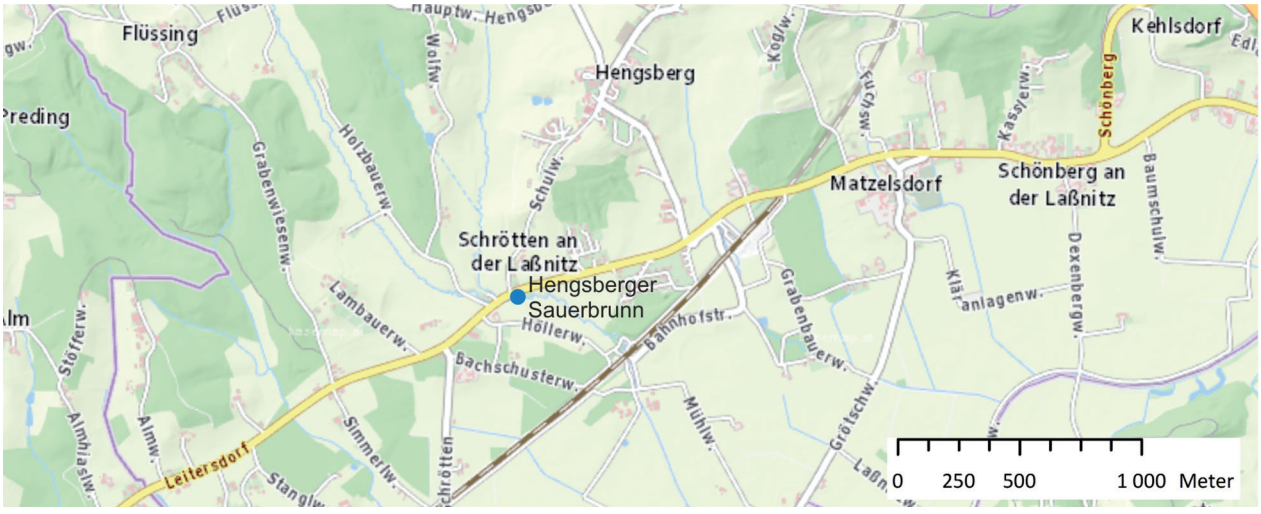


Abb. 139.
Lage der Erschließung von Hengsberg (Datenquelle: basemap.at).

Jahren 1997 und 1998 Werte zwischen -1,03 ‰ und -2,59 ‰ bestimmt. In der Gasphase (Probenentgasung) wurde hingegen ein Wert von -10,90 ‰ nachgewiesen, diese Signatur würde eher jener von Kohlenstoffdioxid aus dem Mantel entsprechen (Clark & Fritz, 1997). Analysen von Deuterium (-77,5 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,97 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, sie weisen allerdings eine Abreicherung im Vergleich zum rezenten Niederschlag auf (Tab. 120, Teil 2). Somit ist eine Beeinflussung durch kaltzeitliche Wässer möglich. Tritium konnte in einer Probe vom 29. September 2015 nicht nachgewiesen werden und es ist somit keine Beimischung von jüngeren Wässern anzunehmen.

7.2.4 Kalsdorf bei Graz (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Rund 10 km nordnordöstlich vom Hengsberger Sauerbrunn befand sich im südwestlichen Grazer Feld rechtsufrig von der Mur der Kalsdorfer Sauerbrunn (Abb. 140). Dieses Wasser wurde von 1872 bis 1970 für eine weitere Flaschenabfüllung genutzt (Goldbrunner et al., 1993). Auch wurde das Vorkommen im Jahr 1920 als Heilquelle anerkannt. Aufgrund eines Hochwasserereignisses musste der Betrieb im Jahr 1970 jedoch eingestellt werden, die Rücknahme der Anerkennung folgte zwei Jahre später.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im nördlichen Bereich des Vulkanits von Weitendorf-Wundschuh (Kröll et al., 1988) befand sich der mittlerweile nicht mehr zugängliche Kalsdorfer Sauerbrunn. Hierbei handelte es sich um eine Fassung mit zwei 4 bis 5 m tiefen Schachtbrunnen in der rechtsufrigen holozänen Flur der Mur (Goldbrunner et al., 1993; Zetinigg, 1993a). Im Liegenden der geringmächtigen quartären Schichten wurden neogene Kalksandsteine angetroffen, mit denen der Aufstieg der Wässer zu assoziieren ist. Aufgrund der Beeinflussung von oberflächennahen Wässern, beispielsweise kam es immer wieder zu Keimeinbrüchen, musste die Nutzung des Vorkommens aufgegeben werden. Hydrochemisch handelt es sich, ähnlich dem Säuerling von Hengsberg, um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 5.000 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid soll 1.789 mg/l im Jahr 1920 betragen haben und auch aufgrund des hohen Gehalts von Borsäure (50 mg/l) ist von der Beeinflussung durch den Vulkanit auszugehen (Tab. 115, Teil 2). Auch hier führen Poltnig et al. (2001b) Untersuchungen zu den Seltenen Erden, Kohlenstoff-13 und Chlor-37 an. Das Verteilungsmuster der Seltenen Erden Elemente ist mit jenem des Hengsberger Sauerbrunns vergleichbar, doch sind das Sägezahnmuster so wie die Anomalien von Europium und Neodym abgeschwächt. Kohlenstoff-13 weist in der Gasphase einen Wert von -8,52 ‰ auf, das deutet auf eine Herkunft aus dem Mantel. Die Signatur von Chlor-37 (-0,16 ‰) deutet auf einen meteorischen Ursprung. Sauerstoff-18 (ca. -11,6 ‰) und Deuterium (ca. -85 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, sind jedoch stark abgereichert. Somit ist von einem hohen Anteil an kaltzeitlichen Wässern auszugehen. Außerdem ist das Wasser tritiumfrei.

7.2.5 Bad Gams (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Michelquelle, ein Schachtbrunnen, wurde nach Zetinigg & Zötl (1993a) im Jahr 1952 zum Zweck der Wasserversorgung hergestellt und 1985 erfolgte die Neufassung der Erschließung (Abb. 141). Im Jahr 1957 wurde die Anerkennung als Heilquelle kundgemacht. Derzeit findet eine Nutzung für Trinkkuren und eine Flaschenabfüllung statt. Für die Ergiebigkeit wird von Zetinigg & Zötl (1993a) 1.400 l/Tag angegeben.

Abb. 140.
Lage der Erschließung von Kalsdorf bei Graz (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 141.
Lage der Erschließungen von Bad Gams (Datenquelle: basemap.at).

Die heute nicht mehr existierende Quellfassung der St. Hubertus-Quelle stammte nach Zetinigg (1993a) aus dem Jahr 1959. Im Jahr 1961 erfolgte die Anerkennung als Heilquelle und das Wasser wurde für Trink- und Badekuren verwendet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Bad Gams befindet sich im Randbereich des Weststeirischen Beckens zum Kristallin der Koralpe. So sind westlich von Bad Gams vorwiegend Gneise und Glimmerschiefer aufgeschlossen (Beck-Mannagetta et al., 1991). Im Raum Bad Gams treten aus Sedimenten des Badeniums vorwiegend Blockschutt („Schwanberger Blockschutt"), Sande („Dunkelgrüne Sande") sowie Schluffe/Tone zutage (Abb. 142). Im Nahbereich der Heilquellen dürften diese geringmächtig sein. Kleinräumig sind auch glaziale Ablagerungen (Nieder- und Hochterrasse) vorzufinden. Für das Tal des Mitteregg-baches, in der sich die ehemalige St. Hubertus-Quelle befand, führen Zetinigg & Zötl (1993a) an, dass die wasserdurchlässigen holozänen sandigen/kiesigen/lehmigen Lockerablagerungen Mächtigkeiten bis 6 m aufweisen können. Die darunterliegenden Schichten des Badeniums sind jedoch bedingt durch die feinklastischen Anteile weitgehend wasserundurchlässig.

Rund 30 m auf der orografisch rechten Seite des Gamsbaches befindet sich die Michelquelle (Zetinigg & Zötl, 1993a). Hierbei handelt es sich um einen 8 m tiefen Schachtbrunnen. Nach Thurner (1957) wurde bei dem 6,5 m tiefen und 5 m von dieser neuen Erschließung entfernten früheren Schachtbrunnen das Wasser in den wenigen Meter mächtigen quartären Lockerablagerungen des Gamsbachtales angetroffen. Bei der Sohle folgten Schluffe/Tone. Leider liegt für die Neufassung keine geologische Aufnahme vor. Aufgrund des erhöhten Kohlensäuregehalts erscheint für Zetinigg & Zötl (1993a) jedoch der Einfluss einer Störung im Kristallin wahrscheinlich, ähnlich wie es bei der nahegelegenen Johannesquelle von Stainz gegeben ist (Kap. 7.2.6). Laut den Autoren wäre auch ein Zulauf aus den sandigen Ablagerungen des Badeniums vorstellbar. Hydrochemisch handelt es sich um einen akratischen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ. Im Jahr 1987 wurde hier ein Eisengehalt von 60,2 mg (47 Eq%) bestimmt (Tab. 116, Teil 2).

Knapp 600 m NNE der Michelquelle befand sich auf der orografisch linken Seite des Mitteregg-baches, nur wenige Meter vom Bach entfernt, die St. Hubertus-Quelle. Diese war mit Drainagestränge in Tiefen von 2,4 bis 4,1 m gefasst (Zetinigg & Zötl, 1993a). Auch hier wurden quartäre Lockerablagerungen angetroffen. Hydrochemisch handelte es sich um einen Calcium-(Eisen)-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme. Im Jahr 1986 wurde für Eisen eine Konzentration von 26,8 mg/l und ein im Vergleich zur Michelquelle deutlich niedriger Gehalt von freiem Kohlenstoffdioxid bestimmt (146 mg/l) (Tab. 116, Teil 2).

7.2.6 **Stainz** (H)

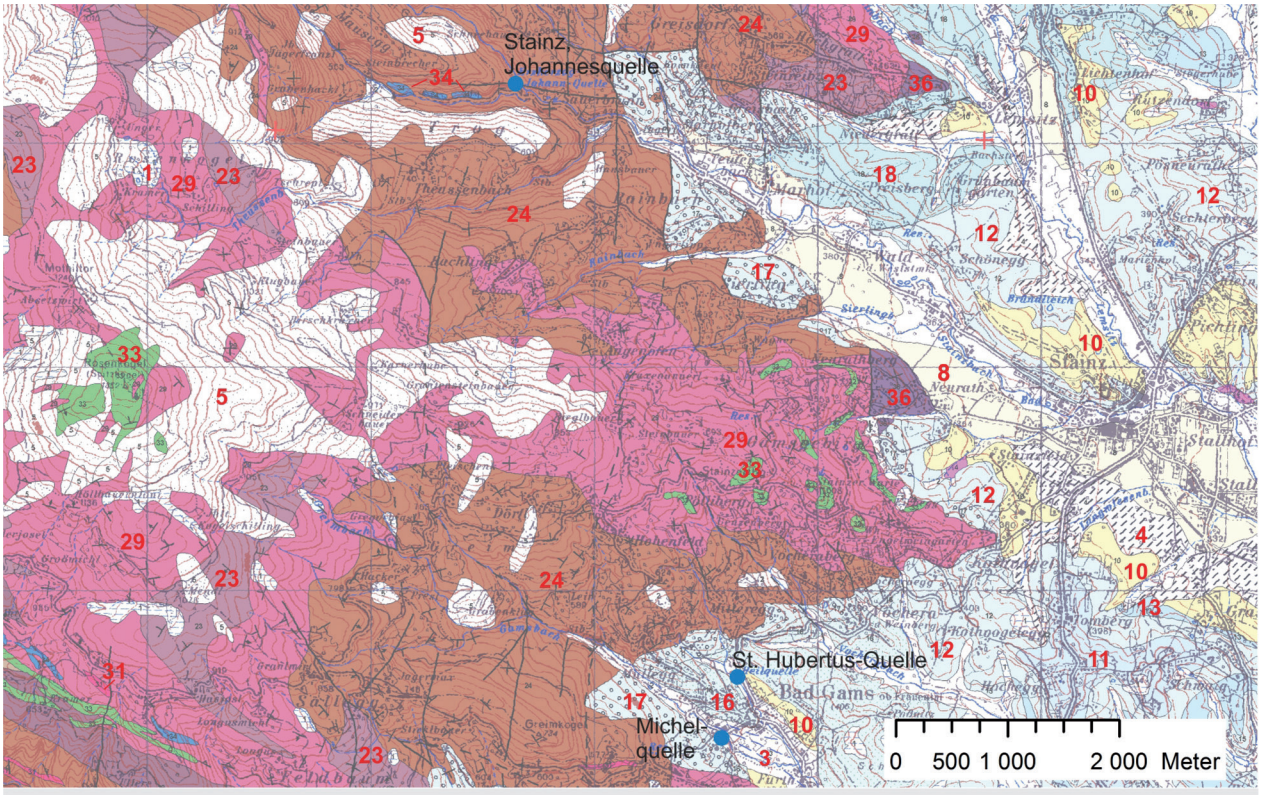
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Johannesquelle nordwestlich von Stainz (Abb. 143) dürfte schon zu römischen Zeiten bekannt gewesen sein, das belegen Funde von Münzen (Zetinigg, 1993a). Die derzeitige Fassung der Quelle stammt aus dem Jahr 1933, als Heilquelle wurde die Erschließung 1957 anerkannt. Heute wird etwa 300 m südöstlich der Quellfassung nahe der Landesstraße L642 ein gemauerter Brunnen und ein Becken mit dem Quellwasser gespeist und es ist eine freie Entnahme möglich.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Auf der orografisch rechten Seite des Falleggbaches entspringt nahe der Einmündung in den Stainzbach



Quartär
1 Moor, Torf, Sumpf, Vernässung
3 Schwemmfächer, Schwemmkegel, Murenkegel
4 Geländelehm, Schlepphang
5 Hangschutt

Pleistozän
8 Niederterrasse
10 Höhere Terrassen

Miozän
11 Hangendsand
12 Zone der Wechsellagerung: mittelkörnige Glimmersande mit pelitischen Feinsandlagen und Zweiter Grobsandhorizont
13 Pölser Mergel
16 Dunkelgrüne Sande
17 Schwanberger Blockschutt
18 Limnisch/fluviatile Entwicklung i.A. (Tone, Mergel, Sande, Kiese)

Kristallin der Koralpe
23 Hirschegger Gneis
24 Plattengneis Typus Stainz
29 Gneis, Glimmerschiefer i.A. / Gneisquarzit
31 Pegmatit
33 Eklogitamphibole
34 Marmor
36 Granatglimmerschiefer

Abb. 142.
Geologischer Überblick im Raum Bad Gams. Geologie: GBA (2002a).

die Johannesquelle. Im näheren Bereich der Johannesquelle gibt es zudem noch weitere ungefasste Säuerlingsaustritte (Poltnig et al., 2001b). Im Umkreis der Quelle sind vorwiegend Plattengneise anstehend (Abb. 142). Einzig entlang des Stainzbaches treten untergeordnet geklüftete Marmore mit Mächtigkeiten von 5 bis 15 m auf (Poltnig et al., 2001b). Zudem sinkt das Kristallin ca. 1 km weiter im Osten bereits unter das Neogen des Weststeirischen Beckens. Die Quellfassung der Johannesquelle weist eine Tiefe von 2,5 m auf und das Quellwasser tritt aus Klüften innerhalb des Plattengneises zu (Zetinigg & Zötl, 1993a). Die Autoren weisen darauf hin, dass im Fassungsbereich zwei Hauptkluftscharen auftreten und dass der Stainzbach einer Störungszone folgt. Über diese ist der Aufstieg der Kohlensäure aus der Tiefe zu vermuten. Im Zeitraum von 4. November 1986 bis 27. Oktober 1988 wurden wöchentliche Schüttungsmessungen durchgeführt, hierbei lag die Ergiebigkeit zwischen 8,3 und 10,6 l/min (Zetinigg, 1993a).

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von knapp 2.000 mg/l. Der Gehalt an Calcium ist höchstwahrscheinlich auf die Beeinflussung

Abb. 143.
Lage der Erschließung von Stainz (Datenquelle: basemap.at).

des Marmors im Untergrund zurückzuführen. Auffällig hoch sind die Konzentrationen von freiem Kohlenstoffdioxid (2.308 mg/l), Eisen (7,88 mg/l) und Kieselsäure (137,8 mg/l). Den Schwefelgehalt führen Zetinigg & Zötl (1993a) auf Sulfide im Kristallin zurück und die Konzentrationen von Borsäure (6,86 mg/l) und Strontium (1 mg/l) werden mit einem Einfluss aus der Tiefe assoziiert (Tab. 116, Teil 2). Poltnig et al. (2001b) führten weitere Untersuchungen der Seltenen Erden, Edelgasisotope und Chlor-37 durch: Das Verteilungsmuster der Seltenen Erden zeigt eine für die obere Erdkruste typische Verteilung bzw. eine relative Anreicherung der leichten Seltenen Erden Elemente und die Analyse von Chlor-37 (-0,29 ‰) zeigt einen meteorischen Ursprung des Wassers auf. Das Verhältnis R/Ra der Edelgasisotope (^{3}He/^{4}He) beträgt +0,08, somit ist ein vorwiegender Anteil von Krustenhelium anzunehmen. Analysen von Sauerstoff-18 (ca. -9,9 ‰) und Deuterium (ca. -72 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und entsprechen dem Gebietsniederschlag (Poltnig et al., 2001b). Zudem konnte Tritium (ca. 5 TU im Jahr 1998) nachgewiesen werden, somit liegt eine Mischung mit oberflächennahen Wässern vor.

7.3 Inneralpine Becken und Täler im ostalpinen Kristallin

7.3.1 Allerheiligen im Mürztal (S)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasser der erfolgreichen Tiefbohrung Mürztal Thermal 1 (Abb. 144) wird gegenwärtig nicht genutzt und die vorliegende wasserrechtliche Bewilligung ist ausschließlich auf die Durchführung von Pumpversuchen beschränkt. Die Tiefbohrung selbst wurde 2003 niedergebracht. Ziel war die Erschließung von balneologisch nutzbarem Thermalwasser. Von Marktl (2014) wird die Bohrung unter den nicht genutzten Heilvorkommen aufgezählt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Mürztal Thermal 1 (Abb. 144) wurde am Südrand des miozänen Pull-Apart-Beckens von Kapfenberg-Kindberg bis auf eine Endteufe von 1.620 m unter GOK niedergebracht (Eisner & Goldbrunner, 2003c). Die Beckenbasis besteht vorwiegend aus Dolomiten, Kalken, Rauwacken in Wechsellagerung mit Serizitschiefern, quarzitischen Phylliten und Quarziten des Permomesozoikums und Paläozoikums. Goldbrunner et al. (2006) untergliedern das Becken auf Basis von Seismik-Messungen in ein tieferes nördliches Hauptbecken und ein seichteres südlich gelegenes Teilbecken. In letzterem wurde die Tiefbohrung abgeteuft. Der Beckenuntergrund befindet sich beim Hauptbecken bei ca. 1.000 m unter GOK und beim Teilbecken bei ca. 700 m unter GOK, dazwischen befindet sich eine Hochzone mit einer Breite von ca. 400 bis 500 m, die von steilstehenden Störungen begrenzt ist.

Bei der Tiefbohrung wurden bis zu einer Tiefe von 104 m unter GOK neogene Beckensedimente („Mürztaler Tertiär“) angetroffen (Goldbrunner et al., 2006). Danach folgte zwischen 104 und 214 m unter GOK eine eingeschuppte Grundgebirgsscholle aus vorwiegend Karbonaten und Quarziten, die auf tektonische Bewegungen am Südrand des Beckens zurückzuführen ist. Im Liegenden bis zur Beckenbasis wurde abermals eine neogene Abfolge angetroffen. Die Thermalwasserführung erfolgt hauptsächlich aus geklüfteten Karbonaten des unterostalpinen Permomesozoikums (Kalke und Bänderkalke des Anisiums), die ab einer Teufe von ca. 1.525 m auftraten. Die totalen Spülungsverluste setzten im Übergangsbereich von Wettersteindolomit (Ladinium) und den im Liegenden folgenden anisischen Karbonaten bei 1.523 m unter GOK ein. Von 1.480,3 m

Abb. 144.
Lage der Erschließung von Allerheiligen im Mürztal (Datenquelle: basemap.at).

bis zur Endteufe befindet sich die für die Förderung relevante offene Bohrlochstrecke (Eisner & Goldbrunner, 2003c). Bei einem Langzeitpumpversuch im Jahr 2003 wurden quasistationäre Bedingungen bei einem Grundwasserspiegel von 112,6 m unter GOK (4,9 l/s Förderrate und 43° C Auslauftemperatur) bzw. 208 m unter GOK (11,8 l/s Förderrate und 46° C Auslauftemperatur) erreicht. Zu Beginn des Pumpversuchs lag der Ausgangswasserspiegel bei 85,5 m unter GOK. Für den sondenfernen Bereich wurde eine Transmissivität von 2,95 x 10^{-5} m^2/s und ein kf-Wert von ca. 4 x 10^{-6} m/s bestimmt. Als Einzugsgebiet kommen für Goldbrunner et al. (2006) die umrahmenden Berge südlich des Mürztales sowie des Stanzertales in Frage. Es ist anzunehmen, dass Niederschlagswässer über Klüfte in den tieferen Untergrund gelangen.

Bei dem ca. 46° C warmen Thermalwasser handelt es sich hydrochemisch um einen Calcium-Natrium-(Magnesium)-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 5.400 mg/l. Der Gehalt von titrierbarem Schwefel liegt bei 6,2 mg/l und jener von Arsen bei 860 µg/l. Außerdem deuten hohe Konzentrationen von Strontium (15,4 mg/l) und Fluorid (3,1 mg/l) auf eine große Eindringtiefe des Thermalwassers. Diese Annahme wird auch durch einen Kieselsäuregehalt von 37,7 mg/l gestützt (Tab. 117, Teil 2). Da Sauerstoff-18 (-11,9 ‰) und Deuterium (-86,8 ‰) auf der Niederschlagsgeraden plotten, ist von einer überwiegend meteorischen Wasserkomponente auszugehen. Zudem zeigt die Abreicherung von Sauerstoff-18 ein kaltzeitliches Grundwasseralter auf. Da Tritium nicht nachgewiesen werden konnte, dürften sich keine jungen Wässer beimischen. Die frei aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Stickstoff (92,3 Vol.-%) (Tab. 120, Teil 2). Goldbrunner et al. (2006) weisen auf den erstaunlich niedrigen Gehalt an Kohlenstoffdioxid (0,22 Vol.-%) hin, obwohl sich im Umkreis (Jasnitztal und Stanzertal) Säuerlinge befinden (Kap. 7.3.2, 7.3.3).

7.3.2 Jasnitztal (S)

(J. Goldbrunner)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Säuerlingvorkommen Allerheiligen im Mürztal bzw. „Säuerling im Jasnitztal“ (Zetinigg 1993a) ist in der topografischen Karte 1:50.000 als „Sauerbrunn“ eingetragen. Die öffentlich zugängliche Entnahmestelle des Säuerlings liegt an der Landesstraße 134 im Jasnitztal ca. 1,1 km südsüdöstlich von der Ortschaft Allerheiligen im Mürztal (unmittelbar neben einem Wegkreuz an der Bushaltestelle „Sauerbrunn“) auf einer Seehöhe von 573 m (Abb. 145).

Der Säuerling wird von der Bevölkerung intensiv genutzt. Das sogenannte „Sauerwasser“ wird in Flaschen für den Hausgebrauch abgefüllt. Am benachbarten Wegkreuz zeugen Votivbilder von der Heilwirkung vor allem bei Augenleiden, die dem Wasser von der Bevölkerung zugeschrieben wird.

Im Jahr 2003 wurde das Vorkommen aufgrund des stetigen Rückgangs der Schüttung und der Mineralisierung durch ein neun Meter tiefes Bohrloch, das mit einer zwischen 2 und 7 m liegenden Filterstrecke versehen wurde, neu erschlossen (Heiss & Goldbrunner, 2003).

In der Literatur werden in der weiteren Umgebung des Säuerlings im Jasnitztal zahlreiche CO_2-Vorkommen (vor allem im parallel zum Jasnitztal verlaufenden Stanzbachtal) beschrieben, die auf dieselben Entstehungsmechanismen zurückgeführt werden.

An der Mündung des Gernbachtales in das Jasnitztal, in der Ortschaft Gernhof (ca. 400 m nordwestlich des „Säuerling im Jasnitztal“) existiert ein ca. 2,5 m tiefer Hausbrunnen, der als Säuerling bekannt ist und früher auch von der Bevölkerung genutzt wurde (Goldbrunner et al., 2002b).

Im Stanzbachtal befindet sich nahe der namensgebenden Ulrichskapelle zwischen den Ortschaften Untere

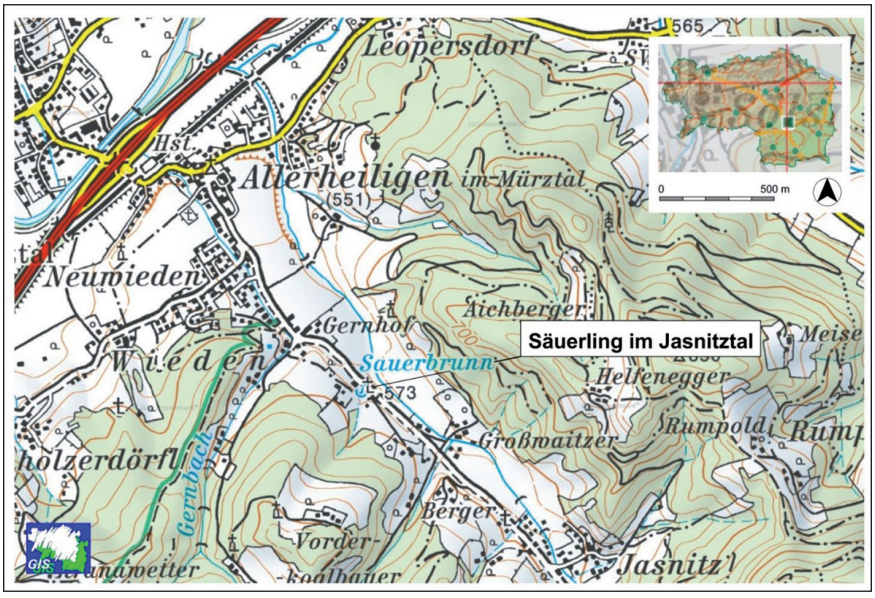


Abb. 145.
Lage des Säuerlings im Jasnitztal in der topografischen Karte (Datenquelle: GIS Steiermark).

Stanz und Stanz im Mürztal an der nördlichen Talflanke die Ulrichsquelle. Der Austritt des Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Säuerlings (Zetinigg, 1993a) bildet einen oberirdisch abflusslosen Tümpel, in dem Kohlensäure-Gasblasen aufsteigen. Weitere Vorkommen von kleinen Säuerlingen und Kohlensäureaustritten im Stanzbachtal und seinen Seitengräben, wie z.B. in Dickenbach (Brandstattgraben) und im Fochnitzgraben, werden von Zetinigg (l.c.) erwähnt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Geologisch tritt der Säuerling in Glimmerschiefern und Marmoren des metamorphen Grundgebirges (Anger Kristallin) auf. Die Glimmerschiefer werden von Grobgneisen und Phylliten der Grobgneisdecke unterlagert, die im nordöstlich gelegenen Paralleltal (Stanzertal) aufgeschlossen ist. Der schwach mineralisierte Calcium-Hydrogencarbonat-Säuerling liegt im Bereich eines quartären Schwemmfächers (Tab. 64, 65).

Erschließung	Endteufe (m unter GOK)	Filterstrecke (m unter GOK)	Aquifer	Hydraulische Angaben	Literatur
Säuerling im Jasnitztal	9	2–7	Quartär (Schwemmfächer)	freier Überlauf	Heiss & Goldbrunner (2003)

Tab. 64.
Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten des Säuerlings im Jasnitztal.

Bezeichnung		Säuerling im Jasnitztal (Sauerbrunn)	Säuerling Gernhof (privater Hausbrunnen)	Säuerling im Stanzbachtal (Ulrichsquelle) Kap. 7.3.3
Messung		Geoteam	Geoteam	Forschungsgesellschaft Joanneum
Datum		04.06.2002	04.06.2002	03.09.1992
Ergiebigkeit	l/min	3,2	(Schöpfprobe nach Abpumpen)	keine Daten
Elektrische Leitfähigkeit (25° C)	µS/cm	316	409	3.270
Auslauftemperatur	° C	10,0	13,3	13,5
pH-Wert	-	5,82	5,79	6,05
Freies gelöstes Kohlenstoffdioxid	mg/l	1.512,5	1.292,5	3.270
Hydrogencarbonat	mg/l	184,6	259,3	1.220
Literatur		Goldbrunner et al. (2002b)		Zetinigg (1993a)

Tab. 65.
Säuerlinge im Jasnitztal und Stanzertal.

Es wird angenommen, dass das Kohlenstoffdioxid aus dem Erdmantel oder der tieferen Kruste (aus Tiefen von einigen Zehnerkilometern) entlang von tiefreichenden geologischen Störungen aufsteigt und sich im oberflächennahen Bereich mit dem seicht liegenden Grundwasser vermischt.

7.3.3 Stanz im Mürztal (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Ulrichsquelle (Abb. 146) wurde erstmals 1799 erwähnt und dürfte zumindest schon um 1914 mit einem einfachen Schacht gefasst worden sein (Zetinigg, 1993a). Zetinigg (2017) erwähnt einen Namenskonflikt mit einer weiteren Ulrichsquelle, die sich in einer Entfernung von 425 m neben der Ulrichskirche befindet. Bei dieser Quelle handelt es sich jedoch um eine einfache kalte Quelle mit akratischer Mineralisation, die lange in Vergessenheit geriet und erst 2004 mit einem Auslaufbrunnen neu gefasst wurde. Der Autor empfiehlt die in diesem Text beschriebene Ulrichsquelle als Säuerling in der Stanz zu bezeichnen, um sie von der Quelle bei der Ulrichskirche zu differenzieren. Versuche zur Neufassung und Nutzung des Säuerlings in der Stanz wurden zwischen 1963 und 1965 unternommen. Eine tatsächliche Nutzung fand bis heute jedoch nicht statt. Derzeit wird das austretende Wasser über eine Drainage in den Stanzbach geleitet (Goldbrunner et al., 2002b). Zetinigg (2017) erwähnt einen Lokalaugenschein im Juni 2017. Demnach befindet sich beim Quellaustritt ein unzugänglicher, mit Gestrüpp umwachsener brauner Tümpel, der schlecht zugänglich ist.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Stanzertal tritt auf der nördlichen Talseite zwischen Stanz und Untere Stanz auf einer Wiese die nach der Ulrichskapelle benannte Ulrichsquelle (Sauerbründl) aus (Goldbrunner et al., 2002b; Zetinigg, 1993a). Im Bereich der Austrittsstelle hat sich ein Tümpel gebildet und es ist ein Aufstieg von CO_2 Gasblasen gut erkennbar.

Die Quelle befindet sich im Bereich des Talbodens, der von quartären Schottern gebildet wird (Zetinigg, 1993a). Im Untergrund der Quelle ist feinkörniger Orthogneis zu vermuten, im Einzugsgebiet im Nordosten stehen Rauwacken und Gipsvorkommen an (GBA, 2001).

Bei den Fassungsarbeiten in den 1960er Jahren wurde von der Sohle des bereits bestehenden Schachtes (-7,2 m) eine Bohrung bis 16 m Tiefe abgeteuft (Zetinigg, 1993a). Hierbei wurden im oberen Bereich Schotter und Grobsande angetroffen und Richtung der Basis folgten zunehmend feinere Sedimente bzw. schlussendlich Lehm. Mit einem Tonrohr wurde versucht, die Wasserzutritte aus dem Teufenbereich 7,2 bis 12 m vom Wasser im Tümpel hydraulisch zu trennen. Dies gelang jedoch nicht. Heute ist ungewiss, inwieweit das Tonrohr noch vorhanden ist und es ist von seitlich zutretenden Wässern auszugehen. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 3.200 mg/l. Die Fördermenge aus dem Tonrohr lag nach Hölzl im Jahr 1967 bei ca. 0,6 l/s (Zetinigg, 1993a). Diese Leistung lag unter den Erwartungen, somit wurde eine weitere Nutzung nicht angedacht. Aufgrund des Gehalts von 1.205,6 mg/l frei aufsteigender Kohlensäure handelt es sich um einen Säuerling (Analyse aus dem Jahr 1992). In früheren Analysen werden allerdings, wahrscheinlich bedingt durch geringere Beimischungen von oberflächennahen Wässern, Werte über 2.000 mg/l angeführt. Zudem ist der hohe Sulfatgehalt auf die Lösung von Gips zurückzuführen (Tab. 117, Teil 2).

Neben der Ulrichsquelle sind im Stanzertal weitere Säuerlinge, beispielsweise in Dickenbach (Brandstattgraben) und im Fochnitzgraben, bekannt. Weiterführend ist hier auf Zetinigg (1993a) zu verweisen. Zetinigg (2017) führt ebenfalls Kohlensäure-Exhalationen von Sonnberg (entspricht jenen im Forchnitzgraben) an.

Abb. 146.
Lage der Erschließung von Stanz im Mürztal (Datenquelle: basemap.at).

7.3.4 Zlatten (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Früher wurde die im Jahr 1963 als Heilvorkommen anerkannte Aktivquelle unter den Bezeichnungen Hildequelle und davor Rudolfsquelle geführt (Abb. 147). Erste Beschreibungen von Sauerwässern im Bereich Zlatten stammen zumindest aus dem 17. Jahrhundert, somit ist von einer langen Nutzungsgeschichte auszugehen (Zetinigg, 1993a). Im Bäderbuch von 1914 (Diem, 1914) wird noch kein Vorkommen bei Zlatten angeführt, allerdings wird von Diem (1928) der „Zlattener Linden-Sauerbrunnen“ beschrieben. Dieser muss sich in unmittelbarer Nähe der heutigen Aktivquelle befunden haben (Zetinigg & Zötl, 1993b).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Bereich des Zlattengrabens westlich von Kirchdorf sind vorwiegend kristalline Gesteine der Bösenstein-Pletzen-Decke (Silvretta-Seckau-Deckensystem) aufgeschlossen (Kreuss, 2016). Neben Paragneisen und Intrusionen von Orthogneisen sind Amphibolite hervorzuheben. So wurde bei der 2,65 m tiefen Fassung der Aktivquelle bei der Sohle Amphibolit angetroffen, aus dessen Klüften kohlenstoffdioxidreiches Quellwasser aufsteigt (Zetinigg & Zötl, 1993b). Poltnig et al. (2001b) weisen darauf hin, dass die überlagernden Lockergesteine kein Grundwasser führen. Außerdem dürfte die Ergiebigkeit ca. 2 m³ pro Tag betragen (Zetinigg, 1993a). Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.400 mg/l. Auffallend hoch sind die Gehalte von frei aufsteigendem Kohlenstoffdioxid (1.705 mg/l), Eisen (21,5 mg/l) und m-Kieselsäure (118 mg/l) (Tab. 117, Teil 2). Poltnig et al. (2001b) führten weitere Untersuchungen der Seltenen Erden und Chlor-37 durch: Aufgrund des geringen Gehalts an Seltenen Erden Elementen konnte jedoch kein Verteilungsmuster erstellt werden. Die analysierten Chlor-37-Werte (-0,20 und -0,03 ‰) lassen einen meteorischen Ursprung vermuten. Werte von Sauerstoff-18 (ca. -9,8 ‰) und Deuterium (ca. -72 ‰) liegen auf der Niederschlagsgeraden und entsprechen dem regionalen Niederschlag (Poltnig et al., 2001b). Im Jahr 1998 wurden zudem Tritiumwerte um 19 TU bestimmt, dies deutet auf ein mittleres Verweilalter von mehreren Jahren hin, da die Werte zum gegebenen Zeitraum deutlich über jenen des Niederschlags lagen.

Neben der Aktivquelle und dem ehemaligen Linden-Sauerbrunnen sind historisch weitere Sauerwässer, z.B. auf der Hechelwiese und auf der Pfarrwiese, beschrieben worden (Zetinigg, 1993a).

7.3.5 Köflach (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Köflach Thermal 1 (Abb. 148) wurde im Auftrag der Stadtgemeinde Köflach im Jahr 1999 abgeteuft (Eisner et al., 2000). Das Thermalwasser wird für einen Thermenbetrieb genutzt und der wasserrechtlich bewilligte Gesamtkonsens beträgt 3 l/s (260 m³/Tag), allerdings dürfen kurzfristig bis zu 6 l/s entnommen werden. Im Jahr 2001 erfolgte die Anerkennung als Heilvorkommen und 2004 wurde die Thermenanlage eröffnet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Köflach Thermal 1 (Barbaraquelle) wurde an der Nordwestflanke des Köflach-Voitsberger Neogenbeckens (Teilbecken des Weststeirischen Neogenbeckens) im Bereich der Bärnbach-Piber-Mulde bis auf eine Endteufe von 1.039,7 m unter GOK niedergebracht (Eisner et al., 2000) (Abb. 149). Die neogenen Sedimente wurden bis 99,3 m unter GOK angetroffen. Die für das Köflacher Neogenbecken cha-

Abb. 147.
Lage der Erschließung von Zlatten (Datenquelle: basemap.at).

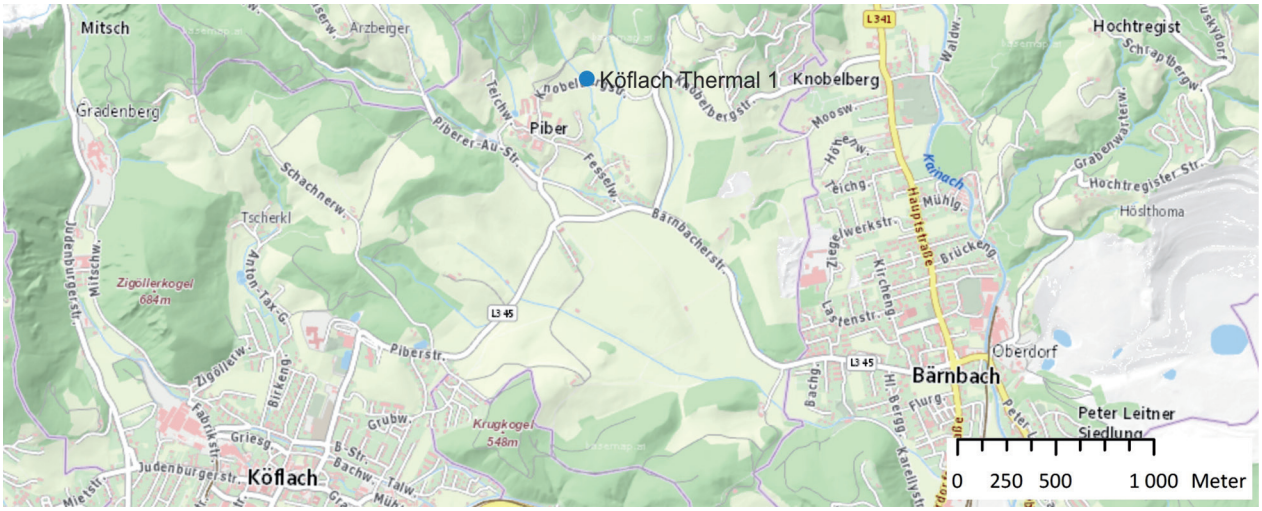


Abb. 148.
Lage der Thermalwassererschließung von Köflach (Datenquelle: basemap.at).

rakteristischen Braunkohlen befanden sich hierbei im Bereich von 15 bis 93,2 m, wobei neun Kohlehorizonte (max. 3,4 m mächtig) mit einer Gesamtmächtigkeit von 18,5 m durchörtert wurden. Im Liegenden folgte bis 190,2 m die Kainacher Gosau in Form von Peliten mit Einschaltungen von Sandsteinlagen. Danach verblieb die Bohrung im Schöckelkalk des Grazer Paläozoikums. Der obertage in einer Entfernung von 850 m Richtung Westen zum Bohranschlagpunkt anstehende Grünschiefer wurde hingegen nicht angetroffen. Die unterschiedlich ausgebildeten Karbonatgesteine des Schöckelkalkes ließen sich in folgende Lithosequenzen untergliedern: von 190,2 bis 548,0 m Wechsellagerungen von hellen und dunkelgrauen Kalken, von 548,0 bis 862,0 m massig, meist dunkelgrauer Kalk und von 890,0 bis 1.039,7 m massig gebänderter Marmor. Insbesondere der Abschnitt 794 bis 855 m erwies sich als thermalwasserführend. Zudem wurde im Bereich 794 bis 862 m eine Störungszone beschrieben. Die Nettomächtigkeit der Thermalwasser führenden Horizonte innerhalb der offenen Bohrlochstrecke von 766 bis 1.039,7 m lag je nach geophysikalischer Messmethode zwischen 40,7 und 109,5 m. Die Förderung erfolgt aus der Strecke von 766,0 bis 1.032,4 m. Bei einem vom 10. März bis 5. Juni 2000 andauernden Langzeitpumpversuch wurden quasistationäre Verhältnisse bei einer Absenkung von 59 m unter GOK und einer Förderrate von 3 l/s ermittelt. Der Ausgangswasserspiegel befand sich vor Beginn des Pumpversuchs bei 46,7 m unter GOK und die maximale Auslauftemperatur betrug 28,8° C. Die Lagerstättentemperatur lag bei ca. 35,9° C. Zudem ergab die Auswertung der Absenkungs- und Aufspiegelungsdaten für den sondenfernen Abschnitt eine durchschnittliche Transmissivität von 5,81 x 10^{-5} m^2/s.

Hydrochemisch handelt es sich bei dem etwa 29° C warmen Thermalwasser um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 380 mg/l (Tab. 117, Teil 2). Die Werte der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18

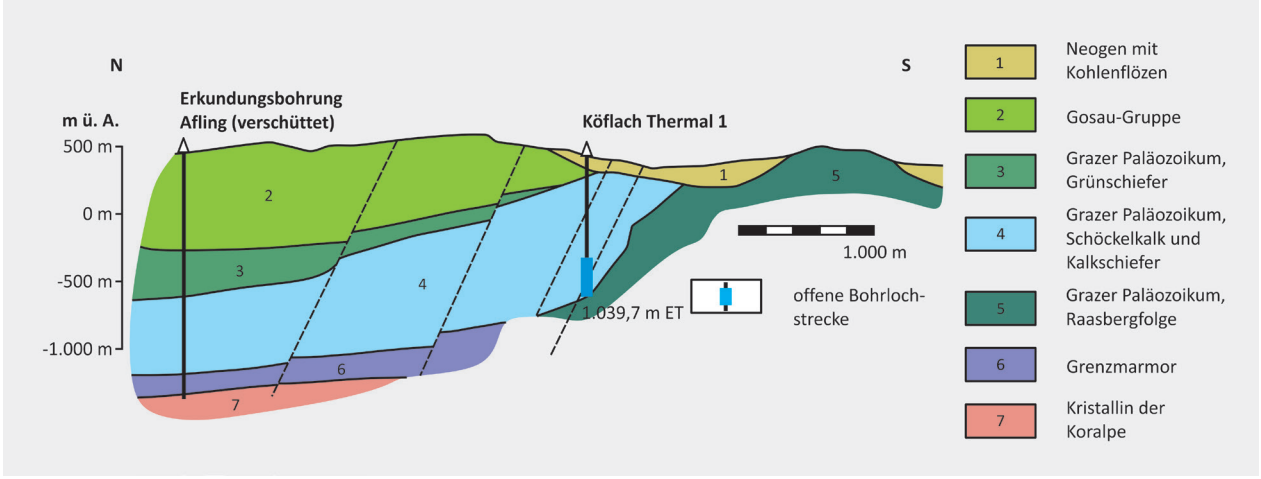


Abb. 149.
Profil von Köflach Thermal 1 (Elster et al., 2016: Abb. 74; verändert nach Eisner et al., 2000).

(-73,20 ‰) und Deuterium (-10,48 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden. Tritium konnte nur in geringer Konzentration (0,4 bis 0,8 TU) nachgewiesen werden, somit dürfte kaum eine Beeinflussung durch jüngere oberflächennahe Wässer bestehen. Der Kohlenstoff-13-Wert (-7,62 ‰) zeigt, dass keine intensive Reaktion des Wassers mit dem Schöckelkalk stattgefunden hat (Eisner et al., 2000) (Tab. 120, Teil 2). Außerdem bestehen die frei aufsteigenden Gase zu 98 % aus Stickstoff, wobei die Gasförderstärke ca. 20,8 ml Gas pro Liter Wasser beträgt.

7.3.6 Fohnsdorf (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Bohrung Gabelhofen Thermal 1 (Abb. 150) wurde im Jahr 1995 abgeteuft (Eisner et al., 1995). Eine Anerkennung als Heilvorkommen erfolgte 2002, doch die Thermenanlage wurde erst im Jahr 2007 eröffnet. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist auf maximal 208 m^3/Tag festgelegt. Kurzfristige Spitzenentnahmen dürfen höchstens 5,2 l/s erreichen. Im Fohnsdorfer Becken kam es bereits im Jahr 1940 zu einem Thermalwassereinbruch im Wodzicki-Hauptschacht (ehemaliger Kohlebergbau) (Zetinigg, 1993a; Elster et al., 2016).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung Gabelhofen Thermal 1 befindet sich im Norden des Fohnsdorfer Beckens (Abb. 151). Dessen Formung ist auf zwei dominierende Störungssysteme zurückzuführen: Das NW–SE streichende Störungssystem der Pöls-Lavanttal-Linie und das ENE–WSW streichende System der Mur-Mürz-Störungszone. Die Basis des Beckens bildet das ostalpine Kristallin (Koralpe-Wölz-Deckensystem), das sich aus Schiefergneisen, Orthogneisen, Glimmerschiefern und Marmoren zusammensetzt. Sachsenhofer et al. (2000) unterteilen die Entwicklung des Beckens in eine Pull-apart-Phase (Karpatium/unteres Badenium?) und eine Halbgrabenphase (unteres bis mittleres Badenium). In der ersten Phase wurde nach den Autoren eine Schichtfolge von bis zu 2.400 m abgelagert. Diese besteht im Liegenden zunächst aus fluvio-deltaischen Ablagerungen. Darüber folgen ein rund 12 m mächtiger Kohleflöz (Fohnsdorf-Formation) und bis zu 1.500 m mächtige Sedimente, die in einem teilweise mehrere hundert Meter tiefen (brackischen?) See abgelagert wurden (Ingering-Formation). In der zweiten Phase folgte die Ablagerung von bis zu 1.000 m mächtigen alluvio-deltaischen Sedimenten (Apfelberg-Formation).

In einer Entfernung von ca. 1.175 m zum Wodzicki-Hauptschacht wurde Gabelhofen Thermal 1 bis auf eine Endteufe von 2.000 m unter GOK abgeteuft (Böchzelt & Goldbrunner, 2001). Im Liegenden der 38 m mächtigen quartären Sedimente traf man bis 1.096 m die neogene Beckenfüllung an. Darunter folgte das kristalline Grundgebirge mit vorwiegend Glimmerschiefern in unterschiedlicher Ausbildung (phyllitische Glimmerschiefer, Quarzite, Biotitschiefer, karbonatische Glimmerschiefer). Der als Erschließungsziel geplante Marmorkomplex wurde in der Bohrung nicht angetroffen. Die Thermalwasserförderung erfolgt aus der offenen Bohrlochstrecke ab 1.074,5 m. Die Bohrung lief zunächst artesisch mit 0,4 l/s über, der Schließdruck lag bei rund 8 bar. Im Zuge von Pumpversuchen wurden die quasistationären Zustände erst nach langer Pumpdauer erreicht. So trat bei der ersten Förderstufe von 1,6 l/s dieser Zustand bei einer Absenkung von 350 m unter GOK nach zwei Monaten ein. Bei 2,4 l/s und einer maximalen Absenkung von 693,5 m unter GOK dauerte das Erreichen des quasistationären Zustandes sogar drei Monate. Die Ergebnisse der Aufspiegelung zeigten auch, dass die sondenfernen Abschnitte mit einer Transmissivität von 3,5 bis 5,2 x 10^{-6} m^2/s wahrscheinlich von Marmoren beeinflusst sind. Das belegen die im Vergleich zu den sondennahen Abschnitten besseren Durchläs-

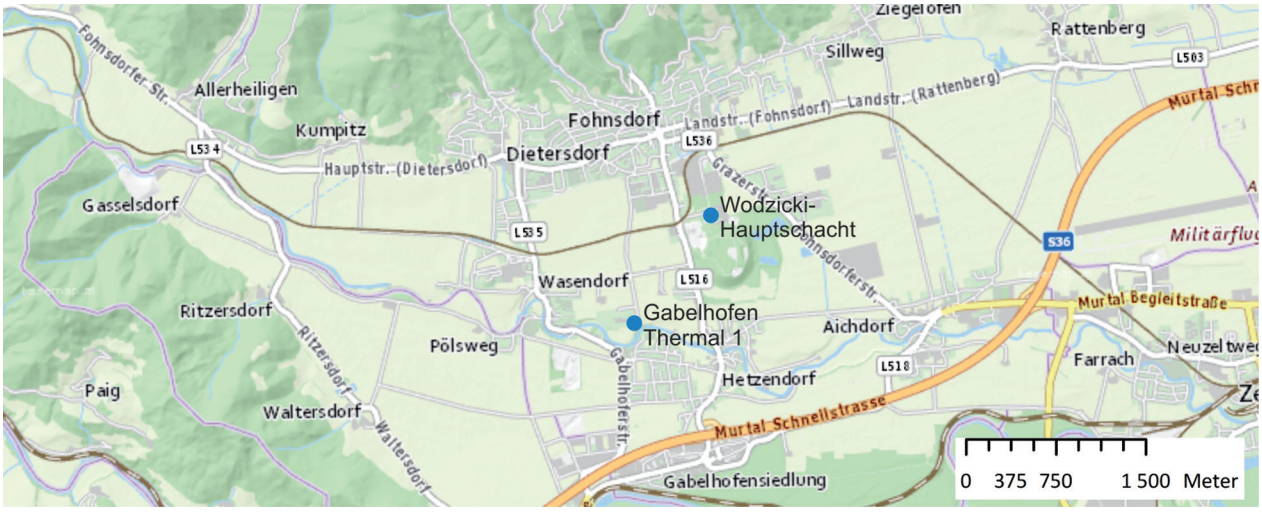


Abb. 150.
Lage der Thermalwassererschließung von Fohnsdorf (Datenquelle: basemap.at).

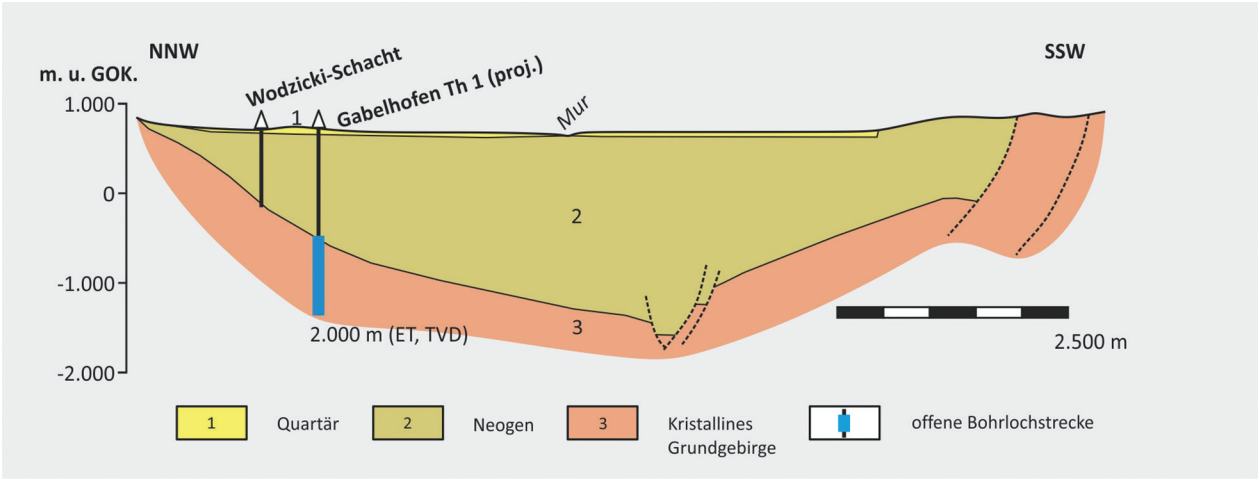


Abb. 151.
Profil von Gabelhofen Thermal 1 (Elster et al., 2016: Abb. 118; verändert nach Sachsenhofer et al., 2010).

sigkeiten. K_f-Werte konnten nicht bestimmt werden, da die Nettomächtigkeit des Kluftaquifers nicht eindeutig bestimmt werden konnte. Zudem ist zu erwähnen, dass die Temperatur bei der Endteufe bei ca. 61,5° C lag. Dies entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von ca. 3 K pro 100 m.

Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 10,5 g/l. Die Wassertemperatur liegt in Abhängigkeit von der Förderrate bei über 40° C. Hohe Konzentrationen von Strontium (11,2 mg/l), Fluorid (2,3 mg/l) und Lithium (5,6 mg/l) deuten auf eine große Eindringtiefe des Thermalwassers und insbesondere erhöhte Gehalte von Borsäure (120 mg/l) und freiem Kohlenstoffdioxid (1.058 mg/l) sind vermutlich tektonisch bedingt. Auffällig sind auch erhöhte Konzentrationen von Arsen (10 µg/l), Selen (40 µg/l) und Zink (230 µg/l) (Tab. 118, Teil 2). Deuterium (-79,6 ‰) und Sauerstoff-18 (-10,75 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden, somit kommt es auch zu einer Regeneration des Vorkommens. Da Tritium nicht nachgewiesen wurde, ist eine Beeinflussung durch oberflächennahe Wässer auszuschließen. Obwohl Radon-222 eine Konzentration von lediglich 0,4 Bq/l aufweist, liegt Radium-226 bei 1,53 Bq/kg und Radium-228 bei 4,45 Bq/kg (Tab. 120, Teil 2). Die aufsteigenden Gase bestehen vorwiegend aus Kohlenstoffdioxid (96,6 Vol.-%) wobei das Gas/Wasser-Verhältnis 2,5:1 bis 2,7:1 beträgt.

7.3.7 Wildbad Einöd (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Thermalwasservorkommen war bereits in vorrömischen Zeiten bekannt (Maurin, 1993). Die ersten schriftlichen Überlieferungen stammen allerdings aus dem Beginn des 15. Jahrhunderts. Schon bald versuchte man das Thermalwasser von dem Zustrom kalter Wässer zu trennen, um eine Durchmischung zu vermeiden. So wurden erste Bohrversuche bereits Mitte des 19. Jahrhunderts unternommen. In den Jahren 1965/1966 folgte die Abteufung der Bohrbrunnen Ignazquelle, Michaelquelle, Georgsquelle II und Hallenbadquelle (Abb. 152). Diese Erschließungen wurden im Jahr 1971 als Heilvorkommen anerkannt. Im Jahr 2001 kam mit der Erschließung der Marienquelle eine weitere Bohrung hinzu. Bei dieser handelt es sich um die im Jahr 1965 aufgelassene Römerquelle, die neu erschlossen wurde. Für die Thermalquellen von Wildbad Einöd besteht ein wasserrechtlich bewilligter Gesamtkonsens von 10,5 l/s.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Thermalwasservorkommen von Wildbad Einöd befindet sich im Olsatal, das der NNE–SSW verlaufenden und steilstehenden Olsa-Störung folgt. Diese Störungszone schneidet die mit ca. 40 bis 50° nach Nordwesten einfallende Überschiebungsbahn des Neumarkter Paläozoikums auf das Kristallin der basalen Glimmerschiefer-Decke (alle Drauzug-Gurktal-Deckensystem) (ASFINAG Bau Management GmbH, 2010). Das Neumarkter Paläozoikum umfasst vorwiegend Phyllite, Grünschiefer, phyllitische Glimmerschiefer, Metadiabase und Karbonate, deren Internbau für das Paläozoikum charakteristische Verfaltungen und Verschuppungen aufweist. Das Kristallin besteht hingegen aus Gesteinen mit mittel- bis hochgradiger Metamorphose, insbesondere aus Paragneisen, Glimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten. Es wird angenommen, dass in großer Tiefe erhitzte Wässer über die tiefreichende Olsa-Störung aufsteigen. Hierfür ist nach Maurin (1993) ein komplexes System an kommunizierenden Klüften Voraussetzung. Die in der Spätphase der alpidischen Gebirgsbildung entstandene Störungszone weist nach Ebner et al. (2006) eine durch Dehnung entstandene Bruchstruktur auf. Zudem besteht parallel bis subparallel zu den tektonischen Hauptstörungen ein Kluftsystem, das insbesondere im Bereich der Kuranstalt in größere Tiefen reicht. An der Basis des Paläozoikums sind zudem verkarstungsfähige Bänderkalke und Do-

Abb. 152.
Lage der Thermalwassererschließungen in Wildbad Einöd (Datenquelle: basemap.at).

lomite vorhanden, die auf der Höhe von Wildbad Einöd das Olsatal in einem geringmächtigen NE–SW streichenden Streifen queren. Somit ist ein tieferer Zustrom von Wässern aus dem Norden in Richtung Wildbad Einöd möglich. Im Zuge der Hochwürm-Vergletscherung wurde die Sohle des Olsatales stark übertieft (Maurin, 1983). Das führte nach dem Gletscherrückzug zu einer massiven Felsgleitung an der Westflanke (Groberberg-Osthang) und die in Schollen zerlegte Sackungsmasse kam erst durch den Gegenhang zum Stillstand. Nach einem neuerlichen Gletschervorstoß wurden limnische und fluviatile Sedimente, insbesondere Wasser stauende Seetone und grobklastische Sedimente abgelagert. So kam es in den sandig-kiesig dominierten Bereichen der Talfüllung zur Bildung von gespannten Grundwässern. Zudem verzahnen diese Sedimente mit den Hangwasser führenden Ablagerungen der Sackungsmasse.

Als Einzugsgebiet für das oberflächennahe Grundwasser wird von Maurin (1993) der Osthang des Groberberges angenommen (Abb. 153). Zudem dürfte auch eine Anreicherung des Grundwassers über den Schwemmfächer des Pöllauer Baches (im Norden von Wildbad Einöd) erfolgen (ASFINAG Bau Management GmbH, 2010). Nach Maurin (1983) steigen die Thermalwässer in die Sedimente der Talfüllung und zum Teil in der Sackungsmasse auf, wobei es zu einer Durchmischung mit den beschriebenen Kaltwässern kommt. Im Rahmen eines Forschungsprojekts der Montanuniversität Leoben und Joanneum Research wurden im erweiterten Umkreis der Kuranstalt die Bodengase auf Kohlenstoffdioxid und Helium untersucht. Es wurde festgestellt, dass sich die Aufstiegszone der thermal beeinflussten Wässer hauptsächlich über den Kurgarten bis zur Olsa (Vorfluter im Olsatal) erstreckt (Ebner et al., 2006). Die Autoren nahmen an, dass sich der Aufstieg der Thermalwässer im Festgesteinsuntergrund um den Kreuzungsbereich der NNE–SSW verlaufenden Olsa-Störung und der NE–SW streichenden Deckengrenze zwischen dem Neumarkter Paläozoikum und der basalen Glimmerschiefer-Decke konzentriert. Im Rahmen der umfangreichen Untersuchungen der ASFINAG Bau Management GmbH (2010) konnte auch im geklüfteten Fels des tieferen Untergrundes das Thermalwasser untersucht werden; auch hier waren Beimischungen von geringer mineralisierten Wässern zu beobachten. Es ist anzunehmen, dass diese kalten Wässer mit einer Grundwasseranreicherung über den Schwemmfächer des Pöllauer Baches im Zusammenhang stehen. Zudem ist aufgrund der Tatsache, dass vor allem im Westen in größerer Tiefe stärker temperiertes Wasser angetroffen wurde, anzunehmen, dass sich die Hauptaufstiegszone entlang der Störungszone am westlichen Talrand bzw. unter der Sackungsmasse befindet. In den Sedimenten der Talfüllung bei Wildbad Einöd treten auch Grundwasserhorizonte mit verschiedenen Druckniveaus und unterschiedlichen hydrochemischen Eigenschaften auf, die chemisch nicht von dem aufsteigenden Thermalwasser beeinflusst sind (ASFINAG Bau Management GmbH, 2010). Dabei handelt es sich um lokal begrenzte, wassergesättigte Sand- und Kieslinsen mit hoher Mineralisierung, die von mikrobiologischen Abbauprozessen in den Torfen beeinflusst sind. Gegenwärtig wird Thermalwasser aus fünf artesischen Brunnen mit Tiefen zwischen 8 und 53 m gewonnen. Bei den seichten Brunnen Hallenbadquelle, Ignazquelle, Michaelquelle und Marienquelle wurde unter geringmächtigen (bis ca. 5 m) lehmig-sandigen Deckschichten in den grobklastischen Sedimenten artesisch aufsteigendes Thermalwasser angetroffen. Die Bohrung Georgsquelle II erreichte hingegen in einer Tiefe von 52,6 m das Festgestein, bei dem es sich nach Maurin (1993) wahrscheinlich um einen Block der Sackungsmasse handelt. Über die letzten Jahrzehnte ist es zu einer Schüttungsverminderung sowie einem Anstieg der Mineralisation gekommen. So gab Maurin (1993) noch eine Gesamtschüttung der genutzten Quellen von etwa 10 l/s an, wobei die Hallenbadquelle mit ca. 7,3 l/s die größte Schüttung aufwies. Heute schütten die Quellen mit 2,38 bis 5,38 l/s deutlich weniger und weisen Auslauftemperaturen von ca.

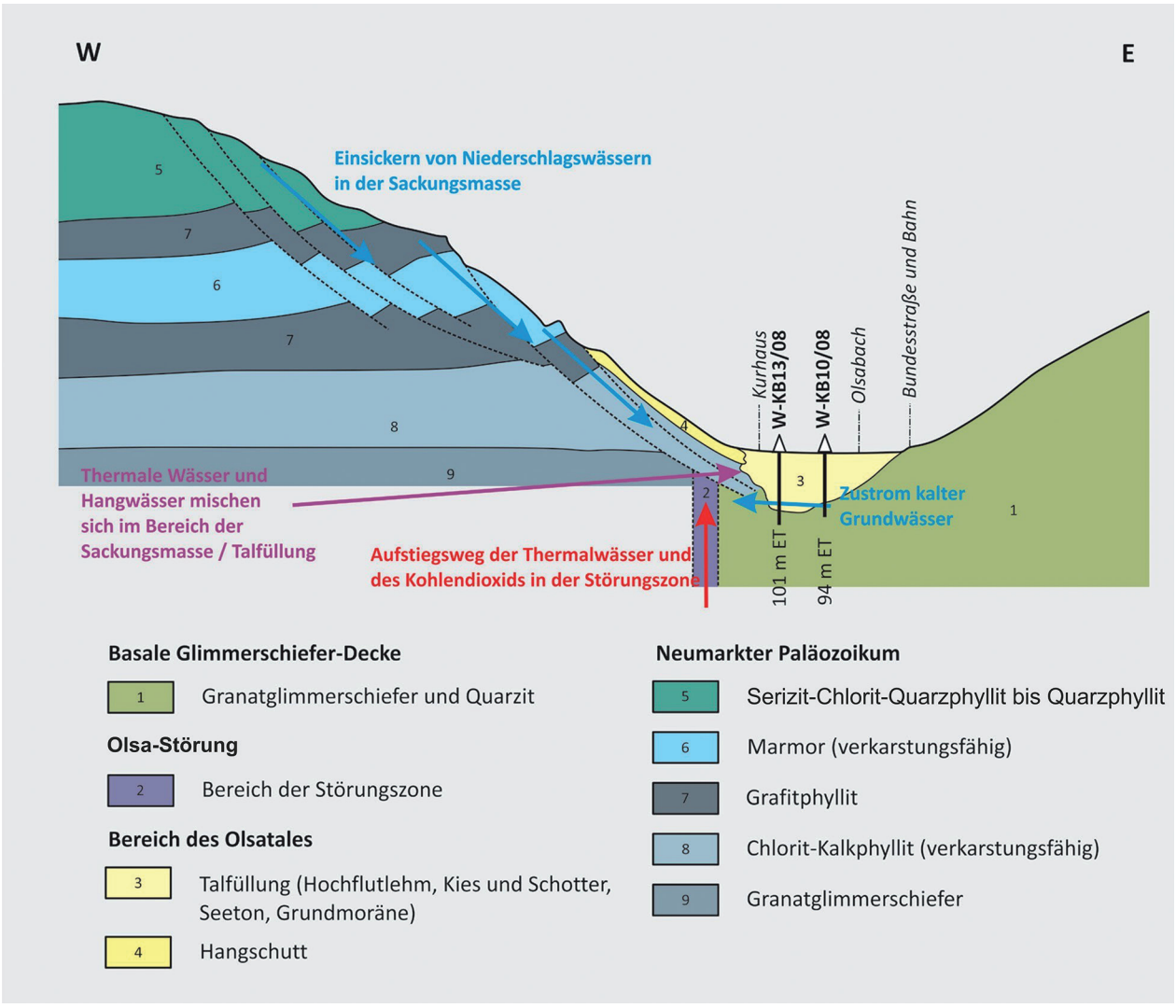


Abb. 153.
Profil von Wildbad Einöd (Elster et al., 2016: Abb. 121; verändert nach ASFINAG Bau Management GmbH, 2010; Gall, 1983).

20,3 bis 25,8° C auf (ASFINAG Bau Management GmbH, 2010). Die Schwankungen von Temperatur und Leitfähigkeit sind jedoch, mit Ausnahme bei der Ignazquelle, kurzfristig. Im Frühjahr 2008 wurden im Nahbereich des Heilbades geologische und hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt, da ein Konflikt zwischen der Nutzung des Thermalwassers und der Realisierung eines Schnellstraßenprojektes nicht auszuschließen war. Um die Herkunft der Wässer abzuklären, folgte im Rahmen einer Erkundungskampagne von Beginn des Jahres 2008 bis Ende 2009 die Abteufung von zahlreichen Bohrungen, die als Grundwasserbeobachtungsstellen ausgebaut wurden. Bezüglich Detailinformationen ist auf das Projekt „S37 Klagenfurter Schnellstraße, Teilabschnitt 1“ der ASFINAG Bau Management GmbH (2010) und die Kompilation von Elster et al. (2016) hinzuweisen.

Hydrochemisch weisen die Thermalwassererschließungen von Wildbad Einöd einen Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit Feststoffsummen bis ca. 2.500 mg/l und Wassertemperaturen von ca. 21 bis 25° C auf. Auffallend sind die hohen Konzentrationen von m-Kieselsäure (max. 37 mg/l), o-Borsäure (max. 15 mg/l) und Fluor (max. 2,2 mg/l), welche auf die tiefen Aufstiegswege des Thermalwassers hinweisen. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid liegt je nach Erschließung bei ca. 700 bis 1.000 mg/l (Tab. 117, Teil 2). Die Sauerstoff-18-Werte weisen bei allen Brunnen, bis auf die Hallenbadquelle, auf ein Einzugsgebiet mit einer hohen mittleren Seehöhe hin (ASFINAG Bau Management GmbH, 2010). Aufgrund der niedrigen Tritiumgehalte ist bei der Ignazquelle und Marienquelle außerdem auf eine lange mittlere Verweilzeit zu schließen. Die Hallenbadquelle und Michaelquelle weisen hingegen höhere Werte auf, somit dürfte bei diesen Brunnen eine größere Beimischung von jüngeren Wässern bestehen. Des Weiteren ist eine starke Entgasung, bei der es sich vorwiegend um Kohlenstoffdioxid und zu einem geringeren Anteil um Schwefelwasserstoff handelt, charakteristisch.

7.3.8 **Thalheim** (H, eH, S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die ersten schriftlichen Überlieferungen zu dem Vorkommen (Abb. 154) im Bereich des Schlosses Thalheim dürften aus dem 16. Jahrhundert stammen (Zetinigg, 1993a). Allerdings ist nicht auszuschließen, dass die Säuerlinge bereits den Römern bekannt waren. Die ersten Fassungen des Thalheimer Schlossbrunns – dabei handelt es sich um die Quellwässer im Keller – stammen aus den Jahren 1925 bis 1927. Im Jahr 1957 wurde dieser als Heilvorkommen anerkannt. Bis Ende der 1990er Jahre fanden hier eine Flaschenabfüllung und ein Versand des Wassers statt. Die Anerkennung als Heilvorkommen war bis 1999 aufrecht. Der nahe gelegene Bohrbrunnen KB1 wurde 2014 als Heilvorkommen anerkannt. Obwohl derzeit keine Nutzung stattfindet, wird eine Revitalisierung in Betracht gezogen.

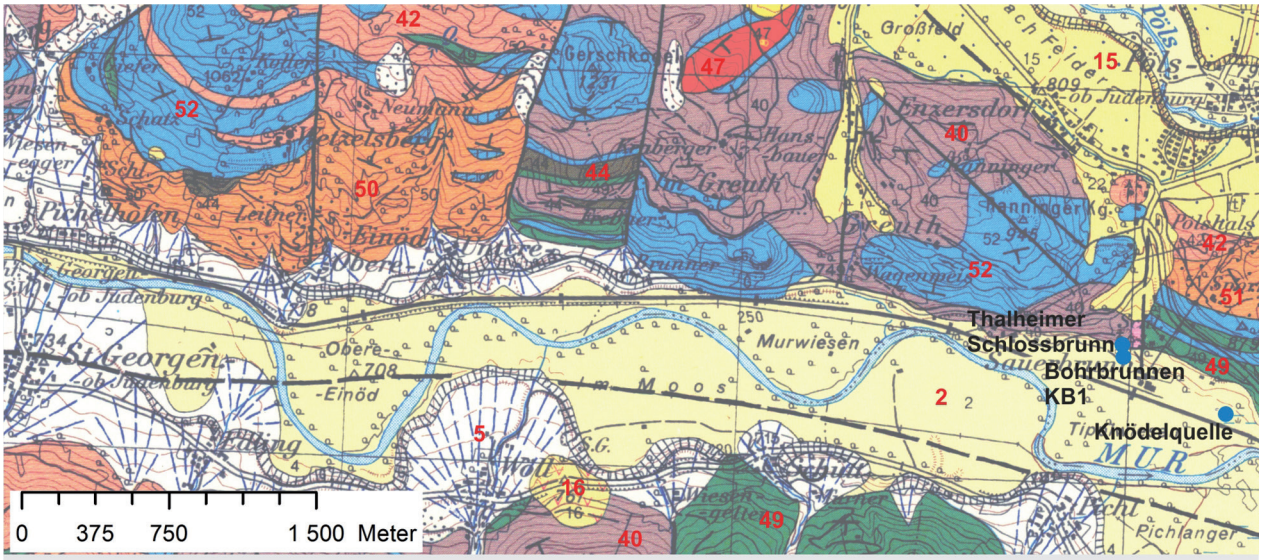
Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Bereich des Pölser Bruchsystems liegt im Nordwesten des Falkenbergzuges der Pölshals, der als Störungszone den Übergang vom Murtal in das Pölstal bildet. Im Westen des Pölshalses sind im Bereich des Raningerkogels vorwiegend Marmore und Muskovit-Biotit-Granatglimmerschiefer aufgeschlossen, die dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzuordnen sind (Abb. 155). Östlich des Pölshalses treten neben Marmoren auch Amphibolite, Feldspat-Granatglimmerschiefer und Kalksilikatschiefer auf (GBA, 1999; Thurner & van Husen, 1978). Im Bereich des Pölshalses sind die kristallinen Einheiten zudem von quartärem Moränenmaterial bedeckt. Lokal beim Schloss Thalheim streichen die Gesteine des kristallinen Untergrundes WNW–ESE und fallen nach NNE ein (Zetinigg, 1993b). In Richtung des Pölshalses tritt zudem eine Versteilung des Einfallens auf. Außerdem ist eine ausgeprägte N–S, ähnlich dem Verlauf der Pölslinie, und eine E–W verlaufende Klüftung der Gesteine auffällig.

Das Schloss Thalheim liegt im Bereich einer tektonischen Mulde. Im Keller des Nordflügels befinden sich die gefassten Quellaustritte (Zetinigg, 1993b). Hierbei sollen sieben Bronzerohre bergseitig in das Festgestein, bestehend aus Glimmerschiefer und Marmor, vorgetrieben worden sein. Neben den Austritten im Keller sind weitere Austritte neben und unterhalb des Schlosses dokumentiert. Außerdem deuten Kalksinterkrusten auf Lageveränderungen der Austritte. Bezüglich der Ergiebigkeit der gefassten Quellen wurde vom Eigentümer in den Jahren 1972 bis 1973 150 bis 230 m^3 pro Tag angegeben. Heute ist der Überlauf der Quellen frei zugänglich. Während die Herkunft der Kohlensäure eindeutig mit einem Aufstieg aus der Tiefe im Bereich der Störungszone zu assoziieren ist, gibt es zu dem Einzugsgebiet der Wässer folgende Überlegungen: Thurner (1967) und Kopetzky (1974) nahmen die Versickerung von vadosen Wässern in quartäre Lockersedimente des Pölshalses an, hingegen assoziierte Hauser (1952) zuvor das Einzugsgebiet ausschließlich mit den Marmorzügen und nahm ein tiefes Eindringen meteorischer Wässer an.

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 3.100 mg/l. Der Gehalt von freiem Kohlenstoffdioxid betrug bei der Kontrollanalyse von 1988 1.387 mg/l. Die Analyse des Überlaufs im Jahr 2015 zeigte einen Kohlendioxidgehalt von 695,9 mg/l. Bezüglich der Spurenelemente sind die Konzentrationen von Strontium (4,42 mg/l), Lithium (590,6 µg/l) und Rubidium (102,1 µg/l) auffällig (Tab. 118, Teil 2). Die Werte von Sauerstoff-18 (-10,22 ‰) und Deuterium (-73 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und sind in Bezug auf den lokalen Niederschlag nur leicht abgereichert. Ein Tritiumgehalt von 4,2 TU deutet auf eine Beimischung von jüngerem Grundwasser hin (Tab. 120, Teil 2). Poltnig et al. (2001b) führten im Jahr 1998 Untersuchungen der Seltenen Erden und Chlor-37 durch:

Abb. 154.
Lage der Erschließungen von Thalheim (Datenquelle: basemap.at).



Quartär
2 Austufe
5 Schwemmkegel
15 Niederterrasse
16 lokaler Schutt, Schotter und Moränenmaterial

Koralpe-Wölz-Deckensystem
40 Muskovit-Biotit-Granatglimmerschiefer
42 Feldspat-Granatglimmerschiefer
44 Quarzit
47 Pegmatit
49 Amphibolit, biotitisierter Granatglimmerschiefer, Eklogit-Amphibolit
50 Biotit-Plagioklasschiefer (oft mit Staurolith), Biotit-Kalkschiefer
51 Kohlenstoff-Biotit-Plagioklasschiefer
52 Marmor

Abb. 155.
Geologischer Überblick im Raum Thalheim–St. Georgen ob Judenburg. Geologie: Thurner & van Husen (1978).

Das Verteilungsmuster der Seltenen Erden zeigte eine relative Anreicherung der leichten Elemente, was einer Herkunft aus der oberen Erdkruste entspricht. Analysen von Chlor-37 (-0,04 bis -0,06 ‰) lassen zudem einen meteorischen Ursprung und keine Herkunft aus entgasendem Magma vermuten.

Die Knödelquelle, ein Schachtbrunnen mit artesischem Überlauf, befindet sich rund 650 m südöstlich vom Schloss ebenfalls im Bereich des Talbodens der Mur. Am 30. September 2015 betrug die Schüttung 0,07 l/s. Auch hier ist ein Aufstieg des Sauerwassers über tektonische Schwächezonen anzunehmen. Hydrochemisch handelt es sich – ähnlich wie beim Thalheimer Schlossbrunn – um einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.800 mg/l. Auch die Konzentrationen der Spurenelemente und die Signaturen der Umweltisotope sind mit dem Thalheimer Schlossbrunn vergleichbar. Der Gehalt an frei aufsteigendem Kohlenstoffdioxid lag bei der Probenahme am 30. September 2015 bei 1.037 mg/l, bei einer Untersuchung im Jahr 1992 wurde mit 2.640 mg/l ein deutlich höherer Wert bestimmt (Tab. 118, Teil 2).

7.3.9 **Fentsch** (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die historischen Erschließungen von Fentsch, Fentscher Quelle, St. Lorenz-Quelle und Neuer Brunnen werden aufgrund ihrer besonderen hydrochemischen Beschaffenheit in diese Arbeit aufgenommen (Abb. 156). Dieses Sauerwasser wurde ab 1876 unter der Bezeichnung Kropfquelle für den Flaschenversand verwendet (Zetinigg, 1993a). Bis 1960 blieb die Produktion aufrecht und zu Beginn der 1990er Jahre wurden jedoch die zur Anlage gehörenden Gebäude entfernt und das Gelände weitgehend planiert sowie die Brunnen verfüllt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Bei den Quellen handelte es sich um seichte Brunnenschächte mit maximal 3,5 m Tiefe (Zetinigg, 1993a). Sie befanden sich nahe der Mur südlich des Sulzberges, dieser besteht hauptsächlich aus Gneisen („Plagioklasgneis“) und untergeordnet Amphiboliten, die dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zuzuordnen sind und teilweise von quartären Ablagerungen (Jüngere Deckenschotter, Hoch- und Niederterrasse) überdeckt werden (Moser, 2015c). Auf der Westseite des Sulzberges ist die Apfelberg-Formation (Blockschotter und Blockschutt mit Sandsteinlagen des Badeniums) auf-

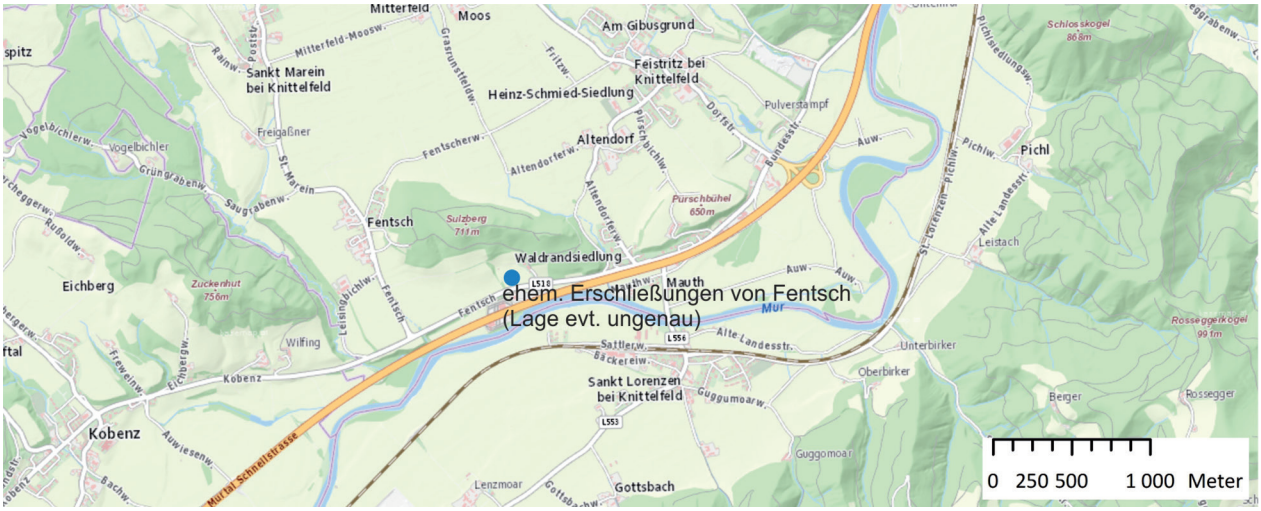


Abb. 156.
Lage der Erschließungen von Fentsch (Datenquelle: basemap.at).

geschlossen. Nach Zetinigg (1993a) liegt das Quellgebiet im Kontaktbereich von Kristallin und neogener Bedeckung, die wiederum von quartären Ablagerungen überlagert wird. Leider sind ausschließlich historische Wasseranalysen verfügbar, die bereits im Österreichischen Bäderbuch von 1928 (Conrad et al., 1928) angeführt wurden. Demnach handelte es sich um Wässer vom Typ Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat mit Feststoffsummen von ca. 4.000 bis 5.500 mg/l. Der Gehalt an frei aufsteigendem Kohlenstoffdioxid lag zwischen 1.376 und 1.592 mg/l und auch der hohe Gehalt an Eisen (13 bis 46 mg/l) war charakteristisch (Tab. 118, Teil 2). Bedingt durch diese spezielle Beschaffenheit bezeichnete Carlé (1975) die Quellwässer als „salinare Säuerlinge“. Bezüglich der Genese ist die Interaktion von Grundwässern in marinen neogenen Sedimenten mit einer über Störungen aufsteigenden und Kohlenstoffdioxid führenden Komponente zu postulieren.

7.3.10 Kobenz bei Knittelfeld (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Erste Beschreibungen des etwas abgelegenen schwachen Säuerlings im Raßnitzgraben (Abb. 157) stammen aus der Mitte des 19. Jahrhunderts (Zetinigg, 1993a). Seitdem dürfte jedoch nur eine Nutzung in einfacher Form stattgefunden haben. Im Rahmen einer Beprobungskampagne lag die Schüttung am 30. September 2015 bei ca. 0,01 l/s.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Quellgebiet befindet sich im Raßnitzgraben und besteht zur Gänze aus kristallinen Gesteinen, Orthogneisen und Amphiboliten der Bösenstein-Pletzen-Decke (Silvretta-Seckau-Deckensystem) (Moser, 2015b).

Abb. 157.
Lage der Erschließung von Kobenz (Datenquelle: basemap.at).

Die Führung von Kohlenstoffdioxid ist auf den Aufstieg über Störungen im Kristallin zurückzuführen, ein Einfluss von marinen neogenen Sedimenten wie es bei Fentsch (Kap. 7.3.9) der Fall ist, kann ausgeschlossen werden (Zetinigg, 1993a). Hydrochemisch handelt es sich bei der mit einem PVC-Rohr gefassten Quelle um einen Calcium-Magnesium-(Natrium)-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 180 mg/l. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid beträgt 526 mg/l (2015). Im Jahr 1992 wurden allerdings 1.012 mg/l an freiem Kohlenstoffdioxid bestimmt (Tab. 118, Teil 2). Sauerstoff-18 (-9,11 ‰) und Deuterium (-62,8 ‰) plotten erwartungsgemäß auf der Niederschlagsgeraden (Tab. 120, Teil 2).

7.3.11 Feistritz am Kammersberg (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Kretzenbründl (Abb. 158), auch bezeichnet als Römerbründl dürfte früher für eine einfache Badeanstalt genutzt worden sein (Tourismusverband St. Peter-Schöder, 2017). Heute ist die gefasste Quelle frei zugänglich.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Südlich von Feistritz am Kammersberg am Hangfuß des Nickelbergs befindet sich das Kretzenbründl (Abb. 158), eine gefasste Quelle, deren Quellwasser in einem gemauerten Becken gesammelt wird. Im orografischen Einzugsgebiet der Quelle sind hauptsächlich Glimmerschiefer und Marmore des Koralpe-Wölz-Deckensystems zu erwarten (GBA, 2002b). Die Schüttung beträgt ca. 0,1 l/s und besonders auffällig sind die Ausfällungen von rotem Eisenhydroxid. Hydrochemisch handelt es sich um einen Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 800 mg/l. Der Eisengehalt beträgt 1,1 mg/l (Tab. 118, Teil 2).

7.3.12 Öblarn (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Heilquelle bei Öblarn ist an den restaurierten Thaddäusstollen im ehemaligen Bergbaugebiet des Walchentales gebunden, das im Jahr 1958 aufgelassen wurde (Abb. 159). Der Stollen wurde nach Heissel & Unger (1968) bereits im 18. Jahrhundert angeschlagen. Heute ist er für die Öffentlichkeit als Station am Öblarner Kupferweg zugänglich (Köstler, 2008). Den aus dem Bergbaugebiet austretenden Wässern wurde schon früh eine heilende Wirkung zugesprochen. So soll sich beispielsweise in einem Haus aus dem 17. Jahrhundert ein Schwefelbad befunden haben (Greschonig, 2006). Der in Folge beschriebene Wasseraustritt aus dem Stollen wurde 2007 als Heilvorkommen anerkannt. Heute findet eine Nutzung für balneologische Produkte statt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das stillgelegte Bergbaugebiet befindet sich rund 7 km südöstlich von Öblarn. Es weist eine E–W-Erstreckung von 1.000 m auf, die Einbaue befinden sich zwischen 1.100 und 1.545 m Seehöhe. Über Jahrhunderte wurde im Walchental Kupfer, Silber und Arsen gefördert. Nach Mitte des 19. Jahrhunderts beschränkte sich der Abbau jedoch auf Schwefelkies (Greschonig, 2006).

Geologisch befindet sich die Lagerstätte im Grenzbereich zwischen dem Ennstaler Phyllit-Komplex im Norden und den Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes im Süden. Auch die „Ennstaler Phyllite“ werden nach neueren Erkenntnissen, z.B. Pestal et al. (2009), dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Die Vererzungen der Lagerstätte befinden sich in Serizitphylliten, Kalk-, Granatglimmerschiefern und Grafitphylliten (Weber, 1997). Zudem treten mächtige Grünschiefer und Hornblendeschieferlagen auf. Hinsichtlich der komplexen Genese sei hier auf die Untersuchungen von Peer

Abb. 158.
Lage der Erschließung von Feistritz am Kammersberg (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 159.
Lage der Erschließung von Öblarn (Datenquelle: basemap.at).

(1988, 1989) verwiesen: Nach dem Autor wurden die Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes während der alpidischen Überschiebung dynamisch rekristallisiert. Die Bildung der Sulfidminerale, Pyrrhotin und Pyrit sind hier hervorzuheben, erfolgte postkinematisch.

Bei der anerkannten Heilquelle handelt es sich um Stollenwasser, das aus dem Thaddäusstollen ausgeleitet wird. Die Austrittsstelle neben dem Stolleneingang ist zugänglich, ihre Schüttung beträgt rund 15 l/min (Greschonig, 2006). Hydrochemisch handelt es sich um einen Magnesium-Eisen-Sulfat-Typ mit einer Gesamtmineralisation von rund 4.200 mg/l. Besonders auffällig ist der niedrige pH-Wert von etwa 3, der auf die Oxidation von Sulfiden zurückgeführt werden kann. Neben dem hohen Gehalt an Eisen (Fe^{2+}: 178,4 mg/l, Fe^{3+}: 254,7 mg/l), dieses bleibt bei den sehr sauren Bedingungen auch in dreiwertiger Form in Lösung, sind hohe Konzentrationen von Magnesium (486,7 mg/l) und Sulfat (3.112,4 mg/l) charakteristisch. Auch die Gehalte von Zink (25,6 mg/l) und Aluminium (7,2 mg/l) sind erwähnenswert (Tab. 118, Teil 2). Da neben weiteren Schwermetallen Kupfer, Arsen und Silber nur in geringen Spuren auftreten, vermutet Greschonig (2006) auch das Auftreten von wasserunlöslichen Sulfiden. Isotopenchemische Analysen liegen bisweilen nicht vor.

7.4 Nördliche Kalkalpen

7.4.1 **Wörschach** (H)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Schwefelquellen von Wörschach (Abb. 160) wurden bereits im 15. Jahrhundert genutzt, allerdings ist auch eine frühere Nutzung wahrscheinlich (Zetinigg, 1993a).

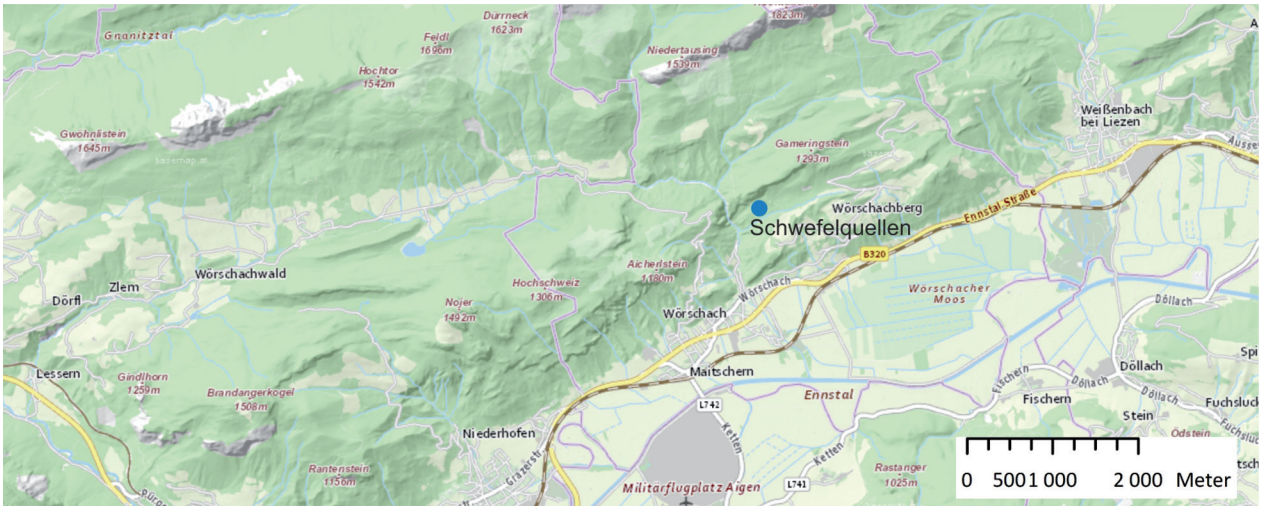


Abb. 160.
Lage der Erschließungen von Wörschach (Datenquelle: basemap.at).

Von 1839 bis 1977 bestand ein Kurbetrieb und in den Bäderbüchern von 1914 und 1928 wurde Wörschach als Luftkurort mit elf Schwefelquellen beschrieben (Diem, 1914; Conrad et al., 1928). Im Jahr 1982 wurden vier Quellen als Heilvorkommen erneut anerkannt und nachdem im Jahr 1987 die Quellen sowie zugehörige Einrichtungen von der Gemeinde übernommen wurden, fasste man sechs Quellen neu. Bis heute konnten die Bestrebungen zur erneuten Aufnahme des Kurbetriebes jedoch nicht realisiert werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Das Quellgebiet der Schwefelquellen von Wörschach befindet sich am Südostrand des Toten Gebirges. Bedingt durch das Ennstal-Störungssystem, ist das Gebiet tektonisch stark beansprucht. So befindet sich nur 100 m nördlich des Quellgebietes ein rund 5 km langer und ca. 300 m breiter SW–NE verlaufender Zug von Wettersteinkarbonaten. Dieser wird in südlicher Richtung tektonisch von Ablagerungen der Gosau-Gruppe (Brekzien, Konglomerate, Sandsteine, Mergel) begrenzt. Vor allem im nahen Umkreis der Quellen treten Basiskonglomerat und -brekzie der Kreuzgraben-Formation (Basis der Gosau-Gruppe, Oberkreide) auf (Moser & Pavlik, 2013).

Nach Gamerith (1980) und Zetinigg (1993a) ist entlang der Störungszone lokal Gips führendes „Haselgebirge“ (Oberperm) eingeschuppt, das auch prinzipiell im Liegenden der Gosau-Gruppe zu erwarten ist. Die Autoren nehmen einen Aufstieg der Schwefelwässer zwischen den Kalken und dem „Haselgebirge“ und somit eine wesentliche Beeinflussung des Wasserchemismus durch dessen Gipsführung an. Es sei allerdings angemerkt, dass keine Aufschlüsse von Gips in der unmittelbaren Umgebung der Quellen bekannt sind. Im Jahr 2015 durchgeführte Schwefel-34-Isotopenanalysen zeigten für die höher mineralisierte Schwefelquelle 4 einen Wert von +17,2 ‰ und für die geringer mineralisierte Schwefelquelle 1 einen Wert von +21,5 ‰ (Tab. 120, Teil 2). Diese Signaturen würden für eine Herkunft aus einem Salinar der Mitteltrias sprechen.

Die sechs Quellen entspringen in einem Waldstück in relativ steilem Gelände und weisen einen Abstand von wenigen Metern bis maximal 150 m voneinander auf. Sie sind mit Quellsammelschächten aus Kunststoff gefasst und werden einem Sammelbehälter zugeleitet. Zudem wurden bei den Grabungen der Sammelstränge Tiefen von maximal 5 m erreicht (Zetinigg, 1993a).

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.300 bis 1.500 mg/l. Allerdings weisen die einzelnen Quellaustritte deutliche hydrochemische Unterschiede auf: Das betrifft neben Schüttung, Feststoffsumme und Hydrogencarbonat/Sulfat-Verhältnis auch den Gehalt an titrierbarem Schwefel und die Schwefel-34-Signatur (Tab. 66; Tab. 119, 120, Teil 2). Abgesehen von Strontium (5,74 bis 15,49 mg/l) sind keine Konzentrationen von Spurenelementen auffällig. Bezüglich der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 (-11,22 bis -11,64 ‰) und Deuterium (-76,1 bis -83,2 ‰) ist zu erwähnen, dass die Konzentrationen auf der österreichischen Niederschlagsgeraden plotten (Tab. 120, Teil 2).

7.4.2 Bad Mitterndorf (H, S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Raum Bad Mitterndorf befinden sich zwei Thermalbäder (Abb. 161). Das für das Thermalheilbad in Heilbrunn genutzte Thermalwasser stammt aus drei Erschließungen: Römerquelle, Heilbrunn B1 und Heilbrunn B2. Der Gesamtkonsens ist hier auf 8,77 l/s begrenzt 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 ca. 1,5 km nördlich gelegene Badeeinrichtung wird von der Tiefbohrung Bad Mitterndorf Thermal 1 bezogen. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge beträgt hier 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. Im Österreichischen Bäderbuch von 1914 werden bereits einfache Badeeinrichtungen erwähnt (Diem, 1914). Ab 1956 folgten Bemühungen zur besseren Erschließung der Quellen, insbesondere, um Zuflüssen

Schwefelquellen von Wörschach	Schüttung (l/Tag)	Gehalt von titrierbarem Schwefel (mg/l)
Quelle 1	ca. 1.000	69,9
Quelle 2	ca. 1.200	70,1
Quelle 3	ca. 3.000	43,1
Quelle 5	ca. 2.200	48,2
Quelle 6	ca. 2.100	71,8
Gesamt	ca. 9.500	

Tab. 66.
Ergiebigkeiten und Gehalte an zweiwertigem Schwefel der Schwefelquellen von Wörschach (Raber, 2013).

Abb. 161.
Lage der Erschließungen bei Bad Mitterndorf (Datenquelle: basemap.at).

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 erfolgte im Jahr 1963 die Anerkennung der Römerquelle als Heilquelle.

Bad Mitterndorf Thermal 1 wurde im Jahr 2000 abgeteuft (Schmid et al., 2003). Im folgenden Jahr wurde die Bohrung auf 2.413 m vertieft und 2004 erfolgte der endgültige Ausbau. Mit dem Bau der Thermenanlage wurde im Jahr 2007 begonnen und in diesem Jahr erfolgte auch die Anerkennung als Heilquelle. Die Eröffnung der Thermenanlage fand 2009 statt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

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, 1993f). 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, 1979; Zetinigg, 1993a). 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 zur Römerquelle befinden sich die Bohrungen Heilbrunn B1 und B2. Deren Abstand beträgt ca. 35 m. In beiden Bohrungen wurden zunächst bis 325 m (B1) und 295 m (B2) Kaltwasser führender Dachsteinkalk und auch Jurakalke angetroffen (Zötl, 1993f). Bis 361 m (B1) bzw. 355 m (B2) folgte eine Störungszone mit „Haselgebirge“. Im Liegenden folgte abermals Dachsteinkalk, der ab 465 m (B1) bzw. 460,5 m (B2) Thermalwasser führte. Die 42 m (B1) bzw. 48 m (B2) mächtigen Thermalwasser führenden Abschnitte sind an eine N–S streichende Kluftzone mit steilem östlichem Einfallen (70–80°) gebunden. Von 564 bis 575 m wurde bei B2 eine weitere Thermalwasser führende Kluft angetroffen. Die Endteufen der Bohrungen betragen 520,6 m (B1) und 674,3 m (B2). Die Filterstrecken beider Bohrungen befinden sich zwischen 450 und 510 m. Beide Bohrungen liefen nach der Fertigstellung artesisch mit 5 bis 7 l/s (B1) bzw. 5,3 l/s (B2) Schüttung über. Die Auslauftemperaturen betrugen zwischen 27,5 und 28° C (B1) bzw. zwischen 25 und 26° C (B2) (Schauberger, 1979). Bei einem bei B1 durchgeführten Pumpversuch vom 12. März bis 18. März 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). Hydrochemisch handelt es sich bei den Thermalwässern von Heilbrunn um einen akratischen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit Auslauftemperaturen zwischen 24 und 26° C (Tab. 119, Teil 2). Die frei aufsteigenden Gase bestehen überwiegend aus Stickstoff (> 90 Vol.-%). Zötl (1993f) 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. Hohe Strontiumwerte (2,6 bis 2,8 mg/l) dürften auf die große Eindringtiefe der Wässer deuten.

Ergänzend zu den heute existierenden Vorkommen im Bereich der Heilbrunner Thermalquellen sind die

Wiesnerbad-Quellen zu erwähnen, die von Schauberger (1979) beschrieben wurden. Es handelte sich um mehrere subthermale Quellaustritte, die durch den Salza-Stausee überflutet wurden und in Vergessenheit gerieten. Der Autor beschreibt zudem die Adolf-Schauberger-Quellen; bei diesen handelte es sich um vier ehemalige Quellaustritte im Umfeld der heute genutzten Bohrbrunnen.

Im Hallgraben bei Bad Mitterndorf befindet sich zudem der noch existierende Kohldümpfel, hier handelt es sich um einen Tümpel mit bakteriellen Schwefelüberzügen auf den am Grund liegenden Blättern und Ästen. Zetinigg (1993a) führt den primären Schwefel auf eine Gipsführung in Werfener Schichten zurück. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.200 mg/l (Tab. 119, Teil 2). Der Gehalt von titrierbaren Schwefel dürfte über 1 mg/l liegen.

Thermal 1 wurde ca. 2 km nördlich der Heilbrunner Thermalquellen, im zentralen Teil des Mitterndorf-Beckens bis auf eine Endteufe von 2.413 m unter GOK niedergebracht (Schmid et al., 2003; Abb. 162). Für die Wahl des Bohrlochstandpunktes wurden neben atmochemischen auch reflexionsseismische Untersuchungen durchgeführt. Die Bohrung durchörterte zunächst 101 m mächtiges Quartär. Im Liegenden folgte geringmächtiger Jura, bevor der Dachsteinkalk bis 1.986 m durchörtert wurde. In einer Tiefe von 1.986 bis 2.007 m trennten schwarze Tonschiefer und Sandsteinlagen sowie oolithische Dolomite (Karnium) den Dachsteinkalk vom ebenfalls flach gelagerten Wettersteindolomit ab. Die Bohrung verblieb bis zur Endteufe in Wettersteindolomit. 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 bis 2.040 m sowie 2.097 bis 2.110 m die stärksten Zuflüsse aufweisen. In Bereichen zwischen 1.720 und 2.197 m unter GOK (Nettomächtigkeit von 102 m) kommt es zu weiteren Zuflüssen. Der Thermalwasserzufluss stammt nur bedingt aus Kluftzonen, zumeist ist die Matrixporosität des Dolomitkörpers für die Ergiebigkeit verantwortlich (Schmid et al., 2003). Bei einem vom 10. Mai bis zum 27. August 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. November 2007 konnte eine Transmissivität von 2,91 x 10^{-4} m^2/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 der Wettersteinkarbonate, insbesondere im Bereich des Grimming, in die Tiefe gelangen.

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.900 mg/l. Die Auslauftemperatur liegt bei ca. 30° C. Besonders auffallend sind die hohen Konzentrationen von Fluorid (2,9 mg/l) und Strontium (6,8 mg/l) (Tab. 119, Teil 2). Nach Lorenz & Wechner (2006) ist die Mineralisation bzw. der Sulfatgehalt wahrscheinlich vom Gips/Anhydrit des „Haselgebirges“ beeinflusst. Der geringe Gehalt an Methan (0,023 Vol.-%) kann auf einen Kontakt mit Kohlenwasserstoff führenden Gesteinen (z.B. schwarze „Tonschiefer“, Kalksteine) zurückgeführt werden (Lorenz & Wechner, 2006). Ansonsten bestehen die frei aufsteigenden Gase fast zur Gänze aus Stickstoff. Das Fehlen von Tritium (< 0,6 TU) belegt, dass es keinen Einfluss durch oberflächennahe jüngere Wässer gibt und Analysen von Sauerstoff-18

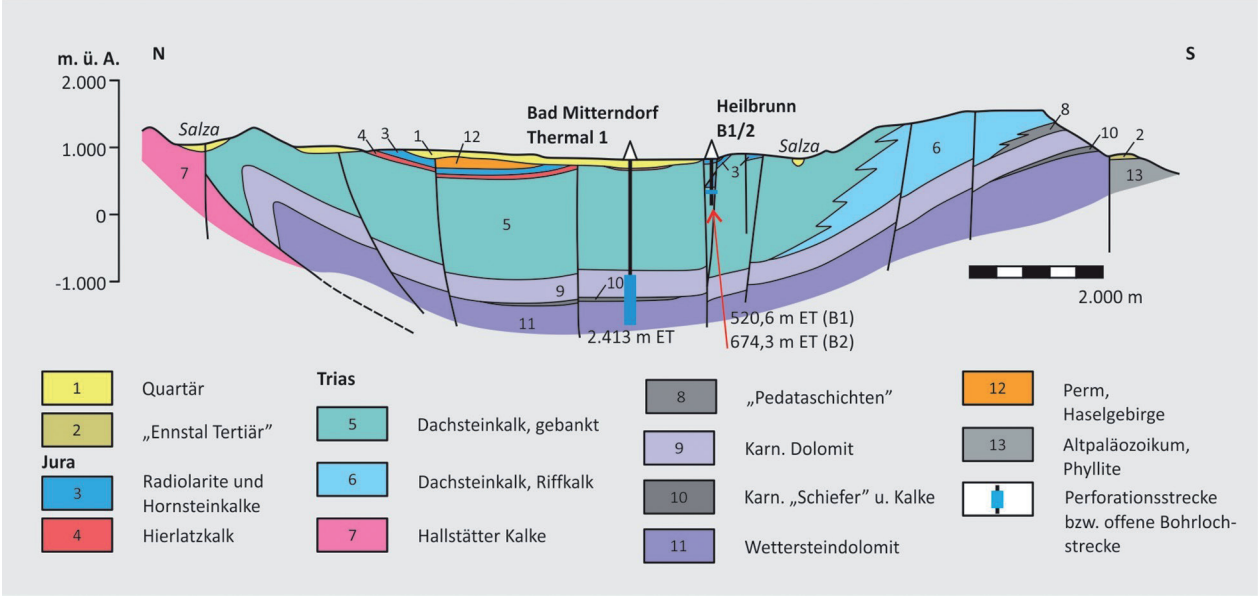


Abb. 162.
Profil von Bad Mitterndorf Thermal 1 (Elster et al., 2016: Abb. 98; verändert nach Schmid et al., 2003).

(-13,99 ‰) und Deuterium (-101,9 ‰) beweisen den meteorischen Charakter des Wassers, wobei ein kaltzeitliches Alter oder ein hochgelegenes Einzugsgebiet anzunehmen sind (Tab. 120, Teil 2). Auf Basis einer Kohlenstoff-14-Analyse (12,30 % modern) nehmen Lorenz & Wechner (2006) eine Neubildung im Holozän an.

7.4.3 Altaussee (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Im Ausseer Salzberg wird bereits seit Mitte des 12. Jahrhunderts Sole gewonnen und seit dem 15. Jahrhundert ist eine Nutzung in Bädereinrichtungen nachgewiesen (Zetinigg, 1993a). Im Jahr 1938 wurde im Scheibenstollen des Altausseer Salzberges stark mineralisiertes Wasser angetroffen (Schauberger, 1979). Dieses stellte sich für die Salzgewinnung als unbrauchbar heraus, doch aufgrund des hohen Sulfatgehaltes wurde bereits 1944 eine therapeutische Nutzung in Betracht gezogen. Die Scheibenstollen-Quelle wurde unter der Bezeichnung „Ausseer Heilquelle“ im Jahr 1961 als Heilquelle anerkannt (Abb. 163). Bis zu diesem Jahr bestand nur eine provisorische Fassung der Quelle. Heute wird das Heilwasser für die balneologische Nutzung in einem Kurbetrieb verwendet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Auch der Salzabbau in Altaussee ist wie die anderen Lagerstätten im Salzkammergut an das Haselgebirge (Hallstätter Fazies; „Tiefschelf“ bis einige 100 m Wassertiefe) gebunden (Mandl & Lobitzer, 2012). Lithologisch besteht das Haselgebirge (Oberperm bis „Skyth“) hauptsächlich aus einem Gemenge von bunten Silt- und Tongesteinen, Salz, Gips und Anhydrit (Mandl & Lobitzer, 2012). Untergeordnet spielt Dolomit als Brekzienkomponente eine Rolle.

Beim Vortrieb des Scheibenstollens aus Richtung des Augstbachtales wurde bei Stollenmeter 1.207,5 eine 40 bis 45° nach Nordosten einfallende und SE–NW streichende Kluft im Hallstätter Kalk angetroffen, aus der das salzhaltige Wasser austrat (Zetinigg, 1993a; Zötl, 1993f). Dieses Kluftwasser führte nur ca. 20 % des Salzgehaltes der Bergwerksole, aber die vierfache Menge an Sulfat, die zehnfache Menge an Calcium und die zweieinhalbfache Menge an Magnesium (Schadler, 1944). Schadler (l.c) nahm ein Einzugsgebiet in der nordwestlichen Randzone des Salzstockes an. Hydrochemisch handelt es sich um eine Sole bzw. einen Natrium-Chlorid-Sulfat-Typ, der Gehalt der Feststoffsumme hat jedoch seit der Erschließung kontinuierlich abgenommen (Zetinigg, 1993a; Zötl, 1993f). Marktl (2014) führt folgende hydrochemische Analyse aus dem Jahr 2013 an: 2.900 mg/l Natrium, 3.300 mg/l Chlorid und 4.000 mg/l Sulfat. Die Schüttung liegt zudem bei ca. 0,4 l/s. Bezüglich der Spurenelemente sind hohe Konzentrationen von Strontium (7,34 mg/l), Bromid (3,56 mg/l), Fluorid (1,13 mg/l), o-Borsäure (19,89 mg/l) und Arsen (22,4 µg/l) erwähnenswert (Tab. 119, Teil 2). Eine Tritiumanalyse aus dem Jahr 1985 (72,5 ± 3,3 TU) lässt nach Zetinigg (1993a) auf ein junges Grundwasser schließen (Tab. 120, Teil 2).

7.4.4 Hall bei Admont (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Schon im Mittelalter wurden zahlreiche Solequellen im Bereich von Hall bei Admont genutzt (Zetinigg, 1993a). Allgemein ist in der Obersteiermark die Salzgewinnung mit Salzquellen bereits seit dem 10. Jahrhundert nachgewiesen, wobei die Nutzung in Hall bei Admont bereits früher stattgefunden haben dürfte als im nahegelegenen Altaussee. Bezüglich der zahlreichen historischen Quellen ist auf das Werk von Zetinigg (1993a) zu ver-

Abb. 163.
Lage der Erschließung von Altaussee (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 164.
Lage der Erschließung von Hall bei Admont (Datenquelle: basemap.at).

weisen. Seit dem Jahr 2002 besteht für die Watzlbergquelle (Abb. 164) eine Anerkennung als Heilquelle. Sie ist auf der orografisch rechten Seite des Eßlingbaches, in einer Entfernung von rund 50 m zum Ufer, zu finden (Domberger, 2000). Ob es sich hierbei um eine früher genutzte Salzquelle handelt, ist ungewiss. Im Jahr 1998 wurde eine Kleingradieranlage für Inhalationen errichtet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Salzquellen von Hall bei Admont sind ähnlich wie in Altaussee an das Salz und Gips führende Haselgebirge gebunden (Kap. 7.4.3). Die Watzlbergquelle entspringt am Hangfuß des Watzlberges im Bereich von Feinsedimenten (Schluff und Ton), die nach Domberger (2000) möglicherweise eine stauende Wirkung aufweisen. Sie ist mit einer Edelstahlverrohrung gefasst. Im Einzugsgebiet treten neben dem Haselgebirge auch Werfener Schichten auf. Die Schüttung ist mit 600 bis 1.200 l/Tag als gering einzustufen. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Chlorid-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 20 g/l. Zudem sind die erhöhten Konzentrationen von Calcium und Sulfat erwähnenswert, diese betragen 953 mg/l und 2.600 mg/l (Tab. 119, Teil 2). Der Gehalt an Radon beträgt 21,1 Bq/l, Radium konnte nicht nachgewiesen werden (Tab. 120, Teil 2).

8 Mineral- und Heilwässer in Tirol

Eine Übersicht zu den anerkannten Mineral- und Heilwasservorkommen in Tirol befindet sich in Tabelle 67. Eine Auswahl weiterer ehemaliger Heilquellen und erwähnenswerter Vorkommen mit besonderen Inhaltsstoffen ist in Tabelle 68 angeführt.

Anerkannte Mineralwasservorkommen		**Anerkannte Heilwasservorkommen**			
Brixlegg, Silberquelle	Kap. 8.1.2	Bad Häring, Niederholz 1	Kap. 8.1.1	Obladis, Tiroler Sauerbrunn	Kap. 8.2.2
Brixlegg, Montesquelle	Kap. 8.1.2	Breitenwang, Sulfatquelle Kreckelmoos	Kap. 8.1.7	St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	Kap. 8.6.1
Brixlegg, Wellness-Quelle	Kap. 8.1.2	Grins, Wildbadquellen	Kap. 8.1.8	Steinach am Brenner, Velperquelle	Kap. 8.5.1
Münster, Alpquell-Quelle	Kap. 8.1.4	Hintertux, Thermalquellen	Kap. 8.4.1	Umhausen, EB 1	Kap. 8.3.1
Münster, Astoriaquelle	Kap. 8.1.4	Längenfeld, Thermal 2	Kap. 8.3.2	Umhausen, KBU 2	Kap. 8.3.1
Münster, Tiroler Quelle	Kap. 8.1.4	Mehrn, Nothelferbrunnen II	Kap. 8.1.3		

Tab. 67.
Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Tirol.

Vorkommen	**Anmerkung**	**Kapitel-Nr.**	**Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt**	**Weiterführende Literatur**
Abfaltersbach, Badequelle	wird noch heute genutzt; erhöhter Sulfatgehalt	8.7.1	ja	Küpper & Wiesböck (1966); Kuntscher (1986)
Ainet, Bad Weiherburg	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Arnbach, Weitlanbrunn	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Baumkirchen, Einfache kalte Quelle	akratische Quelle, sollte nicht mehr existieren; wurde bis Beginn des 20. Jahrhunderts genutzt		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Kuntscher (1986)
Brixen im Thale, Maria Louisen Bad	eisenhaltige Quelle, Konzentration unbekannt		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Fieberbrunn, Schwefelquelle	akratische Schwefelquelle; soll nicht mehr existieren		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Kuntscher (1986)
Fulpmes, Quelle von Medraz	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Gries am Brenner, Eisenquelle	eisenhaltige Quelle; soll nicht mehr existieren		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Krall (1982)
Hall in Tirol, Sole	Sole	8.1.6	ja	Diem (1914)
Hopfgarten, Bad Salve	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Kalkstein, Schwefelquelle	Schwefelquelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Kramsach, Tiefbohrung	Thermalwasser		nein	Elster et al. (2016)
Ladis, Schwefelquelle	enthält Spuren von Schwefel	8.2.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Lepoldsruhe bei Lienz, Einfache kalte Quelle	akratische Quelle, Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Matrei in Osttirol, Quelle bei Vorderburg	Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Mayrhofen, Alte Badequelle	Quelle mit erhöhtem Radongehalt (403 Bq/l)		nein	Ramspacher & Zötl (1993); Berka et al. (2014)

Vorkommen	Anmerkung	Kapitel-Nr.	Ehemalige Anerkennung bzw. in Bäderbüchern geführt	Weiterführende Literatur
Mieders, Erdalkalische Quelle	erdalkalische Quelle		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Mitteldorf, Schwefelquelle	Schwefelquelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Mutters, Einfache kalte Quelle	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Neustift im Stubaital, Bärenbad	Schwefelquelle		ja	Küpper & Wiesböck (1966); Krall (1982)
Oberau, Schwefelquelle von Thallmühle	Schwefelquelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Oberperfuß, Eisen-Schwefelquelle	Eisen-Schwefelquelle; ist der Gemeinde heute nicht mehr bekannt		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Obladis, Simon-Kapferer-Quelle	erhöhte Konzentrationen von Schwefel und Kohlenstoffdioxid	8.2.2	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Prutz, Sauerbrunnen	Säuerling; heute frei zugänglich	8.2.1	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Roppen, Silberthalbad	Schwefelquelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Scharnitz, Alkalisch-erdige Quelle	alkalisch-erdige Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Seefeld in Tirol, Franz-Joseph-Quelle	erhöhter Radongehalt	8.1.5	ja	Küpper & Wiesböck (1966)
St. Jakob in Defereggen, Grünmoos	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Tristach, Bad Jungbrunn	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Tulfes, Oberlavierenbad	existiert nicht mehr; erhöhter Gehalt von Eisen und Schwefel		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Virgen, Eisenhaltige Quelle	erhöhte Konzentration von Eisen; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Volders, Enbrickerbad	Säuerling; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)
Volderwildbad, Einfache kalte Quelle	akratische Quelle; Existenz unsicher		ja	Küpper & Wiesböck (1966)

Tab. 68.
Ausgewählte Vorkommen ehemaliger Heilquellen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Tirol.

8.1 Nördliche Kalkalpen und Inntal

8.1.1 **Bad Häring** (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das temperierte Wasser des Franziskistollens 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, Abb. 165) 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. Das subthermale Wasser der Schwefelquelle (Niederholz 1) wird heute in einem Kurzentrum im Ausmaß von rund 1 l/s verwendet.

Abb. 165.
Lage der Erschließung von Bad Häring (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der ehemalige Braunkohleabbau von Bad Häring wurde über Jahrzehnte von einem unterirdischen Schwelbrand beeinflusst. Die Brände führten, abgesehen von der Erschöpfung der Lagerstätte, zur Stilllegung des Bergbaus. Auch die erhöhten Temperaturen der infolge beschriebenen Wässer sind auf die Brände zurückzuführen. Das Kohleflöz ist nach Czurda (1993a) von Bitumenmergeln eingeschlossen, die sich im Hangenden eines Grundkonglomerats befinden. Diese Schichten gehören den Häringer Schichten an, bei denen es sich um marine Ingressionssedimente des höheren „Lattdorf“ bis „Rupel“ (Kiscellium) handelt. Um 1877 hatte das Thermalwasser beim Mundloch des Franziskistollens eine Auslauftemperatur von 29 bis 30° C (Pfandl, 2008). Da sich der Brandherd im Laufe der Zeit verschob, kühlte das Wasser im Franziskistollen ab. Im Jahr 1914 wurde der Ferdinandstollen untersucht und es konnte abermals Thermalwasser mit einer Auslauftemperatur von ca. 39° C erschlossen werden. Nach 1926 dürfte jedoch auch dieses Wasser abgekühlt sein. Bei der Probebohrung Niederholz 1 wurde in Bitumenmergeln in einer Teufe von 300 m thermales schwefelhaltiges Wasser angetroffen, das offenbar unter starkem Druck stand (Czurda, 1993a). Zeitweise wurden Temperaturen von 38,8° C gemessen. Heute weist das Heilwasser jedoch deutlich geringere Temperaturen auf (um 15° C).

Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.000 mg/l. Die Auslauftemperatur beträgt rund 15° C. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an zweiwertigem Schwefel (7,15 mg/l) (Tab. 121, Teil 2). Dieser ist mit den Braunkohlen zu assoziieren (Czurda, 1993a). Tritium konnte im Wasser der Bohrung Niederholz 1 nur in vernachlässigbarer Konzentration 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. 125, Teil 2).

8.1.2 Brixlegg (M)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der erste Tiefbrunnen I (Abb. 166) des heutigen Mineralwasserbetriebes wurde im Jahr 1980 abgeteuft (Kofler, 1982). Die Niederbringung des Tiefbrunnens II (Montesquelle) erfolgte 1990 (Ingerle, 1991). Hierbei ist anzumerken, dass man den tieferen Abschnitt (siehe unten) als Tiefbrunnen III bezeichnete. Ein Jahr später erfolgte die Abteufung des Tiefbrunnens IV (Silberquelle) und nach der Verzementierung des Tiefbrunnens III wurde im Jahr 1999 der Ersatz-Tiefbrunnen III hergestellt. Die Montes- und Silberquelle (Abb. 166) sind heute als natürliche Mineralwässer anerkannt. Dies gilt auch für die Wellness-Quelle, wobei aus den wasserrechtlich relevanten Unterlagen nicht hervorgeht, um welchen Brunnen es sich handelt.

Das Maß der Wasserbenutzung ist bei den Tiefbrunnen wie folgt festgesetzt: Dem Tiefbrunnen I dürfen maximal 10 l/s (12.000 m³/Jahr), dem Tiefbrunnen II (Montes Mineralwasser) maximal 5 l/s (4.000 m³/Jahr), dem Ersatz-Tiefbrunnen III maximal 7,5 l/s und dem Tiefbrunnen IV (Silberquelle) ebenfalls maximal 7,5 l/s bzw. 40.000 m³/Jahr entnommen werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Schmid (1997) liegen die für die Mineralwasserproduktion genutzten Grundwasserhorizonte zur Gänze in unkonsolidierten Sedimenten des Unteren Inntales, die im Bereich Brixlegg Mächtigkeiten von bis zu 350 m aufweisen können. Die Erschließungen befinden sich im mächtigen Schwemmfächer des Alpbaches im Mün-

Abb. 166.
Lage der Erschließungen von Brixlegg (Datenquelle: basemap.at).

dungsbereich zum Inn (Abb. 167), wobei aufgrund der initialen artesischen Verhältnisse zu erwarten ist, dass die Mineralwasser führenden Horizonte durch Deckschichten geschützt sind (mündliche Mitteilung Gerhard Schubert, GBA).

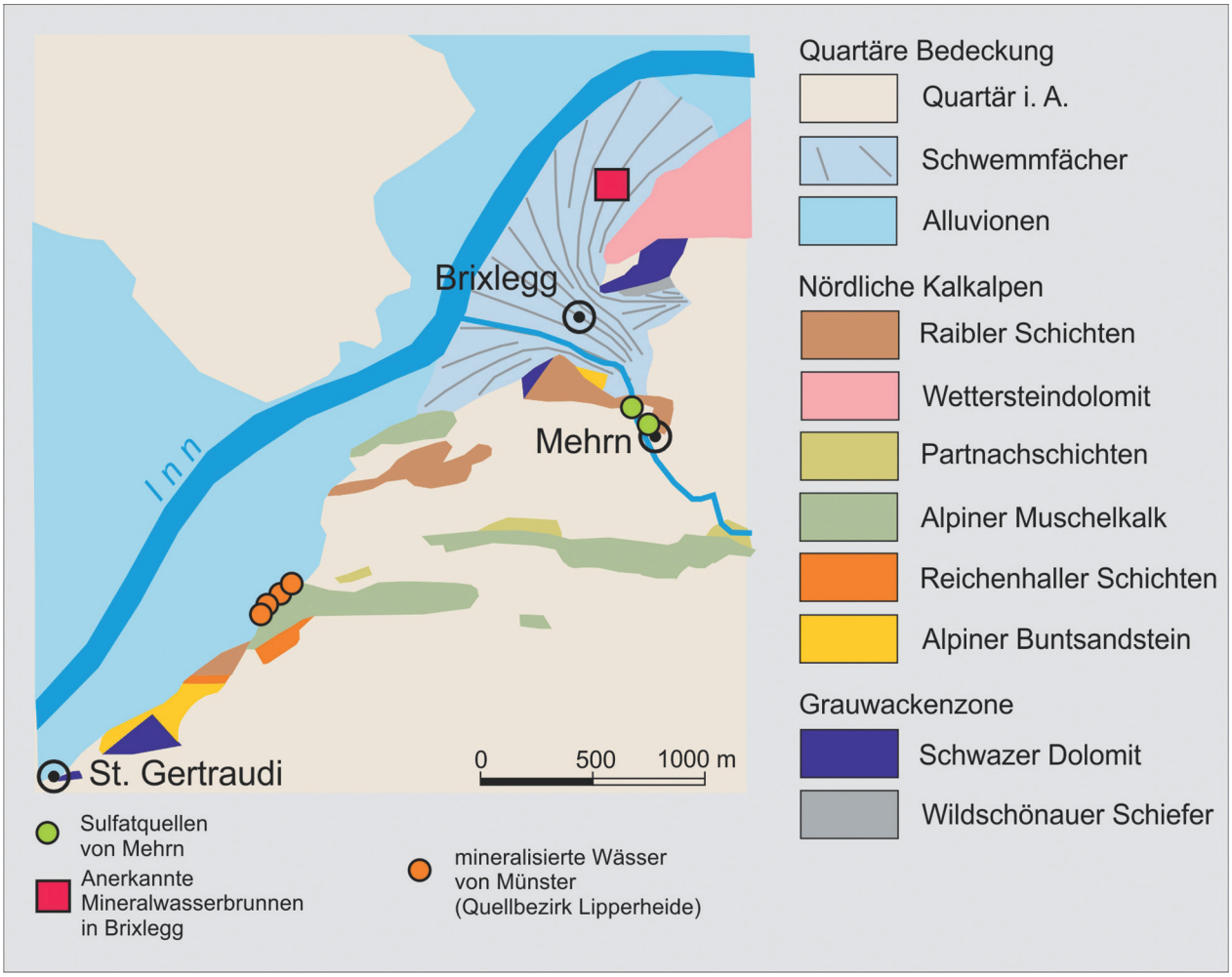


Abb. 167.
Geologische Übersicht zu den Erschließungen von Brixlegg, Mehrn und Münster. Geologie vereinfacht nach Kreuss (1999).

Bei dem bis auf 45 m unter GOK abgeteuften Tiefbrunnen I wurden die Filterstrecken von 29,5 bis 38,0 m und von 40,0 bis 42,0 m unter GOK gesetzt (Kofler, 1982). Durchlässige Kiese befinden sich entsprechend dem Bohrprofil im Bereich der höheren Filterstrecke.

Der Tiefbrunnen II (Montesquelle) wurde bis auf 202 m unter GOK abgeteuft (Ingerle, 1991). Von 66 bis 75 m unter GOK befindet sich eine Filterstrecke, die einen seichteren Grundwasserleiter bestehend aus Kies- und Sandlagen erschließt. Dieser zeigte sich ursprünglich mit 0,2 m über GOK leicht artesisch gespannt. Im Zuge eines Pumpversuches lag die Absenkung bei einer Förderrate von 2,9 l/s bei 7,12 m unter GOK. Hydrochemisch handelt es sich bei dem geförderten Wasser aus diesem Bereich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einem hohen Sulfatgehalt (362,4 mg/l) (Tab. 121, Teil 2). Nach der Durchörterung von vorwiegend feinklastischen Sedimenten wurde von 176,0 bis 180,0 m ein weiterer Grundwasserleiter (Kies- und Sandkörper) mit einer Filterstrecke erschlossen (Ingerle, 1991). Dieser Bereich wurde als Tiefbrunnen III bezeichnet und zeigte sich ebenfalls als artesisch gespannt (1,01 m über GOK). Bei einem Pumpversuch wurde bei einer Fördermenge von 3,19 l/s eine Absenkung von 7,02 m festgestellt. Die beiden Filterstrecken wurden mit einem Packer getrennt, um aus beiden Horizonten getrennt fördern zu können. Aufgrund von Förderschwierigkeiten musste jedoch der untere Abschnitt (Tiefbrunnen III) ab 92 m unter GOK verzementiert werden (Schmid, 1997). In der Folge teufte man in einer Entfernung von rund 15 m den Ersatz-Tiefbrunnen III ab. Dieser erfasst nach wasserrelevanten Unterlagen ausschließlich den Aquiferbereich 170 bis 194 m mit einer 24 m langen Filterstrecke.

Der Tiefbrunnen IV (Silberquelle) wurde bis auf eine Teufe von 78 m abgeteuft (Ingerle, 1991). Die Filterstrecke befindet sich von 59 bis 69 m unter GOK und erfasst nach dem Bohrprofil ebenfalls kiesig-sandige Schichten. Im Zuge eines im Jahr 1990 durchgeführten Pumpversuchs wurde ein kf-Wert von 2,6 x 10^{-4} m/s bestimmt. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 500 mg/l (Tab. 121, Teil 2). Der Sulfatgehalt beträgt rund 114 mg/l.

8.1.3 Mehrn (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Diem (1914) wurde im Jahr 1867 ein Badhaus errichtet. Nach Angaben des Betreibers geht die Geschichte des Heilwassers allerdings bis in die vorchristliche Zeit zurück und die erste schriftliche Erwähnung stammt aus dem Jahr 1267. Im Laufe der Zeit wurde das Heilbad modernisiert und erweitert. Heute besteht ein Gesundheits- und Therapiezentrum und das Wasser wird auch abgefüllt. Außerdem ist die alte Heilquelle (Badequelle) seit 1966 als Heilvorkommen anerkannt (Abb. 168). Aufgrund der zeitweise durch Oberflächenwässer belasteten alten Heilquelle wurde im Jahr 2000 der Nothelferbrunnen I (Bad Mehrn BL1) abgeteuft. Wenige Jahre später traf man beim Ausbau der Bahn im Unterinntal im Zuge des Vortriebs Heilwässer führende Stränge an (Bechtold, 2005). Dies führte zu einer Bergwasserspiegelabsenkung und der ursprüngliche Brunnen konnte nicht mehr genutzt werden. Deshalb wurde im Jahr 2004 der Nothelferbrunnen II (Ersatzwasserbrunnen Marx) abgeteuft. Der Konsens ist auf 3 l/s festgelegt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im nahen Umfeld des Heilvorkommens treten Einheiten der Raibl-Gruppe (Lechtal-Decke) auf, die einen komplizierten Faltenbau zeigen (Bechtold, 2005) (Abb. 167). So sind die Schichten generell steil gestellt und die Gesteinsabfolge verläuft vorwiegend von Osten nach Westen. Bedingt durch komplexe tektonische Verschup-

Abb. 168.
Lage der Heilwassererschließungen von Mehrn, einem Ortsteil von Brixlegg (Datenquelle: basemap.at).

pungen und Störungen sind die Untergrundverhältnisse zudem als sehr inhomogen einzuschätzen. Untersuchungen zum Gebirgsaufbau und den Bergwasserverhältnissen zeigten, dass die Heilwasserführung an klüftige Zonen innerhalb der Raibl-Gruppe gebunden ist. Diese Zonen führen anhydrit- und gipshaltige Karbonatgesteine, welche Auslaugungsprozessen unterworfen sind. Des Weiteren führten später entstandene Störungen zu mitunter hoch wasserdurchlässigen Zonen. Bechtold (2005) fasst zusammen, dass die Wasser führenden evaporitischen bzw. ausgelaugten Schichten von den Störungen durchtrennt werden und sich in Folge ein äußerst komplexes Bergwasserregime bildet.

Abgesehen von den infolge beschriebenen Bohrungen führt Gasser (2001) zahlreiche Quellaustritte im Bereich von Mehrn an, die Leitfähigkeiten um 1.500 µS/cm und dementsprechend hohe Sulfat-Konzentrationen aufweisen. Es ist zu erwähnen, dass im Zuge der Ultraspurenkampagne eine dieser Quellen, die Hohlen-Quelle, beprobt wurde.

Bei der alten Heilquelle handelt es sich um eine mit einem Sammelbecken gefasste Quelle, bei der nach wasserrechtlichen Unterlagen von einer Schüttung von ca. 0,45 l/s auszugehen ist.

Der Nothelferbrunnen I wurde bis auf 51 m niedergebracht und die Filterstrecken wurden von 30 bis 50 m gesetzt (Gasser, 2001). Nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen soll der artesische Überlauf bei 0,4 bis 0,7 l/s gelegen haben.

Der Nothelferbrunnen II wurde bis auf die Endteufe von 100 m abgeteuft und die Strecke von 76 bis 100 m wurde mit Filterrohren ausgebaut (Bechtold, 2005). Es handelt sich um eine artesische Bohrung und der freie Überlauf beträgt nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen aus dem Jahr 2009 ca. 2,3 l/s.

Zusammenfassend weisen die Wässer hydrochemisch einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von 1.200 bis 1.600 mg/l auf (Tab. 121, Teil 2). Es ist auffällig, dass die tiefste Bohrung, der Nothelferbrunnen II, den höchsten Sulfatgehalt (862,8 mg/l) aufweist (Tab. 121, Teil 2). Nach Gasser (2001) bestätigen Analysen von Schwefel-34 (Werte um 15 ‰) eine Herkunft des Sulfats aus der Raibl-Gruppe. Bezüglich der Verweilzeit nimmt der Autor bei dem Nothelferbrunnen I auf Basis von Tritiumanalysen ein Alter von 20 bis 30 Jahren an. Bei der Hohlen-Quelle ist von einem etwas jüngeren Alter (15 bis 20 Jahre) auszugehen. Erwähnenswert ist auch eine erhöhte Radon-Konzentration. So führt Zötl (1993k) für die alte Heilquelle Werte zwischen 141 und 148 Bq/l an. Bei der Hohlen-Quelle wurde im Zuge der Ultraspurenanalyse ein Wert von 30 +/- 2 Bq/l gemessen.

8.1.4 **Münster** (M)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse im Umfeld des Quellwasserbezirkes Lipperheide wurden – wie die beiden zuvor beschriebenen Vorkommen – in den Jahren 1994 bis 2002 bei den Untersuchungen für die Zulaufstrecke Nord durch die Brenner Eisenbahn GmbH (BEG) untersucht. Seit vielen Jahren findet eine Mineralwasserabfüllung statt. Die wasserrechtliche Entnahmemenge ist für die Erschließungen Schlossquelle, Tiroler Quelle, Astoriaquelle, Alpquell-Quelle und Aubadquelle (Abb. 169) zusammen auf maximal 16,4 l/s festgelegt. Angaben zu Nutzungen und wasserrechtlichen Bewilligungen der einzelnen Quellen sind Tabelle 69 zu entnehmen.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Quellwasserbezirk Lipperheide umfasst mehrere Quellaustritte mit zahlreichen Quellästen, von denen nicht alle genutzt werden. Sie entspringen knapp über

Abb. 169.
Lage von ausgewählten Erschließungen von Münster (Quellwasserbezirk Lipperheide) (Datenquelle: basemap.at).

Erschließung	Anerkennung und Nutzung	Konsens
Schlossquelle (Quelle IIa1)	Mineralwasserabfüllbetrieb	3 l/s
Tiroler Quelle (Quelle IIa2)	Natürliches Mineralwasser	3 l/s
Quelle IIb	Nutzwasserversorgung	0,83 l/s
Astoriaquelle (Quelle III, Stollenquelle, Theresienquelle)	Natürliches Mineralwasser	Entnahme zu 100 %
Alpquell-Quelle (Quelle IV)	Natürliches Mineralwasser	2,7 l/s
Aubadquelle (Quelle V)	Nutzung nicht festgelegt	Entnahme zu 100 %

Tab. 69.
Nutzungen und wasserrechtliche Bewilligungen von Münster (Quellwasserbezirk Lipperheide).

Talflurniveau nahe der Tiroler Straße. Die geologischen Verhältnisse sind als komplex einzustufen, da der Bereich um Brixlegg aus mehreren Schuppen und Decken aufgebaut ist (Gasser, 2004). Für den Quellwasserbezirk ist als potenzielles Einzugsgebiet die „Scheffach-Schuppe“ relevant, die der „Tieferen (Hohenegg) Decke“ zugeordnet wird. Sie umfasst Gesteine folgender Einheiten: Grauwackenzone, Alpiner Bundsandstein, Reichenhaller Schichten, Gruppe des „Alpinen Muschelkalkes“, Partnachschichten, Raibl-Gruppe und Hauptdolomit. Nach der geologischen Geofast-Karte von Kreuss (1999) sind nahe der Quellen, abgesehen von der quartären Überlagerung, Reichenhaller Schichten, Annaberg Dolomit, Reiflinger Schichten, Partnachschichten und die Raibl-Gruppe zu erwarten (Abb. 167).

Die für die Nutzung relevanten Austritte II bis V haben eine saisonbedingte Gesamtschüttung von ca. 14,8 bis 28,6 l/s (Gasser, 2004) (Tab. 70). Hydrochemisch weisen die Quellwässer einen sehr ähnlichen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von rund 1.000 mg/l auf (Tab. 121, Teil 2). Die charakteristischen hohen Sulfatgehalte (470 bis 570 mg/l) sind hierbei auf die Gipse der Reichenhaller Schichten zurückzuführen (Gasser, 2004). Dies ist mit Schwefel-34-Analysen belegt. Bezüglich der Verweilzeit der Wässer sind mittlere Tritiumalter von etwas über fünf Jahren bestimmt, die Wässer weisen jedoch geringfügige Unterschiede auf (Gasser, 2004). Aufgrund der Abreicherung von Sauerstoff-18 (-11,75 bis -11,87 ‰) ist anzunehmen, dass sich das Einzugsgebiet bis auf die Nordflanke des Reither Kogels erstreckt (Tab. 125, Teil 2). Dieser befindet sich rund 2,5 km südsüdöstlich der Quellen.

8.1.5 Seefeld in Tirol (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Franz-Joseph-Quelle (Abb. 170) wurde für ein ehemaliges Kurhotel genutzt. Nach Krall (1982) begann der Kurbetrieb um 1900. Im Jahr 2001 musste das Hotel jedoch geschlossen werden und gegenwärtig besteht keine Nutzung. Abschließend ist zu erwähnen, dass Marktl (2014) die Quelle als nichtgenutztes Heilvorkommen anführt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Nach Czurda (1993b) entspringt die Quelle rund 15 m hinter dem ehemaligen Kurhotel einem steilen Hang, der aus Hauptdolomit aufgebaut ist und teilweise von Grundmoränenmaterial überdeckt wird. Die Bankung des Hauptdolomits fällt rund 40° nach Süden ein. Im gebankten Hauptdolomit treten zudem stark bituminöse Dolomite bis Ölschiefer auf (Seefelder Ölschiefer), die für ihre Uranführung bekannt sind. Der Autor führt außerdem eine Schüttung von 50 l/min und eine konstante Temperatur von 11,3° C an, was eine tiefe Zirkulation vermuten lässt. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 837 mg/l (Tab. 122, Teil 2). Erwähnenswert ist die erhöhte Konzentration von Radon (185 Bq/l) (Tab. 125, Teil 2).

Erschließung	Anmerkungen zur Quelle	Schüttung	Literatur
Schlossquelle (Quelle IIa1)	Die sogenannte „Grotte“ (Teich) wird von den mehreren Quellästen gespeist. IIa1 und IIa2 wurden hierbei getrennt gefasst und können unabhängig voneinander genutzt werden.	3 l/s	Gasser (2004); wasserrechtlich relevante Unterlagen
Tiroler Quelle (Quelle IIa2)		3 l/s	
Quelle IIb	Die Quelle wurde mittels Baggerschurf bis ca. 3 m unter GOK freigelegt.	11–15 l/s	Gasser (2004); wasserrechtlich relevante Unterlagen
Astoriaquelle (Quelle III)	Die Quelle befindet sich in einem kurzen Stollen und der Quellursprung liegt in einer Felsenkammer, von der ein 7,4 m langer Gang in das Freie führt.	6,5 l/s	wasserrechtlich relevante Unterlagen
Alpquell-Quelle (Quelle IV)	Quellfassung mit einer Kiespackung gefasst.	1,2 l/s	wasserrechtlich relevante Unterlagen
Aubadquelle (Quelle V)	Quelle ist mit einem 3,5 m tiefen Schacht bei einem Felsen gefasst.		Dierich (1993)

Tab. 70.
Anmerkungen zu den genutzten Quellen von Münster (Quellwasserbezirk Lipperheide).

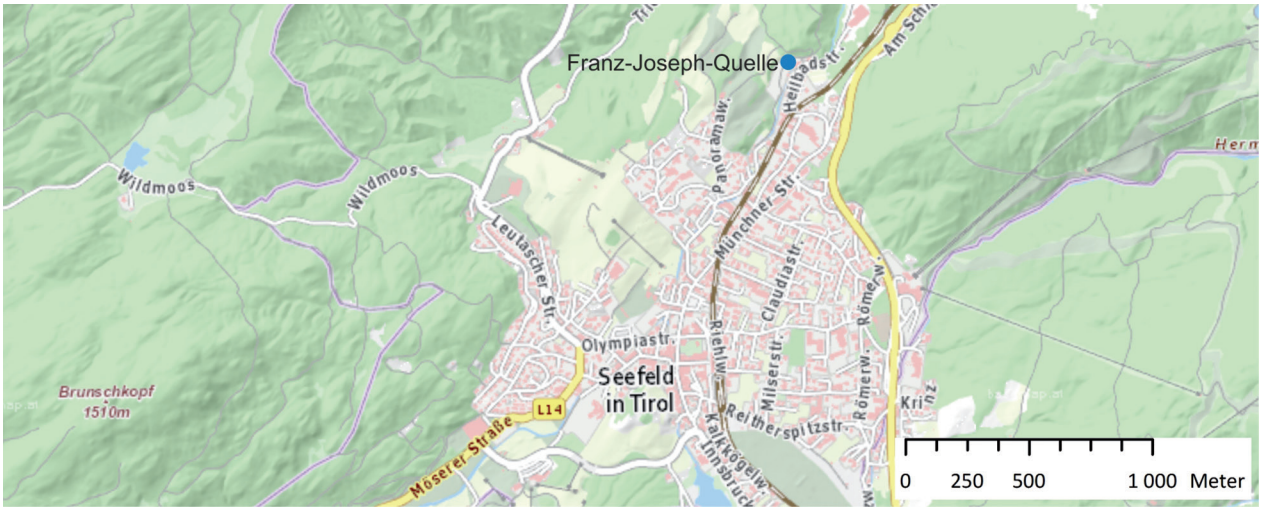


Abb. 170.
Lage der Erschließung von Seefeld in Tirol (Datenquelle: basemap.at).

8.1.6 Hall in Tirol (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Der Salzbergbau in Hall in Tirol wurde beinahe 700 Jahre betrieben, bevor er im Jahr 1967 stillgelegt wurde (Czurda, 1993c). Während der Monarchie wurde die Sole bereits für Bäder und Inhalationen verwendet und in den Jahren 1927 bis 1930 wurde ein Kurmittelhaus errichtet (Diem, 1914, 1928). Aufgrund des geringen Salzgehaltes (25 bis 35 % NaCl) wurde der Bergbau stillgelegt und es vergingen knapp 30 Jahre bis eine Nutzung für medizinische Zwecke im Jahr 1995 wieder ermöglicht wurde (Kofler, 2017). Heute wird die Sole aus dem Kaiserbergstollen (Abb. 171) transportiert und findet in einem Allergie-Ambulatorium Anwendung.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Gegen Ende des Halltales befinden sich zahlreiche Stollen des ehemaligen Salzbergwerks (Abb. 172). Die Salzführung ist wie bei den Lagerstätten im Salzkammergut an das Haselgebirge (Oberperm) gebunden und die Salzgewinnung erfolgte früher per Auslaugung. Nach Deetjen (1995) tritt in 1.458 m Seehöhe aus dem im Jahr 1563 angeschlagenen Kaiserbergstollen hochmineralisiertes Solenwasser aus. Dieses wird seit der Revitalisierung genutzt. Deetjen (1995) führte zwei hydrochemische Analysen an, die sich hinsichtlich ihrer Feststoffsumme etwas differenzieren (262 bzw. 206 g/l) (Tab. 122, Teil 2). Beide Proben wurden nach ca. 150 m im Stollen genommen, eine aus einem PVC-Rohr und die weitere aus einem Gussrohr.

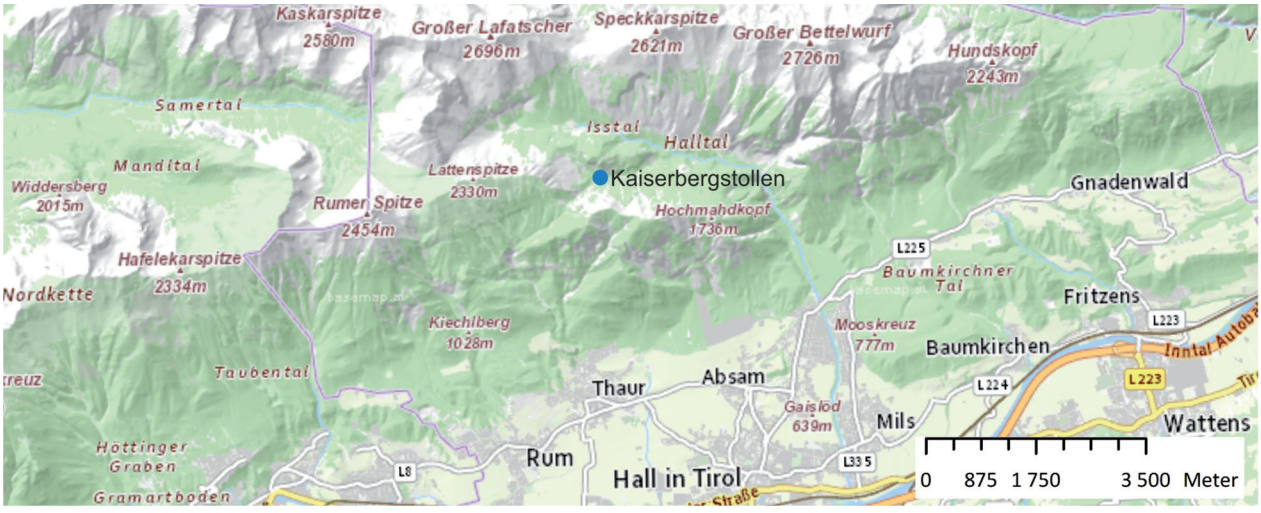


Abb. 171.
Lage der Erschließung von Hall in Tirol (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 172.
Probenahme im Salzbergwerk von Hall in Tirol durch Gerhard Schubert und Philipp Legerer (Foto: Philipp Legerer).

8.1.7 Breitenwang (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Quellwasser der Sulfatquelle Kreckelmoos (Abb. 173) soll bereits im 13. Jahrhundert für Trink- und Badekuren verwendet worden sein (Deetjen, 1999). Ab ca. 1800 ist ein Kurbetrieb dokumentiert und von 1926 bis 1968 wurde das Gebäude des Bades als Krankenhaus genutzt. Seit 2003 besteht für die Sulfatquelle Kreckelmoos eine Anerkennung als Heilvorkommen und die wasserrechtliche Bewilligung ist auf 2,05 l/s festgelegt worden. Gegenwärtig findet keine Nutzung statt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im östlichen Randbereich des Reuttener Talkessels befindet sich die Sulfatquelle Kreckelmoos, die als Schichtquelle an einem nach Westen abfallenden Hang entspringt. Das Einzugsgebiet dürfte nach Deetjen (1999) die Nord- und Westflanke des Zunderkopfes umfassen, wo vorwiegend Hauptdolomit der Lechtal-Decke auftritt (Kreuss, 2009). An der Basis ist die Raibl-Gruppe zu erwarten, auf welche die hohe Sulfat-Konzentration (1.273,54 mg/l) im Quellwasser auf Gips zurückgeführt werden kann (Tab. 122, Teil 2). Die Quelle weist sechs Quelläste auf, die in einem Sammelschacht gefasst sind. Diese Quelläste weisen unterschiedlich große Schüttungs- und Leitfähigkeitsschwanken auf. Die Anerkennung als Heilvorkommen bezieht sich hierbei nur auf die Zuläufe 4 und 6, da diese konstantere Werte zeigen. Oberhalb der Quellfassung treten außerdem Dolinen im Gips auf und es wurden Maßnahmen gesetzt, um eine Beeinflussung durch Oberflächenwässer auf die Quelle zu minimieren. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2.130 mg/l (Tab. 122, Teil 2).

8.1.8 Grins (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Wildbadquelle von Grins (Abb. 174) wird schon seit dem Mittelalter für Badezwecke genutzt, obwohl sie zeitweise verschüttet wurde (Diem, 1928). Zudem wurde im Jahr 1736 erstmals ein ausführliches Gutachten durch die Innsbrucker Medizinische Fakultät durchgeführt (Scheminzky & Zeitlinger, 1973). Bereits im Jahr 1952 existierte ein erstes Kurhaus, doch dürfte die relativ unzugängliche Lage des Vorkommens die Entwicklung der Nutzung erschwert haben. Im Jahr 1971 wurde die Wildbadquelle als Wildbadquelle 1 neu gefasst und 1982 erfolgte die Anerkennung als Heilwasser. In den Jahren 2003 und 2005 wurden zudem nahegelegene Versuchsbohrungen zur Erschließung von höher temperiertem Thermalwasser abgeteuft. Die ers-

Abb. 173.
Lage der Erschließung von Breitenwang (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 174.
Lage der Erschließung von Grins (Datenquelle: basemap.at).

te Bohrung missglückte aufgrund technischer Probleme, doch die zweite Bohrung (Tiefbohrung) erwies sich als erfolgreich. Sie wird jedoch noch nicht genutzt. Bei der Wildbadquelle findet eine balneologische Nutzung statt. Der Gesamtkonsens für alle Erschließungen beträgt 5 l/s.

Hydrogeologie und Hydrochemie

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 tektonisch 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. Eine Zirkulation der Wässer in den Rauwacken 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. 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 1 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 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 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.

Hydrochemisch handelt es sich bei den austretenden Wässern um einen subthermalen Magnesium-Calcium-Sulfat-Typ. Die Feststoffsumme beträgt bei der Tiefbohrung ca. 2.200 mg/l und bei der Wildbadquelle 1 rund 1.800 mg/l. Prinzipiell ist bei der Wildbadquelle 1 eine Beimischung von oberflächennahen Wässern anzunehmen. Bezüglich der Spurenstoffe sind erhöhte Arsengehalte bis 100 µg/l (Tiefbohrung) erwähnenswert (Tab. 122, Teil 2).

Abb. 175.
Lage der Erschließung von Prutz (Datenquelle: basemap.at).

8.2 Oberes Inntal

8.2.1 **Prutz** (eH)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Informationen der Gemeinde wurde der Sauerbrunnen von Prutz im Ortsbereich Entbruck um 1750 in einer mittlerweile verschlossenen Felshöhle gefasst und öffentlich zugänglich gemacht (Abb. 175). Im Laufe der Zeit erfolgten mehrere Neufassungen und im Jahr 2016 wurde eine neue Anlage eröffnet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Sauerbrunn von Prutz (Abb. 176) entspringt einer Steilstufe am linken Ufer des Inn, bei der es sich um Ladiser Quarzit („Permoskyth"; Untertrias) handelt (Abb. 177). Dieser ist der Zone von Prutz-Ramosch (Mittlere Penninische Decken) zuzuordnen. Nach Gruber et al. (2010) handelt es sich bei dem Gestein um massig bis grob gebankten Quarzit bzw. eine Folge von metamorphem Quarzsandstein und Quarzkonglomerat. Lokal können rötliche Gerölle auftreten. Hydrochemisch weist das Quellwasser einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.100 mg/l auf. Der Gehalt an freiem Kohlenstoffdioxid liegt bei ca. 1.800 mg/l und es ist ein störungsbedingter Aufstieg des Gases anzunehmen. Bedingt durch das saure Milieu sind die Konzentrationen von Eisen (0,65 mg/l) und Mangan (1,13 mg/l) deutlich erhöht (Tab. 123, Teil 2). Der Schwefel-34-Gehalt beträgt +20,9 ‰. Zudem plotten die Werte von Sauerstoff-18 (-12,6 ‰) und Deuterium (-95,9 ‰) auf der Niederschlagsgeraden (Tab. 125, Teil 2).

Abb. 176.
Öffentliche Entnahmemöglichkeit beim Prutzer Sauerbrunn (Foto: Daniel Elster).

8.2.2 **Obladis und Ladis** (H, eH)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

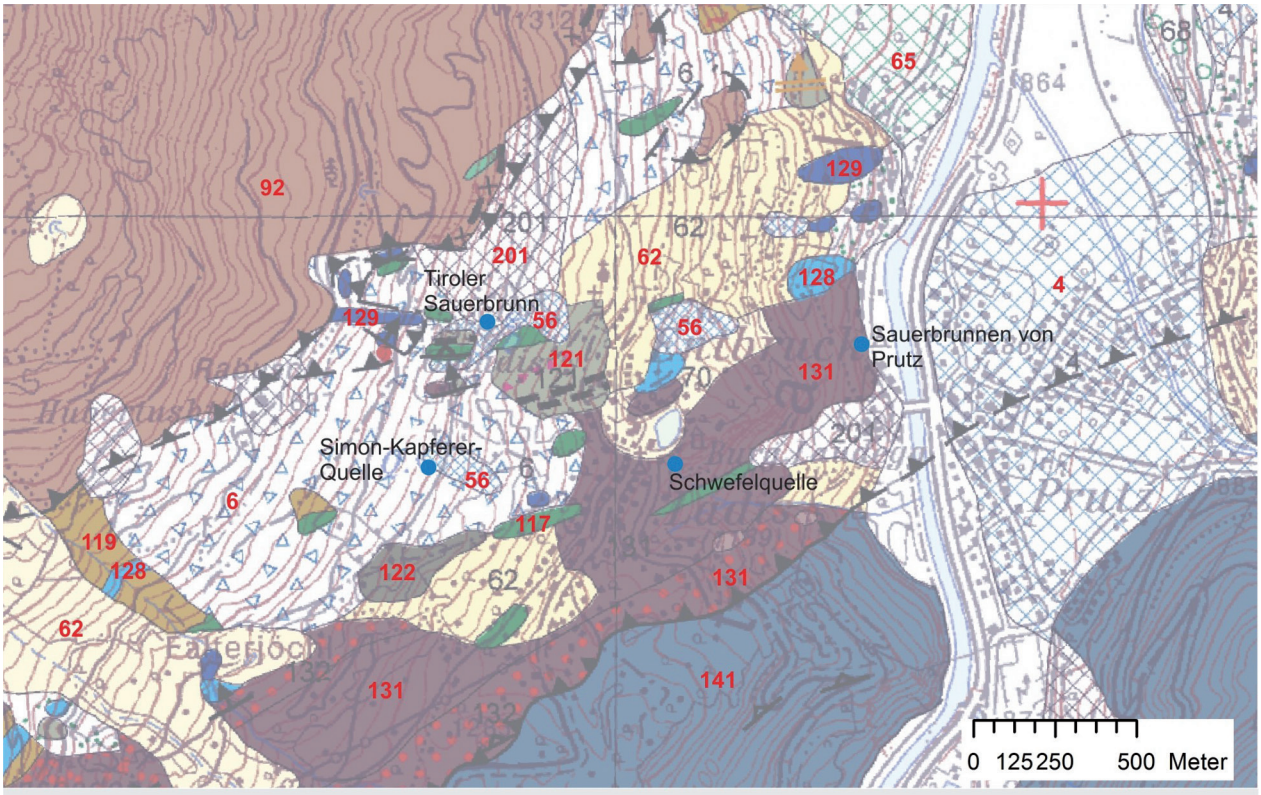
Der Tiroler Sauerbrunn (Abb. 178) wurde erstmals im 13. Jahrhundert erwähnt. Bereits Diem (1914) erwähnt die Nutzung für Trink- und Badekuren sowie die Abfüllung und den Versand des Wassers. Laut Angaben des Betreibers beträgt die Ergiebigkeit ca. 1,5 l/min.

Die rund 500 m südwestlich gelegene Simon-Kapferer-Quelle (Abb. 178) wurde 1825 entdeckt (Czurda, 1993d). Sie ist heute gefasst und frei zugänglich.

Die schwache Schwefelquelle von Ladis (Abb. 178) wurde 1929 gefasst und 1949 wurde das Hotelbad Ladis ausgebaut (Czurda, 1993d). Heute besteht keine Nutzung des Quellwassers.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Der Tiroler Sauerbrunn und die Simon-Kapferer-Quelle befinden sich nahe der Überschiebungsbahn von Silvretta-Kristallin (lokal Biotitplagioklasgneise) und dem



Quartär
4 Schwemmkegel, Schwemmfächer
6 Blockwerk
56 Kalksinter
62 Jüngere Grundmoräne des Inntalgletschers
65 Schwemmfächer und Murschuttkegel
201 Hangschutt und Schuttkegel

Silvretta Kristallin
92 Zweiglimmeriger Schiefergneis (Biotitplagioklasgneis)

Mittlere Penninische Decken
(Fimberzone und Zone von Prutz-Ramosch)
117 Ophiolith
119 Höherer Flyschschiefer (Oberkreide–Paläogen)
121 Grauer Kalkschiefer
122 Graue kalkige Bündnerschiefer
128 Kalk
129 Dolomit, dolomitischer Kalk
131 Ladiser Quarzit („Permoskyth")
132 paläozoischer Quarzphyllit

Untere Penninische Decken
(Pfundser Zone und Zone von Roz-Champatsch-Pezid)
141 Grauer Bündnerschiefer (Jura–Unterkreide)

Abb. 177.
Geologischer Überblick im Raum Ladis–Obladis–Prutz. Geologie: Kreuss (2011a).

Unterengadiner Fenster (Penninikum) (Kreuss, 2011a) (Abb. 177). Die Ausgangsgesteine sind bei dem Tiroler Sauerbrunn durch Gehängeschutt bzw. bei der Simon-Kapferer-Quelle durch Blockwerk verdeckt (Czurda, 1993d). Lithologisch treten nach der geologischen Karte in der nahen Umgebung auch Ophiolithe, graue Kalkschiefer und Dolomite auf (Kreuss, 2011a). Krainer et al. (1988) führen zudem an, dass lokal auch Gips führende Gesteine als Linseneinschaltungen vorliegen. Auf diese könnten die hohen Sulfat-Konzentrationen (1.162 mg/l bei der Simon-Kapferer-Quelle) zurückgeführt werden (Tab. 123, Teil 2). Außerdem führen die Autoren an, dass die genannte Überschiebungsbahn über weite Strecken durch eine „Pyritimprägnation" begleitet wird. Es sei angemerkt, dass der Schwefel-34-Wert bei +13,8 ‰ liegt. Sauerstoff-18 (-14,2 ‰) und Deuterium (-106,8 ‰) plotten auf der Niederschlagsgeraden und Tritium (5,1 TU) wurde nachgewiesen (Tab. 125, Teil 2).

Der Ursprung des Tiroler Sauerbrunns befindet sich in der sogenannten „Tuffgrotte" unterhalb eines Gebäudes und ist mit einem Kunststoffbehälter gefasst (Jenewein, 2016). Das Quellwasser wir zu einem Sammelbehälter und auch zu einem frei zugänglichen Trinkbrunnen geleitet. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2,2 g/l. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an frei aufsteigendem Kohlenstoffdioxid (1.520 mg/l) (Tab. 123, Teil 2).

Die Simon-Kapferer-Quelle (Abb. 179) zeigt hydrochemisch einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 2,3 g/l. Auffällig ist die Kombination von einem erhöhten Schwefelgehalt (0,15 mg/l H_2S bzw. deutlicher Schwefelgeruch) und ca. 260 mg/l an freiem Kohlenstoffdioxid. Außerdem sind erhöhte Konzentrationen

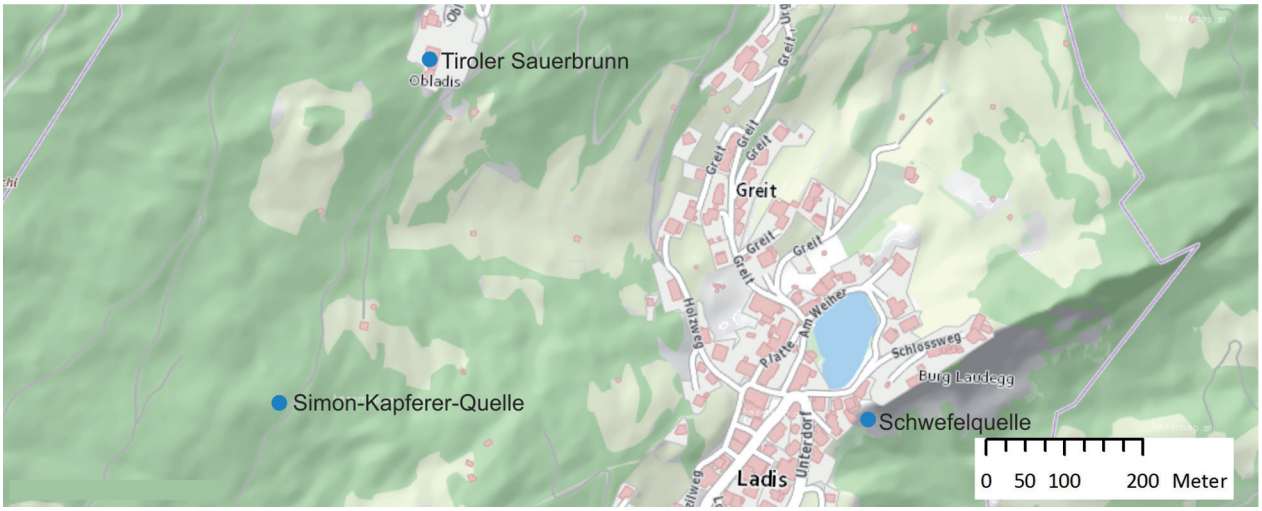


Abb. 178.
Lage der Erschließungen in Obladis und Ladis (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 179.
Hydrochemische Beprobung der Simon-Kapferer-Quelle durch Gerhard Schubert und Daniel Elster (Foto: Philipp Legerer).

von Eisen (0,78 mg/l, rostbraune Ausfällungen im Gerinne), Fluorid (2,4 mg/l) und Arsen (69,1 µg/l) zu nennen (Tab. 123, Teil 2).

Im Bereich des Schlossteiches von Ladis tritt wie bei Prutz Ladiser Quarzit auf (Abb. 177). Die Schwefelquelle entspringt unterhalb des Schlossweges bzw. nahe dem Abfluss vom Schlossteich. Trotz Schwefelspuren dürfte der Mindestwert für eine Anerkennung von zweiwertigem Schwefel nicht vorliegen. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 484 mg/l (Tab. 123, Teil 2).

8.3 Ötztal

8.3.1 **Umhausen** (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die radonhaltigen Wässer werden in einem im Jahr 2011 eröffneten Kurbetrieb für die balneotherapeutische Nutzung verwendet. Für die Bohrungen KBU 2 und EB 1 (Abb. 180) besteht ein Gesamtkonsens von 5 l/s (100 m^3/Tag; 36.500 m^3/Jahr). Zudem ist KBU 2 seit 2007 und EB 1 seit 2010 als Heilvorkommen anerkannt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die erhöhten Radon-Konzentrationen in Gebäuden von Umhausen sind mit dem bekannten Bergsturz von Köfels zu assoziieren (Purtscheller et al., 1997). Bei diesem holozänen Bergsturz handelt es sich um die größte Massenbewegung im Kristallin der Alpen (Prager et al., 2009). Die Hauptmasse der Felsgleitung bilden Orthogneise (Abb. 181) und bedingt durch den Aufprall auf den Gegenhang kam es zu einer starken inneren Zerrüttung bzw. Zertrümmerung des Gesteins bis in den Subkornbereich (Purtscheller et al., 1997). Von der Radon-Anomalie sind jene Bereiche von Umhausen betroffen, die sich auf dem Schwemmfächer der Ötztaler Ache befinden. Dieser besteht aus umgelagertem Bergsturzmaterial und weist nur durchschnittliche Gehalte von Uran und Radium auf. Die Radon-Anomalie ist hingegen auf die große Oberfläche des Materials (aktive Kornoberfläche und Porosität) und die resultierende Emanationskraft zurückzuführen.

Durch die Abteufung von sechs bis zu 100 m tiefen Bohrungen wurde im Becken von Umhausen im Teufenbereich von 30 bis 70 m ein ergiebiger Grundwasserkörper mit einer Durchflussrate von rund 400 l/s festgestellt (Deetjen, 2006b). Dessen Radongehalt liegt

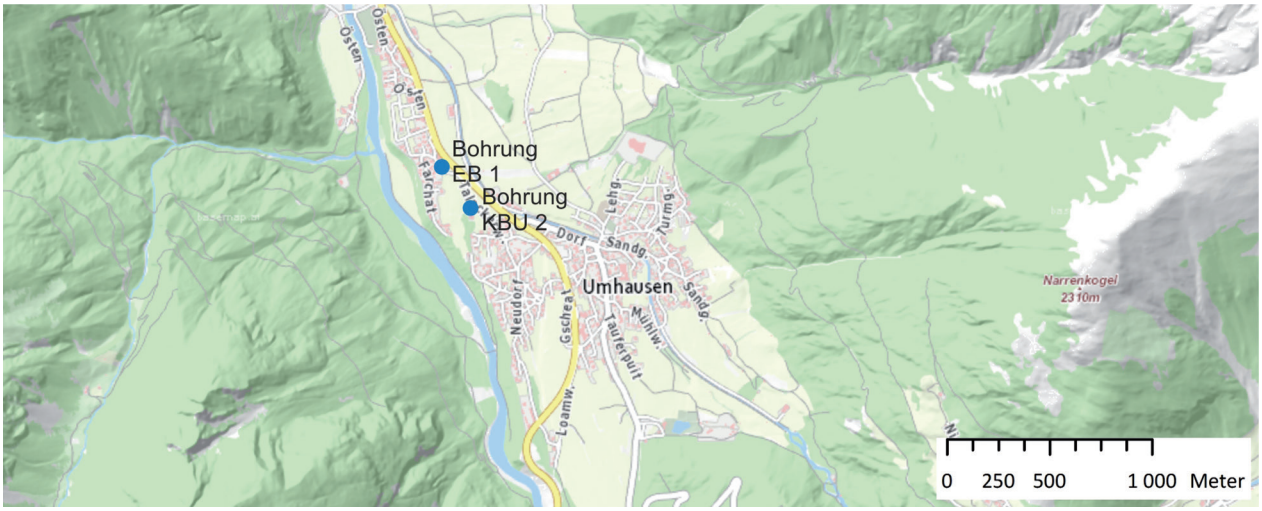
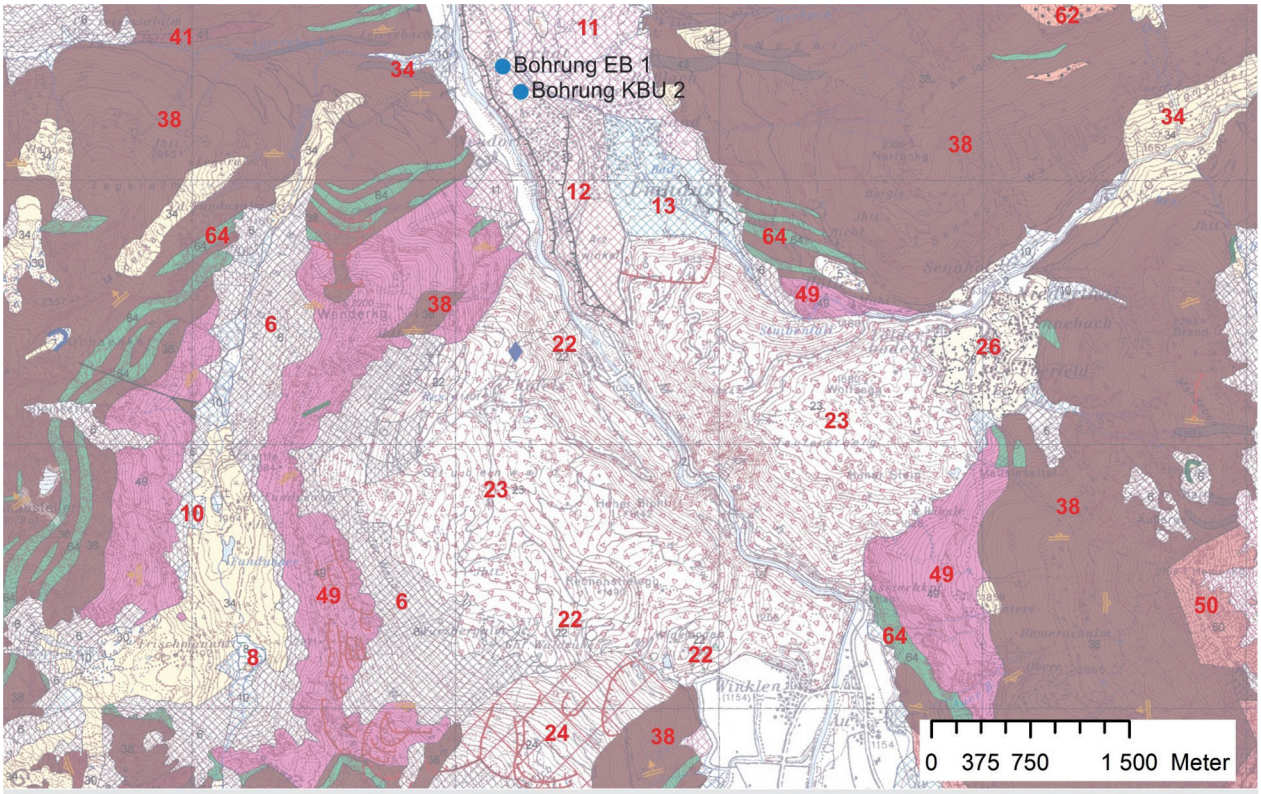


Abb. 180.
Lage der Erschließungen in Umhausen (Datenquelle: basemap.at).



Quartär
6 Schuttfächer, Schuttkegel
8 Vernässung
10 Schwemmkegel, Schwemmfächer
11 Schwemmfächer, Murschuttkegel
12 Schwemmfächer der Ötztaler Ache
13 Schwemmfächer des Harlachbaches
22 Bergsturzablagerung aus Paragneis
23 Bergsturzablagerung aus Orthogneis
24 Tiefgründige Massenbewegung von Lehnstrich (Blockmasse)
26 verschwemmte Moräne
34 Moräne der Seitentalgletscher

Ötztal-Bundschuh-Deckensystem
38 Biotit-Plagioklas-Gneis und Gneisglimmerschiefer
41 Feinkörnige Biotitschiefer
43 Quarzit
49 Zweiglimmeriger Augen- u. Flasergneis
50 Migmatit
62 Granodioritgneis
64 Amphibolite und Hornblendeschiefer

Abb. 181.
Geologischer Überblick im Raum Umhausen mit Fokus auf den Bergsturz von Köfels. Geologie: Kreuss (2011b).

durchschnittlich bei über 300 Bq/l und bei der heute als Heilvorkommen anerkannten Bohrung KBU 2 wurden die höchsten Konzentrationen gemessen. Auf Basis von geophysikalischen Untersuchungen ist die Beckenbasis bei der Bohrung bei rund 300 m unter GOK zu erwarten (Mostler, 2009).

Die Bohrung KBU 2 wurde bis auf 100 m niedergebracht und erreichte den tiefer gelegenen Bereich des Schwemmfächers der Ötztaler Ache (Mostler, 2009). Das angetroffene Material bestand vorwiegend aus Blockwerk mit grobkiesigen bis sandigen Wechsellagerungen. Geringmächtige sandig bis siltige Einschaltungen traten nur untergeordnet auf. Mostler (2009) führt vierstündige Pumpversuche aus dem Jahr 2000 an, bei denen ein kf-Wert von 1,04 x 10^{-4} m/s bestimmt wurde. Die Pumpraten lagen hierbei zwischen 0,4 und 5 l/s.

Die Bohrung EB 1 wurde hingegen nur auf 50 m abgeteuft (Mostler, 2009).

Hydrochemisch weisen die Wässer einen Calcium-Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat/Sulfat-Typ und akratische Feststoffsummen (KBU 2: 102,93 mg/l; EB 1: 108,40 mg/l) auf (Tab. 123, Teil 2). Charakteristisch sind die erhöhten Radonwerte, so gibt Deetjen (2006b) für KBU 2 einen Mittelwert von 821 Bq/l (658 bis 1.227 Bq/l) an. Bei EB 1 sind die Konzentrationen mit Werten um 450 Bq/l deutlich niedriger. Bezüglich der Verweilzeit nimmt Mostler (2009) auf Basis von Umweltisotopen ein Alter von 15 Jahren an. Für Sauerstoff-18 sind Werte von -13,43 bis -13,74 ‰ anzuführen (Tab. 125, Teil 2).

8.3.2 Längenfeld (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Existenz von schwefelhaltigen, aber schwach temperierten Quellen im Bereich der heutigen Tiefbohrungen ist schon seit langer Zeit bekannt. Beispielsweise führt Diem (1928) ein seit Jahrhunderten genutztes Bauernbad an, das 1880 umgebaut wurde. Im Jahr 1893 wurde das Kurbad Längenfeld eröffnet und der Kurbetrieb blieb bis 1970 aufrecht. Da aber der Schwefelgehalt zurückging (< 1 mg/kg) und die genutzte Schwefelquelle 1 zeitweise versiegte, musste der Betrieb geschlossen werden (Deetjen & Job-Egger, 1995). Um an die Tradition des ehemaligen Kurbetriebes anzuschließen, wurde nach der Niederbringung von zwei Versuchsbohrungen (20 und 120 m Tiefe) in den 1980er Jahren die Tiefbohrung Thermal 1 im Jahr 1992 im Quellgebiet der alten Schwefelquelle abgeteuft (Abb. 182). Da sich die Ergiebigkeit der Bohrung als zu gering erwies, folgte 1997 die Niederbringung von Thermal 2. Nach der raschen Anerkennung als Heilquelle wurde das Thermalwasser für ein kleines Schwimmbad verwendet. Die Thermenanlage besteht seit 2004.

Für die Tiefbrunnen Längenfeld Thermal 1 und 2 bestehen folgende wasserrechtliche Bewilligungen: Thermal 2 dürfen maximal 6 l/s und im Mittel 3,06 l/s bzw. 155 m^3/Tag entnommen werden und Thermal 1 im Normalbetrieb 0,2 l/s sowie im Falle einer Revision von Thermal 2 0,85 l/s. Bei Thermal 1 wird gegenwärtig artesisch gespanntes Thermalwasser entnommen und für ein Freibecken verwendet. Aus Thermal 2 wird ebenfalls ausschließlich artesisch gespanntes Thermalwasser für die Thermenanlage von Längenfeld gefördert.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Etwa 1 km südlich der Kirche von Oberlängenfeld sind am Fuß des Talhanges des Gamskogels mehrere schwefelhaltige Quellaustritte dokumentiert, die nur leicht erhöhte Temperaturen und Leitfähigkeiten von weniger als 200 µS/cm aufweisen (Mostler, 2000). Das Kristallin im Untergrund bilden Gesteine des Ötztal-Kristallins.

Nahe den Quellen wurden Längenfeld Thermal 1 und 2 in einem Abstand von ca. 100 m abgeteuft. Nach Mostler (1995) sind die kristallinen Gesteine in diesem Be-

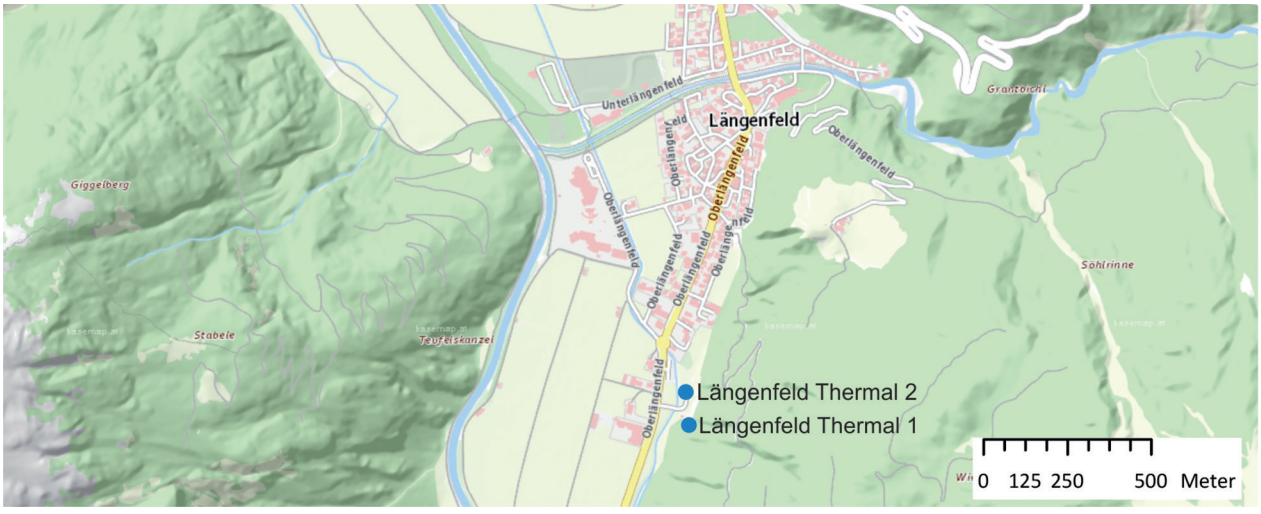


Abb. 182.
Lage der Erschließungen von Längenfeld (Datenquelle: basemap.at).

reich durch sprödtektonische Vorgänge stark beansprucht worden und aufgrund von Zonen mit starker Zerrüttung (Kataklasezonen) kommt es zum Aufstieg von Tiefengrundwässern.

Die abgelenkte Tiefbohrung Thermal 2 wurde bis auf eine Endteufe von 1.865 m MD (1.800 m TVD) niedergebracht (Kriegl & Goldbrunner, 1998). Hierbei konnte 67° C warmes Wasser erschlossen werden, das mit 2 bis 3 l/s artesisch überlief. Im Zuge der Bohrarbeiten wurde die Quartär/Kristallin-Grenze bei 47,5 m angetroffen, im Liegenden folgen als Hauptgesteinstypen Eklogite, Amphibolite und Glimmerschiefer. Bis 525 m unter GOK herrschen vorwiegend Eklogite vor, darunter folgen Glimmerschiefer bis 840 m. Ab 840 m bis zur Endteufe dominieren hauptsächlich amphibolitische Gesteine. Zahlreiche Teufenbereiche mit sprödtektonischer Beanspruchung erwiesen sich als wasserführend, wobei insbesondere der Bereich 990 bis 1.002 m hervorzuheben ist, der als besonders wasserführend eingeschätzt wurde. In dieser tektonisch stark beanspruchten Zone tritt ein lithologischer Wechsel von Biotit führenden Amphiboliten zu biotitfreien Amphiboliten auf (Mostler, 2000). Zu Thermalwasserzuflüssen kommt es ausschließlich innerhalb der Eklogit- und Amphiboliteinheiten, in Abschnitten mit Glimmerschiefern fanden keine Zuflüsse statt, obwohl es ebenfalls Brucherscheinungen gibt. Die Netto-Aquifermächtigkeit beträgt innerhalb des offenen Bohrlochabschnittes (811 m bis zur Endteufe) rund 60 m. Es ist anzumerken, dass in oberen Bereichen der Tiefbohrung ebenfalls Wasserzutritte festgestellt wurden. Diese Abschnitte sind aufgrund der Zementierung (Ausbau der Bohrung) nicht relevant. Die Auswertung eines rund zweimonatigen Langzeitpumpversuches ergab eine Transmissivität von $3{,}6 \times 10^{-6}$ m²/s sowie einen kf-Wert von 6×10^{-8} m/s (Kriegl et al., 1998). Bei diesem Test wurde bei einer Förderrate von 4,56 l/s eine Absenkung von 496 m unter GOK nachgewiesen. Der geothermische Gradient beträgt nach Mostler (2000) 1° C pro 29,5 m. Bei der Endteufe konnte außerdem eine Temperatur von 65,5° C gemessen werden, doch das Temperaturmaximum von 69,7° C wurde im Abschnitt 1.810 bis 1.820 m festgestellt.

Bei der bis auf 943,9 m (927,03 m TVD) abgeteuften Tiefbohrung Thermal 1 findet der für die Thermalwasserförderung relevante Hauptzufluss innerhalb der Bereiche 615,0 bis 625,0 m und 760,0 bis 770,0 m statt (Goldbrunner, 2012). Die Förderung erfolgt aus einem bis 480,0 m eingebauten Polypropylen-Steigrohr, die Filterrohre befinden sich zwischen 120,0 bis 943,0 m unter GOK. Der artesische Überlauf beträgt rund 0,6 bis 0,7 l/s und die Wassertemperatur liegt bei ca. 28,5° C. Beweissicherungsmessungen an Thermal 1, die im Zuge des Langzeitpumpversuches bei Thermal 2 durchgeführt wurden, ergaben, dass es zu einem Rückgang von Schüttung und Temperatur kommt (Kriegl et al., 1998).

Mostler (2000) beschreibt die NNW–SSE streichende und 75° ENE einfallende Störung, die im Haupttal verläuft, als westliche Grenze des Einzugsgebietes. Im Norden dürfte die senkrecht zum Haupttal verlaufende Störung des Fischbaches die Grenze bilden. Da die schwefelreichen Quellaustritte bei der Amberger Hütte ebenfalls diesem Kluftgrundwassersystem zuzuordnen sind und Sauerstoff-18-Analysen auf ein hochgelegenes Einzugsgebiet hinweisen, dürfte sich die Ostgrenze bei dem Grenzkamm gegen das Stubaital befinden. Die Südgrenze scheint die Mühlrinnen-Störung zu bilden.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern von beiden Tiefbohrungen um einen sehr ähnlichen akratischen Natrium-Chlorid-Sulfat-Typ (Tab. 124, Teil 2). Thermal 1 weist aber eine geringere Temperatur und Feststoffsumme auf. Besonders wichtig ist für die Gesamtcharakterisierung der Anteil an zweiwertigem Schwefel (S^{2-}). Dieser beträgt rund 4 bis 5 mg/l und stammt nach Mostler (2000) von der Reduktion des aus Pyritvererzungen freigesetzten und im Wasser gelösten Sulfats. Hierbei ist zu erwähnen, dass Pyrit im Bohrklein (Amphibolite und Eklogite) makroskopisch nachgewiesen werden konnte. Bemerkenswert sind außerdem die hohe Alkalität und der hohe Fluoridgehalt (ca. 7 mg/l) der Wässer. Die Analysen der stabilen Umweltisotope Deuterium (Thermal 2: -108,9 ‰; Thermal 1: -109,1 ‰) und Sauerstoff-18 (Thermal 2: -14,68 ‰; Thermal 1: -14,86 ‰) weisen bei den Tiefbohrungen auf ein hochalpines Einzugsgebiet hin (Tab. 125, Teil 2). Bei Thermal 2 konnte Tritium erwartungsgemäß nicht nachgewiesen werden und es wurde ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 2.000 bis 3.000 Jahren bestimmt. Bezüglich der frei aufsteigenden Gase ist eine Analyse für Thermal 1 aus dem Jahr 1993 zu erwähnen. Demnach besteht das Gas zu 78,6 Vol.-% aus Stickstoff und zu 18 Vol.-% aus Kohlenstoffdioxid (Deetjen & Jobegger, 1995).

8.4 Tuxertal

8.4.1 **Hintertux** (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Thermalquellen von Hintertux (Abb. 183) werden bereits seit vielen Jahrhunderten genutzt. So wurde die erste Beschreibung des „Wildenbad in Wildentux“ laut Mutschlechner von Burglechner um 1600 verfasst (Badhotel Kirchler, 2016). Seit 1847 sind die Thermalquellen im Privatbesitz einer Familie. Zudem findet das Vorkommen im Bäderbuch von 1959 (Scheminzky & Weis, 1959) Erwähnung.

Das Thermalwasser wird gegenwärtig für ein Thermalfreibad in unmittelbarer Nähe zu den Quellaustritten sowie für ein Hallenbad genutzt. Die wasserrechtliche Bewilligung entspricht der gesamten Schüttung der gefassten Quellen. Die Quelle 1 schüttet zwischen 1,34 und 6,25 l/s (Biemann, 1969). Für die Quelle 2 wird eine Schüttung von mindestens 3 l/s angegeben.

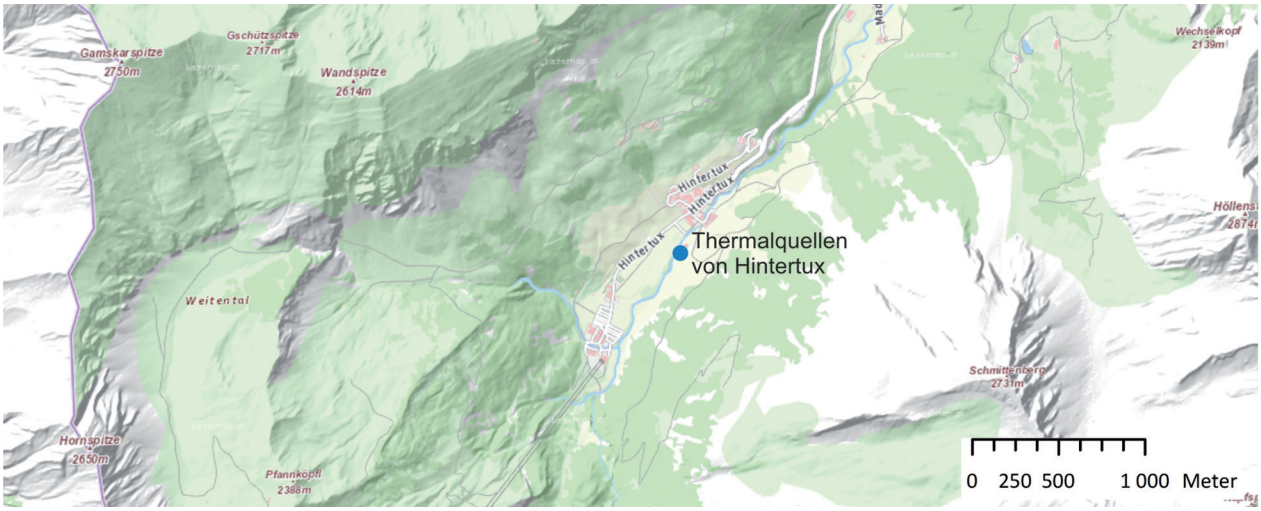


Abb. 183.
Lage der Erschließungen von Hintertux (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Thermalquellen von Hintertux befinden sich im Bereich der postvariszischen Bedeckung der Zentralgneise und des prävariszischen Kristallins (beides Subpenninikum). Insgesamt handelt es sich um 22 Quellen mit Auslauftemperaturen zwischen 11,8 und 22,2° C, die im Wiesenhang und Hangschutt austreten (Czurda, 1993e). Die Schüttung der gesamten Quellgruppe beträgt 15 bis 20 l/s (Stand 1993). In den wasserrechtlichen Bewilligungs- und Überprüfungsbescheiden von 1970 und 1986 werden für die Nutzung zwei gefasste Quellen angeführt. Dabei dürfte es sich allerdings um Fassungen von mehreren Quellaustritten handeln, da Komma & Scheminzky (zitiert nach Czurda, 1993e) im Jahr 1952 von fünf genutzten Quellaustritten (Nr. 4, 5, 6, 11 und 12) berichten. Alle Quellaustritte befinden sich orografisch rechts des Tuxerbaches und mindestens 5 m über dem Bachniveau. Das Quellwasser wurde in von Schutt bedeckten, steil nach Nordnordwest einfallenden, grünlichen Chlorit- bis Serizitphylliten erschlossen. Der Geofast-Karte, Blatt 149 Lanersbach (Kreuss, 2005) zufolge, sind im Bereich der Quellen unter dem lokalen Schutt Phyllite bzw. Schiefer der Kaserer Serie (Jura bis Unterkreide) zu vermuten, die von Hochstegenkalkmarmor (Oberjura) unterlagert werden.

Es ist anzunehmen, dass die Kalkmarmore der Hochstegen-Formation (Subpenninikum) als Hauptaquifer agieren. Vermutlich handelt es sich also um ein temperiertes Karstwassersystem. Die gemessenen Urangehalte könnten auch auf den Zufluss von Kluftwässern aus permischen Metasedimenten oder den Zentralgneisen hinweisen. Somit könnte die Erwärmung sowohl auf die geothermische Tiefenstufe der Überdeckung (bis ca. 1.500 m), als auch auf in größere Tiefen zirkulierende Karstwässer zurückgeführt werden.

Die etwa 20° C warmen Thermalquellen von Hintertux weisen einen akratischen Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ auf (Tab. 124, Teil 2). Da alle Quellen denselben Chemismus zeigen, ist von einem gemeinsamen Aquifer auszugehen. Inwieweit die Beeinflussung durch kalte oberflächennahe Wässer der Grund für Quellen mit niedrigerer Temperatur ist, bleibt ungeklärt.

8.5 Brenner

8.5.1 Steinach am Brenner (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Velperquelle im Velpergraben (Abb. 184) wurde im Jahr 1936 erstmals gefasst. Mittlerweile wurde die Quellfassung erneuert und der Zugang zur Quelle neu angelegt. Es handelt sich um eine anerkannte Heilquelle und das Wasser kann frei entnommen werden.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die gefasste Velperquelle (Abb. 185) entspringt unterhalb der Straße und ist an Quarzphyllit und Hellglimmerschiefer des Ötztal-Kristallinkomplexes gebunden (Berka et al., 2014; Ramspacher & Zötl, 1993). Der geologische Aufbau ist lokal jedoch kompliziert, wie die geologische Karte von Rockenschaub & Nowotny (2009) veranschaulicht. So treten im Nahbereich bzw. im orografischen Einzugsgebiet bereits karbonatische permomesozoische Metasedimente aus dem Ötztal-Kristallinkomplex auf. Hydrochemisch handelt es sich um einem Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 330 mg/l (Tab. 124, Teil 2). Die Schüttung lag am 20. September 2016 bei 0,09 l/s. Für die Quelle ist der hohe Radongehalt charakteristisch. So wurde im Jahr 1937 ein Maximalwert von ca. 1.212 Bq/l bestimmt und der Mittelwert von Mehrfachmessungen liegt bei ca. 890 Bq/l. Am 20. September 2016 wurde eine Radonkonzentration von 691 +/- 5 Bq/l bestimmt (Tab. 125, Teil 2).

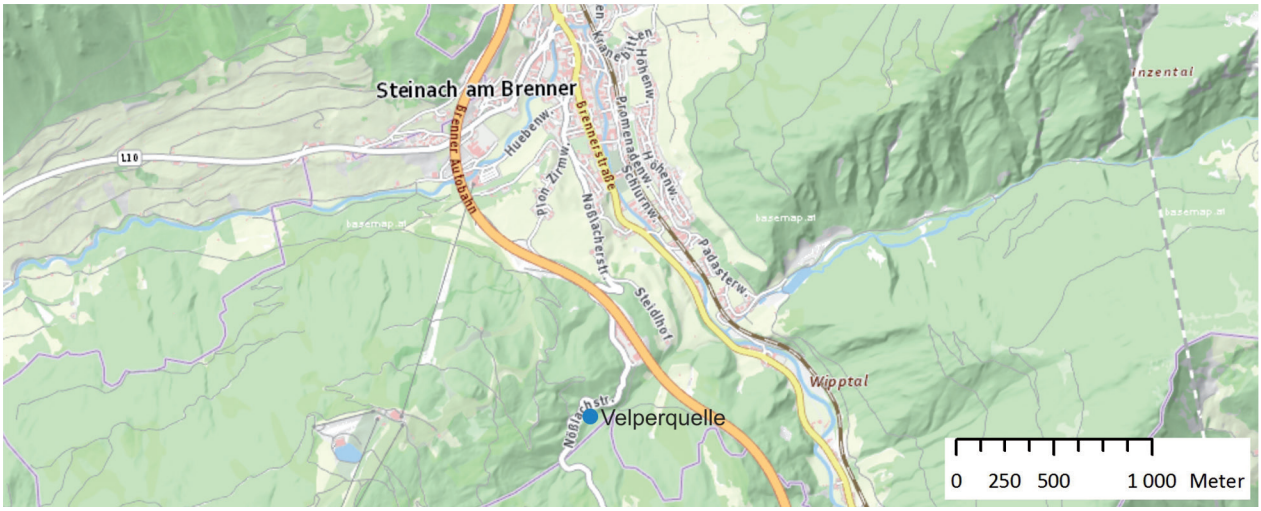


Abb. 184.
Lage der Erschließung von Steinach am Brenner (Datenquelle: basemap.at)

Abb. 185.
Öffentliche Entnahmemöglichkeit des Quellwassers der Velperquelle (Foto: Daniel Elster).

8.6 Defereggental

8.6.1 St. Jakob in Defereggen (H)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Tiefbohrung Thermal 1 (Abb. 186) wurde in den Jahren 2004 und 2005 niedergebracht (Eichinger et al., 2010). Die Anerkennung als Heilquelle erfolgte im Jahr 2011 und mittlerweile wird das Wasser abgefüllt. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge beträgt 2 l/s bzw. 200 m³/Jahr.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Tiefbohrung, in deren nächsten Umgebung natürliche Schwefelquellen vorzufinden sind, wurde im Bereich des Defereggen-Antholz-Vals-Störungssystems

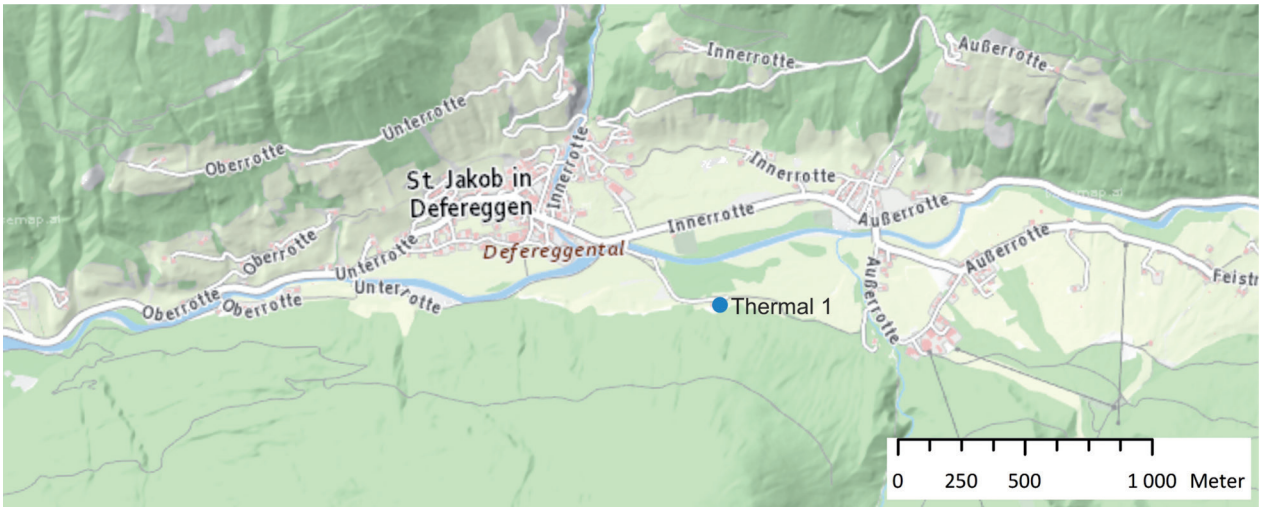


Abb. 186.
Lage der Erschließung von St. Jakob in Defereggen (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 187.
Lage der Erschließung von Abfaltersbach (Datenquelle: basemap.at).

(DAV) bis auf eine Endteufe von 1.882,0 m unter GOK abgeteuft (Eichinger et al., 2010). Während der Bohrarbeiten wurden zahlreiche Grundwasserzutritte festgestellt, doch der relevante Thermalwasseraquifer mit einer Maximaltemperatur von 61° C an der Sohle wurde von 1.825 bis 1.850 m angetroffen. Er ist an eine quarzreiche Zone in Biotitschiefern des Kristallins gebunden. Die Perforation erfasst Wasserzutritte ab 1.564 m, somit kommt es zur Beimischung von Wässern aus zwei weiteren Horizonten (1.564 bis 1.620 m und 1.670 bis 1.735 m). Bei im Jahr 2010 durchgeführten Pumpversuchen wurde ein Zufluss von 167 bis 432 l/Tag festgestellt. Der Grundwasserspiegel lag vor Beginn der ersten Pumpphase bei 200 m unter GOK und die Absenkung betrug bei variierenden Förderraten mit teilweise mehr als 1.000 l/Tag bis zu 440 m unter GOK.

Bei dem Thermalwasser handelt es sich um eine Sole mit einer Gesamtmineralisation von 19,7 g/l. Hohe Gehalte von Bromid (109 mg/l), Iodid (2,1 mg/l), Strontium (76,6 mg/l) und Lithium (11,9 mg/l) sind für das saline Tiefenwasser charakteristisch. Zudem sind erhöhte Werte von Rubidium (87 µg/l), Cäsium (43 µg/l), Uran (24 µg/l) und Vanadium (13 µg/l) erwähnenswert (Tab. 124, Teil 2). Es treten auch organische Bestandteile wie aromatische Kohlenwasserstoffe und gasförmige Kohlenwasserstoffe wie Methan auf. Dementsprechend werden die frei aufsteigenden Gase von Methan (67,8 Vol.-%) und Stickstoff (31,4 Vol.-%) dominiert. Sauerstoff-18 (-10,3 ‰) und Deuterium (-43,3 ‰) plotten nicht auf der Niederschlagsgeraden und es ist von einem sehr hohen Grundwasseralter auszugehen (Tab. 125, Teil 2).

8.7 Hochpustertal

8.7.1 **Abfaltersbach** (eH)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das Aigner Badl (Abb. 187), ein Bauernbad, wurde im Jahr 1772 errichtet (Aigner Badl, 2016). Diem (1914) erwähnte bereits die Badequelle und noch heute werden Wannenbäder angeboten. Die Schüttung beträgt ca. 0,5 l/s.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Etwas südlich von Abfaltersbach befindet sich im Bereich der Lienzer-Dolomiten-Decke die Badequelle des Aigner Badls. Nach der geologischen Karte von Kreuss (2006) treten im Bereich des Quellaustritts die Raibl-Gruppe und Abfaltersbacher Plattendolomit (gut geschichteter Dolomit mit Mergellagen und Brekzien) auf. Der hohe Sulfatgehalt (1.090 µg/l) im Quellwasser dürfte auf Gips in der Raibl-Gruppe zurückzuführen sein. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.930 mg/l (Tab. 124, Teil 2). Abschließend ist zu erwähnen, dass es sich um keinen Säuerling, wie seinerzeit von Carlé (1975) beschrieben, handelt.

9 Mineral- und Heilwässer in Vorarlberg

Im Vorarlberger Rheintal und im angrenzenden Walgau befinden sich die anerkannten Mineralwasservorkommen mit der Bohrung Pfanner IV (Hofsteigquelle) in Lauterach (Kap. 9.1.1) und dem Tiefbrunnen 3 (Quelle Sonnenberg) in Nüziders (Kap. 9.1.2).

Da für Vorarlberg kein Heilvorkommen- und Kurortegesetz besteht, sind alle relevanten Vorkommen als ehemalige Heilquellen zu betrachten. Allerdings bestand früher eine äußerst reichhaltige Bäderkultur, die vor allem von Vogt (2001) detailliert beschrieben wurde. Scheminzky & Weis (1959) und später Czurda (1993f) erwähnten, dass es sich bei einer Vielzahl der heute historischen Vorkommen um einfache akratische Quellen handelt. Diese würden im Sinne der heutigen Heilvorkommen- und Kurortegesetze keine besonderen Inhaltsstoffe aufweisen. In vielen Fällen wurde die Heilwirkung dem Schwefel und Eisen zugesprochen, doch bezüglich des Schwefels führen Scheminzky & Weis (1959) an, dass sechswertiger Sulfatschwefel offenbar des Öfteren mit zweiwertigem Schwefel gleichgesetzt wurde. Trotzdem existieren heute zahlreiche Schwefelquellen, z.B. bei Hohenems (Kap. 9.1.3), Sonntag Buchboden (Kap. 9.2.1), Schröcken (Kap. 9.2.3) und Hirschegg im Kleinwalsertal (Kap. 9.4.1).

Im Juli 2016 wurden mit Unterstützung von Gemeinden und dem Land Vorarlberg zahlreiche noch existierende Vorkommen hydrochemisch beprobt. Ein Überblick zu den Erhebungen befindet sich in Tabelle 71.

Vorkommen	Anmerkung	weiterführende Literatur
Alberschwende, Bad in Bruck	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Andelsbuch, Andelsbucher Eisensäuerling	akratisch mineralisiert, Fe (5,6 mg/l), Mn (2,1 mg/l) (Tab. 127, Teil 2)	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Andelsbuch, Pfister	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001)
Baad bei Mittelberg, Schwefelbad-Quelle und Eisen-Mineral-Quelle	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Bad Reuthe, Eisenquelle	laut Gemeinde versiegt	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Bad Röthis, Bad Jordan	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Bludenz, Bad Fohrenburg	laut Gemeinde versiegt*	Vallaster (1984)
Braz, Bad mit erdigem Mineralwasser (Butz)	einfache kalte akratische Quelle bei Lokalaugenschein	Vogt (2001)
Bregenz, Vorkloster (Mehrerau)	Besitzer nicht erreicht	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Dornbirn, Bad Haslach	einfache kalte akratische Quelle bei Lokalaugenschein	Vogt (2001)
Düns, Schwefelquelle	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001)
Egg, Oberbad	akratisch mineralisiert (Tab. 127, Teil 2)	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Feldkirch, Levner Bad	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001)
Fontanella, Bädli	versiegt, durch Lokalaugenschein bestätigt*	Vogt (2001)
Hard, Schwefelquelle	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Hittisau, Bad Hinteregg und Bad Korlen	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Hörbranz, Bad Diezlings	akratisch mineralisiert (Tab. 127, Teil 2)	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Kehlegg, Schwefelquelle	einfache kalte akratische Quelle bei Lokalaugenschein	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Krumbach, Rossbad	akratisch mineralisiert (Tab. 127, Teil 2)	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)

Vorkommen	Anmerkung	weiterführende Literatur
Laterns, akratische Quelle von Innerlaterns	akratisch mineralisiert (Tab. 127, Teil 2)	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Lingenau, Bad Hohl	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Mellau, Erdige Eisenkarbonatquelle	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Möggers, Ulrichsquelle	akratisch mineralisiert (Tab. 127, Teil 2)	
Nofels, Bad Nofels	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Nüziders, Bad Sonnenberg	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Raggal, Bad Stachelhof	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Schnifis, Schwefelquelle	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)
Schoppernau, Quelle von Hopfreben (Hinterhopfreben)	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Schwarzenberg, Ilgaquelle	akratisch mineralisiert (Tab. 127, Teil 2)	Küpper & Wiesböck (1966)
Silbertal, Heilquelle vom Silbertal	akratisch mineralisiert, Schwefelspuren (Tab. 127, Teil 2)	Vogt (2001)
Tschagguns, Tilisunabad	laut Gemeinde versiegt*	Vogt (2001)
Übersaxen, Eisenkarbonatquelle	laut Gemeinde wahrscheinlich versiegt*	Vogt (2001); Küpper & Wiesböck (1966)

Tab. 71.
Status ausgewählter ehemaliger Heilquellen in Vorarlberg. * Nicht in der Karte vermerkt.

9.1 Vorarlberger Rheintal und Walgau

9.1.1 **Lauterach** (M)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Bohrung Pfanner IV, auch bekannt als Hofsteigquelle, wurde im Jahr 2006 zum Zweck der Trinkwasserversorgung abgeteuft (Abb. 188). Im Jahr 2012 wurde die Erschließung als Mineralwasservorkommen anerkannt. Die wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge ist mit 15 l/s (845.000 m³/Jahr) festgelegt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die abgeteufte Bohrung Pfanner IV befindet sich nahe dem Zentrum von Lauterach. Der Untergrund ist lokal

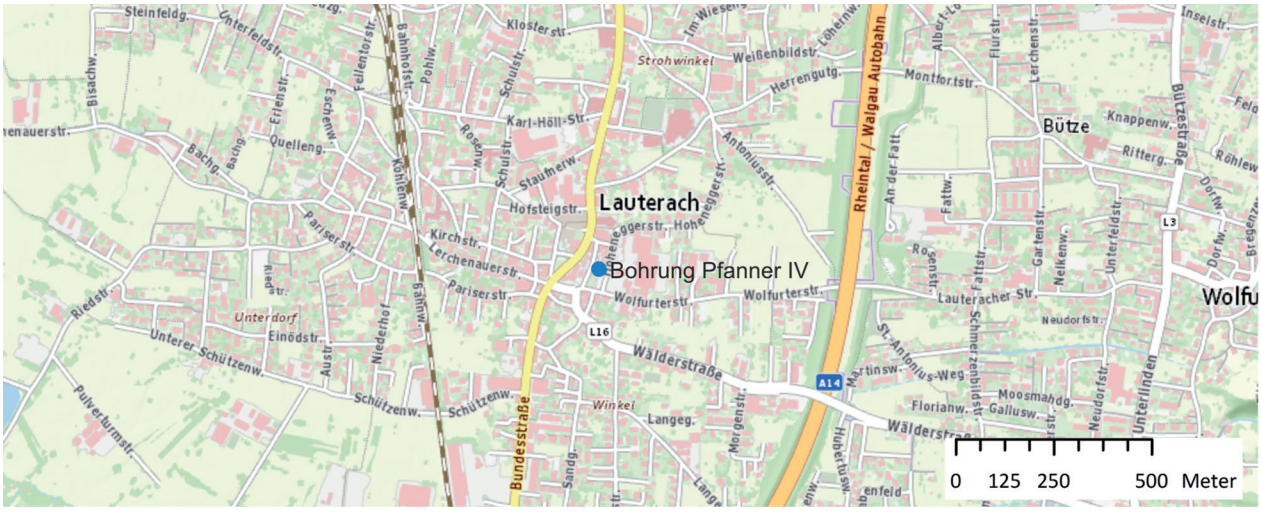


Abb. 188.
Lage der Erschließung von Lauterach (Datenquelle: basemap.at).

von mächtigen quartären Sedimenten aufgebaut, bei denen es sich vorwiegend um Wechselfolgen von kiesigen Lockersedimenten mit schluffigen Lagen handelt (Gasser, 2006, 2007; Eichinger et al., 2006). Letztere sind als Grundwasserstauer einzustufen, welche die Ausbildung von mehreren Grundwasserstockwerken verursachen. Bei der Bohrung wurde von ca. 163 bis 224 m der gut geschützte zweite Grundwasserleiter mit stark sandigen Kieslagen erschlossen. Dieser ist stark gespannt und spiegelt bis rund 6,3 m unter GOK auf. Vom ersten Grundwasserleiter ist er durch ca. 13 m mächtige Deckschichten getrennt und im Liegenden folgen tonige und mergelige Lagen, die vermutlich den Sedimenten der Molasse zuzuordnen sind. Die Bohrung wurde mit einer Filterstrecke von 172 bis 245 m unter GOK ausgebaut, wobei sie von 223 bis 235 m mit einem Vollrohr unterbrochen ist. Bei einem Pumpversuch von 4. Mai bis 8. Mai 2007 wurden 15 l/s gefördert und die Absenkung lag bei ca. 4,3 m (Gasser, 2007). Bezüglich der Permeabilität führt Gasser (2006) zudem einen Durchlässigkeitsbeiwert von 4,5 x 10^{-5} m/s und eine Transmissivität von 3,8 x 10^{-3} m^2/s an.

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 336 mg/l (Tab. 126, Teil 2). Spurenelemente liegen in keinen erwähnenswert hohen Konzentrationen vor. Einzelwerte von Sauerstoff-18 (-11,26 ‰) und Deuterium (-80,2 ‰) belegen eine meteorische Herkunft und ein höher gelegenes Einzugsgebiet (Tab. 128, Teil 2). Der Tritiumgehalt von 12,8 TU (Probenahme: 6. Juli 2006) deutet auf ein jüngeres Grundwasseralter als 50 Jahre hin und Eichinger et al. (2006) nehmen auf Basis von Isotopenuntersuchungen ein Grundwasseralter von 10 bis 25 Jahren an.

9.1.2 Nüziders (M)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

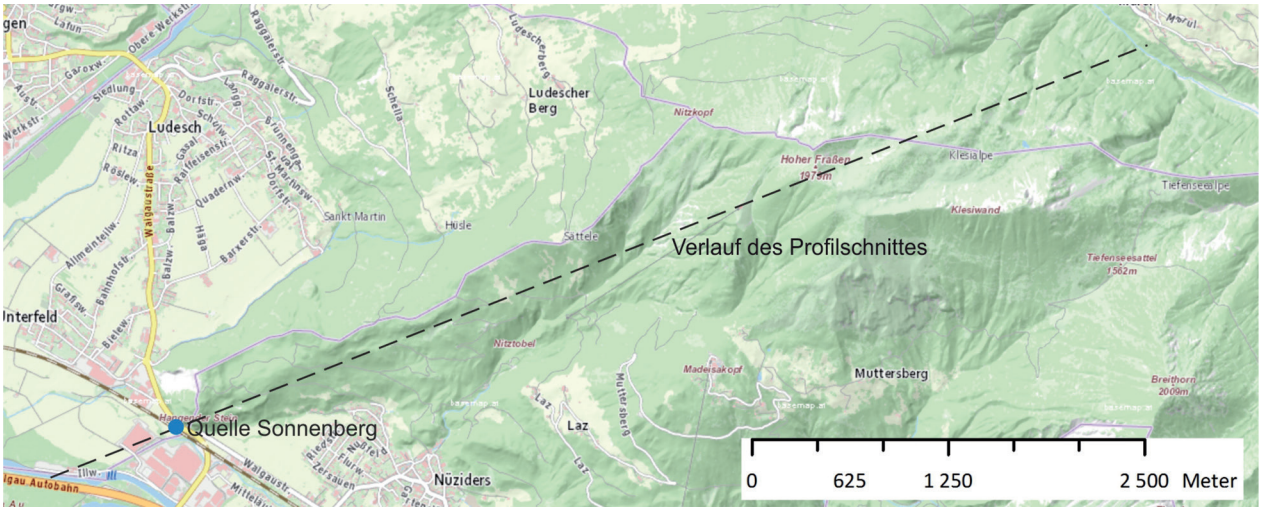
Seit 1995 werden dem Vorkommen zugehörige Grundwassererschließungen (GEOGNOS Bertle ZT GmbH, 2012) für die Wasserversorgung einer Getränkefirma genutzt. Zunächst wurden die bereits seit Anfang der 1970er Jahre bestehenden seichteren Brunnen B1 und B2 genutzt, doch bereits 1996 erfolgte die Abteufung des Tiefbrunnens 3 (TB 3). Diese als Quelle Sonnenberg bekannte Erschließung (Abb. 189) wurde 1998 als natürliches Mineralwasser anerkannt und es besteht eine wasserrechtlich bewilligte Entnahmemenge von 4,79 l/s bzw. 18 m^3/h. Drei Jahre später teufte man die Tiefbrunnen 4 (TB 4) und TB 5 ab. Für diese Erschließungen wurde mit 125 l/s (3.942.000 m^3/Jahr) eine wesentlich höhere wasserrechtlich bewilligte Gesamtentnahmemenge festgelegt.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Wasserversorgungsanlage befindet sich wenige 100 m nördlich der Ill am Fuß des Felsrückens Hängender Stein–Matona, der NE–SW verlaufend bis zum Hohen Fraßen reicht und der Lechtal-Decke (Bajuvarisches Deckensystem) zuzuordnen ist (Abb. 190). Nach Bertle (2007) handelt es sich hierbei um eine Muldenstruktur, deren Hauptmasse aus grob gebanktem und gut geschichtetem Hauptdolomit besteht. Dieser weist eine große tektonische Beanspruchung und Verkarstung auf. Als weitere Schichtglieder sind Einheiten der Raibl-Gruppe, Kössen-Formation, „Oberrhätkalk“ und „Lias-Hornsteinkalk“ zu nennen. Im Liegenden sind Penninische Decken zu erwarten.

Am Westende fällt der Felsrücken steil unter die Talebene zur ca. 250 m tiefen Felssohle des Walgaus ab (Bertle, 2007). Die Talfüllung besteht hier vorwiegend aus grobkörnigen Talalluvionen, die einen bedeutenden Talgrundwasserkörper bilden (geschützter Talgrundwasserkörper Tschalenga-Au bis Untere Lutz). Im Bereich des Vorkommens herrschen allerdings besondere Bedingungen, da das Talgrundwasser von einem Bergwasserstrom mit einem Durchsatz von ca. 3,5 Mio. m^3 pro Jahr aus dem beschriebenen Hauptdolomitkörper ali-

Abb. 189.
Lage der Erschließung von Nüziders (Datenquelle: basemap.at).



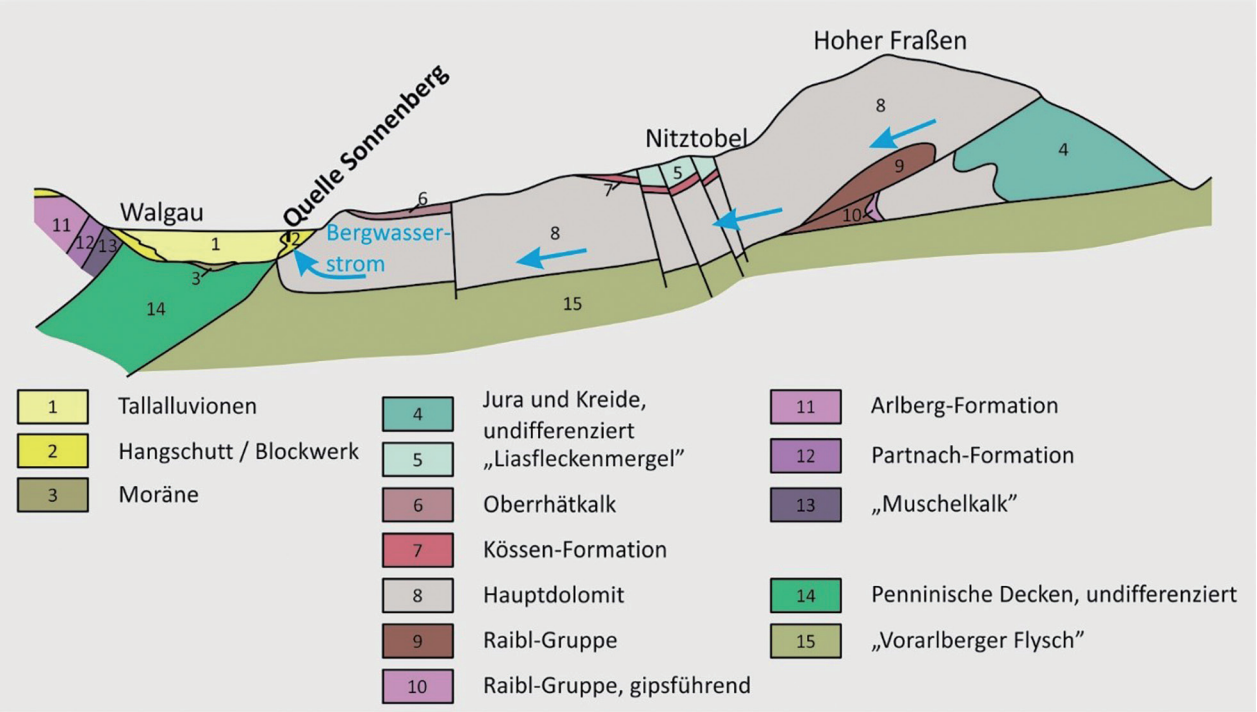


Abb. 190.
Geologischer Profilschnitt Walgau–Hoher Fraßen (verändert nach Bertle, 2007).

mentiert wird. Bedingt durch den Überdruck verdrängt das Bergwasser zunächst das Talgrundwasser und eine Durchmischung findet erst talabwärts statt (Bertle, 2001).

Bei der bis auf 111,5 m abgeteuften Quelle Sonnenberg wurden, bedingt durch das Auftreten von Talgrundwasser und Bergwasser, chemisch unterschiedliche Wässer in verschiedenen Tiefen erbohrt. Zuströme aus den für die Förderung relevanten tieferen Lagen sind jedoch ausschließlich der Bergwasserzuströmung zuzuordnen (Bertle, 2001). In der Tiefe der Wasserentnahme bei 96 m unter GOK wird der Wasserträger von einer Wechsellagerung von vorwiegend Feinsand bis Grobkies aufgebaut. Jedoch sind auch schluffige bis tonige Lagen (Hochwasserletten) vertreten. Nach Bertle (2001) weist der Grundwasserträger eine hohe Durchlässigkeit im Entnahmebereich auf. In Tabelle 72 befindet sich ein Überblick zu den Endteufen und Perforationsstrecken der weiteren genutzten Brunnen. Das bestehende Pegelnetz wurde hier nicht berücksichtigt.

Brunnen	Endteufe (m unter GOK)	Entnahmetiefe (m unter GOK)
Brunnen B1	12	10,5
Brunnen B2	12	10,5
Quelle Sonnenberg (Tiefbrunnen 3)	111,5	96
Tiefbrunnen 4	70	47
Tiefbrunnen 5	125	67

Tab. 72.
Brunnen der Wasserversorgungsanlage (kompiliert nach Bertle, 2001, 2012 und Angaben des Betreibers).

Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme (Tab. 126, Teil 2). Auffallend ist der hohe Sulfatgehalt, der auf den Kontakt zu Gips führenden Schichten hindeutet. Isotopenanalysen (Tritium, Sauerstoff-18) belegen eine mindestens siebenjährige, wahrscheinlich sogar eine über 30-jährige Aufenthaltsdauer des Wassers im Berginneren. Verschiedene Untersuchungen auch mit anderen Umweltisotopen weisen auf ein Einzugsgebiet hin, das sich bis in die Gipfelregion des nordöstlich der Entnahme gelegenen „Hohen Fraßen" erstreckt (Bertle, 2007; Papesch, 2008a, b; Angaben des Betreibers).

9.1.3 Hohenems (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die Schwefelquelle (auch Schwefelbad oder Bad Schwefel) wurde für ein Heilbad genutzt, doch stellte man den Betrieb 1975 ein. Eine erste Nutzung geht nach Scheminzky & Weis (1959) zumindest auf das Jahr 1430 zurück und das Vorkommen findet auch in den älteren Bäderbüchern, z.B. Diem (1914), Erwähnung. Heute ist das Quellwasser in einem Becken direkt neben der Kapelle Heilige Dreifaltigkeit (auch Schwefel-Kapelle genannt) frei zugänglich (Abb. 191). Der eigentliche Austritt befindet sich allerdings in einer wenige Meter entfernten Höhlung im Festgestein und ist durch eine Türe verschlossen.

Abb. 191.
Lage der Erschließung von Hohenems (Datenquelle: basemap.at).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Schwefelquelle tritt in einer Verwerfung aus der Seewen-Formation („Seewerkalk“) des Helvetikums aus (Abb. 192), die lokal als Falte unter Alluvionen des Rheintales abtaucht (Czurda, 1993f). Bei der Seewen-Formation handelt es sich hauptsächlich um hemipelagische Kalke der jüngeren Oberkreide und im Liegenden sind Sandsteine der Garschella-Formation („Gault“) zu erwarten (Friebe, 2007). Letztere wurden nach Scheminzky & Weis (1959) bereits in der Nähe des früheren, ca. 100 m südwestlich entfernten Badehauses erbohrt. Beide Schichtglieder führen Pyrit, auf den die Schwefelführung der Quelle zurückgeführt werden kann. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-(Natrium)-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von etwa 470 mg/l. Der Gehalt von frei titrierbarem Schwefel liegt bei ca. 0,94 mg/l. Neben den stark reduzierenden Verhältnissen (-326 mV) sind Konzentrationen von 2 mg/l Strontium und 2,6 mg/l Fluorid erwähnenswert (Tab. 126, Teil 2). Auch bedingt durch die erhöhte und gleichbleibende subthermale Temperatur von zumindest 15° C ist eine größere Zirkulationstiefe anzunehmen.

9.2 Großes Walsertal und östlicher Bregenzerwald

9.2.1 Sonntag/Buchboden (S)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Laut dem im Jahr 2012 gegründeten Vereins Wassertal (Verein zur Wiederbelebung der Badekultur im Großen Walsertal) wurde die Schwefelquelle von Buchboden erst vor rund 30 Jahren entdeckt (Wassertal, 2016). Das Quellwasser wird heute zu einer öffentlich zugänglichen Bädereinrichtung (u.a. Schwefelbrunnen und Kneippbecken) geleitet, die sich auf Talniveau nahe der Lutz befindet (Abb. 194).

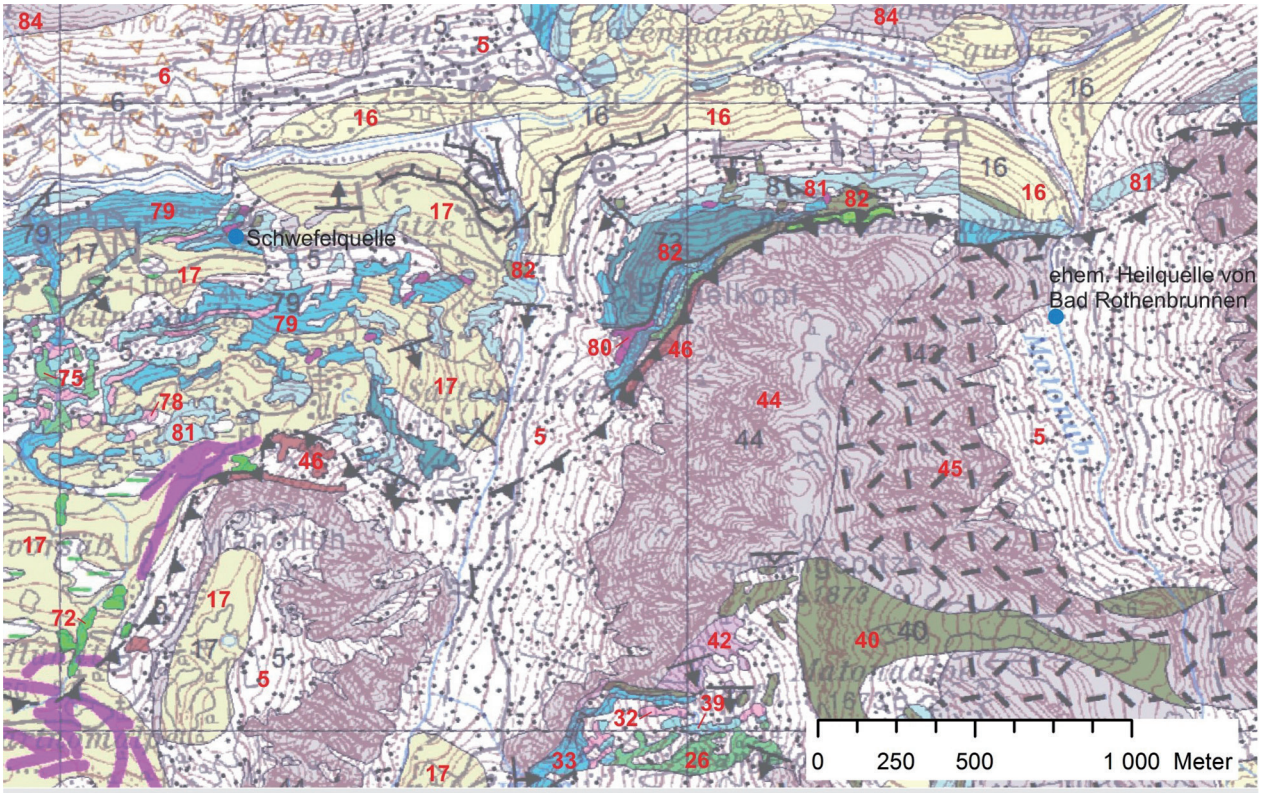
Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Quelle entspringt rund 200 m südlich der Badeeinrichtung (Abb. 193) im unzugänglichen Gelände mit beginnenden Steilstufen aus einer Verwerfung in der Allgäu-Formation der Allgäu-Decke (Abb. 195).

Abb. 192.
Quellbecken der Schwefelquelle von Hohenems (Foto: Gerhard Hobiger).

Abb. 193.
Badeeinrichtung der Schwefelquelle (Foto: Gerhard Hobiger).

Abb. 194.
Lage der Erschließung von Sonntag/Buchboden (Datenquelle: basemap.at).



Quartär
5 Hangschutt und Verwitterungsschutt
6 Blockwerk, Bergsturz
16 Lokalmoräne, Grundmoräne
17 Moräne i.A.

Allgäu-Decke
72 Losensteiner Schichten
75 Lech-Formation
78 Ruhpolding-Formation
79 Allgäu-Formation
80 Adneter Kalk
81 Oberrhätriffkalk
82 Kössen-Formation
84 Hauptdolomit

Lechtal-Decke
26 Lech-Formation
32 Ruhpolding-Formation
33 Allgäu-Formation
39 Oberrhätkalk
40 Kössen-Formation
42 Plattenkalk
44 Hauptdolomit
45 Plattenkalk und Hauptdolomit

Abb. 195.
Geologischer Überblick im Raum Sonntag/Buchboden–Bad Rothenbrunnen. Geologie: Moser (2012).

Ebenfalls sind kleinräumig Rotkalke, wahrscheinlich Adneter Kalk, anzutreffen. Der äußerst hohe Gehalt von titrierbarem Schwefel, 29 mg/l nach Wassertal (2016), dürfte auf eine Pyritführung zurückzuführen sein. Hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von 965 mg/l. Auffallend ist, dass der Natriumgehalt (183,5 mg/l) bedingt durch den niedrigen Chloridgehalt (85,8 mg/l) nicht mit der Auflösung von Natriumchlorid erklärt werden kann. Somit dürften Ionenaustauschprozesse stattfinden. Hinsichtlich der Spurenelemente ist die hohe Konzentration von Strontium (1,95 mg/l) und Fluorid (1,85 mg/l) auffällig. Zudem könnte der Selengehalt (4,8 µg/l) auf einen Kontakt zu Pyrit deuten (Tab. 126, Teil 2). Im Jahr 2017 (Probe aus 2016) wurde für Schwefel-34 ein Wert von 16,3 ‰ bestimmt (Süveges, 2017) (Tab. 128, Teil 2).

9.2.2 Bad Rothenbrunnen (S)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die ehemalige Heilquelle (Abb. 196) dürfte bereits seit 1460 bzw. zumindest seit Beginn des 16. Jahrhunderts genutzt worden sein (Bad Rothenbrunnen, 2016; Vallaster, 1984). Im Bäderbuch von Diem (1914) wird eine Nutzung für Trink- und Badekuren erwähnt, doch im folgenden Bäderbuch von 1928 (Conrad et al., 1928), wird das Vorkommen nicht mehr angeführt. Heute ist die Quelle frei zugänglich.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Tal von Bad Rothenbrunnen, einem südlichen Seitental des Großen Walsertales, befindet sich die Quelle (Abb. 197) rund 300 m oberhalb des Gasthauses, orografisch rechts wenige Meter vom Matonabach, entfernt. Sie entspringt am Fuß von Geröll führendem, quartärem Hangschutt und die Austrittsstelle weist markante rote Eisenhydroxid-Ausfällungen auf. Bedingt durch Murenabgänge dürfte der Austritt nicht immer zugänglich gewesen sein und musste wohl immer wieder freigelegt werden. So wurde die Quelle beispielsweise nach mündlicher Überlieferung vom Besitzer im Sommer 2016 vorübergehend verschüttet. Im Umkreis der Quelle dominieren, abgesehen von den quartären Ablagerungen, Hauptdolomit und Plattenkalk der Lechtal-Decke (Moser, 2012; Abb. 195). Im Liegenden von Plattenkalk und Hauptdolomit sind sulfatreiche Einheiten der „Raibl-Gruppe“ zu vermuten. Zudem ist die Deckengrenze zur Allgäu-Decke bereits im Bereich des Gasthauses zu vermuten. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Typ mit einer Feststoffsumme von ca. 1.445 mg/l. Die Schüttung betrug am 5. Juli 2016 etwa 0,2 l/s. Der hohe Sulfatgehalt (873,7 mg/l) ist auf Gipse der Raibl-Gruppe zurückzuführen. Der geringe Sauerstoffgehalt (2,8 mg/l) bzw. reduzierende Verhältnisse ermöglichen die Lösung von zweiwertigem Eisen. Trotzdem beträgt der Eisengehalt im Quellwasser lediglich 0,42 mg/l. Dies ist wahrschein-

Abb. 197.
Quelle von Bad Rothenbrunnen (Foto: Gerhard Hobiger).

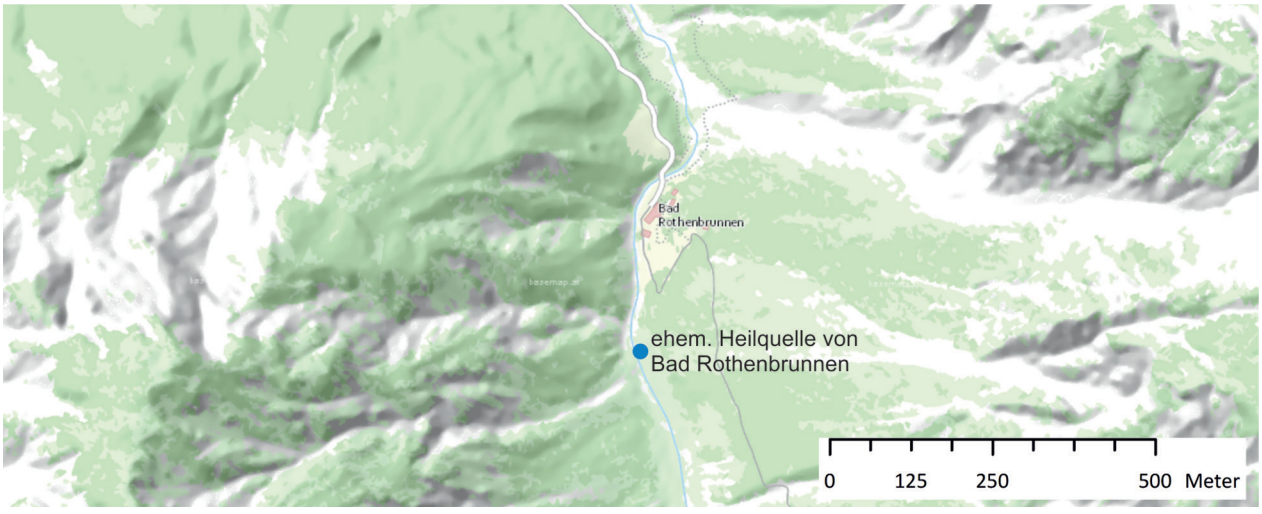


Abb. 196.
Lage der Erschließung von Bad Rothenbrunnen (Datenquelle: basemap.at).

lich auf einen Luftkontakt oberhalb der Austrittsstelle und den damit verbundenen Ausfällungen zurückzuführen. Auffallend sind hingegen die hohen Konzentrationen von Strontium (8,94 mg/l) und Fluorid (1,41 mg/l) (Tab. 126, Teil 2).

9.2.3 Schröcken (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Vogt (2001) wurde die Schwefelquelle (Schwefelbrunn) bereits 1589 urkundlich erwähnt. Früher dürfte eine einfache Nutzung als Bauernbad stattgefunden haben. Historisch wurden mehrere Austritte beschrieben, im Folgenden wird aber auf den heute bekannten frei zugänglichen Austritt auf Vorfluterniveau Bezug genommen (Abb. 198).

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die mit einem Metallrohr gefasste Schwefelquelle befindet sich unmittelbar auf der orografisch rechten Seite der Bregenzer Ach. Sie entspringt einer Verwerfung der hier anstehenden Allgäu-Formation der Allgäu-Decke. Die milchige Farbe und der starke Schwefelgeruch lassen einen titrierbaren Schwefelgehalt weit über 1 mg/l vermuten. Dieser und die stark reduzierenden Bedingungen (-315 mV) sind höchstwahrscheinlich auf die Führung von Pyrit in der Allgäu-Formation zurückzuführen. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typ mit einer Feststoffsumme von 934 mg/l. Bei einer Beprobung am 7. Juli 2016 betrug die Schüttung 0,04 l/s. Neben den Konzentrationen von Strontium (4,37 mg/l) und Fluorid (1,76 mg/l) ist der Gehalt an Selen, ein typisches Begleitelement von Sulfiden, mit 22,8 µg/l erhöht (Tab. 126, Teil 2). Hier ist zu beachten, dass der Grenzwert in der Trinkwasserverordnung lediglich bei 10 µg/l liegt. Im Jahr 2017 (Probe aus 2016) wurde für Schwefel-34 ein Wert von 16,1 ‰ bestimmt (Süveges, 2017) (Tab. 128, Teil 2).

9.3 Klostertal

9.3.1 Wald am Arlberg (S)

(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Das ehemalige Bad im Radonatobel (Radona-Quelle, Jungbrunnen) im Klostertal (Abb. 199) wurde in den alten Bäderbüchern nicht angeführt. Jedoch gibt Tschaikner (2016) an, dass es bereits im Jahr 1589 eine schriftliche Erwähnung gibt. Zumindest bis in die zweite Hälfte des 16. Jahrhundert dürfte im Radonatobel ein Badhaus existiert haben, doch wie lange diese Nutzung tatsächlich stattgefunden hat, bleibt ungewiss.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Quelle befindet sich auf der orografisch rechten Seite des Vorfluters im Radonatobel und entspringt in einem Gelände, das mit Steilstufen durchsetzt ist. Aufgrund der schlechten Zugänglichkeit wurde die Probe nahe der Sohle des Radonatobels einige Zehnermeter unterhalb des eigentlichen Quellaustritts genommen. Das Einzugsgebiet der Quelle dürfte die Raibl-Gruppe und die Arlberg Schichten der Lechtal-Decke umfassen. Für die Mineralisierung des Quellwassers kommt somit neben Kalk und Dolomit auch Gips, Rauwacke, Sandstein und Tonschiefer in Frage. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit einer akratischen Mineralisation von 340 mg/l. Außergewöhnlich hoch ist jedoch der Gehalt an Strontium (12,23 mg/l; 6,13 eq%) und es ist somit eine Beeinflussung von Strontium füh-

Abb. 198.
Lage der Erschließung von Schröcken (Datenquelle: basemap.at).

Abb. 199.
Lage der Erschließung von Wald am Arlberg (Datenquelle: basemap.at).

renden Mineralphasen (z.B. Strontianit, Coelestin oder Substitution in Aragonit) zu vermuten. Zudem ist die Konzentration von 14,7 µg/l Molybdän erwähnenswert (Tab. 127, Teil 2).

9.4 Kleinwalsertal

9.4.1 Hirschegg (S)
(D. Elster)

Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Nach Vogt (2001) wurde die Schwefelquelle (auch Mineralquelle Höll) im Heimatbuch „Der Mittelberg“ aus dem Jahr 1880 als „Schwefelbrunn“ beschrieben (Abb. 200). Abgesehen von Zehenter (1895) wurde die Quelle in den Bäderbüchern jedoch nicht erwähnt. Heute ist sie mit einem Quellsammelschacht gefasst und das Wasser wird zu einem frei zugänglichen Holzbecken geleitet.

Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Einzugsgebiet der Quelle überlagern zumeist quartäre Ablagerungen die „Junghansenschichten“ der Feuerstätter Decke (Helvetikum). Diese werden von Friebe (2007) dem „Wildflysch im Allgemeinen“ zugeordnet. Es handelt sich um Sandsteine, Feinbrekzien und Konglomerate mit schwarzen Tonlagen (Zacher, 1990), wobei der Schwefelgehalt mit einer Pyritführung in den Sandsteinen zu assoziieren ist. Hydrochemisch handelt es sich um einen Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit einer akratischen Feststoffsumme von ca. 570 mg/l. Nach Carlé (1975) beträgt die Konzentration von Schwefelwasserstoff 2,12 mg/l. Bezüglich der Spurenelemente ist der hohe Strontiumgehalt von 1,7 mg/l erwähnenswert (Tab. 127, Teil 2).

Abb. 200.
Lage der Erschließung von Hirschegg (Datenquelle: basemap.at).

ÖSTERREICHS MINERAL- UND HEILWÄSSER

Teil II.
Ultraspuren & Hydrochemie

Inhalt

Teil 2 – Ultraspuren & Hydrochemie

10 Angewandte Analysemethoden ... 233
10.1 Ultraspuren (L. Fischer, S. Hann, D. Elster & R. Philippitsch) ... 233
10.1.1 Zielsetzung ... 233
10.1.2 Methodik ... 233
10.2 Hydrochemie der Geologischen Bundesanstalt (G. Hobiger) ... 262
10.3 Analytik von Radon in Wasser (P. Legerer) ... 265

11 Ergebnisse-Auswahl und Interpretation der Ultraspurenanalytik von ausgewählten Wässern ... 268
11.1 Blindwerte (L. Fischer & S. Hann) ... 268
11.2 Verteilungsverhalten der Metalle und Metalloide zwischen Gesamtphase und gelöster Phase (S. Hann & L. Fischer) ... 270
11.3 Überblick und Interpretation zu den Messergebnissen (D. Elster) ... 271
11.4 Mineralisierungsgrad: Hauptionenzusammensetzung und Leitfähigkeit (L. Fischer & S. Hann) ... 276
11.5 Calcium und Strontium (L. Fischer & S. Hann) ... 278
11.6 Schwefel (L. Fischer & S. Hann) ... 279
11.7 Arsen (L. Fischer & S. Hann) ... 280
11.8 Eisen (L. Fischer & S. Hann) ... 281
11.9 Cadmium (L. Fischer & S. Hann) ... 282
11.10 Nickel (L. Fischer & S. Hann) ... 283
11.11 Quecksilber (L. Fischer & S. Hann) ... 284
11.12 Metalle der Seltenen Erden (L. Fischer & S. Hann) ... 285
11.13 Weitere „Hot-Spots“ (L. Fischer & S. Hann) ... 289
11.13.1 Bor ... 289
11.13.2 Mangan ... 289
11.13.3 Zink ... 289
11.13.4 Lithium ... 289
11.13.5 Antimon ... 290
11.13.6 Wolfram ... 290
11.14 Zusammenfassung und Ausblick zu den Untersuchungen der Ultraspurenelemente (L. Fischer & S. Hann) ... 290

12 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen im Burgenland (D. Elster) ... 291

13 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Kärnten (D. Elster) ... 307

14 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Wien und Niederösterreich (D. Elster) ... 319

15 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Oberösterreich (D. Elster) ... 327

16 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Salzburg (D. Elster) ... 337

17 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in der Steiermark (D. Elster) ... 343

18 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Tirol (D. Elster) ... 371

19 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Vorarlberg (D. Elster) ... 381

20 Abkürzungsverzeichnis mit Erläuterungen ... 387

21 Literatur ... 388

22 Rechtsnormen ... 408

Anhang ... 411

Index ... 425

Abbildungsverzeichnis ... 434

Tabellenverzeichnis ... 440

Teil 1 – Vorkommen & Hydrogeologie

1 Einleitung (R. Philippitsch) ... 9
1.1 Zusammenfassung (G. Schubert & D. Elster) ... 10

1.2 Definition der Begriffe Natürliches Mineralwasser und Heilwasser sowie gesetzliche Grundlagen (R. Philippitsch & D. Elster) ... 11
1.3 Geogene Bedeutung der Lösungsinhalte und Umweltisotope von Heil- und Mineralwässern ... 13
1.3.1 Zur Herkunft von Mineral- und Heilwässern und deren Lösungsinhalte (D. Elster, G. Hobiger & R. Philippitsch) ... 13
1.3.2 Gelöste feste Stoffe (D. Elster, G. Hobiger & R. Philippitsch) ... 15
1.3.3 Natürliche Radioaktivität (P. Legerer) ... 24
1.3.4 Umweltisotope (D. Elster) ... 25
1.3.5 Gasphasen und organische Verbindungen (D. Elster & G. Hobiger) ... 27

2 Mineral- und Heilwässer im Burgenland ... 29
2.1 Nordburgenland ... 30
2.1.1 Edelstal (M) (D. Elster) ... 30
2.1.2 „Mineralwasserlagerstätte“ Neusiedler See (H, S) (D. Elster & G. Schubert) ... 33
2.1.3 Illmitz (H) (J. Goldbrunner) ... 39
2.1.4 Frauenkirchen (H) (D. Elster) ... 41
2.1.5 Pöttsching (M) (J. Goldbrunner) ... 42
2.1.6 Bad Sauerbrunn (H) (J. Goldbrunner) ... 43
2.2 Mittelburgenland ... 45
2.2.1 Deutschkreutz (M) (D. Elster) ... 45
2.2.2 Kobersdorf (M) (D. Elster) ... 46
2.2.3 Lutzmannsburg (H) (D. Elster) ... 47
2.2.4 Piringsdorf (H, S) (J. Goldbrunner) ... 48
2.3 Südburgenland ... 51
2.3.1 Bad Tatzmannsdorf (M, H, S) (J. Goldbrunner) ... 51
2.3.2 Rettenbach, Oberschützen und Drumling: Weitere Säuerlinge im Umfeld von Bad Tatzmannsdorf (S) (D. Elster) ... 56
2.3.3 Stegersbach (H) (D. Elster) ... 58
2.3.4 Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl (M, S) (D. Elster) ... 59

3 Mineral- und Heilwässer in Kärnten ... 61
3.1 Lavanttal ... 63
3.1.1 Prebl (M, H) (D. Elster) ... 63
3.1.2 Kliening (eH) (D. Elster) ... 64
3.1.3 Bad St. Leonhard im Lavanttal (H) (D. Elster) ... 65
3.1.4 Bad Weißenbach (H, eH) (D. Elster) ... 66
3.1.5 St. Peter im Lavanttal (eH) (D. Elster) ... 67
3.2 Karawanken ... 67
3.2.1 Eisenkappel-Vellach (H, eH, S) (D. Elster) ... 67
3.3 Gailtaler Alpen ... 71
3.3.1 Warmbad Villach (H) (D. Elster) ... 71
3.3.2 Bad Bleiberg (H) (D. Elster) ... 73
3.3.3 Dellach im Drautal (H) (D. Elster) ... 75
3.3.4 Bruggen (Greifenburg) (eH) (D. Elster) ... 75
3.3.5 St. Daniel (eH) (D. Elster) ... 76
3.3.6 Stein bei Dellach im Drautal (S) (D. Elster) ... 77
3.3.7 Tuffbad (H) (D. Elster) ... 78
3.4 Liesertal ... 79
3.4.1 Trebesing (eH, S) (D. Elster) ... 79
3.5 Gurktaler Alpen ... 81
3.5.1 Bad Kleinkirchheim (H, S) (D. Elster) ... 81

4 Mineral- und Heilwässer in Wien und Niederösterreich ... 84
4.1 Molassezone ... 85
4.1.1 Laa an der Thaya (M, H) (D. Elster) ... 85
4.2 Nördliche Kalkalpen ... 87
4.2.1 Salzerbad (H) (D. Elster) ... 87
4.3 Bucklige Welt ... 87
4.3.1 Maltern (H) (D. Elster) ... 87
4.3.2 Bad Schönau (H) (D. Elster) ... 89
4.4 Wiener Becken ... 92
4.4.1 Bad Deutsch-Altenburg (H) (D. Elster) ... 92

4.4.2 Bad Pirawarth (H) (D. Elster) ... 93
4.4.3 Oberlaa (H) (D. Elster) ... 95
4.4.4 Baden (H) (D. Elster) ... 97
4.4.5 Linsberg (H) (D. Elster) ... 99
4.4.6 Bad Vöslau (M, H) (D. Elster) ... 100

5 Mineral- und Heilwässer in Oberösterreich ... 104
5.1 Mühlviertel ... 105
5.1.1 Bad Zell (H) (D. Elster) ... 105
5.2 Molassebecken ... 106
5.2.1 Frankenmarkt (M) (D. Elster) ... 106
5.2.2 Enns (M) (D. Elster) ... 107
5.2.3 Suben (H) (D. Elster) ... 107
5.2.4 Altheim (H) (D. Elster) ... 108
5.2.5 Obernberg (H) (D. Elster) ... 110
5.2.6 Reichersberg (H) (D. Elster) ... 111
5.2.7 Geinberg (H) (D. Elster) ... 111
5.2.8 Gallspach (H) (D. Elster) ... 112
5.2.9 Bad Schallerbach (H) (D. Elster) ... 114
5.2.10 Bad Weinberg (H) (D. Elster) ... 116
5.2.11 Bad Hall (H) (J. Goldbrunner) ... 117
5.3 Nördliche Kalkalpen ... 120
5.3.1 Bad Goisern (H) (D. Elster) ... 120
5.3.2 Bad Ischl (H, eH) (D. Elster) ... 121
5.3.3 Windischgarsten (H, S) (D. Elster) ... 123

6 Mineral- und Heilwässer in Salzburg ... 125
6.1 Nördliche Kalkalpen ... 126
6.1.1 Abtenau (H) (D. Elster) ... 126
6.1.2 Bad Vigaun (H) (D. Elster) ... 127
6.1.3 Wiestal bei Hallein (eH) (D. Elster) ... 128
6.1.4 Bad Dürrnberg (H, eH) (D. Elster) ... 129
6.1.5 Leopoldskron (H) (D. Elster) ... 129
6.1.6 St. Martin bei Lofer (H) (D. Elster) ... 130
6.2 Tauernfenster ... 132
6.2.1 Bad Gastein und Hinterschneeberg (M, H) (D. Elster) ... 132
6.3 Radstädter Tauern ... 137
6.3.1 Mauterndorf (H) (D. Elster) ... 137
6.4 Salzachtal ... 138
6.4.1 Stuhlfelden (H) (D. Elster) ... 138

7 Mineral- und Heilwässer in der Steiermark ... 139
7.1 Oststeirisches und Pannonisches Becken ... 142
7.1.1 Bad Waltersdorf (H) (D. Elster) ... 142
7.1.2 Bad Blumau (H) (D. Elster) ... 145
7.1.3 Fürstenfeld (H) (D. Elster) ... 147
7.1.4 Loipersdorf bei Fürstenfeld (H) (D. Elster) ... 148
7.1.5 Ottendorf an der Rittschein (S) (D. Elster) ... 150
7.1.6 Ilz (H) (D. Elster) ... 151
7.1.7 Bad Gleichenberg (H, eH) (J. Goldbrunner) ... 152
7.1.8 Deutsch Goritz (M, H) (J. Goldbrunner) ... 155
7.1.9 Sulzegg (M, S) (J. Goldbrunner) ... 157
7.1.10 Weinburg am Saßbach und Perbersdorf bei St. Veit (eH, S) (D. Elster) ... 160
7.1.11 Mettersdorf am Saßbach (H) (D. Elster) ... 161
7.1.12 Rohrbach am Rosenberg (H) (D. Elster) ... 162
7.1.13 Hof bei Straden (H) (J. Goldbrunner) ... 162
7.1.14 Weitere Säuerlinge in der Umgebung von Hof bei Straden (S) (D. Elster) ... 164
7.1.15 Bad Radkersburg (M, H) (D. Elster) ... 166
7.1.16 Sicheldorf (H) (J. Goldbrunner) ... 168
7.2 Weststeirisches Becken und Randgebirge ... 170
7.2.1 Graz-Puntigam (H, S) (D. Elster) ... 170
7.2.2 Tobelbad (S) (D. Elster) ... 172

7.2.3 Hengsberg (eH) (D. Elster) ... 173
7.2.4 Kalsdorf bei Graz (eH) (D. Elster) ... 174
7.2.5 Bad Gams (H) (D. Elster) ... 174
7.2.6 Stainz (H) (D. Elster) ... 175
7.3 Inneralpine Becken und Täler im ostalpinen Kristallin ... 177
7.3.1 Allerheiligen im Mürztal (S) (D. Elster) ... 177
7.3.2 Jasnitztal (S) (J. Goldbrunner) ... 178
7.3.3 Stanz im Mürztal (S) (D. Elster) ... 180
7.3.4 Zlatten (H) (D. Elster) ... 181
7.3.5 Köflach (H) (D. Elster) ... 181
7.3.6 Fohnsdorf (H) (D. Elster) ... 183
7.3.7 Wildbad Einöd (H) (D. Elster) ... 184
7.3.8 Thalheim (H, eH, S) (D. Elster) ... 187
7.3.9 Fentsch (eH) (D. Elster) ... 188
7.3.10 Kobenz bei Knittelfeld (eH) (D. Elster) ... 189
7.3.11 Feistritz am Kammersberg (S) (D. Elster) ... 190
7.3.12 Öblarn (H) (D. Elster) ... 190
7.4 Nördliche Kalkalpen ... 191
7.4.1 Wörschach (H) (D. Elster) ... 191
7.4.2 Bad Mitterndorf (H, S) (D. Elster) ... 192
7.4.3 Altaussee (H) (D. Elster) ... 195
7.4.4 Hall bei Admont (H) (D. Elster) ... 195

8 Mineral- und Heilwässer in Tirol ... 197
8.1 Nördliche Kalkalpen und Inntal ... 198
8.1.1 Bad Häring (H) (D. Elster) ... 198
8.1.2 Brixlegg (M) (D. Elster) ... 199
8.1.3 Mehrn (H) (D. Elster) ... 201
8.1.4 Münster (M) (D. Elster) ... 202
8.1.5 Seefeld in Tirol (eH) (D. Elster) ... 203
8.1.6 Hall in Tirol (eH) (D. Elster) ... 204
8.1.7 Breitenwang (H) (D. Elster) ... 205
8.1.8 Grins (H) (D. Elster) ... 205
8.2 Oberes Inntal ... 207
8.2.1 Prutz (eH) (D. Elster) ... 207
8.2.2 Obladis und Ladis (H, eH) (D. Elster) ... 207
8.3 Ötztal ... 209
8.3.1 Umhausen (H) (D. Elster) ... 209
8.3.2 Längenfeld (H) (D. Elster) ... 211
8.4 Tuxertal ... 212
8.4.1 Hintertux (H) (D. Elster) ... 212
8.5 Brenner ... 213
8.5.1 Steinach am Brenner (H) (D. Elster) ... 213
8.6 Defereggental ... 214
8.6.1 St. Jakob in Defereggen (H) (D. Elster) ... 214
8.7 Hochpustertal ... 215
8.7.1 Abfaltersbach (eH) (D. Elster) ... 215

9 Mineral- und Heilwässer in Vorarlberg ... 216
9.1 Vorarlberger Rheintal und Walgau ... 217
9.1.1 Lauterach (M) (D. Elster) ... 217
9.1.2 Nüziders (M) (D. Elster) ... 218
9.1.3 Hohenems (S) (D. Elster) ... 219
9.2 Großes Walsertal und östlicher Bregenzerwald ... 220
9.2.1 Sonntag/Buchboden (S) (D. Elster) ... 220
9.2.2 Bad Rothenbrunnen (S) (D. Elster) ... 222
9.2.3 Schröcken (S) (D. Elster) ... 223
9.3 Klostertal ... 223
9.3.1 Wald am Arlberg (S) (D. Elster) ... 223
9.4 Kleinwalsertal ... 224
9.4.1 Hirschegg (S) (D. Elster) ... 224

10 Angewandte Analysemethoden

10.1 Ultraspuren

(L. Fischer, S. Hann, D. Elster & R. Philippitsch)

10.1.1 Zielsetzung

Die Abteilung für Analytische Chemie der Universität für Bodenkultur (BOKU) wurde 2016 vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (nunmehr Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus – BMNT) mit der Spuren- und Ultraspurenelementanalytik von ausgewählten höher- bis hochmineralisierten Grundwässern in den geologischen Einheiten Österreichs zur fachlichen Erweiterung des vorliegenden Projektes der Geologischen Bundesanstalt (GBA) beauftragt.

Damit können die Detailkenntnisse um die chemische Zusammensetzung der heimischen Grundwässer wesentlich erweitert und gleichermaßen auch Kriterien zur Beschreibung der Grundwasserkörper für die Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG sowie des Wasserrechtsgesetzes 1959 erfüllt werden.

Durch den Einsatz hochauflösender Induktiv gekoppelter Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) unter Reinraumbedingungen konnten Daten von Flüssigphase und Gesamtphase (d.h. inklusive Schwebstoffgehalt) erfasst werden, welche in den vorliegenden niedrigen Konzentrationsbereichen bisher nicht zugänglich waren. Durch den Einsatz der ICP-MS zur Multielementanalytik konnte ein breites Spektrum an Elementen des Periodensystems erfasst werden (Tab. 73). Abbildung 201 gibt einen Überblick der im Rahmen dieses Projektes gemessenen Elemente.

10.1.2 Methodik

10.1.2.1 Probenahme

Auswahl der Messstellen

Die Auswahl der entsprechenden Messstellen erfolgte auf Basis des bisherigen geologisch-hydrogeologisch-hydrochemischen Kenntnisstandes aus einschlägigen Projekten und Veröffentlichungen. Die Detailauswahl auf die im gegenständlichen Projekt ausgewählten Grundwasserquellen erfolgte im Auftrag des BMNT (vormals BMLFUW) durch die Fachabteilung Hydrogeologie an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) in Zusammenarbeit mit den wasserwirtschaftlichen Planungsorganen zur Umsetzung der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) in den Bundesländern. Abbildung 202 und Tabelle 74 geben einen Überblick zu den ausgewählten Messstellen.

Beprobung

Die Beprobung der insgesamt 55 Messstellen erfolgte durch Mitarbeiter der GBA einmalig im September bzw. Oktober 2016. Details zur Probenahme werden in „Vorbereitung und Durchführung der Probenahme“ er-

Parameterblock 1	**Platingruppenelemente, Gold und Silber**
Calcium (Ca)	Gold (Au)
Magnesium (Mg)	Iridium (Ir)
Natrium (Na)	Palladium (Pd)
Kalium (K)	Platin (Pt)
Bor (B)	Rhodium (Rh)
Parameterblock 2	Ruthenium (Ru)
Arsen (As)	Silber (Ag)
Blei (Pb)	**Weitere Elemente**
Cadmium (Cd)	Schwefel (S)
Chrom (Cr)	Silicium (Si)
Eisen (Fe)	Strontium (Sr)
Mangan (Mn)	Antimon (Sb)
Quecksilber (Hg)	Barium (Ba)
Parameterblock 3	Beryllium (Be)
Aluminium (Al)	Bismut (Bi)
Kupfer (Cu)	Gallium (Ga)
Nickel (Ni)	Germanium (Ge)
Zink (Zn)	Hafnium (Hf)
Metalle der Seltenen Erden	Kobalt (Co)
Cer (Ce)	Lithium (Li)
Dysprosium (Dy)	Molybdän (Mo)
Erbium (Er)	Niob (Nb)
Europium (Eu)	Phosphor (P)
Gadolinium (Gd)	Rubidium (Rb)
Holmium (Ho)	Selen (Se)
Lanthan (La)	Tantal (Ta)
Lutetium (Lu)	Tellur (Te)
Neodym (Nd)	Thallium (Tl)
Praseodym (Pr)	Titan (Ti)
Samarium (Sm)	Uran (U)
Scandium (Sc)	Vanadium (V)
Terbium (Tb)	Wolfram (W)
Thorium (Th)	Zinn (Sn)
Thulium (Tm)	Zirkon (Zr)
Ytterbium (Yb)	
Yttrium (Y)	

Tab. 73.
Parameterumfang des Projektes „Mineral- und Heilwässer in Österreich“. Die Benennung der Gruppen erfolgte in Anlehnung an die Gewässerzustandsüberwachungsverordnung 2006 (GZÜV) in der geltenden Fassung.

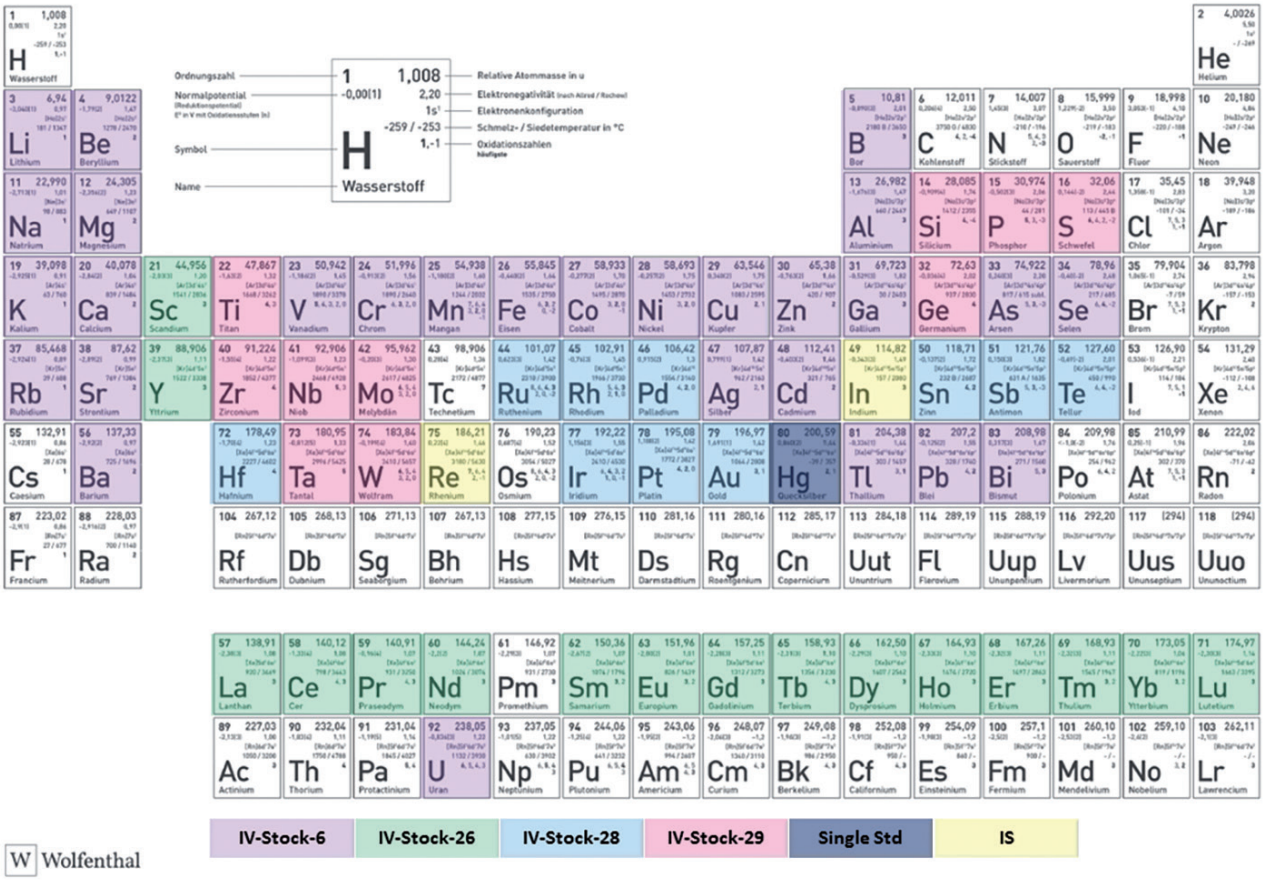


Abb. 201.
Periodensystem der Elemente. Aufgrund der unterschiedlichen chemischen Eigenschaften der Elemente wurden diese in verschiedene Gruppen eingeteilt, welche eine Stabilisierung mit unterschiedlichen Säuren beinhalteten. Die verschiedenen Gruppen der Elemente sind farblich hinterlegt. Die Multielementanalyse der Elemente der Gruppen IV-Stock-6, IV-Stock-26, IV-Stock-28 und IV-Stock-29 wurde mit Induktiv gekoppelter Plasma-Sektorfeldmassenspektrometrie (ICP-SFMS) durchgeführt. Die Quantifizierung erfolgte mit externer Kalibrierung und interner Standardisierung (IS) mit Indium (In) und Rhenium (Re). Zur Analyse von Quecksilber wurde die Kaltdampftechnik-Induktiv gekoppelte Plasma-Quadrupolmassenspektrometrie (CV-ICP-QMS) mit Isotopenverdünnungsanalyse verwendet.

läutert. Abbildung 202 zeigt die im Rahmen dieses Projektes ausgewählten Probenahmestellen mit der entsprechenden Kodierung. Die Abbildungen 203 bis 207 zeigen die Lagepläne der beprobten Erschließungen in den einzelnen Bundesländern.

Vorbereitung und Durchführung der Probenahme

Abbildung 208 zeigt das Schema der Probenahme und -vorbereitung im Detail. Zur Differenzierung zwischen dem Analytgehalt in der Gesamtphase und der gelösten Phase wurden die entnommenen Wasserproben aliquotiert und je ein Aliquot filtriert bzw. zentrifugiert. Die Filtration (Probenahme FA Hydrogeologie, GBA) wurde entsprechend einer Standardmethode direkt vor Ort mittels Spritzenfiltration durch Celluloseacetatfilter (< 0,45 µm) durchgeführt. Um Adsorptionseffekte zu vermeiden, wurden die Proben (jeweils 100 ml) auch direkt im Feld mit 2 % (v/v) HNO_3 angesäuert.

Die Probenahme zur Analytik der Metalle und Metalloide wurde – mit Ausnahme der Proben zur Bestimmung von Quecksilber – analog einer an der Abteilung für Analytische Chemie entwickelten Standard Operating Procedure (SOP) durchgeführt (Probenahme BOKU).

Für die Probenahme wurden entsprechend der SOP ausschließlich säuregewaschene Polyethylen (PE)-Flaschen und Deckel (100 ml und 250 ml) verwendet (Abb. 208). Die Probenahmeflaschen wurden jeweils dreimal mit der Probe vorgespült und anschließend luftblasenfrei befüllt, verschlossen und in PE-Einwegbeuteln verpackt. Alle Wasserproben wurden gekühlt (4° C) gelagert und transportiert sowie innerhalb von 24 h aufgearbeitet und stabilisiert. Die Probenaliquote zur Bestimmung der Totalgehalte wurden in vorgereinigte 100 ml PE-Fläschchen transferiert und sofort stabilisiert (2 % (v/v) HNO_3). Für die Bestimmung der Konzentration in der gelösten Phase wurden jeweils vier Aliquote pro Wasserprobe in vorgereinigte 10 ml Polypropylen (PP)-Röhrchen transferiert und neutral abzentrifugiert (Sigma Laborzentrifuge 2-5, 3.900 rpm, 30 min). Dadurch ist eine vollständige Abtrennung des Schwebstoffes gewährleistet. Der klare, partikelfreie Überstand wurde in frische PP-Röhrchen transferiert und durch Ansäuern mit 2 % (v/v) HNO_3 stabilisiert.

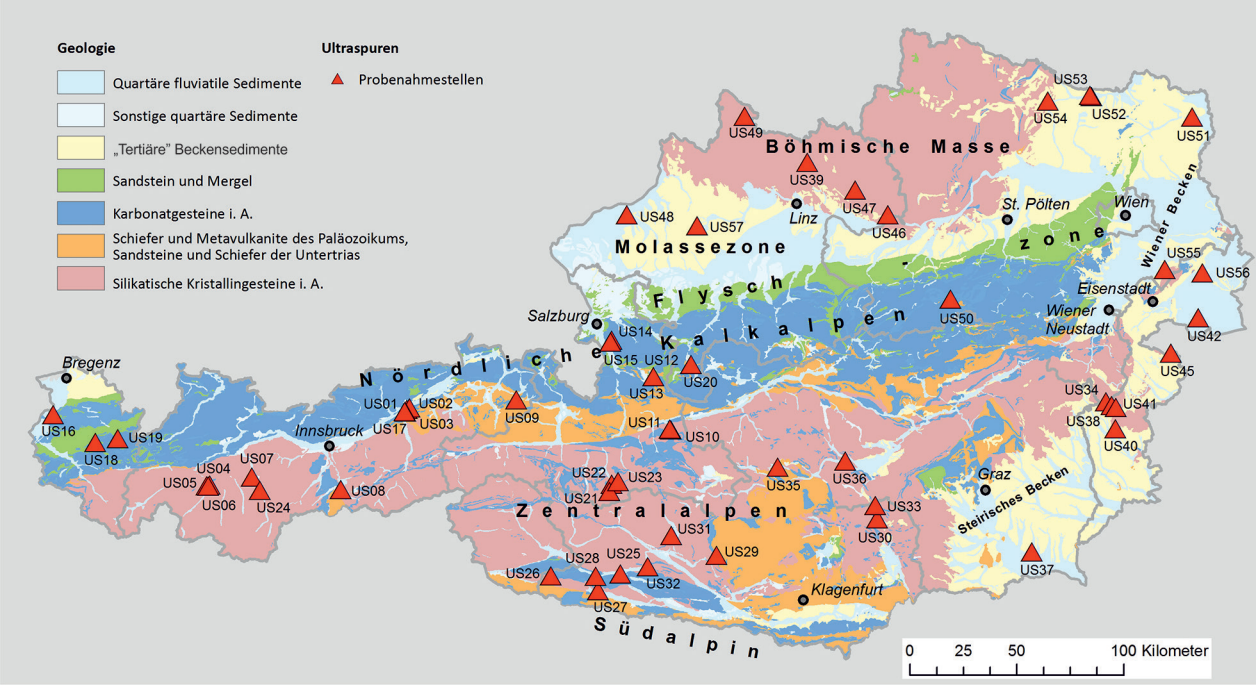


Abb. 202.
Alle im Rahmen dieses Projektes ausgewählten Probenahmestellen mit entsprechender Kodierung.

Probe*	Bundesland	Bezeichnung	Typ der Erschließung	Geologisch-tektonische Zuordnung	Geogener Hintergrund	Anmerkung
US 01	Tirol	Münster, Quelle beim Neu Matzener Park	gefasste Quelle	Tirolisch-Norisches Deckensystem	Reichenhall-Formation, Annaberger Dolomit, Reifling-Formation, Partnach Schichten und Raibl-Gruppe	erhöhter Sulfatgehalt
US 02	Tirol	Mehrn, Hohlen-Quelle	gefasste Quelle	Tirolisch-Norisches Deckensystem	Raibl-Gruppe	erhöhter Sulfatgehalt
US 03	Tirol	St. Gertraudi, Stollenquelle	gefasste Quelle, Stollenaustritt	Tirolisch-Norisches Deckensystem, Norischer Anteil	Schwazer Dolomit	ehemaliger Silber- und Kupfer-bergbau
US 04	Tirol	Prutz, Sauerbrunnen	gefasste Quelle	Unterengadiner Fenster (Penninikum)	Ladiser Quarzit	Säuerling
US 05	Tirol	Obladis, Simon-Kapferer-Quelle	gefasste Quelle	Unterengadiner Fenster (Penninikum)	Ophiolithe, graue Kalkschiefer und Gips führende Einschaltungen	Säuerling, erhöhte Schwefel- und Eisen-Konzentrationen
US 06	Tirol	Ladis, Schwefelquelle	gefasste Quelle	Unterengadiner Fenster (Penninikum)	Ladiser Quarzit	leicht erhöhter Schwefel-gehalt
US 07	Tirol	Umhausen, Köflerquelle	gefasste Quelle	Ötztal-Bundschuh-Deckensystem, Ötztal-Kristallin	Orthogneis	erhöhter Radongehalt, Bergsturz von Köfels
US 08	Tirol	Steinach am Brenner, Velperquelle	gefasste Quelle	Ötztal-Bundschuh-Deckensystem, Ötztal-Kristallin	Quarzphyllit und Hellglimmerschiefer, Beeinflussung durch karbonatische permomesozoische Metasedimente	erhöhter Radongehalt

Probe*	Bundesland	Bezeichnung	Typ der Erschließung	Geologisch-tektonische Zuordnung	Geogener Hintergrund	Anmerkung
US 09	Tirol	Fieberbrunn, Quelle Schweinest (oberer Hof)	gefasste Quelle	Tirolisch-Norisches Deckensystem, Norischer Anteil	Spielbergdolomit-Gruppe	ehemaliger Bleibergbau
US 10	Salzburg	Radstadt, Quelle beim Hammerwirt	gefasste Quelle	Unterostalpin, Radstadt-Decken-system	Dolomitmarmor, Bänder-kalkmarmor, Mergelschiefer, Tonschiefer, Rauwacke	
US 11	Salzburg	Radstadt, Quelle beim Walchhof	gefasste Quelle	Unterostalpin, Radstadt-Decken-system	Dolomitmarmor, Bänder-kalkmarmor, Mergelschiefer, Tonschiefer, Rauwacke	
US 12	Salzburg	Abtenau, Annenquelle	gefasste Quelle	Juvavisches Deckensystem	Gips und Anhydrit des „Haselgebirges“	Sole
US 13	Salzburg	Abtenau, St. Rupertus-quelle	gefasste Quelle	Juvavisches Deckensystem	Gips und Anhydrit des „Haselgebirges“	Sole
US 14	Salzburg	Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle	gefasste Quelle	Tirolisch-Norisches Deckensystem	Hauptdolomit, Beeinflussung durch ein Salinar	Sole und erhöhter Schwefel-gehalt
US 15	Salzburg	Wiestal bei Hallein, Paracelsus-quelle	gefasste Quelle	Tirolisch-Norisches Deckensystem	Riff- und Korallenkalk der Kössen-Formation, Beeinflussung durch ein Salinar	verdünnte Sole
US 16	Vorarlberg	Hohenems, Schwefelquelle	gefasste Quelle	Helvetikum	Kalk der Seewen-Formation, eventuell Sandstein der Garschella-Formation an der Basis, beide führen Pyrit	erhöhter Schwefel-gehalt
US 17	Tirol	St. Gertraudi, St. Gertraudi-Quelle	gefasste Quelle	Tirolisch-Norisches Deckensystem, Norischer Anteil	Schwazer Dolomit	ehemaliger Silber- und Kupfer-bergbau
US 18	Vorarlberg	Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden	gefasste Quelle	Bajuvarisches Deckensystem	Allgäu-Formation Flecken- und Kalkmergel, Pyritführung ist anzunehmen	erhöhter Schwefel-gehalt
US 19	Vorarlberg	Schröcken, Schwefelquelle	gefasste Quelle	Bajuvarisches Deckensystem	Allgäu-Formation Flecken- und Kalkmergel, Pyritführung ist anzunehmen	erhöhter Schwefel-gehalt
US 20	Oberösterreich	Steeg am Hallstätter See, Warmes Wasser	gefasste Quelle	Juvavisches Deckensystem	Wettersteindolomit, Raibl-Gruppe, Dachsteinkalk	subthermale Auslauf-temperatur
US 21	Salzburg	Bad Gastein, Elisabethquelle (8–12)	gefasste Quelle, Stollenaustritt	Tauernfenster	Zentralgneis	Thermal-wasser mit erhöhtem Radongehalt
US 22	Salzburg	Böckstein, Scholzquelle	gefasste Quelle	Tauernfenster	Zentralgneis	
US 23	Salzburg	Kötschachtal, Himmelwand-quelle	gefasste Quelle	Tauernfenster	Zentralgneis	
US 24	Tirol	Längenfeld, frei zugänglicher Auslauf von Thermal 1	artesische Bohrung	Ötztal-Bundschuh-Deckensystem, Ötztal-Kristallin	Eklogite, Amphibolite und Glimmerschiefer	Thermal-wasser mit erhöhtem Schwefel-gehalt

Probe*	Bundesland	Bezeichnung	Typ der Erschließung	Geologisch-tektonische Zuordnung	Geogener Hintergrund	Anmerkung
US 25	Kärnten	Bruggen (Greifenburg), Nebenaustritt Gasthof	gefasste Quelle	Drauzug-Gurktal-Deckensystem, permomesozoische Bedeckung	Hauptdolomit, Raibl-Gruppe, Wettersteinkarbonate	erhöhter Sulfatgehalt
US 26	Kärnten	Tuffbad, Austritt bei Quellgruppe 1	gefasste Quelle	Drauzug-Gurktal-Deckensystem, permomesozoische Bedeckung	Hauptdolomit, Dolomit der Mitteltrias und Werfen-Formation mit Gipsführung	erhöhter Sulfatgehalt
US 27	Kärnten	St. Daniel, Bäderquelle	gefasste Quelle	Drauzug-Gurktal-Deckensystem, permomesozoische Bedeckung	Kalke und Dolomite der Mitteltrias und Werfen-Formation mit Gipsführung	erhöhter Sulfatgehalt
US 28	Kärnten	Stein bei Dellach, Nebenaustritt	gefasste Quelle	Drauzug-Gurktal-Deckensystem, Permomesozoische Bedeckung	Kalke und Dolomite der Mittel- und Obertrias, Gips führende Schichten	erhöhter Sulfatgehalt
US 29	Kärnten	Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99	artesische Bohrung	Stangalm-Mesozoikum	Wettersteindolomit	Thermal-wasser
US 30	Kärnten	Kliening, Zankerquelle	gefasste Quelle	Koralpe-Wölz-Decken-system, Preims-Komplex	Gneis, eventuell Amphibolit und Marmor	ehemaliger Goldbergbau
US 31	Kärnten	Trebesing, Radlbad	gefasste Quelle	Tauernfenster, Glockner-Decken-system, Katschbergzone	Bündnerschiefer-Gruppe mit Kalkglimmerschiefer, Marmor; Beeinflussung durch Prasinit, Grünschiefer und Amphibolit möglich	Säuerling
US 32	Kärnten	Lind im Drautal, ehemalige Wasser-versorgung	gefasste Quelle	Drauzug-Gurktal-Deckensystem	Gaugen-Komplex, Kalkmarmor	ehemaliger Gold- und Antimon-bergbau
US 33	Kärnten	St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn	gefasste Quelle	Koralpe-Wölz-Decken-system	Marmor und Glimmerschiefer	Säuerling
US 34	Niederösterreich	Maltern, Anna-Quelle	artesische Bohrung	Grenzbereich von Unterostalpin, Koralpe-Wölz-Decken-system und Penninikum (Rechnitzer Gruppe)	Amphibolit und Amphibolit/Gneis-Wechsel-lagen	Säuerling mit erhöhtem Eisengehalt
US 35	Steiermark	Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl	gefasste Quelle	Koralpe-Wölz-Decken-system	Marmor und Glimmerschiefer	erhöhter Eisengehalt
US 36	Steiermark	Thalheim, Knödelquelle	artesische Bohrung	Koralpe-Wölz-Decken-system	Marmor und Glimmerschiefer	Säuerling
US 37	Steiermark	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	artesische Bohrung	Neogen, Badenium	schluffiger Fein- bis Mittelsand mit Grobsandlagen	Säuerling
US 38	Burgenland	Rettenbach, Sauerbrunnen	artesische Bohrung	Grenzbereich von Un-terostalpin zu Penninikum (Rechnitzer Gruppe)	Kalkphyllit	Säuerling
US 39	Oberösterreich	Ottenschlag im Mühlkreis, Quelle Starhemberg	gefasste Quelle	Böhmische Masse	Altenberger Granit	erhöhter Radongehalt

Probe*	Bundesland	Bezeichnung	Typ der Erschließung	Geologisch-tektonische Zuordnung	Geogener Hintergrund	Anmerkung
US 40	Burgenland	Drumling, Säuerling	artesische Bohrung	Neogen, Randbereich des Steirischen Beckens zum Penninikum (Rechnitzer Gruppe)	Sedimente nicht differenziert	Säuerling
US 41	Burgenland	Bernstein, Wasser-versorgung (Überlauf)	gefasste Quelle	Penninikum, Rechnitzer Gruppe	Serpentinit	
US 42	Burgenland	Illmitz, St. Bartholo-mäus-Quelle (Neu)	gefasste Quelle	Neogen	Ton, sandiger Ton, schluffiger Feinsand	Säuerling
US 45	Burgenland	Deutschkreutz, Juvinaquelle I	artesische Bohrung	Neogen, Badenium	Sand	Säuerling
US 46	Oberösterreich	Grein, Jubiläums-quelle	gefasste Quelle	Böhmische Masse	Weinsberger Granit	
US 47	Oberösterreich	Bad Zell, Hedwigsbründl	gefasste Quelle	Böhmische Masse	Mauthausener Granit	erhöhter Radongehalt
US 48	Oberösterreich	Altheim, Thermal 1	artesische Bohrung	Autochthon der oberösterreichischen Molasse, Oberjura	Karbonate	Thermal-wasser
US 49	Oberösterreich	Aigen im Mühlkreis, Michaelsquelle	gefasste Quelle	Böhmische Masse	Eisgarner Granit	
US 50	Niederösterreich	Erlaufboden, Quelle 129	ungefasste Quelle	Bajuvarisches Deckensystem	Werfener Schichten	erhöhter Sulfatgehalt
US 51	Niederösterreich	St. Ulrich, Schwefelquelle	gefasste Quelle	Neogen, Pannonium und Sarmatium	Sedimente i. Allg.	erhöhter Schwefel-gehalt
US 52	Niederösterreich	Großkadolz, Arteser	artesische Bohrung	Niederösterreichische Molasse	Sande der Laa-Formation	Austausch-wässer
US 53	Niederösterreich	Seefeld, Arteser	artesische Bohrung	Niederösterreichische Molasse	Sande der Laa-Formation	Austausch-wässer
US 54	Niederösterreich	Dietmannsdorf, Arteser	artesische Bohrung	Niederösterreichische Molasse	Sande der Burgschlainitz-Formation	Austausch-wässer
US 55	Niederösterreich	Mannersdorf, Quelle in Kirche	gefasste Quelle	Mitteltrias und Badenium	Karbonate der Mitteltrias und eventuell Sedimente des Badeniums	Thermal-wasser mit erhöhtem Sulfatgehalt
US 56	Burgenland	Neusiedl am See, Säuerling BH	artesische Bohrung	Neogen, mittleres und unteres Pannonium	Schluffe, dünne Sandstein- und Steinmergelbänke, Tone mit Kalksandsteinbänken	Säuerling mit erhöhtem Eisengehalt
US 57	Oberösterreich	Rottenbach, Arteser	artesische Bohrung	Oberösterreichische Molasse, Innviertel-Gruppe	Sande der Atzbach-Formation	

Tab. 74.
Übersicht zu den Probenahmestellen der Ultraspurenbeprobungskampagne.
* Kennzahl-Probenbezeichnung.

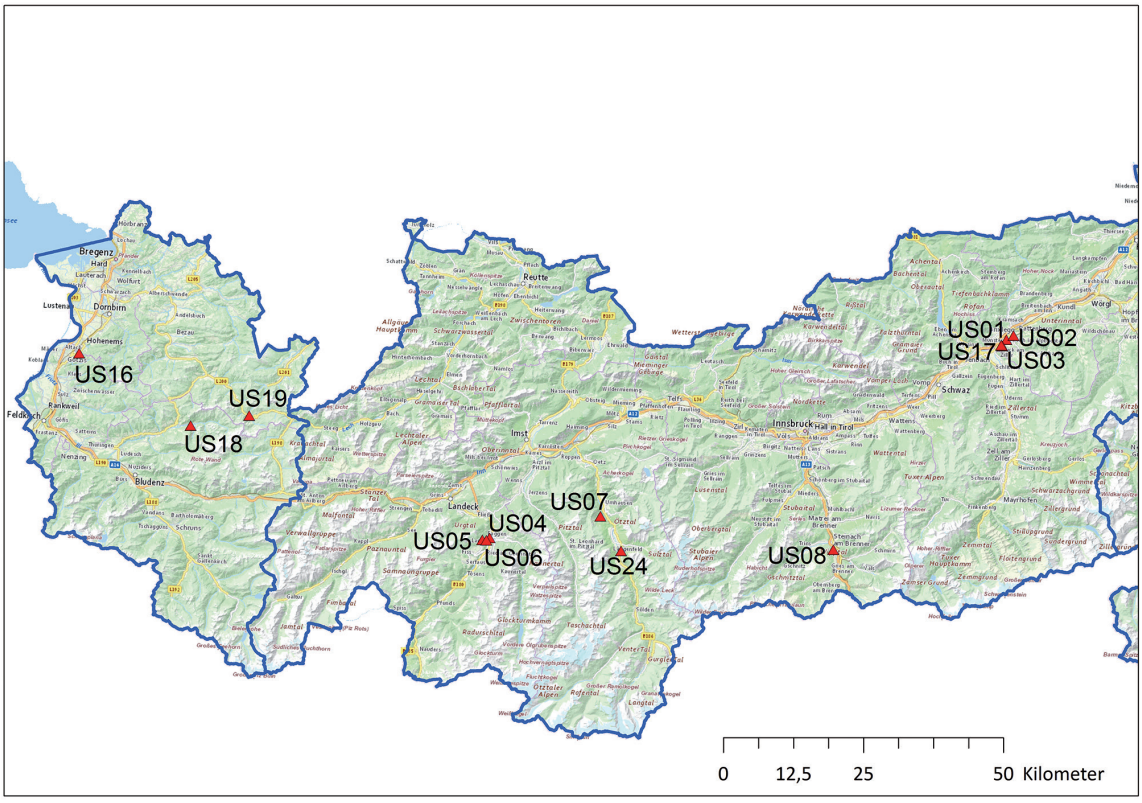


Abb. 203.
Lage der Probenahmestellen in Vorarlberg und Tirol (Datenquelle: basemap.at).

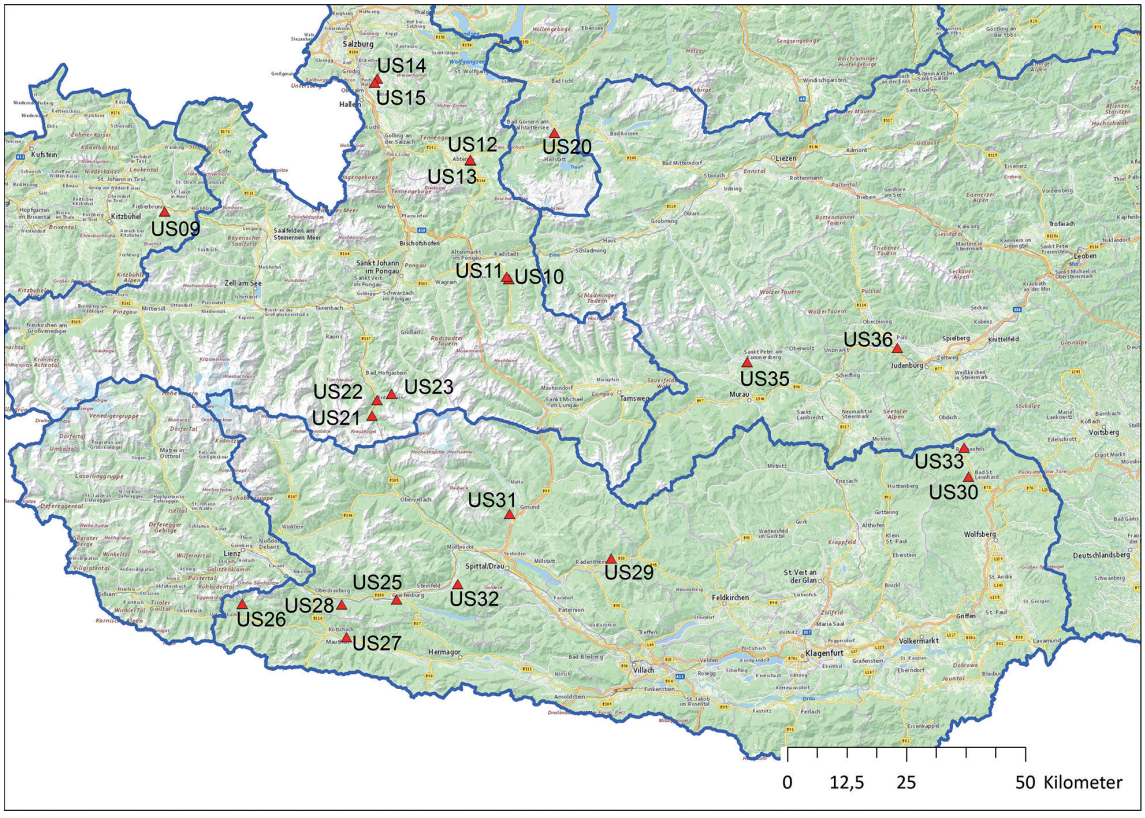


Abb. 204.
Lage der Probenahmestellen in Salzburg und Kärnten sowie den angrenzenden Bundesländern (Datenquelle: basemap.at).

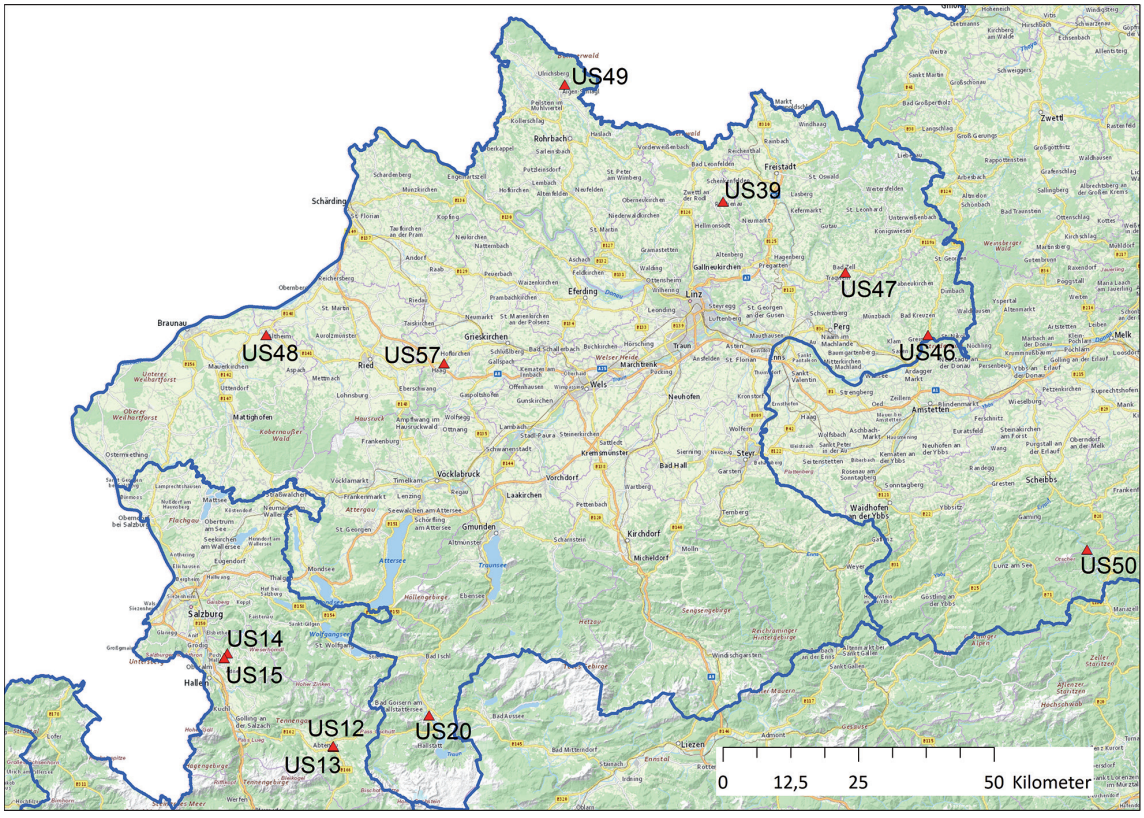


Abb. 205.
Lage der Probenahmestellen in Oberösterreich und den angrenzenden Bundesländern (Datenquelle: basemap.at).

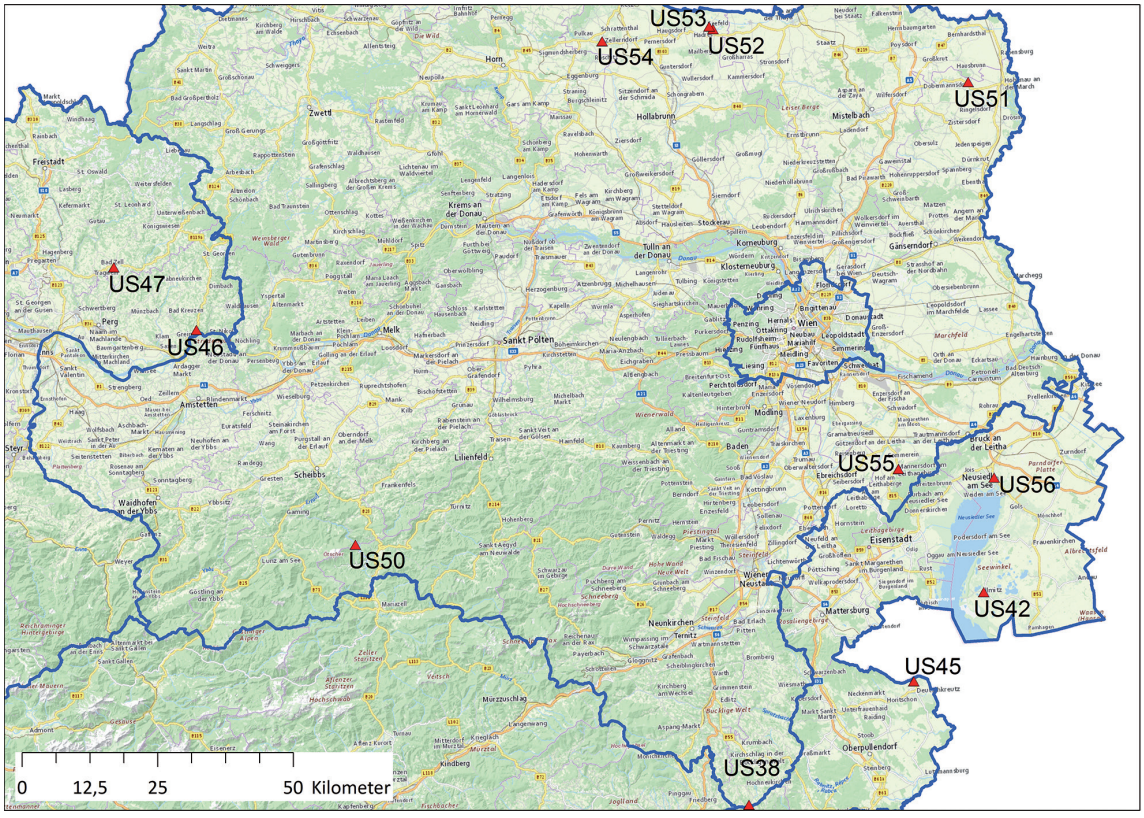


Abb. 206.
Lage der Probenahmestellen in Niederösterreich, dem nördlichen Burgenland sowie den angrenzenden Bundesländern (Datenquelle: basemap.at).

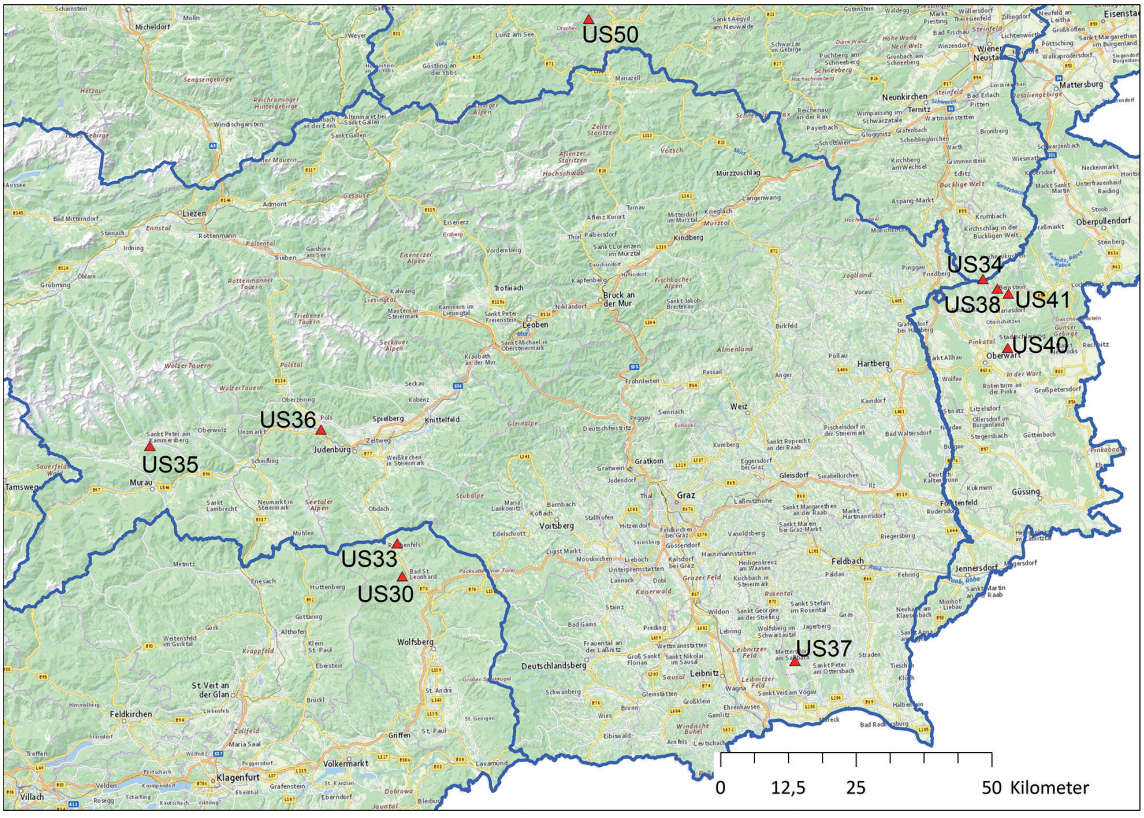


Abb. 207.
Lage der Probenahmestellen in der Steiermark, dem südlichen Burgenland und den angrenzenden Bundesländern (Datenquelle: basemap.at).

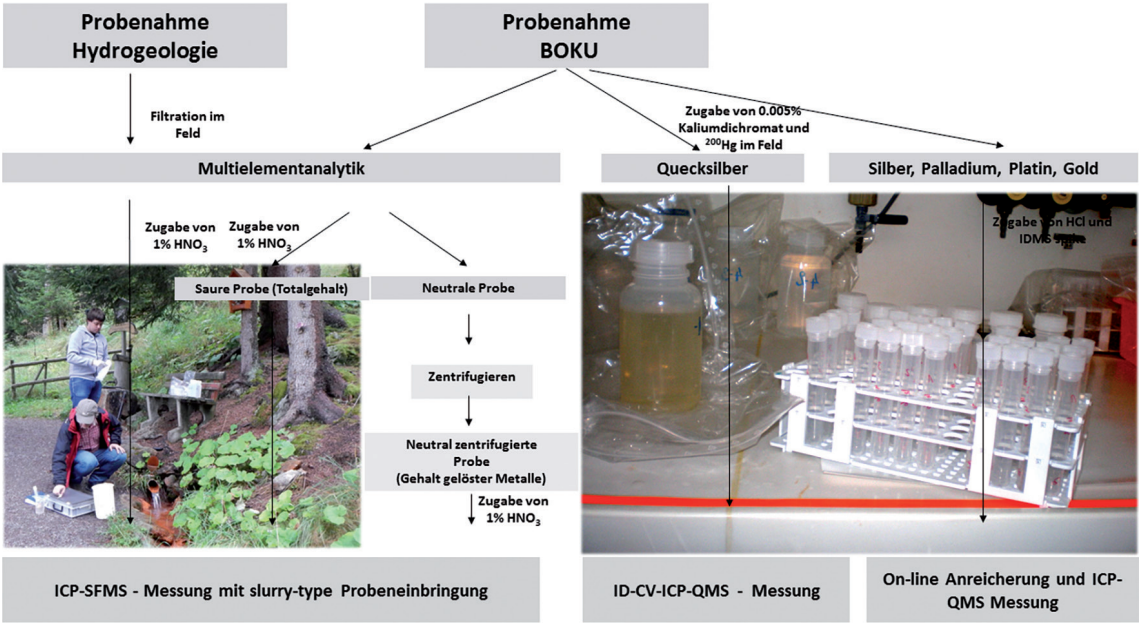


Abb. 208.
Probenahmeschema zur Bestimmung des Metall- und Metalloidgehaltes in der Gesamtphase und der gelösten Phase sowie zur Analytik von Quecksilber bzw. Silber, Palladium, Platin und Gold in der Gesamtphase. Die Filtration und Stabilisierung der Proben entsprechend Standardprotokollen (Probenahme durch die FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA) zur Multielementanalytik in der gelösten Phase erfolgte direkt vor Ort, während die Abtrennung der Schwebstoffphase durch Zentrifugation und anschließende Stabilisierung im Labor durchgeführt wurde.

Für die Probenahme und Lagerung zur Bestimmung von Quecksilber wurden PFA-Fläschchen (Perfluoralkoxy-Copolymer, 100 ml) verwendet, welche entsprechend Norm (EN 1483:2007) vorgereinigt wurden. Zur Stabilisierung von Quecksilber wurden die Proben gemäß Norm mit einer Kaliumdichromatlösung (Endkonzentration im Gesamtvolumen 0,005 %) versetzt. Die Kaliumdichromatlösung enthielt zudem einen im stabilen Isotop ^{200}Hg angereicherten Quecksilberstandard (Endkonzentration im Gesamtvolumen 100 ng/l), welcher zur Quantifizierung mittels Isotopenverdünnungsanalyse (IDA) herangezogen wurde. Um das Kontaminationsrisiko zu verringern, wurde diese Lösung bereits vorgelegt. Die Wasserprobe wurde aus der vorgereinigten und mit Probe vorgespülten 250 ml PE-Flasche in das PFA-Fläschchen transferiert. Die Probengefäße wurden gut verschlossen und in Einwegbeuteln aus PE transportiert. Weiters wurde ein zusätzliches Aliquot zur Bestimmung von Silber, Palladium, Platin und Gold mittels on-line Matrixabtrennung und Anreicherung entnommen. Dafür wurden vorgereinigte 100 ml PE-Flaschen verwendet. Die Stabilisierung dieser Analyten erfolgte mit 0,2 % (v/v) HCl, welche ebenfalls direkt vorgelegt wurde. Zusätzlich wurde eine Spikelösung für die Quantifizierung von Silber, Palladium und Platin mittels IDA zur HCl zugegeben. Diese Proben wurden auch aus der vorgereinigten und mit Probe vorgespülten 250 ml PE-Flasche in das 100 ml PE-Fläschchen transferiert, gut verschlossen, in Einwegbeuteln aus PE gepackt, gekühlt gelagert und transportiert.

Zur Unterbindung einer Kontamination der Proben durch die Probenehmer wurden während der gesamten Probenahme Nitril-Handschuhe getragen (Abb. 209). Darüber hinaus wurde darauf geachtet, dass die Probenahme in ausreichender Distanz zu etwaigen Kontaminationsquellen erfolgte. Um das Kontaminationsrisiko einschätzen zu können, wurden Feldblindwertproben (Simulation der Probenahme mit mitgeführtem ultrareinem Wasser) entnommen, welche wie eine Probe behandelt wurden.

Abb. 209.
Hydrochemische Beprobung der Ursulaquelle bei Mettersdorf am Saßbach (US 37) durch Lisa Fischer, Christian Mayer und Daniel Elster (Foto: Philipp Legerer).

10.1.2.2 Analytik

10.1.2.2.1 Multielement-Ultraspurenanalytik mit Induktiv gekoppelter Plasma-Sektorfeldmassenspektrometrie (ICP-SFMS)

Überblick zu den rechtlichen Vorgaben in der Analytik nicht-synthetischer Substanzen

Die EU-Wasserrahmenrichtlinie (RL 2000/60/EG) legt in Artikel 16 eine Strategie gegen die Wasserverschmutzung durch Stoffe fest, die aufgrund ihrer gefährlichen Eigenschaften und ihrer Verbreitung ein erhebliches Risiko für die aquatische Umwelt darstellen (prioritäre und prioritär gefährliche Stoffe). In Artikel 17 werden Strategien zur Verhinderung und Begrenzung der Grundwasserverschmutzung formuliert. Details zu beiden Bereichen sind in Tochterrichtlinien zur Wasserrahmenrichtlinie festgelegt. In Österreich wurden diese Vorgaben durch die Qualitätszielverordnung Chemie Oberflächengewässer (QZV Chemie OG 2010 idgF) und die Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser (QZV Chemie GW 2010 idgF) in nationales Recht umgesetzt. Die QZV Chemie OG beinhaltet neben den Umweltqualitätsnormen (UQN) für EU-geregelte Stoffe (RL 2008/105/EG bzw. RL 2013/39/EU) auch Grenzwerte für die national relevanten Schadstoffe. Für den Vergleich mit der jeweiligen UQN in Oberflächengewässern ist sowohl für nicht-synthetische prioritäre/prioritär gefährliche Stoffe, wie Blei, Cadmium, Nickel und Quecksilber (Kap. 10.1.2.2.2) und deren Verbindungen, als auch für nicht-synthetische national relevante Schadstoffe, wie Arsen, die Konzentration des gelösten Anteiles zu bestimmen (Filtration über einen 0,45 µm-Filter oder eine vergleichbare Behandlungsmethode). Für alle anderen Stoffe ist der Gesamtgehalt zu ermitteln. Die QZV Chemie GW verweist hinsichtlich der Messungen auf die Vorgaben der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung 2006 in der geltenden Fassung (GZÜV). Die GZÜV legt für Metalle und Metalloide die Bestimmung des gelösten Anteils (siehe oben) und des Gesamtgehaltes (nach Aufschluss) fest. Für alle anderen Stoffe ist der Gesamtgehalt zu ermitteln. Um den Anforderungen entsprechend der Richtlinien zu folgen, wurden alle Elemente sowohl in der Gesamtphase, als auch in der gelösten Phase bestimmt.

Grundprinzip der ICP-SFMS

Zur Metallanalytik im Spurenbereich (µg/l) wässriger Proben werden hauptsächlich atomspektrometrische Methoden wie Atomabsorptionsspektrometrie (AAS), optische ICP-Emissionsspektrometrie (ICP-OES) bzw. ICP-Massenspektrometrie (ICP-MS) im Routinebetrieb eingesetzt. Mit diesen Methoden können routinemäßig Nachweisgrenzen erreicht werden, die oft nicht ausreichend sind, um sehr niedrige Hintergrundkonzentrationen im µg/l- bis ng/l-Bereich nachzuweisen. Aufgrund der hohen Empfindlichkeit und des großen dynamischen Arbeitsbereiches stellt die ICP-Sektorfeldmassenspektrometrie (ICP-SFMS) eine geeignete Metho-

Abb. 210.
Links: Element 2 ICP-SFMS der Firma Thermo Fisher Scientific (https://www.thermofisher.com/order/catalog/product/IQLAAEGAAMFABWMAFC). Rechts: Reinraum der Klasse 10000 an der Abteilung für Analytische Chemie (BOKU Wien). Im Bild: Stephan Hann (BOKU), Robert Fenz (BMNT), Lisa Fischer (BOKU), Harald Marent (BMNT) und Rudolf Philippitsch (BMNT).

de zur Multielementanalytik im Ultraspurenbereich dar. Bei diesem Gerät handelt es sich um ein hochauflösendes Massenspektrometer, basierend auf der Sektorfeldtechnik mit induktiv gekoppeltem Plasma als Ionisierungsquelle (Abb. 210, 211).

Im Folgenden wird die Funktionsweise dieser Technik kurz erklärt: Der Probentransport erfolgt entweder durch eine peristaltische Pumpe oder selbstansaugend aufgrund des natürlichen Venturi-Effektes, bedingt durch die Geometrie des Zerstäubers. Im Zerstäuber wird ein Aerosol generiert, welches in der Sprühkammer entsprechend Tröpfchengröße durch Zentrifugalkraft oder Schwerkraft selektiert wird. Nur die feinsten Tröpfchen, welche „tertiäres Aerosol“ genannt werden, gelangen durch ein Injektorrohr in das Plasma. ICP-MS arbeitet mit einem Argonplasma unter Atmosphärendruck. Beim Plasma handelt es sich um ein ionisiertes Gas, welches aus Ionen, Elektronen und neutralen Atomen oder Molekülen besteht und somit Ladungsneutral ist. Die Erzeugung des Plasmas erfolgt in einer Plasmafackel, welche von einer (Kupfer-) Spule umgeben ist, an die eine Hochfrequenzleistung im Bereich von 750 bis 1.500 Watt (W) angelegt wird. Durch die entstehenden Schwingungen resultieren elektromagnetische Felder am Ende der Fackel. Ein Hochspannungsfunken aus einer Tesla-Spule, welcher durch das Argongas geleitet wird, initiiert die Plasmabildung durch stoßinduzierte Ionisierung des Argongases. Elektronen werden aus der äußeren Schale entfernt und kollidieren mit neutralen Argonatomen, wodurch eine Kettenreak-

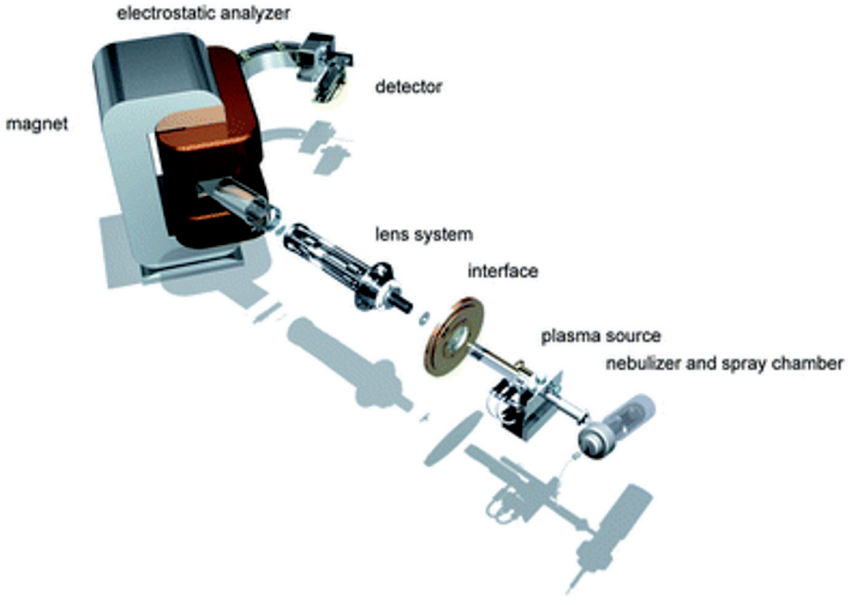


Abb. 211.
Schematischer Aufbau eines Induktiv gekoppelten Plasma-Sektorfeldmassenspektrometers (https://www.thermofisher.com).

tion ausgelöst wird. Durch diese Kollisionen entstehen sehr hohe Temperaturen von etwa 6.000 bis 8.000 Kelvin (K), welche genügend energiereich sind, um mehr neutrale Atome oder Moleküle zu ionisieren. Das feine Probenaerosol wird durch den „Plasmaball" durchgeleitet. So kommt es zu Verdampfung, Atomisierung, Anregung und letztendlich Ionisierung der verschiedenen Isotope. Die Ionisierungseffizienz ist vorwiegend abhängig von den ersten Ionisierungsenergien der Elemente, welche in Elektronenvolt (eV) angegeben wird, und sinkt auf wenige Prozent, wenn die erste Ionisierungsenergie > 9–10 eV beträgt. Elemente mit ersten Ionisierungsenergien in diesem Bereich sind z.B. Beryllium, Silicium, Phosphor, Schwefel, Zink, Arsen, Selen, Antimon und Tellur. Die geringere Ionisierungseffizienz beeinflusst die Empfindlichkeit negativ, weshalb für diese Elemente meist etwas höhere Nachweisgrenzen zu erwarten sind.

Die im Plasma entstandenen (einfach) positiv geladenen Analyt-Ionen werden anschließend in das Vakuumsystem, indem sich Ionenoptik und Massenanalysator befinden, extrahiert. Die Interface-Region besteht aus zwei Konen unterschiedlicher Geometrie mit unterschiedlich kleinen Öffnungen, durch welche die ionisierte Probe von etwa 6.000 K heißem Plasma unter Atmosphärendruck (ca. 1 bar) in einen Bereich mit Bedingungen von etwa 100 bis 200 K und 1,3 mbar transferiert werden. Die Ionenoptik besteht aus einem Linsensystem, in welchem die positiv geladenen Ionen von neutralen Spezies und Photonen abgetrennt und bis zu 10 keV beschleunigt werden. Die Fokussierung des Ionenstrahls erfolgt durch eine Sequenz von Ionenlinsen, um in einem schmalen Ionenstrahl durch einen schmalen Eintrittspalt verstellbarer Breite zum Massenanalysator zu gelangen. Diese Bereiche befinden sich im Hochvakuum (10^{-7}–10^{-8} mbar), welches durch mehrere Turbomolekularpumpen erzeugt wird. Mit dem Eintrittspalt, welcher aus drei Spaltbreiten besteht, kann eine Massenauflösung bis zu 10.000 erreicht werden. Dadurch können auch Isotope bzw. polyatomare Ionen voneinander getrennt werden, die sich nur um 0,01 Masseneinheiten unterscheiden.

Doppelt fokussierende Massenspektrometer, wie das im Rahmen dieses Projektes verwendete Element 2 ICP-SFMS, kombinieren einen magnetischen und einen elektrischen Sektor in reverser Nier-Johnson-Geometrie. Der magnetische Sektor besteht aus einem gebogenen Flugrohr, welches sich zwischen den Polen eines Elektromagneten mit variabler Feldstärke befindet. Die Ionen werden entsprechend ihres Momentums auf Kreisbahnen unterschiedlicher Radien gelenkt, wodurch Ionen mit größerem m/z größere Radien haben als jene mit kleineren m/z. Die Flugbahn der Ionen kann durch Variationen der magnetischen Feldstärke und/oder der Beschleunigungsspannung (bis zu 8.000 V) variiert werden und so Ionen unterschiedlicher m/z getrennt werden. Die höhere Streuung der kinetischen Energie bzw. Geschwindigkeit der Ionen, bedingt durch die Ionisation im Plasma und in weiterer Folge die Beschleunigung in der Ionenoptik, hat zur Folge, dass auch der Ionenstrahl gestreut wird und nicht als gebündelter Strahl den magnetischen Sektor verlässt und somit die Auflösung verringert wird. Der elektrische Sektor, welcher bei der reversen Nier-Johnson Geometrie nach dem magnetischen Sektor lokalisiert ist, kompensiert diese Energieverteilung. Hier findet keine Trennung entsprechend m/z mehr statt, sondern nur mehr entsprechend der kinetischen Energie. Am Ende dieser Anordnung befindet sich der Austrittspalt, welcher wie der Eintrittspalt unterschiedliche Spaltbreiten hat und so die Auflösung definiert. In der ICP-MS-Technik verwendete Detektoren sind hauptsächlich Sekundärelektronenvervielfacher, wie z.B. der diskrete Dynodendetektor mit 12 bis 24 Dynoden. Wenn ein Ion auf die Konversionsdynode schlägt, werden sekundäre Elektronen emittiert, über elektrische Linsen zur nächsten Dynode umgelenkt und über eine Kaskade von Dynoden vervielfacht. Somit wird, abhängig von der Anzahl der Dynoden, eine Stromverstärkung erreicht, welche dann als kontinuierliches- oder Pulssignal ausgegeben wird.

Vor allem spektrale Interferenzen stellen ein Problem bezüglich der Richtigkeit der Messergebnisse in der ICP-MS-Technik dar. Zu diesen zählen beispielsweise:

- **Isobare Interferenzen**

  Isotope unterschiedlicher Elemente haben die gleiche Anzahl an Nukliden und somit das gleiche nominelle m/z-Verhältnis.

  $^{40}Ca^+$ und $^{40}Ar^+$ (benötigte Auflösung zur Abtrennung der beiden Ionen: $m/\Delta m \sim 192.000$); $^{106}Pd^+$ und $^{106}Cd^+$ ($m/\Delta m \sim 27.000$).

- **Molekulare/Polyatomare Interferenzen**

  Dimere: $^{40}Ar_2^+$ and $^{80}Se^+$ ($m/\Delta m \sim 9.500$)

  Argide oder ArX^+ wobei x = O, Cl…

  Oxide: MeO^+, TiO^+, CaO^+

  Carbide: MeC^+

  Hydride: ArH^+, BrH^+

  Hydroxide: $CaOH^+$, $ArOH^+$, $SrOH^+$

- **Doppelt geladene Ionen**

  Elemente mit einem geringen zweiten Ionisierungspotenzial, z.B. $^{138}Ba^{++}$ (5.212 eV/10.004 eV) auf $^{69}Ga^+$.

Hochauflösende Massenspektrometrie gehört zu den bevorzugten Techniken, um diese Interferenzprobleme zu minimieren. Wie schon kurz erwähnt wurde, kann das Element 2 ICP-SFMS in verschiedenen Auflösungen bedient werden. Durch die drei unterschiedlichen Spaltbreiten des Eintrittspaltes können mit dem Instrument Massenauflösungen von $m/\Delta m \sim 300$ (Low Resolution, LR), $m/\Delta m \sim 4.500$ (Medium Resolution, MR) und $m/\Delta m \sim 10.000$ (High Resolution, HR) erreicht werden. In Abbildung 212 sind Signale von ^{115}In in den jeweiligen Auflösungen dargestellt. Zu beachten ist allerdings,

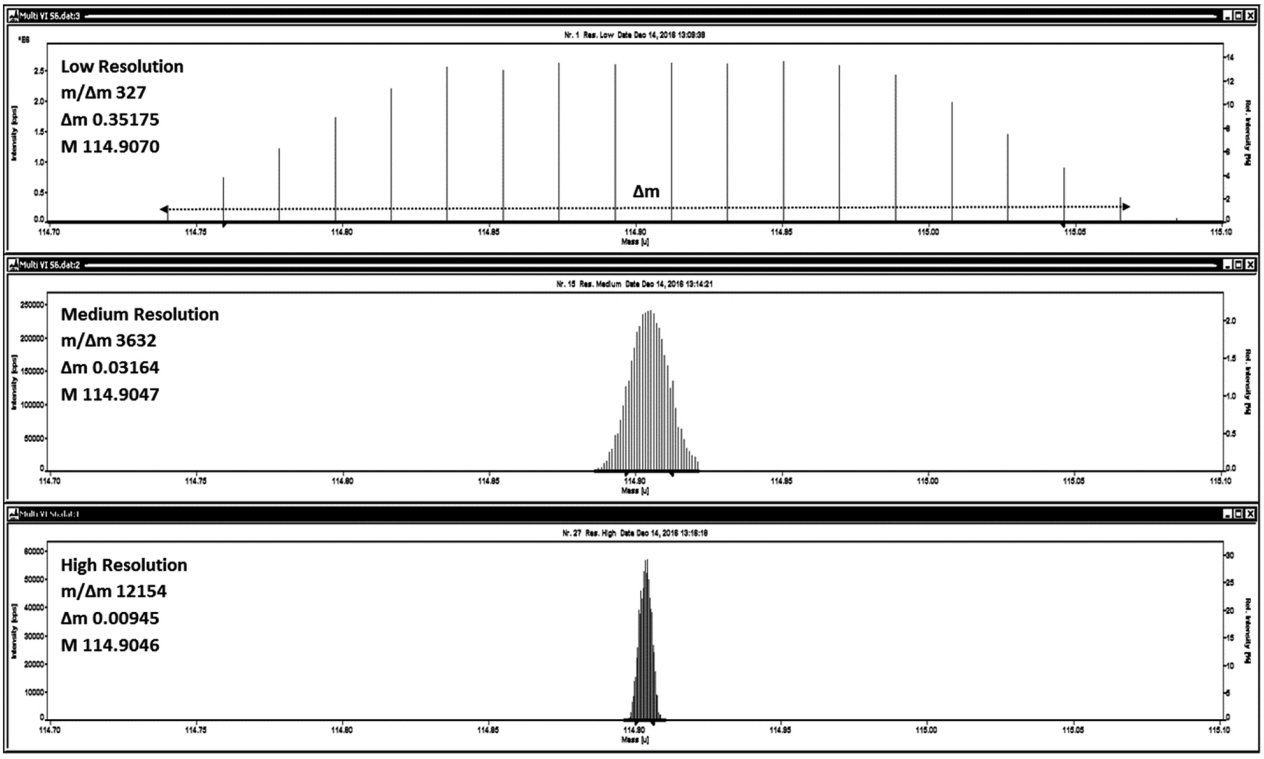


Abb. 212.
Signale von ^{115}In in den drei verschiedenen Auflösungen.

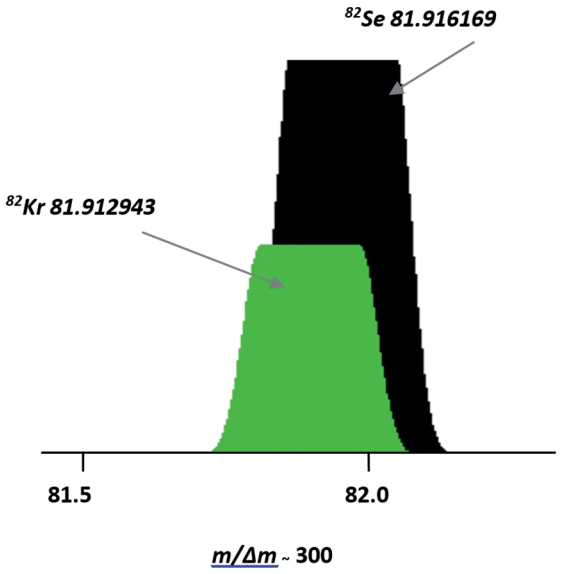
dass bei höherer Auflösung die Transmission und somit auch die Empfindlichkeit entsprechend geringer ist (Signalverlust von ~ 90 % (LR→MR) und ~ 97 % (LR→HR)).

Isobare Interferenzen entstehen durch überlappende Isotope unterschiedlicher Elemente der gleichen nominellen Masse, vor allem im Massenbereich von 36 bis 204. Der Massenunterschied für Isotope der gleichen nominellen Masse ist oft sehr gering und die erforderliche Massenauflösung m/Δm liegt meist bei > 10.000. Jedoch sind diese Interferenzen berechenbar und können minimiert werden, indem alternative Isotope gemessen werden. Des Weiteren besteht die Möglichkeit der mathematischen Interferenzkorrektur, wenn kein alternatives Isotop zur Verfügung steht. Ein Beispiel der mathematischen Interferenzkorrektur ist in Abbildung 213 dargestellt. Anhand der bekannten Isotopenhäufigkeit des interferierenden Elementes kann der Anteil des überlappenden Isotops berechnet und somit korrigiert werden. Molekulare oder polyatomare Interferenzen entstehen durch Matrixelemente (H_2O, Lösungsmittel, Säuren und Atome des Plasmagases). Der Massenunterschied zum Analyt-Ion ist relativ groß im Gegensatz zu isobaren Interferenzen, weshalb eine Trennung mit höherer Massenauflösung (2.000–5.000) für die meisten polyatomaren Interferenzen im mittleren Massenbereich (bis etwa Masse 70) ausreichend ist. Eine Auflösung von ≥ 10.000 wird benötigt, um polyatomare Interferenzen von Analyt-Ionen im höheren Massenbereich zu trennen, wie etwa die Trennung der ^{40}Ar^{35}Cl-Interferenz von ^{75}As (Abb. 214).

Material und Methodik

Alle verwendeten Chemikalien entsprachen einem hohen Reinheitsgrad. Hochreine Salpetersäure (HNO_3) (double-subboiled 65 % nitric acid of p.a. grade, Merck) und hochreines Wasser (subboiled MQ-Wasser, 18,2 MΩ cm^{-1}), welche zur Herstellung von Kalibrationsstandards und Blindwertlösungen sowie zur Verdünnung der Proben verwendet worden sind, wurden im Labor unter Reinraumbedingungen mittels „Subboil"-Destillation (Destillation knapp unter dem Siedepunkt) aus Reagenzien preiswerterer Qualität hergestellt. In Abbildung 215 ist das Grundprinzip der „Subboil"-Destillation dargestellt. Diese Technik basiert auf dem Prinzip der Oberflächenverdampfung mittels Infrarotstrahlungsheizung. Die Flüssigkeitsoberfläche wird kontinuierlich erhitzt und die Flüssigkeit ohne Bildung von Tröpfchen oder Aerosol verdampft. Die entstehenden Dämpfe werden an einem Kühlfinger kondensiert und in einem Auffanggefäß aus hochreinem Kunststoff gesammelt. Im Vergleich zur konventionellen Destillation kommt es bei der „Subboil"-Technik nicht zu Verunreinigungen des Destillates durch im Zuge des Siedevorgangs gebildete Tröpfchen.

Zur Quantifizierung wurden zertifizierte Multielementstandards (IV-Stock-6, IV-Stock-26, IV-Stock-28 und IV-Stock-29, Inorganic Ventures) bzw. zertifizierte Einzelelementstandards (single element ICP standards for trace analysis, 1.000 mg/l, Merck) zur Herstellung der Kalibrationsstandards verschiedener Konzentrationsstufen verwendet. Alle Standardlösungen wurden vor der Verwendung frisch hergestellt. Polypropylen- (PP)



Gleichung 1: Mathematische Interferenzkorrektur.

I ^{82}Se = I ^{82}M – (I ^{83}Kr * [A ^{82}Kr / A ^{83}Kr]

Allgemein:

I (A) = I (Am) - [I (Bm) * (Abundanz (I (Am) / Abundanz (I (Bm)))]

I (Intensität) (A) = korrigierte Intensität des Isotopes der Masse A (Isotop von Interesse).
I (Intensität) (Am) = unkorrigierte gemessene Intensität der Isotope auf Masse A (Isotop von Interesse + interferierendes Isotop).
I (Intensität) (Bm) = unkorrigierte gemessene Intensität der Masse B (nicht-interferiertes Isotop des auf Masse A interferierenden Isotopes).
Abundanz I (Am) = Abundanz des interferierenden Isotopes auf Masse A.
Abundanz I (Bm) = Abundanz des interferierenden Isotopes auf Masse B.

Abb. 213.
Mathematische Interferenzkorrektur des ^{82}Kr-Signals bei der Messung von ^{82}Se in der Low Resolution. Selen hat sechs Isotope (^{74}Se, ^{76}Se, ^{77}Se, ^{78}Se, ^{80}Se und ^{82}Se), welche alle durch isobare Interferenzen (Ge, Kr) interferiert sind und welche auch bei einer Auflösung von 10.000 nicht abgetrennt werden können. Durch die mathematische Interferenzkorrektur mit Kr (^{82}Kr und ^{83}Kr) kann das Analytsignal korrigiert werden.

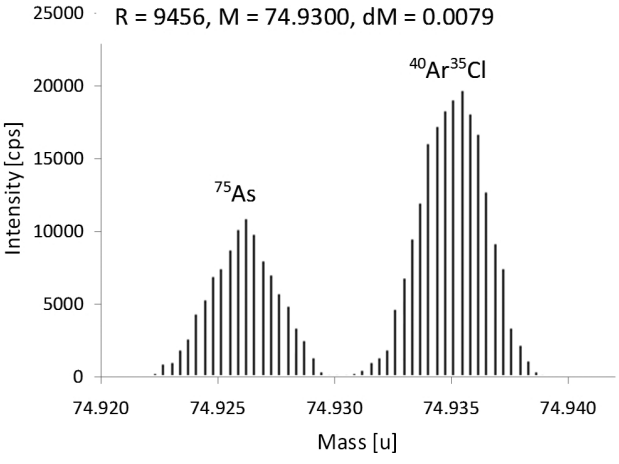


Abb. 214.
Trennung der polyatomaren ^{40}Ar^{35}Cl-Interferenz von ^{75}As mittels Hochauflösung (m/Δm ≥ 10.000).

und Polyethylen- (PE) Materialen (Probenahmeflaschen, Probenröhrchen, Pipettenspitzen) wurden vor (einmaligem) Gebrauch entsprechend einem Reinigungsprotokoll in Säurebädern (10 % und 1 % HNO_3) gereinigt und anschließend mit MQ-Wasser dreimal gespült. Zur Vermeidung von Kontaminationen wurden Probenvorbereitung und Messung unter Reinraumbedingungen (Klasse 100.000 bzw. Klasse 10.000 mit Werkbänken der Klasse 100) mit Temperaturkontrolle (20° C) und Überdruck (+ 5 Pa) durchgeführt.

Da Metalle und Metalloide im Grundwasser je nach Vorhandensein von Schwebstoff und physikalisch-chemischen Gewässerparametern (Wasserhärte, pH-Wert) zum Teil an Schwebstoffe gebunden sind, wurden in den Wasserproben zum einen Metall(oid)-Totalgehalte und zum anderen die Metall(oid)-Konzentrationen in der gelösten Phase nach Filtration durch Celluloseacetatfilter (< 0,45 µm) bzw. Zentrifugation bestimmt. Die Vorgehensweise ist in Kapitel 10.1.2.1 beschrieben.

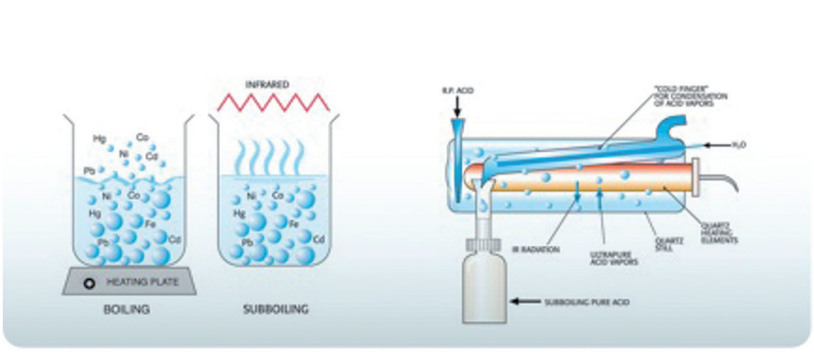


Abb. 215.
Links: Grundprinzip der „Subboil"-Destillation (http://milestonesrl.com/en/clean-chemistry/subpur-and-duopur.html). Rechts: „Subboil"-Destillationsapparatur der Firma EMLS (http://www.mls-mikrowellen.de).

Aufgrund der komplexen Matrix der hoch-/höher mineralisierten Grundwasserproben konnten diese nicht unverdünnt gemessen werden. Jeweils vier unabhängige Replikate pro Probe und Fraktion (Gesamtgehalt, gelöste Phase durch Filtration bzw. Zentrifugation) wurden daher vor der Messung 1:100 für die Bestimmung der Haupt-Ionen (Calcium, Magnesium, Natrium und Kalium) und sonstiger höher konzentrierter Metalle (Silicium, Strontium, …) und 1:10 für alle weiteren Elemente mit 2 % (v/v) HNO_3 volumetrisch verdünnt und mit dem internen Standard (1 µg/l Endkonzentration in der Probe) versetzt.

Bestimmung der Metalle und Metalloide mit Sektorfeldmassenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-SFMS)

Sämtliche Messungen wurden mit dem Element 2 ICP-SFMS (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Deutschland) durchgeführt. Die Zuführung der Proben zur Bestimmung der Totalgehalte als auch der gelösten Gehalte nach Filtration bzw. Zentrifugation erfolgte durch sogenannte „slurry-type"-nebulization (High matrix MicroFlow PFA nebulizer, ESI Elemental Scientific Inc., Omaha, Nebraska mit einem Innendurchmesser von 145 µm) im self-aspiration mode (400 µL/min). Der Nebulizer wurde mit einer gekühlten, zyklonischen Quarzsprühkammer (PC^3 cyclonic quartz chamber, ESI), einem Quarzinjektor und Quarztorch und Aluminiumcones (Thermo Fisher, Bremen) kombiniert. Das Gerät wurde in allen drei Auflösungen (R = m/Δm bei 5 % Peakhöhe; Low Resolution m/Δm 300, Medium Resolution m/Δm ≥ 4.500 und High Resolution m/Δm ≥ 10.000) bedient, um alle ausgewählten Isotope interferenzfrei zu messen. Die Tuning-Parameter wurden täglich optimiert, um die bestmögliche Empfindlichkeit (etwa 2.000.000 cps für eine Standardlösung mit 1 µg/l In) und Signalstabilität zu erreichen. Die Oxidrate (Verhältnis UO/U) lag bei < 5 %. Die gemessenen Massen waren: LR: ^{7}Li, ^{9}Be, ^{10}B, ^{11}B, ^{23}Na, ^{45}Sc, ^{82}Se, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{91}Zr, ^{93}Nb, ^{95}Mo, ^{100}Ru, ^{101}Ru, ^{103}Rh, ^{105}Pd, ^{106}Pd, ^{107}Ag, ^{109}Ag, ^{111}Cd, ^{118}Sn, ^{119}Sn, ^{121}Sb, ^{123}Sb, ^{125}Te, ^{138}Ba, ^{193}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{143}Nd, ^{145}Nd, ^{147}Sm, ^{149}Sm, ^{151}Eu, ^{153}Eu, ^{157}Gd, ^{158}Gd, ^{159}Tb, ^{161}Dy, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{167}Er, ^{169}Tm, ^{170}Yb, ^{171}Yb, ^{175}Lu, ^{176}Hf, ^{177}Hf, ^{178}Hf, ^{181}Ta, ^{182}W, ^{183}W, ^{191}Ir, ^{193}Ir, ^{194}Pt, ^{195}Pt, ^{196}Pt, ^{197}Au, ^{203}Tl, ^{205}Tl, ^{208}Pb, ^{209}Bi, ^{232}Th, ^{238}U; MR: ^{23}Na, ^{24}Mg, ^{25}Mg, ^{27}Al, ^{28}Si, ^{31}P, ^{32}S, ^{34}S, ^{43}Ca, ^{44}Ca, ^{47}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{56}Fe ^{57}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{95}Mo, ^{98}Mo, ^{107}Ag, ^{109}Ag, ^{111}Cd, ^{121}Sb, ^{123}Sb, ^{208}Pb, ^{209}Bi, ^{101}Ru, ^{118}Sn, ^{125}Te; HR: ^{39}K, ^{69}Ga, ^{72}Ge, ^{73}Ge, ^{75}As, ^{77}Se, ^{78}Se, ^{93}Nb, ^{181}Ta, ^{118}Sn, ^{203}Tl, ^{205}Tl. Die internen Standards ^{115}In und ^{187}Re wurden in allen drei Auflösungen gemessen. Die Messung mehrerer Isotope pro Element wurde gemacht, um anhand des Isotopenverhältnisses die Richtigkeit der Messwerte in Bezug auf Interferenzen abzuschätzen. Die Datenaufnahme wurde im E-scan mode (3 runs * 3 passes, 30 samples/peak, 10 ms; total cycle time inklusive Probenzufuhr ca. 8 min/Probe) durchgeführt.

Validierung der Messmethode zur Quantifizierung der Metall(oid)e mit Sektorfeldmassenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-SFMS)

- **Ermittlung der instrumentellen Nachweis- und Bestimmungsgrenze für die Quantifizierung der Metalle und Metalloide ICP-SFMS**

  Die Bestimmung der Nachweisgrenzen (NG) und Bestimmungsgrenzen (BG) der Elemente wurde anhand des 3s- und 10s-Kriteriums (NG: 3*Standardabweichung; BG: 10*Standardabweichung) berechnet. Die Berechnung der Standardabweichung der Blindwertsignale erfordert eine Mehrfachmessung einer Blindprobe. Hierzu wurden ≥ 10 Blindwertmessungen (2 % HNO_3) herangezogen. Tabelle 75 zeigt die nach Berechnung der oben genannten Methode erhaltenen instrumentellen NG und BG (2 % HNO_3). In der Tabelle sind zum Vergleich die Mindestbestimmungsgrenzen (MBG) entsprechend der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung 2006 in der geltenden Fassung (GZÜV) sowie die der Trinkwasserverordnung (TWV 2001 idgF) angeführt.

- **Quantifizierung der Metalle und Metalloide mit ICP-SFMS**

  Zur Quantifizierung der Metall(oid)e wurden Kalibrationsstandards in sieben Konzentrationsstufen aus den zertifizierten Stocklösungen durch serielle gravimetrische Verdünnung in 2 % (v/v) HNO_3 für die externe Kalibration hergestellt. In Tabelle 76 sind die in den jeweiligen Stocklösungen enthaltenen Elemente und deren Konzentration in dieser, sowie der jeweilige Kalibrationsbereich angeführt. Da sowohl Indium als auch Rhenium als interne Standards verwendet wurden, wurde eine Multielementstocklösung entsprechend der zertifizieren IV-Stock-29 Stocklösung (enthält Rhenium) aus 1.000 mg/l Einzelstandards (Merck) in 2 % (v/v) HNO_3 und Spuren von Flusssäure HF (0,02 % (v/v)) selbst hergestellt und die Richtigkeit der Konzentrationen nach entsprechender gravimetrischer Verdünnung anhand der zertifizierten Stocklösung validiert. Als interne Standards zur Normalisierung der Messsignale aufgrund variierender Sensitivitat und Signaldrifts wurden Indium und Rhenium verwendet, die in einer Endkonzentration von 1 µg/l volumetrisch zu allen Kalibrationsstandards, Blanks, Proben und Kontrollstandards zugegeben wurden (1 ml zu 10 ml Probe).

  In Abbildung 216 sind als Beispiele Kalibrationskurven von Yttrium (^{89}Y, LR), Eisen (^{56}Fe, MR) und Tantal (^{181}Ta, HR) nach Normalisierung durch den internen Standard Indium (gemessene Intensität des Analyts pro gemessene Intensität des internen Standards) dargestellt.

  Die erhaltenen Kalibrierfunktionen (Gleichung 2) werden aus den Messsignalen mehrerer Standards bekannter Konzentration gewonnen. Mit dem Bestimmtheitsmaß R^2 wird der lineare Zusammenhang

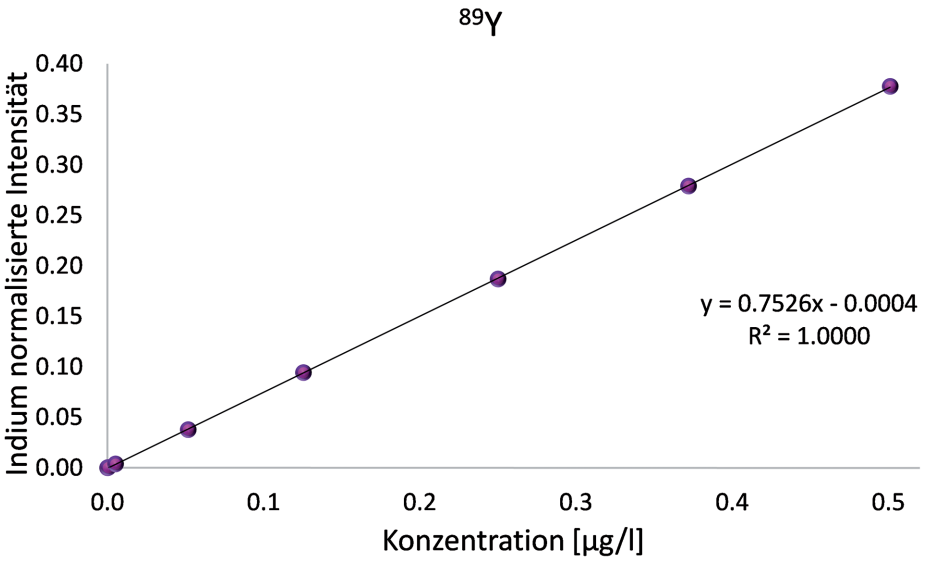
	NG	BG	MBG laut GZÜV-Oberflächengewässer	MBG laut GZÜV-Grundwasser	MNG laut TWV
Parameterblock 1 (µg/l)					
Calcium (Ca)	0,06	0,21	1.000	3.000	n.a.
Magnesium (Mg)	0,002	0,01	1.000	1.000	n.a.
Natrium (Na)	0,03	0,09	1.000	1.000	20.000
Kalium (K)	0,005	0,02	1.000	2.000	n.a.
Bor (B)	0,003	0,01	n.a.	20	100
Parameterblock 2 (µg/l)					
Arsen (As)	0,001	0,003	1 (gesamt bzw. filtriert)	1	1
Blei (Pb)	0,0001	0,0003	1 (gesamt bzw. filtriert)	1	1
Cadmium (Cd)	0,0002	0,001	0,1 (gesamt bzw. filtriert)	0,2	0,5
Chrom (Cr)	0,0004	0,001	1 (gesamt bzw. filtriert)	1	5
Eisen (Fe)	0,004	0,01	n.a.	10	20
Mangan (Mn)	0,0002	0,001	n.a.	10	5
Parameterblock 3 (µg/l)					
Aluminium (Al)	0,02	0,07	n.a.	10	20
Kupfer (Cu)	0,0005	0,002	1 (gesamt bzw. filtriert)	1	200
Nickel (Ni)	0,0005	0,002	1 (gesamt bzw. filtriert)	1	2
Zink (Zn)	0,005	0.02	3 (gesamt bzw. filtriert)	5	n.a.
Metalle der Seltenen Erden (µg/l)					
Cer (Ce)	0,00002	0,0001			
Dysprosium (Dy)	0,00001	0,0000			
Erbium (Er)	0,00001	0,0000			
Europium (Eu)	0,00001	0,0000			
Gadolinium (Gd)	0,00002	0,0001			
Holmium (Ho)	0,000004	0,00001			
Lanthan (La)	0,00001	0,00004			
Lutetium (Lu)	0,000002	0,00001			
Neodym (Nd)	0,00004	0,0001			
Praseodym (Pr)	0,00001	0,00002			
Samarium (Sm)	0,00002	0,0001			
Scandium (Sc)	0,0008	0,0027			
Terbium (Tb)	0,000006	0,00002			
Thorium (Th)	0,00001	0,00002			
Thulium (Tm)	0,000009	0,00003			
Ytterbium (Yb)	0,00002	0,00006			
Yttrium (Y)	0,00002	0,0001			
Platingruppenelemente, Gold und Silber (µg/l)					
Gold (Au)	0,0001	0,0002			
Iridium (Ir)	0,00001	0,00004			
Palladium (Pd)	0,0001	0,0002			
Platin (Pt)	0,0001	0,0003			
Rhodium (Rh)	0,00002	0,0001			
Ruthenium (Ru)	0,0001	0,0003			
Silber (Ag)	0,0002	0,0006	0,1 (filtriert)	n.a.	n.a.

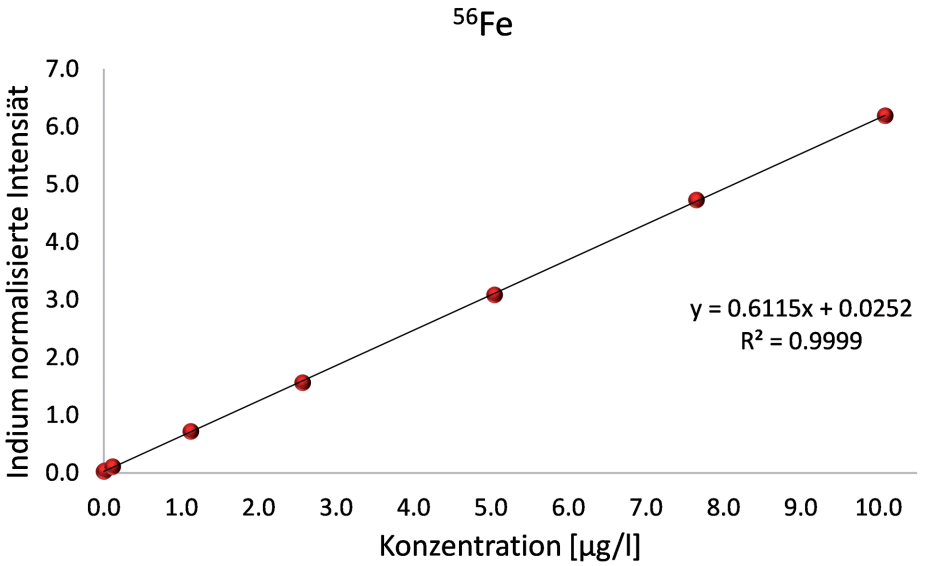
	NG	BG	MBG laut GZÜV-Oberflächengewässer	MBG laut GZÜV-Grundwasser	MNG laut TWV
Weitere Elemente (µg/l)					
Schwefel (S)	0,05	0,17			
Silicium (Si)	0,02	0,08			
Strontium (Sr)	0,001	0,003			
Antimon (Sb)	0,0001	0,0004	n.a.	n.a.	1,2
Barium (Ba)	0,0001	0,0003			
Beryllium (Be)	0,001	0,002			
Bismut (Bi)	0,00003	0,0001			
Gallium (Ga)	0,0001	0,0003			
Germanium (Ge)	0,0003	0,001			
Hafnium (Hf)	0,00001	0,00004			
Kobalt (Co)	0,0001	0,0003			
Lithium (Li)	0,0001	0,0002			
Molybdän (Mo)	0,0001	0,0004			
Niob (Nb)	0,0001	0,0004			
Phosphor (P)	0,004	0,014	5 (gesamt bzw. filtriert)	~ 7	n.a.
Rubidium (Rb)	0,0001	0,0002			
Selen (Se)	0,01	0,03	1 (filtriert)	n.a.	1
Tantal (Ta)	0,00001	0,00004			
Tellur (Te)	0,001	0,003			
Thallium(Tl)	0,00004	0,0001			
Titan (Ti)	0,001	0,002			
Uran (U)	0,000002	0,000007	n.a.	n.a.	1,5
Vanadium (V)	0,0001	0,0003			
Wolfram (W)	0,00005	0,0002			
Zinn (Sn)	0,0003	0,001			
Zirkon (Zr)	0,00003	0,0001			

Tab. 75.
Instrumentelle Nachweis- und Bestimmungsgrenzen (NG, BG) für ICP-SFMS mittels Leerwertmethode und Vergleich der Mindestbestimmungsgrenzen (MBG) der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) sowie die Mindestnachweisgrenze (MNG) der Trinkwasserverordnung (TWV) [Konzentration: µg/l]. n.a. = nicht angegeben.

Multielement-Stocklösung	Konzentration (mg/l)	Kalibrationsbereich (µg/l)	
IV-STOCK-6 (5 % HNO_3)			
Ca	1.000	1	1.000
As, B, Be, Fe, Se, Zn	100	0,1	100
Ag, Al, Ba, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Rb, Sr, Te, Tl, U, V	10	0,01	10
IV-STOCK-26 (5 % HNO_3)			
Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sc, Sm, Tb, Th, Tm, Y, Yb	10	0,001	1
IV-STOCK-28 (10 % HCl)			
Au, Hf, Ir, Pd, Pt, Th, Ru, Sb, Sn, Te	10	0,001	1
IV-STOCK-29 (5 % HNO_3 + Spuren von HF)			
B, Ge, Mo, Nb, P, Re, S, Si, Ta, Ti, W, Zr	10	0,01	10

Tab. 76.
Verwendete zertifizierte Stocklösungen (Inorganic Ventures) und der jeweilige Kalibrationsbereich.





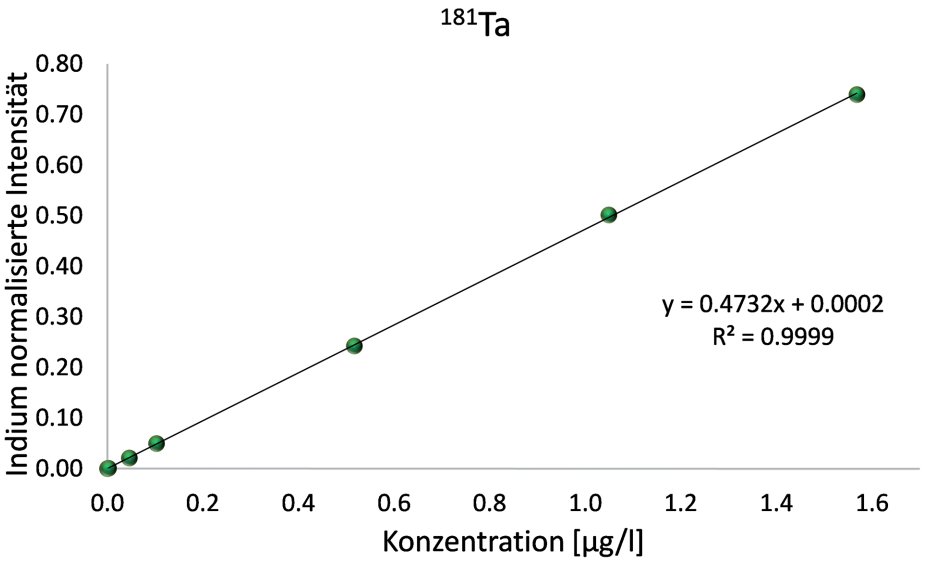


Abb. 216.
Kalibrationskurven von Yttrium (^{89}Y, LR), Eisen (^{56}Fe, MR) und Tantal (^{181}Ta, HR) nach Normalisierung mit dem internen Standard Indium.

zwischen Analytsignal und -Konzentration beschrieben. Die Analysenfunktion (Gleichung 3) (umstellen der Kalibrierfunktion nach der gesuchten Konzentration) dient zur Berechnung der Konzentration des Analyten in der Probe.

Gleichung 2: $y = m * x + b$

Gleichung 3: $x = (y - b) / m$

y: Signalintensität

m: Steigung (beschreibt die Empfindlichkeit)

b: Achsenabschnitt

x: gesuchte Konzentration

- **Blindwertkorrektur**

  Zur Abschätzung des Kontaminationsrisikos während der Probenahme und Probenvorbereitung (Filtration bzw. Zentrifugation zur Abtrennung der Schwebstoffphase, Stabilisierung durch Ansäuerung, Probenverdünnung) wurden Methodenblindwerte (2 % (v/v) HNO_3 in subboiled H_2O mit Indium und Rhenium als interne Standards), welche wie Realproben behandelt wurden, routinemäßig analysiert. Eine weitere Kontrolle erfolgte durch instrumentelle Blindwerte nach jeder unbekannten Probe, welche in vierfacher Ausführung bestimmt wurde. Bei den meisten Elementen konnten keine signifikanten Konzentrationsunterschiede (Unsicherheit: 10 %) zwischen instrumentellen und methodischen Blindwerten festgestellt werden. Höhere Blindwertkonzentrationen bei manchen Elementen ergaben sich durch die Filtration im Feld bzw. der Zentrifugation. Bei diesen Elementen wurden deshalb die entsprechenden Mittelwerte der Blindwertkonzentration zur Blindwertkorrektur herangezogen. Bei jenen Elementen, bei denen keine Unterschiede zwischen methodischen und instrumentellen Blindwerten festzustellen waren und auch keine Veränderung der Blindwertkonzentration während einer Messserie beobachtet worden sind, wurde der Mittelwert der instrumentellen Blindwerte zur Blindwertkorrektur herangezogen. In Kapitel 11.1 wird näher auf die durch mögliche Kontaminationsquellen sich ergebenden höheren Blindwerte eingegangen und diese auch diskutiert.

- **Richtigkeit der Methode**

  Zur Abschätzung der Richtigkeit der angewendeten Methode wurden zwei verschiedene Referenzmaterialien, ERM® CA 616 (Groundwater, IRMM Institute of Reference Materials and Measurements, Geel, Belgium) und TM 28.4 (Low level fortified standard prepared from Lake Ontario water, National Water Research Institute) verwendet. ERM® CA 616 ist für Calcium, Magnesium, Natrium und Kalium im mg/l-Konzentrationsbereich zertifiziert. TM 28.4 ist für alle Elemente der Parameterblöcke 1–3 (außer Calcium, Magnesium, Natrium, Kalium und Quecksilber) sowie für Silber, Strontium, Antimon, Barium, Beryllium, Bismut, Gallium, Kobalt, Lithium, Molybdän, Rubidium, Selen, Thallium, Titan, Uran, Vanadium und Zinn in Konzentrationen im niedrigen µg/l-Bereich zertifiziert. Die zertifizierten Konzentrationen sind mit einer entsprechenden Unsicherheit (ERM® CA 616: erweiterte Messunsicherheit mit einem Erweiterungsfaktor von 2 – entspricht einem Konfidenzintervall von etwa 95 % – etwa ± 3 % des zertifizierten Wertes; TM 28.4: ± 2 σ – etwa ± 6–20 % des zertifizierten Wertes) angegeben. Die Referenzstandards wurden unverdünnt verwendet, jedoch wurden die internen Standards Indium und Rhenium in einer Endkonzentration von 1 µg/l volumetrisch zugegeben (1 ml zu 10 ml Referenzstandard in vorgereinigte PP-Röhrchen). Während einer Messsequenz wurden zwischen vier und sechs unabhängige Replikate gemessen und die Mittelwerte berechnet. Die Messergebnisse lagen für alle Elemente (außer Zink) routinemäßig innerhalb der zertifizierten Konzentrationsbereiche (Abb. 217). Die gemessenen Konzentrationen für Zink waren ca. 30 % höher, es muss allerdings angemerkt werden, dass die Bezugskonzentration im Fall von Zink für die meisten Chargen des verwendeten Referenzmaterials nur als „information value“ und nicht als „certified concentration“ angegeben wurde. Ein eventueller Mehrbefund ist bei der Betrachtung der Zinkdaten zu beachten, wurde aber, da die relative Beurteilung der Daten nicht beeinträchtigt wird, nicht über einen entsprechenden Faktor korrigiert. Da für viele der analysierten Elemente (Metalle der Seltenen Erden, Platingruppenelemente etc.) keine geeigneten Referenzmaterialien zur Verfügung stehen, wurde ein „in-house“-Qualitätsstandard hergestellt. Dieser enthielt alle im Grundwasser zu erwartenden Konzentrationsbereiche. Dieser Qualitätsstandard wurde zum einen zur Abschätzung der Richtigkeit der externen Kalibration, als auch des Instrumentendrifts und in weiterer Folge zur Korrektur dieses Drifts verwendet. Ebenso wie die Referenzstandards wurden die internen Standards in einer Endkonzentration von 1 µg/l volumetrisch zugegeben. Während einer Messsequenz wurde dieser Standard etwa alle 90 Minuten gemessen (ca. 20 unabhängige Replikate/Messsequenz). Weiters wurden Standardadditionen zur Validierung der Quantifizierung mittels externer Kalibration für die Metalle der Seltenen Erden durchgeführt sowie Spike-Recovery-Tests, um Matrixeffekte zu analysieren. Bei den Standardadditionen wurde eine Wasserprobe 1:10 mit 2 % (v/v) HNO_3 verdünnt, aliquotiert (fünf Aliquote) und anschließend mit einem definierten Volumen des entsprechenden Einzelstandards unterschiedlicher Konzentrationen (0, 10, 25, 50 und 100 ng/l Endkonzentration in der Probe) gespikt. Gleichzeitig wurden Kalibrationsstandards der gleichen Elemente in denselben Konzentrationen in 2 % (v/v) HNO_3 hergestellt und als externe Kalibration gemessen. Als Beispiele sind die Kalibriergeraden für Gadolinium und Lanthan in Ab-

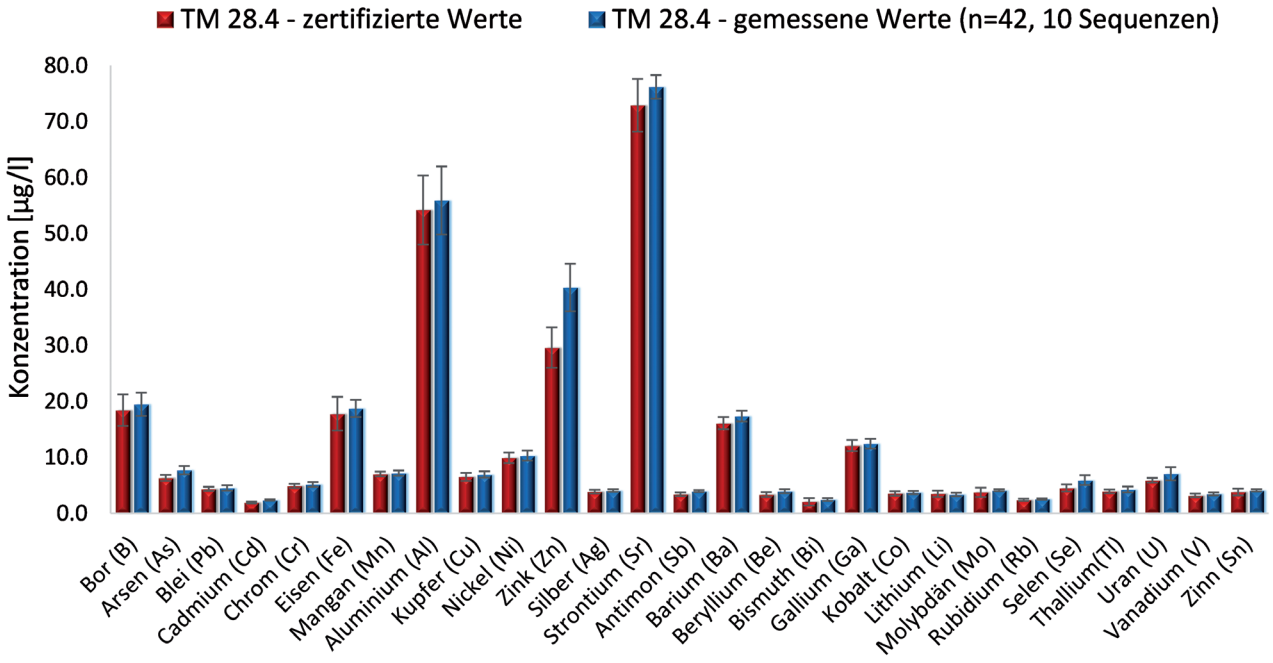


Abb. 217.
Zertifizierte Konzentrationen im Vergleich zu den gemessenen Konzentrationen des Referenzmaterials CRM TM 28.4. Die Fehlerbalken repräsentieren die Standardabweichung (1s) des Mittelwertes mehrerer Messungen (n = 42 Wiederholungsmessungen während zehn unabhängigen Messsequenzen).

bildung 218 dargestellt. Ein Vergleich der Steigung der Kalibrierfunktionen zeigt einen insignifikanten Einfluss der Matrix. Die Berechnung der in der Probe in einer 1:10 Verdünnung enthaltenen Konzentrationen anhand der Analysenfunktion beider Geraden ergibt einen Gehalt von 0,04 µg/l Gadolinium und 0,07 bzw. 0,06 µg/l Lanthan.

- **Ermittlung der Messpräzision und Messunsicherheit**

  Zur Ermittlung der Messpräzision wurden alle Proben in jeweils vierfacher Durchführung gemessen. Die relative Standardabweichung (RSD) liegt meist im Bereich von 0,1–10 %. Höhere RSDs ergeben sich aufgrund der sehr niedrigen gemessenen Konzentration nahe der Nachweisgrenze. Die erhaltene Messpräzision einer Einzelmessung einer Probe ist in Tabelle 77 dargestellt. Die Gesamt-Messunsicherheit wurde entsprechend DEV A0-4 – Leitfaden zur Abschätzung der Messunsicherheit aus Validierungsdaten, welcher im Jänner 2006 veröffentlicht wurde und auf dem NORDTEST „Handbook for calculation of measurement uncertainty in environmental laboratories“ beruht, berechnet. Im Gegensatz zum Messunsicherheitsbudget nach GUM (DIN V ENV 13005), welches alle Unsicherheitsquellen als Einzelkomponenten erfasst und deren Standardunsicherheiten quantifiziert, bevor diese zu einer Gesamtunsicherheit zusammengefasst werden und die erweiterte Messunsicherheit berechnet wird, werden beim NORDTEST-Ansatz alle Beiträge, die zu einer systematischen und zufälligen Abweichung führen, ermittelt. Tabelle 77 zeigt die analog DEV A0-4 errechnete Gesamt-Messunsicherheit U auf dem Konfidenzintervall von circa 95 % (entspricht 2 SD) durch einen Erweiterungsfaktor von 2. Diese kombiniert die systematische Abweichung aus zertifizierten Referenzmaterialien oder Wiederfindungsexperimenten und die Reproduzierbarkeit. Da es keine geeigneten zertifizierten Referenzmaterialien gibt, welche alle im Rahmen dieses Projektes gemessenen Elemente beinhalten, wurden die Ergebnisse der in-house-Qualitätsstandards für die Berechnung herangezogen. Pro Messsequenz wurden 10 bis 25 unabhängige Replikate gemessen und jeweils die Mittelwerte der pro Sequenz gemessenen Standards und deren RSDs für die Berechnung herangezogen.

- **Interferenzkorrektur**

  Die akkurate Messung von Metallen der Seltenen Erden (SEE) mit ICP-SFMS im Ultraspurenbereich wird durch spektrale Interferenzen erschwert. Neben isobaren Interferenzen führen vor allem polyatomare Spezies zu inakkuraten Ergebnissen, vor allem bei den schwereren SEE. Der Grund dafür ist die Metall-Oxid-Bindungsenergie, welche bei dieser Gruppe der Metalle am höchsten im Vergleich zu allen anderen Elementen ist. Me (Metall)-O-, Me-H- und Me-O-H-Interferenzen von Barium und der leichteren SEE interferieren mit den mittleren und schwereren SEE im ICP-MS Spektrum. Beispiele dafür sind die Überlagerung von $^{138}Ba^{16}O^{1}H^{+}$ oder $^{139}La^{16}O^{+}$ auf $^{155}Gd^{+}$ bzw. $^{141}Pr^{16}O^{+}$ auf $^{157}Gd^{+}$ (die einzigen beiden Isotope des Gadoliniums, die keine isobaren Interferenzen haben), $^{147}Sm^{16}O^{+}$ auf $^{163}Dy^{+}$ oder $^{149}Sm^{16}O^{+}$ auf $^{165}Ho^{+}$ (monoisotop).

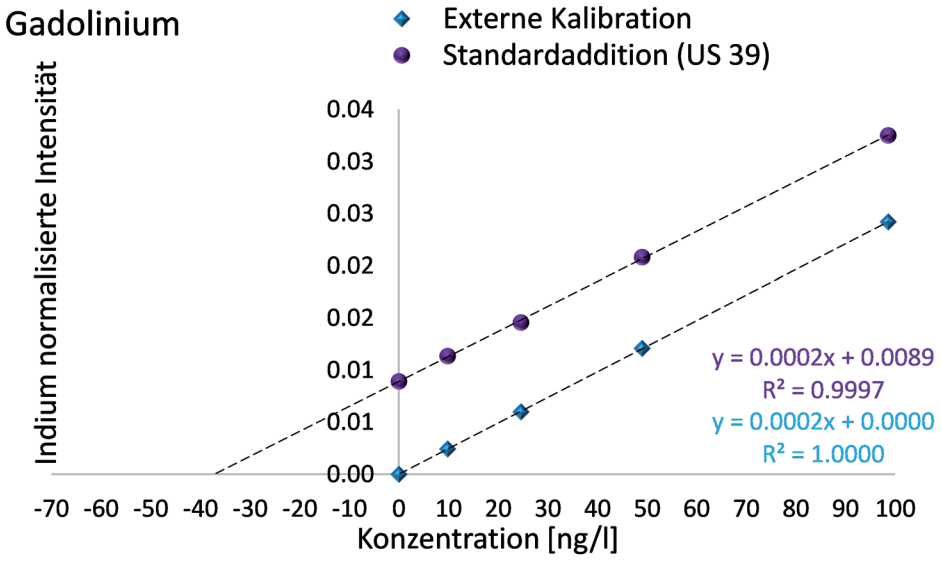
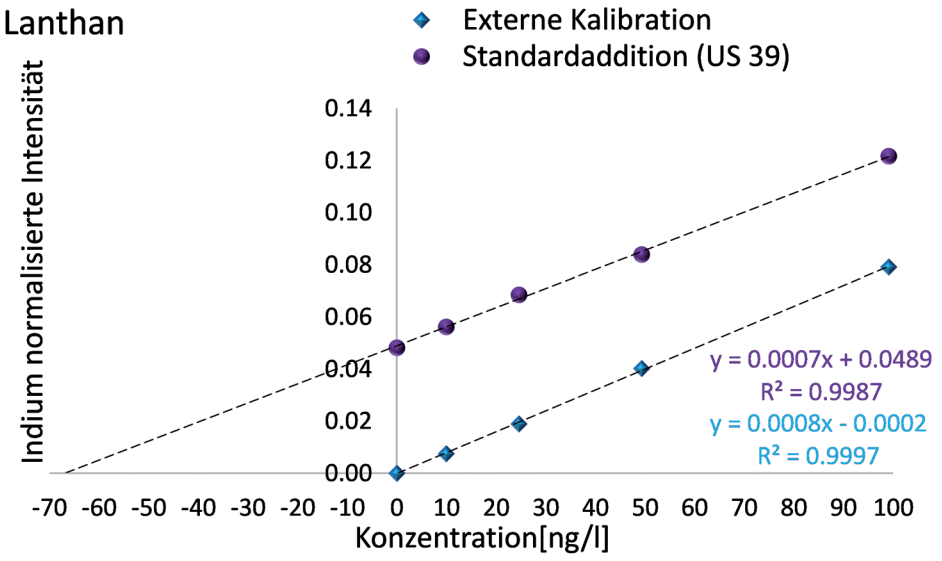


Abb. 218.
Kalibrationsgeraden für Gadolinium und Lanthan durch externe Kalibration und Standardaddition nach Normalisierung mit dem internen Standard Indium.



Element	Messpräzision unter Wiederholbedingungen		Gesamt-Messunsicherheit (%)
	Konzentration (n = 4)	RSD (%)	U (2 k)
Parameterblock 1 (mg/l)			
Calcium (Ca)	207	0,7	11
Magnesium (Mg)	38,4	0,3	n.a.
Natrium (Na)	3,47	1,3	n.a.
Kalium (K)	2,73	2,1	28
Parameterblock 1 (µg/l)			
Bor (B)	15,8	1,3	17
Parameterblock 2 (µg/l)			
Arsen (As)	< BG	< BG	14
Blei (Pb)	0,72	3,0	12
Cadmium (Cd)	0,22	6,2	6
Chrom (Cr)	< BG	< BG	8
Eisen (Fe)	652	0,6	8
Mangan (Mn)	1.134	0,4	8

Element	Messpräzision unter Wiederholbedingungen		Gesamt-Messunsicherheit (%)
	Konzentration (n = 4)	RSD (%)	U (2 k)
Parameterblock 3 (µg/l)			
Aluminium (Al)	< BG	< BG	n.a.
Kupfer (Cu)	0,78	5,8	10
Nickel (Ni)	< BG	< BG	9
Zink (Zn)	< BG	< BG	9
Metalle der Seltenen Erden (µg/l)			
Cer (Ce)	0,11	1,5	8
Dysprosium (Dy)	0,18	1,5	10
Erbium (Er)	0,15	2,9	11
Europium (Eu)	0,03	3,6	9
Gadolinium (Gd)	0,07	5,4	11
Holmium (Ho)	0,04	0,7	10
Lanthan (La)	0,06	1,5	11
Lutetium (Lu)	0,03	1,7	9
Neodym (Nd)	0,11	2,7	6
Praseodym (Pr)	0,02	1,6	7
Samarium (Sm)	0,06	2,2	7
Scandium (Sc)	5,89	4,0	11
Terbium (Tb)	0,03	4,2	8
Thorium (Th)	0,02	1,6	15
Thulium (Tm)	0,02	0,9	11
Ytterbium (Yb)	0,19	2,8	10
Yttrium (Y)	1,91	0,5	8
Platingruppenelemente, Gold und Silber (µg/l)			
Gold (Au)	< BG	< BG	n.a.
Iridium (Ir)	< BG	< BG	9
Palladium (Pd)	0,05	4,5	36
Platin (Pt)	< BG	< BG	14
Rhodium (Rh)	0,26	1,2	10
Ruthenium (Ru)	0,02	32,8	9
Silber (Ag)	< BG	< BG	19
Weitere Elemente (mg/l)			
Schwefel (S)	77,5	0,4	27
Silicium (Si)	3,99	0,1	8
Strontium (Sr)	4,45	0,9	9
Weitere Elemente (µg/l)			
Antimon (Sb)	< BG	< BG	9
Barium (Ba)	51,4	0,9	9
Beryllium (Be)	0,37	0,4	13
Bismut (Bi)	< BG	< BG	15
Gallium (Ga)	< BG	< BG	10
Germanium (Ge)	< BG	< BG	8
Hafnium (Hf)	< BG	< BG	16
Kobalt (Co)	2,35	1,9	9
Lithium (Li)	10,8	0,8	14
Molybdän (Mo)	< BG	< BG	8
Niob (Nb)	< BG	< BG	10

Element	Messpräzision unter Wiederholbedingungen		Gesamt-Messunsicherheit (%)
	Konzentration (n = 4)	RSD (%)	U (2 k)
Phosphor (P)	< BG	< BG	16
Rubidium (Rb)	7,52	0,7	10
Selen (Se)	< BG	< BG	18
Tantal (Ta)	< BG	< BG	21
Tellur (Te)	< BG	< BG	10
Thallium(Tl)	< BG	< BG	30
Titan (Ti)	< BG	< BG	11
Uran (U)	6,72	1,7	19
Vanadium (V)	< BG	< BG	9
Wolfram (W)	< BG	< BG	16
Zinn (Sn)	< BG	< BG	8
Zirkon (Zr)	0,17	2,6	7

Tab. 77.
Messpräzision einer ausgewählten Probe im Vergleich zur Gesamt-Messunsicherheit (DEV A0-4). n.a. = nicht angegeben.

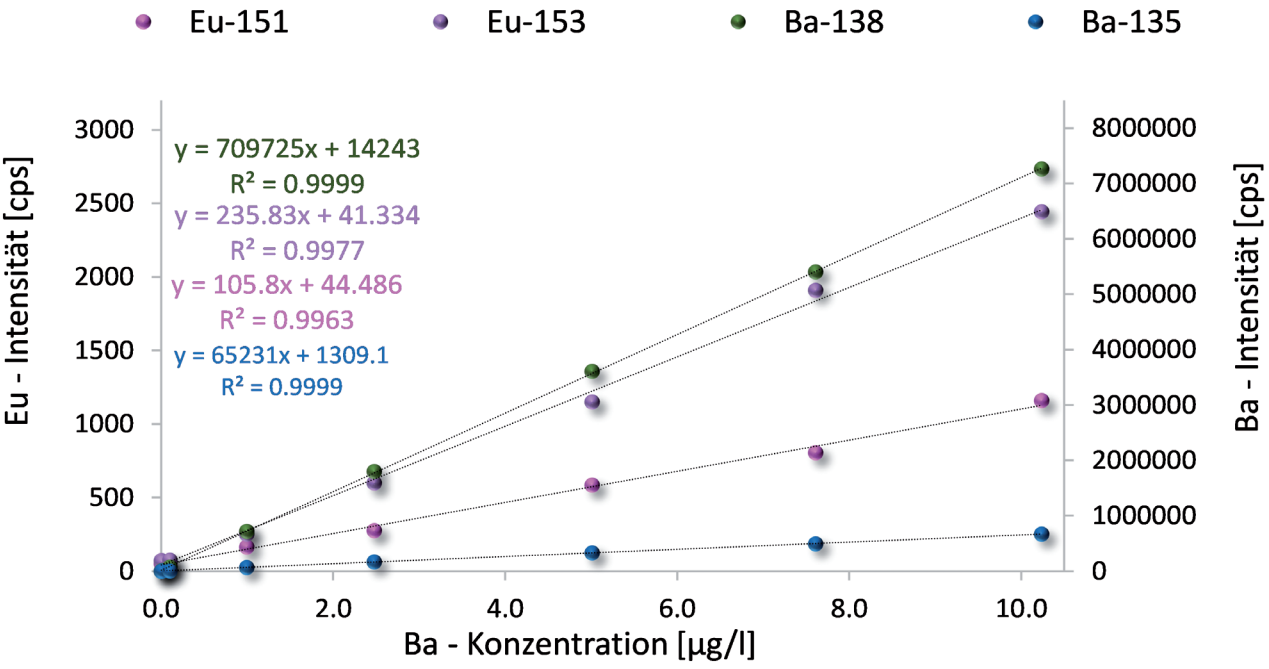


Abb. 219.
Bildung von $Ba\text{-}O^+$ (detektiert als ^{151}Eu und ^{153}Eu) bei der Messung von Barium-Einzelstandardlösungen im Konzentrationsbereich von 0 bis 10 µg/l.

Besonders schwierig war die richtige Quantifizierung von Europium, da beide stabilen Isotope (^{151}Eu und ^{153}Eu durch Ba-O- bzw. Ba-OH-Interferenzen gestört werden. Abbildung 219 zeigt die Bildung von Ba-O-Interferenzen (detektiert als ^{151}Eu und ^{153}Eu) in Abhängigkeit der Barium-Konzentration (0–10 µg/l) von Einzelstandardlösungen in 2 % (v/v) HNO_3. Die Oxidbildungsrate beträgt durchschnittlich 0,2 % bzw. 0,4 %, das heißt, etwa dieser Anteil überlappt mit dem tatsächlichen Europiumsignal.

Die Korrektur dieser Interferenzen erfolgte unter Berücksichtigung der gemessenen Barium-Konzentrationen und der Steigung von Eu/Ba, welche durch Standardkurven erhalten wurde (Abb. 219). Bei manchen Proben betrug diese Korrektur 100 %, das heißt, 100 % des Europiumsignals stammten von Ba-Oxid- bzw. Ba-Hydroxid-Interferenzen.

- **Driftkorrektur**

  Es wurde interne Standardisierung mittels Indium und Rhenium angewendet, um matrix-induzierte Signalsupressionen (Ionisationssupression) bedingt durch die physikochemischen Eigenschaften der

Proben relativ zu den Kalibrationsstandards, welche in verdünnter HNO_3 hergestellt wurden, zu korrigieren.

Wenn hoch matrix-belastete Proben (> 0,2 % total dissolved solids (TDS) oder gelöste Mineralteilchen) wie beispielsweise hochmineralisierte Grundwässer mit ICP-MS gemessen werden, kommt es zu einer graduell abfallenden Signaldrift aufgrund der Ablagerungen von matrixbasierenden Analyten an den Öffnungen der Konen. Dieser Langzeitdrift der Empfindlichkeit beeinflusst verschiedene Analyten unterschiedlich. Elemente niedrigerer Massen (Li– ~ Se) zeigen eine kontinuierliche Abnahme der Signalintensität, während es bei Elementen höherer Massen (~ Ba–U) zu einer Zunahme kommt. Die Elemente im mittleren Massenbereich bleiben hingegen fast unbeeinflusst. Abbildung 220 zeigt die Abnahme des Indiumsignals während einer etwa 60 Stunden langen Messsequenz (ca. 35 % des ursprünglichen Signals). Interne Standardisierung kompensiert diesen Signaldrift nur mehr zum Teil. Als Beispiele für die Ab- bzw. Zunahme der Analytsignale verschiedener Massen und nach Normalisierung mit dem internen Standard berechneten Konzentrationen sind Lithium (7 u) und Uran (238 u) dargestellt.

Während der gesamten Dauer der Messung wurde eine kontinuierliche Abnahme der Lithium-Konzentration um etwa 20 % bzw. eine Zunahme des Gehaltes an Uran auf ca. 120–130 % in dem intervallmäßig analysierten Kontrollstandard festgestellt. Für diese matrix-induzierten Signaldrifts wurden externe Drift-Korrekturen mittels Kontrollstandards angewendet. Der Signaldrift (Abb. 221), dargestellt am Beispiel von Uran, zeigt eine lineare Korrelation mit der Zeit, daher wurde eine zeitabhängige Drift-Korrektur mit der erhaltenen Kalibrierfunktion durch lineare Interpolation (Steigung (m) und Achsenabschnitt (b)) zwischen den einzelnen Kontrollstandards (QC 1–11); m bzw. b = (Recovery QC x+1–Recovery QC x)/(Time QC x+1–Time QC x) entsprechend der Variation der Kontrollstandards durchgeführt. Die gemessenen Konzentrationen in den Proben wurden mit den entsprechenden Analysenfunktionen korrigiert. In Abbildung 222 sind die Uran-Konzentrationen einiger im Rahmen dieses Projektes analysierten Wasserproben als Totalgehalt bzw. in der gelösten Phase, abgetrennt durch Zentrifugation und Filtration, dargestellt. Abbildung 222A zeigt die unkorrigierten Werte, in Abbildung 222B sind die mittels oben beschriebener Methode korrigierten Werte dargestellt. Vorversuche zeigten, dass kein Kontaminationsrisiko für Uran durch Filtration besteht, weshalb die höheren gemessenen Werte in den filtrierten Proben eindeutig auf matrix-induzierte Signaldrifts zurückzuführen sind.

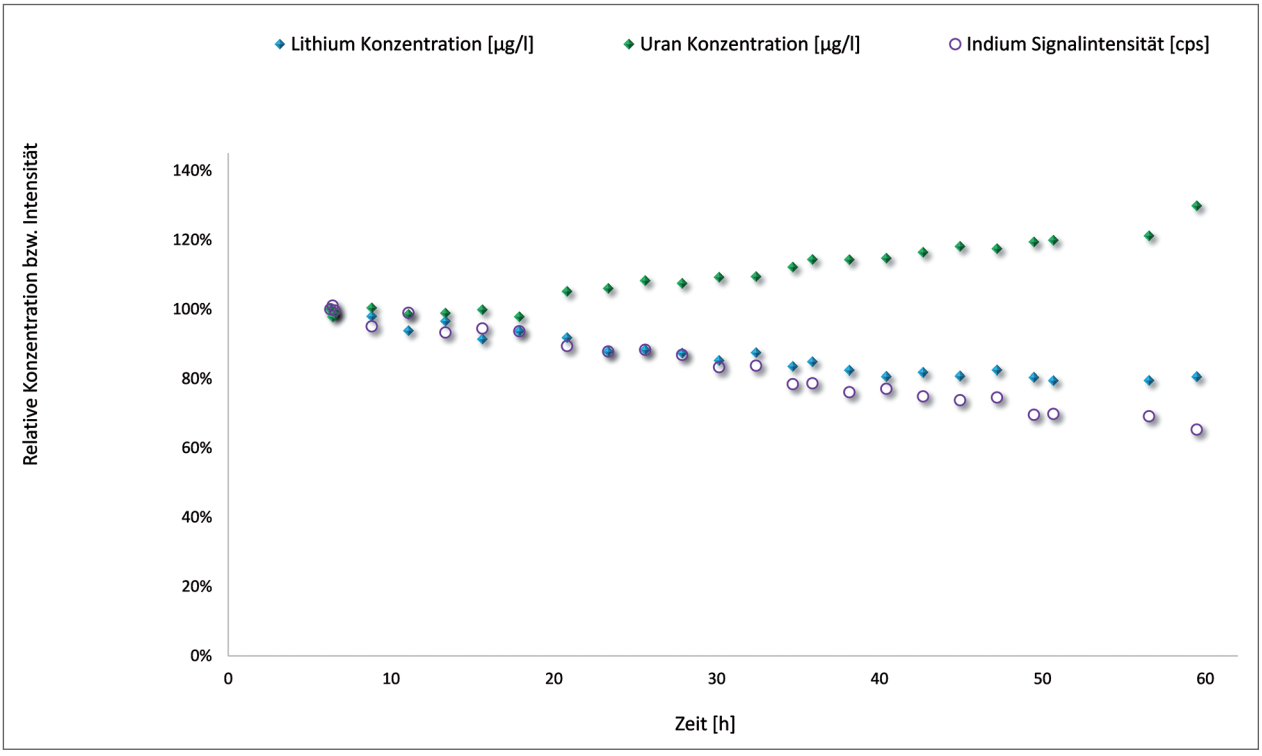


Abb. 220.
Zeitabhängiger matrix-induzierter Signaldrift des internen Standards Indium während einer Messsequenz von ca. 60 Stunden und die durch Indium-Normalisierung quantifizierten Konzentrationen von Lithium und Uran in den Kontrollstandards (Indium-Konzentration: 1 µg/l).

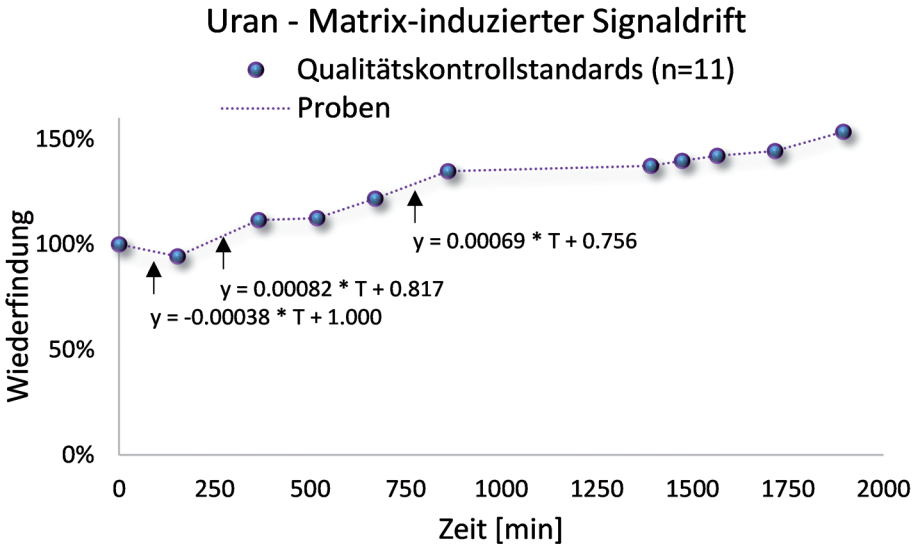
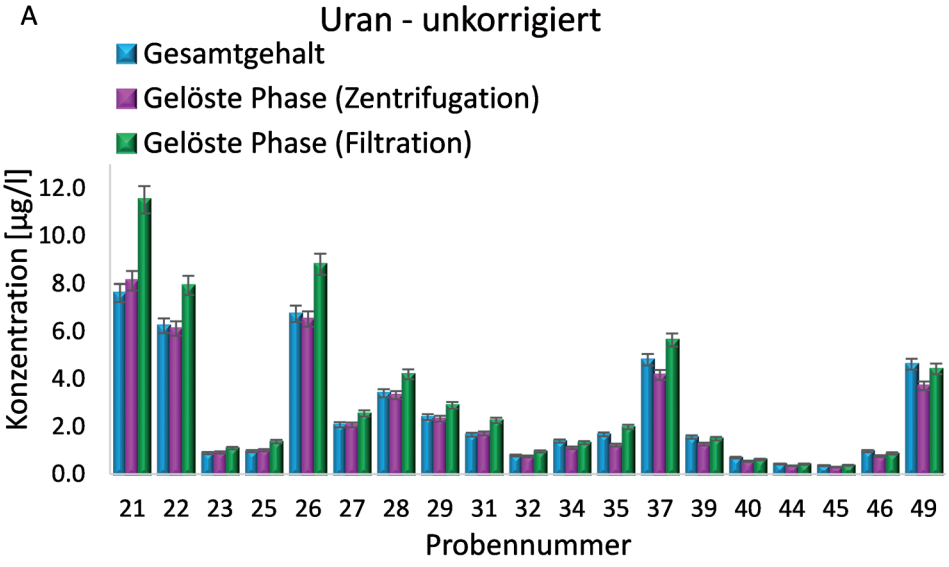


Abb. 221.
Zeitabhängiger matrix-induzierter Signaldrift und die resultierende Wiederfindung von Uran in den intervallmäßig gemessenen Kontrollstandards (n = 11) während einer Messsequenz. Die Korrektur der gemessenen Werte in den Proben erfolgte durch lineare Interpolation zwischen den einzelnen Kontrollstandards.



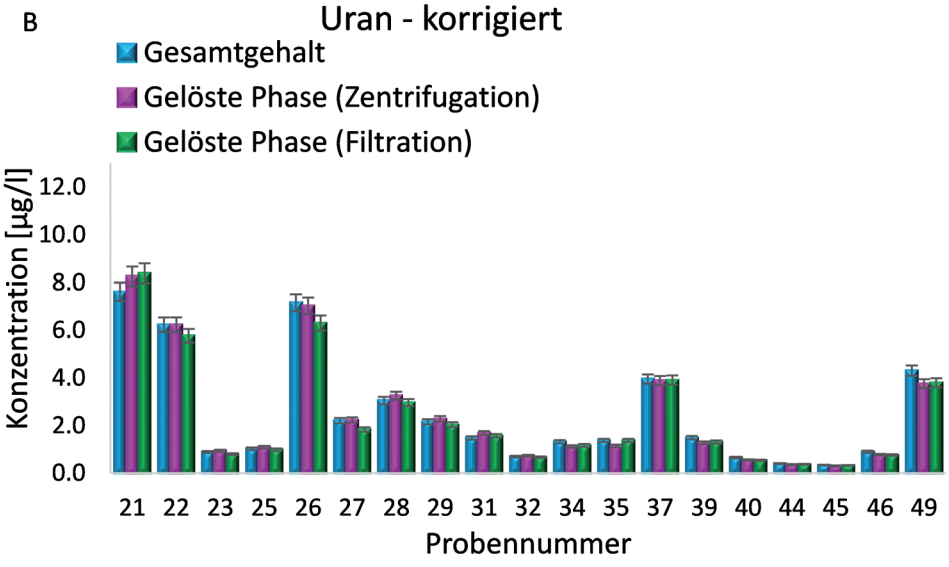


Abb. 222.
Uran-Konzentrationen ausgewählter Wasserproben in der Gesamtphase bzw. der gelösten Phase (durch Zentrifugation und Filtration abgetrennt). A: unkorrigierte Werte; B: korrigierte Werte. Die höheren Werte in den nach Filtration gemessenen Proben (A) sind auf die Auswirkung des matrix-induzierten Signaldrifts zurückzuführen.

10.1.2.2.2 Quecksilberanalytik mit Kaltdampftechnik gekoppelt mit Induktiv gekoppelter Plasma-Quadrupolmassenspektrometrie (CV-ICP-QMS)

Überblick zu den rechtlichen Vorgaben in der Quecksilberanalytik

Quecksilber und deren Verbindungen werden in der EU-Wasserrahmenrichtlinie (2000/60/EG) (WRRL) als prioritär gefährliche Substanzen gelistet. Die zulässige Höchstkonzentrations-Umweltqualitätsnorm liegt bei 0,07 g/l und die zulässige Zusatzkonzentration bei 0,05 µg/l für inländische und sonstige Oberflächengewässer. Für Grundwasser ist laut der QZV Chemie GW ein Schwellenwert von 0,9 µg/l festgelegt. Die in der Richtlinie ENV/ISO-13530 geregelten erforderlichen Bestimmungsgrenzen liegen bei 30 % des relevanten Qualitätsstandards. Aufgrund dieser äußerst geringen Konzentrationen bzw. Bestimmungsgrenzen ist die präzise und akkurate Bestimmung von Quecksilber in Oberflächengewässern und Grundwasser sehr schwierig. Zusätzlich führen Verluste durch Wandadsorption bzw. Reduktion des $Hg^{(2)+}$ zu Hg^0 und Verflüchtigung zu Problemen, weshalb fortgeschrittene Probenahme- und Analysenstrategien erforderlich sind.

Grundprinzip der Kaltdampftechnik

Die Kaltdampftechnik (CV – cold vapour technique) ist eine geeignete Methode, um den Gehalt an Quecksilber in Umweltproben zu messen. In Abbildung 223 ist das Flussschema dieser Technik dargestellt. Gekoppelt an Element-Massenspektrometer wie beispielsweise an Induktiv gekoppeltes Plasma-Quadrupolmassenspektrometer (ICP-QMS) erlauben zusätzlich Informationen über die Isotopenzusammensetzung und somit die Anwendung der Isotopenverdünnungsanalyse (siehe unten). CV-ICP-QMS umfasst Matrixabtrennung durch Erzeugung eines Kaltdampfes durch Reduktion von Hg^{2+} zur elementaren Form Hg^0 mittels eines Reduktionsmittels (Zinnchlorid ($SnCl_2$) oder Natriumborhydrid ($NaBH_4$)) on-line in einer Fließinjektion. $SnCl_2$ reduziert unter diesen Bedingungen nur anorganische Quecksilberspezies. Die Bestimmung des Totalgehaltes erfordert daher eine vollständige Zersetzung der organischen Quecksilberspezies zu anorganischem Quecksilber, beispielsweise durch oxidative Aufschlüsse bzw. UV-Aufschlüsse. Im Gegensatz dazu ist $NaBH_4$ ein ausreichend starkes Reduktionsmittel, um sowohl anorganische, als auch organische Quecksilberspezies ohne vorangegangene Probenaufarbeitung zu reduzieren. In den nachfolgenden Gleichungen (Gleichung 4 und Gleichung 5) sind die Reduktion von Hg^{2+} zu elementarem Hg^0 und die Reaktion von Methylquecksilber $MeHg^+$ zu Methylquecksilberhydrid CH_3HgH, welches ebenfalls flüchtig ist, durch das Reduktionsmittel $NaBH_4$ dargestellt (Filippelli et al., 1992).

Gleichung 4: Reduktion von Hg^{2+} zu Hg^0 mit dem Reduktionsmittel $NaBH_4$.

$$Hg^{2+} + 2\ NaBH_4 + 6\ H_2O \rightarrow Hg^0 + 7\ H_2 + 2H_3BO_3 + 2\ Na^+$$

Gleichung 5: Reaktion von Methylquecksilber zu Methylquecksilberhydrid durch das Reduktionsmittel $NaBH_4$.

$$CH_3Hg^+ + NaBH_4 + 3\ H_2O \rightarrow CH_3HgH + 3\ H_2 + H_3BO_3 + Na^+$$

Die Einführung des Quecksilberdampfes in das ICP-QMS innerhalb eines kurzen Zeitsegmentes mit Hilfe eines Inertgases (Argon) über eine Transferleitung führt zu einer Anreicherung des Analyten und gleichzeitig zu

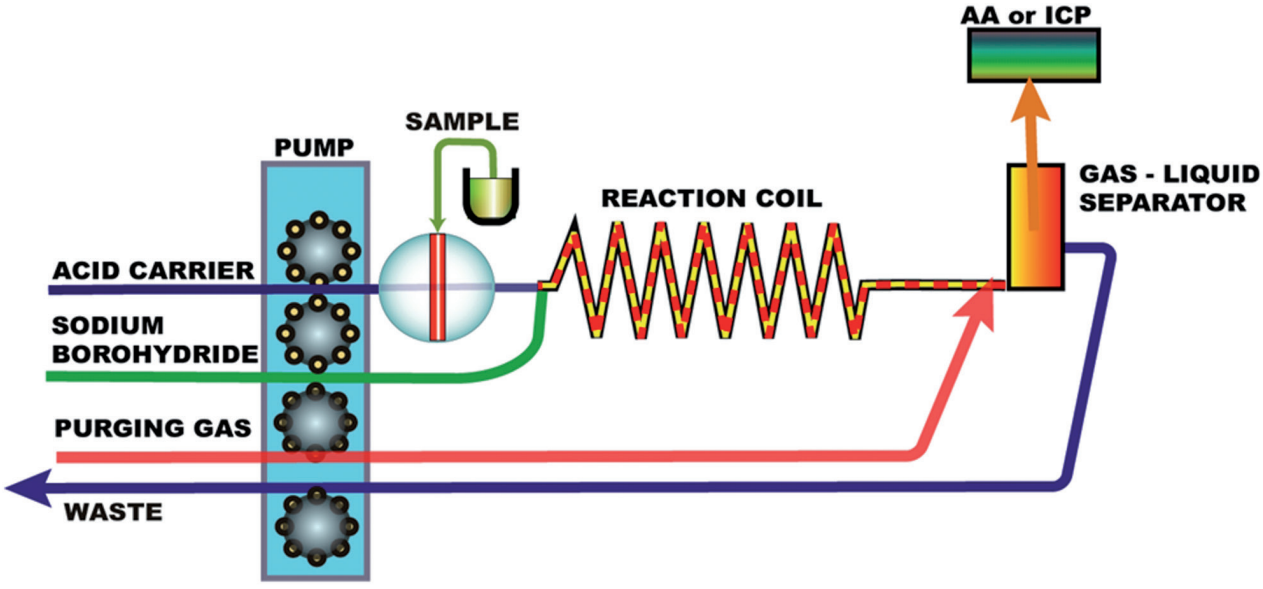


Abb. 223.
Flussschema der CV-ICP-QMS (www.flowinjectiontutorial.com/).

einer Abtrennung von Matrixbestandteilen. Somit können eine Empfindlichkeitserhöhung und Minimierung von Matrixinterferenzen sowie die Reduktion von Blindwerten und die Elimination von Verschleppungen erreicht werden. Für weitere Informationen bezüglich dieser Technik wird auf folgende Literatur verwiesen: Gao et al. (2013) und Fischer et al. (2012).

Material und Methodik

Alle zur Quecksilberstabilisierung und Analytik verwendeten Chemikalien entsprachen einem hohen Reinheitsgrad. Zur Stabilisierung der Wasserproben wurde entsprechend EN 1483:2007 eine Lösung von 5 % Kaliumdichromat ($K_2Cr_2O_7$) (99,95 %, Sigma) in 50 % HNO_3 (double-subboiled 65 % p.a. grade, Merck) (Endkonzentration in der Probe 0,005 %) verwendet. 3 % (v/v) HCl als Trägerlösung (double-subboiled HCl 37 %, p.a. grade, Merck) und Natriumborhydrid ($NaBH_4$) als Reduktionsmittel (0,2 % Natriumbortetrahydrat p.a. grade, Merck und 0,05 % Natriumhydroxid suprapur 99,99 %, Merk in subboiled H_2O) zur Bestimmung von Quecksilber mit Kaltdampftechnik wurden vor Verwendung frisch hergestellt. Zur Quantifizierung mit Isotopenverdünnung wurde ein zertifizierter Quecksilber-Einzelelementstandard mit natürlicher Isotopenzusammensetzung (single element ICP standard for trace analysis, 1.000 mg/l, Merck) und ein im stabilen Isotop ^{200}Hg angereicherter Standard (99,5 %, Trace Science International Inc. Delaware, USA) verwendet. Eine 1.000 mg/l Stocklösung des isotopenangereicherten Hg wurde durch Lösen von 10 mg in subboiled HNO_3 hergestellt. Arbeitsstandards für die Isotopenverdünnung wurden durch serielle Verdünnung der Stocklösungen in 2 % (v/v) HNO_3 hergestellt. Die akkurate Konzentration des isotopenangereicherten Quecksilber-Spikes wurde durch die reverse Isotopenverdünnung der gravimetrisch hergestellten natürlichen Quecksilber-Standards bestimmt.

PFA-Fläschchen (Perfluoralkoxy-copolymer, 100 mL) zur Probenahme und Lagerung bzw. zur Vorbereitung und Lagerung von Standardlösungen wurden in einer speziellen Ausdämpfapparatur aus Quarz (CleanDEST, MLS GmbH) im HNO_3-Dampf (Temperaturprogramm bis 250° C) eine Stunde ausgedämpft und anschließend mit subboiled H_20 gespült. PE-Röhrchen zur Analyse wurden wie im Absatz zu Material und Methodik gereinigt. Zur Vermeidung von Kontaminationen wurden Probenvorbereitung und Messung unter Reinraumbedingungen (Klasse 100.000 bzw. Klasse 10.000 mit Werkbänken der Klasse 100) mit Temperaturkontrolle (20° C) und Überdruck (+5 Pa) durchgeführt.

Bestimmung von Quecksilber mit Kaltdampftechnik gekoppelt mit Quadrupolmassenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (CV-ICP-QMS)

Die Bestimmung von Quecksilber-Totalgehalten im ng/l-Bereich zur Quantifizierung mit Isotopenverdünnung wurde durch Kaltdampftechnik gekoppelt an ein Quadrupol-Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma als Ionisierungsquelle (CV-ICP-QMS) durchgeführt. Das Schema ist in Abbildung 224 dargestellt. Die Erzeugung von Quecksilber-Kaltdampf und Analytik erfolgte mittels vollautomatisiertem Flow Injection Mercury System (FIAS 400, Perkin Elmer) gekoppelt an das ICP-QMS (Elan DRC II, Perkin Elmer). Wie schon im letzten Kapitel beschrieben, wird so die durch Dichromat zu Hg^{2+} oxidierte und damit stabile Form des Quecksilbers on-line in einer Fließinjektion im sauren Medium mit $NaBH_4$/NaOH als Reduktionsmittel zur elementaren Form Hg^0 reduziert. Mittels ICP-QMS wurden die Isotope ^{200}Hg, ^{201}Hg und ^{202}Hg als transiente Signale detektiert. Die Chromeloen Software (Version 6.70, Dionex, Sunnyvale, CA, USA) wurde zur Integration und Evaluierung der transienten Signale verwendet, um Quecksilber-Isotopenverhältnisse der Peakflächen zu berechnen.

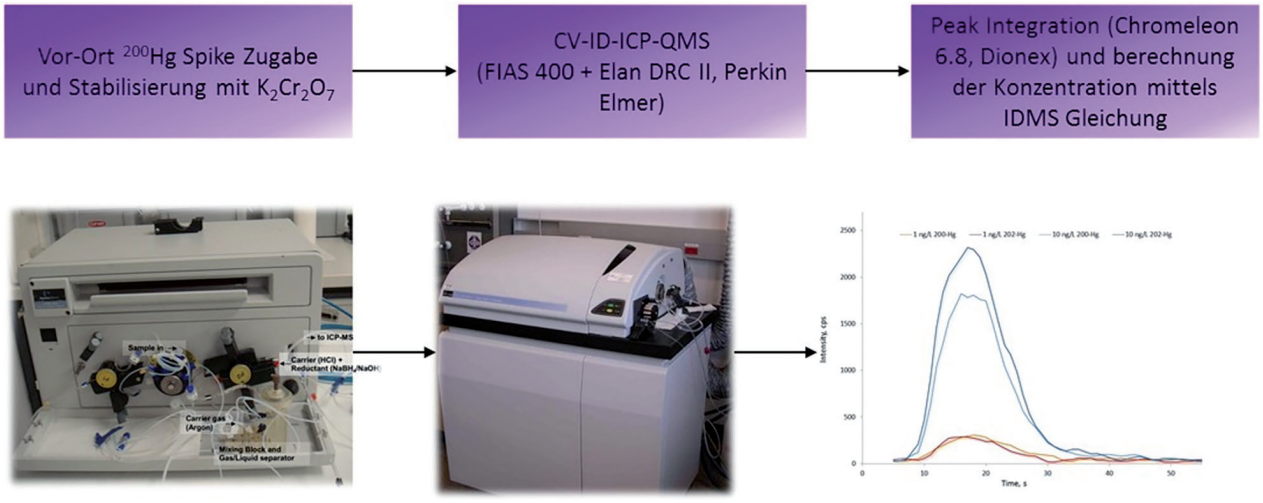


Abb. 224.
CV-ICP-QMS mittels FIAS 400 (Perkin Elmer) zur Erzeugung von elementarem Quecksilber mit Kaltdampftechnik – über einen Adapter kann das System direkt mit dem ICP-MS (Elan DRC II, Perkin Elmer) gekoppelt werden.

Validierung der Messmethode zur Quantifizierung von Quecksilber mit Kaltdampftechnik gekoppelt mit Quadrupolmassenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (CV-ICP-QMS)

Die Validierungsparameter der für die Quantifizierung von Quecksilber angewandten Methodik sind in Abbildung 225 zusammengefasst und werden im Folgenden detailliert beschrieben.

- **Ermittlung der Nachweis- und Bestimmungsgrenze für die Quantifizierung von Quecksilber**

  Im Vergleich zu konventionellen Flüssig-Eintragssystemen kann durch die Kaltdampftechnik eine Erhöhung der Empfindlichkeit um etwa einen Faktor 10 erreicht werden. Das liegt zum einen an der höheren Transporteffizienz flüchtiger Komponenten, andererseits an einer Signalfokussierung durch die Erzeugung eines kurzen transienten Signals. In Abbildung 225 sind Elutionsprofile eines Quecksilberstandards mit natürlichem Isotopenverhältnis dargestellt. Die Konzentration der Standards lagen bei 1 ng/l und 10 ng/l. Die mit der CV-ICP-QMS-Technik erreichte Empfindlichkeit liegt bei ca. 100 cps/ppt bzw. 10 counts/ppt. Zur Ermittlung des Detektions- und Quantifizierungslimits von Quecksilber und zur Quantifizierung wurde die Isotopenverdünnungsanalyse eingesetzt. Das Prinzip ist in untenstehender Abbildung und Gleichung (Abb. 226; Gleichung 6) dargestellt. Der Vorteil dieser Methode ist, dass nur das Isotopenverhältnis der isotopenverdünnten Probe gemessen wird und nicht die absolute Konzentration. Verluste von Quecksilber durch Wandabsorption und andere Effekte bzw. Matrixeffekte beeinflussen somit das Ergebnis nicht, vorausgesetzt, es besteht ein Gleichgewicht zwischen natürlichen und angereicherten Isotopen.

  Die Ermittlung der methodischen Nachweis- und Bestimmungsgrenzen von Quecksilber erfolgte analog zu dem Absatz „Validierung der Messmethode zur Quantifizierung der Metall(oid)e mit Sektorfeldmassenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-SFMS)“ nach dem Leerwertverfahren. Es wurden jeweils sechs Blindwertmessungen einer Blindwertlösung (isotopenverdünnte 0,005 % $K_2Cr_2O_7$) herangezogen. Da die Proben an mehreren hintereinander folgenden Tagen gemessen wurden und aufgrund alternierender Empfindlichkeit des Gerätes die NGs und BGs variierten, werden diese als Bereich angegeben. Die erhaltenen NGs und BGs liegen in einem Bereich von 0,18 bis 0,29 ng/l bzw. 0,61 bis 0,98 ng/l (Validierungsparameter in Tabelle 78). Zur Abschätzung des Kontaminationsrisikos durch externe Einflüsse während Probenahme und Transport wurden Feldblindwerte mitbestimmt,

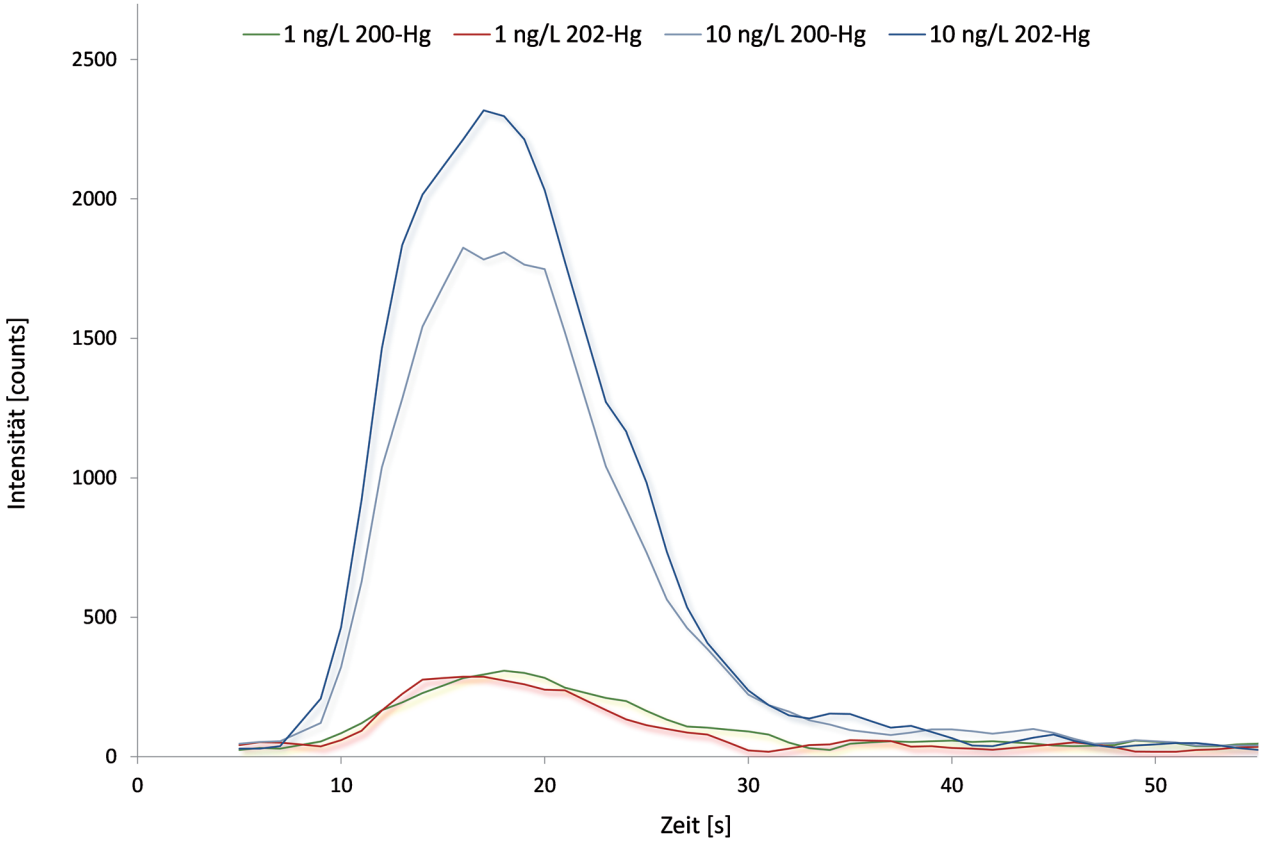


Abb. 225.
Elutionsprofile eines Quecksilberstandards (1 ng/l und 10 ng/l) mit natürlichem Isotopenverhältnis.

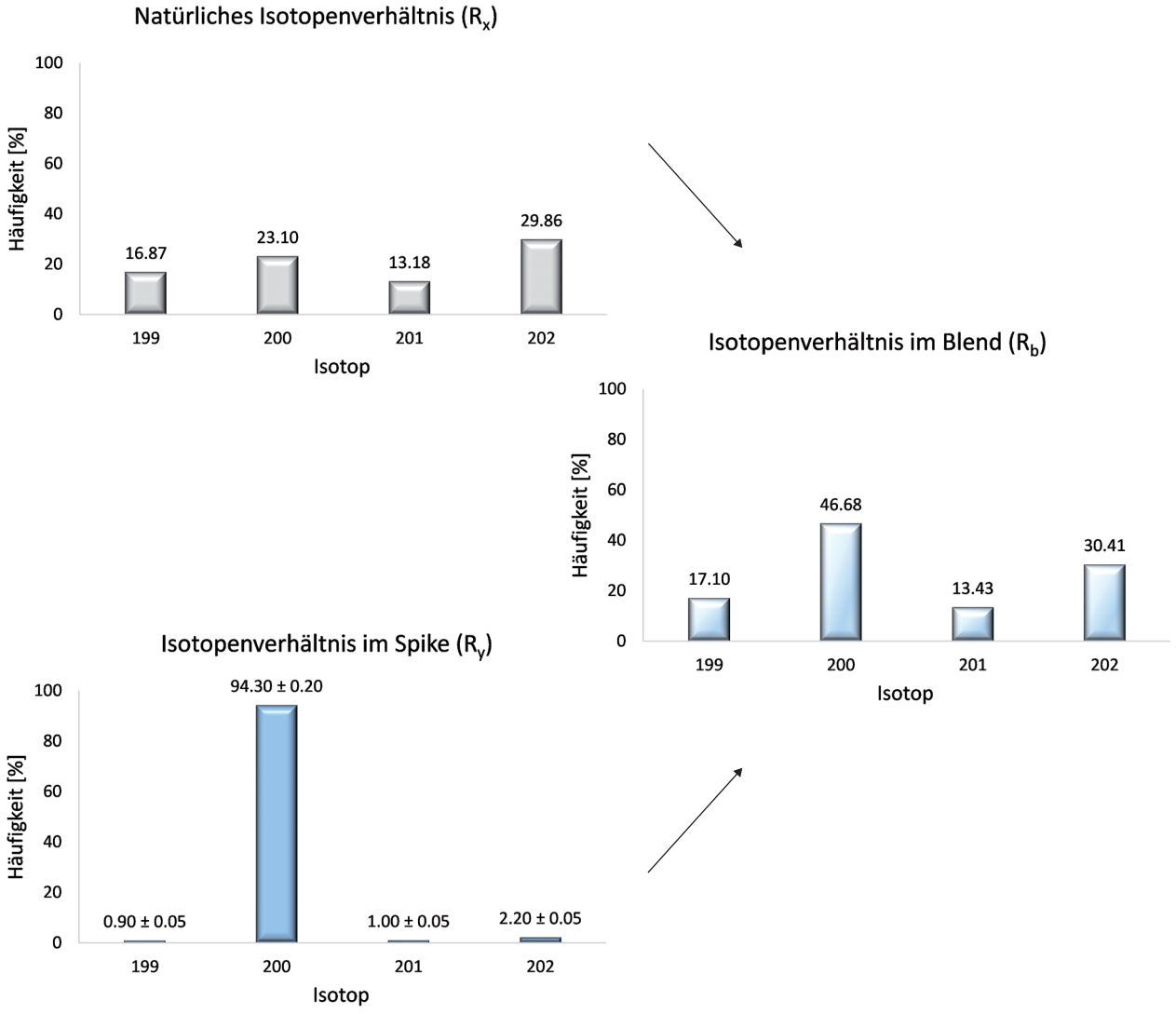


Abb. 226.
Prinzip der Isotopenverdünnung mit einem im stabilen Isotop ^{200}Hg angereicherten Quecksilberstandard.

welche gleich behandelt wurden wie reale Proben. Die daraus ermittelten Konzentrationen unterscheiden sich nicht signifikant von jenen der Blindwertlösungen, die unter Reinraumbedingungen hergestellt wurden. Daher ist eine Überbewertung der Quecksilber-Konzentrationen in den Wasserproben auszuschließen.

Gleichung 6:

$$c_x = c_y \cdot \frac{m_y}{m_x} \cdot \frac{(R_y - R_b)}{(R_b - R_x)} \cdot \frac{f_y}{f_x}$$

c_x: Konzentration in der Probe [mol/g]
c_y: Konzentration im Spike [mol/g]
m_x: Gewicht der Probe im Blend [g]
m_y: Gewicht des Spikes im Blend [g]
R_y: Zertifiziertes Isotopenverhältnis im Spike
R_b: Gemessenes Isotopenverhältnis im Blend
R_x: Natürliches Isotopenverhältnis
f_x: Abundanz des angereicherten Isotops in der Probe
f_y: Abundanz des angereicherten Isotops im Spike

- **Richtigkeit der Methode**

  Zur Abschätzung der Richtigkeit der Methode wurde das zertifizierte Referenzmaterial ERM®-CA615 (groundwater; EC-JRC-IRMM, Geel, Belgium) verwendet. Dieses wurde nach erstmaligem Öffnen in ein vorgereinigtes PFA-Fläschchen transferiert, mit $K_2Cr_2O_7$ (0,005 % (v/v) in der Endlösung) stabilisiert und mit dem in ^{200}Hg angereicherten Isotopenstandard gespikt (100 ng/l Endkonzentration in der Lösung). Pro Messtag wurden je drei unabhängige Replikate dieses Referenzmaterials gemessen. Die gemessene Konzentration (Mittelwert aller unabhängigen Replikate) lag bei 39,7 ± 0,55 ng/l und somit innerhalb des zertifizierten Wertes von 37 ± 4 ng/l.

Empfindlichkeit	10 counts/ppt (ca. 100 cps/ppt)
NG	0,18–0,29 ng/l*
BG	0,34–1,14 ng/l*
Ratio-Präzision	100 ng/l Standard: 0,11–0,82 % (n = 9/d)*
Mass bias/Mass unit	< 0,2 %
Richtigkeit	ERM®-CA615 groundwater sample: 39,7 ± 0,55 ng/l
Zertifizierter Wert	37 ± 4 ng/l
Gesamt-Messunsicherheit (k = 2)	15 %
* Während eines Zeitraumes von sechs Messtagen.	

Tab. 78.
Verfahrenskenndaten für die Analytik von Quecksilber mit CV-ICP-QMS.

- **Ermittlung der Messpräzision und Unsicherheit**

  Zur Ermittlung der Messpräzision (Ratio-Präzision) wurde ein Quecksilberstandard natürlicher Isotopenzusammensetzung mit einer Konzentration von 0,1 µg/l pro Messsequenz in 9- bis 12-facher Durchführung, je nach Länge der Messsequenz (vor und nach jeder Realprobe als sogenannte „standard bracketing"-Methode") gemessen. Die relativen Standardabweichungen der Isotopenverhältnisse lagen bei 0,34 bis 1,14 %. Die Ratio-Präzision der Realproben, welche jeweils in Dreifachbestimmung analysiert wurden, lagen je nach Quecksilberkonzentration im Bereich von 3,9 % (niedrigste gemessene Konzentration von 0,72 ng/l) bis 1,2 % (höchste gemessene Konzentration von 64,9 ng/l).

  Die analog DEV A0-4 errechnete Gesamt-Messunsicherheit der Ergebnisse beträgt 15 % (Erweiterungsfaktor 2).

- **Bestimmung der Quecksilberkonzentrationen im Grundwasser**

  Informationen zu den rechtlichen Vorgaben für die Analytik finden sich im Kapitel 10.1.2.2.1 Die Proben wurden nur unfiltriert/unzentrifugiert gemessen. Da die Proben durch das Stabilisierungsreagenz stark angesäuert wurden, ist davon auszugehen, dass Quecksilber, welches natürlicherweise an Schwebstoff gebunden sein kann, in die wässrige Phase übergeht.

  Die Quecksilberkonzentrationen der Wasserproben wurden aus den Intensitäten der transienten Signale entsprechend Gleichung 6, basierend auf den Isotopenverhältnissen $^{202}Hg/^{200}Hg$ errechnet. Nach jeder unbekannten Probe wurde ein Blindwert gemessen. Da die Intensitäten der Blindwerte konstant über die ganze Messserie waren, wurde der Mittelwert für die Blankkorrektur herangezogen. Aufgrund der hohen Reproduzierbarkeit der Isotopenverhältnismessungen der „bracketing standards" und somit einer insignifikanten Auswirkung auf das Messergebnis wurde keine lineare Interpolation zur Korrektur durchgeführt.

Die Interpretation der Messergebnisse zur Ultraspurenanalytik der Universität für Bodenkultur erfolgt in Kapitel 11.

10.2 Hydrochemie der Geologischen Bundesanstalt

(G. Hobiger)

Im Rahmen des Projektes wurden von der Fachabteilung Geochemie der Geologischen Bundesanstalt Wasserproben hydrochemisch untersucht. Die Analyse umfasste die Bestimmung der Geländeparameter und Bestimmung der Haupt- und Spurenparameter mit instrumentellen Analysenmethoden im Labor.

Folgende Parameter wurden vor Ort bestimmt:

- Elektrische Leitfähigkeit
- pH-Wert
- H_2O-Temperatur
- Redoxpotenzial
- O_2-Gehalt
- Schüttung
- Alkalinität

Elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Temperatur

Diese Parameter wurden mit einem Kombinationsgerät der Fa. WTW Typ 340 i gemessen. Als Elektroden dienten: SenTix41 (pH-Wert und Temperatur) sowie Tetracon 325 (elektrische Leitfähigkeit und Temperatur). Die elektrische Leitfähigkeit wurde auf 25° C kalibriert. Zur Qualitätssicherung wurde vor Ort jede Sonde mit Standards kalibriert.

Redoxpotenzial

Das Redoxpotenzial wurde mit dem pH-Messgerät pH 330 der Fa. WTW und der Einstabmesselektrode SenTix ORP bestimmt. Die Qualitätssicherung erfolgte vor Ort mit Kontrollstandards.

Sauerstoffgehalt

Der Sauerstoffgehalt (O_2) des Wassers wurde mit dem Gerät Oxi3310 der Fa. WTW und der Elektrode CellOx 325 gemessen. Die Angabe erfolgte in mg/l und % Sättigung. Zur Qualitätssicherung wurde die Elektrode vor Ort kalibriert.

Schüttung

Die Schüttung wurde mittels eines Messbechers und einer Stoppuhr gemessen.

Alkalinität (Hobiger, 1997, 2015)

Unter Alkalinität versteht man in der Hydrochemie die Säurebindungskapazität bis zum ersten Äquivalenzpunkt des Carbonatsystems. Das bedeutet, dass für die Alkalinität die Kohlensäure als Referenzpunkt angenommen wird. Die Definitionsgleichung der Alkalinität lautet:

$$[Alk] \div [OH^-] - [H^+] + [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}]$$

Eine besondere Eigenschaft der Alkalinität ist die Invarianz gegenüber einer Zugabe bzw. Entfernung von CO_2. Dies ergibt sich aus der ebenfalls äquivalenten Definition der Alkalinität aus der Differenz der Summe aller starken Kationenäquivalenten und der starken Anionenäquivalenten.

Da der Äquivalenzpunkt im Carbonatsystem von Temperatur und Ionenstärke abhängig ist, werden in den verschiedenen Normen pH-Werte zwischen 4,3 und 4,5 als Endpunkte definiert. Bei unseren Untersuchungen wurde der pH-Wert 4,3 gewählt, was der Säurekapazität entspricht.

Die Bestimmung der Alkalinität erfolgt daher mit einer Säuretitration vor Ort bis zum pH-Wert 4,3. Als Indikator wurde Methylorange verwendet.

Zu beachten ist bei dieser Titration, dass bei Vorhandensein von schwachen Basen, diese ebenfalls miterfasst werden.

Berechnung des Hydrogencarbonatgehaltes
(Hobiger, 1997, 2015)

Für die Berechnung des Hydrogencarbonatgehaltes gilt folgende Gleichung:

$$[HCO_3^-] = \frac{[H^+]^2 + [H^+][Alk] - K_w}{[H^+] + 2K_2} = \frac{[H^+] + [Alk] - \frac{K_w}{[H^+]}}{1 + \frac{2K_2}{[H^+]}}$$

$[HCO_3^-]$ … Hydrogencarbonat-Konzentration in mol/l

$[H^+]$ … Wasserstoffionen-Konzentration im mol/l

[Alk] … Alkalinität in mol/l

K_W … Ionenprodukt des Wassers

K_2 … 2. Dissoziationskonstante der Kohlensäure

Abbildung 227 zeigt die Gleichung als 3D-Fläche bei 25° C.

Aus der Grafik ist erkennbar, dass es bestimmte Kombinationen aus pH-Werten und Alkalinitätswerten nicht geben kann, da sich sonst sinnlose negative Hydrogencarbonat-Konzentrationen ergeben würden (schwarzer Teil in der 3D-Fläche). Weiters zeigt sich, dass die Hydrogencarbonat-Konzentration im pH-Wertbereich zwischen 5 und 9 direkt proportional zur Alkalinität ist. In weiterer Folge kann man daher die Alkalinität gleich der Hydrogencarbonat-Konzentration setzen. Dies ergibt sich, da in diesem pH-Wertbereich die Wasserstoffionen-Konzentration und auch die beiden Konstanten vernachlässigbar sind.

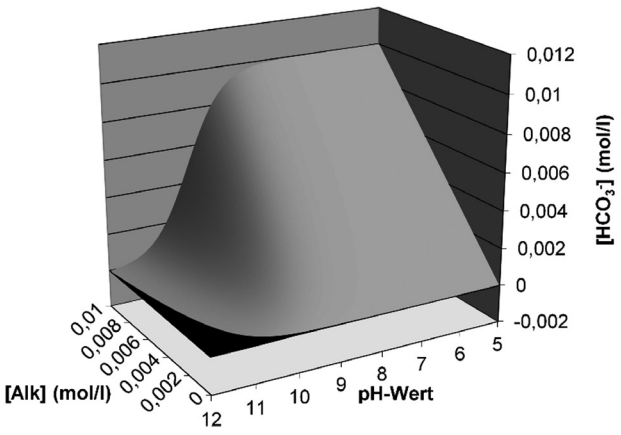


Abb. 227.
3D-Fläche der Gleichung für die Berechnung der Hydrogencarbonat-Konzentration (aus Hobiger, 2015).

Bestimmung der Haupt- und Spurenparameter

Im Labor wurden die Anionen (F^-, Cl^-, NO_3^- und SO_4^{2-}) mittels Ionenchromatografie bestimmt. Es wurde das Gerät ICS-2000 von der Fa. Dionex mit der Trennsäule Dionex Ion Pac AS 14A und die Vorsäule Dionex Ion Pac AG 14A verwendet. Für die Qualitätssicherung wurden bei jeder Analyse zertifizierte Standards mitanalysiert und sämtliche Proben mindestens zweifach bestimmt.

Die Parameter Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Sr^{2+}, Ba^{2+}, Li^+, Rb^+, Cs^+, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, Se, Te, U, Be, V und Zn wurden mittels ICP-MS 7500 der Fa. Agilent bestimmt. Zur Qualitätssicherung wurden zertifizierte Standards verwendet und jede Probe mindestens zweifach analysiert.

Wasserhärten

In der Wasserchemie unterscheidet man zwischen Gesamthärte, Carbonathärte und Nichtcarbonathärte. Die Gesamthärte ist die Summe der Erdalkalimetall-Ionen Ca^{2+}, Mg^{2+}, Sr^{2+} und Ba^{2+}. Meist wird aber nur der Anteil an Ca^{2+} und Mg^{2+} berücksichtigt, da dieser mengenmäßig bedeutsam ist. Unter der Carbonathärte ist der äquivalente Anteil an Hydrogencarbonat von der Gesamthärte zu verstehen. Die Differenz ist die Nichtcarbonathärte oder auch permanente Härte. In speziellen Fällen kann es nun auftreten, dass die berechnete Carbonathärte höher als die Gesamthärte ist, dann wäre die Nichtcarbonathärte negativ. Dieser Fall tritt auf, wenn die äquivalenten Anteile an Hydrogencarbonat-Ionen größer sind als die Summe der Äquivalente der Erdalkalimetall-Ionen. In diesem Fall ist die Nichtcarbonathärte definitionsmäßig 0 und die Gesamthärte gleich der Carbonathärte. Angegeben wird die Wasserhärte in mol/l bzw. veraltet in Grad deutscher Härte (° dH), wobei 1° dH 10 mg/l CaO entspricht. Die entsprechen-

den Erdalkalimetall-Ionen werden mit stöchiometrischen Faktoren in CaO umgerechnet.

Qualitätssicherung

Die qualitätssichernden Maßnahmen der FA Geochemie der GBA sind folgende:

1. Mindestens zweifache Analysen jeder einzelnen Probe auf alle gewünschten Parameter.
2. Mitanalyse von zertifizierten Standards.
3. Regelmäßige Teilnahme an Ringversuchen.
4. Plausibilitätskontrolle jeder einzelnen Probe mit der Überprüfung der Ionenbilanz.

Alle Proben wurden nach Methoden analysiert, die entsprechend den angeführten Normen (Tab. 79) adaptiert wurden.

Parameter	Gerät	Methode*	Bestimmungsgrenze
pH-Wert	WTW 340i + SenTix 41	DIN 38404-C5 (DEV)	-
Elektrische Leifähigkeit – µS/cm	WTW 340i + TetraCon 325	DIN 38404-C8 (DEV)	-
Redoxpotenzial – mV	WTW 330 + SenTix ORP	DIN 38404-C6 (DEV)	-
Gelöster Sauerstoff – mg/l, %	WTW Oxi 3310 + CelOx 325	DIN EN ISO 5814	-
Calcium (Ca^{2+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,01
Magnesium (Mg^{2+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,001
Natrium (Na^{+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,01
Kalium (K^{+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,05
Strontium (Sr^{2+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,001
Barium (Ba^{2+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Lithium (Li^{+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Rubidium (Rb^{+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Cäsium (Cs^{+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Eisen (Fe^{2+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,001
Mangan (Mn^{2+}) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Aluminium (Al) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Arsen (As) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,001
Cadmium (Cd) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Cobalt (Co) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Chrom (Cr) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Kupfer (Cu) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Molybdän (Mo) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Nickel (Ni) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Blei (Pb) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Selen (Se) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Tellur (Te) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Uran (U) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Beryllium (Be) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Vanadium (V) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,0001
Zink (Zn) – mg/l	ICP – MS 7500 (Agilent)	DIN EN ISO 17294-2	0,001
Alkalinität – mmol/l	-	ÖNORM EN ISO 9963-1 (mod.), DIN 38409-7	0,4
Hydrogencarbonat (HCO_3^{-}) – mg/l	-	Berechnet gemäß ÖNORM EN ISO 9963-1	25
Chlorid (Cl^{-}) – mg/l	IC DX 100 (Dionex)	DIN EN ISO 10304-1	0,5
Sulfat (SO_4^{2-}) – mg/l	IC DX 100 (Dionex)	DIN EN ISO 10304-1	0,5
Nitrat (NO_3^{-}) – mg/l	IC DX 100 (Dionex)	DIN EN ISO 10304-1	0,5
Fluorid (F^{-}) – mg/l	IC DX 100 (Dionex)	DIN EN ISO 10304-1	0,05
Wasserhärte – ° dH	-	Berechnet gemäß ÖNORM EN ISO 9963-1 und DIN 38 409 – Teil 6	-
Ionenbilanz	-	DIN 38402-62	-

Tab. 79.
Übersicht zu den Analysemethoden von Wässern der FA Geochemie der GBA.
* Sämtliche angegebenen Methoden werden in Anlehnung an die angeführte Norm angewendet.

10.3 Analytik von Radon in Wasser

(P. Legerer)

Radondetektor und Signalverarbeitung

Zur Messung der Radon-Konzentration im Wasser wird der Radondetektor AlphaGUARD sowie die AquaKIT-Messapparatur verwendet. Um zeitsparende und feldtaugliche Messungen zu ermöglichen, wurde aus diesen Komponenten ein kompaktes und transportables Messgerätesystem konstruiert.

Das Herzstück bildet der Radondetektor AlphaGUARD PQ 200 PRO, ein mobiles Messsystem, welches über eine Impulsionisationskammer verfügt und sich das Prinzip der Alphaspektroskopie zu Nutze macht.

Beim radioaktiven Zerfall von Radium-226 entsteht ein Radon-222-Nuklid sowie ein Alpha-Teilchen bestehend aus zwei Protonen und zwei Neutronen (Abb. 228). Die Energie der dabei abgestrahlten Alpha-Teilchen liegt im Bereich von 4,6 bis 4,78 MeV (Mega-Elektronenvolt). Das beim Radon-Zerfall entstehende Alpha-Teilchen hat eine Energie von 5,59 MeV. Diese spezifische Alphaenergie wird bei der Radon-Messung in der Ionisationskammer detektiert und digital aufbereitet.

Über einen Glasfaserfilter gelangt nur gasförmiges Radon-222 in den Detektor, Radonfolgeprodukte können nicht eindringen. Die metallische Innenauskleidung der zylindrischen Ionisationskammer liegt bei eingeschaltetem Gerät auf einem Potenzial von + 750 V. Die an der Kammerlängsachse angebrachte Mittelelektrode liegt auf einem Potenzial von 0 V. Über die Mittelelektrode gelangt das Messsignal an eine hochempfindliche Vorverstärkereinheit, welche diese aufbereitet und an ein elektronisches Netzwerk zur weiteren digitalen Verarbeitung weiterleitet.

Bei der digitalen Signalverarbeitung erfolgt eine Sortierung nach Impulshöhe (zugehörige Alphaenergie), Anzahl der Impulse pro Zeiteinheit und Impulsform. Durch eine komplexe Impulscharakterisierung ist eine Differenzierung zwischen echten Alphaereignissen und verschiedensten Störeffekten möglich. Aufgrund drei unterschiedlicher Kanäle können sowohl sehr niedrige, als

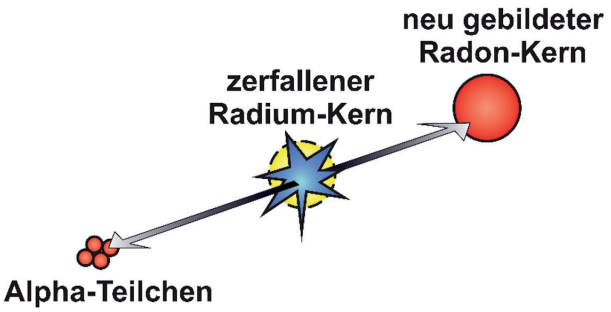


Abb. 228.
Entstehung von Radon durch radioaktiven Zerfall eines Radiumnuklids in ein Radon- und ein Alpha-Teilchen.

auch extrem hohe Radon-Konzentrationen mit hoher Präzision gemessen werden (AlphaGUARD, 2014).

Messapparatur

Das Sonderzubehör AquaKIT erlaubt in Verbindung mit dem AlphaGUARD die Messung von Radon in Wasserproben. Die Messapparatur besteht aus einem Entgasungsgefäß mit Entgasungsaufsatz, einem Sicherheitsgefäß, der Pumpe AlphaPUMP und dem Radondetektor. Mittels Verbindungsschläuchen entsteht aus den einzelnen Komponenten ein geschlossener Gaskreislauf (Abb. 229). Das dem Entgasungsgefäß nachgeschaltete Sicherheitsgefäß soll eventuelle Wassertropfen abscheiden und somit die Wasserdampfbelastung für den Radonmonitor minimieren.

Probenahme und Probentransport

Für eine richtige und genaue Messung ist eine qualifizierte Probenahme entscheidend. Die Probenentnahme sollte direkt am Quellursprung erfolgen, um ein Entweichen des Radons aus dem Wasser möglichst zu vermeiden. Ist dies nicht möglich, sollten alle Entgasungsmöglichkeiten (Wasserüberlauf, technische Gegebenheiten in der Quellstube etc.) erfasst werden, um entsprechend geringere Radon-Konzentrationen in der Probe zu dokumentieren.

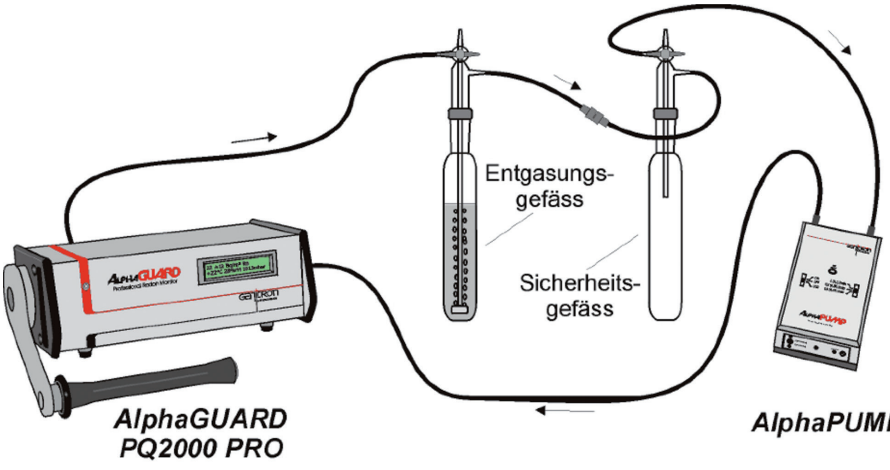


Abb. 229.
Schematische Darstellung der Messapparatur zur Bestimmung der Radon-Konzentration in Wasser (AquaKIT, 2015).

Abb. 230.
Philipp Legerer bei der Durchführung der Radonanalytik (Foto: Daniel Elster).

Des Weiteren ist auf einen möglichst geringen Radonverlust zwischen Probenahme und Messung zu achten. Als Probengefäß dient eine gasundurchlässige Gaswaschflasche aus Borosilikatglas mit einer Schliffkupplung, welche mittels eines Glasstopfens radondicht verschlossen und mit einer Schliffsicherungsklammer fixiert wird (Abb. 230). Zur Kapazitätssteigerung des Probentransportes werden außerdem handelsübliche 1 Liter-Glasflaschen (AF-Norm) verwendet, für eine kurzzeitige Probenaufbewahrung konnte kein signifikanter Radonverlust festgestellt werden.

Messablauf

Die Messapparatur besteht aus AquaKIT, AlphaPUMP und AlphaGUARD PQ 200 PRO.

Am AlphaGUARD ist der Durchflussmodus mit einem Messintervall von einer Minute ausgewählt („1 min FLOW“).

Es wird eine zehnminütige Nullpegelmessung durchgeführt, dabei wird die Luft im geschlossenen System mittels AlphaPUMP und einer Pumpleistung von 0,3 l/min umgewälzt.

Die Probenaufgabe erfolgt im sogenannten „Mehrstufigen Probentransfer“, dabei wird das Entgasungsgefäß mit dem Probengefäß und der darin befindlichen Wasserprobe rasch getauscht. Um einen Druckausgleich zu ermöglichen, stehen die Dreiwegehähne von Entgasungs- und Sicherheitsgefäß während der Probenaufgabe in der 3 Uhr-Position, anschließend werden diese wieder geschlossen. Die Pumpe ist während der Probenaufgabe deaktiviert.

Für den Entgasungsvorgang wird die Pumpe wieder mit einer Durchflussrate von 0,3 l/min gestartet. Mittels Entgasungsfritte wird das Radon aus der wässrigen Lösung ausgetrieben und gelangt so über den geschlossenen Gaskreislauf in die Ionisationskammer des Radondetektors. Nach einem zehnminütigen Umwälzbetrieb wird die Pumpe ausgeschaltet, die Radonmessung aber für mindestens 20 Minuten weitergeführt.

Nach der Messung wird die Wasserprobe aus dem Entgasungsgerät entfernt und es folgt eine zehnminütige Spülung des Systems mit Raumluft, um die Radon-Konzentration im Detektor zu verringern. Dies erfolgt bei einer Durchflussrate von 1 l/min.

Auswertung und Berechnung der Radon-Konzentration

Die vom Radondetektor ausgewiesenen Messwerte stellen noch nicht die Radon-Konzentration der Wasserprobe dar und müssen um den Nullpegel, Verdünnungseffekt und Radon-Verteilungskoeffizienten korrigiert werden.

Der Nullpegel c_0 [Bq/m^3] gibt die Radon-Konzentration der Luft in der Messapparatur vor der Probenaufgabe an.

Der Verdünnungseffekt (V_{System}-V_{Probe} / V_{Probe}) quantifiziert die Verdünnung des aus der Probe ausgetriebenen Radons durch die in der Messapparatur befindliche Luft. Das Innenvolumen V_{System} wird vom Hersteller angegeben und liegt bei 1.102 ml für das 100 ml-Entgasungsgefäß bzw. bei 1.530 ml bei Verwendung des 500 ml-Entgasungsgefäßes (AquaKIT, 2015).

Der Radon-Verteilungskoeffizient k [-] gibt die chemische Löslichkeit von Radon in Wasser und damit die in der Messprobe verbleibende Radonmenge an. Das Konzentrationsverhältnis für Radon zwischen einer

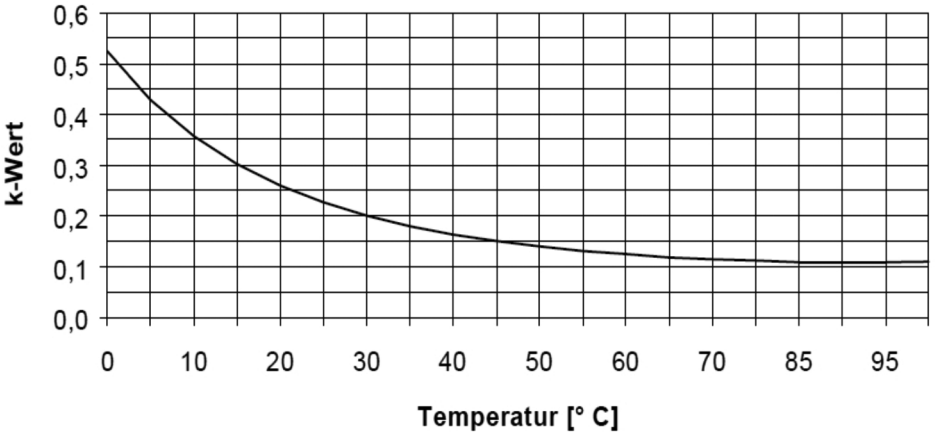


Abb. 231.
Temperaturabhängigkeit des Radon-Verteilungskoeffizienten k für den Phasenübergang Wasser-zu-Luft.

wässrigen Lösung und dem darüberstehenden Luftvolumen ist temperaturabhängig. Mit fallender Temperatur nimmt die in Wasser lösbare Radonmenge zu. In Abbildung 231 ist der Verteilungskoeffizient k für den Phasenübergang Wasser-zu-Luft grafisch dargestellt (Clever et al., 1979).

Aus diesen Überlegungen ergibt sich ein Lösungsansatz zur Berechnung der Radon-Konzentration in der gemessenen Wasserprobe mit der folgenden Gleichung:

$$C_W = \frac{C_L \, X \left(\frac{V_{System} - V_{Probe}}{V_{Probe}} + k \right) - C_0 \, X \left(\frac{V_{System} - V_{Probe}}{V_{Probe}} \right)}{1000}$$

Die im Radondetektor gemessenen Ladungsimpulse werden mit der Software DataView (v.15.01.1b) als Radon-Konzentration im Messsystem visualisiert.

Zur Berechnung des Nullpegels C_0 wird über die Datenpunkte des Zeitbereiches der Nullmessung das arithmetische Mittel gebildet. Nach Überführung der Wasserprobe in das Messsystem wird der Entgasungsprozess eingeleitet. Nachdem dieser abgeschlossen ist, stellt sich ein Plateauwert ein, dessen Datenpunkte die Radon-Konzentration der Gasphase widerspiegelt. Über diese Daten wird das arithmetische Mittel gebildet, wodurch man die Radon-Konzentration im Messsystem C_L erhält (Abb. 232).

Zu jedem Messwert wird die dazugehörige Messunsicherheit angegeben, mittels quadratischer Fehleraddition wird der Fehler für den gewählten Zeitraum berechnet.

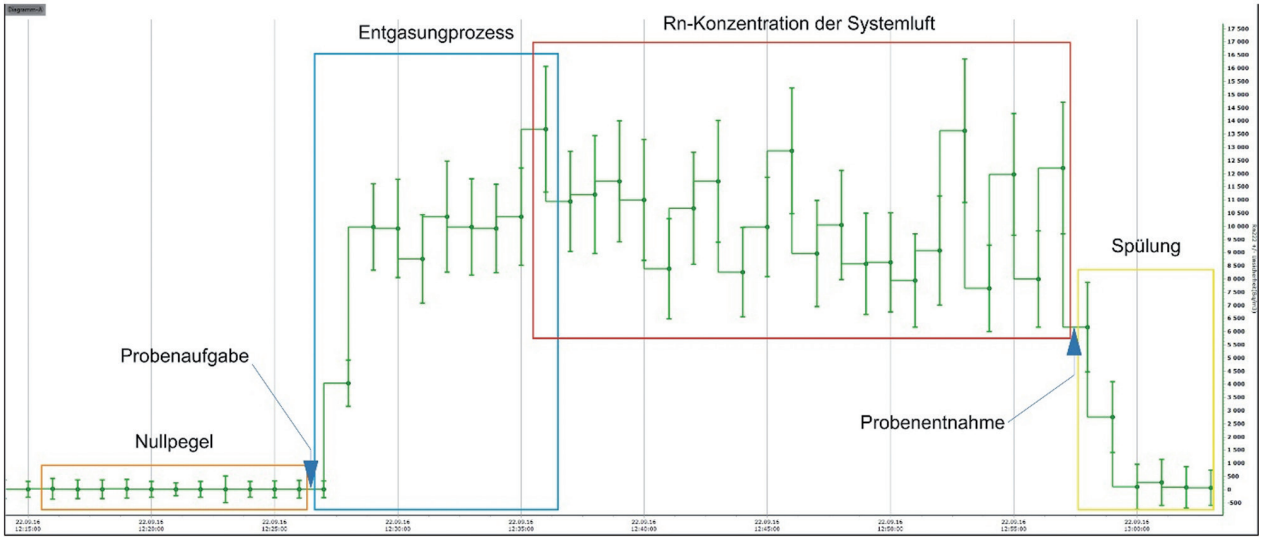


Abb. 232.
Visualisierte Datenreihe der in der Ionisationskammer des AlphaGUARD detektierten Ladungsimpulse, dargestellt als Radon-Konzentration mit Unsicherheit in Bq/m³. Die mit Rechtecken markierten Messreihen zeigen die verschiedenen Phasen einer Radonmessung: Nullpegelbestimmung, Entgasungsprozess, Radon-Konzentration in der Systemluft und Spülung des Systems. Dazwischen befinden sich Probenaufgabe und Probenentnahme. DataView-Bildschirmkopie der Radonmessung der Probe US 15 (Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle), verändert.

11 Ergebnisse-Auswahl und Interpretation der Ultraspurenanalytik von ausgewählten Wässern

Die Auswahl der Messstellen sowie die Durchführung der Probenahme und die Probenvorbereitung sind in Kapitel 10.1.2.1 im Detail beschrieben. Insgesamt wurden bundesweit 55 Standorte auf die geologischen Einheiten Österreichs verteilt beprobt. Die Konzentrationen der ausgewählten Elemente wurden in allen Wasserproben sowohl in der Gesamtphase, als auch in der gelösten Phase, welche durch Filtration entsprechend standardisierter Methoden bzw. durch Zentrifugation abgetrennt wurde, mittels Induktiv gekoppelter Plasma-Sektorfeldmassenspektrometrie (ICP-SFMS) und Kaltdampftechnik gekoppelt mit Induktiv gekoppelter Plasma-Quadrupolmassenspektrometrie zur Analytik von Quecksilber bestimmt. Zur Validierung der Messergebnisse, welche mittels externer Kalibration mit interner Standardisierung bzw. mit Isotopenverdünnungsanalyse erhalten wurden, kam es zur Anwendung verschiedener Strategien, welche detailliert in den Kapiteln 10.1.2.2.1 und 10.1.2.2.2 beschrieben sind. Aufgrund des hohen Matrix- und teilweise hohen Analytgehaltes der Proben mussten diese vor der Messung verdünnt werden, um die Matrixbelastung zu minimieren und Konzentrationen innerhalb des Arbeitsbereiches zu gewährleisten. Die nachfolgende Grafik (Abb. 233) stellt den prozentuellen Anteil der gemessenen Kalibrationsstandards und Blanks sowie alle die zur Qualitätssicherung gemessenen zertifizierten Referenzmaterialien und Kontrollstandards relativ zu den gemessenen Proben dar. An dieser Stelle sei hervorgehoben, dass jede einzelne Wasserprobe bzw. jedes der Aliquote in zwei Verdünnungen und jeweils vier unabhängigen Wiederholungen analysiert wurde.

11.1 Blindwerte

(L. Fischer & S. Hann)

Wie schon erwähnt, wurden zur Abschätzung des Kontaminationsrisikos durch externe Einflüsse während Probenahme und Transport Feldblindwerte (hochreines H_2O) an zufällig ausgewählten Probenahmestellen (einmal pro Probenahmetag) genommen. Diese wurden gleich behandelt und analysiert wie reale Proben. Die Aliquotierung zur Ermittlung der Blindwerte entsprechend den Totalgehaltsproben bzw. der filtrierten Probe wurde direkt vor Ort gemacht, während ein weiteres Aliquot im Labor zentrifugiert wurde (vier unabhängige Replikate/Blindwertprobe), um dadurch eventuelle Kontaminationen quantifizieren zu können. Weiters wurden während der gesamten Messungssequenzen instrumentelle Blindwerte zum Vergleich mitbestimmt. Die Ergebnisse einiger ausgewählter Elemente (Arsen, Selen, Cadmium, Blei, Nickel und Antimon) sind in Abbildung 234 grafisch dargestellt. Keine bzw. nur eine sehr geringe Kontaminationsgefahr wurde beispielsweise bei Arsen und Selen festgestellt. Die Arsen-Blindwertkonzentrationen lagen durchschnittlich bei 0,025 µg/l mit zufällig höheren Werten bei drei filtrierten Feldblanks, welche wahrscheinlich auf verunreinigte Filter zurückzuführen sind. Selen-Konzentrationen in den Blanks, welche im Labor weiter aufbereitet wurden (Zentrifugation bzw. Aliquotierung der Feldblanks zur Bestimmung der „Totalgehalts-Blindwerte“), wiesen höhere Standardabweichungen des Mittelwertes aus vier unabhängigen Replikaten auf. Insgesamt sind die Konzentrationen jedoch nicht signifikant unterschiedlich zu den Instrumenten-Blindwerten, die ausschließlich unter Reinraumbedingungen ermittelt wurden. Bei diesen Elementen wurde ausschließlich der

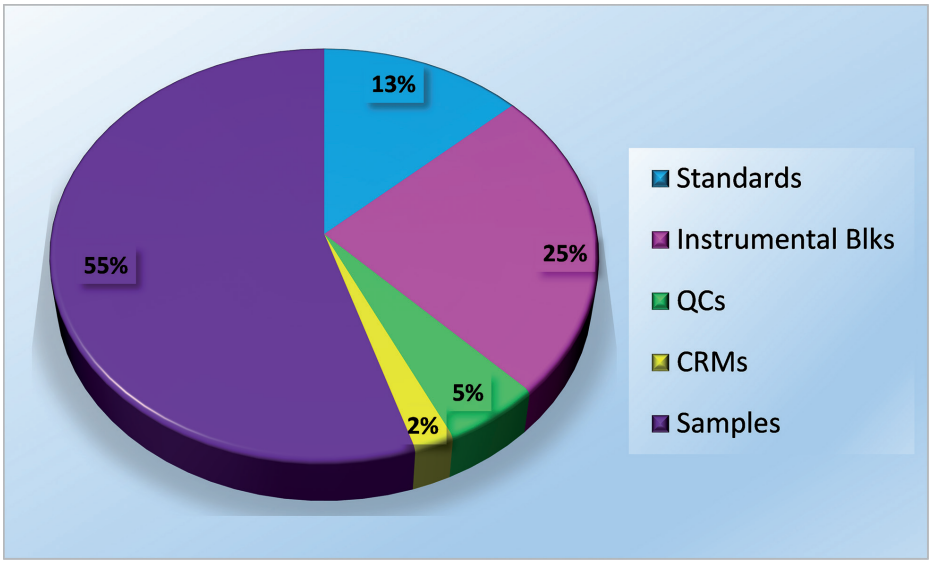


Abb. 233.
Prozentueller Anteil der gemessenen Kalibrationsstandards und Blanks sowie alle die zur Qualitätssicherung gemessenen zertifizierten Referenzmaterialien (CRMs) und Kontrollstandards (QCs) relativ zu den gemessenen Proben. 55 Wasserproben * 3 Aliquote * 2 Verdünnungen * 4 unabhängige Wiederholungen + Feld-/Methodenblanks ergeben eine Anzahl von 1.660 Proben (= 55 %). Die totale Messzeit (ohne Gerätevorbereitung und Optimierung) betrug insgesamt 514 h.

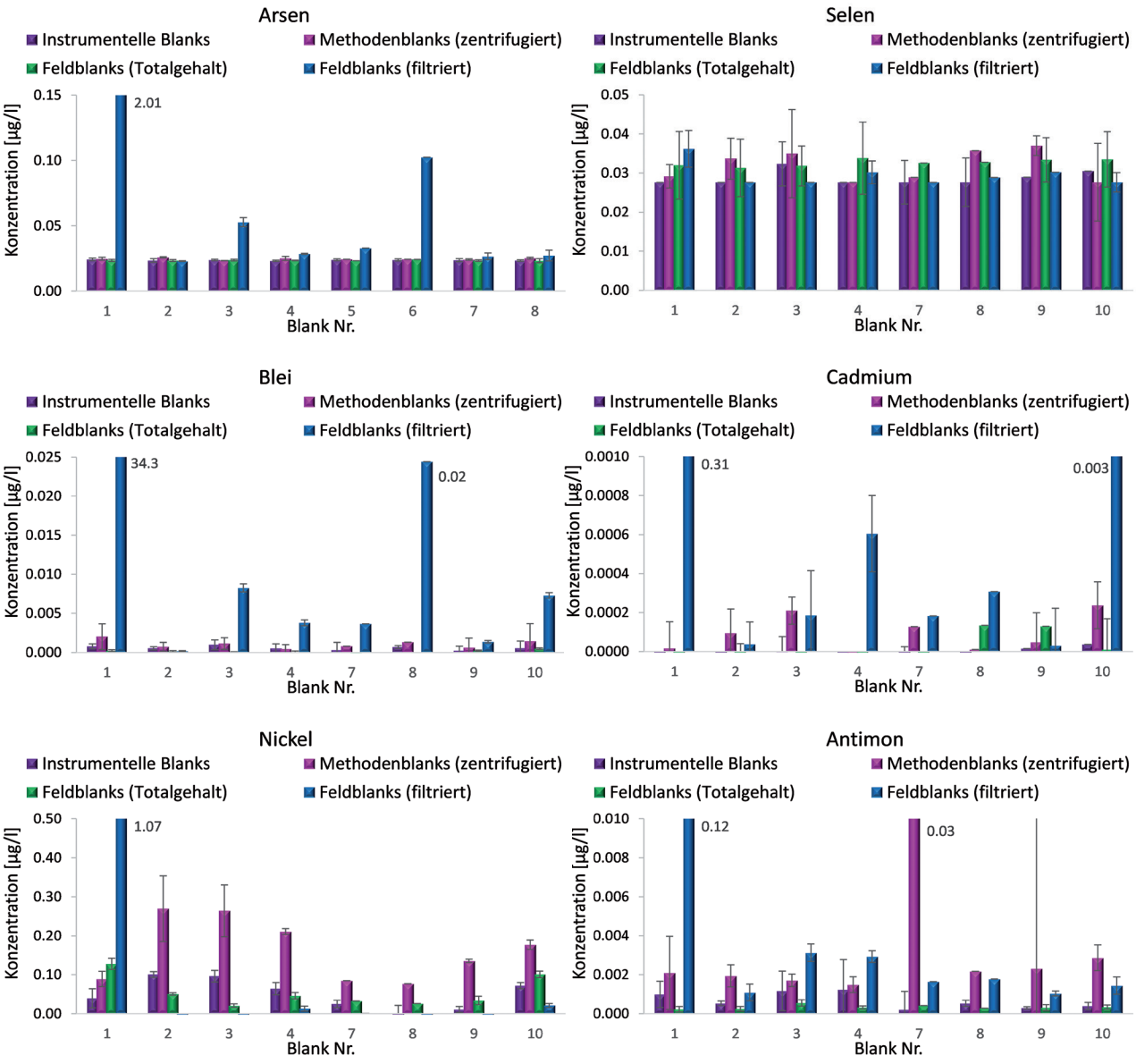


Abb. 234.
Blindwert-Konzentrationen (Mittelwert ± 1 SD aus n = 4 unabhängigen Replikaten) ausgewählter Elemente in instrumentellen Blanks, Methodenblanks nach Zentrifugation und Feldblanks (filtriert und unfiltriert).

Instrument-Blindwert zur Blankkorrektur herangezogen. Eine kritische Betrachtung der Arsen-Konzentrationen in den gelösten Fraktionen, welche durch Filtration abgetrennt wurden, zeigt allerdings unrealistische Werte im Vergleich zu den Totalgehaltskonzentrationen in einigen Gewässerproben (Kapitel 11.7). Daher ist die Methode der Zentrifugation zur Abtrennung der Schwebstoffphase vor der Bestimmung des Arsengehaltes in der gelösten Phase vorzuziehen. Einige Elemente zeigen ein signifikant erhöhtes Kontaminationsrisiko durch jegliche Probenvorbereitungsschritte. Als Beispiele dafür wurden Cadmium und Blei ausgewählt. Signifikant höhere Werte wurden in allen Blindwertproben festgestellt, die entweder im Feld filtriert wurden bzw. im Labor zentrifugiert, wobei durch Filtration – zumindest bei Blei – das Kontaminationsrisiko noch mehrfach erhöht ist. Allerdings sind die durchschnittlichen Blank-Konzentrationen relativ zu den am niedrigsten gemessenen Konzentrationen sehr gering. Ein ebenfalls hohes Kontaminationsrisiko durch die Probenvorbereitung wurde bei Nickel und Antimon festgestellt. Bei Nickel wurden die höchsten Blindwerte aller Elemente nach der Zentrifugation gemessen. Weiters wurden signifikant höhere Blindwerte in manchen Instrument-Blanks im Vergleich zu Feldblanks ermittelt. Da die Aliquotierung der Instrument-Blanks teilweise schon einige Zeit vor der Messung vorgenommen wurde, wird hier ein „leaching“ aus den verwendeten PP-Röhrchen vermutet. Konträr dazu wurden extrem geringe Konzentrationen in den filtrierten Blanks gemessen, was auf eventuelle Verluste durch das verwendete Filtermaterial (Celluloseacetat) zurückzuführen ist. Nickel wurde nur in neun von

55 Proben in allen drei Fraktionen nach entsprechender Blindwertkorrektur (Mittelwert aus acht unabhängigen Replikaten der jeweiligen Blanks) quantifiziert (Kapitel 11.10). Vereinzelt höhere Konzentrationen < BG in der gelösten Phase, entweder durch Zentrifugation oder durch Filtration abgetrennt, werden eindeutig als Kontaminationen gewertet. Ein vergleichbares Kontaminationsrisiko durch Probenmanipulation, allerdings im sehr niedrigen µg/l-Bereich, wurde bei Antimon festgestellt. Hier wird ebenfalls ein „leaching" aus dem PP-Material vermutet. Im Gegensatz zu Nickel ist auch durch die Filtration das Kontaminationsrisiko erhöht. Die Blindwertkorrektur erfolgte somit ebenfalls aus den Mittelwerten der jeweiligen Blanks.

Eine nähere Betrachtung der gemessenen Blindwert-Konzentrationen und den daraus errechneten Bestimmungsgrenzen im Vergleich zu den in den entsprechenden Richtlinien bzw. QZV angegebenen Grenzwerten für Oberflächengewässer bzw. Schwellenwerten für Grundwasser und geforderten Mindestbestimmungsgrenzen führt zu dem Schluss, dass die Auswirkungen eventueller Kontaminationen sehr gering sind.

11.2 Verteilungsverhalten der Metalle und Metalloide zwischen Gesamtphase und gelöster Phase

(S. Hann & L. Fischer)

Wie im Abschnitt „Überblick zu den rechtlichen Vorgaben in der Analytik nicht-synthetischer Substanzen" (Kapitel 10.1.2.2.1) beschrieben ist, bezieht sich die Umweltqualitätsnorm (UQN) anorganischer Schadstoffe auf die gelöste Konzentration, also „*auf die gelöste Phase einer Wasserprobe, die durch Filtration durch ein 0,45 µm Filter oder eine gleichwertige Vorbehandlung gewonnen wird*" (RL 2000/60/EG). Im Rahmen dieses Projektes wurden jeweils die Gesamtkonzentrationen (einschließlich partikulär gebundener Metalle) und die gelösten Konzentrationen in den Wasserproben gemessen. Entsprechend Abbildung 208 wurde die gelöste Phase durch Filtration mit Celluloseacetatfiltern (< 0,45 µm) bzw. durch Zentrifugation abgetrennt. Die Methode der Zentrifugation stellt ein alternatives Verfahren dar, um die Schwebstoffphase abzutrennen und wurde hinsichtlich der Eignung als „gleichwertige Vorbehandlung" untersucht.

In den Abbildungen 235A–F ist die Verteilung der Metall- und Metalloid-Konzentrationen zwischen Gesamtphase und gelöster Phase einer Probe (US 19, Schröcken, Schwefelquelle) exemplarisch dargestellt. Ein Aliquot dieser Probe wurde mit einem Multielementstandard, welcher alle zu bestimmenden Elemente enthielt, gespikt, um auch die Verteilung der Analyte, welche natürlich in Konzentrationen unter der BG vorkommen, zu untersuchen. Die Abtrennung der partikulären Phase erfolgte durch Zentrifugation (n = vier unabhängige Replikate) bzw. durch Filtration mit Celluloseacetatfiltern mit einer Porengröße von < 0,45 µm (n = drei unabhängige Replikate); zusätzlich wurden Nylonfilter mit einer Porengröße von < 0,2 µm, wie sie auch in der Meerwasseranalytik zur Differenzierung zwischen partikulär gebundenen und gelösten Metallen verwendet werden, getestet (n = zwei unabhängige Replikate). Abbildung 235A zeigt die Verteilung der Metalle des Parameterblockes 1 (Ca, Mg, Na, K) sowie weitere, im höheren Konzentrationsbereich vorkommenden Elemente zwischen Gesamtphase und gelöster Phase. Diese Elemente liegen nahezu vollständig gelöst vor. Die Metalle des Parameterblockes 2 und 3 sind in Abbildung 235B dargestellt. Cadmium, Mangan, Nickel und Zink liegen sowohl in der Modellprobe, als auch in den untersuchten Wasserproben nahezu in gelöster Form vor. Geringe Abweichungen wie zum Beispiel Cadmium-Konzentrationen in den unterschiedlichen Fraktionen werden in den entsprechenden Kapiteln diskutiert. Erhöhte und variierende Konzentrationen bei Zink in den filtrierten Proben sind auf Kontaminationen durch das Filtermaterial zurückzuführen. Während bei Arsen, Blei, Chrom, Eisen und Kupfer keine signifikanten Unterschiede zwischen dem Totalgehalt und der durch 0,45 µm-Filtration abgetrennten gelösten Phase beobachtet wurden, wurden in den zentrifugierten bzw. mit 0,2 µm filtrierten Proben deutlich geringere Konzentrationen dieser Elemente nachgewiesen. Abhängig von der chemischen Spezies sind die Metalle und Metalloide mehr oder weniger löslich und werden teilweise sehr stark an Partikel gebunden. Beispielsweise dominieren partikuläres Blei und Chrom in Gewässern. Chrom ist abhängig von der Oxidationsstufe mehr oder weniger gut löslich und wird sehr leicht an Schwebstoffe gebunden (Cr(III)), bzw. sorbiert an Mangan- oder Eisenhydroxide (Cr(IV)) und wird somit durch Zentrifugation abgeschieden. Blei hat eine sehr hohe Partikelaffinität, weshalb die gelösten Konzentrationen meist sehr gering sind.

Die Löslichkeit von Eisen wird durch den Oxidationsstatus bestimmt. Dreiwertiges Eisen (Fe^{3+}) kommt in oxischen Gewässern vor und bildet unlösliche Oxide und Hydroxide, während zweiwertiges Eisen (Fe^{2+}) in anoxischen Gewässern als gelöstes Eisen vorkommt. Abhängig vom Karbonat- Sulfid- und *ortho*-Phosphatgehalt können jedoch unlösliche Salze gebildet werden. Diese Metalle können auch kolloidal vorliegen und durch 0,45 µm-Filter passieren, werden jedoch mit Filtermaterialien geringerer Porengröße bzw. durch Zentrifugation abgetrennt.

Ein ähnliches Verhalten zeigen die Metalle der Seltenen Erden (SEE) (Abb. 235C). Auch hier wurden deutlich geringere Konzentrationen nach Zentrifugation bzw. Filtration (0,2 µm) festgestellt, während die Filtration mit 0,45 µm insignifikante Konzentrationsunterschiede in der Modellprobe ergab. Teilweise geringere Konzentrationen in der filtrierten Phase konnten jedoch in manchen Wasserproben festgestellt werden. SEE sind sehr partikelreaktiv bzw. bilden stabile Komplexe mit anorganischen und organischen Liganden, weshalb der Gehalt in der gelösten Phase oft geringer ist. Während Iridium und Rhodium vollständig gelöst in

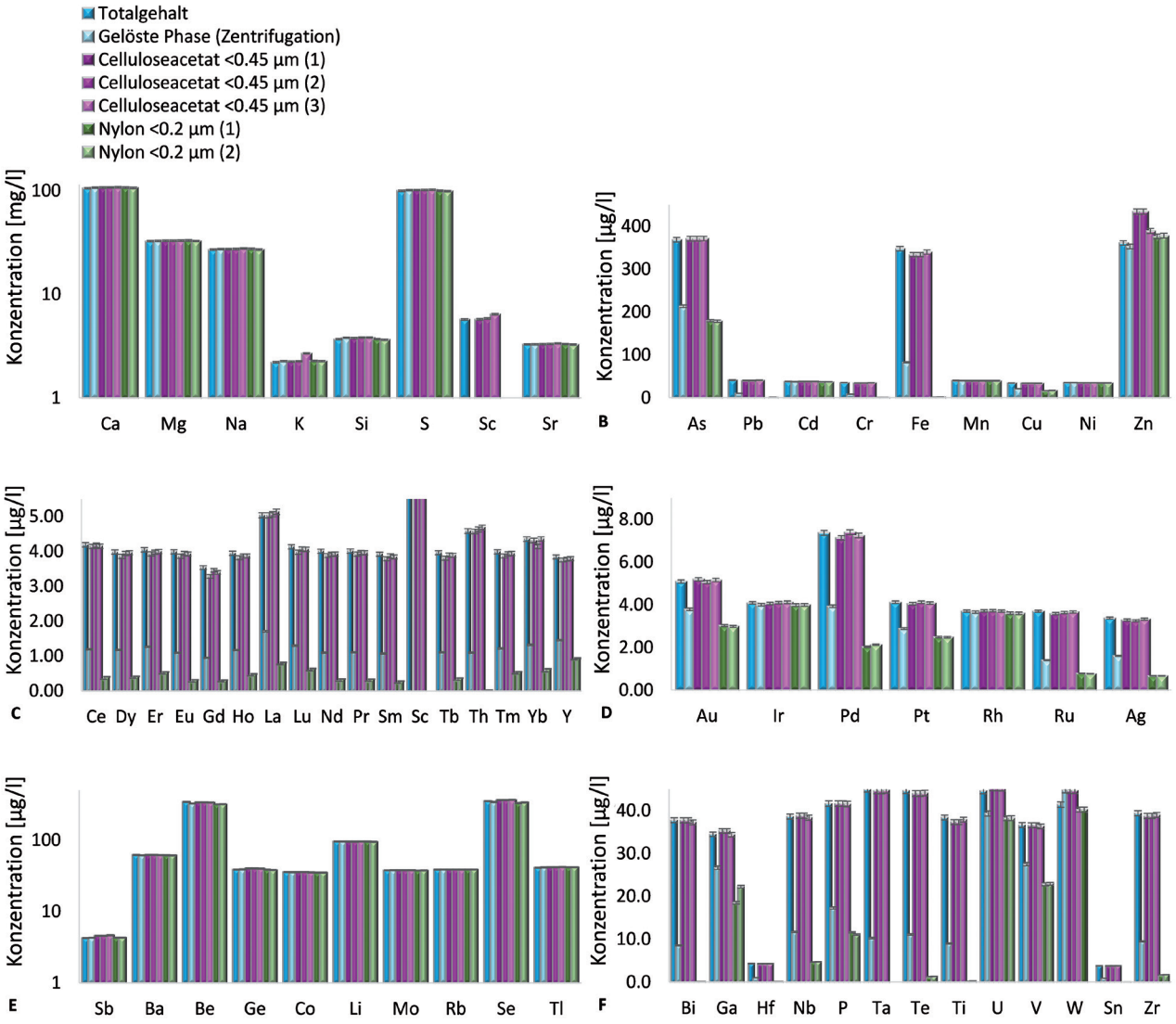


Abb. 235.
A–F: Verteilung der Metall-/oidkonzentration zwischen Gesamtphase und gelöster Phase. Die Abtrennung erfolgte durch Zentrifugation (n = vier unabhängige Replikate) bzw. Filtration mit Celluloseacetatfiltern (< 0,45 µm; n = drei unabhängige Replikate) und Nylonfiltern (< 0,2 µm; n = zwei unabhängige Replikate). Die Probe (US 19, Schwefelquelle Schröcken) wurde mit einem Multielementstandard, welcher alle zu bestimmenden Elemente enthielt, gespikt, um auch die Verteilung der Analyte, welche natürlich in Konzentrationen unter der Bestimmungsgrenze vorkommen, zu untersuchen.

der Modellprobe vorlagen, wurden bei anderen Platingruppenelementen sowie Gold und Silber weitaus geringere Konzentrationen in der zentrifugierten und mit 0,2 µm filtrierten Phase erhalten (Abb. 235D). Adsorptions- und Desorptionsverhalten von Platingruppenelementen (PGE) sind in der aquatischen Umwelt noch nicht sehr gut untersucht, aber generell werden gelöste PGE-Spezies nicht als sehr partikel-reaktiv eingestuft. Die Partikel-Affinität folgt der Ordnung Rh > Pt > Pd (Fortin et al., 2011). Silber bindet sehr stark an die partikuläre Phase, vorwiegend an partikulären organischen Kohlenstoff und an Eisen/Mangan sowie an Oxyhydroxide und Sulfide, während gelöstes Silber mit gelöstem organischem Kohlenstoff assoziiert ist. Einige der in der Gruppe weiterer Elemente vorkommenden Metalle (Abb. 235E, F) liegen ebenfalls vollständig gelöst vor (z.B. Antimon, Barium, Cobalt, Lithium, Molybdän etc.), während andere wiederum niedrigere Konzentrationen in der abzentrifugierten bzw. mit 0,2 µm filtrierten Phase aufwiesen. Der Anteil der gelösten Fraktion (Konzentration in der gelösten Phase nach Zentrifugation/Konzentration in der Gesamtphase) variiert jedoch unterschiedlich stark und ist somit sehr stark von den physikalisch-chemischen Eigenschaften der Wasserprobe abhängig.

11.3 Überblick und Interpretation zu den Messergebnissen

(D. Elster)

In Tabelle 80 befindet sich ein statistischer Überblick zu den gemessenen Elementkonzentrationen sowie Anmerkungen zu den Höchstwerten.

	nachweisbar in *n* von 55 Proben	Median, wenn nachgewiesen	Maximum, wenn nachgewiesen	Anmerkungen zu Probenahmestellen mit erhöhten Konzentrationen
Parameterblock 1 **Konzentrationen in der Gesamtphase (mg/l)**				
Calcium (Ca)	55	77,0	694,0	Die höchsten Werte treten dort auf, wo eine Beeinflussung durch Salinare besteht (z.B. bei US 12, US 13 und US 14).
Magnesium (Mg)	55	26,9	369,7	Erhöhte Werte (123–251 mg/l) treten bei einer Beeinflussung durch Salinare auf (z.B. US 12, US 13 und US 14). Die höchste Konzentration wurde allerdings bei US 34 festgestellt und ist auf Amphibolit zurückzuführen.
Natrium (Na)	55	12,3	1.778,5	Die höchsten Werte treten dort auf, wo eine Beeinflussung durch Salinare besteht (z.B. bei US 12, US 13 und US 14).
Kalium (K)	55	2,5	45,8	Die höchsten Werte treten dort auf, wo eine Beeinflussung durch Salinare besteht (z.B. bei US 12, US 13 und US 14). Die höchsten Konzentrationen wurden allerdings bei US 36 (Beeinflussung durch Marmor- und Glimmerschiefer) und US 56 (überwiegend Schluffe des Pannoniums) festgestellt.
Parameterblock 1 **Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l)**				
Bor (B)	50	42,6	4.864,2	Die höchsten Borgehalte wurden bei Säuerlingen festgestellt (z.B. bei US 31, US 34, US 36, US 37).
Parameterblock 2 **Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l)**				
Arsen (As)	31	1,07	538,90	Der höchste Wert (538,9 µg/l) wurde bei US 30 nachgewiesen und ist auf Arsenopyrit (FeAsS) zurückzuführen. Dieses Mineral ist im ehemaligen Golderzbezirk Kliening-Kothgraben als ein wichtiger Träger von Gold bekannt. Ebenfalls deutlich erhöhte Werte treten bei US 14 (86,3 µg/l) und US 15 (34 µg/l) auf. Bei beiden Probenahmestellen ist die Mineralisierung mit Salinaren zu assoziieren. US 05 (69,1 µg/l) und US 03 (31,9 µg/l) weisen ebenfalls deutlich erhöhte Werte auf. Für US 05 im Unterengadiner Fenster besteht Erklärungsbedarf, doch bei St. Gertraudi (US 03) sind erhöhte Arsen-Konzentrationen in Vererzungen des Schwazer Dolomits bekannt.
Blei (Pb)	6	0,57	1,65	Die höchste Konzentration (1,65 µg/l) tritt im Thermalwasseraquifer von Bad Kleinkirchheim (US 29) auf, der mit Wettersteinkarbonaten des Stangalm-Mesozoikums zu assoziieren ist.
Cadmium (Cd)	27	0,07	0,47	Erhöhte Werte treten bei US 29 (0,47 µg/l) und US 26 (0,31 µg/l) auf. Der Thermalwasseraquifer von Bad Kleinkirchheim ist an Wettersteinkarbonate des Stangalm-Mesozoikums (US 29) gebunden. Bei den Quellen des Tuffbades (US 26) ist die Mineralisation auf die Gipsführung in der Werfen-Formation zurückzuführen.
Chrom (Cr)	18	0,07	3,39	Der höchste Wert tritt bei US 41 auf und ist auf Serpentinit der Rechnitzer Gruppe zurückzuführen. Dies dürfte auch für den erhöhten Wert (1,64 µg/l) bei US 38 zutreffen. Siehe auch Nickel.
Eisen (Fe)	37	70,6	14.540,1	Erhöhte Konzentrationen treten bei Säuerlingen auf, die teilweise reduzierende Verhältnisse aufweisen. Der Höchstwert wurde bei US 38 bestimmt, bei dem es sich um einen der stärksten Säuerlinge Österreichs (ca. 1.800 mg/l freies Kohlenstoffdioxid) handelt.
Mangan (Mn)	40	6,76	1.367,31	Siehe Eisen. Der Höchstwert wurde ebenfalls bei US 38 nachgewiesen.
Quecksilber (Hg)	29	0,006	0,065	Der höchste Wert wurde bei der Thermalwassererschließung von Längenfeld (US 24) nachgewiesen. Die Mineralisation ist auf Eklogit, Amphibolit und Glimmerschiefer zurückzuführen. Im Thermalwasseraquifer von Bad Kleinkirchheim (US 29), dieser ist an Wettersteinkarbonat (Stangalm-Mesozoikum) gebunden, tritt ebenfalls ein erhöhter Wert (0,028 µg/l) auf. Bei US 03 (0,027 µg/l) ist bekannt, dass die Erzführung im Schwazer Raum quecksilberhaltigen Tetraedrit ($Cu_{12}[S|(SbS_3)_4]$) führt.

	nachweisbar in *n* von 55 Proben	Median, wenn nachgewiesen	Maximum, wenn nachgewiesen	Anmerkungen zu Probenahmestellen mit erhöhten Konzentrationen
Parameterblock 3				
Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l)				
Aluminium (Al)	14	4,53	109,26	Erhöhte Werte wurden bei den Schwefelquellen US 16 (109,26 µg/l) und US 18 (36,0 µg/l) festgestellt. Auch bei US 07 liegt eine deutlich erhöhte Konzentration von 80,78 µg/l vor. Die Mineralisation des Wassers ist hier auf Orthogneise (Bergsturz von Köfels) zurückzuführen. Es ist anzumerken, dass bei diesen Erschließungen mit erhöhten Werten weder besonders saure, noch alkalische Bedingungen vorherrschen.
Kupfer (Cu)	20	0,65	39,26	Die höchsten Konzentrationen liegen bei den Quellen von St. Gertraudi vor (US 03 und US 17). Die Erzführung im Schwazer Dolomit enthält Kupfer führende Mineralisationen.
Nickel (Ni)	10	1,71	50,00	Bei US 41 ist der Höchstwert auf Serpentinit der Rechnitzer Gruppe zurückzuführen. Auch bei US 34 (38 µg/l) ist ein Einfluss dieser Gesteine, auch wenn sie im Bohrprofil nicht vermerkt sind, möglich.
Zink (Zn)	13	8,7	434,4	Der Höchstwert von 434,4 µg/l bei US 56 könnte auf eine Zink führende Verrohrung zurückgeführt werden. Von einem rein geogen erhöhten Wert kann bei US 50 ausgegangen werden, da es sich um einen ungefassten Quellaustritt handelt. Hier ist die Mineralisierung auf die Werfener Schichten zurückzuführen.
Metalle der Seltenen Erden				
Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l)				
Cer (Ce)	28	0,03	1,48	Grund- und Oberflächenwässer weisen aufgrund der schlechten Mobilität der Seltenen Erden sehr geringe Konzentrationen auf und sind in vielen Fällen nicht nachweisbar. Erhöhte Konzentrationen treten meist bei Säuerlingen auf, die sich in Bereichen von tiefreichenden Störungszonen befinden (z.B. bei US 04, US 33, US 38). Als eine Ausnahme ist US 39 anzuführen, hier handelt es sich um eine gefasste Quelle mit ausschließlich Altenberger Granit (Böhmische Masse) im Einzugsgebiet. Für Interpretationen der Seltenen Erden sind vor allem die normierten Verteilungsmuster zu berücksichtigen. Gesteine der oberen Kruste und auch das Meerwasser weisen eine Abreicherung der schweren Seltenen Erden und eine negative Europium-Anomalie auf (z.B. Poltnig et al., 2001b). Der Grund für die negative Europium-Anomalie ist, dass Europium das Calcium in Plagioklasen ersetzen kann. In Meerwasser tritt allerdings auch eine negative Cer-Anomalie auf, die höchstwahrscheinlich auf die vorliegende Oxidationsstufe des Elementes (vierwertig) zurückzuführen ist. Gesteine des Mantels zeigen hingegen eine relative Anreicherung der schweren Seltenen Erden. Für Grundwässer, die ähnliche Verteilungsmuster zeigen, ist somit eine Beeinflussung aus der Tiefe, insbesondere bei tiefreichenden Störungszonen, anzunehmen. • Beispiele für Wässer mit einer relativen Abreicherung der schweren Seltenen Erden und negativen Cer- und Europium-Anomalien: US 39, US 46, US 47, US 49. Hierbei handelt es sich um seichte Grundwässer, deren Mineralisierung auf verschiedene Granittypen der Böhmischen Masse im Einzugsgebiet zurückgeführt werden kann. • Beispiele für Wässer mit einer relativen Abreicherung der schweren Seltenen Erden ohne negative Europium- und Cer-Anomalien: US 16 und US 18. Bei beiden handelt es sich um Schwefelwässer, deren Schwefelführung auf Pyrit zurückzuführen ist. • Erschließungen mit einer positiven Anomalie der schweren Seltenen Erden: US 04, US 31, US 34, US 45. Hierbei handelt es sich um Erschließungen im Nahbereich von bedeutenden tektonischen Zonen, z.B. Unterengadiner Fenster, Rechnitzer Fenster und Katschberg-Zone. Die Signatur des Verteilungsmusters entspricht eher jenem des Mantels. • Erschließungen mit einem Verteilungsmuster ohne relativer Anreicherung der schweren oder leichten Seltenen Erden: US 33 und US 38. Es handelt sich ebenfalls um Säuerlinge in Bereichen von bedeutenden Störungszonen (Lavanttal-Störung und auch beim Randbereich des Rechnitzer Fensters).
Dysprosium (Dy)	25	0,034	0,700	
Erbium (Er)	19	0,03	0,48	
Europium (Eu)	21	0,007	0,131	
Gadolinium (Gd)	15	0,04	0,43	
Holmium (Ho)	18	0,01	0,16	
Lanthan (La)	37	0,030	0,918	
Lutetium (Lu)	17	0,004	0,063	
Neodym (Nd)	19	0,112	1,270	
Praseodym (Pr)	20	0,019	0,280	
Samarium (Sm)	16	0,035	0,326	
Scandium (Sc)	42	6,50	32,33	
Terbium (Tb)	22	0,007	0,102	
Thulium (Tm)	15	0,004	0,063	
Yberbium (Yb)	24	0,017	0,417	
Yttrium (Y)	53	0,07	7,98	

	nachweisbar in *n* von 55 Proben	Median, wenn nachgewiesen	Maximum, wenn nachgewiesen	Anmerkungen zu Probenahmestellen mit erhöhten Konzentrationen
Platingruppenelemente, Gold und Silber				
Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l)				
Gold (Au)	0			Das Element konnte bei keiner Probenahmestelle nachgewiesen werden.
Iridium (Ir)	1		0,02	Das Element wurde ausschließlich bei US 24 nachgewiesen. Die Mineralisierung des thermalen Kluftwassers ist auf Eklogite, Amphibolite und Glimmerschiefer zurückzuführen.
Palladium (Pd)	25	0,02	0,10	Der Höchstwert wurde bei US 33 nachgewiesen. Im Einzugsgebiet des Säuerlings treten Marmore und Glimmerschiefer auf.
Platin (Pt)	1		0,005	Das Element wurde ausschließlich bei US 41 nachgewiesen. Hier liegt im Einzugsgebiet Serpentinit vor.
Rhodium (Rh)	50	0,09	0,91	Erhöhte Gehalte (0,67 bis 0,91 µg/l) wurden vorwiegend bei Solen (z.B. US 12, US 13, US 14) nachgewiesen. Allerdings ist der Wert (0,83 µg/l) auch bei US 05 erhöht. Dort sind Ophiolithe, graue Kalkschiefer und Gips führende Einschaltungen im Einzugsgebiet zu erwarten.
Ruthenium (Ru)	36	0,03	0,08	Erhöhte Werte treten analog zu Rhodium bei den Erschließungen US 05, US 12, US 13 und US 14 auf.
Silber (Ag)	2	0,04	0,05	Das Element wurde ausschließlich bei der Sole US 04 (0,04 µg/l) und der Schwefelquelle US 05 (0,05 µg/l) nachgewiesen.
Weitere Elemente				
Konzentrationen in der Gesamtphase (mg/l)				
Silicium (Si)	55	5,3	50,9	Die höchsten Werte wurden bei den starken Säuerlingen US 34 und US 40 nachgewiesen. Aufgrund der sauren Bedingungen wird das Element leichter mobilisiert.
Strontium (Sr)	55	1,17	13,92	Erhöhte Werte treten bei Solen (z.B. US 12, US 13, US 14) und Gipswässern (z.B. US 05, US 25) auf. Ein erhöhter Wert (13,5 µg/l) wurde allerdings auch bei dem Säuerling US 56 festgestellt. Dort liegen vorwiegend Schluffe des Pannoniums vor.
Weitere Elemente				
Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l)				
Antimon (Sb)	25	0,17	75,77	Deutlich erhöhte Werte treten ausschließlich bei den Quellen von St. Gertraudi auf. Antimon ist hier auf Fahlerz im Schwazer Dolomit zurückzuführen.
Barium (Ba)	52	21,0	375,9	Bei US 03 wurde ein Gehalt von 342 mg/l nachgewiesen. Hier ist bekannt, dass die Vererzungen im Schwazer Dolomit Baryt ($Ba[SO_4]$) führen. Erhöhte Werte von 149–376 mg/l treten gehäuft bei Säuerlingen im Burgenland (US 42, US 45, US 56) auf, die an neogene Sedimente gebunden sind. Auch bei den Säuerlingen am Rand der Rechnitzer Fenstergruppe (US 34, US 37, US 38) und im Lavanttal (US 33) zeigten sich erhöhte Konzentrationen (177–258 mg/l).
Beryllium (Be)	7	0,25	1,13	Die höchste Konzentration wurde bei US 31 nachgewiesen. Hierbei handelt es sich um einen Säuerling im Bereich der Katschberg-Zone.
Bismut (Bi)	0			Das Element konnte bei keiner Erschließung nachgewiesen werden.
Gallium (Ga)	3	0,87	1,17	Das Element wurde nur bei Thermalwässern nachgewiesen. Hervorzuheben sind die in kristallinen Einheiten der erschlossenen Thermalwässer von Bad Gastein (US 21) und Längenfeld (US 24).
Germanium (Ge)	25	0,39	9,59	Die höchsten Werte wurden analog zu Gallium bei Thermalwässern nachgewiesen. Hervorzuheben sind die Erschließungen US 21, US 24 und US 48.
Hafnium (Hf)	9	0,003	0,008	Die höchste Konzentration wurde bei einem Säuerling (US 33) nachgewiesen.

	nachweisbar in *n* von 55 Proben	Median, wenn nachgewiesen	Maximum, wenn nachgewiesen	Anmerkungen zu Probenahmestellen mit erhöhten Konzentrationen
Kobalt (Co)	13	0,15	2,35	Die höchsten Konzentrationen wurden bei den Säuerlingen US 04 und US 40 nachgewiesen. Die Probenahmestellen sind an den Ladiser Quarzit bzw. neogene Sedimente am Ostrand des Steirischen Beckens im Grenzbereich zu der Rechnitzer Fenstergruppe gebunden.
Lithium (Li)	55	18,7	1.198,3	Die höchsten Konzentrationen wurden bei den Säuerlingen US 31, US 34, US 36 und US 56 nachgewiesen.
Molybdän (Mo)	41	1,37	78,72	Der Höchstwert wurde bei dem Thermalwasser von Bad Kleinkirchheim (US 29) nachgewiesen, das mit Wettersteindolomit des Stangalm-Mesozoikums zu assoziieren ist. Erhöhte Werte bis 53,7 µg/l zeigen auch manche Gipswässer (z.B. US 26 und US 28) und mit 29,1 µg/l das Thermalwasser von Bad Gastein (US 21).
Niob (Nb)	0			Das Element konnte bei keiner Erschließung nachgewiesen werden.
Rubidium (Rb)	55	3,93	119,01	Die höchsten Werte treten bei Säuerlingen auf (US 31, US 36, US 37, US 45). Hervorzuheben ist jedoch auch ein Wert von 46,6 µg/l bei dem Thermalwasser von Altheim (US 48), das mit Karbonaten des Oberjura zu assoziieren ist.
Selen (Se)	19	4,14	9,95	Hohe Gehalte (8,42 und 8,60 µg/l) treten bei den Säuerlingen US 34 und US 42 auf, die mit Amphibolit bzw. neogenen Sedimenten zu assoziieren sind. Der Höchstwert wurde allerdings bei dem Thermalwasser von Altheim (US 48) nachgewiesen.
Tantal (Ta)	1		1,56	Das Element wurde ausschließlich bei dem Thermalwasser von Längenfeld (US 24) nachgewiesen, das mit Eklogiten, Amphiboliten und Glimmerschiefern zu assoziieren ist.
Tellur (Te)	22	0,12	0,4	Der Höchstwert wurde bei dem Thermalwasser von Altheim (US 48) nachgewiesen. Hier liegen Karbonate des Oberjura vor. Erhöhte Werte (0,24–0,39 µg/l) treten auch bei von Salinaren beeinflussten Probenahmestellen auf (z.B. US 12, US 13 und US 14). Erwähnenswert ist auch eine Quelle in der Böhmischen Masse (US 49), die einen Wert von 0,35 µg/l aufweist. Im Einzugsgebiet liegt Eisgarner Granit vor. Außerdem ist anzumerken, dass bei zahlreichen weiteren Probenahmestellen Werte über 10 µg/l nachgewiesen wurden (siehe Median).
Thallium(Tl)	3	0,57	0,67	Die höchsten Werte wurden bei US 01 und US 29 nachgewiesen. Es handelt sich um den Mineralwasseraquifer von Brixlegg bzw. das Thermalwasservorkommen von Bad Kleinkirchheim. Beide sind mit karbonatischen Gesteinen zu assoziieren.
Titan (Ti)	9	0,17	2,16	Der Höchstwert wurde bei der Schwefelquelle von Hohenems (US 16) nachgewiesen. Die Mineralisierung dieser Quelle ist auf Kalk der Seewen-Formation und eventuell auf Sandstein der Garschella-Formation zurückzuführen.
Uran (U)	35	2,15	16,71	Ein Wert über 15 µg/l wurde nur bei der Köflerquelle von Umhausen (US 07) nachgewiesen. Dies ist auf Uran führenden Orthogneis des Ötztal-Kristallins zurückzuführen.
Vanadium (V)	29	0,11	2,87	Die höchsten Werte treten bei den Probenahmestellen US 38 und US 41 auf, die im bzw. am Rand der Rechnitzer Fenstergruppe liegen. US 41 ist ausschließlich mit Serpentinit zu assoziieren.
Wolfram (W)	20	0,10	55,92	Der Höchstwert liegt bei dem Thermalwasser von Bad Gastein vor. Hier könnten im Zentralgneis Wolframmineralisationen vorliegen. Auch bei dem Thermalwasser von Längenfeld liegt ein hoher Wert von 35,3 µg/l vor und es sind solche Mineralisationen in den kristallinen Einheiten vorstellbar.
Zinn (Sn)	4	0,05	0,10	Der Höchstwert des selten nachweisbaren Elementes liegt bei der Schwefelquelle von Buchboden (US 18) vor. Die Mineralisierung ist auf die Allgäu-Formation zurückzuführen
Zirkon (Zr)	30	0,02	0,34	Die höchsten Werte liegen bei den Säuerlingen US 42 und US 45 vor, die mit neogenen Sedimenten zu assoziieren sind.

Tab. 80
Überblickstabelle mit Anmerkungen zu Probenahmestellen mit erhöhten Konzentrationen der Ultraspurenelemente.

11.4 Mineralisierungsgrad: Hauptionenzusammensetzung und Leitfähigkeit

(L. Fischer & S. Hann)

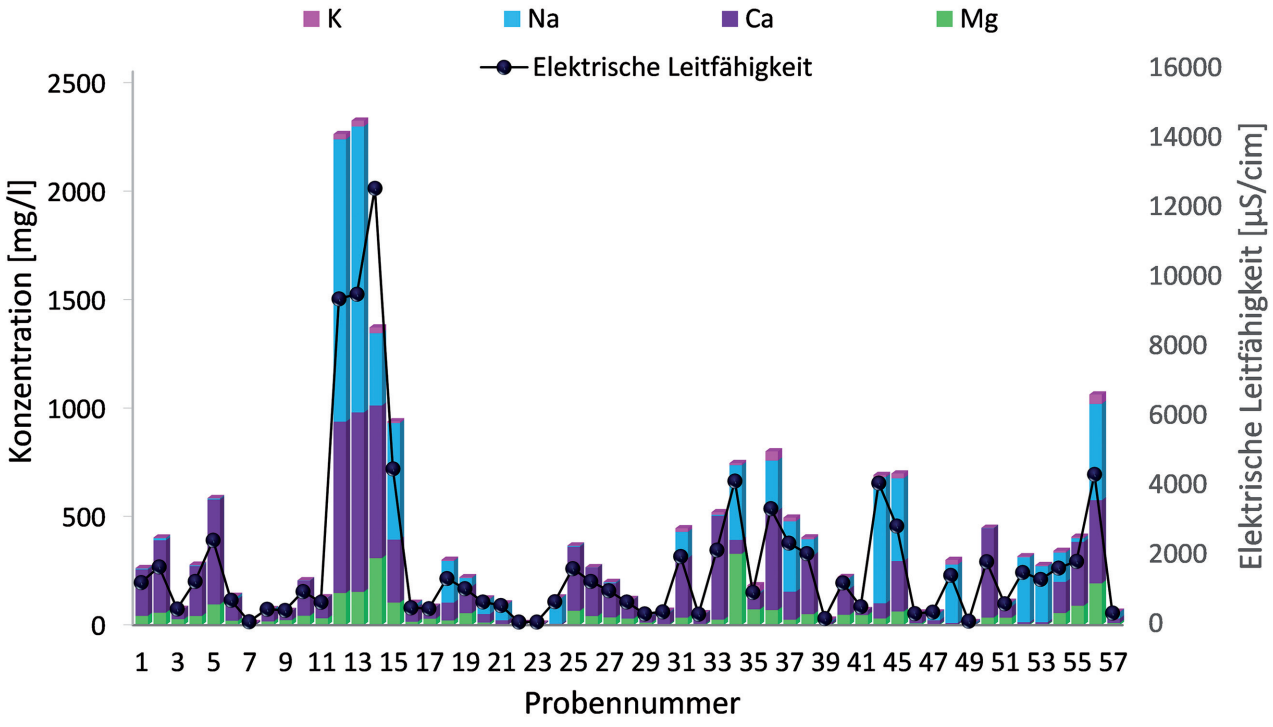
In Abbildung 236 ist die Hauptkationenzusammensetzung (Calcium, Magnesium, Natrium, Kalium) der einzelnen Wasserproben in Abhängigkeit der Leitfähigkeit grafisch dargestellt. Abbildung 237 zeigt die Ionensummen (Summe der Kationen + Anionen – Mittelwert; die Daten der Anionen wurden von der GBA zur Verfügung gestellt) der beprobten Gewässer. Der Mineralisierungsgrad liegt im Bereich von 26 mg/l bis 8.206 mg/l. In etwa einem Drittel der Proben liegt der Gehalt an Kationen und Anionen unter 100 mg/l. Konzentrationen über 1.000 mg/l wurden in 12 Proben festgestellt. Die höchsten Konzentrationen (> 5.000 mg/l) wurden in den Proben US 12 (Abtenau, Annenquelle), US 13 (Abtenau, St. Rupertusquelle) und US 14 (Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle) gemessen. Die erhöhten Werte sind auf den Kontakt zu Salinaren zurückzuführen. Ein Vergleich mit Daten zur Mineralisation der Wässer Österreichs (Hydrochemische Karte Österreichs; Kralik et al., 2005) verdeutlicht, dass einige der beprobten Quellen überdurchschnittlich höher bzw. hoch mineralisiert sind. Folgende Ionensummen sind in der Literatur angegeben:

- Kluft-Kristallinwässer: 100 mg/l
- Karst-Karbonatwässer: 260 mg/l
- Flüsse: 275 mg/l
- Porengrundwässer: 557 mg/l

Die Calcium-Konzentrationen lagen im Bereich von 4,75 bis 694 mg/l. Die höchsten Calciumwerte (> 500 mg/l) wurden in den Proben US 12, US 13 und US 14 gefunden. In diesen Quellen wurden ebenfalls hohe Magnesium-, Natrium- und Kalium-Konzentrationen festgestellt. Die höchste Konzentration an Magnesium wurde allerdings in US 34 (Maltern, Anna-Quelle) gefunden. Dort liegt ein Kontakt zu Amphibolit vor und der Wert lag bei 370 mg/l. Natriumgehalte lagen im Bereich von 0,42 bis 1.577 mg/l. Die Proben US 12, US 13 und US 14 wiesen Natrium-Konzentrationen von 1.075 bis 1.577 mg/l auf (siehe oben). Der Indikatorparameter entsprechend TWV liegt bei 200 mg/l und wird somit um das Fünffache überschritten. Weitere hohe Natriumgehalte über 200 mg/l wurden in folgenden Proben festgestellt: US 15 (Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle), US 34 (Maltern, Anna-Quelle), US 36 (Thalheim, Knödelquelle), US 37 (Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle), US 42 (Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)), US 45 (Deutschkreutz, Juvinaquelle I), US 48 (Altheim, Thermal 1a), US 52 (Großkadolz, Arteser), US 53 (Seefeld, Arteser) und US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH). Die Kalium-Konzentrationen lagen im Bereich von 0,42 bis 45,8 mg/l, wobei die höchsten Konzentrationen in den Proben US 34 (Maltern, Anna-Quelle) und US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH) gemessen wurden.

In der TWV werden für folgende Anionen Indikatorparameter angegeben: Sulfat 250 mg/l; Nitrat 50 mg/l; Chlorid 200 mg/l. Der höchste Sulfatgehalt liegt bei 2.777 mg/l (US 14 bzw. Wiestal bei Hallein, Wiestal-

Abb. 236.
Hauptkationenzusammensetzung (Totalgehalte) und Leitfähigkeit der gemessenen Proben.



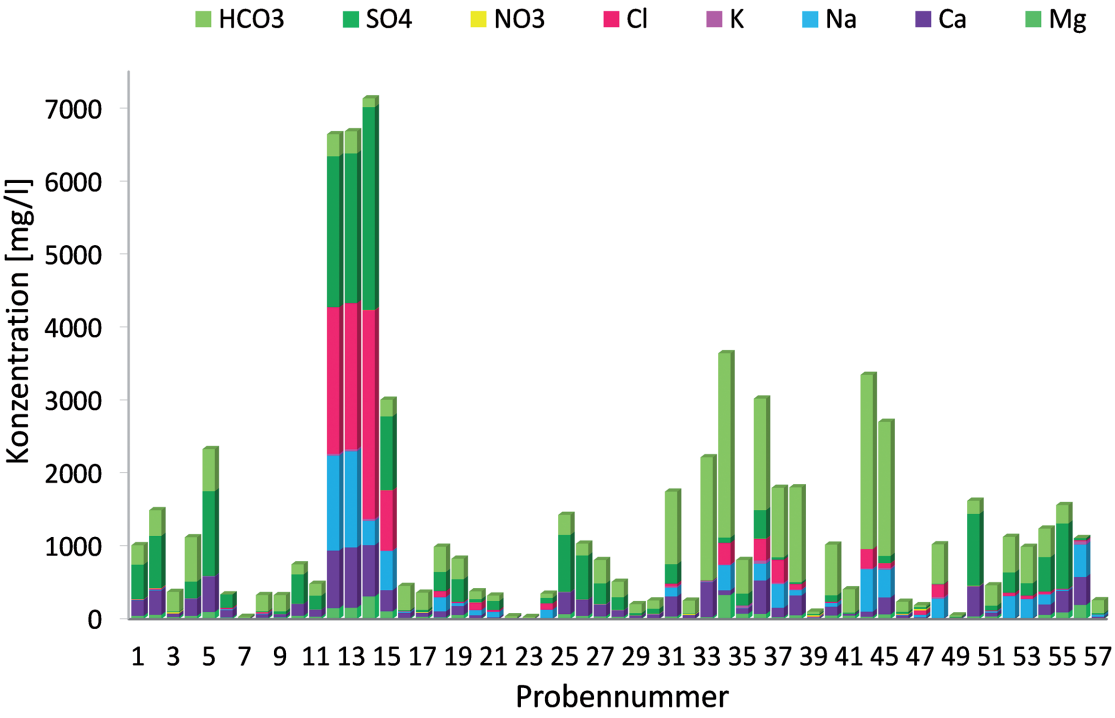


Abb. 237.
Ionensummen, also die Kationen- und Anionen-Mittelwerte (Totalgehalte) der gemessenen Proben. Die Daten der Anionengehalte wurden von der GBA zur Verfügung gestellt.

quelle). Sulfat-Konzentrationen über 250 bis 1.000 mg/l wurden in 14 Proben gemessen und Gehalte über 1.000 mg/l in fünf Proben. Nähere Erläuterungen dazu sind in Kapitel 11.6 gegeben. Die gemessenen Nitratgehalte lagen im Bereich von 0,1 bis 20,7 mg/l und somit unter dem Parameter der TWV. Die Chlorid-Konzentrationen schwankten von 0,2 bis 2.860 mg/l. Der Indikatorparameter gemäß TWV liegt bei 200 mg/l und wird bei acht Proben überschritten. Die höchsten Chloridgehalte (> 2.000 mg/l) wurden in den Proben US 12, US 13 und US 14 gefunden und sind auf Salinare zurückzuführen. Ebenfalls erhöhte Werte zeigten US 42 (265 mg/l), US 34, US 36 und US 37 (ca. 300 mg/l) und US 15 (823 mg/l).

11.5 Calcium und Strontium

(L. Fischer & S. Hann)

In Abbildung 238 sind die Calcium- und Strontium-Konzentrationen als Totalgehalte (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) der beprobten Gewässer sowie die Korrelationen Calcium/Strontium und Strontium/Elektrische Leitfähigkeit dargestellt.

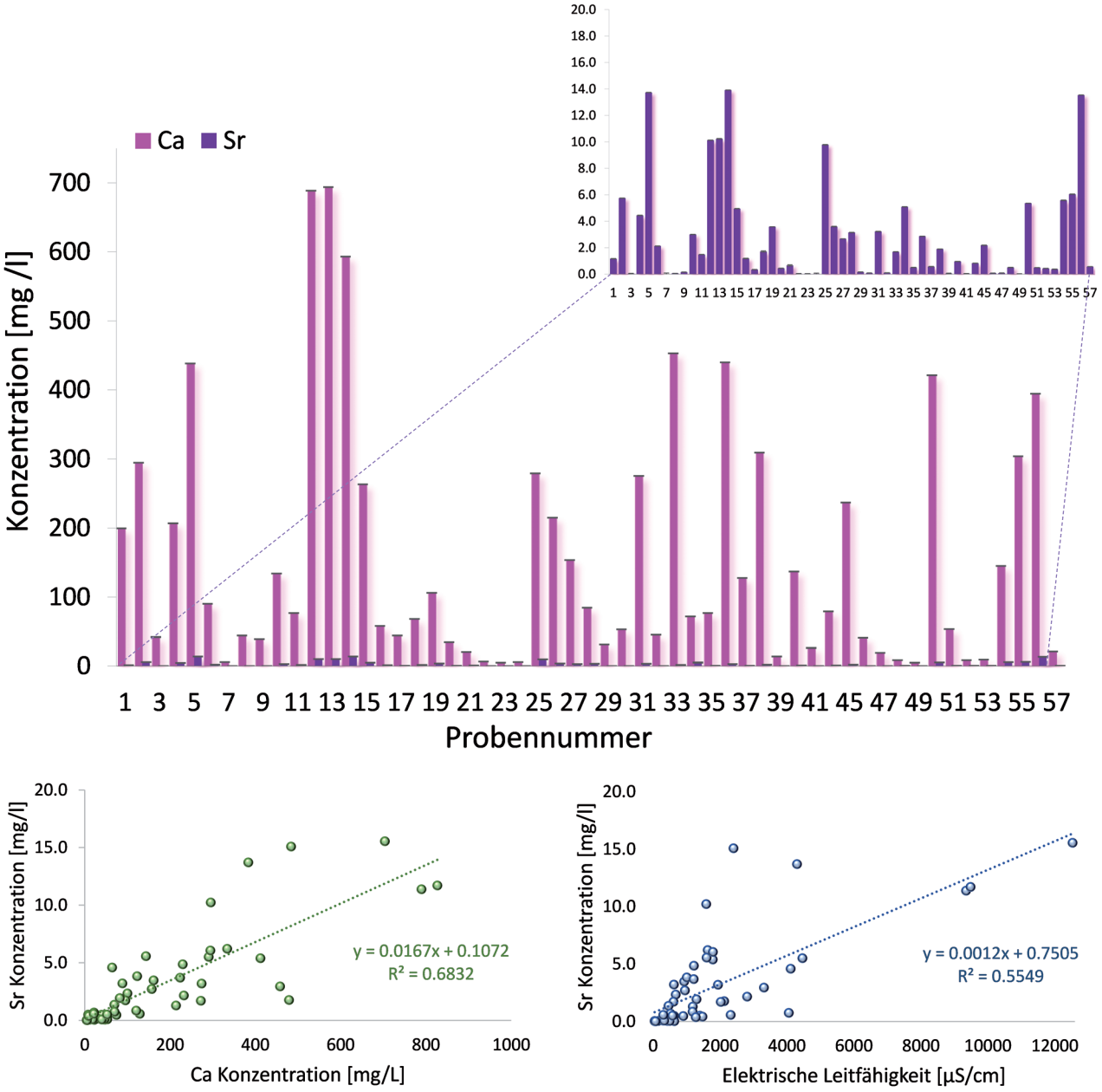


Abb. 238.
Calcium- und Strontium-Konzentrationen (Totalgehalte) in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) und die Korrelation Ca/Sr (Totalgehalte) bzw. Sr (Totalgehalt/Elektrische Leitfähigkeit).

11.6 Schwefel

(L. Fischer & S. Hann)

In Abbildung 239 (oben) sind die gemessenen Schwefel-Konzentrationen in der Gesamtphase (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) dargestellt. Der untere Teil der Abbildung zeigt die von der GBA zur Verfügung gestellten Messwerte des Sulfatgehaltes und den daraus errechneten Sulfatschwefel.

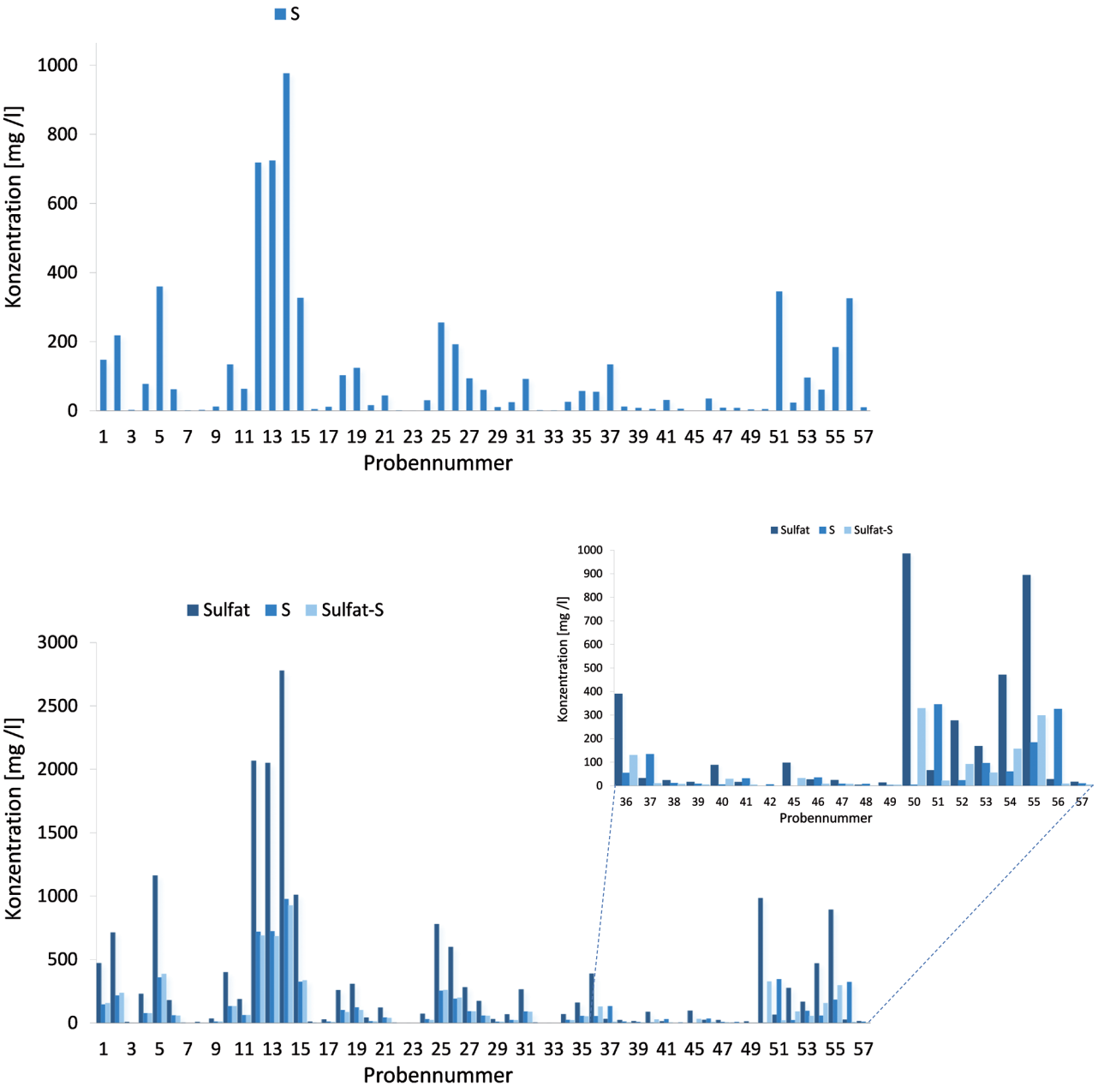


Abb. 239.
Schwefel-Konzentrationen (Totalgehalte) in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) (oben) und Sulfat-Konzentrationen bzw. der daraus errechnete Gehalt an Sulfatschwefel (unten). Die Daten zum Sulfatgehalt wurden von der GBA zur Verfügung gestellt.

11.7 Arsen

(L. Fischer & S. Hann)

In Abbildung 240 sind die Arsen-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation dargestellt. In 31 von insgesamt 55 Proben wurden Arsen-Konzentrationen über der Bestimmungsgrenze (BG) detektiert. Die Totalgehalte liegen im Bereich von 0,12 bis 539 µg/l. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen dar. Hohe Arsengehalte wurden in den Proben US 05 (Obladis, Simon-Kapferer-Quelle), US 15 (Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle) und US 30 (Kliening, Zankerquelle) gefunden. Der Anteil an gelöstem Arsen variiert zwischen den einzelnen Proben und liegt bei 40 bis 100 %. Ein höherer Anteil partikulär gebundenen Arsens (> 30 %) wurde in neun Proben festgestellt. Es konnte keine Korrelation mit der Konzentration oder physikochemischen Parametern festgestellt werden. Gemessene Arsenwerte nur in der filtrierten Probe sind höchstwahrscheinlich auf eine Verunreinigung durch das Filtermaterial zurückzuführen. In der TWV wurde ein Grenzwert für Arsen von 10 µg/l festgelegt. In acht Proben wurden Arsen-Konzentrationen von mehr als 10 µg/l gemessen und dieser Wert somit überschritten.

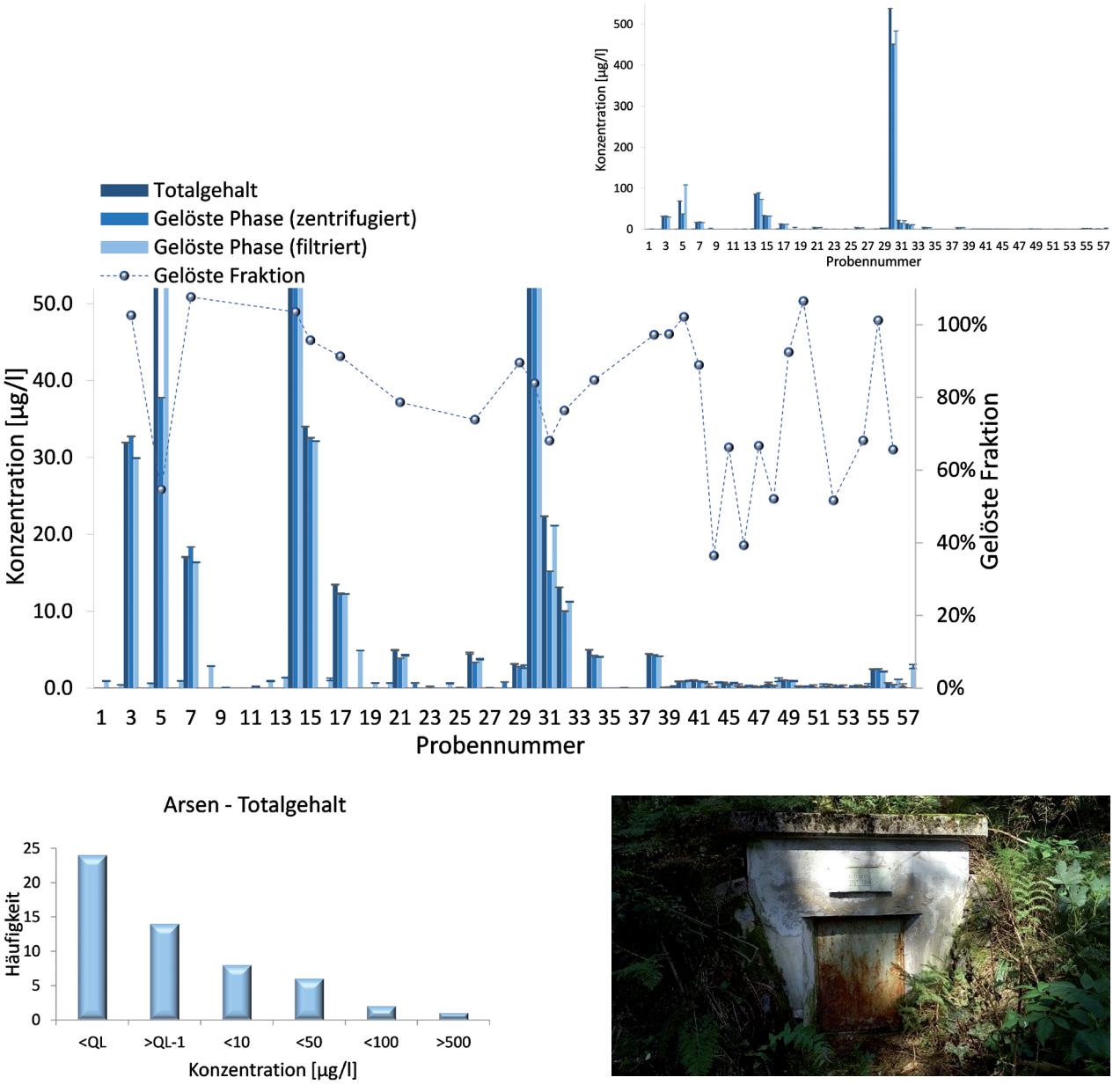


Abb. 240.
Arsen-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen grafisch dar.

11.8 Eisen

(L. Fischer & S. Hann)

In Abbildung 241 sind die Eisen-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation dargestellt. Das Histogramm zeigt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen.

In 37 von insgesamt 55 Proben wurden Eisen-Konzentrationen über der Bestimmungsgrenze (BG) detektiert. Die Totalgehalte liegen im Bereich von 0,24 bis 14.500 µg/l bzw. 14,5 mg/l. Besonders hohe Eisentotalgehalte zwischen 1 und 5 mg/l wurden in den Proben US 31 (Trebesing, Radlbad), US 34 (Maltern, Anna-Quelle), US 35 (Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl), US 36 (Thalheim, Knödelquelle), US 40 (Drumling, Säuerling), US 45 (Deutschkreutz, Juvinaquelle I) und US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH) gefunden. Die höchsten Eisengehalte wiesen US 33 (St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn) mit 8,8 mg/l und US 38 (Rettenbach, Sauerbrunnen) mit 14,5 mg/l auf. In der TWV ist der Indikatorparameter für Eisen bei 0,2 mg/l festgelegt. Bei 15 Proben wird dieser überschritten. Der Anteil an gelöstem Eisen variiert zwischen den einzelnen Proben und liegt bei 3 bis 100 %. Die erhöhten Werte bzw. die Mobilisierung sind bei den aufgezählten Vorkommen auf ein saures Milieu und in manchen Fällen auf reduzierende Bedingungen zurückzuführen. Durch den Aufstieg von Kohlenstoffdioxid über tektonische Schwächezonen aus der Tiefe stellen sich niedrige pH-Werte ein.

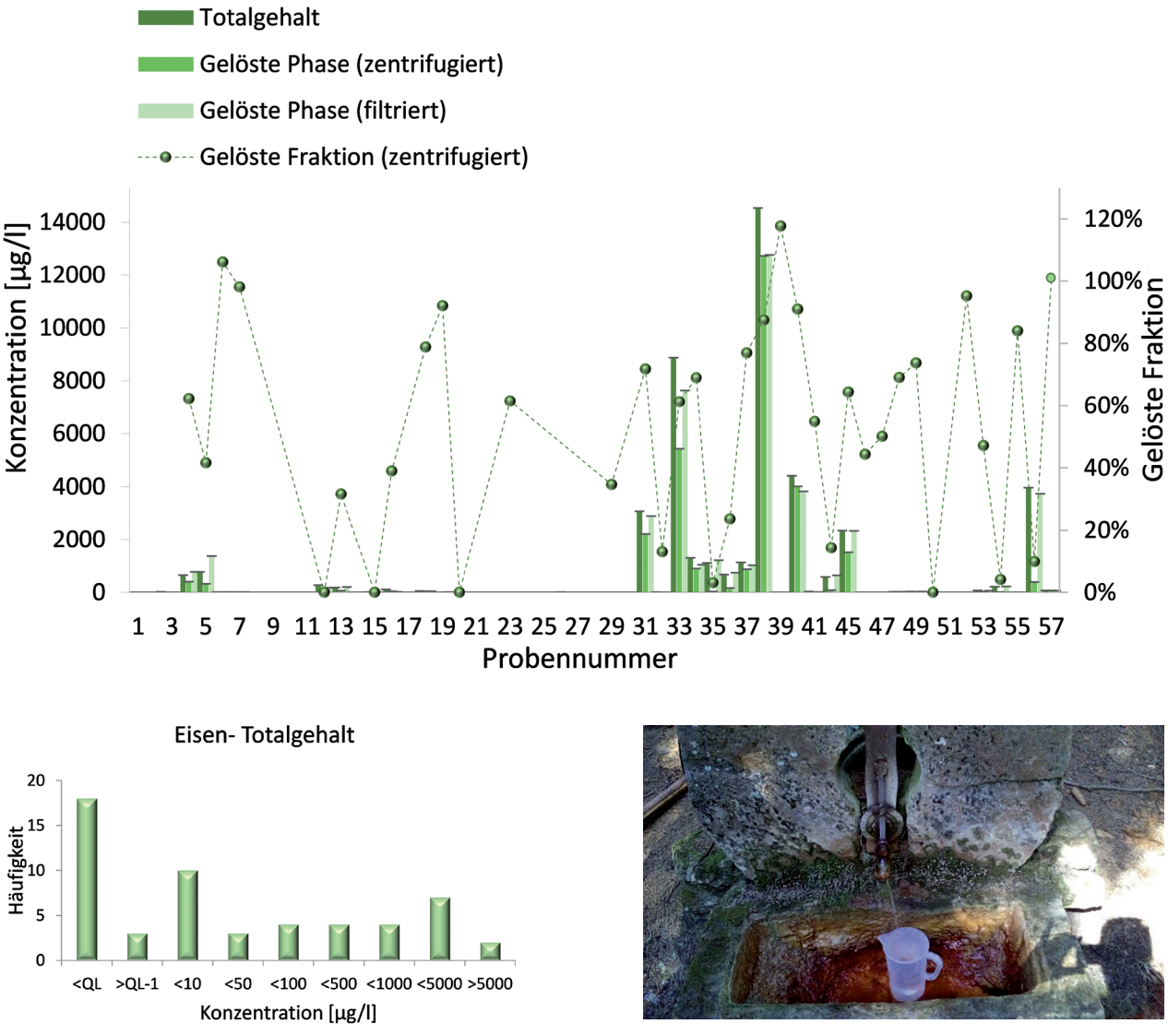


Abb. 241.
Eisen-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen grafisch dar.

11.9 Cadmium

(L. Fischer & S. Hann)

In 26 von insgesamt 55 Proben wurden Cadmium-Konzentrationen über der Bestimmungsgrenze (BG) detektiert. Die Totalgehalte liegen im Bereich von 0,04 bis 0,45 µg/l (Abb. 242). Signifikant höhere Cadmiumgehalte wurden in den Proben US 26 (Tuffbad, Quellgruppe 1) und US 29 (Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99) gefunden. Generell liegen die Cadmiumwerte in Grundwasserquellen dieser Region etwas höher, hierbei handelt es sich meist um Grundwässer mit Kontakt zu Gips führenden Schichten. Bei US 29 liegt dies jedoch nicht vor, sondern das akratisch mineralisierte Thermalwasser vom Typ Calcium-Magnesium-Hydrogencarbonat-Sulfat ist an Wettersteindolomit gebunden. Der Parameterwert für Cadmium liegt in der TWV bei 5 µg/l und wird in keiner der gemessenen Wasserproben überschritten. Cadmium liegt in den meisten Wasserproben nahezu vollständig gelöst vor. Höhere Totalgehalte (43 bis 55 %) wurden in den Proben US 12 (Abtenau, Annenquelle), US 13 (Abtenau, St. Rupertusquelle), US 14 (Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle), US 15 (Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle) und US 16 (Hohenems, Schwefelquelle) gefunden. Prinzipiell ist bekannt, dass höhere Cadmiumwerte bei einer Oxidation von Sulfiden auftreten können, dies ist beispielsweise bei US 16 der Fall. Signifikant höhere Konzentrationen in der filtrierten Probe weisen auf eine mögliche Kontamination durch das Filtermaterial hin. Dieses Problem wird in Kapitel 11.1 diskutiert. Zudem kann es in einem bestimmten Ausmaß zu Sorptionseffekten zwischen Filtermaterial und Analyt kommen. Dies erklärt, warum in der filtrierten Phase die gemessenen Konzentrationen teilweise unter der Bestimmungsgrenze (BG) lagen.

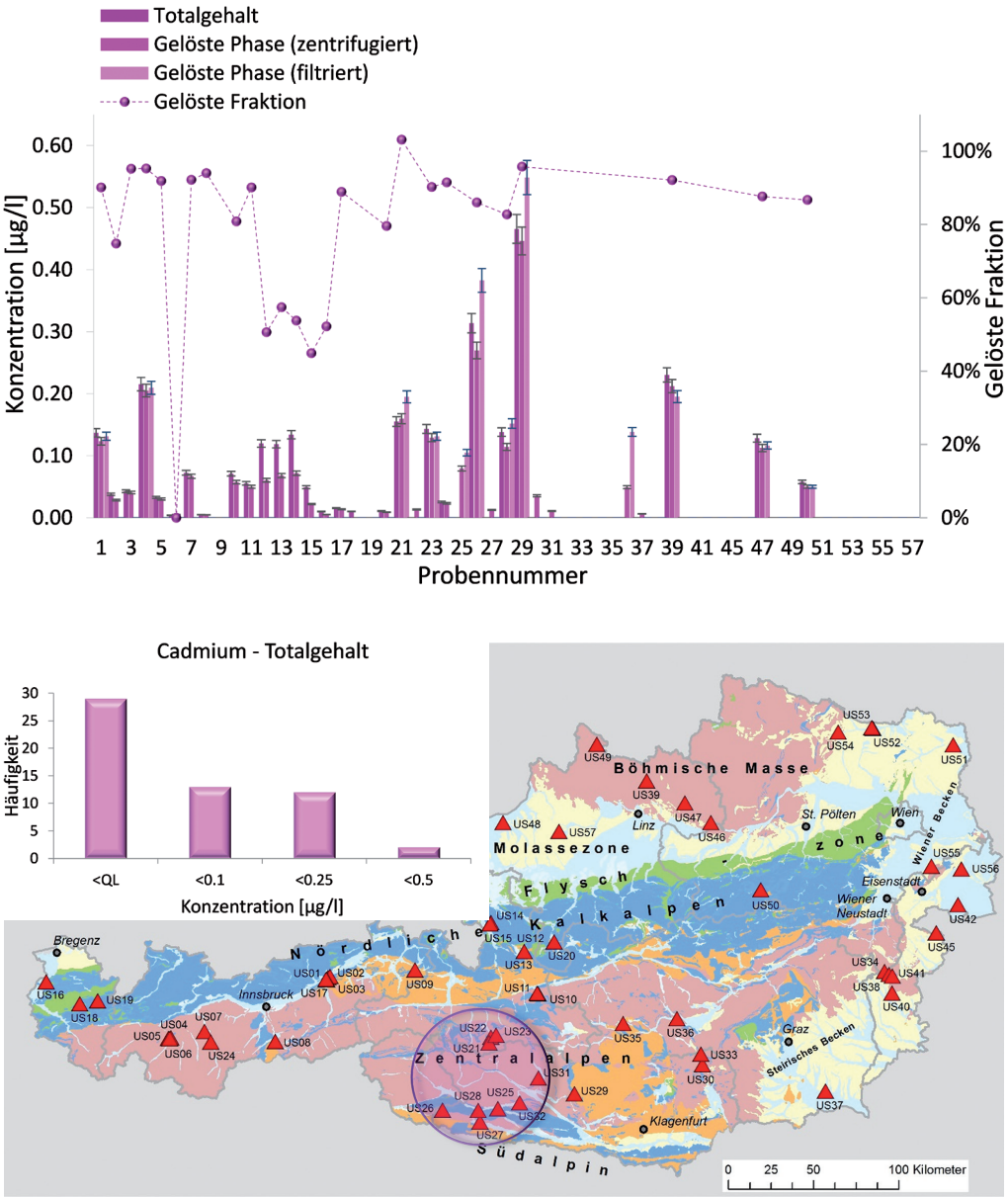
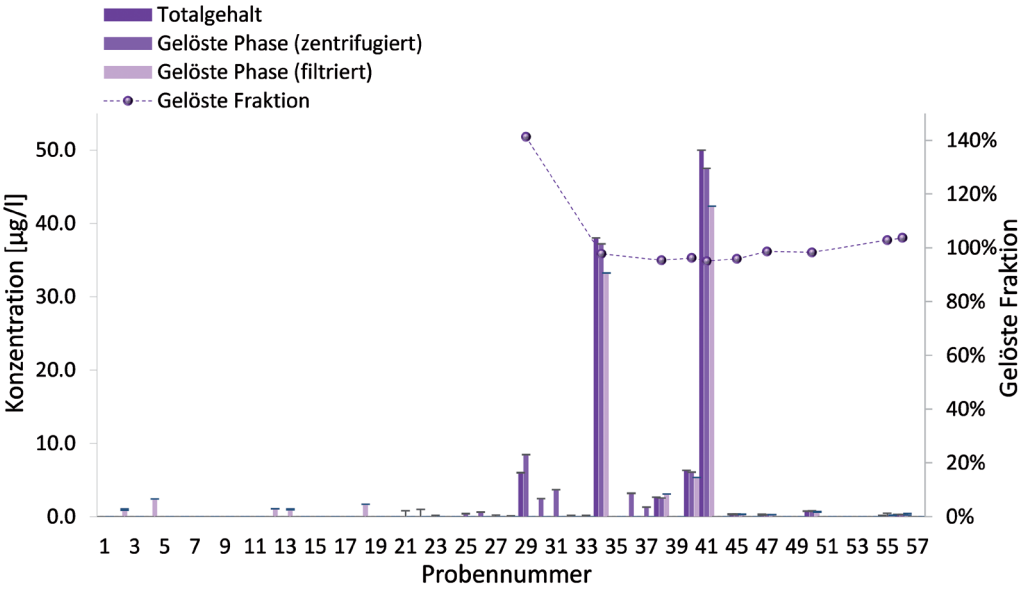


Abb. 242. Cadmium-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen grafisch dar.

11.10 Nickel

(L. Fischer & S. Hann)

In neun von insgesamt 55 Proben wurde Nickel in allen drei Fraktionen detektiert. Die Totalgehalte liegen im Bereich von 0,15 µg bis 50 µg/l (Abb. 243). Die höchsten Nickelgehalte wurden in den Proben US 34 (Maltern, Anna-Quelle) und US 41 (Bernstein, Wasserversorgung) gefunden. Der Serpentinit der Rechnitzer Gruppe weist natürlich hohe Nickel-Konzentrationen auf und das spiegelt sich im Quellwasser von Bernstein wider. Bei der Anna-Quelle sind hingegen im Bohrprofil Gneis und Amphibolit der Wechsel-Decke angegeben, allerdings ist auch hier ein Kontakt zu Serpentinit möglich. Bei beiden Proben wird jedenfalls der in der Trinkwasserverordnung angegebene Grenzwert von 20 µg/l überschritten. Nickel kommt in allen Proben nahezu vollständig gelöst vor. Vereinzelte geringe Nickelwerte in unterschiedlichen Fraktionen können auf Kontaminationen während der Probenhandhabung und Probenvorbereitung zurückgeführt werden.



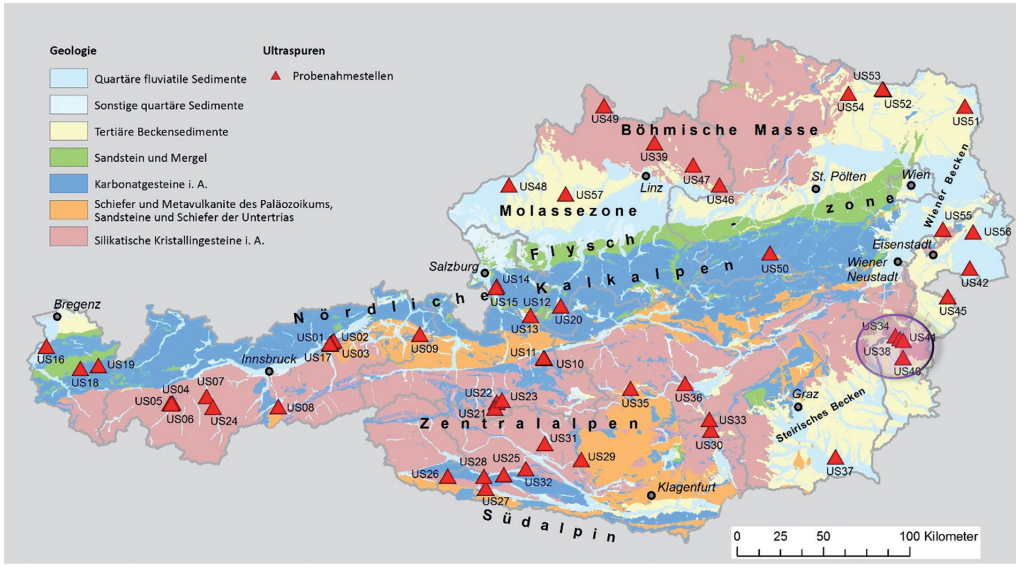


Abb. 243.
Nickel-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt.

11.11 Quecksilber

(L. Fischer & S. Hann)

In 29 von insgesamt 55 Proben wurden Quecksilber-Konzentrationen über der Bestimmungsgrenze detektiert. Die Totalgehalte liegen im Bereich von 0,73 ± 0,55 ng/l bis 64,9 ± 0,95 ng/l (Abb. 244). In der TWV ist der Grenzwert für Quecksilber mit 1 µg/l festgelegt. Der Schwellenwert laut QZV Chemie GW liegt bei 0,9 µg/l. Somit werden in keiner der beprobten Quellen diese Grenzwerte überschritten. Die häufigsten und höchsten Quecksilbergehalte wurden in Quellen gefunden, die in den nördlichen Kalkalpen und den Zentralalpen lokalisiert sind (Abb. 245). Das Österreichische Bioindikatornetz (BIN), ein Monitoring-Netzwerk zur Überwachung von Immissionseinwirkungen und zur Feststellung von Nährstoffbilanzen sowie deren zeitliche Entwicklung und räumliche Verteilung, untersucht neben anderen Schadstoffen seit 2006 auch jährlich Quecksilber-Konzentrationen in Nadelproben von Fichten (Österreichisches Bioindikatornetz). Daten des BIN von 1968, 1996 und 2006 zeigen in bestimmten Regionen Österreichs signifikant höhere Quecksilber-Konzentrationen. Zu diesen Regionen zählen Linz (Oberösterreich) und Leoben/Donawitz (Steiermark) aufgrund der Eisen- und Stahlproduktionsbetriebe, wo bei der Sinterung hohe Konzentrationen an Quecksilber emittiert werden. Eine weitere Region ist Hallein (Salzburg). Trotz Schließung des Elektrolysewerkes im Jahr 1997 werden immer noch erhöhte Quecksilbergehalte in der Umgebung von Hallein detektiert. Weiters zählt Brückl (Kärnten) zu den Gebieten mit signifikanter Quecksilberbelastung. Im Herbst 2014 wurden im Görtschitztal erhöhte Konzentrationen von Quecksilber nahe der Kalkdeponie festgestellt, welche aber schon ein Jahr später wieder rückläufig waren. Erst 2015 wurden in Tirol Quecksilberspitzenwerte in den Regionen Schwaz und Brixlegg analysiert. Als Grund für die Emission werden das ehemalige Silberbergwerk und der Kupferrecyclingbetrieb vermutet (Sneller et al., 2000).

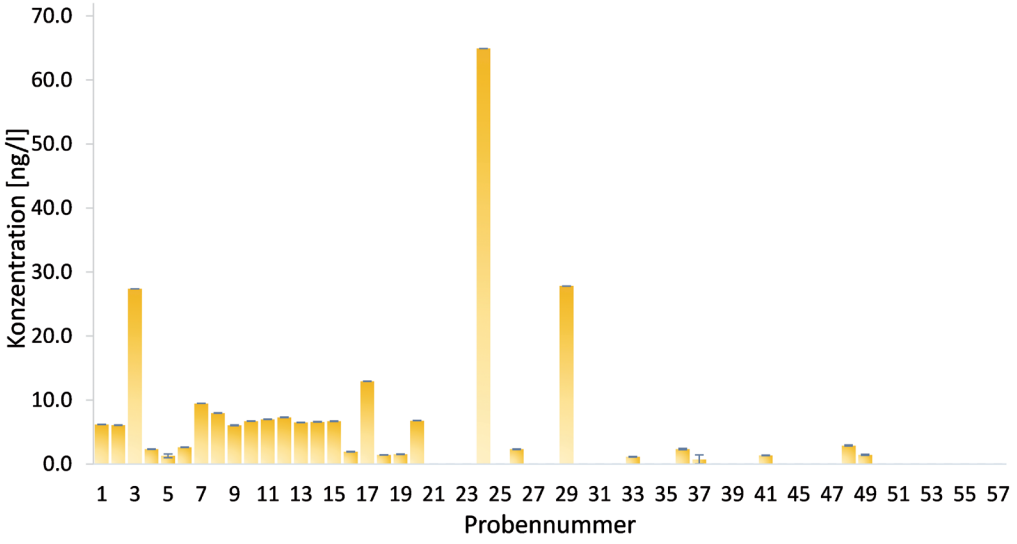


Abb. 244. Quecksilber-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben in der Gesamtphase.

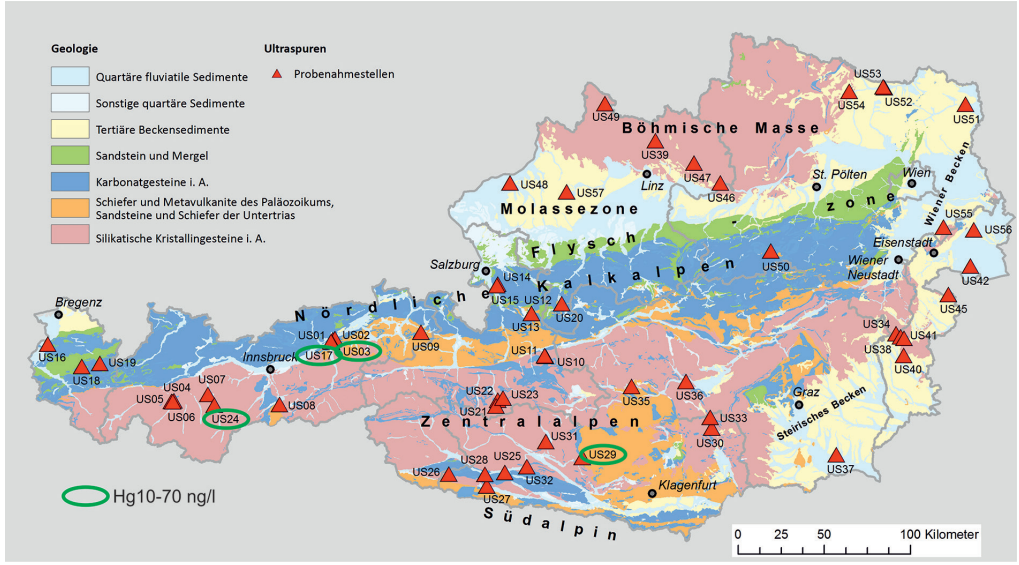


Abb. 245. Signifikante Quecksilbervorkommen in den gemessenen Wasserproben (Datenquelle: basemap.at).

11.12 Metalle der Seltenen Erden

(L. Fischer & S. Hann)

Im Rahmen des vorliegenden Projektes wurden in den ausgewählten Gewässern die Konzentrationen der Seltenen Erden sowohl in der Gesamtphase, als auch in der gelösten Phase, welche durch Zentrifugation bzw. Filtration erhalten wurde, bestimmt. In Abbildung 246 ist die Verteilung der Seltenen Erden (leichte Seltene Erden: Lanthan bis Europium, schwere Seltene Erden: Gadolinium bis Thulium) dargestellt. Signifikante Vorkommen (fast) aller der zur Gruppe der SEE gehörenden Metalle wurden in den Proben US 04 (Prutz, Sauerbrunnen), US 07 (Umhausen, Köflerquelle), US 16 (Hohenems, Schwefelquelle), US 18 (Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden), US 31 (Trebesing, Radlbad), US 33 (St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn), US 34 (Maltern, Anna-Quelle), US 36 (Thalheim, Knödelquelle), US 38 (Rettenbach, Säuerling), US 39 (Ottenschlag, Quelle Starhemberg), US 45 (Deutschkreutz, Juvinaquelle I), US 46 (Grein, Jubiläumsquelle), US 47 (Bad Zell, Hedwigsbründl) und US 49 (Aigen im Mühlkreis, Michaelsquelle) festgestellt. Yttrium-Konzentrationen > Bestimmungsgrenze (BG) wurden in 53 Proben von 0,002 bis 7,98 µg/l gemessen und waren somit signifikant höher als alle anderen SEE. Totalgehalte der weiteren SEE lagen im niedrigen µg/l- bis ng/l-Bereich.

Das Niederländische National Institute of Public Health and the Environment hat eine Studie zur Ableitung von Grenzwerten (environmental risk limits) für die SEE Yt-

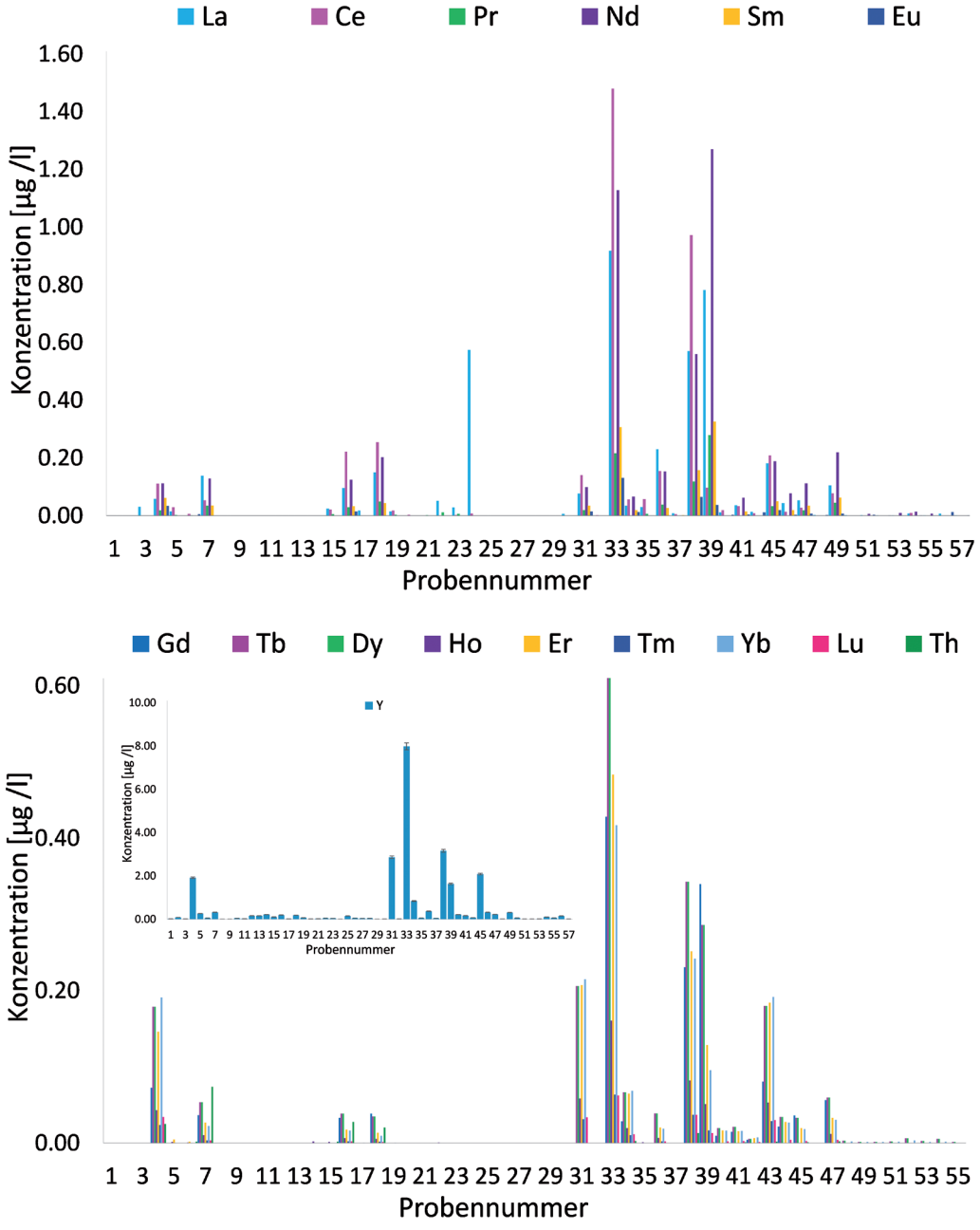


Abb. 246.
Verteilung der Metalle der Seltenen Erden in den beprobten Gewässern als Totalgehalte. Oben: leichte Metalle der Seltenen Erden. Unten: schwere Metalle der Seltenen Erden und Yttrium (kleines Bild).

Element	Oberflächenwasser (µg/L)						Sediment (g/kg Trockengewicht)						Boden (mg/kg Trockengewicht)		
	süß			salzig			süß			salzig					
	MPA	*Cb*	MPC	MPA	*Cb*	MPC	MPA	*Cb*	MPC	MPA	*Cb*	MPC	MPA	*Cb*	MPC
Y	6,2	0,22[a]	6,4	0,72	0,22[a]	0,94	1,4	0,01	1,4	0,16	0,01	0,18			
								7			9				
La	10	0,08[a]	10,1	1	0,01	1,01	4,7	0,03	4,7	0,47	0,04	0,51			
					2			9			4				
Ce	22	0,13[a]	22,1	0,15	0,13[a]	0,28	18,7	0,06	18,8	0,13	0,09	0,22	44	9,0	53
								9			3				
Pr	9	0,08[a]	9,1	0,92	0,08	1,00	5,8	0,00	5,8	0,60	0,01	0,61			
								8			1				
Nd	1,4	0,39[a]	1,8	0,85	0,00	0,86	7,2	0,03	7,5	0,44	0,04	0,48			
					92			6			0				
Sm	7,6	0,56[a]	8,2	0,42	0,00	0,42	2,5	0,00	2,5	0,14	0,00	0,15			
					05			6			8				
Gd	6,8	0,33[a]	7,1	0,52	0,33[a]	0,85	1,8	0,00	1,8	0,14	0,00	0,14			
								5			6				
Dy	9,1	0,22[a]	9,3	3,6	0,22[a]	3,8	2,2	0,00	2,2	0,88	0,00	0,89			
								4			4				

[a] Nachweisgrenze

Tab. 81.
Maximal zulässige Zusatzkonzentrationen (maximum permissible addition – MPA), maximal zulässige Konzentrationen (maximum permissible concentrations – MPC) und die Hintergrundkonzentrationen (background concentration – *Cb*) in Oberflächenwasser (gelöste Phase), Sediment und Boden (aus Sneller et al., 2000: Tab. 1).

trium, Lanthan, Cer, Praseodym, Neodym, Samarium, Gadolinium und Dysprosium durchgeführt (Sneller et al., 2000). In Tabelle 81 sind *die maximal zulässigen Zusatzkonzentrationen* (maximum permissible addition – MPA) sowie die *maximal zulässigen Konzentrationen* (maximum permissible concentrations – MPC) und die *Hintergrundkonzentration* (background concentration – C_b) in Oberflächenwasser (gelöste Phase; inländisches Oberflächenwasser und Meerwasser), Sediment und Boden angegeben. Tabelle 82 zeigt die im Rahmen der Studie abgeleiteten *vernachlässigbaren Konzentrationen* (negligible concentrations – NC) und die *vernachlässigbare Zusatzkonzentration*en (negligible addition – NA) in Oberflächenwasser (gelöste Phase; inländisches Oberflächenwasser und Meerwasser), Sediment und Boden. Für nähere Informationen zur Ableitung dieser Grenzwerte wird auf die Publikation verwiesen. Ein Vergleich der im Rahmen dieses Projektes gemessenen Werte mit den MPC-Werten in Tabelle 81 zeigt, dass die Yttrium-Konzentration in US 33 (St. Peter im Lavanttal,

Element	Oberflächenwasser (µg/L)				Sediment (g/kg Trockengewicht)				Boden (mg/kg Trockengewicht)	
	süß		salzig		süß		salzig			
	NA	NC	NA	NC	NA	NC	NA	NC	NA	NC
Y	0,062	0,28	0,0072	0,22	13,9	30,7	1,61	20,2		
La	0,1	0,18	0,010	0,02	46,8	83,6	4,68	48,8		
Ce	0,22	0,35	0,0015	0,13	187,3	256,2	1,28	93,9	0,440	9,4
Pr	0,09	0,17	0,0092	0,09	58,1	66,1	5,94	16,8		
Nd	0,014	0,40	0,0086	0,009	7,2	43,2	4,36	44,8		
Sm	0,076	0,64	0,0042	0,005	25,2	30,9	1,39	8,9		
Gd	0,068	0,4	0,0052	0,34	17,9	23,2	1,37	7,1		
Dy	0,091	0,31	0,036	0,26	22,3	26,2	8,84	12,9		

Tab. 82.
Vernachlässigbare Konzentrationen (negligible concentrations – NC) und die vernachlässigbaren Zusatzkonzentrationen (negligible addition – NA) in Oberflächenwasser (gelöste Phase; inländisches Oberflächenwasser und Meerwasser), Sediment und Boden (aus Sneller et al., 2000: Tab. 2).

Kelzer Sauerbrunn) überschritten wird. In acht Proben liegt die gemessene Konzentration über dem NC-Wert (Tab. 82). Alle weiteren Elemente liegen unter der MPC, jedoch werden bei manchen Proben die NC-Werte von Yttrium, Lanthan, Cer, Praseodym, Neodym, Gadolinium und Dysprosium überschritten. Die in der Studie angegebenen Hintergrundkonzentrationen (C_b) für Oberflächenwasser entsprechen den mit der eingesetzten Messmethode erhaltenen NG, da die tatsächlichen Hintergrundkonzentrationen geringer waren als die NG. Die im Rahmen dieses Projektes gemessenen niedrigsten Konzentrationen sind um einen Faktor 10 bis 250 niedriger als die in Tabelle 81 angeführten.

In den Abbildungen 247 bis 250 sind die Chondriten-normalisierten Häufigkeiten (gemessene Konzentration [mg/kg (ppm)]/SEE-Gehalte in Chondriten) („recommended chondrite“) (ppm) entsprechend den Angaben von DeZuane (1996) an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden dargestellt. Je nach geologischer Herkunft wurden verschiedene SEE-Muster festgestellt. Die Proben US 39 (Ottenschlag, Quelle Starhemberg), US 46 (Grein, Jubiläumsquelle), US 47 (Bad Zell, Hedwigsbründl) und US 49 (Aigen im Mühlkreis, Michaelsquelle) zeigten eine stark negative Cer- und Europium-Anomalie und tendenzielle Abreicherung der schweren SEE (Abb. 247). Im Einzugsgebiet dieser Quellen liegen verschiedene Granit-Typen der Böhmischen Masse vor. Bei den Proben US 04 (Prutz, Sauerbrunnen), US 31 (Trebesing, Radlbad), US 34 (Maltern, Anna-Quelle) und US 45 (Deutschkreutz, Juvinaquelle I) wurde eine negative Cer-Anomalie und positive Europium-Anomalie mit tendenzieller Anreicherung der schweren SEE festgestellt (Abb. 248). Diese Vorkommen befinden sich in Bereichen von Störungszonen. Dies belegen die hohen Gehalte von frei aufsteigendem Kohlenstoffdioxid und

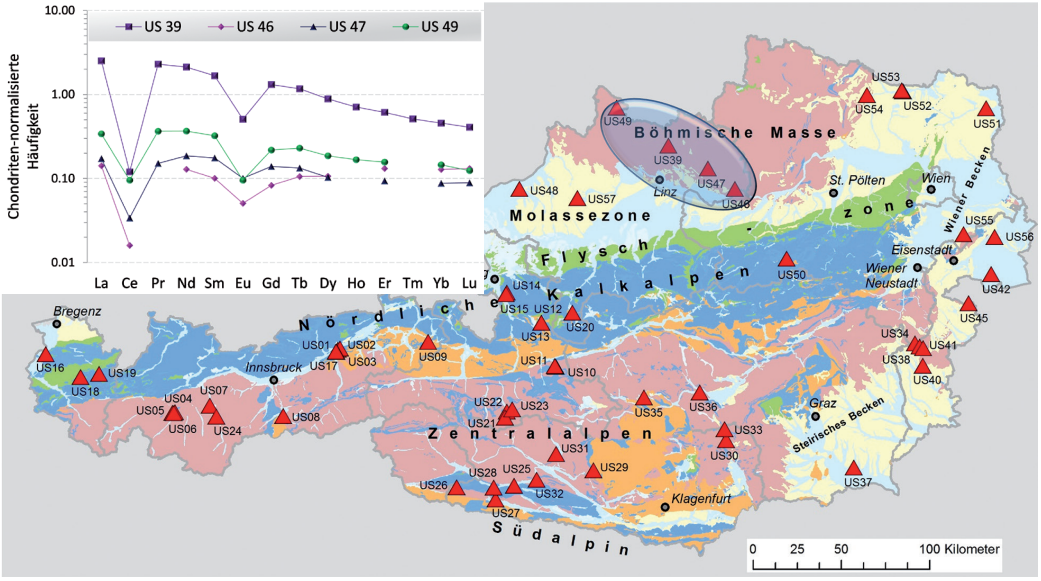


Abb. 247.
Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Stark negative Cer- und Europium-Anomalie und tendenzielle Abreicherung der schweren Seltenen Erden.

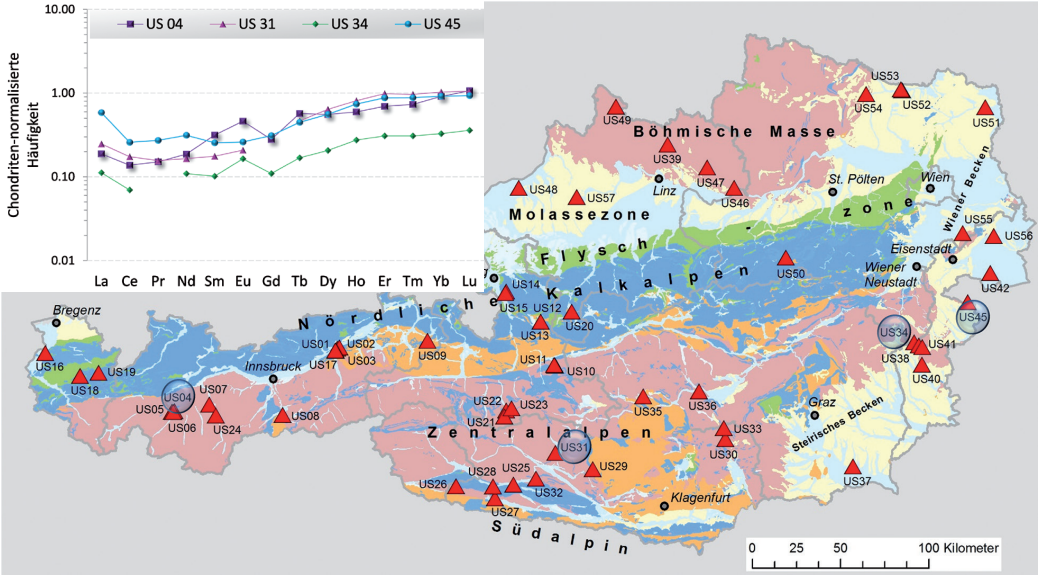


Abb. 248.
Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Negative Cer-Anomalie und positive Europium-Anomalie mit tendenzieller Anreicherung der schweren Seltenen Erden.

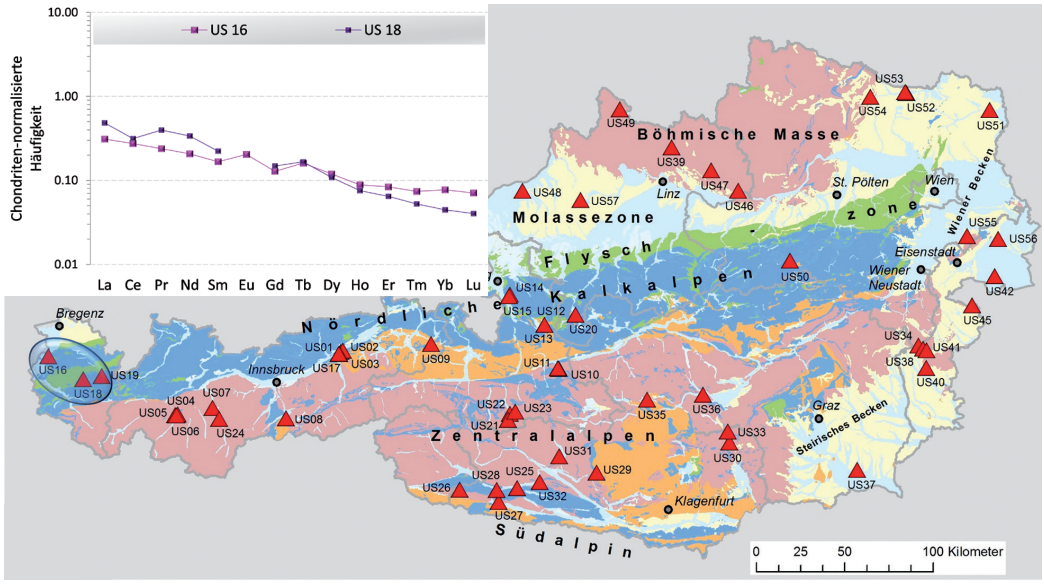


Abb. 249.
Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Leicht positive Europium-Anomalie und tendenzielle Abreicherung der schweren Seltenen Erden.

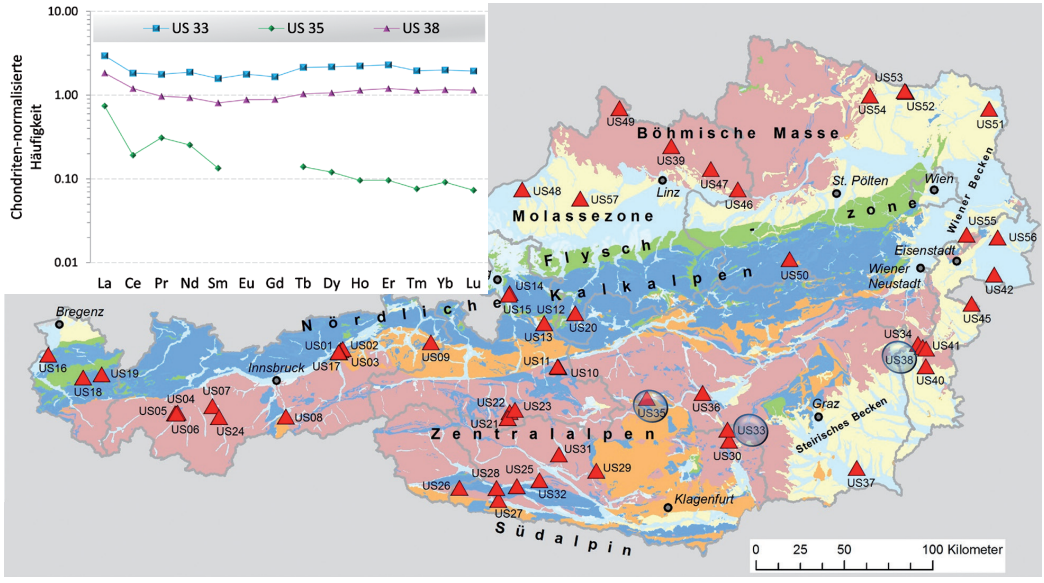


Abb. 250.
Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Keine sehr deutliche Anomalie und keine signifikante An-/Abreicherung erkennbar.

die relative Anreicherung der schweren SEE könnte auf eine Beeinflussung durch den Erdmantel anstatt ausschließlich durch die Erdkruste hinweisen. US 16 (Hohenems, Schwefelquelle) und US 18 (Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden) weisen eine leicht positive Europium-Anomalie und tendenzielle Abreicherung der schweren SEE auf (Abb. 249) und bei US 33 (St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn), US 35 (Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl) und US 38 (Rettenbach, Sauerbrunnen) war keine sehr deutliche Anomalie und keine signifikante An-/Abreicherung erkennbar (Abb. 250).

Abbildung 251 zeigt Konzentrationen und das Verhalten der SEE in verschiedenen Gewässern bei Verwitterung im Vergleich.

Ausblick zu den Seltenen Erden-Elementen

Mit der durchgeführten Untersuchung der Seltenen Erden an 55 Grundwassermessstellen in unterschiedlichen geologischen Einheiten Österreichs wurden neben einer Vielzahl von weiteren Metallen auch alle 17 Elemente der Lanthaniden-Gruppe untersucht. Diese Ergebnisse stellen eine solide Grundlage für weitere Vergleiche mit Wässern aus allen anderen Grundwasserkörpern Österreichs betreffend die geogenen Hintergrundwerte dar, aber auch für Vergleiche mit nicht mehr auszuschließenden anthropogenen Beeinträchtigungen (z.B. Deponien, Abwässer) in Grundwasser und Oberflächengewässer. Es wird in diesem Sinne auch empfohlen, zumindest stichprobenartig, künftig die Gewässermessnetze des österreichweiten GZÜV-Monitorings auf diese bereits in vielen Bereichen der wirtschaftlichen und auch medizinischen Anwendung genutzten Hochtechnologieelemente zu untersuchen.

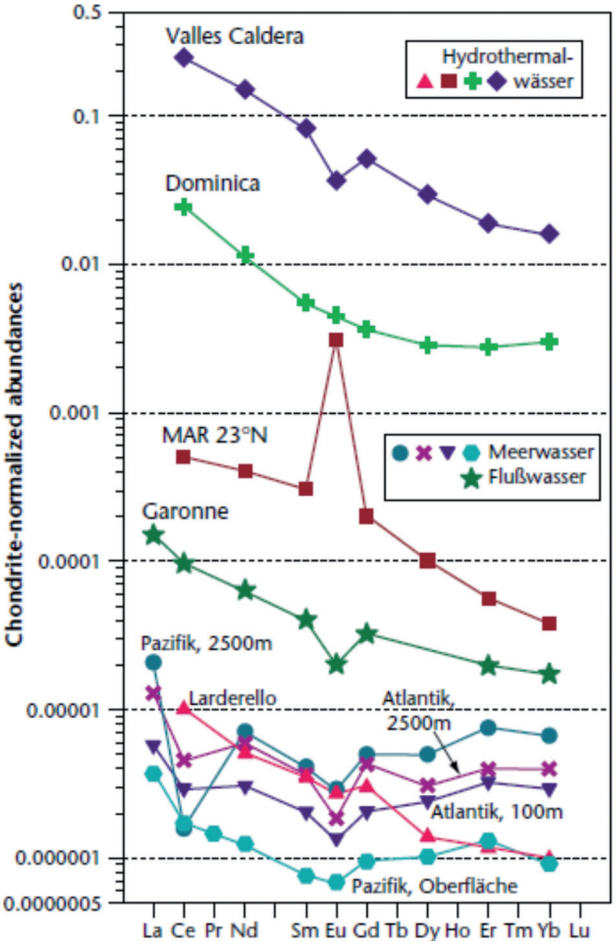


Abb. 251.
Verhalten der Metalle der Seltenen Erden bei Verwitterung – Vergleich mit Literaturdaten (aus DeZuane, 1996).

11.13 Weitere „Hot-Spots“

(L. Fischer & S. Hann)

Vereinzelt wurden „Hot-Spots“ mit eklatant erhöhten Werten einiger Elemente festgestellt, welche in den nächsten Unterkapiteln diskutiert werden.

11.13.1 Bor

Bor liegt in den gemessenen Wasserproben vorwiegend nahezu vollkommen gelöst vor. In einigen Proben wurden allerdings höhere Gehalte (> 20 %) partikulär gebundenen Bors gemessen (US 25 bis US 28, US 35) Die Bor-Konzentrationen in den beprobten Gewässern variierten sehr stark. Nur in fünf Proben lag der Totalgehalt unter der Bestimmungsgrenze (BG). In einigen wenigen Proben wurden zwischen 2,40 und 10 µg/l gemessen, die Konzentrationen der meisten Proben lagen jedoch im Bereich von 10 bis 100 µg/l. Auffallend hohe Konzentrationen im Bereich von 1 bis 5 mg/l wurden in neun Proben gemessen: US 31 (Trebesing, Radlbad), US 34 (Maltern, Anna-Quelle), US 36 (Thalheim, Knödelquelle), US 37 (Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle), US 38 (Rettenbach, Säuerling), US 42 (Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)), US 45 (Deutschkreutz, Juvinaquelle I), US 48 (Altheim, Thermal 1a) und US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH). Der Grenzwert für Bor ist in der Trinkwasserverordnung mit 1 mg/l angegeben und wird bei diesen Quellen überschritten.

11.13.2 Mangan

Mangan liegt in den gemessenen Wasserproben vorwiegend nahezu vollkommen gelöst vor. Die Totalgehalte lagen überwiegend im Bereich von unter der Bestimmungsgrenze bis 35 µg/l. Gemäß der Trinkwasserverordnung liegt der Indikatorwert für Mangan bei 0,05 mg/l. Konzentrationen von 50 bis 700 µg/l wurden in den Proben US 06 (Ladis, Schwefelquelle), US 31 (Trebesing, Radlbad), US 33 (St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn), US 36 (Thalheim, Knödelquelle), US 38 (Rettenbach, Sauerbrunnen), US 40 (Drumling, Säuerling), US 45 (Deutschkreutz, Juvinaquelle I) und US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH) gemessen. Die höchsten Konzentrationen mit 1,1 und 1,3 mg/l wurden in den Proben US 04 (Prutz, Sauerbrunnen) und US 38 (Rettenbach, Sauerbrunnen) festgestellt. Der Indikatorwert wird somit bei diesen Proben überschritten.

11.13.3 Zink

In den Proben kommt das Element nahezu vollkommen gelöst vor. Die gemessenen Konzentrationen lagen in 42 Proben < Bestimmungsgrenze (BG). In einigen Proben lag der Totalgehalt im Bereich von 3,5 bis 10 µg/l, drei Proben hatten zwischen 14 und 33 µg/l. Auffallend waren die Konzentrationen von 88,9 µg/l in der Probe US 01 (Münster, Quelle beim Neu Matzener Park) bzw. 434 µg/l in der Probe US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH). Ein Schwellenwert bzw. Indikatorwert für Zink ist in der QZV Chemie GW und in der TWV nicht angegeben. Die WHO empfiehlt einen Maximalwert von 3.000 µg/l, welcher jedoch nicht durch gesundheitliche Gefährdung, sondern durch eine Beeinträchtigung des Geschmacks und Aussehens begründet wird. Die Konzentrationen in den beprobten Gewässern lagen jedoch alle weit unter diesem Maximalwert.

11.13.4 Lithium

Lithiumgehalte wurden in allen Proben detektiert. Die niedrigste Konzentration von 0,18 µg/l wurde in Probe US 23 (Kötschachtal, Himmelwandquelle) gemessen. Generell lagen die Konzentrationen (22 Proben) im Bereich von 0,2 bis 10 µg/l, Gehalte zwischen 50 und 200 µg/l wurden in 13 Proben und Konzentrationen im Bereich von etwa 250 bis 700 µg/l in sieben Proben festgestellt. Die höchste Konzentration von 1,2 mg/l wurde in der Probe US 56 (Neusiedl am See, Säuerling BH) gemessen. Für Lithium sind weder Schwellenwert, noch Indikatorwert in der QZV Chemie GW bzw. der TWV geregelt. Auch die WHO hat entschieden, dass keine Maßnahmen erforderlich sind, Lithium-Konzen-

trationen in Trinkwasser zu regulieren (DeZuane, 1996). Lithium ist ein Spurenelement mit nicht nachgewiesener Essenzialität. Studien zeigen jedoch, dass eine geringe Konzentration (250 bis 1.250 µg/l) einen positiven Effekt auf die Gesundheit haben soll. Lithiumsalze (Lithiumcarbonat) werden vor allem bei psychischen Erkrankungen als Therapeutikum verabreicht und eine Pilotstudie, welche in Litauen durchgeführt wurde, zeigte eine suizidschützende Wirkung durch höhere Lithiumgehalte in Trinkwasser bei männlichen Probanden (AATSDR, 2005).

11.13.5 Antimon

In unbelasteten Grundwässern ist prinzipiell von sehr geringen Konzentrationen (< 1 µg/l) auszugehen. Antimon liegt in den Proben nahezu vollständig gelöst vor. Wie in Kapitel 11.1 beschrieben, besteht bei diesem Element ein signifikantes Kontaminationsrisiko durch sämtliche Probenvorbereitungsschritte. Spuren von Antimon nur in der filtrierten Probe weisen eindeutig auf Verunreinigungen durch die verwendeten Filtermaterialien hin. In etwa der Hälfte der beprobten Gewässer wurden Spuren von Antimon in allen drei Fraktionen (Totalphase, gelöste Phase) gefunden. Die Totalkonzentrationen lagen im Bereich von 0,01 bis 2,00 µg/l. Auffällig waren jedoch die Standorte US 03 (St. Gertraudi, Stollenquelle) mit 75,8 µg/l und US 17 (St. Gertraudi, St. Gertraudi-Quelle) mit 42,1 µg/l. Der Grenzwert ist in der Trinkwasserverordnung mit 5 µg/l angegeben und wird somit bei diesen beiden Quellen überschritten. Diese Erschließungen sind mit dem ehemaligen Silber- und Kupferberbau von St. Gertraudi zu assoziieren, bei dem das Auftreten von Antimon-Kupferfahlerz bekannt ist.

11.13.6 Wolfram

Wolfram-Totalgehalte wurden in 20 Proben über der Bestimmungsgrenze (BG) detektiert (0,01 bis 2,70 µg/l). Höhere Konzentrationen von 35,5 µg/l bzw. 55,9 µg/l wurden in den Proben US 31 (Trebesing, Radlbad) und US 21 (Bad Gastein, Elisabethquelle) gefunden. Wolfram gilt als sehr stabiles Metall im Boden, welches nahezu unlöslich in Wasser ist. Durch variierende Bodenbeschaffenheiten (pH-Wert) kann es zu Lösung und Auswaschung in die darunterliegenden Grundwasserleiter kommen (AATSDR, 2005). Derzeit ist noch sehr wenig bezüglich Transport, Ökotoxikologie und Einflüsse auf die menschliche Gesundheit von Wolfram bekannt.

11.14 Zusammenfassung und Ausblick zu den Untersuchungen der Ultraspurenelemente

(L. Fischer & S. Hann)

In der vorliegenden Studie konnten erstmals ultraspurenanalytische Untersuchungen von ausgewählten österreichischen Grundwässern (darunter Mineral- und Heilwässer) auf deren Gehalt an 68 Elementen durchgeführt werden. Die hohe Empfindlichkeit der angewandten Messtechnologie (ICP-SFMS) und die praktische Durchführung der Probenvorbereitungs- und Messmethoden unter Reinraumbedingungen führte zu exzellenten Nachweisgrenzen und erlaubte bei den meisten Ultraspurenelementen eine Quantifizierung bis in den unteren Nanogramm-Bereich (ng/l).

Ein wichtiger Teil der vorliegenden Studie beschäftigt sich mit der Gegenüberstellung des Gesamtgehaltes der bestimmten Elemente in der Wasserphase mit dem jeweiligen partikulär vorhandenen bzw. an Partikel gebundenen Anteil. Erstmals liegen für einen Großteil der auf unserer Erde vorkommenden Elemente entsprechende Verteilungsdaten in ausgewählten österreichischen Grundwässern zur weiterführenden Interpretation vor. Besonders für die Elementgruppe der Seltenen Erden können aus der Studie neue Erkenntnisse abgeleitet werden. Hier wurden erstmals Basiswerte bzw. Hintergrundkonzentrationen ermittelt, auf Chondriten normalisiert und interpretiert.

Für das Element Quecksilber wurde die derzeit nachweisstärkste Methode in Kombination mit der akkuraten Isotopenverdünnungsanalyse angewandt. Der Arbeitsbereich dieser Methode umfasst einen Konzentrationsbereich von 0,001 bis 1 µg/l. Es konnten somit erstmals wertvolle Informationen zu Hintergrundwerten im niedrigen ng/l-Bereich ermittelt werden. Generell wurde aber an keinem der ausgewählten Standorte eine Überschreitung des Schwellenwertes von 0,9 µg/l registriert.

Mit dem nun vorliegenden, umfassenden Kompendium zum Elementgehalt der untersuchten Grundwässer wurde ein Referenzwerk geschaffen, welches in zukünftigen Studien als Bezugspunkt zur Beurteilung und Interpretation neu ermittelter Daten zur Elementkonzentration in Grundwässern herangezogen werden kann. Dazu ist anzumerken, dass für eine detailliertere Interpretation der genetischen Herkunft der Elemente in diesen speziellen Grundwässern in Zukunft vor allem noch einschlägige geochemische Gesteinsuntersuchungen notwendig sein werden.

12 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen im Burgenland

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Edelstal, Römerquelle 11	Edelstal, Römerquelle 15	Edelstal, Römerquelle 15	Edelstal, BON	Edelstal, Römerquelle 13	Edelstal, Römerquelle 13	Prellenkirchen, Römerquelle 17 (vgl. Kartenbeilage)	Prellenkirchen, Römerquelle 17 (vgl. Kartenbeilage)	Pamhagen, Pannonia	Pamhagen, Pannonia	Frauenkirchen, Seewinkel Thermal Thermal 1
Datum der Probenahme	06.12.2016	06.12.2016	14.04.1997	06.12.2016	24.04.2007	1997	06.12.2016	28.07.2008	01.06.1978	26.04.2000	14.06.2006
Ergiebigkeit (l/s)									3,20		6,00
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	1.170 (25° C)	1.110 (25° C)		909 (25° C)			1.020 (25° C)	893 (20° C)	5.416 (20° C)	6.020	1.375 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	14,4	15,0		10,3			16,5		34,5	33,3	43,0
pH	7,29	7,25		7,38			7,39	7,18	6,65	6,9	7,90
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	-5	-3		-10			-11				
Sauerstoff (O_2) (mg/l)											
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	20,3 / 6	12,3 / 4	12,5 / 4	9,7 / 4	13,8 / 4	15,29 / 5	23 / 8	15,7 / 6	1.525 / 91	1.486,77 / 91	320 / 94
Kalium (K)	2,7	2,1	2,1	3 / 1	1,5	1,69	2,6 / 1	2,2	34,3 / 1	41,57 / 2	4,2 / 1
Calcium (Ca)	147 / 51	142 / 53	169,3 / 58	131 / 60	153,2 / 56	162,51 / 57	126 / 52	132,9 / 54	50,8 / 3	36,1 / 3	7,6 / 3
Magnesium (Mg)	72,4 / 42	70,2 / 43	67,8 / 38	47,3 / 36	65,6 / 39	65,71 / 38	57,5 / 39	60,6 / 40	34 / 4	39,74 / 5	4,5 / 3
Strontium (Sr)	0,46	0,47		0,51		0,45	0,48		1,44	0,737	0,53
Barium (Ba)	0,016	0,015		0,015			0,022	< 0,1	0,554		0,16
Eisen (Fe gesamt)	0,014	0,014		0,024		0,17	0,08	0,006	0,402	0,39	0,48
Mangan (Mn gesamt)	< 0,005	< 0,005		< 0,005			0,037	< 0,005	< 0,05	< 0,04	0,010
Ammonium (NH_4)	< 0,02	< 0,02		< 0,02		0,016	0,19	0,09	9	18,4	4,9
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	427 / 49	412 / 50	451,5 / 51	394 / 60	419 / 50	444,02 / 51	426 / 57	415 / 56	3.691 / 83	3.608,5 / 83	701 / 78
Carbonat (CO_3)	< 3	< 3		< 3			< 3				0,004
Fluorid (F)	0,36	0,35		0,28	0,3	0,27	0,42	0,4	3 / 0	2,22	0,68
Chlorid (Cl)	25 / 5	8,3 / 2	35,2 / 7	5 / 1	7,6 / 2	3,2 / 1	4,5 / 1	3,7 / 1	442 / 17	439,78 / 17	117 / 22
Bromid (Br)	0,047	0,03		0,02			0,026	< 0,1	4,1	2,63	0,52
Iodid (I)	< 0,005	< 0,005		< 0,005			< 0,005	< 0,1	0,77	1,04	0,13
Sulfat (SO_4)	315 / 46	318 / 49	297,8 / 42	200 / 39	323 / 49	328,04 / 48	247 / 42	250,8 / 43	1,5	< 0,5	0,5
Nitrat (NO_3)	4,7	0,002		5	0,5	0,11	< 0,3	0,6	1,3	4,3	< 0,5
Hydrogensulfid (HS)	< 0,005					0,12					0,13
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)	< 5	< 5		< 5			< 5	< 20	103		< 5

Antimon (Sb)	< 1	< 1		< 1			< 1	< 1			
Arsen (As)	< 1	< 1		< 1			1,0	< 1		0,5	
Beryllium (Be)	< 0,5	< 0,5		< 0,5			< 0,5		0,4		
Blei (Pb)	< 0,5	< 0,5		< 0,5			< 0,5	< 1	7		< 1
Cadmium (Cd)	< 0,2	< 0,2		< 0,2			< 0,2	5	5		
Cäsium (Cs)	6,0	5,0		8			< 5				
Chrom (Cr)	< 1	< 1		< 1			< 1	< 5			< 5
Cobalt (Co)	< 1	< 1		< 1			< 1				
Kupfer (Cu)	< 1	< 1		< 1			< 1	< 5	11	1,7	< 5
Lithium (Li)	28	27		46		25,0	29		510	267	49
Molybdän (Mo)	< 1	< 1		< 1			1				
Nickel (Ni)	1	1		1			1	6			
Quecksilber (Hg)	< 0,1	< 0,1		< 0,1			< 0,1	< 0,01	0,34		
Rubidium (Rb)	9	8		14			10		110		
Selen (Se)	< 1	< 1		1			1	< 1		< 0,02	4
Uran (U)	3,2	2,6		2,4			2,7	1,3	0,06		
Vanadium (V)	< 1	< 1		< 1			< 1				
Zink (Zn)	< 5	6		5			5	< 100	61	16	
Zinn (Sn)	< 1	< 1		< 1			< 1				
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	23,10	22,50		23,90		31,31	33,40	25,20	80,60		30,80
o-Borsäure (H_3BO_3)		0,11		0,28		0,16	0,17	< 0,1	11,58		4,00
Feststoffsumme (mg/l)	1.038,14	988,51	1.036,20	820,10	984,5	1.053,09	921,47	907,21	5.892,15	5.682,95	1.200,79
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	105	124		70	38,5		99	20	800		15
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)								< 0,02			
Lösungsinhalt (mg/l)	1.143,14	1.112,51		890,10	1.023,0	1.053,09	1.020,47	927,21	6.692,15		1.215,79
Titrierter Schwefel (mg/l)											< 1
Literaturverweis	Betreiber-Information	Betreiber-Information	Eisner & Goldbrunner (2008a)	Betreiber-Information	Eisner & Goldbrunner (2008a)	Goldbrunner & Böchzelt (1998)	Betreiber-Information	Meixner & Schmidt (2008)	Stehlik (1978)	Wurm (2000)	Böchzelt (2006)

Tab. 83.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Edelstal, Prellenkirchen, Pamhagen und Frauenkirchen (Kapitel 2.1.1, 2.1.2, 2.1.4, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Mörbisch, Mörbisch I	Mörbisch, Mörbisch I	Mörbisch, Mörbisch II	Mörbisch, Mörbisch II	Rust, Kali-Wässer (Brunnen 33)	Rust, Rust I	Oggau, Oggau I	Oggau, Oggau II	Oggau, Oggau II	Oggau, Bittersalzwässer (Probe 3)	Purbach, Purgina	Purbach, Purgina	Purbach, Purgina
Datum der Probenahme	26.04.2000	1961	26.04.2000	1961	1962	1963	24.04.2000	26.04.2000	1963	1968	02.10.2013	26.04.2000	1963
Ergiebigkeit (l/s)													
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	2.450		3.530		3.792		2.630	6.820		26.210 (20° C)	8.321	4.000	
Auslauftemperatur (° C)	10,3	13,2	13,5			14,8	17,4	12,9		19,6	14	12	
pH	7,9	7,7	6,9		7,7		9,1	7,4		7,55	7,62	7,8	
Redoxpotenzial (Eh) (mV)													
Sauerstoff (O_2) (mg/l)													
Kationen (mg/l) / (Eq%)													
Natrium (Na)	394,75 / 66	8.191,32 / 95	497,1 / 60	432,4 / 46	122,8 / 14	6.022,2 / 80	484,57 / 87	909,01 / 45	1.637,8 / 40	5.089,2 / 37	1.228 / 49	402,92 / 39	3.126 / 40
Kalium (K)	18,31 / 2	52,3 / 0	16,8 / 1	75,7 / 5	574,6 / 39	40,80	12,03 / 1	18,74 / 1	15,7	1,42	32,34 / 1	39,32 / 2	43,85
Calcium (Ca)	30,08 / 6	50,52 / 1	148,19 / 20	265,7 / 32	215,5 / 28	257,9 / 4	32,24 / 7	248,56 / 14	396,4 / 11	418,85 / 3	285 / 13	137,35 / 15	459,8 / 7
Magnesium (Mg)	82,53 / 26	184,78 / 4	81,0 / 18	81,9 / 16	88,8 / 19	628,5 / 16	14,92 / 5	423,42 / 40	1.025,8 / 48	4.344,5 / 60	486 / 37	231,35 / 43	2.166,2 / 53
Strontium (Sr)	0,153	2,6 / 0	1,70	3,48		8,68	2,62	1,48			3,22	1,296	7,50
Barium (Ba)				0,95									
Eisen (Fe gesamt)	0,22	4,20	4,14	3,1		16,85	< 0,04	1,47	34,5 / 1		0,94	< 0,04	0,58
Mangan (Mn gesamt)	0,124	0,020	0,2	1,2		0,75	< 0,04	0,27			1,36	0,08	0,08
Ammonium (NH_4)	1,18	1,18	18,4	2,2	1,18	10,3	2,5	3,42				18,40	0,03
Anionen (mg/l) / (Eq%)													
Hydrogencarbonat (HCO_3)	1.136,9 / 72	1.858 / 8	1.162,3 / 42	559,2 / 22	1.317 / 58	1.791 / 9	22,5 / 2	749,8 / 15	1.534 / 14	821,3 / 2	677,1 / 10	696,6 / 25	731,6 / 4
Carbonat (CO_3)													
Fluorid (F)	0,19	0,10	0,29	0,18		0,14	0,05	0,14			10	0,27	0,17
Chlorid (Cl)	199,46 / 22	6.067 / 46	694,81 / 43	1.124,5 / 77	263,8 / 20	4.993 / 43	853,85 / 98	805,88 / 27	1.020,3 / 16	1.673,3 / 8	434,5 / 11	125,07 / 8	2.515,9 / 21
Bromid (Br)	0,82	21	3,25			14	3,4	2,96				0,44	0,8
Iodid (I)	0,174	0,36	1,25			1,03	0,77	0,013				< 0,001	0,07
Sulfat (SO_4)	78,59 / 6	8.347 / 46	0,31	13,2 / 1	404,8 / 23	7.629,3 / 48	0,47	2.335,27 / 58	5.913 / 70	25.840 / 90	4.278 / 79	1.445,09 / 67	12.270,2 / 75
Nitrat (NO_3)	2,3	3,11	4,3				2,5	3,4				4,3	9,2
Hydrogensulfid (HS)													
Spurenelemente (µg/l)													
Aluminium (Al)				320									

Antimon (Sb)											0,01		
Arsen (As)	2,8		1,1				0,6	9,1			< 0,5	4,9	
Beryllium (Be)													
Blei (Pb)											0,06		
Cadmium (Cd)											< 0,2		
Cäsium (Cs)													
Chrom (Cr)													
Cobalt (Co)											2,53		
Kupfer (Cu)	0,97		1,2				2,1	2,7				5,3	
Lithium (Li)	< 50	700	264	220		2.150	336					339	1.600
Molybdän (Mo)													
Nickel (Ni)											5,33		
Quecksilber (Hg)													
Rubidium (Rb)		900,00		10							126,52		880,00
Selen (Se)	< 0,02		0,12				0,09	0,16				2,13	
Uran (U)											23,22		
Vanadium (V)											0,30		
Zink (Zn)	10		19				90	22				52	40
Zinn (Sn)													
Undissoziierte Stoffe (mg/l)													
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		15,30		40,00		32,20					31,86		8,90
o-Borsäure (H_3BO_3)						9,60					2,23		3,20
Feststoffsumme (mg/l)	1.945,88	24.800,39	2.634,37	2.604,26	2.987,3	21.459,45	1.432,88	5.504,17	11.577,50	38.188,57	7.954,49	3.102,88	21.346,60
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		130				146			1.259				10
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)													
Lösungsinhalt (mg/l)		24.930,39				21.605,45			12.836,50				21.356,60
Titrierter Schwefel (mg/l)													
Literaturverweis	Wurm (2000)	Goldbrunner (1993c)	Wurm (2000)	Goldbrunner (1993c)	Goldbrunner (1995b)	Goldbrunner (1993c)	Wurm (2000)	Wurm (2000)	Goldbrunner (1993c)	Goldbrunner (1993c)	Dober & Gritzmann (2014)	Wurm (2000)	Goldbrunner (1993c)

Tab. 84.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Mörbisch am See, Rust, Oggau und Purbach am Neusiedler See („Mineralwasserlagerstätte“ Neusiedler See, Kapitel 2.1.2, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Großhöflein, Schwefelquelle	Großhöflein, Schwefelquelle	Siegendorf, Schwefelquelle	Schützen am Gebirge, Schwefelquelle	Schützen am Gebirge, Schwefelquelle	Neusiedl am See, Säuerling BH	Neusiedl am See, Säuerling BH	Podersdorf am See, Brunnen I	Illmitz, Sulfina	Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)
Datum der Probenahme	26.04.2000	1963	26.04.2000	26.04.2000	1963	03.10.2016	1963	1963	1963	03.10.2016	26.02.2004
Ergiebigkeit (l/s)						0,07		0,15	0,22	Entnahmehahn	
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	703		2.609	2.080		4.300 (25° C)				4.050 (25° C)	4.070 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	12,5	13,1	12,6	9,9	12,0	16	14			15,7	19,1
pH	7,5		7	7,0		6,32				6,98	6,79
Redoxpotenzial (Eh) (mV)						+10				-109	
Sauerstoff (O_2) (mg/l)						2,10				0,85	
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	16,31 / 9	133,8 / 52	93,99 / 12	142,56 / 28	235,1 / 56	475,46 / 36	552,5 / 38	5.520 / 96	2.119 / 99	931,29 / 85	920 / 84
Kalium (K)	8,24 / 3	7,6 / 2	34,86 / 3	2,76	4,7 / 1	45,75 / 2	31,8 / 1	75,8 / 1	25,45 / 1	11,75 / 1	8,00
Calcium (Ca)	99,89 / 64	72,45 / 32	367,33 / 54	197,57 / 45	88,3 / 24	394,19 / 34	273,7 / 22	11,60	5	79,47 / 8	95 / 10
Magnesium (Mg)	23,22 / 24	19,84 / 14	126,72 / 31	72,29 / 27	43,68 / 20	196,49 / 28	293,6 / 38	76,4 / 3	3,99	33,87 / 6	34 / 6
Strontium (Sr)	0,199	0,3	1,957	2,8	0,31	13,5453 / 1	1,48	7,98	0,22	0,0008	0,85
Barium (Ba)						0,269				0,0004	0,320
Eisen (Fe gesamt)	0,11	0,09	2,38	< 0,04	0,06	3,956	5,85	3,2	0,07	0,581	0,83
Mangan (Mn gesamt)	< 0,04		0,82	0,15		0,265	0,39	0,12		0,022	0,04
Ammonium (NH_4)	0,08	0,06	18,4	18,4	2,4		6	0,35	5,12		1,5
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	269 / 62	391 / 58	579,9 / 28	636,1 / 48	422 / 38	ca. 3.500 / 98	3.784 / 98	5.546,7 / 40	3.718 / 66	2.387,8 / 84	2.400 / 82
Carbonat (CO_3)								642	40,8		
Fluorid (F)	0,16	0,3	< 0,1	1,4	0,25	0,39	0,21	0,71	0,5	1,4	1,2
Chlorid (Cl)	19,28 / 8	109 / 28	20,88 / 2	57,68 / 8	96,45 / 15	16,05 / 1	19,4 / 1	2.677 / 33	691 / 21	265,34 / 16	299 / 18
Bromid (Br)	0,06	0,66	0,05	1,29	0,67	0,0001	0,21	0,17	1,53	0,0015	
Iodid (I)	< 0,001	0,25	< 0,001	3,2	0,2	0,0001	0,04	0,04	0,02	0,0003	0,46
Sulfat (SO_4)	101,18 / 30	75,1 / 14	1.169,9 / 71	460,2 / 44	417 / 47	28,8 / 1	43,4 / 1	2.934 / 27	545,9 / 12	< 0,5	< 0,5
Nitrat (NO_3)	29,1	0,008	4,3	4,3	3,5	< 0,5	1,6		3,37	< 0,5	1
Hydrogensulfid (HS)		1,20						8,65	15,6		0,02
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)						< QL				< QL	51

Antimon (Sb)						0,01				< QL	
Arsen (As)	2,5		0,5	7,8		0,7				0,34	< 5
Beryllium (Be)										< QL	< 1
Blei (Pb)						0,52				< QL	< 1
Cadmium (Cd)						< QL				< QL	< 1
Cäsium (Cs)											
Chrom (Cr)						< QL				< QL	7
Cobalt (Co)						< QL				< QL	< 1
Kupfer (Cu)	10,9		3,3	4,4		0,89				< QL	2
Lithium (Li)	7	70	524	< 50	110	1.198	1.900	680	200	305	330
Molybdän (Mo)						0,03				0,09	
Nickel (Ni)						0,30				< QL	< 5
Quecksilber (Hg)						< QL				< QL	
Rubidium (Rb)						37,40		1.440	150	10	
Selen (Se)	0,51		0,11	0,08		4,01				8,60	9
Uran (U)						< QL				< QL	
Vanadium (V)						< QL				0,03	
Zink (Zn)	40		13	23		434,42				< QL	10
Zinn (Sn)						0,07				0,01	
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		16,20			7,80	65,65	0,70		6,90	63,15	45,75
o-Borsäure (H_3BO_3)		17,20			16,65	7,72	9,70	40,00	22,80	9,40	9,15
Feststoffsumme (mg/l)	566,96	846,25	2.423,23	1.600,77	1.337,96	4.750,20	5.026,48	17.547,67	7.205,62	3.784,43	3.818,03
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		62			70		2.080				
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)		908,25									
Lösungsinhalt (mg/l)					1.407,96		7.106,48				
Titrierter Schwefel (mg/l)											
Literaturverweis	Wurm (2000)	Carlé (1975)	Wurm (2000)	Wurm (2000)	Carlé (1975)	BOKU (Ultraspuren)	Goldbrunner (1993c)	Carlé (1975)	Carlé (1975)	BOKU (Ultraspuren)	Eisner & Goldbrunner (2004)

Tab. 85.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Großhöflein, Siegendorf, Schützen am Gebirge, Neusiedl am See, Podersdorf am See und Illmitz (Kapitel 2.1.2, 2.1.3, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Pöttsching, Markusquelle (Neu)	Pöttsching, Markusquelle (Neu)	Pöttsching, Markusquelle (Alt)	Pöttsching, Markusquelle (Alt)	Bad Sauerbrunn, Paulquelle	Bad Sauerbrunn, Gemeindequelle (Alt)	Bad Sauerbrunn, Gemeindequelle (Neu)	Bad Sauerbrunn, Thermal 1	Deutschkreutz, Juvinaquelle I	Deutschkreutz, Juvinaquelle I	Deutschkreutz, Juvinaquelle II	Deutschkreutz, Juvinaquelle II
Datum der Probenahme	28.04.2008	25.01.2008	29.06.1990	1988	1963	1973	1995	28.11.2007	03.10.2016	27.09.1973	18.07.2012	11.10.1980
Ergiebigkeit (l/s)						0,22		0,9		0,56		
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)		805				3.500 (20° C)	2.620 (25° C)	3.680 (25° C)	2.810 (25° C)	2.467 (20° C)	2.270 (20° C)	2.435 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	16	15,5	15,1			13,9	14,65	37,3	14,2	13,05	16,5	14,2
pH	7,55	8,27				6,4	6,01	6,55	6,31	6,06	6,47	6,3
Redoxpotenzial (Eh) (mV)									+53			
Sauerstoff (O_2) (mg/l)								< 0,02	0,80			
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	55,3		41,5		167,12	333,0	177,5	781 / 78	405,62 / 50	385 / 48	315 / 43	384,3 / 50
Kalium (K)	5		4,9		11,2	48,3	28,32	25 / 1	23,78 / 2	17,7 / 1	18,4 / 1	Na = Na + K
Calcium (Ca)	80,9		93,0		215,52	383,6	260,0	78 / 9	236,98 / 33	238,4 / 34	252,5 / 40	225,2 / 34
Magnesium (Mg)	33,0		35,5		117,9	363,3	211,5	58 / 11	63,34 / 15	66,1 / 16	59,4 / 15	62,1 / 15
Strontium (Sr)					2,16	4,3	3,02	5,4	0,002	2,1	2,06	
Barium (Ba)								0,043	0,0001	0,37	0,14	
Eisen (Fe gesamt)	0,2		0,25		4,25	6,2	7,23	< 0,05	2,346	2,8	0,386	5 / 1
Mangan (Mn gesamt)	0,1			0,140	0,34	3,7	0,376	0,02	0,225	0,2	0,228	
Ammonium (NH_4)	3,5	4,4					0,94	3,1		0,78		1,45
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	439,0		456,3		1.249	2.689	1.836,6	1.058 / 40	1.837,1 / 89	1.898,8 / 89	1.690 / 88	1.809,2 / 89
Carbonat (CO_3)								0,53				
Fluorid (F)	0,1	0,38		0,110	0,21		0,67	1,1	0,0004	0,27	0,55	0,41
Chlorid (Cl)	13,7	22	14,9		40,84	79,5	33,37	52 / 3	65,24 / 5	62,9 / 5	53,7 / 5	62,8 / 5
Bromid (Br)					0,07	2,6		0,04	0,0004	0,35		
Iodid (I)				0,036	0,02			0,05	0,00003	0,019		< 0,2
Sulfat (SO_4)	79,9	555	103,6		313,0	900,6	388	1.190 / 57	98,35 / 6	90,3 / 5	101 / 7	89,1 / 6
Nitrat (NO_3)	< 0,5	0,58	0,1		7,56				0,002	0,31		< 1
Hydrogensulfid (HS)								0,26 / 0				
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)						80		< 5	< BG	670		

Antimon (Sb)								< 1	< BG			
Arsen (As)								6	0,74			0,74
Beryllium (Be)								< 1	0,06			
Blei (Pb)								< 1	< BG	3,2		
Cadmium (Cd)								< 1	< BG	< 0,1		
Cäsium (Cs)												
Chrom (Cr)				0,42				7	< BG			< 50
Cobalt (Co)								< 1	0,07			
Kupfer (Cu)				0,14				2	0,41			
Lithium (Li)				110	400	1.000	530	340	387,01			
Molybdän (Mo)									0,42			
Nickel (Ni)				1,1				< 1	0,33			
Quecksilber (Hg)								< 5	< BG			
Rubidium (Rb)					100			48,0	61,35			
Selen (Se)				0,15				< 5	5,83			
Uran (U)									0,40	0,4		
Vanadium (V)								< 5	0,39			
Zink (Zn)				2,6		80		15	< BG			
Zinn (Sn)								< 5	< BG			
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)					19,1		121,2	35,6	80,86	74,90		77,1
o-Borsäure (H_3BO_3)					5,78		0,9	5,2	9,16	9,18	6,17	6,6
Feststoffsumme (mg/l)	732,3		750,05		2.154,59	4.815,26	3.070,15	3.293,76	2.823,42	2.851,15	2.498,37	2.723,26
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	204,6				2.266	2.049	2.975	361		1.990		1.250
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)												
Lösungsinhalt (mg/l)	936,9				4.420,59	6.864,26	6.045,15	3.654,76		4.841,15		3.973,26
Titrierter Schwefel (mg/l)												
Literaturverweis	Eisner & Goldbrunner (2008b)	Eisner & Goldbrunner (2008b)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Goldbrunner (1995a)	Benetka & Brezinscak (2007)	BOKU (Ultraspuren)	Stehlik (1975)	Lechner (2012)	Stehlik (1981)

Tab. 86.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Pöttsching, Bad Sauerbrunn und Deutschkreutz (Kapitel 2.1.5, 2.1.6, 2.2.1, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Lutzmannsburg, Thermal 1	Lutzmannsburg, Thermal 1	Lutzmannsburg, Thermal 2	Lutzmannsburg, Thermal 2	Piringsdorf, Piringsdorf I	Piringsdorf, Piringsdorf I	Piringsdorf, Piringsdorf II	Piringsdorf, Piringsdorf II	Piringsdorf, Piringsdorf III
Datum der Probenahme	12.02. und 13.02.1997	20.09.1990	09.07.2013	31.01.2000	11.07.1980	1990	1980	1990	31.01.2006
Ergiebigkeit (l/s)		10,0	4,65	4,0	4		0,32		2,2
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)		1.184	983 (25° C)	935 (20° C)	3.400 (20° C)		2.270 (20° C)		3.620 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)		32,6	32,3	32,0	12,95		12,6		13
pH		6,02	6,75	6,18	6,25		6,16		6,15
Redoxpotenzial (Eh) (mV)		+18							
Sauerstoff (O_2) (mg/l)		0,50							
Kationen (mg/l) / (Eq%)									
Natrium (Na)	132,83 / 49	139 / 44	98,5 / 41	91,8 / 35	561,3		348,1		395
Kalium (K)	9,41 / 2	10,88 / 2	8,7 / 2	11 / 2	23,68		15,5		21,0
Calcium (Ca)	78,04 / 33	98 / 35	84,9 / 40	99 / 43	319,4		220,4		245
Magnesium (Mg)	21,27 / 15	28,8 / 17	21 / 16	25,4 / 18	66,9		45,5		49
Strontium (Sr)	0,69		0,72	0,96					3,3
Barium (Ba)	0,29		0,25	0,29					0,14
Eisen (Fe gesamt)	1,45	5,5 / 1	1,007	3,4 / 1	7,95		6,2		6,4
Mangan (Mn gesamt)		0,5	0,0481		0,49	0,49	0,26	0,26	0,37
Ammonium (NH_4)	0,83	0,9		0,85	1,36		0,92		0,75
Anionen (mg/l) / (Eq%)									
Hydrogencarbonat (HCO_3)	607,7 / 85	724 / 86	636,1 / 95	680,2 / 96	2.483		1.635,3		1.868
Carbonat (CO_3)									
Fluorid (F)	0,46		0,31	0,33	0,72	0,72	0,57	0,57	0,65
Chlorid (Cl)	57,3 / 14	65 / 13	16,8 / 4	15,2 / 4	206,1		110,7		127
Bromid (Br)	0,212	0,1		0,1	0,811	0,811	0,39	0,39	0,37
Iodid (I)	0,01			< 0,1	0,023	0,023	0,058	0,058	0,06
Sulfat (SO_4)	9,67 / 2	1,59	5,8 / 1	2,2	14,7		24,6		15,1
Nitrat (NO_3)	0,13		< 0,5	0,21	0,10		0,10		0,56
Hydrogensulfid (HS)				0,06					0,08
Spurenelemente (µg/l)									
Aluminium (Al)	4		7	5	200				29

Antimon (Sb)									
Arsen (As)									< 1
Beryllium (Be)									< 1
Blei (Pb)			0,1	< 1	2,37	2,37	2,54	2,54	< 1
Cadmium (Cd)			< 0,1		0,21		0,39		< 1
Cäsium (Cs)									
Chrom (Cr)	1,87		2	13	< 30		< 30		< 5
Cobalt (Co)									< 1
Kupfer (Cu)	1,15		0,9	6					1
Lithium (Li)	125	160	125	150					730
Molybdän (Mo)									
Nickel (Ni)									8
Quecksilber (Hg)					< 0,1		< 0,1		
Rubidium (Rb)									
Selen (Se)									3
Uran (U)			< 0,1						
Vanadium (V)			< 0,1						
Zink (Zn)									10
Zinn (Sn)									
Undissoziierte Stoffe (mg/l)									
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	78,60	74,00		84,75	113,6	113,4	93,4		169,6
o-Borsäure (H_3BO_3)	1,70			2,12	43,0	42,98	30,7	30,13	26,3
Feststoffsumme (mg/l)	1.000,73	1.148,43	874,31	1.238,04	3.844,29		2.532,7		2.929
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	420	541	148	598,4	2.070		2.250		2.039
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)					0,03				
Lösungsinhalt (mg/l)	1.420,73	1.689,43	1.022,41	1.836,44	5.914,32		4.782,7		4.968
Titrierter Schwefel (mg/l)									
Literaturverweis	Foisner & Pfleger (1997)	Goldbrunner & Domberger (1991)	FA Geochemie, GBA	Rotter & Spacek (2000a)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Eisner & Goldbrunner (2006)

Tab. 87.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Lutzmannsburg und Piringsdorf (Kapitel 2.2.3, 2.2.4, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle (Neu)	Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle (Alt)	Bad Tatzmannsdorf, Franzquelle (B2)	Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	Bad Tatzmannsdorf, Wetschquelle (Neu)	Bad Tatzmannsdorf, Thermal 1	Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3	Rettenbach, Sauerbrunnen	Rettenbach, Sauerbrunnen	Oberschützen, Sixtina-Quelle	Oberschützen, Sixtina-Quelle	Drumling, Säuerling	Drumling, Sauerbrunnen
Datum der Probenahme	14.09.1994	1967	1967	1973	19.08.1998	30.05.1990	17.12.2007	03.10.2016	29.09.2015	03.12.2015	30.11.1983	03.10.2016	29.09.2015
Ergiebigkeit (l/s)	4,5		0,048		0,23 (ca. 10,6l Gas / 1l Wasser)		1,4	Hahn-entnahme	Hahn-entnahme	0,03 (Überlauf)		0,42	0,6
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	3.720 (25° C)		1.680 (20° C)		1.813 (20° C)	2.780 (25° C)	4.820 (25° C)	2.020 (25° C)	2.150 (25° C)	4.259 (25° C)		1.177 (25° C)	1.210 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	16,2		14,35		13	34,2	31,2	13	12	12		16	16
pH			6,05		6,03	7,66	6,4	6,15	6,18	6,23		6,3	6,23
Redoxpotenzial (Eh) (mV)								-101	-8	+41		+33	+56
Sauerstoff (O_2) (mg/l)					0,05			1,07	2,28	9,20		0,97	0,76
Kationen (mg/l) / (Eq%)													
Natrium (Na)	582,4 / 51	906,2	49,3	30,7	160	629 / 92	590 / 44	86,53 / 15	86,4 / 15	499,2 / 40	480,6 / 42	59,11 / 18	55,7 / 18
Kalium (K)	27,31 / 1	32,3	5,0	4,2	8,6	8,2 / 1	32 / 1	10,27 / 1	8,7 / 1	10,6 / 1	9,6	4,1 / 1	3 / 1
Calcium (Ca)	298,2 / 30	430,8	334,2	561,8	380	15,5 / 3	320 / 27	309,28 / 62	324,1 / 63	260,6 / 24	232,1 / 23	137,05 / 49	135,5 / 49
Magnesium (Mg)	101,6 / 17	127,3	53,0	34,3	54	16,6 / 5	190 / 27	56,94 / 19	59,4 / 19	227,2 / 35	211,8 / 35	53,52 / 31	51,7 / 31
Strontium (Sr)	2,53	3,95	2,25	1,0	1,8	0,7	12	1,907	2,022	3,535		0,965	0,978
Barium (Ba)	0,1				0,073	0,0229	0,05	0,205	0,176	0,013		0,038	0,035
Eisen (Fe gesamt)	4,4	4,0	33,2		5,5	0,5	4,8	14,54 / 2	12,8 / 2	2,863		4,407 / 1	3,958 / 1
Mangan (Mn gesamt)	0,795	0,87	0,38	1,9	0,38		0,04	1,37	1,28	0,168	0,190	0,239	0,206
Ammonium (NH_4)	1,85	0,25	0,69	0,06	0,83	4,6	6,5				1,050		
Anionen (mg/l) / (Eq%)													
Hydrogencarbonat (HCO_3)	2.227,1 / 74	3.160	1.472	1.818,8	1.591	1.068 / 58	2513 / 70	1.299,4 / 89	1.379,8 / 89	2.019,8 / 59	1.859,8 / 61	694,4 / 84	706,3 / 83
Carbonat (CO_3)		0,29	0,084		0,51		1,80						
Fluorid (F)	1,45	0,76	0,46	0,87	0,45	0,35		0,02	0,2	0,45	0,43	0,33	0,38
Chlorid (Cl)	225,3 / 13	365,5	12,6	10,0	77,8	285,5 / 27	398 / 19	75,28 / 9	78,2 / 9	256,9 / 13	227,8 / 13	13,79 / 3	16,5 / 3
Bromid (Br)	1,2	1,8			0,29	1,1	2	0,0004			0,39	0,0001	
Iodid (I)	0,11	0,165		0,03	< 0,1	0,3		< QL			0,25	< QL	
Sulfat (SO_4)	318 / 13	504,9	5,6	6,36	94,6	220,6 / 15	313 / 11	24,54 / 2	25,9 / 2	740,5 / 28	644,2 / 27	88,57 / 14	91,9 / 14
Nitrat (NO_3)		3,5	0,65		1,1			< 0,5	< 0,5	< 0,5		< QL	< 0,5
Hydrogensulfid (HS)			0,069		0,011	0,127	0,05						
Spurenelemente (µg/l)													
Aluminium (Al)	41							< QL	22,5	18,7		< QL	2,1

Antimon (Sb)								0,03				0,30	
Arsen (As)								4,5	5,9	1,0		0,9	1,3
Beryllium (Be)					< 1			< QL				< QL	
Blei (Pb)					2			< QL	0,2	0,3		< QL	0,1
Cadmium (Cd)					< 1			< QL	< 0,1	3,2		< QL	< 0,01
Cäsium (Cs)									0,4	0,2			< 0,01
Chrom (Cr)	0,44				66	17		1,64	19,4	2,10		< QL	8,80
Cobalt (Co)					< 1	0,0		0,42	1,1	0,70		1,85	2,00
Kupfer (Cu)	1,7				< 1	0,0		0,17	1,1	1,60		< QL	0,80
Lithium (Li)	990	1.880	330	10	320	290	910	174,62	162,9	249,10	550	106	97
Molybdän (Mo)								0,09	0,2	< 0,1		0,57	0,60
Nickel (Ni)					10			2,67	7,2	5,90		6,31	7,40
Quecksilber (Hg)								< QL				< QL	
Rubidium (Rb)								14,28	12,1	17,20		10,20	8,70
Selen (Se)	0,13							3,68				3,85	
Uran (U)								1,48	1,2	0,60		< QL	< 0,01
Vanadium (V)								1,40	1,4	0,30		0,06	< 0,01
Zink (Zn)					4400			< QL	9,0	19,2		< QL	3,7
Zinn (Sn)								< QL				< QL	
Undissoziierte Stoffe (mg/l)													
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	68,94	66,6	112,2	26,0	93	56,7	85,8	34,84			86,70	141,50	
o-Borsäure (H_3BO_3)	60	0,11	5,6	1,8 (HBO_2)	14,9	0,5	9,2	7,38			9,50	4,33	
Feststoffsumme (mg/l)	7.165,42	5.544,68	2.085,91	1.869,97	2.489,72	2.308,61	4.479,15	1.922,74	1.979,17	4.022,15	3.764,96	1.202,19	1.066,32
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		2.191	1.639	1.787	1.552	31	1.170		1.817	1.753	4.000 bis 5.000		599
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)						3							
Lösungsinhalt (mg/l)		7.735,68	3.724,91	3.656,97	4.041,72	2.342,61	5.649,15		3.796,17	5.774,89	7.764,96		1.665,32
Titrierter Schwefel (mg/l)													
Literaturverweis	Markl et al. (1999)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Eisner & Goldbrunner (1999)	Stehlik (1994)	Eisner & Goldbrunner (2008c)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	Stehlik (1983a)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA

Tab. 88.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Tatzmannsdorf, Rettenbach, Oberschützen und Drumling (Kapitel 2.3.1, 2.3.2, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Stegersbach, Thermal 1	Stegersbach, Thermal 2	Gerersdorf-Sulz, Vita Brunnen XII	Gerersdorf-Sulz, Güssinger Brunnen III	Gerersdorf-Sulz, Vitaquelle	Eisenhüttl, Säuerling
Datum der Probenahme	17.01.2006	17.01.2006	12.06.1996	12.05.1966	1905	04.12.2015
Ergiebigkeit (l/s)	0,54	2,0		0,73		0,27
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	2.590 (20° C)	1.350 (20° C)	430 (25° C)	2.860 (20° C)		1.780 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	37,1	41,3	12,90	11,8	11,5	11,6
pH	7,97	8,15	6,5	6,1		5,82
Redoxpotenzial (Eh) (mV)						+44
Sauerstoff (O_2) (mg/l)						0,28
Kationen (mg/l) / (Eq%)						
Natrium (Na)	650 / 99	270 / 88	41,5 / 32	838,7 / 70	873 / 68	251,9 / 57
Kalium (K)	4,4	3,52 / 1	2,89 / 1	37,1 / 2	33,7 / 2	10,5 / 1
Calcium (Ca)	1,5	1,77 / 1	42 / 37	222,8 / 21	223,1 / 20	98,7 / 26
Magnesium (Mg)	1,3	18 / 11	14,4 / 21	37,4 / 6	68,4 / 10	35,4 / 15
Strontium (Sr)	0,27	0,19		5,26	0,92	0,795
Barium (Ba)	0,1	0,051	0,16			0,069
Eisen (Fe gesamt)	0,06	0,04	15,5 / 10	6,14	1,6	2,277
Mangan (Mn gesamt)	0,0025	0,002	0,19	0,07	2,8	0,148
Ammonium (NH_4)	3,9	1,8	0,8	2,3		
Anionen (mg/l) / (Eq%)						
Hydrogencarbonat (HCO_3)	1.712 / 94	738 / 99	317 / 91	2.511 / 79	2.354,76 / 69	869,1 / 74
Carbonat (CO_3)						
Fluorid (F)	3,09	0,55	0,2	1,78		0,48
Chlorid (Cl)	36,7 / 3	4,6 / 1	15,5 / 8	381,8 / 21	593,9 / 30	162,5 / 24
Bromid (Br)	0,2	< 0,1		0,16	2,3	
Iodid (I)	< 1	< 0,1		0,051	0,085	
Sulfat (SO_4)	36 / 3	< 0,1	4,5 / 2	1,78	15,4 / 1	21,4 / 2
Nitrat (NO_3)	< 0,1	< 0,1	1,5	0,08		< 0,5
Hydrogensulfid (HS)	0,07	< 0,1				
Spurenelemente (µg/l)						
Aluminium (Al)	65	8			320	8

Antimon (Sb)						
Arsen (As)	0,25	1,4	60			2
Beryllium (Be)						
Blei (Pb)	0,17	0,09	< 2			7
Cadmium (Cd)	< 0,1	< 0,1	< 0,5			1
Cäsium (Cs)						
Chrom (Cr)	9	5	4			4
Cobalt (Co)	< 0,1	< 0,1				1
Kupfer (Cu)	11	4	< 1	48		2
Lithium (Li)	130	300		210	93	149
Molybdän (Mo)						< 0,1
Nickel (Ni)	0,19	0,11				2
Quecksilber (Hg)	0,63	1,67	< 0,2			
Rubidium (Rb)						24
Selen (Se)	< 0,1	< 0,1	< 1			
Uran (U)	< 20	< 20				< 0,1
Vanadium (V)						< 0,1
Zink (Zn)	< 0,1	0,33	< 15	60		75
Zinn (Sn)						
Undissoziierte Stoffe (mg/l)						
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	11,90	9,62	27,50	59	60	
o-Borsäure (H_3BO_3)	12,90	1,95	1,20	3,2		
Feststoffsumme (mg/l)	2.474,61	1.050,52	485,1	4.109,4	4.230,38	1.453,54
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	30,0	6,5	175	2.220	2.282	2.239
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)		< 0,1	0,05			
Lösungsinhalt (mg/l)	2.504,89	1.057,02	660,15	6.329,4	6.512,38	3.692,57
Titrierter Schwefel (mg/l)	3,13					
Literaturverweis	Prey et al. (2006)	Prey et al. (2006)	Schwarz (1996)	Hölzl (1966)	Conrad et al. (1928)	FA Geochemie, GBA

Tab. 89.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Stegersbach, Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl (Kapitel 2.3.3, 2.3.4, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Bad Sauerbrunn, Gemeindequelle (Neu)	06.02.1995		2,3 ± 0,5						Goldbrunner (1995a)
Bad Sauerbrunn, Thermal 1	15.07.1999		0,40 ± 0,2	-11,57	-81,0				Spacek & Rotter (1999)
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 3	17.12.2007	-2,6	< 0,2	-10,36	-74,8				Eisner & Goldbrunner (2008c)
Bad Tatzmannsdorf, Therme 72 (B3)	14.05.1992		0,9						Marktl et al. (1999)
Bad Tatzmannsdorf, Wetschquelle (Neu)			0,5 ± 0,2	-9,32	-66,8 ± 0,1				Böchzelt & Goldbrunner (2003)
Deutschkreutz, Juvinaquelle I (Rudolfsquelle)	03.10.2016							15 ± 2	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Deutschkreutz, Juvinaquelle I (Rudolfsquelle)	24.03.1998	-5,19							Schroffenegger et al. (1998)
Deutschkreutz, Juvinaquelle I (Rudolfsquelle)	27.09.1973							7,4	Stehlik (1975)
Deutschkreutz, Juvinaquelle II	20.08.2013			-11,45	-83,61				Mykhaylyuk (2016)
Deutschkreutz, Juvinaquelle II	18.07.2012						0,0536	2,46	Lechner (2012)
Deutschkreutz, Juvinaquelle II	24.03.1998	-5,11							Schroffenegger et al. (1998)
Drumling, Säuerling	03.10.2016							< 10	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Drumling, Säuerling	29.09.2015		< 0,5	-9,39	-67,2				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Edelstal, Römerquelle 1 (RQ 1)	06.12.2016							86	Betreiber (2017)
Edelstal, Römerquelle 13 (RQ 13)	06.02.1996		1,5 ± 0,3	-11,32	-80,8				Böchzelt & Goldbrunner (1997a)
Edelstal, Römerquelle 15 (RQ 15)	06.12.2016							11,3	Betreiber (2017)
Edelstal, Römerquelle 15 (RQ 15)	21.04.1997		0,7 ± 0,2	-11,24	-79,0				Papesch & Rajner (1997)
Edelstal, Römerquelle 15 (RQ 15)	1996		0,3 ± 0,2	-11,20	-80,0				Böchzelt & Goldbrunner (1997b)
Edelstal, BON	06.12.2016							11,7	Betreiber (2017)
Edelstal, BON	21.12.2015		< NWG	-11,02	-77,6				Betreiber (2017)
Frauenkirchen, Seewinkel Thermal 1	20.08.2013			-12,26	-91,29				Mykhaylyuk (2016)
Frauenkirchen, Seewinkel Thermal 1	14.06.2006		< 0,3	-12,25	-93,8		0,012	2,5	Böchzelt (2006)
Gerersdorf-Sulz, Vita Brunnen XII	12.06.1996		< 1,34				< 0,03	30,30	Schwarz (1996)
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	03.10.2016							15 ± 1	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	25.03.2015		< 0,5	-10,85	-78,8				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)	31.07.2013			-10,79	-79,61				Mykhaylyuk (2016)
Lutzmannsburg, Thermal 1	1997			-12,11					Foisner & Pfleger (1997)

Lutzmannsburg, Thermal 2	09.07.2014		< 0,3	-12,40	-85,5				Süveges (2014)
Lutzmannsburg, Thermal 2	31.01.2000	-7,11	0,4	-11,94	-85,7		0,0062	6,8	Rotter & Spacek (2001)
Neusiedl am See, Säuerling BH	03.10.2016		< 0,4	-12,1	-90,1			< 10	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Neusiedl am See, Säuerling BH	31.07.2013			-11,90	-85,77				Mykhaylyuk (2016)
Oggau, Oggau II	13.01.1995		2,8 ± 0,5	-10,24	-76,9				Goldbrunner (1995b)
Pamhagen, Pannonia	07.07.1978		2 ± 1						Stehlik (1978)
Pamhagen, Pannonia	04.1978						0,08	3,7	Stehlik (1978)
Piringsdorf, Piringsdorf III	31.01.2006	-1,95	6,1 ± 0,5	-9,94	-67,7				Eisner & Goldbrunner (2006)
Pöttsching, Markusquelle (Alt)	05.12.1989		0,1 ± 0,5						Zötl & Goldbrunner (1993)
Pöttsching, Markusquelle (Neu)	28.04.2008	-10,3	< 0,2	-12,50	-91,1				Meixner (2008), zit. in Eisner & Goldbrunner (2008b)
Prellenkirchen, Römerquelle 17 (RQ17)	06.12.2016							36	Betreiber (2017)
Prellenkirchen, Römerquelle 17 (RQ17)	06.05.2008		< 0,2	-11,40	-80,9				Eisner & Goldbrunner (2008b)
Rettenbach, Sauerbrunnen	03.10.2016							26 ± 1	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Rettenbach, Sauerbrunnen	29.09.2015		5,6	-9,18	-64,6				AIT (2015); Horacek (2015)
Stegersbach, Thermal 1	17.01.2006						0,148	7,2	Prey et al. (2006)
Stegersbach, Thermal 1	11.04.1999		< NWG	-9,72	-66,7				Papesch (1999), zit. nach Böchzelt & Goldbrunner (2000b)
Stegersbach, Thermal 2	17.01.2006						0,108	4,9	Prey et al. (2006)
Stegersbach, Thermal 2	11.04.1999			-10,36	-73,5				Papesch (1999), zit. nach Böchzelt & Goldbrunner (2000b); Rotter & Spacek (2000a)

Tab. 90.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen im Burgenland (Kapitel 2, Teil 1).

13 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Kärnten

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Prebl, Paracelsusquelle	Prebl, Auenquelle	Kliening, Sauerbrunn	Kliening, Sauerbrunn	Bad St. Leonhard im Lavanttal, Schwefelquelle	Bad St. Leonhard im Lavanttal, Schwefelquelle	Bad Weißenbach, Thomas-Miriam-Quelle	Bad Weißenbach, Franz-Kahler-Quelle	Bad Weißenbach, Heinz-Sabine-Quelle	St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn	St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn
Datum der Probenahme	06.10.1956	15.10.1957	1990	20.09.1958	14.10.1993	05.09.1990	22.09.1999	22.09.1999	22.09.1999	12.09.2016	18.12.1976
Ergiebigkeit (l/s)	0,058	0,058		0,006	0,28		1,1	1,05	0,16	0,02	0,013
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	3.825	3.124		1.464	277		2.069	1.939	2.390	2.120 (25° C)	2.067
Auslauftemperatur (° C)	9,85	10,3		9,8	9,9		31,8	31,35	26,2	10,80	6
pH	5,5	5,3		6,2	7,22		6,1	6,1	6,2	6,23	5,6
Redoxpotenzial (Eh) (mV)										+54	
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	1,394									1,90	< 0,1
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	916,2 / 79	512 / 47		52,6 / 12	29,6 / 32		267,8 / 43	237,1 / 41	281,7 / 44	4,77	5,1 / 1
Kalium (K)	48,94 / 2	47 / 3					35,1 / 3	30,96 / 3	34,6 / 3	11,4	8,3 / 1
Calcium (Ca)	144,3 / 14	266,1 / 28		235 / 64	52 / 64		232,2 / 43	225,5 / 45	232 / 42	453	497,4 / 88
Magnesium (Mg)	23,79 / 4	132,9 / 23		46,6 / 21	2,2 / 4		34,5 / 11	33,2 / 11	35,9 / 11	23,3	27 / 8
Strontium (Sr)	0,41	2,06	0,661			0,949	2,4	2,19	2,5	1,7	
Barium (Ba)	0,045	0,289	0,078			0,028				0,258	
Eisen (Fe gesamt)	1,71	4,8		16,5 / 3	0,08		< 0,1	< 0,1	< 0,1	8,875 / 1	20 / 3
Mangan (Mn gesamt)	0,34	0,48	0,696		0,02	0,029	0,012	0,017	0,01	0,707	0,25
Ammonium (NH_4)					0,055		0,22	0,19 / 0	0,24		1,7
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	2.828 / 92	2.666 / 91		1.087 / 97	178,9 / 74		1.210,4 / 74	1.142,6 / 75	1.224,6 / 73	1.687,1 / 99	1.683 / 98
Carbonat (CO_3)											
Fluorid (F)	1,2	0,57					0,5	0,5	0,5	0,2	
Chlorid (Cl)	71,12 / 4	138,5 / 8		8,6 / 1	16 / 11		128,3 / 13	113,7 / 13	131,8 / 13	4,1	5,6 / 1
Bromid (Br)	0,09	0,6								0,01	
Iodid (I)	0,002	0,011								< QL	
Sulfat (SO_4)	101,3 / 4	27,7 / 1		18,1 / 2	28 / 15		167,9 / 13	151,5 / 13	184 / 14	3,3	20,8 / 2
Nitrat (NO_3)					1,17		0,09	0,18	0,23	< QL	
Hydrogensulfid (HS)						2,77				0 / 0	
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)	90	230	188			133				2,28	47

Antimon (Sb)										< QL	
Arsen (As)	1,3	20	5,7			2,3	153	160	270	< QL	
Beryllium (Be)										0,31	
Blei (Pb)	8	< 1	6			34				< QL	7,7
Cadmium (Cd)	0,3	< 0,1	0,4			1,8				< QL	
Cäsium (Cs)										0	
Chrom (Cr)	< 20	< 20	< 20			< 20				< QL	
Cobalt (Co)	< 20	< 20	< 20			< 20				0,06	
Kupfer (Cu)	21	29	< 20			< 20				< QL	1,3
Lithium (Li)	1.500	2.100	450			180				46,9	
Molybdän (Mo)	< 50	< 50	< 50			28				< QL	
Nickel (Ni)	< 50	< 50	< 50			< 50				< QL	
Quecksilber (Hg)	< 0,5	< 0,5	0,5			< 6,5				0,001	
Rubidium (Rb)										25,7	
Selen (Se)										< QL	
Uran (U)	0,08	0,06		0,025						< QL	0,7
Vanadium (V)	< 50	< 50	< 50			< 50				0,47	
Zink (Zn)	< 0,50	< 0,05	0,08			< 0,05				< QL	131
Zinn (Sn)										< QL	
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	71,68	58,4					60,24	58,3	61,2	61,76	66,2
o-Borsäure (H_3BO_3)	6,44	6,70				0,29	17,90	16,00	19,00	0,08	0,02
Feststoffsumme (mg/l)	4.217,19	3.866,49		1.465,10	313,57		2.157,59	2.012,19	2.208,67	2.260,64	2.335,56
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	2.214	2.056		1.774	24,2		1.072	1.025	1.021		2.170
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)		0,60			2,15		0,79	0,84	0,76		
Lösungsinhalt (mg/l)	6.431,18768	5.923,09		3.239,10	339,92		3.230,38	3.038,03	3.230,43		4.505,56
Titrierter Schwefel (mg/l)					4,71		0,86	0,9	0,84		
Literaturverweis	Kahler & Zötl (1993a)	Kahler & Zötl (1993a)	Kahler & Zötl (1993a)	Kahler & Zötl (1993a)	Huber (1993)	Kahler & Zötl (1993a)	Polz (1999a)	Polz (1999a)	Polz (1999a)	BOKU (Ultraspuren)	Kahler (1978)

Tab. 91.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Prebl, Kliening, Bad St. Leonhard im Lavanttal, Bad Weißenbach und St. Peter im Lavanttal (Kapitel 3.1.1–3.1.5, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Annemarieequelle	Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Annemariequelle	Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Helenenquelle	Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, BL 1/82	Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, BL 4/82	Eisenkappel-Vellach, Ebriach Säuerling	Eisenkappel-Vellach, Ebriach Säuerling	Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Johannisquelle	Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Stahlquelle	Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Stahlquelle	Eisenkappel-Vellach, Muriquellen, 212-Muri	Eisenkappel-Vellach, Muriquellen, 212-Muri	Eisenkappel-Vellach, Muriquellen, VE3_119	Eisenkappel-Vellach, Paulitschquellen, Quelle 3	Eisenkappel-Vellach, Kotschnatal sulfatreiche Quelle
Datum der Probenahme	28.08. 1973	02.06. 2015	02.06. 2015	03.07. 1998	02.06. 2015	01.10. 1969	26.04. 2007	27.05. 1999	01.08. 1952	27.05. 1999	26.05. 1999	26.04. 2007	26.04. 2007	1953	20.05. 1999
Ergiebigkeit (l/s)	0,047	< 0,02	< 0,02												
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	7.388	6.710	6.830	12.760	9.640	5350	4.970	5.370	5.096	5.420	434	522	434	5.096	2.450
Auslauftemperatur (° C)	8,4	10,1	9,7	9,7	9,2		7,5	8,2	8,1	8,6	7,3	7,5	7,3	8,5	7,2
pH	6,5	6,41	6,41	6,52	6,41		6,8	6,33	6,5	6,33	5,5	5,5	5,5	6,61	7,33
Redoxpotenzial (Eh) (mV)		+34	+24,9	+168,2	+25,9			+210,3		+209,0	+315,9				
Sauerstoff (O_2) (mg/l)		0,18	0,3	0,16	0,36		4,5	0,59		0,32	2,18				0,84
Kationen (mg/l) / (Eq%)															
Natrium (Na)	1.628 / 82	1.489,6 / 81	1.547,8 / 81	3.510 / 85	2.313,3 / 82	1.069 / 57	898 / 60	868,5 / 52	1.035,7 / 64	891 / 52	11,3 / 9	7,3 / 6	6,2 / 5	916,66 / 55	7,0 / 1
Kalium (K)	32,5 / 1	32,1 / 1	30,1 / 1	56,8 / 1	46,3 / 1	28,3 / 1	10,05	25,5 / 1		33 / 1	1,4 / 1	0,51	0,57		0,6
Calcium (Ca)	162,5 / 9	171,8 / 11	165,2 / 10	286,8 / 8	221,8 / 9	336,4 / 21	258,4 / 20	598,6 / 41	429,1 / 30	586,6 / 39	39,8 / 34	44,01 / 38	35,64 / 34	493,2 / 34	538,4 / 82
Magnesium (Mg)	77,3 / 7	73,3 / 7	75,3 / 7	127,2 / 6	123,4 / 8	213,1 / 22	162,7 / 20	51,7 / 6	42,6 / 5	62,8 / 7	25,5 / 36	26 / 37	23,7 / 37	104,8 / 12	69,1 / 17
Strontium (Sr)	0,9	0,9248	0,9481		1,32110	7,6	1,86					0,17	0,15		
Barium (Ba)	0,44	0,0276	0,0258		0,0174		0,029					0,005	0,011		
Eisen (Fe gesamt)	7,3	7,027	5,121	4,5	5,381	0,024		7,5	9,8	8	32 / 20	30,29 / 19	34,17 / 23	0,5	0,29
Mangan (Mn gesamt)	0,4	0,4503	0,3539	0,24	0,2908	0,36		1,2		1,27	3	1,2	1,29		0,01
Ammonium (NH_4)	1,57					0,52									
Anionen (mg/l) / (Eq%)															
Hydrogencarbonat (HCO_3)	3.960 / 75	3.632,6 / 71	3.646,9 / 71	7.298 / 67	5.195,6 / 70	4.834 / 97	4.193 / 99	3.767 / 86	3.747 / 87	3.761 / 86	303,3 / 95	277 / 97	205 / 93	4.050,5 / 91	178,8 / 9
Carbonat (CO_3)															
Fluorid (F)	0,3	1,09	2,12		1,53	1,3							0,08		
Chlorid (Cl)	633,5 / 21	551,8 / 19	553 / 19	1.420 / 22	834,5 / 19	39,5 / 1		203,4 / 8	185,9 / 7	198,6 / 8	1,9 / 1	0,58	1,07 / 1	51,8 / 2	0,7
Bromid (Br)	5,5			10,74 / 0			0,131	1,9							
Iodid (I)	0,12														
Sulfat (SO_4)	171,6 / 4	397 / 10	400,2 / 10	906,8 / 11	594,5 / 10	77,6 / 2	50,01 / 1	210,5 / 6	195,6 / 6	210,5 / 6	9,57 / 4	6,91 / 3	11,07 / 6	259,7 / 7	1.468 / 91
Nitrat (NO_3)	0,05						30,25				2,75	0,12	23,73		
Hydrogensulfid (HS)															
Spurenelemente (µg/l)															
Aluminium (Al)	600	26,1	15,9		25,9		50					50	50		

Antimon (Sb)															
Arsen (As)	3.000	3.357,7	2.331,3	5.300	4.702,5	26,8									
Beryllium (Be)							2								
Blei (Pb)		0,4	1,1												
Cadmium (Cd)		0,7	1		0,4		1						3		
Cäsium (Cs)		0,8	0,8		1										
Chrom (Cr)		8,7	3,2		10,1										
Cobalt (Co)		2,2	1,7		1,3										
Kupfer (Cu)		1,2	4,9		6,9										
Lithium (Li)	2.000	2.043,1	2.124	2.740	3.085,4	1.880	1.603	300	2.900	830		4	7	1.020	10
Molybdän (Mo)		3,9	4,5		6,5										
Nickel (Ni)		5,4	5		5,4		10					30	40		
Quecksilber (Hg)															
Rubidium (Rb)		64,2	66,3		89,3										
Selen (Se)							40					30	30		
Uran (U)	20	30,5	30,5	120	42,9				0,4					0,158	
Vanadium (V)		2,7	5,1		4,5										
Zink (Zn)		18,2	39,1		18,5		20					40	30		
Zinn (Sn)															
Undissoziierte Stoffe (mg/l)															
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	54,8					74,9						22,35	20,55		
o-Borsäure (H_3BO_3)	55,4					15,94			45,43			0,40	0,46	0,90	
Feststoffsumme (mg/l)	6.797,9	6.363,3	6.431,69	13.629,24	9.345,89	6700,45	5.628,62	5.736,10	5.694,03	5.753,60	430,53	417,00	363,85	5.879,08	2.262,90
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	2.318	2.300,7	2.328,15		3.237,43	2.210			2.335,00					1.655,00	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)					0,90										
Lösungsinhalt (mg/l)	9.115,9	8.664,0	8.759,84		12.583,32	8.910,45			8.029,03		430,53	417,00	363,85	7.534,08	
Titrierter Schwefel (mg/l)															
Literaturverweis	Kahler (1978)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	Brenčič & Poltnig (2008)	FA Geochemie, GBA	Kahler (1978)	Neubauer (2008)	Brenčič & Poltnig (2008)	Kahler (1978)	Brenčič & Poltnig (2008)	Brenčič & Poltnig (2008)	Neubauer (2008)	Neubauer (2008)	Kahler (1978)	Poltnig et al. (2001a)

Tab. 92.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Eisenkappel-Vellach (Kapitel 3.2.1, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Warmbad Villach, Hallenbadquelle	Warmbad Villach, Freibadquelle	Warmbad Villach, Neue Quelle	Warmbad Villach, Tschamerquelle	Warmbad Villach, Kahlerquelle	Warmbad Villach, Josefinenhofquelle	Warmbad Villach, Zillerbadquelle	Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 5. Lauf	Bad Bleiberg, Rudolfstherme, 12. Lauf	Dellach im Drautal, Kolmquelle
Datum der Probenahme	22.02.2011	22.02.2011	22.02.2011	22.02.2011	22.02.2011	22.02.2011	22.02.2011	08.07.2009	25.10.1956	20.10.2005
Ergiebigkeit (l/s)								14,7		0,77
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	619	592	591	582	618	571	593	335	350	1.569 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	28,1	25,8	25,1	24,3	26,8	20,3	25,6	26,1	27,4	10,2
pH	7,1	7,05	7,14	6,92	7,06	7,38	7,14	7,91	7,87	6,98
Redoxpotenzial (Eh) (mV)										
Sauerstoff (O_2) (mg/l)										0,5
Kationen (mg/l) / (Eq%)										
Natrium (Na)	4,4 / 3	4 / 3	4,1 / 3	4,2 / 3	4,4 / 3	5,3 / 4	4 / 3	0,4	12,5 / 13	2,9
Kalium (K)	1,2	1	1,1	1	1,2	1,2	1,2	0,3	2,3 / 1	3,2
Calcium (Ca)	109 / 76	103 / 77	105 / 76	99,8 / 75	103 / 75	90,3 / 69	105 / 77	40,3 / 53	38,6 / 46	575,5 / 84
Magnesium (Mg)	18,2 / 21	16,7 / 20	17,1 / 21	17,4 / 22	18 / 22	21,7 / 27	17 / 20	21,6 / 47	20,1 / 40	65,2 / 16
Strontium (Sr)	0,138	0,135	0,137	0,143	0,141	0,166	0,156			
Barium (Ba)	0,013	0,013	0,013	0,015	0,014	0,017	0,015			0,003
Eisen (Fe gesamt)	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,002	0,03	0,006
Mangan (Mn gesamt)	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,001	0,01	< 0,02
Ammonium (NH_4)	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,027		
Anionen (mg/l) / (Eq%)										
Hydrogencarbonat (HCO_3)	397 / 94	378 / 94	376 / 94	369 / 94	396 / 94	361 / 93	377 / 94	197,1 / 91	233 / 92	331,6 / 17
Carbonat (CO_3)										
Fluorid (F)	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	0,08	< 0,05	0,1	
Chlorid (Cl)	3,9 / 2	3,6 / 2	3,6 / 2	3,4 / 1	3,9 / 2	4,4 / 2	3,6 / 2	0,4	1,3 / 1	2,5
Bromid (Br)										
Iodid (I)										
Sulfat (SO_4)	13,9 / 4	13,3 / 4	13,2 / 4	13,3 / 4	13,9 / 4	16,2 / 5	13,3 / 4	15,7 / 9	14,2 / 7	1.304 / 83
Nitrat (NO_3)										
Hydrogensulfid (HS)										
Spurenelemente (µg/l)										
Aluminium (Al)	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20		15	11

Antimon (Sb)										< 2
Arsen (As)										< 1
Beryllium (Be)										
Blei (Pb)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	8		0,3
Cadmium (Cd)										< 0,1
Cäsium (Cs)										
Chrom (Cr)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5			5
Cobalt (Co)										
Kupfer (Cu)	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10			3
Lithium (Li)										
Molybdän (Mo)										
Nickel (Ni)										< 5
Quecksilber (Hg)										< 0,2
Rubidium (Rb)										
Selen (Se)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1		0,15
Uran (U)										
Vanadium (V)										
Zink (Zn)										< 50
Zinn (Sn)										
Undissoziierte Stoffe (mg/l)										
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	14,7	10,48	11,12	9,26	12,32	14,32	10,4		28,9	10,6
o-Borsäure (H_3BO_3)	0,29	0,29	0,29	0,23	0,34	0,29	0,29		2,20	< NWG
Feststoffsumme (mg/l)	562,82	530,60	531,74	517,82	553,30	514,94	532,04	275,81	353,22	2.295,52
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	50,30	47,10	38,50	64,40	47,60	22,70	38,30		11,00	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)										
Lösungsinhalt (mg/l)	613,12	577,70	570,24	582,22	600,90	537,64	570,34		364,22	
Titrierter Schwefel (mg/l)										
Literaturverweis	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Probst & Schmölzer (2011)	Kahler & Zötl (1993b)	Deetjen (2006a)

Tab. 93.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Warmbad Villach, Bad Bleiberg und Dellach im Drautal (Kapitel 3.3.1–3.3.3, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bruggen (Greifenburg), ungenutzter Austritt	Bruggen (Greifenburg), Jobstquelle	St. Daniel, Nebenaustritt	St. Daniel, Bäderquelle	St. Daniel, Bäderquelle	Stein bei Dellach, Lappenbachquellen	Stein bei Dellach, Lappenbachquellen	Tuffbad, Quellgruppe 1	Tuffbad, Quellgruppe 1	Tuffbad, Kurhausquelle
Datum der Probenahme	13.09.2016	1995–1996*	13.09.2016	1995–1996*	13.07.1958	13.09.2016	1995–1996*	13.09.2016	01.09.1987	13.09.2016
Ergiebigkeit (l/s)	> 5; Überlauf		1,50		1,31	0,50		> 5; Überlauf	3,5	0,2
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	1.587 (25° C)	1.647,3	948 (25° C)	1.301,3	1.028	620 (25° C)	658,1	1.214 (25° C)	1.272	1.223 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	11,30		9,30		9	10,70		12,50	12,6	13,1
pH	7,29	7,24	7,39	7,41	6,5	7,89	7,67	7,68	7,4	7,52
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	+215		+198			+221		+198		+215
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	3,30		5,05			14,60		6,60	7	5,9
Kationen (mg/l) / (Eq%)										
Natrium (Na)	3,83 / 1	4,39 / 1	4,37 / 2	5,4 / 2	9,8 / 3	1,28 / 1	1,53 / 1	0,69	0,92	1
Kalium (K)	1,50	1,3	1,85	1,42		0,86	0,76	0,53	0,43	0,5
Calcium (Ca)	279 / 72	294,5 / 73	154 / 71	235,5 / 76	203,2 / 75	84,6 / 64	89,2 / 64	215 / 76	241,28 / 78	234,9 / 78
Magnesium (Mg)	61 / 26	63,7 / 26	33,6 / 26	40,7 / 22	35 / 21	26,9 / 34	29,5 / 35	39,0 / 23	39,88 / 21	39,1 / 21
Strontium (Sr)	9,79 / 1		2,68 / 1			3,15 / 1		3,61 / 1		3,8563 / 1
Barium (Ba)	0,0185		0,0303			0,0175		0,0127		0,0131
Eisen (Fe gesamt)	< QL		< QL		0,05	< QL		< QL	0,01	0,006
Mangan (Mn gesamt)	0,02		< QL			< QL		< QL	< 0,050	0,0002
Ammonium (NH_4)									0,02	
Anionen (mg/l) / (Eq%)										
Hydrogencarbonat (HCO_3)	274,6 / 22	247,5 / 20	320,3 / 47	287,1 / 30	291,1 / 35	210,5 / 49	201,7 / 46	161,7 / 17	156,39 / 17	164,6 / 18
Carbonat (CO_3)										
Fluorid (F)	1,4		0,3			0,5		0,6	0,53	0,53
Chlorid (Cl)	3,6	1,28	3,6 / 1	2,41	8,6 / 2	0,7	< 1	0,5	0,43	0,6
Bromid (Br)	0,02		< 0,01			< 0,01		< 0,01		
Iodid (I)	< 0,02		< 0,02			< 0,02		< 0,02		
Sulfat (SO_4)	780,8 / 78	799 / 80	282,9 / 52	523,8 / 70	404,9 / 63	175,0 / 51	188 / 54	601,9 / 82	610,44 / 83	602,5 / 82
Nitrat (NO_3)	0,5	< 1	1,6	< 1		2,2	< 1	1,2	0,28	0,6
Hydrogensulfid (HS)										
Spurenelemente (µg/l)										
Aluminium (Al)	< QL		< QL			< QL		< QL		7,5

Antimon (Sb)	< QL		< QL			< QL		< QL		
Arsen (As)	< QL		< QL			< QL		4,55		3,2
Beryllium (Be)	< QL		< QL			< QL		< QL		
Blei (Pb)	< QL		< QL			< QL		< QL	< 50	0,1
Cadmium (Cd)	< QL		< QL			0,14		0,31	< 5	< 0,1
Cäsium (Cs)										< 0,1
Chrom (Cr)	0,02		0,04			0,09		0,04	< 20	< 0,1
Cobalt (Co)	< QL		< QL			< QL		< QL		< 0,1
Kupfer (Cu)	< QL		< QL			< QL		< QL	< 50	2,4
Lithium (Li)	23,4		9,27			3,72		10,5		10,2
Molybdän (Mo)	15,5		2,50			22,8		53,7		48,9
Nickel (Ni)	< QL		< QL			< QL		< QL		1
Quecksilber (Hg)	< QL		< QL			< QL		0,002		
Rubidium (Rb)	1,75		1,45			0,79		0,79		
Selen (Se)	< QL		< QL			< QL		< QL		
Uran (U)	1,02		2,20		0,7	3,04		7,15		5,7
Vanadium (V)	< QL		< QL			< QL		0,39		0,4
Zink (Zn)	< QL		< QL			< QL		< QL	< 200	6,1
Zinn (Sn)	< QL		< QL			< QL		< QL		
Undissoziierte Stoffe (mg/l)										
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	8,83		6,98			8,22		4,48	4,73	
o-Borsäure (H_3BO_3)	0,23		0,12			0,08		0,13	0,28	
Feststoffsumme (mg/l)	1.425,18	1.411,67	812,35	1.096,33	952,65	514,04	510,7	1.029,43	1.055,14	1.048,33
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)					23				15,84	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)										
Lösungsinhalt (mg/l)					975,65				1.070,98	
Titrierter Schwefel (mg/l)										
Literaturverweis	BOKU (Ultraspuren)	PROBST et al. (2000)	BOKU (Ultraspuren)	PROBST et al. (2000)	KAHLER & ZÖTL (1993c)	BOKU (Ultraspuren)	PROBST et al. (2000)	BOKU (Ultraspuren)	PROBST (1991)	FA Geochemie, GBA

Tab. 94.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bruggen (Greifenburg), St. Daniel, Stein bei Dellach im Drautal und Tuffbad (Kapitel 3.3.4–3.3.7, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Trebesing, Königsquelle	Trebesing, Königsquelle	Trebesing, Radlbad	Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99	Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99	Bad Kleinkirchheim, Gewinnungs-brunnen 1/74	Bad Kleinkirchheim, Gewinnungs-brunnen 2/74
Datum der Probenahme	26.06.2005	10.09.1970	14.09.2016	14.09.2016	03.10.2005	05.06.1976	05.06.1976
Ergiebigkeit (l/s)		0,32	0,02	Entnahmehahn	1 (freier Überlauf)	10,5	12,5
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	2.490	2.152	1.937 (25° C)	280 (25° C)	255	309	291
Auslauftemperatur (° C)	16	12,1	10,80	29,2	31	36,5	34,75
pH	6,67	6,03	6,32	7,82	7,9	7,65	7,65
Redoxpotenzial (Eh) (mV)			+65	+201			
Sauerstoff (O_2) (mg/l)			3,24	4,81			
Kationen (mg/l) / (Eq%)							
Natrium (Na)	130,1 / 19	110 / 17	120 / 23	2,88 / 5	2,9 / 5	5,1 / 6	4,1 / 5
Kalium (K)	13 / 1	11 / 1	18,5 / 2	1,47 / 1	0,98 / 1	1,65 / 1	1,48 / 1
Calcium (Ca)	422,6 / 69	361,52 / 65	276 / 62	31,2 / 58	31 / 58	40,68 / 58	38,12 / 58
Magnesium (Mg)	41,6 / 11	55,9 / 17	33,2 / 12	11,4 / 35	12 / 37	14,96 / 35	13,92 / 35
Strontium (Sr)	4,88		3,23	0,17	0,155		
Barium (Ba)	0,01		0,0225	0,079		< 0,020	< 0,020
Eisen (Fe gesamt)	0,15	3,4	3,075	0,002	< 0,005	0,053	0,083
Mangan (Mn gesamt)	0,428		0,444	< 0,001	< 0,005		
Ammonium (NH_4)		0,66 / 0				< 0,010	0,007
Anionen (mg/l) / (Eq%)							
Hydrogencarbonat (HCO_3)	1.184 / 60	1.068 / 63	994,5 / 71	122,8 / 74	123 / 77	137,3 / 65	133,6 / 68
Carbonat (CO_3)							
Fluorid (F)			1,3	0,9	1,034	0,6	0,33
Chlorid (Cl)	40,4 / 4	41,48 / 4	38,3 / 5	1,9 / 2	2 / 2	4,1 / 3	2,85 / 3
Bromid (Br)			0,29	0,01			
Iodid (I)			< 0,02	< 0,02		0,06	< 0,01
Sulfat (SO_4)	564,66 / 36	434,52 / 33	265,8 / 24	31,1 / 24	27 / 21	52,95 / 32	44,58 / 29
Nitrat (NO_3)			< 0,5	1,0			
Hydrogensulfid (HS)							
Spurenelemente (µg/l)							
Aluminium (Al)	< 89		22,3	2,30		32	21

Antimon (Sb)			< QL	< QL			
Arsen (As)			22,3	3,15			
Beryllium (Be)	< 1		1,13	< QL			
Blei (Pb)	< 4		< QL	1,65		4,2	1,38
Cadmium (Cd)	< 4		< QL	0,47			
Cäsium (Cs)							
Chrom (Cr)	< 17		0,03	0,17		3,1	2,7
Cobalt (Co)	< 7		0,1	< QL			
Kupfer (Cu)	40		< QL	2,41		11,4	5,7
Lithium (Li)	520		622	5,21	4		
Molybdän (Mo)			0,68	78,7			
Nickel (Ni)	< 3		< QL	5,98			
Quecksilber (Hg)			< QL	0,028			
Rubidium (Rb)			94,3	4,10			
Selen (Se)			< QL	< QL			
Uran (U)			1,47	2,15			
Vanadium (V)			< QL	0,22			
Zink (Zn)			3,53	16,3			
Zinn (Sn)			< QL	< QL			
Undissoziierte Stoffe (mg/l)							
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	38,93		24,22	23,02	18	29,2	25,9
o-Borsäure (H_3BO_3)	11,03		15,81	0,06		0,28	0,17
Feststoffsumme (mg/l)	2.446,89	2.083,08	1.795,46	228,11	218,07	286,98	265,17
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		1.312			2	4,00	3,00
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)							
Lösungsinhalt (mg/l)	2.446,89	3.395,08			220,07	290,98	268,17
Titrierter Schwefel (mg/l)							
Literaturverweis	Poltnig et al. (2005)	Kahler (1978)	BOKU (Ultraspuren)	BOKU (Ultraspuren)	Kollmann (2006)	Versuchsanstalt Wien (1977), zit. nach Zötl & Goldbrunner (1993)	Versuchsanstalt Wien (1977), zit. nach Zötl & Goldbrunner (1993)

Tab. 95.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Trebesing und Bad Kleinkirchheim (Kapitel 3.4.1, 3.5.1, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Bad Bleiberg, Rudolfstherme	? 1993		2						Kahler & Zötl (1993b)
Bad Bleiberg, Rudolfstherme	16.11.1955						0,033	5,55	Kahler (1978)
Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99	14.09.2016							< 10	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99	1999		21,4						Kollmann (2006)
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74	09/1987 bis 12/1988		12–15	ca. -12					BVFA Arsenal, 1988, zit. nach Clar et al. (1995)
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 2/74	09/1987 bis 12/1988		ca. 25	ca. -11,7					BVFA Arsenal, 1988, zit. nach Clar et al. (1995)
Bad St. Leonhard im Lavanttal, Schwefelquelle	1958							15,17	Kahler & Zötl (1993a)
Bad Weißenbach, Heinz-Sabine-Quelle (B2/80)	22.09.1999		< 0,77				0,189	7,79	Polz (1999a)
Bad Weißenbach, Franz-Kahler-Quelle (B2/82)	22.09.1999		< 0,77				0,393	17,4	Polz (1999a)
Bad Weißenbach, Thomas-Miriam-Quelle (B1/82)	22.09.1999		1,07				0,335	5,08	Polz (1999a)
Bruggen (Greifenburg), Jobstquelle	06.04.1999			-17,19		+16,54			Probst et al. (2000)
Bruggen (Greifenburg), ungenutzter Austritt	21.09.2016					+15,8		13 ± 1	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Dellach im Drautal, Kolmquelle	20.10.2005						0,035	2,1	Deetjen (2006a)
Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Johannisquelle	12.06.1997	-1,82							Poltnig et al. (2001a)
Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Stahlquelle	12.06.1997	-1,33							Poltnig et al. (2001a)
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Annemariequelle	2015							230	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Annemariequelle	13.07.2007			-9.79	-67.88				Neubauer (2008)
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion Quellen, Annemariequelle	16.03.2007	-5,66							Neubauer (2008)
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Annemariequelle	1951						0,17	296	Kahler (1978)
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Helenenquelle	13.07.2007			-9,94	-70,15				Neubauer (2008)
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Helenenquelle	16.03.2007	-9,21							Neubauer (2008)
Eisenkappel-Vellach, Carinthia-Lithion-Quellen, Helenenquelle	08.1973						0,02	92,5	Kahler (1978)

Eisenkappel-Vellach, Ebriach, Säuerling	26.04.2007	-3,08		-10,64	-71,81				Neubauer (2008)
Eisenkappel-Vellach, Kotschnatal, sulfatreiche Quelle, VE3_98a	20.05.1999			-10,28	-70,2				Poltnig et al. (2001a)
Eisenkappel-Vellach, Kotschnatal, sulfatreiche Quelle, VE3_98a	20.05.1999			-10,51	-72,2				Poltnig et al. (2001a)
Eisenkappel-Vellach, Muriquellen, 212-Muri	26.04.2007	-8,15		-9,80	-65,56				Neubauer (2008)
Eisenkappel-Vellach, Muriquellen, VE3_119	26.04.2007	-8,18		-9,84	-63,34				Neubauer (2008)
Kliening, Sauerbrunn	1958							25,345	Kahler & Zötl (1993a)
Prebl, Auenquelle	1957						0,355	7,4	Kahler & Zötl (1993a)
Prebl, Paracelsusquelle	06.10.1956						0,85	11,1	Kahler & Zötl (1993a)
St. Daniel, Bäderquelle	21.09.2016					+20,1		17 ± 1	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
St. Daniel, Bäderquelle	06.04.1999			-13,67		+20,91			Probst et al. (2000)
St. Daniel, Bäderquelle	15.04.1975		142 ± 8						Kahler (1978)
St. Daniel, Bäderquelle	07.1958						0,01	5,55	Kahler & Zötl (1993c)
St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn	12.09.2016							11 ± 2	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn	18.12.1976						0,02	7,4	Kahler (1978)
Stein bei Dellach im Drautal, Lappenbachquellen	13.09.2016					+19,0			Süveges (2017)
Stein bei Dellach im Drautal, Lappenbachquellen	06.04.1999			-13,97		+21,33			Probst et al. (2000)
Trebesing, Radlbad	14.09.2016							95 ± 1	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Trebesing, Radlbad	14.09.2016					+18,1			Süveges (2017)
Tuffbad, Quellgruppe 1	13.09.2016					+15,6		92 ± 4	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Tuffbad, Quellgruppe 1	02/1974		49						Probst (1993)
Tuffbad, Quellgruppe 1	10.09.1971						0,22	46,25	Kahler (1978)
Warmbad Villach, Kahlerquelle	31.09.1988						0,037	24	Bundesanstalt für chemische, pharmazeutische und balneologische Untersuchungen (1990)

Tab. 96.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Kärnten (Kapitel 3, Teil 1).

14 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Wien und Niederösterreich

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Laa an der Thaya, Vitus-Brunnen II	Laa an der Thaya, Vitus-Brunnen I	Laa an der Thaya, Thermal Nord 1	Laa an der Thaya, Thermal Süd 1	Laa an der Thaya, Thermal Süd 1 (Egerium)	Salzerbad, Quelle I	Salzerbad, Quelle III	Salzerbad, Quelle IV	Bad Schönau, Bohrung III	Bad Schönau, Bohrung III	Bad Schönau, Bohrung IV	Bad Schönau, Bohrung IV
Datum der Probenahme	27.01.1972	27.01.1972	20.03.1996	13.10.1993	30.01.1996	06.06.1991	06.06.1991	06.06.1991	28.03.2011	1997	02.03.2011	26.06.2001
Ergiebigkeit (l/s)	1,30	1,25	6,00			0,04	0,03			1,10		0,60
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	898 (20° C)	1.446 (20° C)			32.320 (25° C)	20.245 (20° C)	29.900 (25° C)	24.306 (20° C)	4.180 (25° C)	3.870 (20° C)		6.395 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	14,5	12,5	41,4	65	56,5	10,6	10,3	11,4	18	18,7		18,6
pH	8,45	7,18	7,36		6,9	7,05	6,95	7,09	6,2	6,1		6,46
Redoxpotenzial (Eh) (mV)												-24,0
Sauerstoff (O_2) (mg/l)												
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	230 / 94	117 / 31	3.476 / 89	13.600 / 76	7.540,5 / 87	4.601,2 / 82	6.687,1 / 81	5.465,7 / 79	72 / 5	103,8 / 7	140 / 7	264 / 11
Kalium (K)	1,9	115,5 / 18	79,26 / 1	470 / 2	76,43 / 1	156,9 / 2	216,3 / 2	181,3 / 2	43 / 2	57,59 / 2	47 / 1	84,33 / 2
Calcium (Ca)	3,2 / 2	76,2 / 24	191,31 / 6	2.612,5 / 17	561,1 / 7	562,7 / 11	766 / 11	868,8 / 14	1.000 / 73	877,8 / 69	880 / 48	948,6 / 45
Magnesium (Mg)	4,8 / 4	52 / 26	90,49 / 4	503,8 / 5	240 / 5	146,8 / 5	279,8 / 6	194,45 / 5	170 / 20	166,8 / 21	480 / 43	527,9 / 41
Strontium (Sr)		1,04	10,23	137,30	36,1	9,6	13,8	13,5				18,61
Barium (Ba)		0,054	2,74	13,95	5,36							0,01
Eisen (Fe gesamt)	< 1	0,8	8,43	15,20	7,8	< 0,1	0,620	0,410	12 / 1	9,58 / 1	36 / 1	22,2 / 1
Mangan (Mn gesamt)		0,01	0,12	0,26	0,09						0,39	0,319
Ammonium (NH_4)	3,4	7,43	25,2	42,1	86,8	0,16	0,42	0,30		0,1		0,045
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	508 / 81	646,2 / 65	579,5 / 6	265,6 / 1	317,9 / 1	355,4 / 2	341,7 / 2	323,7 / 2	1.958 / 48	1.875,7 / 48	4.134 / 67	3.966 / 62
Carbonat (CO_3)	9,6											
Fluorid (F)		0,1	6,95	4,5	1,01	0,94	0,42	0,27				0,78
Chlorid (Cl)	7,7 / 2	62,8 / 11	5.718,1 / 94	27.496 / 99	13.313 / 99	7.036 / 81	10.312 / 81	8.362 / 78	47 / 2	50,88 / 2	24 / 1	44,38 / 1
Bromid (Br)			23,45	117,29	100,8	1,58	2,47	1,999				< 2
Iodid (I)		0,15	9,05	18,55	66	0,07	0,04	0,095				< 1
Sulfat (SO_4)	81,7 / 17	186,9 / 24	5,5	33,75		1.930,4 / 16	2.953,2 / 17	2.924,9 / 20	1.600 / 50	1.511,3 / 49	1.600 / 33	1.873 / 37
Nitrat (NO_3)	0,22	23				1,4	1,87	0,63				< 1
Hydrogensulfid (HS)												
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)		400										128

Antimon (Sb)												
Arsen (As)												2,5
Beryllium (Be)												
Blei (Pb)												< 2
Cadmium (Cd)												< 0,2
Cäsium (Cs)												
Chrom (Cr)												3,5
Cobalt (Co)												
Kupfer (Cu)												< 50
Lithium (Li)		80	970	5.130	2.300	110	140	130				1.600
Molybdän (Mo)												
Nickel (Ni)												
Quecksilber (Hg)												< 0,1
Rubidium (Rb)												
Selen (Se)												
Uran (U)												< 10
Vanadium (V)												
Zink (Zn)												129
Zinn (Sn)												
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		18,85	22,59	42,90	58,70	10,47	10,27	10,47	8,97	18,72		32,50
o-Borsäure (H_3BO_3)		10,30	66,77	119,98	297,00	1,20	1,42	1,19				1,69
Feststoffsumme (mg/l)	850,52	1.318,81	10.316,61	45.498,74	22.710,89	14.814,93	21.587,57	18.349,84	4.910,97	4.672,27	7.341,39	7.786,23
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		45	51			47	52	34	2.745	2.090		1.439
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)												< 0,02
Lösungsinhalt (mg/l)		1.363,81	10.367,61			14.861,93	21.639,47	18.383,54	7.655,47	6.762,27		9.225,23
Titrierter Schwefel (mg/l)												
Literaturverweis	Stehlik (1972)	Stehlik (1972)	Goldbrunner & Kolb (1997a)	Goldbrunner & Kolb (1997a)	Goldbrunner & Kolb (1997a)	Pfleger (1993)	Pfleger (1993)	Pfleger (1993)	Kriegl & Goldbrunner (2012)	Foisner (1998)	Kriegl & Goldbrunner (2012)	Hollensteiner & Hahn (2001)

Tab. 97.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Laa an der Thaya, Salzerbad und Bad Schönau (Kapitel 4.1.1, 4.2.1, 4.3.2, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Deutsch-Altenburg, Schloßbrunnen	Bad Deutsch-Altenburg, Schloßbrunnen	Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	Bad Pirawarth, Thermal 1	Bad Pirawarth, Thermal 1	Bad Pirawarth, Neue Parkquelle	Oberlaa, Thermal 1	Oberlaa, Thermal 1	Oberlaa, Thermal 2	Baden, Marienquelle	Baden, Römerquelle	Baden, Römerquelle
Datum der Probenahme	02.08.2011	26.05.1989	1980	27.09.2012	20.07.1998	27.09.2012	22.04.2009	09.10.1987	31.10.2009	16.02.2010	16.02.2010	22.07.2009
Ergiebigkeit (l/s)		15			1			32	15			
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	2.400 (25° C)	4.610	4.560 (20° C)	4.040	38.600 (25° C)	163,4	4.760 (25° C)	4.880 (25° C)	4.930 (25° C)	2.310 (25° C)	2.280 (25° C)	2.300 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	21,5	28,6	24,6		28,2		47,6	53,8	46,3	34,2	30,7	35,3
pH	6,8	6,42	6,4	6,8	7,3	7,05	6,72	6,8	6,7	7,1	7,2	7,2
Redoxpotenzial (Eh) (mV)					-115		-135		-153			
Sauerstoff (O_2) (mg/l)									< 0,2			
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	246,2 / 43	770 / 61	750,1 / 57		7.800 / 88		550 / 40	513 / 40	531 / 42	173,76 / 30	168,54 / 29	157 / 26
Kalium (K)	36,8 / 4	0,68	56,2 / 3		117 / 1		23,8 / 1	22,5 / 1	46,8 / 2	9,28 / 1	8,42 / 1	13 / 1
Calcium (Ca)	173 / 35	288,4 / 26	318,2 / 28	392	390 / 5	286	476 / 40	446,6 / 40	400 / 36	242,5 / 47	243,5 / 48	256 / 49
Magnesium (Mg)	55,9 / 18	81,4 / 12	81,6 / 12	254	280 / 6	110	136 / 19	123,5 / 18	133 / 20	67,4 / 22	66,26 / 22	70 / 22
Strontium (Sr)	3,6665		6,8		28,1		14,1 / 1	13,9 / 1	12,9 / 1	6,57 / 1	6,54 / 1	6,4 / 1
Barium (Ba)	0,0273		0,85		4,61		0,035		0,15	0,03	0,03	0,03
Eisen (Fe gesamt)	0,063	0,04	0,07	0,76	2,01	< 0,03	< 0,01		< 0,02	0,005 / 0	0,002	< 0,001
Mangan (Mn gesamt)	0,0123	0,01			0,05		< 0,01		0,024	< 0,001	< 0,001	0,001
Ammonium (NH_4)		2,17	2,22	65,90	70	2,16	1,31	1,25	1,45			
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	508,9 / 34	758,2 / 23	766 / 27		302 / 1		260 / 7	263,5 / 8	289 / 9	244,9 / 16	251,7 / 16	245,1 / 15
Carbonat (CO_3)									< 3			
Fluorid (F)	1,05	1,96	5,95		0,21		2,9	3,5	2,6	2,28	2,24	2
Chlorid (Cl)	347,5 / 39	989,4 / 51	1.022 / 63	14.900	13.500 / 99	11	840 / 42	845,8 / 43	840 / 43	272,38 / 30	266,36 / 30	271,7 / 29
Bromid (Br)		2,53	3,62		63,5		0,74		0,9			
Iodid (I)		1,05	1,3		12,2		0,2	0,2	0,2			
Sulfat (SO_4)	321,2 / 27	657,2 / 25	192,3 / 9	< 1	< 10	500	1.380 / 51	1.302 / 49	1.180 / 45	665,98 / 54	663,85 / 54	713,6 / 56
Nitrat (NO_3)	< 0,5	0,07		< 1	< 10	< 1	< 0,5		< 0,2	0,6	0,62	
Hydrogensulfid (HS)		26,3 / 1	14,5 / 1				6,1		64 / 3			
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)	3				< 50				< 20	< 1	< 1	2

Antimon (Sb)	0,4								9			
Arsen (As)	11				0,1		7,0		7	3	4	< 1
Beryllium (Be)												
Blei (Pb)	0,9				9,7				3	< 1	< 1	2
Cadmium (Cd)	< 0,1				1,1				< 0,3	< 1	< 1	< 1
Cäsium (Cs)												
Chrom (Cr)	0,1				< 50				< 5	< 1	< 1	< 1
Cobalt (Co)	0,1								< 5			
Kupfer (Cu)	1,9				< 50				< 5	< 1	< 1	< 1
Lithium (Li)	609	70	1.555		1.680		870	840	820	342		250
Molybdän (Mo)	1,5								< 5			
Nickel (Ni)	1								< 2			
Quecksilber (Hg)					< 0,1				0,19			
Rubidium (Rb)									60			
Selen (Se)									< 1			
Uran (U)	6,7						< 0,1		< 0,1			
Vanadium (V)	0,3								< 1			
Zink (Zn)	6,5				60				< 100	20	10	2
Zinn (Sn)									21			
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		22,80	22,20		13,00		42,00	42,90	44,8	29,2	27,7	27,9
o-Borsäure (H_3BO_3)		31,02	76,50		33,70		11,00	8,39	12			
Feststoffsumme (mg/l)	1.694,90	3.633,30	3.321,97	15.613,92	22.618,13	909,27	3.745,06	3.587,88	3.559,09	1.715,29	1.705,76	1.762,95
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		322	367		11			68	68			
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)		2,6	42,8					21	74			
Lösungsinhalt (mg/l)		3.957,90	3.731,77		22.629,13		3.751,16	3.698,88	3.700,89			
Titrierter Schwefel (mg/l)		81,2	49,4				6,1			8	4,8	
Literaturverweis	FA Geochemie, GBA (2011)	Raber (1989)										

Tab. 98.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Deutsch-Altenburg, Bad Pirawarth, Oberlaa und Baden (Kapitel 4.4.1–4.4.4, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Maltern, Anna-Quelle	Maltern, Anna-Quelle	Maltern, Doris-Quelle	Linsberg, Thermal 1b	Linsberg, Thermal 1b	Bad Vöslau, Ursprungsqellen	Bad Vöslau, Ursprungsquellen	Bad Vöslau, Bohr-brunnen VII	Bad Vöslau, Bohrbrunnen VI/2
Datum der Probenahme	03.10.2016	16.01.2012	16.01.2012	19.07.2011	14.10.2004	12.03.2010	15.05.2001	12.03.2010	12.03.2010
Ergiebigkeit (l/s)	Hahnentnahme	0,08	0,14		4				
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	4.110 (25° C)	4.250 (25° C)	2.500 (25° C)	2.310 (25° C)	2.270 (20° C)	745 (25° C)	749 (25° C)	856 (25° C)	848
Auslauftemperatur (° C)	12,7	11,5	13,6	25,9	24	21	22	32	32
pH	6,58	6,5	6,5	7,01	7,09	7,19	7,37	7,07	7,27
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	+30								
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	1,56	2,40			4,60				
Kationen (mg/l) / (Eq%)									
Natrium (Na)	395,38 / 33	370 / 30	320 / 52	34,1 / 5	45,5 / 6	9,53 / 5	10,2 / 5	14,06 / 7	14,32 / 7
Kalium (K)	11,77 / 1	9	8,1 / 1	8,9 / 1	8,1 / 1	1,71 / 1	1,6	1,88 / 1	2,01 / 1
Calcium (Ca)	71,83 / 7	69 / 6	140 / 26	402,7 / 62	428,5 / 60	94,07 / 57	103 / 58	99,52 / 55	101,97 / 55
Magnesium (Mg)	369,69 / 59	410 / 63	66 / 20	128,3 / 32	144,5 / 33	37,75 / 37	38,7 / 36	40,51 / 37	41,45 / 37
Strontium (Sr)	5,1	5,8	3,4	8,10 / 1	11,53 / 1	1,75	1,3	2,96 / 1	2,95 / 1
Barium (Ba)	0,0002	0,16	0,034	0,0148	< 0,02	0,05	0,02	0,045	0,046
Eisen (Fe gesamt)	1,306	1,7	2,5	0,181	1,38	0,006	< 0,01	0,002	< 0,001
Mangan (Mn gesamt)	0,028	0,024	0,130	0,0055	0,05	0,1	< 0,001	0,1	0,0001
Ammonium (NH_4)		0,062	1				< 0,03		
Anionen (mg/l) / (Eq%)									
Hydrogencarbonat (HCO_3)	2.525,5 / 81	2.545 / 80	1.204 / 72	196,5 / 10	238 / 11	298,5 / 63	311 / 59	246,3 / 45	245,8 / 46
Carbonat (CO_3)									
Fluorid (F)	< 0,5	0,34		1,63	1,5	0,51	0,6	0,85	0,83
Chlorid (Cl)	297,54 / 16	320 / 17	200 / 21	17,4 / 2	66,6 / 5	14,92 / 5	17 / 6	20,65 / 7	20,38 / 7
Bromid (Br)	0,0014	< 0,3	< 0,3		0,08		0,9		
Iodid (I)	0,0003	< 0,1	< 0,1		< 0,05		< 0,01		
Sulfat (SO_4)	71,36 / 3	75 / 3	96 / 7	1.368,2 / 88	1.396,3 / 83	119,73 / 32	146 / 35	204,87 / 48	201,32 / 48
Nitrat (NO_3)	< 0,5	1,2	1		0,43	5,5	4,5	0,78	0,78
Hydrogensulfid (HS)		< NWG	< NWG		8,9 / 1				
Spurenelemente (µg/l)									
Aluminium (Al)	< QL	< 10	< 10	2		1		1	1

Antimon (Sb)	0,03	< 0,5	12		< 1				
Arsen (As)	4,98	7,5	7,6	25	< 1	3	< 1	4	5
Beryllium (Be)	< QL								
Blei (Pb)	0,13	< 1	< 1	0,2	< 1	< 0,5	< 5	< 0,5	< 0,5
Cadmium (Cd)	< QL	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,1
Cäsium (Cs)									
Chrom (Cr)	0,16	< 0,1	< 1	< 0,1	13	0,2	< 4	0,27	0,32
Cobalt (Co)	0,68								
Kupfer (Cu)	0,83	< 50	< 50	1,6	< 5	1,2	< 3	1,2	1,2
Lithium (Li)	700,78	520	370	96		13		19	20
Molybdän (Mo)	0,29			13,60					
Nickel (Ni)	38,04	42,00	25	0,40	< 1				
Quecksilber (Hg)	< QL	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,01		< 0,5		
Rubidium (Rb)	34,65								
Selen (Se)	8,42	11	< 3		< 1				
Uran (U)	1,32	< 0,1	< 1	1,2	1,43				
Vanadium (V)	0,10			< 0,1					
Zink (Zn)	< QL	25	< 10	6,8	< 1	3	< 15	4	3
Zinn (Sn)	0,02								
Undissoziierte Stoffe (mg/l)									
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	114,10	56,95	35,76		19,3		11		
o-Borsäure (H_3BO_3)	27,82	24,01	20,02				< 2,9		
Feststoffsumme (mg/l)	3.892,06	3.888,85	2.098,36	2.166,15	2.370,68	584,16	645,82	632,53	631,88
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		1.188	580		1	28,9	44	27	17
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)							< 0,02		
Lösungsinhalt (mg/l)		5.076,85	2.678,36		2.371,38	613,06	689,82	659,93	649,08
Titrierter Schwefel (mg/l)			< NWG		16				
Literaturverweis	BOKU (Ultraspuren)	Kaszoni (2012)	Kaszoni & Schweighardt (2012)			FA Geochemie, GBA (2011)	Schwarz (2001)	FA Geochemie, GBA (2011)	FA Geochemie, GBA (2011)

Tab. 99.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Maltern, Linsberg und Bad Vöslau (Kapitel 4.3.1, 4.4.5, 4.4.6, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen	1980							29,2	Hacker & Zötl (1993a)
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	04.08.2011	-10,92	3,1	-10,99	-78,2	20			Süveges (2011)
Bad Deutsch-Altenburg, Schlossbrunnen	26.05.1989						0,181	29,97	Raber (1989)
Bad Pirawarth, Thermal 1	21.03.–02.04.1997			-4,75					Berger (2004)
Bad Pirawarth, Thermal 1	24.03.1997, Rückstell-probe Analyse 2013			-4,85	-43,37				Mykhaylyuk (2016)
Bad Schönau III	10.04.2000		0,3	-10,9	-77,3				Papesch (2000), zit. nach Kriegl & Goldbrunner (2001)
Bad Schönau IV	26.06.2001						0,464	0,486	Hollensteiner & Hahn (2001), zit. nach Kriegl & Goldbrunner (2001)
Bad Schönau IV	08.03.2001		0,8	-11,56	-63,3				Papesch (2001), zit. nach Goldbrunner & Gold (2002)
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VI/2	12.03.2010		< 0,5	-10,93	-76,4				Götzl et al. (2012)
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VI/2	07.05.2001	-7,79	< NWG						Tesch (2001)
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VII	29.04.2009		< 0,16	-10,92	-78,3				Götzl et al. (2012)
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VII	07.05.2001	-7,39	< NWG						Schwarz (2001)
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	12.03.2010		1,4	-10,98					Götzl et al. (2012)
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	07.05.2001	-9,69	1,69						Schwarz (2001)
Bad Vöslau, Ursprungsquellen	Zeitpunkt vor 1993	-9,55	5	-11,00		+21,8			Stehlik (1995c)
Baden, Josefsquelle	16.02.2010		1,5	-11,49	-82,9				Götzl et al. (2012)
Baden, Josefsquelle	vor 1993					+23,2			Hacker & Zötl (1993b)
Baden, Marienquelle	16.02.2010		1,3	-11,49	-83,1				Götzl et al. (2012)
Baden, Marienquelle	vor 1993					+25,5			Hacker & Zötl (1993b)
Baden, Römerquelle	16.02.2010		1,8	-11,54	-83,3				Götzl et al. (2012)
Baden, Römerquelle	29.08.2005	-8,8	1,9	-11,50	-82,8		0,16	8,3	Klenner & Kaszoni (2005)
Laa an der Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjura)	1996			-5,45	-46,5				Goldbrunner & Kolb (1997a)
Laa an der Thaya, Thermal Nord 1 (Oberjura)	20.03.1996						3,33		Goldbrunner & Kolb (1997a)
Laa an der Thaya, Thermal Süd 1 (Egerium)	13.02.1995			+0,73	-19,2				Goldbrunner & Kolb (1997a)
Laa an der Thaya, Thermal Süd 1 (Oberjura)	1993			-0,38	-16,1				Goldbrunner & Kolb (1997a)

Linsberg, Thermal 1b	04.08.2011	-4,22	0,4	-11,84	-85,6	+22,3			Götzl et al. (2012)
Linsberg, Thermal 1b	03.09.2004		< 0,81	-11,8			1,61	60,5	Schwarz (2005)
Maltern, Anna-Quelle	03.10.2016							25 ± 2	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Maltern, Anna-Quelle	16.01.2012		0,9 ± 0,2	-9,62	-69,3		0,29	18	Kaszoni (2012)
Maltern, Doris-Quelle	16.01.2012		2,2 ± 0,3	-9,64	-69,4		0,27	8	Kaszoni & Schweighardt (2012)
Oberlaa, Thermal 1	22.09.2009			-12,88	-93,6		1,423	18,3	Eichinger et al. (2009a)
Oberlaa, Thermal 1	1987	-9,5	< NWG	-12	-88,3	+27,7	0,88	15,5	Stehlik (1987), zit. nach Eichinger et al. (2009a)
Oberlaa, Thermal 2	31.10.2009	-8,8	< 0,6	-12,22	-86,5		1,46	13,0	Eichinger et al. (2009b)
Salzerbad, Quelle I	06.06.1991		16,4 ± 1,0						Pfleger (1993)
Salzerbad, Quelle III	06.06.1991		12,0 ± 0,9						Pfleger (1993)
Salzerbad, Quelle IV	06.06.1991		15,4 ± 1,0						Pfleger (1993)

Tab. 100.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Niederösterreich und Wien (Kapitel 4, Teil 1).

15 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Oberösterreich

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Zell, Hedwigsbründl	Bad Zell, Krinner Quelle 1	Bad Zell, Krinner Quelle 3	Bad Zell, Krinner Quelle 4	Bad Zell, Krinner Quelle 4	Bad Zell, Höllgrafen-Quelle 4	Frankenmarkt, Brunnen 2 (Quelle II)	Frankenmarkt, Brunnen 2 (Quelle II)	Frankenmarkt, Brunnen 4 (Lebensquell)	Frankenmarkt, Brunnen 5	Suben, Fluoridquelle
Datum der Probenahme	13.04.2015	20.04.2015	20.04.2015	20.04.2015	12.11.1988	20.04.2015	15.05.2008	23.03.1993	15.08.2008	01.07.2013	05.10.1999
Ergiebigkeit (l/s)	0,2	1	0,02	0,33		0,43		5,5		2,00	
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	480 (25° C)	122 (25° C)	122 (25° C)	146 (25° C)		269 (25° C)	286 (20° C)	280 (20° C)	226 (20° C)	295 (20° C)	812 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	7,4	9,5	8,0	7,7		8,2	10,5	10,0	10,0	10,4	
pH	5,70	7,13	7,51	7,50		6,62	7,41	7,95	7,52	7,7	8,15
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	+290							+255			
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	14,7									0,7	
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	49,6 / 53	7,79 / 28	7,1 / 28	8,94 / 28	7,84 / 24	20,25 / 37	4,6 / 5	4,5 / 6	4,5 / 6	5,84 / 8	
Kalium (K)	2 / 1	1,13 / 2	1,22 / 3	1,57 / 3	1,18 / 2	1,69 / 2	0,9 / 1	0,92 / 1	0,8 / 1	1,2 / 1	
Calcium (Ca)	27,6 / 34	11,93 / 49	11,89 / 53	14,72 / 53	15,19 / 53	21,77 / 46	44,2 / 58	37,13 / 55	34 / 56	34 / 52	
Magnesium (Mg)	5,5 / 11	3,07 / 21	2,27 / 17	2,69 / 16	3,49 / 20	4,49 / 16	16,8 / 36	15,64 / 38	13,5 / 37	15,4 / 39	
Strontium (Sr)	0,1201				0,092			0,26			
Barium (Ba)	0,0135				< 0,010		< 0,1	0,012	< 0,1		< 0,02
Eisen (Fe gesamt)	0,002	< 0,02	< 0,02	< 0,02		< 0,02	< 0,005	< 0,05	< 0,005	< 0,01	0,19
Mangan (Mn gesamt)	0,0019						< 0,005	< 0,01	< 0,005	0,0066	
Ammonium (NH_4)							< 0,05	0,008	< 0,05	< 0,05	1,2
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	26,6 / 12	20,7 / 47	28,1 / 53	40,3 / 59	14 / 30	21,4 / 17	207 / 94	195,5 / 95	163 / 92	177 / 88	
Carbonat (CO_3)											
Fluorid (F)	0,06	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,75	< 0,5	0,1	0,004	0,1		
Chlorid (Cl)	100 / 76	2,47 / 10	3,19 / 10	4,1 / 10	4,72 / 17	53,48 / 73	0,6	0,85 / 1	< 0,6	6,5 / 6	6,6
Bromid (Br)								0,025			
Iodid (I)					< 0,020		< 0,1	0,024	< 0,1		
Sulfat (SO_4)	21,5 / 12	15,38 / 44	15,15 / 36	16,88 / 31	19,17 / 52	9,41 / 10	9,5 / 5	7,6 / 5	10,6 / 8	10,4 / 7	< 1
Nitrat (NO_3)	24,6 / 0	26,94	16,44	27,45	35,21	16,42	< 0,5	0,47		< 1	< 1
Hydrogensulfid (HS)											
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)	2	< 10	< 10	< 10		< 10	< 20		< 20		

Antimon (Sb)							< 1		< 1		
Arsen (As)	< 0,1						< 1		< 1		
Beryllium (Be)											
Blei (Pb)	< 1	< 5	< 5	< 5	11	< 5	< 1	< 0,8	< 1		
Cadmium (Cd)	0,1	< 1	< 1	< 1	0,57	< 1	< 0,03		< 0,03		
Cäsium (Cs)	< 0,1										
Chrom (Cr)	0,3	< 5	< 5	< 5		< 5	< 5		< 5		
Cobalt (Co)	< 0,1										
Kupfer (Cu)	1,9	< 10	< 10	< 10	3	< 10	15	< 1	15		
Lithium (Li)	7	23	10	8		10		< 0,1			
Molybdän (Mo)		2	< 2	< 2		< 2					
Nickel (Ni)	1	< 10	< 10	< 10		< 10	< 0,002		< 0,002		
Quecksilber (Hg)							< 0,1		< 0,1		
Rubidium (Rb)	1										
Selen (Se)							< 1		< 1		
Uran (U)	0,9				0,04			< 3,7			
Vanadium (V)	< 0,1										
Zink (Zn)	6	< 50	< 50	< 50	< 20	< 50	< 100	26	< 100		
Zinn (Sn)											
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)							27,30	38,00	29,80		
o-Borsäure (H_3BO_3)							1,14	0,10	< NWG		
Feststoffsumme (mg/l)	257,59	89,53	85,33	117,18	101,66	149,63	312,16	301,06	256,30	250,35	
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	109						9	34			
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)							< 0,02				
Lösungsinhalt (mg/l)	366,35						321,16	335,06	256,30		
Titrierter Schwefel (mg/l)											
Literaturverweis	FA Geochemie, GBA (2015)	Seibersdorf Laboratories (2015)	Seibersdorf Laboratories (2015)	Seibersdorf Laboratories (2015)	Zötl (1993g)	Seibersdorf Laboratories (2015)	Schwarz (2008a)	Stehlik (1995a)	Schwarz (2008b)	Agrolab, zit. nach Gasser (2014)	Begert (1999)

Tab. 101.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Zell, Frankenmarkt und Suben (Kapitel 5.1.1, 5.2.1, 5.2.3, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Altheim, Themal 1a	Altheim, Themal 1a	Obernberg, Oberfeld 1	Reichersberg, Reichersberg 2	Geinberg, Thermal 2	Geinberg, Geinberg 1	Gallspach, Thermal 1	Bad Schallerbach, S1	Bad Schallerbach, S1	Bad Schallerbach, S2	Bad Schallerbach, S2
Datum der Probenahme	04.10.2016	08.05.1990	05.03.2004	21.04.1982	26.01.1999	04.03.1980	10.04.2008	2010	06.05.2003	2010	06.05.2003
Ergiebigkeit (l/s)	Entnahmehahn	46		2,7	19						
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	1.395 (25° C)	1.184 (20° C)		1.356 (20° C)	1.357 (25° C)	1.260 (20° C)	2.460 (25° C)	510	511 (20° C)	745	768 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	53,8	100,0	79,2	57,7	99,4	88,8	35,5	37,1	36,5	40,2	39,8
pH	7,48	8,4	7,30	7,4	7,24	7,65	7,78	8,20	8,29	8,20	8,19
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	-264				-211		-240				
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	0,8										
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	293,08 / 92	294,27 / 93	299 / 92	300 / 87	286 / 92	285 / 93	594 / 98	164 / 97	155,7 / 96	178 / 98	223,4 / 98
Kalium (K)	21,83 / 4	17,2 / 3	17,5 / 3	14,8 / 3	17,6 / 3	16,5 / 3	6,1 / 1	1,3	3,6 / 1	1,2	6,1 / 2
Calcium (Ca)	8,6 / 3	8,02 / 3	11,8 / 4	22,9 / 8	9,2 / 3	8,26 / 3	3 / 1	2,5 / 2	2,9 / 2	1,1 / 1	0,80
Magnesium (Mg)	1,42 / 1	1,7 / 1	2,07 / 1	5,2 / 3	1,8 / 1	1,39 / 1	1,1 / 0	0,8 / 1	0,55 / 1	0,5 / 1	0,30
Strontium (Sr)	0,0005			0,407	0,50		0,11		0,04		0,02
Barium (Ba)	0,0001			0,093	0,17		0,041		0,0047		0,0032
Eisen (Fe gesamt)	0,0261	0,13	0,0170	0,21	0,063	0,14	0,26		0,01		< 0,01
Mangan (Mn gesamt)	1		< 0,005	0,03	< 0,03	< 0,1	0,01		0,06		0,02
Ammonium (NH_4)		1,9	2,1	1,95	2,2	2,09 / 0	3,1	0,24	0,2	0,33	0,3
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	543,1 / 64	516,1 / 64	590,5 / 68	591,9 / 65	536 / 65	527,8 / 65	985 / 63	319 / 87	363,3 / 86	438 / 77	433,2 / 72
Carbonat (CO_3)		9,09					< 3				
Fluorid (F)	0,004	6		6,1	3,0	6,06	11	0,9	0,6	1,4	1,5
Chlorid (Cl)	174,38 / 35	167,7 / 36	161 / 32	180,7 / 34	161,5 / 34	158,5 / 34	317 / 35	22 / 10	25,6 / 10	75 / 23	86,3 / 25
Bromid (Br)	0,0009	0,6		0,81		0,48	2		1,3		0,9
Iodid (I)	0,0004	0,47		0,48	0,06	0,51	0,67		0,2		0,15
Sulfat (SO_4)	4,85 / 1	1,9	5,4 / 1	1,55	4,5 / 1	7,21 / 1	29 / 2	6,3 / 2	6,7 / 2	3,9 / 1	7,2 / 2
Nitrat (NO_3)	< 0,5		< 1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,3		0,9		
Hydrogensulfid (HS)		2,17		0,1	2,17		0,16		4,1 / 2		4,6 / 1
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)	< QL				19		13		< 0,1		1

Antimon (Sb)	< QL						< 1				
Arsen (As)	0,62			1	0,57		3		0,5		2,1
Beryllium (Be)											
Blei (Pb)	< QL			2,3	< 1	7	< 0,5		< 0,5		< 0,5
Cadmium (Cd)	< QL			0,5	< 0,05		< 0,2		< 0,5		< 0,5
Cäsium (Cs)											
Chrom (Cr)	< QL				0,9	20	< 1		1		2
Cobalt (Co)	< QL				1,3						
Kupfer (Cu)	< QL			11,0	< 0,7				2,4		1,2
Lithium (Li)	266,58	280		320	270	300	120		20		20
Molybdän (Mo)	0,12										
Nickel (Ni)	< QL				2,4		< 1		< 0,5		< 0,5
Quecksilber (Hg)	0,0028			< 0,1	< 1		< 0,1				
Rubidium (Rb)	47										
Selen (Se)	9,95			< 0,1	< 0,1	10	< 1				
Uran (U)	< QL			< 0,04					< 0,5		< 0,5
Vanadium (V)	< QL										
Zink (Zn)	8,66			189,0	< 6						
Zinn (Sn)	< QL										
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	99,69	94,55		50,9	91,70	104,0	44,50		28,20		25,90
o-Borsäure (H_3BO_3)	9,72	9,73		8,60	10,60	7,08	14,30		0,91		2,57
Feststoffsumme (mg/l)	1.157,99	1.131,76	1.089,37	1.187,25	1.127,60	1.125,32	2.011,48	517,04	594,00	699,43	794,09
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)				53	15	13,78	31		< 4		< 4
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)		0,04		0,03	1,4		0,029		0,17		0,17
Lösungsinhalt (mg/l)		1.131,80		1.239,78	1.144,40	1.139,10	2.042,51		594,17		794,26
Titrierter Schwefel (mg/l)		2,2			3,4	2,26		4,3	4,0	5,1	4,6
Literaturverweis	BOKU (Ultraspuren)	Deetjen & Job-Egger (1990)	Goldbrunner et al. (2007b)	Stehlik (1983c)	Polz (1999b)	Deetjen et al. (1980)	Zerbe & Koch (2008)	Goldbrunner & Shirbaz (2012)	Greschonig (2003a)	Goldbrunner & Shirbaz (2012)	Greschonig (2003b)

Tab. 102.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Altheim, Obernberg, Reichersberg, Geinberg, Gallspach und Bad Schallerbach (Kapitel 5.2.4–5.2.9, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Weinberg, Quelle 1	Bad Weinberg, Quelle 2	Bad Weinberg, Quelle 2	Bad Weinberg, Quelle 2	Bad Hall, Bad Hall 1	Bad Hall, Paracelsusquelle	Bad Hall, Tassiloquelle	Bad Hall, Guntherbründquelle	Bad Goisern, Schwefelquelle
Datum der Probenahme	04.09.2013	04.09.2013	01.12.1987	1970	15.07.1981			1954	31.08.2011
Ergiebigkeit (l/s)	ca. 0,026	ca. 0,07	0,67		0,27				1
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	2.010 (25° C)	2.160 (25° C)	2.020 (20° C)		27.600 (20° C)	29.000 (25° C)			1.025 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	12,3	13,0	13,0	11,2	19,6	15,6	12,1		18,8
pH	6,24	6,54	6,30		7,67	8,06	7,56		8,26
Redoxpotenzial (Eh) (mV)									
Sauerstoff (O_2) (mg/l)									
Kationen (mg/l) / (Eq%)									
Natrium (Na)	29 / 5	26,3 / 4	52,18 / 8	31,9 / 5	7.141,3	7.740	5.500	6.464	210 / 91
Kalium (K)	7,2 / 1	7,4 / 1		6,26 / 1		32	22	10,4	5,9 / 2
Calcium (Ca)	245 / 51	317 / 54	253 / 43	289,6 / 49	202,9	254	144	244,5	6,4 / 3
Magnesium (Mg)	120 / 41	143 / 41	169 / 48	158,6 / 44	121,2	159	100	156,1	4,6 / 4
Strontium (Sr)					18,8			13,0	
Barium (Ba)					0,3				0,057
Eisen (Fe gesamt)	7,1 / 1	3,3	6,82 / 1	13,8 / 2	5,1			6,1	0,1
Mangan (Mn gesamt)	0,3	0,2	0,11	0,23	0,2				
Ammonium (NH_4)	0,19	0,13	0,65		27,2	49	38	51,6	0,15
Anionen (mg/l) / (Eq%)									
Hydrogencarbonat (HCO_3)	242 / 16	374 / 20	291 / 16	300 / 16	278,6	256	281	425	167 / 29
Carbonat (CO_3)									
Fluorid (F)									8,9
Chlorid (Cl)	15,8 / 2	46,8 / 4	43,1 / 4	37 / 3	11.574,2	13.000	9.444	10.704	165 / 50
Bromid (Br)	< 0,5	< 0,5			126,5			78,2	
Iodid (I)					44,6			39,0	0,250
Sulfat (SO_4)	980 / 82	1.105 / 76	1.108 / 79	1.165 / 80	1,2	< 1			93 / 21
Nitrat (NO_3)	< 0,5	< 0,05	< 0,5		0,8				< 1
Hydrogensulfid (HS)									
Spurenelemente (µg/l)									
Aluminium (Al)				4.900				Spuren	< 10

Antimon (Sb)									< 1
Arsen (As)									< 1
Beryllium (Be)									
Blei (Pb)									< 1
Cadmium (Cd)									< 1
Cäsium (Cs)									
Chrom (Cr)									< 5
Cobalt (Co)									
Kupfer (Cu)									< 5
Lithium (Li)					1.000			2.300	68
Molybdän (Mo)									
Nickel (Ni)									
Quecksilber (Hg)									< 0,1
Rubidium (Rb)									
Selen (Se)									< 1
Uran (U)									< 1
Vanadium (V)									
Zink (Zn)									< 10
Zinn (Sn)									
Undissoziierte Stoffe (mg/l)									
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	25,2	53,81	29,82	48,20		10,40	9,10	11,6	4,80
o-Borsäure (H_3BO_3)								168 (HBO_2)	0,80
Feststoffsumme (mg/l)	1.671,79	2.076,94	1.953,68	2.055,49	19.544,9	21.501,4	15.576,1	18.373,8	667,03
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	120	140		94	32,2			26,0	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)									
Lösungsinhalt (mg/l)	1.791,79	2.216,94		2.149,49	19.577,1			18.399,8	
Titrierter Schwefel (mg/l)									2,2
Literaturverweis	Buchberger (2013a)	Buchberger (2013b)	Gattinger & Zötl (1993)	Carlé (1975)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Goldbrunner (1988)	Goldbrunner (1988)	Schmölzer (1954)	Deetjen (2011)

Tab. 103.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Weinberg, Bad Hall und Bad Goisern (Kapitel 5.2.10, 5.2.11, 5.3.1, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Neu)	Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Alt)	Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Alt)	Bad Ischl, Schwefelquelle I (Schauberger-Quelle)	Bad Ischl, Schwefelquelle II (Alte Schwefel-quelle)	Bad Ischl, Schwefelquelle II (Alte Schwefel-quelle)	Bad Ischl, Schwefelquelle III (Dr. Nusko-Quelle)	Windischgarsten, Dilly-Quelle	Windischgarsten, Puchriegler Quelle	Windischgarsten, Puchriegler Quelle	Windischgarsten, Egglhofquelle	Windischgarsten, Laiminger Quelle	Windischgarsten, Schwefelquelle Pyhrn
Datum der Probenahme	nicht bekannt	1966	1950	1966	1974	1966	1966	22.07.2015	22.07.2015	1958	22.07.2015	22.07.2015	22.07.2015
Ergiebigkeit (l/s)								< 0,1	0,03			< 0,1	< 0,3
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	220.000 (20° C)	4.476,7 (20° C)						19.070 (25° C)	2.610 (25° C)		1.366 (25° C)	470 (25° C)	1.186 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	7	8,5	12,5	12,2	12,3	13,2	12,4	25,6	13,4		11,4	11,5	7,7
pH		7,6						6,95	7,11		7,5	6,92	7,22
Redoxpotenzial (Eh) (mV)								-105	-330		-126	-146	+150
Sauerstoff (O_2) (mg/l)								1,3	1,8		3,6	4,9	
Kationen (mg/l) / (Eq%)													
Natrium (Na)	107.000 / 98	1.026 / 91	2.774 / 93	3.119 / 93	2.164 / 90	2.195 / 89	3.629 / 90	3.300,8 / 68	38,1 / 4	100	151,1 / 45	5 / 4	4,1 / 1
Kalium (K)		Na + K	91 / 2		14,5	34,8 / 1		36,3	2,2		4,2 / 1	5,9 / 3	1,1
Calcium (Ca)	1.080 / 1	65,4 / 7	107 / 4	90 / 3	96,2 / 5	97 / 5	140 / 4	888,9 / 21	629,4 / 85	588	82,9 / 28	58,5 / 52	215,9 / 76
Magnesium (Mg)	380 / 1	14,5 / 2	19 / 1	77,3 / 4	69,5 / 5	66,64 / 5	119,9 / 6	275,5 / 11	45,8 / 10	45	46,7 / 26	25,8 / 38	37,2 / 22
Strontium (Sr)								14,137	10,10 / 1		0,824	0,630	4,431 / 1
Barium (Ba)								0,012	0,0136		0,0346	0,0584	0,0189
Eisen (Fe gesamt)		Spuren			0,06	0,056		6,016	0,043		0,055	5,556 / 4	0,017
Mangan (Mn gesamt)						< 0,1		0,070	0,028		0,248	0,474	0,0093
Ammonium (NH_4)	26,5 / 0												
Anionen (mg/l) / (Eq%)													
Hydrogencarbonat (HCO_3)		276,2 / 9	508 / 6	368,3 / 4	366,7 / 6	391,6 / 6	320,4 / 3	261,9 / 2	370 / 17	259,0	329,3 / 37	298,2 / 92	240 / 28
Carbonat (CO_3)					4,5	4							
Fluorid (F)					4			0,93	0,19		0,14	0,20	0,31
Chlorid (Cl)	198.000 / 98	1.530 / 88	4.277 / 92	3.527 / 68	2.133 / 58	2.198 / 58	4.195 / 68	5.618,5 / 73	33,1 / 3	30,5	80,6 / 15	4,6 / 2	5,4 / 1
Bromid (Br)													
Iodid (I)													
Sulfat (SO_4)	5.910 / 2	67 / 3	105 / 2	1.893 / 27	1.774 / 35	1.763 / 34	2.377 / 29	2.672 / 25	1.423,7 / 81	1.388,0	340,4 / 48	13,1 / 5	487,1 / 71
Nitrat (NO_3)		Spuren							< 0,5		< 0,5	< 0,5	< 0,5
Hydrogensulfid (HS)				52,7 / 1	50,09 / 1	57,04 / 2	0,034						
Spurenelemente (µg/l)													
Aluminium (Al)						26		210	230		242	418	215

Antimon (Sb)													
Arsen (As)								4,2	< 1		< 1	10,9	< 1
Beryllium (Be)													
Blei (Pb)								< 1	< 1		< 1	12,6	< 1
Cadmium (Cd)								< 1	< 1		< 1	< 1	< 1
Cäsium (Cs)								2,3	< 1		< 1	< 1	< 1
Chrom (Cr)								1,4	< 1		3,2	2,3	< 1
Cobalt (Co)								< 1	< 1		< 1	< 1	< 1
Kupfer (Cu)								11,8	12,8		13	26,6	13,5
Lithium (Li)						830		98	27		8	4	5
Molybdän (Mo)								< 1	< 1		< 1	7,00	< 1
Nickel (Ni)								31,70	21,50		9,60	14,40	12,10
Quecksilber (Hg)													
Rubidium (Rb)								27	< 1		2	< 1	< 1
Selen (Se)													
Uran (U)								< 1	< 1		< 1	< 1	< 1
Vanadium (V)								< 1	< 1		< 1	< 1	< 1
Zink (Zn)								128,2	22,1		23,1	111,8	30,9
Zinn (Sn)													
Undissoziierte Stoffe (mg/l)													
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)					28,60	25,81							
o-Borsäure (H_3BO_3)					7,71								
Feststoffsumme (mg/l)	312.396,50	2.979,10	7.881,00	9.127,30	6.712,86	6.829,75	10.781,33	13.075,58	2.552,75	2.410,5	1.036,78	418,59	995,87
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		5											
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)				9,78	3,890	4,19	1,260						
Lösungsinhalt (mg/l)		2.984,10		9.137,08	6.716,75	6.833,94	10.782,59						
Titrierter Schwefel (mg/l)				60,3	53,0	59,3	34,3			52,3			
Literaturverweis	Betreiberinformation (2017)	Schauberger (1979)	Carlé (1975)	Schauberger (1979)	Schauberger (1979)	Schauberger (1979)	Schauberger (1979)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	Schauberger (1979)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA

Tab. 104.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Ischl und Windischgarsten (Kapitel 5.3.2, 5.3.3, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Altheim, Thermal 1a	04.10.2016							< 10	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Altheim, Thermal 1a	24.07.2003	-4	0,2		-80,3				Tesch (2003), zit. nach Goldbrunner et al. (2007a)
Altheim, Thermal 1a	11.06.1990	-1,39	< 1,5	-10,20	-82,7		0,0137	5,3	Forster (1993a)
Bad Goisern, Schwefelquelle	31.08.2011		< 6 Bq/l			+14,9	0,10	1,47	Deetjen (2011)
Bad Hall, Paracelsusquelle	1988			+1	-9				Goldbrunner (1988)
Bad Hall, Tassiloquelle	1988			-1,6	-24				Goldbrunner (1988)
Bad Ischl, Schwefelquelle I (Schauberger-Quelle)	vor 1979					+16,8			Schauberger (1979)
Bad Ischl, Schwefelquelle II (Alte Schwefelquelle)	vor 1979					+17,4			Schauberger (1979)
Bad Ischl, Schwefelquelle II (Alte Schwefelquelle)	vor 1979					+15,1			Schauberger (1979)
Bad Schallerbach, S1	09.05.2003						< 0,3 pCi/l	15,54	Greschonig (2003a)
Bad Schallerbach, S1	29.03.1995	-15,12		-11,26	-79,3				Schubert (1996)
Bad Schallerbach, S1	1991	-15,34		-11,78	-84,6				Schubert (1996)
Bad Schallerbach, S1	1983						0,03	18,5	Institut für analytische Chemie der Universität Graz (1983), zit. nach Gattinger (1993)
Bad Schallerbach, S2	09.05.2003						0,0185	11,1	Greschonig (2003b)
Bad Schallerbach, S2	29.03.1995	-12,13		-11,59	-81,8				Schubert (1996)
Bad Weinberg, Quelle 1	04.09.2013						< NWG	10,2	Buchberger (2013a)
Bad Weinberg, Quelle 2	04.09.2013						< NWG	4,85	Buchberger (2013b)
Bad Zell, Hedwigsbründl	05.10.2016							460 ± 11	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Bad Zell, Höllgrafen-Quelle 1	1983							403,3	Zötl (1993g)
Bad Zell, Krinner Quelle 1	1983							1.117,4	Zötl (1993g)
Bad Zell, Krinner Quelle 3	1983							547,6	Zötl (1993g)
Bad Zell, Krinner Quelle 4	1983							440,3	Zötl (1993g)
Bad Zell, Krinner Quellen nicht differenziert	1989			-11,95	-84,5				Zötl (1993g)
Bad Zell, Krinner Quellen nicht differenziert	1984		64,1 ± 3,1						Zötl, 1993g
Frankenmarkt, Brunnen 2 (Quelle II)	23.03.1993		1,7 ± 0,4				0,011	5,92	Stehlik (1995a)

Gallspach, Thermal 1	22.07.1995		< 0,5				0,02	15,23	Stehlik (1995b)
Geinberg, Geinberg 1	23.12.1995	-1,91	< 1	-10,74	-78,7				Forster (1996)
Geinberg, Geinberg 1	07.12.1979			-10,64	-78,2				Hacker (1980)
Geinberg, Thermal 2	22.03.2001			-10,66	-80,5				Papesch (2001), zit. nach Goldbrunner et al. (2007a)
Geinberg, Thermal 2	26.01.1999		< 1,2				0,148	11,3	Polz (1999b)
Reichersberg, Reichersberg 2	1998			-10,30	-80,0				Huber (1998), zit. nach Goldbrunner et al. (2007a)
Reichersberg, Reichersberg 2	21.04.1982						0,081	5,6	Stehlik (1983c)
Windischgarsten, Dilly-Quelle	22.07.2015			-10,92	-79,0				Süveges (2015)
Windischgarsten, Egglhofquelle	22.07.2015			-10,77	-77,6				Süveges (2015)
Windischgarsten, Laiminger Quelle	22.07.2015			-10,81	-76,0				Süveges (2015)
Windischgarsten, Puchriegler Quelle	22.07.2015			-10,71	-75,1	+24,4			Süveges (2015)
Windischgarsten, Schwefelquelle Pyhrn	22.07.2015			-11,26	-79,2				Süveges (2015)

Tab. 105.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Oberösterreich (Kapitel 5, Teil 1).

16 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Salzburg

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Abtenau, St. Rupertusquelle	Abtenau, St. Rupertusquelle	Abtenau, St. Rupertusquelle	Abtenau, St. Rupertusquelle	Abtenau, Annenquelle	Abtenau, Annenquelle	Bad Vigaun, Barbaraquelle	Bad Vigaun Barbaraquelle	Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle	Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle	Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle	Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle	Bad Dürrnberg, Quelle Q/I	Bad Dürrnberg, Quelle Q/III
Datum der Probenahme	21.09.2016	01.10.2007	1988	1958	21.09.2016	01.10.2007	12.12.2007	1978	21.09.2016	23.08.1962	21.09.2016	1969	04.09.1953	26.08.1954
Ergiebigkeit (l/s)	0,4	0,33	1,3	1,1	0,05	0,125	1,1	2,0	0,04	0,05	0,06	0,03		0,07
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	9.480 (25° C)	8.450		9.926,5 (20° C)	9.350 (25° C)	8.550	11.350 (25° C)	10.840	12.530 (25° C)		4.460 (25° C)	8.000		7.299 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	11,3	11,0	12,3	11,5	11,3	10,8	26,3	31,9	11,4	11,5	11,6	8,6	12,1	11,2
pH	7,15	7,2	7,16		7,63	7,5	7,45	7,69	7,74	6,95	7,92	7,45	6,83	6,91
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	+89				+55				-175					
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	3,47				8,8		< 0,02		7,5		8,5			
Kationen (mg/l) / (Eq%)														
Natrium (Na)	1.205 / 54	1.200 / 50	1.287,5 / 53	1.720 / 59	1.182/ 53	1.100 / 48	1.800 / 63	2.004 / 61	1.779 / 60	1.869 / 60	506 / 52	1.510 / 53	6.529 / 83	3.363 / 86
Kalium (K)	24,1 / 1	20	23,92 / 1	27,8 / 1	23,8 / 1	19	18	15,8	24,4	54,5 / 1	7,39	36,7 / 1	90,6 / 1	Na+K
Calcium (Ca)	694 / 35	802,9 / 39	739,5 / 35	798,5 / 31	688 / 36	790 / 40	570 / 23	642,9 / 23	593 / 23	623,2 / 23	264 / 31	570,3 / 23	722,9 / 10	263,9 / 8
Magnesium (Mg)	123 / 10	134 / 11	137,6 / 11	144,6 / 9	123 / 10	132,5 / 11	210 / 14	208,8 / 12	251 / 16	277,3 / 17	88,6 / 17	348,2 / 23	265,02 / 6	123 / 6
Strontium (Sr)	10,2		10,56		10,1		16	10,7	13,9		4,96			
Barium (Ba)	0,016		0,012		0,0158		0,017	0,135	0,00562		0,0107			
Eisen (Fe gesamt)	0,187	0,077	0,275	0,330	0,269	0,065	0,30	1,53 / 3	< QL	0,05	0,0079	0,002		0,2
Mangan (Mn gesamt)	0,0226	< 0,006	0,004	0,01	0,0264	< 0,005	0,04	0,26	0,00194		0,00131	0,012		
Ammonium (NH_4)		< 0,0037				< 0,0037	0,24	0,03					0,36	
Anionen (mg/l) / (Eq%)														
Hydrogencarbonat (HCO_3)	302,8 / 5	308 / 6	302,6 / 5	298,6 / 4	302,3 / 5	333 / 6	11	107,7 / 1	120,0 / 1	141,6 / 2	227,9 / 8	115,6 / 2	220,2 / 1	251 / 2
Carbonat (CO_3)														
Fluorid (F)	0,4		0,36		0,3		2	3,73	1,9		0,9	2,69		
Chlorid (Cl)	2.004,4 / 54	1.700 / 53	2.050,2 / 55	2.689 / 60	2.009,6 / 54	1.700 / 52	2.568 / 58	2.747 / 57	2.859,4 / 57	2.729 / 57	823,6 / 48	2.121 / 52	9.981 / 82	4.640 / 78
Bromid (Br)	1,4		2,05		1,4		1,3		1,2 / 0		0,34		4,06	
Iodid (I)	0,02		0,054		0,03		< 0,05	0,06	0,05 / 0		< 0,02		0,08	
Sulfat (SO_4)	2.049,7 / 41	1.800 / 41	2.050,4 / 40	2.228 / 36	2.067,3 / 41	1.900 / 43	2.529 / 42	2.773 / 42	2.777,6 / 41	2.726 / 42	1.011,3 / 44	2.572 / 46	2.841 / 17	1.616 / 20
Nitrat (NO_3)		< 0,013			< 0,5	< 0,013	< 0,5	0,02	3,9		2,1	3,24		
Hydrogensulfid (HS)							2,1			1,02			1,75	0,46
Spurenelemente (µg/l)														
Aluminium (Al)	< QL			20	< QL		< 5	190	< QL		< QL		2.226	

Antimon (Sb)	< QL				< QL		< 1		< QL		< QL			
Arsen (As)	< QL				< QL		70		86,3		34,0			
Beryllium (Be)	< QL				< QL		< 1		< QL		< QL			
Blei (Pb)	< QL	< 2,5			< QL	< 2,5	< 1		< QL		< QL			
Cadmium (Cd)	0,12				0,12		< 1		0,13		0,05			
Cäsium (Cs)														
Chrom (Cr)	< QL				< QL		< 5		< QL		< QL			
Cobalt (Co)	< QL				< QL		< 1		< QL		< QL			
Kupfer (Cu)	< QL	< 20			< QL	< 20	8	14	< QL		< QL			
Lithium (Li)	150		138,00		148		180	130	121		40,7	125	295	
Molybdän (Mo)	1,37				1,41				< QL		< QL			
Nickel (Ni)	< QL				< QL		< 5		< QL		< QL			
Quecksilber (Hg)	0,007				0,007		< 1		0,007		0,007			
Rubidium (Rb)	22,4				22,2				21,5		6,61			
Selen (Se)	< QL				< QL		< 10		< QL		< QL			
Uran (U)	4,2			0,08	4,2				< QL		< QL	0,013		
Vanadium (V)	< QL				< QL		< 5		< QL		< QL			
Zink (Zn)	< QL				< QL		20		< QL		< QL			
Zinn (Sn)	< QL				< QL		< 1		< QL		< QL			
Undissoziierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	7,96			9	7,96		29,80		24,59	24,20	11,28		15,90	
o-Borsäure (H_3BO_3)	0,55		0,14		0,55		2,10	1,40	1,12		0,41			
Feststoffsumme (mg/l)	6.423,93	5.964,98	6.605,31	7.915,83	6.416,83	5.974,57	7.760,18	8.650,87	8.451,3	8.445,87	2.948,88	7.291,56	20.674,39	10.257,56
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)				23			74	4		6,0			16	16
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)								0,17					0,31	
Lösungsinhalt (mg/l)				7.938,83			7.834,18	8.655,44					20.690,70	10.273,56
Titrierter Schwefel (mg/l)							1,4			2,31			2,1	0,8
Literaturverweis	BOKU (Ultraspuren)	Fager & Geiger-Kaiser (2007)	Zötl (1993h)	Zötl (1993h)	BOKU (Ultraspuren)	Fager & Geiger-Kaiser (2007)	Spindler & Brezinscak (2008)	Schauberger (1979)	BOKU (Ultraspuren)	Zötl (1993h)	BOKU (Ultraspuren)	Zötl (1993h)	Zötl (1993h)	Zötl (1993h)

Tab. 106.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Abtenau, Bad Vigaun, Wiestal bei Hallein und Bad Dürrnberg (Kapitel 6.1.1–6.1.4, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Leopoldskron, Obermoos Thermal 1	St. Martin bei Lofer, Saalachtal Thermal 1	Bad Gastein, Elisabethquelle (8–12)	Bad Gastein, Franz-Josef-Quelle	Bad Gastein, Rudolf-Quelle	Mauterndorf, Quelle Burghardt	Mauterndorf, Quelle Burghardt	Stuhlfelden, Schwefelquelle Burgwies	Stuhlfelden, Schwefelquelle Burgwies
Datum der Probenahme	08.12.1990	18.02.2002	14.09.2016	20.10.2010	20.10.2010	11.09.2001	17.06.1999	22.06.2011	vor 1975
Ergiebigkeit (l/s)	0,2 (freier Überlauf)	7,5	Entnahmehahn			0,06	0,07		
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	37.880 (20° C)	2.719 (20° C)	521 (25° C)	498 (25° C)	521 (25° C)	2.280 (25° C)	2.040 (20° C)	641 (25° C)	
Auslauftemperatur (° C)	12,6 (freier Überlauf)	31,70	45	44	47	9,8	7,7	15	11
pH		7,17	8,21	7,68	7,88	7,5	7,42	7,92	
Redoxpotenzial (Eh) (mV)			+123						
Sauerstoff (O_2) (mg/l)		< 0,02	2,27	1,80	4,4	0,2	6,4		
Kationen (mg/l) / (Eq%)									
Natrium (Na)	10.052,5 / 88	18 / 2	68,7 / 72	74,1 / 72	78,7 / 74	8,5 / 1	11,3 / 2	57,1 / 36	33 / 23
Kalium (K)		9,1 / 1	3,93 / 2	3,9 / 2	3,8 / 2	1,5	2,4	4,7 / 2	4 / 2
Calcium (Ca)	949,9 / 9	597 / 66	20,4 / 25	21,4 / 24	20,6 / 22	411 / 68	400 / 67	41,3 / 30	49 / 39
Magnesium (Mg)	179,6 / 3	173 / 31	0,3 / 1	0,5 / 1	0,5 / 1	112 / 31	107 / 30	26 / 31	27 / 36
Strontium (Sr)		12 / 1	0,67	0,7059	0,7176		8,5 / 1	0,8301	
Barium (Ba)		< 0,001	0,00053	0,0075	0,0062		0,007	0,1362	
Eisen (Fe gesamt)		2,4	< QL	0,47	0,704 / 1	0,72	1,8	0,036	
Mangan (Mn gesamt)			0,00255	0,042	0,048	0,65	0,029	0,0109	
Ammonium (NH_4)		1,5					< 0,05		
Anionen (mg/l) / (Eq%)									
Hydrogencarbonat (HCO_3)	231,9 / 1	87,9 / 3	73,7 / 27	67,9 / 25	71,03 / 25	137 / 7	133 / 7	308,1 / 73	289 / 76
Carbonat (CO_3)		0,590					0,001		
Fluorid (F)		3,5	6,4	4,01	4,21		< 0,2	0,52	
Chlorid (Cl)	15.556,8 / 88	13,9 / 1	24,1 / 15	25,2 / 16	27,5 / 17	0,5	0,5	43,5 / 18	26 / 12
Bromid (Br)			0,2				< 0,2		
Iodid (I)	0,95	< 0,1	< 0,02				< 0,1		
Sulfat (SO_4)	2.729,9 / 11	2.085 / 96	122,4 / 57	127,5 / 59	131,6 / 59	1.360 / 93	1.316 / 93	28,9 / 9	38 / 13
Nitrat (NO_3)		< 0,2	< 0,5	0,3	0,4		< 1	< 0,5	
Hydrogensulfid (HS)		0,31							
Spurenelemente (µg/l)									
Aluminium (Al)		< 5	3,35	375,60	547,50		12	1,6	

Antimon (Sb)			< QL	1,5	1,50			< 0,1	
Arsen (As)		6	4,94				< 1		
Beryllium (Be)		< 1	0,14				< 1		
Blei (Pb)		< 1	< QL	2,70	2,90		2	0,1	
Cadmium (Cd)		< 1	0,16	< 0,1	< 0,1		< 1	< 0,1	
Cäsium (Cs)				41,4	44,40			0,1	
Chrom (Cr)		< 5	< QL	0,90	1,20		8	0,1	
Cobalt (Co)		2	< QL				1	< 0,1	
Kupfer (Cu)		< 1	< QL	6,60	8,50		4		
Lithium (Li)		50	354	302	328		14	31,2	
Molybdän (Mo)			29,1	29,70	28,30			0,4	
Nickel (Ni)		< 10	< QL	0,80	4,10		< 30	< 0,1	
Quecksilber (Hg)			< QL	0,7	0,7				
Rubidium (Rb)			39,4	38,8	41,90			3,8	
Selen (Se)			< QL						
Uran (U)			7,6	0,90	0,40			< 0,1	
Vanadium (V)			0,11	0,50	0,70			0,2	
Zink (Zn)		6	7,50	10	22,2		38		
Zinn (Sn)			< QL						
Undissoziierte Stoffe (mg/l)									
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		28,1	56,38	67,29	70,83				
o-Borsäure (H_3BO_3)		0,52	1,16				0,057		
Feststoffsumme (mg/l)	29.701,55	3.032,88	378,79	394,01	411,68	2.031,87	1.980,62	511,17	466,00
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		6,7		1,81	1,18				
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)									1,6
Lösungsinhalt (mg/l)		3.039,00		395,825	412,857				467,60
Titrierter Schwefel (mg/l)		1,4							
Literaturverweis	Pfleger & Höhl (1990)	Benetka & Spacek (2002)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	Sigl (2001)	Spacek et al. (1999)	FA Geochemie, GBA	Carlé (1975)

Tab. 107.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Leopoldskron, St. Martin bei Lofer, Bad Gastein, Mauterndorf und Stuhlfelden (Kapitel 6.1.5, 6.1.6, 6.2.1, 6.3.1, 6.4.1, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Abtenau, Annenquelle	21.09.2016					+19,6		< 10	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Abtenau, Annenquelle	1988		51,7 ± 2,3						Zötl (1993h)
Abtenau, Annenquelle	1957							5,92	Schauberger (1979)
Abtenau, St. Rupertusquelle	21.09.2016							< 10	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Bad Dürrnberg, Quelle Q/III	1954							33,3	Zötl (1993h)
Bad Gastein, Elisabethquelle	14.09.2016							1.590 ± 11	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Bad Gastein, Elisabethquelle	31.08.2004		5,3	-13,46	-97,1				Lorenz (2005)
Bad Gastein, Elisabethquelle Austritt 2–7	1966							1.491,1	Job & Zötl (1969)
Bad Gastein, Franz-Josef-Quelle	31.08.2004		6,3	-13,30	-96,5				Lorenz (2005)
Bad Gastein, Franz-Josef-Quelle	1966							177,6	Job & Zötl (1969)
Bad Gastein, Mesnil-Quelle	1966							2.190,4	Job & Zötl (1969)
Bad Gastein, Mesnil-Quelle	1966							4.588	Job & Zötl (1969)
Bad Gastein, Wasserfall-Quelle	08.08.1990			-13,10	-96,9				Egle (1991)
Bad Gastein, Wasserfall-Quelle	1966							1.398,6	Job & Zötl (1969)
Bad Vigaun, Barbaraquelle	12.12.2007	-2,5	< 0,2	-14,36	-102,0		6,3	200	Spindler & Brezinscak (2008)
Bad Vigaun, Barbaraquelle	1978		1 ± 1				2,294	66,6	Schauberger (1979)
Mauterndorf, Quelle Burghardt	17.06.1999		0,2	-13,33	-95,4		0,012	60	Spacek et al. (1999)
St. Martin bei Lofer, Saalachtal Thermal 1	18.02.2002		0,36	-17,05	-124,4		2,96	47,1	Benetka & Spacek (2002)
Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle	21.09.2016					+24,6		74 ± 3	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle	1969						1,85	135,1	Zötl (1993h)
Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle	21.09.2016					+24,8		14 ± 1	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle	1962							51,8	Zötl (1993h)

Tab. 108.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Salzburg (Kapitel 6, Teil 1).

17 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in der Steiermark

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Waltersdorf, Waltersdorf 1	Bad Waltersdorf, Waltersdorf 1	Bad Waltersdorf, Waltersdorf 1	Bad Waltersdorf, Waltersdorf 2/2a	Bad Waltersdorf, Waltersdorf 2/2a	Bad Waltersdorf, Waltersdorf 4 (Sarmatium)	Bad Blumau, Blumau 1a	Bad Blumau, Blumau 2	Bad Blumau, Blumau 2	Bad Blumau, Blumau 2	Bad Blumau, Blumau 3	Bad Blumau, Blumau 3	Fürstenfeld, Thermal 1
Datum der Probenahme	15.09.2003	13.12.1990	08.08.1978	23.01.2003	04.02.1990	24.07.2003	1989	2007	21.12.2002	10.12.1998	21.12.2002	16.07.1996	29.04.1991
Ergiebigkeit (l/s)		15,50	3,40		40	ca. 2,75	19					8	3
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)		1.510 (20° C)	1.590 (20° C)		2.020 (25° C)	870 (25° C)		20.320		23.500 (25° C)		1.403 (20° C)	63.500 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)		60,9	56,2		65,4	33,9	100,5	106,36		96,9		47,2	60,9
pH		7,35	6,71		7,96	8,48				6,85		8,14	6,65
Redoxpotenzial (Eh) (mV)										+265 (?)			-239
Sauerstoff (O_2) (mg/l)		< 0,1	n.n.							< 0,6			
Kationen (mg/l) / (Eq%)													
Natrium (Na)	430 / 94	399,6 / 95	375,4 / 95	410 / 87	413 / 86	220 / 98	5.377 / 98	5.570 / 98	5.520,5 / 98	8.000 / 98	365,6 / 98	345,9 / 97	16.450 / 93
Kalium (K)	13,7 / 2		7,25 / 1	14,2 / 2	13,9 / 2	3,9 / 1	161,5 / 2	138,58 / 1	156 / 2	229,6 / 2	2,2	3,27 / 1	119,5
Calcium (Ca)	10,1 / 3	9,61 / 3	12,02 / 3	31,1 / 8	31 / 7	1,8 / 1	11,62	30,17 / 1	17,5	11,4	2,2 / 1	2,8 / 1	765,6 / 5
Magnesium (Mg)	2,88 / 1	4,36 / 2	4,08 / 2	8,87 / 4	12,44 / 5	0,37	1,15	4,6	3,5	25 / 1	1,8 / 1	2,78 / 1	94,5 / 1
Strontium (Sr)						0,043			2,40		0,5	0,07	60,24
Barium (Ba)						0,009			0,3	0,32	0,02	0,020	0,45
Eisen (Fe gesamt)		0,92	1,04		< 0,05	0,13	0,3		0,4	0,078	0,15	0,38	6,5
Mangan (Mn gesamt)		0,02			< 0,1	0,005					0,02	0,002	1,78
Ammonium (NH_4)	1,42	1,16	2,07	1,21	1,3	1,5	7		8,2	0,1 / 0	1,5	5,15	10
Anionen (mg/l) / (Eq%)													
Hydrogencarbonat (HCO_3)	884,75 / 72	796,7 / 71	764,8 / 71	823,73 / 67	767 / 61	454 / 87	7.859 / 54	8.090 / 54	7.149,5 / 48	7.046 / 34	902,7 / 90	883,5 / 91	179
Carbonat (CO_3)						33,8							
Fluorid (F)		0,76	1,07		1,63	0,88	11				0,1		15,5
Chlorid (Cl)	186 / 26	179,6 / 28	179,8 / 29	233 / 32	276 / 38	40,1 / 13	3.485 / 41	3.620 / 42	4.145 / 47	7.600 / 62	52,4 / 9	39,9 / 7	26.300 / 98
Bromid (Br)					1,13	< 0,2	11,95		14,9	18		< 0,2	60,8
Iodid (I)			0,00016		0,041	< 0,5	0,9			1,7		< 0,1	8
Sulfat (SO_4)	18 / 2	6,8 / 1	7,2 / 1	7,9 / 1	7,2 / 1	0,25	532 / 5	506,4 / 4	597,8 / 5	648,7 / 4	6,2 / 1	12,8 / 2	577,5 / 2
Nitrat (NO_3)		0,02			< 0,02	< 0,2	< 0,5		0,5	< 10		0,52	
Hydrogensulfid (HS)						0,04							< 0,02
Spurenelemente (µg/l)													
Aluminium (Al)			0,16			12							

Antimon (Sb)													
Arsen (As)			8,41			2							
Beryllium (Be)						< 1							
Blei (Pb)			18,1			1							
Cadmium (Cd)						< 1							
Cäsium (Cs)													
Chrom (Cr)						< 10							
Cobalt (Co)						< 1							
Kupfer (Cu)			1,24			3			500				
Lithium (Li)			90		180	60	3.170		3.700	2.900	500	< 0,01	2.060
Molybdän (Mo)													
Nickel (Ni)						< 5							
Quecksilber (Hg)													
Rubidium (Rb)													
Selen (Se)						2							
Uran (U)													
Vanadium (V)													
Zink (Zn)			20,40			16							
Zinn (Sn)													
Undissoziierte Stoffe (mg/l)													
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)			92,3		67,7	22	122,9			105		6,1	50,13
o-Borsäure (H_3BO_3)			1,01		4,98	1,43	110,00			318,83		2,80	129,80
Feststoffsumme (mg/l)	1.546,85	1.399,53	1.458,18	1.530,01	1.597,46	780,35	17.694,49	17.959,75	17.620,70	24.007,63	1.335,89	1.305,99	44.831,36
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		116,2	121				108			2.770		< 5	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)										0,01			
Lösungsinhalt (mg/l)		1.515,73	1.579,18				17.802,29			26.777,63		1.305,99	
Titrierter Schwefel (mg/l)												< 0,1	
Literaturverweis	Kaltenegger (2003), zit. nach Eisner & Goldbrunner (2003a)	Zetinigg (1993a)	Institut für Analytische Chemie der Universität Graz (1978), zit. nach Goldbrunner & Zetinigg (1993)	Kaltenegger (2003), zit. nach Eisner & Goldbrunner (2003a)	Zetinigg (1993a)	Spacek (2003), zit. nach Eisner & Goldbrunner (2003a)	Goldbrunner (1993b)	Eisner & Goldbrunner (2009c)	Greschonig (2002a)	Forster & Eichinger (1998)	Greschonig (2002a)	Raber (1996)	Goldbrunner (1993b)

Tab. 109.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Waltersdorf, Bad Blumau und Fürstenfeld (Kapitel 7.1.1–7.1.3, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Binderberg 1	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Binderberg 1	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Binderberg 1	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Lautenberg 1	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Lautenberg 1	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Grieselstein Thermal 1	Loipersdorf bei Fürstenfeld, Grieselstein Thermal 1	Ottendorf an der Rittschein, Thermal 1	Ilz, Thermal 1 (Badenium)
Datum der Probenahme	31.07.2012	06.11.1996	18.06.1976	31.07.2012	06.11.1996	18.03.2008	10.08.2005	24.07.2003	25.09.2000
Ergiebigkeit (l/s)	3,4	3,43		4,80	4,12		2,7	1,8	1,2
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	8.290 (25° C)	6.930 (20° C)		9.020 (25° C)	8.210 (20° C)	2.935 (20° C)	2.580 (25° C)	2.310 (25° C)	4.630 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	60,9	58,3		61,4	62,0	55,3	58,0	42,6	45,2
pH	6,67	7,11		6,87	7,34	7,27	7,17	8,23	6,98
Redoxpotenzial (Eh) (mV)							-90		
Sauerstoff (O_2) (mg/l)							< 0,03		< 0,02
Kationen (mg/l) / (Eq%)									
Natrium (Na)	2.017 / 97	2.050 / 98	2.518 / 97	2.173 / 98	2.370 / 98	674,3 / 96	665 / 96	630 / 99	1.400 / 97
Kalium (K)	48,2 / 1	47,5 / 1	66,6 / 2	46,2 / 1	47,6 / 1	22,5 / 2	24,3 / 2	5,4	36 / 1
Calcium (Ca)	22,7 / 1	11,05 / 1	16,2 / 1	15 / 1	12 / 1	9,5 / 2	9,1 / 2	1,8	10 / 1
Magnesium (Mg)	5,3	5,93	5,94	3,2	3,58	2,4 / 1	2,7 / 1	0,57	3
Strontium (Sr)	< 0,1			< 0,1		0,1	0,073	0,12	0,3
Barium (Ba)	4,7	4,33	0,720	3,8	2,99	0,2	0,2	0,023	0,19
Eisen (Fe gesamt)	0,31	0,219	1,86	0,15	0,295	0,4	0,37	0,41	0,1
Mangan (Mn gesamt)			0,33					0,007	0,004
Ammonium (NH_4)	9,8	11,42	11,2	10,13	13,09	3,4	3,6	4,5	4,60
Anionen (mg/l) / (Eq%)									
Hydrogencarbonat (HCO_3)	3.322 / 60	3.355 / 60	3.414 / 50	2.943 / 50	3.180 / 50	1.603,8 / 89	1.580 / 88	1.557 / 99	3.243,8 / 86
Carbonat (CO_3)								50,4	4
Fluorid (F)	16,2	20,7	2,76	10,7	16,6	11,9	13,3	4,9	9,9
Chlorid (Cl)	1.260 / 39	1.280 / 40	2.002 / 50	1.710 / 50	1.871 / 50	112,1 / 11	127 / 12	8,2 / 1	313,6 / 14
Bromid (Br)		5,5	5,9		4,9	0,4	0,37	< 0,2	
Iodid (I)		0,216	0,31		0,387	0,1	0,068	< 0,5	< 0,1
Sulfat (SO_4)	2,7	4,28	4,2	3,2	4,11	0,9	< 0,5	0,31	0,31
Nitrat (NO_3)	1,4	0,592		4,1	0,508	0,5	< 0,5	< 0,2	
Hydrogensulfid (HS)								0,08	0,04
Spurenelemente (µg/l)									
Aluminium (Al)								10	< 5

Antimon (Sb)									< 5
Arsen (As)							1,3	< 1	< 5
Beryllium (Be)								< 1	< 1
Blei (Pb)								< 1	< 1
Cadmium (Cd)								< 1	< 1
Cäsium (Cs)									
Chrom (Cr)									45
Cobalt (Co)								< 1	< 1
Kupfer (Cu)								< 1	4
Lithium (Li)	590	440		860	677		190	330	430
Molybdän (Mo)									
Nickel (Ni)								< 6	< 5
Quecksilber (Hg)									< 1
Rubidium (Rb)		205			279				
Selen (Se)								< 1	4
Uran (U)							0,28		< 0,018
Vanadium (V)									
Zink (Zn)									< 5
Zinn (Sn)									< 1
Undissoziierte Stoffe (mg/l)									
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	36	16,1	30	44	16,63	40,1	36,2	26	28,21
o-Borsäure (H_3BO_3)	57,19	47,70	45,12	62,91	48,90	14,87	11,12	15,7	48,61
Feststoffsumme (mg/l)	6.804,09	6.861,18	8.125,14	7.030,15	7.593,27	2.497,47	2.474,09	2.305,76	5.103,15
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	570	218	335,00	250	146	226,20	224,00		386,7
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)							< 0,02		
Lösungsinhalt (mg/l)	7.374,09	7.079,18	8.460,14	7.280,15	7.739,27	2.723,67	2.698,09		5.489,85
Titrierter Schwefel (mg/l)									0,76
Literaturverweis	Raber (2012)	Raber & Irgolic (1997)	Goldbrunner (1993e)	Raber (2012)	Raber & Irgolic (1997)	Greschonig (2008)	Lorenz & Wechner (2005)	Spacek (2003), zit. nach Eisner & Goldbrunner (2003b)	Österreicher & Spacek (2000)

Tab. 110.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Loipersdorf bei Fürstenfeld, Ottendorf an der Rittschein und Ilz (Kapitel 7.1.4–7.1.6, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Gleichenberg, Emmaquelle	Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	Bad Gleichenberg, Römerquelle	Bad Gleichenberg, Sophienquelle	Bad Gleichenberg, Werléquelle	Bad Gleichenberg, Maria-Theresien-Quelle	Bad Gleichenberg, Klausen-Stahlquelle	Bad Gleichenberg, Mineral-Thermal-quelle	Bad Gleichenberg, Maxquelle (Thermal I)	Bad Gleichenberg, Mariannenquelle (Thermal II)	Deutsch Goritz, Peterquelle Brunnen II	Deutsch Goritz, Peterquelle Brunnen III	Deutsch Goritz, SteirerQuell	Deutsch Goritz, Minaris-Brunnen (Neu)
Datum der Probenahme	03.04.1986	01.02.1991	12.04.1990	16.02.1967	01.02.1991	1977	06.06.1964	06.03.1998	26.11.2012	26.11.2012	30.07.1990	30.07.1990	20.02.2007	23.10.2015
Ergiebigkeit (l/s)	0,014	0,87					0,02						10,7	4,6
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	605 (20° C)	6.170 (20° C)			2.450 (20° C)		102,4	5.971 (25° C)	10.140 (25° C)	7.270 (25° C)	3.140 (20° C)	2.160 (20° C)	367 (20° C)	1.088 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	10,41	15,12			18,17	18,8	9,53	20,8	40,0	26,3	13,2	13,4	12,0	
pH	6,31	6,31			6,51		4,85	5,46	6,8	6,63	6,36	6,31	7,25	6,7
Redoxpotenzial (Eh) (mV)														
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	< 0,1	< 0,1				0,1			< 1	< 1				
Kationen (mg/l) / (Eq%)														
Natrium (Na)	372,2	1.559	1.819	1.483	1.635	1.856	7,84	1200 / 73	2.769 / 89	1.556 / 79	663,5	443,2	21,0	173,9
Kalium (K)	23,2	39,0	48,4	133	124	39,7	2,91		52,5 / 1	31,1 / 1			0,6	7,5
Calcium (Ca)	37,1	114,8	143,9	142,3	144,3	151,1	9,04	217 / 15	107,4 / 4	147,2 / 9	182,8	129,9	45,0	108,3
Magnesium (Mg)	16,0	110,2	129,5	97,3		133,4	2,31	101,8 / 12	91,4 / 6	125,4 / 12	51,5	31,6	13,8	24,2
Strontium (Sr)								3,84						
Barium (Ba)								0,6	< 0,01					
Eisen (Fe gesamt)	1,0	3,89	0,72	0,4	1,03	1,6	1,5	2	0,05	0,20	2,8	1,4	< 0,005	0,3
Mangan (Mn gesamt)		0,12	0,07	Spuren		0,14	0,12	0,15					< 0,005	0,2
Ammonium (NH_4)	2,18	2,0	0,107	2,4	2,49	0,57	0,16	3,38	5,6	4,1 / 0	1,6	1,4	< 0,01	1,5
Anionen (mg/l) / (Eq%)														
Hydrogencarbonat (HCO_3)	834,6	3.500	4.044	3.512	3.722	4.129	59,8	3.148 / 71	5.753 / 73	3.949 / 74	2.160	1.463	207,4	737,0
Carbonat (CO_3)														
Fluorid (F)	0,72	0,81	0,62			0,84	0,22		0,12	0,09 / 0			0,2	
Chlorid (Cl)	160,1	918,1	1.094	872	941,3	1.106	2,13	692 / 27	1.204 / 26	781 / 25	249,0	154,3	14,6	47,3
Bromid (Br)		16,0	1,71			2,44								
Iodid (I)		0,55	0,42			0,49					0,2	0,2	< 0,05	
Sulfat (SO_4)	85,7	22,1	60,3	48,0	49,5	56,7	2,98	63,6 / 2	80,8 / 1	26,9 / 1	0,4	6,5	14,4	17,3
Nitrat (NO_3)	0,6	2,92	0,58	0,6	2,06	17,9	1,1	3,58	< 1		0,06	0,76	11,8	1,0
Hydrogensulfid (HS)														
Spurenelemente (µg/l)														
Aluminium (Al)							200						< 10	

Antimon (Sb)													< 5	
Arsen (As)													< 1	
Beryllium (Be)														
Blei (Pb)													< 10	
Cadmium (Cd)													< 0,3	
Cäsium (Cs)														
Chrom (Cr)													< 5	
Cobalt (Co)														
Kupfer (Cu)													< 5	
Lithium (Li)		250	1.100			1.200		860						
Molybdän (Mo)														
Nickel (Ni)													< 1	
Quecksilber (Hg)													< 0,1	
Rubidium (Rb)														
Selen (Se)													< 1	
Uran (U)													0,5	
Vanadium (V)														
Zink (Zn)													< 50	
Zinn (Sn)														
Undissoziierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)						90,2	76,6		122,5	90,9			17,8	
o-Borsäure (H_3BO_3)						4,62	0,69		16,90	12,60				
Feststoffsumme (mg/l)	1.533,4	6.306,74	7.410,9	6.291	6.621,7	7.591,9	167,6	5.436,81	10.203,27	6.724,53	3.312,4	2.232,8	346,6	1.118,5
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	369,2	1.702	1.949	1.860	1.654	1.920	1.350	450	927	1.144	2.009	1.100	24,2	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)													0,005	
Lösungsinhalt (mg/l)	1.902,6	8.008,74	9.359,9	8.151	8.275,7	9.511,9	1.517,6	5.886,81	11.130,27	7.868,53	5.321,4	3.332,8	370,8	
Titrierter Schwefel (mg/l)														
Literaturverweis	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Raber (1998), zit. nach Kriegl et al. (2000b)	Schmölzer (2012a)	Schmölzer (2012b)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Eisner & Goldbrunner (2007)	Eisner & Goldbrunner (2016)

Tab. 111.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Gleichenberg und Deutsch Goritz (Kapitel 7.1.7, 7.1.8, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Sulzegg, Jellerquelle	Sulzegg, Jellerquelle	Sulzegg, Jellerquelle	Sulzegg, Marienquelle (vertieft)	Sulzegg, Christophorus-Quelle (Alt)	Sulzegg, Styrianquelle	Sulzegg, Hauptbrunnen (Alt)	Sulzegg, Hauptbrunnen (Neu) (vertieft)	Weinburg am Saßbach, Säuerling	Weinburg am Saßbach, Säuerling	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle
Datum der Probenahme	1992	02.03.1984	1995	23.10.1980	24.06.1975	1980	1964	29.08.1986	27.08.2015	1982	12.09.2016	29.09.2015	12.11.2002	04.08.1992
Ergiebigkeit (l/s)	3,7		1					78 (l/min)	0,27		0,20		0,08	0,33
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	7.450 (20° C)	6.700 (25° C)	7.450 (20° C)	8.720				2.060	3.900 (25° C)	3.276 (20° C)	2.320 (25° C)	2.370 (25° C)	2.650 (25° C)	2.180
Auslauftemperatur (° C)	18,4	20,1	18,3	18,78			11,5	14,5	14,7		17,4	17,1	16,5	17,3
pH	6,36	6,31	6,14						6,16		5,92	6,23	6,1	6,14
Redoxpotenzial (Eh) (mV)									-162		-122	-105,0		
Sauerstoff (O_2) (mg/l)									0,18		0,21	0,65	0,2	< 0,1
Kationen (mg/l) / (Eq%)														
Natrium (Na)	1.886 / 86	1.151	1.701,0	2.009	28,0	243	9,5	265,5	400,4 / 40	470 / 44	327 / 62	345,5 / 63	415 / 65	370,4 / 62
Kalium (K)		55,3	51,1	61,4		16,8	3,0		35,8 / 2	36,85 / 2	17,4 / 2	13,3 / 1	16,4 / 2	25,1 / 2
Calcium (Ca)	157,4 / 8	149,1	160,92	169,9	333,9	40,8	162,0	202,6	267,6 / 31	259,2 / 28	128 / 28	129,5 / 27	140 / 25	138,7 / 27
Magnesium (Mg)	68,6 / 6	52,3	60,52	74,4	57,8	6,4	41,1	68,1	135 / 26	143,55 / 26	24,0 / 9	24,5 / 8	27,8 / 8	26,8 / 9
Strontium (Sr)									3,78	4,83	0,57	0,579		
Barium (Ba)		0,012							1,28		0,192	0,168		
Eisen (Fe gesamt)	0,9	1,02	1,64	0,91	3,6	0,33	20	4,14	4,016		1,136	0,023	0,9	0,577
Mangan (Mn gesamt)	0,1	0,15		0,16				0,07	0,0546		0,067	0,069	< 0,5	0,04
Ammonium (NH_4)		0,08	7,2	0,08	0,9	1,58	0,15	0,84					2,83	5,42
Anionen (mg/l) / (Eq%)														
Hydrogencarbonat (HCO_3)	3.905 / 67	2.318	3.825,8	4.195	1.377	756,6	726,1	1.621	1.856,72 / 69	1.976,9 / 99	951,9 / 62	912,91 / 61	1.045 / 61	992 / 62
Carbonat (CO_3)														
Fluorid (F)	0,82	0,65	1,42	0,78		5,1		3,17	0,18		0,3	0,43	< 0,5	1,58
Chlorid (Cl)	1.032 / 30	834,3	845,2	1.124	5,7	29,6	15,0	19,4	486,9 / 31	5,4	316,7 / 35	312,9 / 36	374 / 37	331,8 / 36
Bromid (Br)		1,42		2,08							1,2			0,71
Iodid (I)		0,42		0,78							0,12		< 1	0,11
Sulfat (SO_4)	114,6 / 2	93,2	97,96	123,2	3,9	7,2	16,0	3,03	2,4	5,3	32,9 / 3	33,1 / 3	23,2 / 2	32,7 / 3
Nitrat (NO_3)		0,3		0,31	0,01	0,14	n.n.	7,06	< 0,5		< 0,5	< 0,5	< 1	0,32
Hydrogensulfid (HS)														
Spurenelemente (µg/l)														
Aluminium (Al)		450							8		1,35	0,7		

Antimon (Sb)											< QL			
Arsen (As)									0,2		< QL	0,6		
Beryllium (Be)											< QL			
Blei (Pb)									< 0,1		< QL	< 0,1		
Cadmium (Cd)		0,02							< 0,1		< QL	< 0,1		
Cäsium (Cs)												0,3		
Chrom (Cr)									7,9		< QL	18,6		
Cobalt (Co)									0,8		0,11	0,4		
Kupfer (Cu)		0,1							1,8		2,33	0,2		
Lithium (Li)		1.190	1.270	1.450		400			877	920	158	169,1		310
Molybdän (Mo)									< 0,1		< QL	1,2		
Nickel (Ni)									8,1		< QL	3,2		
Quecksilber (Hg)											0,001			
Rubidium (Rb)									25,6		81,1	70,9		
Selen (Se)											< QL			
Uran (U)									< 0,1		< QL	< 0,1		
Vanadium (V)									< 0,1		< QL	< 0,1		
Zink (Zn)		1.330							< 0,1		4,86	5,8		
Zinn (Sn)											< QL			
Undissoziierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)											56,75			36,30
o-Borsäure (H_3BO_3)		77,9									18,10			1,95
Feststoffsumme (mg/l)	7.165,42	4.658,73	6.754,03	7.763,6		1.108,15	992,8	2.195,3	3.195,1	2.902,95	1.843,68	1.773,25	2.045,13	1.964,82
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		1.477		1.855	1.787	181	2.345	1.384	1.650	2.000		739	1.240	2.805
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)														
Lösungsinhalt (mg/l)									4.845,1	4.902,95		2.512,25	3.285,13	4.769,82
Titrierter Schwefel (mg/l)														
Literaturverweis	Gamerith & Wolf (2000)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Gamerith & Wolf (2000)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	FA Geochemie, GBA	Zetinigg (1993a)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA	Schmölzer (2003)	Zetinigg (1993a)

Tab. 112.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Sulzegg, Weinburg am Saßbach und Mettersdorf am Saßbach (Kapitel 7.1.9–7.1.11, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Perbersdorf, Säuerling	Rohrbach am Rosenberg, Rosenbergquelle	Hof bei Straden, Johannisbrunnen I	Hof bei Straden, Johannisbrunnen I (Servitutsbrunnen)	Hof bei Straden, Johannisbrunnen I	Hof bei Straden, Johannisbrunnen II	Hof bei Straden, Süßwasserbrunnen IV	Frutten, Säuerling	Klapping, Säuerling	Klapping, Brodelsulz	Neusetz, Säuerling	Kronnersdorf, Säuerling
Datum der Probenahme	10.10.1991	22.11.1980	14.11.2015	26.08.2015	21.01.1999	27.04.1986	08.04.1999	26.08.2015	30.06.1998	27.08.2015	26.08.2015	26.08.2015
Ergiebigkeit (l/s)				Hahn-entnahme	13 (l/min)	0,18	35 (l/min)	0,01		Mofette	0,03	0,1
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	894 (20° C)	728,2 (20° C)	5.050 (25° C)	5.030 (25° C)	5.100 (25° C)	4.310 (20° C)	2.550 (25° C)	569 (25° C)	1.646	708 (25° C)	479 (25° C)	2.000 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	10	14,1	14,40	14,6	13,3	14,42	12,2	17,5	14,6	16,2	14,7	16
pH	5,8	5,72	6,5	6,42	6,21	5,78	7,07	5,52	6,13	5,72	5,5	7,81
Redoxpotenzial (Eh) (mV)				-3,0				+256		+115	+177	-219
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	0,2	< 0,1	0,90	2,22				1,46		1,7	4,05	3,18
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	14,7 / 6	57,73 / 35	1.024 / 70	959 / 67	1.019	1.038 / 70	549	4,4 / 3	14,8 / 3	7,8 / 4	9,5 / 9	494,2 / 92
Kalium (K)	3 / 1	0,01	41,9 / 2	33,1 / 1	32,7	41,2 / 2	10,6	1,4 / 1	2,9	2,9 / 1	2,1 / 1	16,7 / 2
Calcium (Ca)	204 / 90	69,3 / 49	177 / 14	212,9 / 17	180	175,2 / 14	65,1	74,6 / 60	353,3 / 88	127,1 / 82	45,1 / 49	12,9 / 3
Magnesium (Mg)	4,2 / 3	13,72 / 16	110 / 14	108,3 / 14	108	111,2 / 14	47,4	26,9 / 36	20,2 / 8	11,8 / 12	22,9 / 41	9,4 / 3
Strontium (Sr)				5,577				0,136		0,246	0,145	0,922
Barium (Ba)				1,031				0,0143		0,113	0,043	0,122
Eisen (Fe gesamt)	3,3 / 1	0,52	5,2	6,254	5,8)	6,73	2,02	0,057		1,351 / 1	0,101	0,104
Mangan (Mn gesamt)	0,8	0,02	< 0,5	0,081		0,08		0,0487		1,9724	0,4678	0,0041
Ammonium (NH_4)	0,07	0,11	8,7		7,11	2,8	2,82		0,18			
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	672 / 96	306,9 / 71	3.385 / 87	3.358,59 / 87	3.381	3.367 / 87	1.782	354,91 / 94	1.103 / 90	417,34 / 89	185,43 / 67	1.374,01 / 97
Carbonat (CO_3)												
Fluorid (F)		0,90	1,6	1,78	1,1	2,31	0,8	0,17		0,15	0,12	4,06 / 0
Chlorid (Cl)	4 / 1	73,03 / 29	290 / 13	289,2 / 13	272	298,5 / 13	118	4,7 / 2	4,5 / 1	16,3 / 6	24,3 / 15	23,3 / 3
Bromid (Br)						1,17						
Iodid (I)		0,0078	< 1			0,18						
Sulfat (SO_4)	19 / 3	0,2	< 1	0,9	< 1,0	0,64	3,1	10,6 / 4	85,4 / 9	18,3 / 5	39,9 / 18	2,6
Nitrat (NO_3)	0,2	1,722	< 1	< 0,5	< 1,0	0,63	< 1,0	< 0,5		< 0,5	8,3 / 0	
Hydrogensulfid (HS)												
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)				23,9				63,50	79	44,10	81,80	2,1

Antimon (Sb)												
Arsen (As)		5,5		0,2		47		0,20		1,10	0,30	0,1
Beryllium (Be)												
Blei (Pb)				0,3		7		0,70		< 0,01	0,20	< 0,01
Cadmium (Cd)				< 0,1		2				< 0,01	0,10	< 0,01
Cäsium (Cs)				< 0,1				< 0,01		< 0,01	< 0,01	< 0,01
Chrom (Cr)				7,6				4,20		9,8	5,60	5,60
Cobalt (Co)				0,5				0,40		14,8	5,50	
Kupfer (Cu)				1,5		21		27,90		5,6	2,30	2,80
Lithium (Li)				774,20		320		13,90		3,8	6,00	224,5
Molybdän (Mo)				< 0,1				< 0,01		< 0,01	< 0,01	
Nickel (Ni)				4,2				3,30		22,70	13,50	1,40
Quecksilber (Hg)												
Rubidium (Rb)				40,4				4,40		5,1	5,40	18
Selen (Se)												
Uran (U)				< 0,1				< 0,01		< 0,01	0,9	< 0,01
Vanadium (V)				0,3				0,20		0,2	< 0,01	< 0,01
Zink (Zn)				2,1		40		33,9		8,2	15,8	3,3
Zinn (Sn)												
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		4,10				31,2			39,76			
o-Borsäure (H_3BO_3)		0,08				8,13						
Feststoffsumme (mg/l)	925,27	528,36	5.043,40	4.977,57	8.196,9	5.085,41	2.935,9	478,09	1.624,12	605,49	338,54	1.938,58
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	2.376	807	1.640	1.799		1.219		1.298		953	727	65
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)												
Lösungsinhalt (mg/l)	3.301,27	1.335,66	6.683,40	6.776,57		6.304,41		1.776,09		1.558,49	1.065,54	2.003,58
Titrierter Schwefel (mg/l)												
Literaturverweis	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	Schmölzer (2015)	FA Geochemie, GBA	Eisner & Goldbrunner (1999)	Zetinigg (1993a)	Eisner & Goldbrunner (1999)	FA Geochemie, GBA	Poltnig et al. (2001b)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA

Tab. 113.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Perbersdorf bei St. Veit, Rohrbach am Rosenberg, Hof bei Straden, Frutten, Klapping, Neusetz und Kronnersdorf (Kapitel 7.1.10, 7.1.12–7.1.14, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Radkersburg, Stadtquelle	Bad Radkersburg, Stadtquelle	Bad Radkersburg, Radkersburg IIIa	Bad Radkersburg, Radkersburg IIIa	Bad Radkersburg, Radkersburg II	Bad Radkersburg, Radkersburg II	Sicheldorf, Josefsquelle	Sicheldorf, Josefsquelle	Sicheldorf, Josefsquelle	Sicheldorf, Josefsquelle	Sicheldorf, Josefsquelle
Datum der Probenahme	21.03.2014	18.12.1987	2001	09.11.1990	08.1990	12.05.1979	27.08.2015	17.01.1994	07.1990	03.08.1981	25.04.1969
Ergiebigkeit (l/s)		2,30	19								
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	2.460 (25° C)	2.300 (20° C)	7.850 (20° C)			8.280 (20° C)	5.700 (25° C)	5.000 (20° C)		5.010 (20° C)	
Auslauftemperatur (° C)	19,1	16,4	74,4	76,3		78,0	13,9	12		12,3	
pH	6,43		7,3	7,2		6,9	6,52	6,2		6,3	
Redoxpotenzial (Eh) (mV)							+17				
Sauerstoff (O_2) (mg/l)						< 0,002	0,48				
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	117 / 14	105,5 / 13	2.010 / 85	2.082 / 91		2.238 / 89	1.148,8 / 75	1.184		1.161,8	1.158
Kalium (K)	7,7 / 1		199,2 / 5			170,1 / 4	95,5 / 4	103,9		110,5	110,0
Calcium (Ca)	288 / 41	263,3 / 39	112,8 / 5	106,2 / 5		78,2 / 4	158,4 / 12	170,7		170,3	167,3
Magnesium (Mg)	188 / 44	197,4 / 48	52 / 4	38,9 / 3		42,2 / 3	81,3 / 10	81,4		85,6	83,8
Strontium (Sr)	7,33				0,64		1,5886		2,000		
Barium (Ba)	1,12				0,07		0,4742		0,460		
Eisen (Fe gesamt)	5,01 / 1	2,9	0,115	0,2		0,2	0,634	3,7 (Eisen II)		4,05 (Eisen II)	0,3 (Eisen II)
Mangan (Mn gesamt)	0,03		< 0,03				0,0954				
Ammonium (NH_4)	3,17	2	4,7	5,5		5,9		10		9,95	2,2
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	2.137 / 96	2.035,5 / 98	5.401 / 85	5.140 / 85		5.534,3 / 83	3.338,33 / 80	3.428		3.468,2	3.411
Carbonat (CO_3)											
Fluorid (F)	< 0,2		1,27		2,76	0,59	0,92		0,780	0,71	
Chlorid (Cl)	42 / 3	24 / 2	230 / 6	229,5 / 7		347,4 / 9	473,4 / 20	468,6		450,0	460,9
Bromid (Br)			1,5			1,4					
Iodid (I)			0,36		0,44	0,28			0,910		
Sulfat (SO_4)	8	7,2	423,7 / 8	414 / 9		422,7 / 8	< NWG	4,0		0,7	0,7
Nitrat (NO_3)	< 0,5		< 0,5				< 0,5			0,25	0,3
Hydrogensulfid (HS)											
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)	6		< 300		11	190	4,3		18		

Antimon (Sb)											
Arsen (As)	< 2					77,0	0,3				
Beryllium (Be)	< 10										
Blei (Pb)	< 1						< 0,1				
Cadmium (Cd)	< 1						< 0,1				
Cäsium (Cs)							< 0,1				
Chrom (Cr)	< 5						8,1				
Cobalt (Co)	< 1						0,5				
Kupfer (Cu)	< 1						3,2				
Lithium (Li)	220		1.880			1.960	1.155				
Molybdän (Mo)	< 1						< 0,1				
Nickel (Ni)	< 1						4,1				
Quecksilber (Hg)											
Rubidium (Rb)	7,3						312,1				
Selen (Se)	< 10										
Uran (U)							< 0,1				
Vanadium (V)	< 1						0,2				
Zink (Zn)	110				50	20			27		
Zinn (Sn)											
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	100	84	61,7			59,8				65,3	
o-Borsäure (H_3BO_3)	0,7		36		14,46	19				15,5	
Feststoffsumme (mg/l)	2.905,41	2.721,90	8.536,23	8.016,3	33,21	8.922,7	5.300,9	5.545		5.543,8	5.395,5
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	1.760	1.980	73	726		770	1.843	2.690		2.460	2.685
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)											
Lösungsinhalt (mg/l)	4.665,41	4.701,90	8.609,23	8.742,5		9.692,7	7.143,9	8.235,05		8.003,8	8.080,5
Titrierter Schwefel (mg/l)											
Literaturverweis	Raber (2014)	Zetinigg (1993a)	Rauter (2001), zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen	Zetinigg (1993a)	Zetinigg & Zötl (1993c)	Zetinigg (1993a)	FA Geochemie, GBA	Goldbrunner & Kolb (1997b)	Zötl & Goldbrunner (1993)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)

Tab. 114.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Radkersburg und Sicheldorf (Kapitel 7.1.15, 7.1.16, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Graz, Puntigam I	Graz, Puntigam II	Graz, Puntigam III	Tobelbad, Ludwigquelle	Tobelbad, Ludwigquelle	Tobelbad, Ferdinandquelle	Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	Kalsdorf bei Graz, Kalsdorfer Sauerbrunn	Kalsdorf bei Graz, Kalsdorfer Sauerbrunn
Datum der Probenahme	06.04.2000	vor 1993	16.06.1999	05.07.2012	25.07.1975	25.07.1975	29.09.2015	29.06.1998	1974	07.1990	29.06.1998	1920
Ergiebigkeit (l/s)	9			Schöpfprobe	5,13	2,75	0,03					0,26
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	640 (20° C)		673 (25° C)		698,3 (20° C)	685,2 (20° C)	6.930 (25° C)	6.530 (25° C)			5.720 (25° C)	
Auslauftemperatur (° C)	26,3	27,2	21,5	26,8	27,2	24,1	14,2	11,9	11,8		15,6	11
pH	6,78		7,50	7,30	7,08	7,08	6,81	6,69			6,16	
Redoxpotenzial (Eh) (mV)							-176	-198			+246	
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	< 0,1		1,5		< 0,1	< 0,1	1,49	1,14				
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	9,3 / 6	9,04 / 6	9,2 / 6	4,4 / 2	5,31 / 3	5,47 / 3	1.703,1 / 91	1.541 / 89	1.628 / 89		1.115 / 72	1.067,7 / 71
Kalium (K)	2,5 / 1	3,37 / 1	3,2 / 1	2,3 / 1	2,4 / 1	2,8 / 1	24,4 / 1	36,84 / 1	25,5 / 1		88 / 3	89,7 / 3
Calcium (Ca)	80 / 55	83,06 / 59	81,7 / 58	98,3 / 60	102,8 / 60	100,7 / 60	58,4 / 4	62,4 / 4	67,3 / 4		206,9 / 15	219,9 / 17
Magnesium (Mg)	28,5 / 32	29,76 / 35	29,1 / 34	37,1 / 37	36,1 / 35	35 / 34	46,8 / 5	45,77 / 5	54,5 / 6		76,6 / 9	71,95 / 9
Strontium (Sr)	20,5 / 6				5,9 / 2	5,5 / 1	0,79	0,83		0,75		
Barium (Ba)							0,85	0,94		0,76		
Eisen (Fe gesamt)	0,18		0,49	0,16	1,02	0,926	0,622	0,845	0,96			3,06
Mangan (Mn gesamt)	0,007		0,05	0,006	0,12	0,1	0,0077	0,0105	0,1			0,29
Ammonium (NH_4)	< 0,02		< 0,02	0,03				1,5	1,6		0,32	4,07
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	241 / 54	227,6 / 53		345,4 / 69	347,3 / 67	336,7 / 67	3.489,6 / 71	3.377 / 72	3.466 / 72		2.721 / 66	2.690,1 / 67
Carbonat (CO_3)												
Fluorid (F)		0,95			0,59	0,51	1,32		1,4	1,49		
Chlorid (Cl)	5,6 / 2	5,97 / 2	5,4 / 4	2 / 1	3,82 / 1	4,78 / 2	815 / 29	758 / 28	798 / 28		556,2 / 23	522,5 / 22
Bromid (Br)		0,021			0,064	0,06						0,79
Iodid (I)		0,0175								0,11		0,07
Sulfat (SO_4)	151 / 43	150,03 / 44	160	119 / 30	128,4 / 32	126,5 / 32	< 0,5	5,29 / 0	2		358,4 / 11	333,1 / 11
Nitrat (NO_3)	< 0,5	< 0,025	< 1	< 1			< 0,5	< 1	0,2			
Hydrogensulfid (HS)												
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)		80					8,2	6		16	54	70

Antimon (Sb)								0,64				
Arsen (As)		< 5					205,5	150				
Beryllium (Be)								0,61				
Blei (Pb)		3					0,3	1,1				
Cadmium (Cd)							< 0,1	0,56				
Cäsium (Cs)												
Chrom (Cr)		< 1					15,4	5,85				
Cobalt (Co)							0,2	0,49				
Kupfer (Cu)		< 1					0,5	1,85				
Lithium (Li)	17	52					992,9	1.095				
Molybdän (Mo)							0,7	3,015				
Nickel (Ni)							1	1,7				
Quecksilber (Hg)								0,865				
Rubidium (Rb)							51,7	62				
Selen (Se)		< 5						17				
Uran (U)							< 0,1	0,04				
Vanadium (V)							0,3	1,85				
Zink (Zn)		< 20					1	56		18		
Zinn (Sn)								525				
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		15,2			20,9	12,4		18,48	24,1		26,69	20
o-Borsäure (H_3BO_3)		0,16			0,97	0,82		53,87		42,32		50
Feststoffsumme (mg/l)	538,60	524,84	289,14	608,70	655,69	632,27	6.142,17	5.904,70	6.069,66		5.149,16	5.073,30
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	40,00	6,60			42,60	44,80	679,00		1.210,00			1.789
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)												
Lösungsinhalt (mg/l)	578,60	531,44			698,29	677,07	6.821,17		7.279,66			6.862,30
Titrierter Schwefel (mg/l)												
Literaturverweis	wasserrechtlich relevante Unterlagen	Zötl et al. (1993)	Wasserlabor der Grazer Stadtwerke (1999)	Schmölzer (2012c)	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	FA Geochemie, GBA	Poltnig et al. (2001b)	Goldbrunner et al. (1993)	Goldbrunner et al. (1993)	Poltnig et al. (2001b)	Zetinigg (1993a)

Tab. 115.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Graz-Puntigam, Tobelbad, Hengsberg und Kalsdorf bei Graz (Kapitel 7.2.1–7.2.4, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Gams, Michelquelle	Bad Gams, Michelquelle	Bad Gams, Michelquelle	Bad Gams, Michelquelle	Bad Gams, Michelquelle	Bad Gams, St. Hubertus-Quelle	Stainz, Johannesquelle	Stainz, Johannesquelle	Stainz, Johannesquelle	Stainz, Johannesquelle
Datum der Probenahme	12.06.2017	2010	07.1990	04.06.1987	1956	30.08.1986	12.06.2017	05.11.1984	07.1990	15.02.1972
Ergiebigkeit (l/s)	0,03						0,12			0,20
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	263			860		160	2.250 (25° C)	2.240 (20° C)		
Auslauftemperatur (° C)	10			4,1			13	10,22		8 bis 10
pH	6,98			6,09			4,08	5,39		
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	+10						-108			
Sauerstoff (O_2) (mg/l)	8,4				0,1		0,6			
Kationen (mg/l) / (Eq%)										
Natrium (Na)	9,4 / 16	28,7 / 31		1,2 / 1	4,78 / 9	6,21 / 6	166,6 / 29	166,2 / 29		164 / 29
Kalium (K)	2,2 / 2	3,2 / 2		0,02	11,6 / 12		10,7 / 1			10,2 / 1
Calcium (Ca)	33,5 / 64	37,1 / 46		40,1 / 44	10,26 / 21	46,7 / 56	300,1 / 59	300,6 / 59		284,6 / 58
Magnesium (Mg)	5,3 / 17	5,1 / 11		4,54 / 8	3,9 / 13	7,36 / 15	32,8 / 11	34,4 / 11		31,9 / 11
Strontium (Sr)	0,0838		0,21				1,2545		1,00	
Barium (Ba)	0,0168		0,085				0,1154		0,070	
Eisen (Fe gesamt)	1,317 / 2 eventuell niedrig aufgrund von Ausfällungen	10,9 / 10		60,2 / 47	30,69 / 45	26,8 / 23	5,107 / 1	7,88 / 1		5 / 1
Mangan (Mn gesamt)	0,1261			0,32	1,076		0,3175	0,28		
Ammonium (NH_4)		< 0,5		0,33	0,54	0,08		0,08		
Anionen (mg/l) / (Eq%)										
Hydrogencarbonat (HCO_3)	130,2 / 83	182,7 / 72		264,9 / 93	129,6 / 86	238 / 94	1.331,9 / 84	1.296 / 84		1.228 / 83
Carbonat (CO_3)					0,014					
Fluorid (F)	0,08		0,08	0,24	0,38	0,25	0,39	0,29	0,31	
Chlorid (Cl)	8,7 / 10	21,7 / 15		0,7	7,94 / 9	3,66 / 2	143,4 / 16	144,9 / 16		146,1 / 17
Bromid (Br)										
Iodid (I)			< 0,04		0,034					
Sulfat (SO_4)	8,5 / 7	27,3 / 14		13,7 / 6	6,23 / 5	7,86 / 4	< 0,5	0,99		1
Nitrat (NO_3)	4,4	1,4			1,06	0,28	< 0,5	0,18		
Hydrogensulfid (HS)										0,02
Spurenelemente (µg/l)										
Aluminium (Al)	2,3		17				1,7		16	

Antimon (Sb)										
Arsen (As)	0,2			600			< 0,1			
Beryllium (Be)				140						
Blei (Pb)	< 0,1						< 0,1			
Cadmium (Cd)	< 0,1						< 0,1			
Cäsium (Cs)	< 0,1						0,7			
Chrom (Cr)	0,2						0,2			
Cobalt (Co)	1,5				11		< 0,1			
Kupfer (Cu)	0,4				16		< 0,1			
Lithium (Li)	3,2									
Molybdän (Mo)	0,2						< 0,1			
Nickel (Ni)	1,1						0,3			
Quecksilber (Hg)										
Rubidium (Rb)	4,6						48,8			
Selen (Se)										
Uran (U)	< 0,1						< 0,1			
Vanadium (V)	0,5						1,1			
Zink (Zn)	0,8		70				< 0,1		24	
Zinn (Sn)										
Undissoziierte Stoffe (mg/l)										
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)		20,5		74,6	30,59					137,8
o-Borsäure (H_3BO_3)			0,17						6,86	
Feststoffsumme (mg/l)	203,84	338,60		461,59	238,72	337,20	1.992,69	1.951,80		2.008,62
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	77			700	139	146	2.419	2.308		2.090
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)					n.n.					
Lösungsinhalt (mg/l)	281,03			1.161,59	377,72	483,20	4.412,09	4.259,80		4.098,62
Titrierter Schwefel (mg/l)								0,18		
Literaturverweis	FA Geochemie, GBA	Greschonig (2010)	Zetinigg & Zötl (1993a)	Zetinigg (1993a)	Hölzl (1956)	Zetinigg & Zötl (1993a)	FA Geochemie, GBA	Zetinigg & Zötl (1993a)	Zetinigg & Zötl (1993a)	FA Geochemie, GBA

Tab. 116.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Gams und Stainz (Kapitel 7.2.5, 7.2.6, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Allerheiligen im Mürztal, Mürztal Thermal 1	Jasnitztal, Sauerbrunn im Jasnitztal (neue Fassung)	Jasnitztal, Sauerbrunn im Jasnitztal (neue Fassung)	Jasnitztal, Sauerbrunn (alte Fassung)	Stanz im Mürztal, Ulrichsquelle	Stanz im Mürztal, Ulrichsquelle	Zlatten, Aktivquelle	Zlatten, Aktivquelle	Köflach, Thermal 1	Wildbad Einöd, Georgsquelle II	Wildbad Einöd, Georgsquelle II	Wildbad Einöd, Ignazquelle	Wildbad Einöd, Ignazquelle	Wildbad Einöd, Michaelquelle
Datum der Probenahme	17.07.2003	12.06.2017	18.02.2003	23.12.1992	03.09.1992	26.10.1964	12.06.2017	11.04.2002	26.04.2000	11.06.2012	12.12.1981	30.07.2008	17.01.1989	30.07.2008
Ergiebigkeit (l/s)	12	0,06	60 (l/min) Pump-versuch			0,6			3,4					
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	6.550 (25° C)	304 (25° C)	368 (25° C)	301 (25° C)	3.270 (25° C)	1.852 (20° C)	3.410 (25° C)	3.450 (20° C)	416 (20° C)	2.100 (25° C)	1.807 (20° C)	2.375 (20° C)		2.303 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	46	10	9,5	9,7	13,5	11,9	10	7,6	28,8	23,1	21,2	24,7		24,5
pH	6,37	549	5,87	5,13	6,05	5,54	6,17	6,26	7,63	6,26	6,3	6,2		6,1
Redoxpotenzial (Eh) (mV)		+219					+58							
Sauerstoff O_2 (mg/l)		6,1		5,4	2,8	0,08	0,4	< 0,8	< 0,02			2,4		1,2
Kationen (mg/l) / (Eq%)														
Natrium (Na)	526 / 29	4,8 / 7		4,4 / 6	48,14 / 4	25,2 / 3	483,2 / 60	397,5 / 55	9,48 / 9	96,2 / 14	90 / 14	127 / 16	100,6 / 15	113 / 15
Kalium (K)	63,7 / 2	0,9 / 1		1,04 / 1	9,13 / 0	3,2	34,4 / 3	31,5 / 3	2 / 1	34,2 / 3	34,3 / 3	48,3 / 4	35,4 / 3	44,5 / 4
Calcium (Ca)	751 / 48	45,9 / 72		44,3 / 70	774,3 / 80	713,4 / 81	109 / 16	102,5 / 16	58,3 / 60	400 / 68	384,7 / 70	441 / 65	393 / 67	428 / 66
Magnesium (Mg)	195 / 20	8,1 / 21		9,09 / 24	86,76 / 15	82,6 / 16	92,3 / 22	89,5 / 23	17,7 / 30	53,2 / 15	41,46 / 12	61,2 / 15	51,8 / 15	58,1 / 15
Strontium (Sr)	15,40	0,1214					1,0245		0,73					
Barium (Ba)	0,03	0,0195					0,1911		0,038					
Eisen (Fe gesamt)	7,2	0,008		< 0,05	0,06	4,28	3,069	21,5 / 2	0,4	2,06	0,05	0,65	0,8	0,96
Mangan (Mn gesamt)	0,11	0,0034		< 0,05	0,73	0,69	0,2939	0,9		1,16	1,46	0,79	1,2	0,88
Ammonium (NH_4)	1,2				0,06	0,4		< 0,01		0,31	3,4	0,09	0,16	0,26
Anionen (mg/l) / (Eq%)														
Hydrogencarbonat (HCO_3)	775,4 / 16	171,1 / 91	232	156,2 / 86	1.220,4 / 42	1.211 / 46	1.764,4 / 79	1.245,5 / 64	195,4 / 66		862,8 / 50	1.009,55 / 49	904 / 51	991,25 / 51
Carbonat (CO_3)	0,2557								0,8					
Fluorid (F)	3,1	0,14					0,35		0,25			2,2	1,9	2
Chlorid (Cl)	697 / 25	1,6 / 1		3,25 / 3	10,77 / 1	9,7 / 1	275,6 / 21	405,5 / 36	2,5 / 1	56,9	56,2 / 6	95 / 8	61,5 / 6	65,4 / 6
Bromid (Br)	0,53													
Iodid (I)								0,06	0,1				0,01	
Sulfat (SO_4)	2.267 / 59	11,1 / 8		16,2 / 11	1.326,46 / 58	1.126 / 54	3,2	2,5	74,4 / 32	546	604 / 44	710 / 43	605,3 / 43	660 / 43
Nitrat (NO_3)	1,2	3,7		8,3	0,52	0,8	< 0,5	2,4	0,49		0,4			
Hydrogensulfid (HS)	1					0,007			0,02				0,01	

Spurenelemente (µg/l)														
Aluminium (Al)	19	19,4					1,3		< 5			< 90		
Antimon (Sb)									< 1					
Arsen (As)	860	1,6					0,2		< 1					
Beryllium (Be)	1								< 1					
Blei (Pb)	< 1	< 0,1					< 0,1		< 1					
Cadmium (Cd)	< 1	< 0,1					0,1		< 1					
Cäsium (Cs)														
Chrom (Cr)	39	0,5					0,4		< 5					
Cobalt (Co)	2						0,7		< 1					
Kupfer (Cu)	< 5	0,9					0,3		< 1					
Lithium (Li)		4,7					984,2	700	7				500	
Molybdän (Mo)		< 0,1					0,3							
Nickel (Ni)	40	2,7					3,7		< 5					
Quecksilber (Hg)									< 1					
Rubidium (Rb)		0,8												
Selen (Se)	< 20								< 1					
Uran (U)		< 0,1					< 0,1							
Vanadium (V)							0,3							
Zink (Zn)	25	< 0,1					23,4		< 5					
Zinn (Sn)									< 1					
Undissoziierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	37,7					17,5		118	20,41		18,17	37,8		37
o-Borsäure (H_3BO_3)	25,90							4,00	0,28			15,20		15,20
Feststoffsumme (mg/l)	5.368,52	247,48		242,78	3.477,33	3.194,78	2.768,05	2.422,00	383,31		2.096,54	2.548,78	2.156,18	2.416,55
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		1.313,55	1.485	902,00	1.205,60	2.190,00	2.284,68	1.705,00	7,60		680		1.050	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)						0,00								
Lösungsinhalt (mg/l)	5.368,52	1.561,03		1.144,78	4.682,93	5.384,78	5.052,733	4.127,00	390,91		2.776,54		3.206,18	
Titrierter Schwefel (mg/l)	6,3								0,28					
Literaturverweis	Eisner & Goldbrunner (2003c)	FA Geochemie, GBA	Heiss & Goldbrunner (2003)	Zettingg (1993a)	Zettingg (1993a)	Zettingg (1993a)	FA Geochemie, GBA	Greschong (2002b)	Eisner et al. (2000)	Schmölzer (2012d)	Maurin (1993)	ASFINAG Bau Management GmbH (2010)	Betreiberinformation	ASFINAG Bau Management GmbH (2010)

Tab. 117.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Allerheiligen im Mürztal, Jasnitztal, Stanz im Mürztal, Zlatten, Köflach und Wildbad Einöd (Kapitel 7.3.1–7.3.5, 7.3.7, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn	Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn	Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn	Thalheim, Knödelquelle	Thalheim, Knödelquelle	Thalheim, Knödelquelle	Fentsch, Fentscher Quelle	Fentsch, St. Lorenz-Quelle	Fentsch, Neuer Brunnen	Kobenz bei Knittelfeld, Säuerling im Raßnitzgraben	Kobenz bei Knittelfeld, Säuerling im Raßnitzgraben	Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl	Öblarn, Thaddäusquelle
Datum der Probenahme	23.10.2000	30.09.2015	15.08.1988	07.1990	12.09.2016	30.09.2015	28.10.1992	vor 1975	vor 1975	vor 1975	30.09.2015	28.10.1992	12.09.2016	20.06.2006
Ergiebigkeit (l/s)	1,57	1,5			0,06	0,07	0,01				0,01	0,0015	0,10	0,25
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	11.940 (20° C)	3.560 (25° C)	4.050		3.310 (25° C)	3.250 (25° C)	3.995 (25° C)				2.510 (25° C)	246 (25° C)	902 (25° C)	4.480
Auslauftemperatur (° C)	41,2	14,1	14,7		15,70	14,9	13,6				10	7	8	8,1
pH	6,63	6,46	6,1		6,22	6,16	6,02				5,46	5,1	7,59	3,27
Redoxpotenzial (Eh) (mV)		+90			+80	+93					+11,5		-63	
Sauerstoff O_2 (mg/l)	< 0,02	3,52	< 0,1		0,53	0,7					2,5		1,33	2,6
Kationen (mg/l) / (Eq%)														
Natrium (Na)	2.792 / 85	271,2 / 27	349,2 / 33		224 / 26	210,1 / 24	338,17 / 29	1.348 / 82	1.035 / 77	1.492 / 82	11,2 / 20	9,58 / 18	5,17 / 2	10,1 / 1
Kalium (K)	200 / 3	30,5 / 2			41,1 / 3	28 / 2	40,73 / 2				3,2 / 3	3,13 / 3	5,37 / 1	4,7
Calcium (Ca)	150 / 5	465,4 / 53	461,7 / 50		440 / 57	477,8 / 62	553,53 / 55	208 / 14	144 / 12	199 / 13	20,5 / 43	20,89 / 44	76,7 / 37	12,4 / 1
Magnesium (Mg)	113 / 6	95,9 / 18	94,1 / 17		65,5 / 14	60,3 / 13	82,22 / 13	28 / 3	58 / 8	40 / 4	8,9 / 31	9,82 / 34	74,5 / 59	486,7 / 71
Strontium (Sr)	11,20	4,4235		2,40	2,87	2,7287					0,0957		0,51	1,90
Barium (Ba)	1,20	0,0195		0,014	0,072	0,0565					0,0928		0,017	0,10
Eisen (Fe gesamt)	5,2	1,02	1,04		0,669	1,098	< 0,05	13,0 / 1	46 / 3	32 / 1	1,83 / 3	< 0,05	1,116	433,1 / 27
Mangan (Mn gesamt)	0,14	0,1038	0,06		0,194	0,2366	0,05				0,343	0,25	0,007	26,5
Ammonium (NH_4)	5,1													1,4
Anionen (mg/l) / (Eq%)														
Hydrogencarbonat (HCO_3)	4.083 / 44	1.380,21 / 52	1.387 / 49		1.528,5 / 60	1.376,09 / 59	1.659,74 / 54	1.669 / 37	1.583 / 44	2.001 / 41	86,37 / 60	73,22 / 51	460,7 / 69	0,1
Carbonat (CO_3)	3,3													
Fluorid (F)	2,26	0,74	0,71	0,74	0,8	0,58					0,13		0,4	0,5
Chlorid (Cl)	2.863 / 54	330,1 / 22	370 / 23		297,1 / 20	275 / 20	455,5 / 26	1.627 / 63	1.152 / 55	1.701 / 59	2 / 2	0,42 / 1	1,1	6,6
Bromid (Br)	3,9				0,55								0,01	< 0,1
Iodid (I)	0,2			< 0,04	0,05			1,4	0,7 / 0	1,6 / 0			< 0,02	
Sulfat (SO_4)	135,4 / 2	540,2 / 26	614,8 / 28		390,9 / 20	391,3 / 21	477,6 / 20	0	7 / 0	0	42,2 / 37	54,75 / 48	162,8 / 31	3.112,4 / 100
Nitrat (NO_3)		< 0,5	0,061		2,3	3,1	2,22 / 0				1,7 / 0	0,3	< 0,5	1,2
Hydrogensulfid (HS)	0,25													
Spurenelemente (µg/l)														
Aluminium (Al)	0,2	8,8		31	2,41	4,8					59,50		< QL	7.200

Antimon (Sb)	< 1				< QL								< QL	< 0,1
Arsen (As)	10	0,9			< QL	1					2,90		< QL	2
Beryllium (Be)	< 5				0,13								< QL	
Blei (Pb)	< 1	0,1			< QL	0,1					0,20		< QL	< 1
Cadmium (Cd)	< 1	< 0,1			< QL	< 0,1					< 0,1		< QL	< 0,5
Cäsium (Cs)		1,9				2,6					< 0,1			< 1
Chrom (Cr)	10	12,3			0,02	14,2					5,50		< QL	< 2
Cobalt (Co)	< 1	1			0,60	1,6					4,90		< QL	33
Kupfer (Cu)	10	2			0,46	2,4					1,0		< QL	76
Lithium (Li)	5.600	590,6			633	486,9		50	30	60	8,4		26,3	
Molybdän (Mo)		0,3			< QL	0,2					0,3		< QL	
Nickel (Ni)	< 10	6,5			< QL	9,7					4,3		< QL	75
Quecksilber (Hg)	< 0,1				0,002								< QL	< 0,1
Rubidium (Rb)		102,1			119	92,5					3,4		8,89	8
Selen (Se)	40				< QL								< QL	2
Uran (U)		3,8			3,95	3,1					0,2		1,37	0,04
Vanadium (V)		0,4			0,19	0,2					0,3		< QL	
Zink (Zn)	230	5,7		24	< QL	2,2					8		< QL	25.600
Zinn (Sn)	< 1				< QL								< QL	< 0,2
Undissoziierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	38,35				48,24								17,66	37,26
o-Borsäure (H_3BO_3)	120,11			9,44	12,14								0,05	43,46
Feststoffsumme (mg/l)	10.661,51	3.120,55	3.278,67		3.055,75	2.827,01	3.609,71	4.894,45	4.025,73	5.466,66	178,66	172,10	806,15	4.211,42
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	1.058	695,85	1.387,00			1.037,00	2.640,00	1.381	1.592	1.376	526	1.012		5,90
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)	0,25													
Lösungsinhalt (mg/l)	11.719,51	3.816,40	4.665,67			3.864,01	6.249,71	6.275,45	5.617,73	6.842,66	704,66	1.184,10		4.217,32
Titrierter Schwefel (mg/l)	2,2													< 0,32
Literaturverweis	Rotter & Spacek (2000b)	FA Geochemie, GBA	Zetinigg (1993a)	Zetinigg (1993a)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA	Zetinigg (1993a)	Carlé (1975)	Carlé (1975)	Carlé (1975)	FA Geochemie, GBA	Zetinigg (1993a)	BOKU (Ultraspuren)	wasserrechtlich relevante Unterlagen

Tab. 118.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Fohnsdorf, Thalheim, Fentsch, Kobenz bei Knittelfeld, Feistritz am Kammersberg und Öblarn (Kapitel 7.3.6, 7.3.8–7.3.12, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Wörschach, Schwefelquellen, Sammelauslass	Wörschach, Schwefelquellen, Sammelauslass	Wörschach, Schwefelquelle 1	Wörschach, Schwefelquelle 2	Wörschach, Schwefelquelle 3	Wörschach, Schwefelquelle 4	Wörschach, Schwefelquelle 5	Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	Bad Mitterndorf, Thermal 1	Bad Mitterndorf, Kohldümpfel	Altaussee, Scheibenstollen-Quelle	Hall bei Admont, Watzlbergquelle
Datum der Probenahme	28.11.2012	27.05.1981	13.07.2015	13.07.2015	13.07.2015	13.07.2015	13.07.2015	31.07.2013	01.06.1988	31.05.1988	03.11.2005	13.07.2015	21.08.1985	02.12.1999
Ergiebigkeit (l/s)	0,11	0,15	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2		3,55	5,56	1,1	Schöpfprobe		0,007
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	1.445	1.380 (20° C)	2.040 (25° C)	1.745 (25° C)	1.312 (25° C)	2.740 (25° C)	1.966 (25° C)	956 (25° C)	882,3 (20° C)	832,6 (20° C)	2.070 (25° C)	1.468 (25° C)		30.900 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	6,9		9,5	9,8	8,7	8,7	8,6	25,3	26,2	26,6	30	14,9		7,1
pH	7,6		7,2	7,08	7,07	7,06	7,01	7,48			7,17	7,19		6,35
Redoxpotenzial (Eh) (mV)			-284	-318	-360	-337	-328				+209	-310		
Sauerstoff O_2 (mg/l)			2,77	2,28	0,87	1,57	0,93				0,05	1,06		< 0,1
Kationen (mg/l) / (Eq%)														
Natrium (Na)	5,9 / 1	7,2 / 1	7,3 / 1	8,1 / 2	5,1 / 1	11,2 / 1	7,1 / 1	8,4 / 3	9,15 / 4	8,25 / 3	17,5 / 3	3,7 / 1	3.702,2 / 78	6.400 / 82
Kalium (K)	2,3	4,3	3,6	3,4	2,2	4,3	3	1,1	1,12	1,04	2	4,7 / 1	29,1	17,7
Calcium (Ca)	299 / 69	367,1 / 71	371,5 / 69	281,8 / 64	205,1 / 65	599,6 / 77	366,6 / 70	139,3 / 63	137,8 / 61	130,7 / 60	356 / 64	308,9 / 88	552 / 13	953 / 14
Magnesium (Mg)	77,1 / 29	86,6 / 28	97,9 / 30	89,3 / 34	63,7 / 33	101,2 / 21	89,5 / 28	44,2 / 33	48,6 / 35	47,6 / 36	110 / 33	21,9 / 10	200,4 / 8	140 / 3
Strontium (Sr)	7,90		11,62	11,13	5,74	15,49	9,45	2,7104	2,80	2,62	6,8	2,823	7,34	
Barium (Ba)	< 0,1		0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,0202	0,0188	0,0213	0,03	0,033	0,012	
Eisen (Fe gesamt)	< 0,1	0,1	0,032	0,022	0,039	0,103	0,056	0,003	< 0,05	< 0,05	0,014	0,149	0,32	0,63
Mangan (Mn gesamt)		0,1	0,0211	0,0175	0,0152	0,022	0,019	0,0003			< 0,01	0,4111	0,03	< 0,05
Ammonium (NH_4)	< 0,1	0,1							< 0,01	< 0,01	< 0,1		1,3	0,07
Anionen (mg/l) / (Eq%)														
Hydrogencarbonat (HCO_3)	335 / 26	336,8 / 21	508,79 / 31	542,36 / 40	522,89 / 54	545,49 / 23	498,74 / 32	161,83 / 24	164,1 / 27	163,6 / 25	110 / 6	252 / 24	120,8 / 1	325 / 2
Carbonat (CO_3)														
Fluorid (F)	0,4		0,83	0,7	0,47	0,72	0,8	0,68	0,36	0,62	2,9	0,27	1,13	< 0,5
Chlorid (Cl)	3,3	8,9 / 1	1,7	3	2,5	4,3	1,5	8,7 / 2	8,84 / 2	7,43 / 2	19,2 / 2	5,2 / 1	4.101,7 / 56	9.850 / 82
Bromid (Br)		0,79									< 0,1		3,56	
Iodid (I)		0,22							0,01	0,01	< 0,05		0,36	< 0,1
Sulfat (SO_4)	760 / 74	930,6 / 75	908 / 69	624,3 / 59	349,7 / 46	1.453,6 / 77	849,74 / 68	394,1 / 74	339,9 / 71	381,6 / 73	1.240 / 92	622,6 / 75	4.256,3 / 43	2.600 / 16
Nitrat (NO_3)	2,6	0,1	< 0,5	0,08	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,3			< 0,5	< 0,5	0,18	12
Hydrogensulfid (HS)		26,5 / 3												
Spurenelemente (µg/l)														
Aluminium (Al)			5,7	6,2	5,0	15,5	9,3	5,2	3,1	2,1	15	16,4	40	

Antimon (Sb)											< 1			
Arsen (As)			1,2	0,9	0,9	1,4	1,2	4,1			8,2	2,1	22,4	
Beryllium (Be)											1			
Blei (Pb)			0,6	0,2	3,7	2,4	6,7	< 0,1			< 1	6,3	2,4	
Cadmium (Cd)			< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1			< 1	< 0,1	< 0,2	
Cäsium (Cs)			< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1				< 1	< 0,1		
Chrom (Cr)			4,1	4,4	5,1	5,3	4,9	1			< 5	2,8	5,6	
Cobalt (Co)			0,8	0,6	0,5	1,4	0,8	0,7			1,3	0,8		
Kupfer (Cu)			0,1	0,3	0,4	0,3	0,3	1			< 10	0,9	6	
Lithium (Li)	< 100		24,2	23,9	16,6	28,5	23	6,2	7,2	5,8	15	2,1	290	
Molybdän (Mo)			< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	1,9			3,5	0,2		
Nickel (Ni)			6,9	5,5	4,1	15,1	7,4	4,4			< 5	6,7		
Quecksilber (Hg)											< 0,05		< 0,01	
Rubidium (Rb)			3,3	3,1	2,0	3,2	3,0	1,3			2,5	2,1		
Selen (Se)											< 1		< 0,2	
Uran (U)			< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	5,7			7,8	< 0,1	0,1	
Vanadium (V)			0,2	< 0,1	< 0,1	0,3	0,1	0,6			7,8	0,2		
Zink (Zn)			26,8	15,1	51,9	37,8	79,6	10,4			46	61,2	13	
Zinn (Sn)											< 3			
Undissoziierte Stoffe (mg/l)														
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	84,5	32							7,95	7,79	11		8,64	7,5
o-Borsäure (H_3BO_3)	3,10	0,40							0,15	0,09	0,48		19,89	1,30
Feststoffsumme (mg/l)	1.581,10	1.801,81	1.911,38	1.564,32	1.157,57	2.736,55	1.826,66	761,06	720,81	760,29	1.876,03	1.222,79	14.134,22	20.307,2
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	19	110,00						8,04	12,80	9,60	15,40	25,15	8,45	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)														
Lösungsinhalt (mg/l)	1.600,10	1.911,81						769,10	733,61	769,89	1.891,43	1.247,94	14.142,67	
Titrierter Schwefel (mg/l)											< 20			
Literaturverweis	Raber (2013)	Zetnigg (1993a)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	Zetnigg (1993a)	Zetnigg (1993a)	Zetnigg (1993a)	Lorenz & Wechner (2006)	FA Geochemie, GBA	Zetnigg (1993a)	Raber (2000)

Tab. 119.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Wörschach, Bad Mitterndorf, Altaussee und Hall bei Admont (Kapitel 7.4.1–7.4.4, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Allerheiligen im Mürztal, Mürztal Thermal 1	2003	-2,57	0,29	-11,9	-86,8				Eisner & Goldbrunner (2003c)
Altaussee, Scheibenstollen-Quelle	21.08.1985		72,5 ± 3,3				0,0111	3,3	Zetinigg (1993a)
Bad Blumau, Blumau 2	12.04.2007	-1,12		-8,33	-61,1				Eisner & Goldbrunner (2009c)
Bad Blumau, Blumau 2	15.10.2004	-4,25		-8,20	-63,2				Eisner & Goldbrunner (2009c)
Bad Blumau, Blumau 2	06.03.1996	-0,91		-7,23	-60,1				Eisner & Goldbrunner (2009c)
Bad Blumau, Blumau 3	05.07.1996–21.07.1996			-10,27 bis -9,75	-72,4 bis -70,9				Bundesforschungs- und Prüfzentrum Arsenal (1996), zit. nach Goldbrunner & Eisner (1997b)
Bad Gams, Michelquelle	04.06.1987							7,4	Zetinigg (1993a)
Bad Gleichenberg, Emmaquelle	17.03.2000		10,8 ± 0,6	-10,94	-76,7				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Emmaquelle	03.09.1986	-2,9		-10,5	-72				Goldbrunner & Schubert (1993)
Bad Gleichenberg, Karlsbrunnen	17.03.2000		10,8 ± 0,6	-9,51	-66,7				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Karlsbrunnen	09.12.1999		12,3 ± 0,6	-9,46	-66,8				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	17.03.2000		10,0 ± 0,6	-9,41	-65,8				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	09.12.1999		10,9 ± 0,5	-8,87	-62,5				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle	03.09.1986	+2,4		-11,0	-76				Goldbrunner & Schubert (1993)
Bad Gleichenberg, Maria-Theresien-Quelle	17.03.2000		1,48 ± 0,3	-10,94	-76,3				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Maria-Theresien-Quelle	09.12.1999		3,1 ± 0,3	-10,9	-77,8				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	17.03.2000		0,25 ± 0,1	-11,26	-80,8				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle	09.12.1999		0,0 ± 0,3	-11,28	-80,8				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Maxquelle	28.01.2002		0,5 ± 0,3	-11,35	-71,6				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Mineral-Thermalquelle	17.03.2000		0,29 ± 0,1	-11,50	-81,5				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Mineral-Thermalquelle	09.12.1999		0,0 ± 0,2	-11,45	-82,9				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Römerquelle	17.03.2000		5,8 ± 0,5	-10,45	-74,1				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b

Bad Gleichenberg, Römerquelle	09.12.1999		8,0 ± 0,4	-10,37	-74,2				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Sophienquelle	17.03.2000		0,18 ± 0,3	-11,04	-76,3				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Sophienquelle	09.12.1999		1,1 ± 0,3	-11,03	-78,4				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Werléquelle	17.03.2000		6,09 ± 0,5	-10,07	-71,7				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Gleichenberg, Werléquelle	09.12.1999		9,5 ± 0,5	-9,98	-71,0				Papesch, 2000, zit. nach Kriegl et al., 2000b
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1	31.05.1988		0,8				0,022	55,5	Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	31.07.2013		< 0,3	-13,15	-90,8				Süveges (2014)
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2	01.06.1988		1,1				0,022	55,5	Zetinigg (1993a)
Bad Mitterndorf, Thermal 1	03.11.2005	-3	< 0,6	-13,99	-101,9		0,938	20,2	Lorenz & Wechner (2006)
Bad Radkersburg, Radkersburg II	vor 1993			-11,36	-71,4				Zetinigg (1993a)
Bad Radkersburg, Radkersburg II	27.02.1979						1,3	2	Vonach (1979), zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen
Bad Radkersburg, Radkersburg IIIa	2001						1,2	0,5	Kindl (2001), zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen
Bad Radkersburg, Stadtquelle	21.03.2014						< 0,01	3,1	Raber (2014)
Bad Waltersdorf, Waltersdorf 1	30.04.1980			-10,24	-72,5				Zetinigg (1993a)
Bad Waltersdorf, Waltersdorf 1	14.08.1975						0,0481	2,405	Zetinigg (1993a)
Deutsch Goritz, Minaris-Brunnen (Alt)	07.03.2017		7,8 ± 0,5	-8,95	-63,0				Brezna (2017)
Deutsch Goritz, Minaris-Brunnen (Neu)	07.03.2017		8,5 ± 0,5	-9,08	-63,6				Brezna (2017)
Deutsch Goritz, SteirerQuell	20.02.2007		1,9						Eisner & Goldbrunner (2007)
Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl	12.09.2016							55 ± 4	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1	23.10.2000		0,1	-10,75	-79,6		1,53	0,4	Rotter & Spacek (2000b)
Frutten, Säuerling	26.08.2015		< 0,5	-9,77	-67,8				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Frutten, Säuerling	30.06.1998	+7,55							Poltnig et al. (2001b)
Fürstenfeld, Thermal 1	1991						1,813	4,07	Goldbrunner (1993b)
Fürstenfeld, Thermal 1	1988			-5,7	-50				Goldbrunner (1988)
Graz, Puntigam II	1976			-10,19	-86,4				Zötl et al. (1993)
Graz, Puntigam II	1972		7 ± 2						BVFA Arsenal (1972), zit. nach Zötl et al. (1993)
Graz, Puntigam III	04.09.1997	-3,87							Tesch (1997)

Hall bei Admont, Watzlbergquelle	02.12.1999						0,019	21,1	Raber, 2000
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	29.09.2015		< 0,5	-10,97	-77,5				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	15.10.1998	-2,59							Poltnig et al. (2001b)
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	29.06.1998	-1,03							Poltnig et al. (2001b)
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	24.06.1997	-2,20							Poltnig et al. (2001b)
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn	20.11.1970						0,555	22,2	Zetinigg (1993a)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen I	26.08.2015		< 0,5	-10,69	-74,5				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen I	02.02.2000		0,60	-10,72	-76,9				Kriegl et al. (2000)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen I	30.06.1998	+2,36							Poltnig et al. (2001b)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen I	20.08.1997	-0,31							Poltnig et al. (2001b)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen I	27.04.1986						0,041	14,8	Zetinigg (1993a)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen II	02.02.2000		0,27	-10,92	-79,0				Kriegl et al. (2000)
Hof bei Straden, Johannis Brunnen IV	02.02.2000		0,49	-10,36	-73,7				Kriegl et al. (2000)
Ilz, Thermal 1	08.06.1999	-1,72	0,7	-9,45	-67,9				Goldbrunner & Gold (2002)
Ilz, Thermal 1	25.09.2000		1,2	-10,19	-69,5		0,02	5,5	Österreicher & Spacek (2000)
Kalsdorf bei Graz, Kalsdorfer Sauerbrunn	24.06.1998	+0,97							Poltnig et al. (2001b)
Klapping, Brodelsulz	27.08.2015			-8,83	-57,0				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Klapping, Säuerling	16.10.1998	+0,99							Poltnig et al. (2001b)
Klapping, Säuerling	30.06.1998	+5,82							Poltnig et al. (2001b)
Klapping, Säuerling	20.08.1997	-0,75							Poltnig et al. (2001b)
Kobenz bei Knittelfeld, Säuerling im Raßnitzgraben	30.09.2015			-9,11	-62,8				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Köflach, Thermal 1	26.04.2000	-7,62	0,8	-10,48	-73,2		0,105	17	Rotter & Spacek (2000c)
Köflach, Thermal 1	27.01.1999		0,4	-10,55	-73,9				Arsenal Research (2000), zit. nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen; Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Kronnersdorf, Säuerling	26.08.2015		< 0,5	-11,36	-79,9				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Binderberg 1	02.12.1996						0,21	1,95	Raber & Irgolic (1997)
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Lautenberg 1	02.12.1996						0,19	1,84	Raber & Irgolic (1997)

Loipersdorf bei Fürstenfeld, Lautenberg 1	10.05.1977 bzw. 11.11.1980		3	-9,23					Goldbrunner & Gold (2002)
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Grieselstein Thermal 1	10.08.2005	-3,6	< 1	-10,2	-70,5		0,0264	0,041	Lorenz & Wechner (2005)
Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	12.09.2016							13 ± 1	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	29.09.2015		< 0,5	-10,05	-70,7				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle	14.11.2002							8,19	Schmölzer (2003)
Neusetz, Säuerling	26.08.2015		7,2 ± 0,5	-9,25	-64,4				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Ottendorf an der Rittschein, Thermal 1	24.07.2003		< 0,4	-10,74	-73,6				Spacek (2003), zit. nach Eisner & Goldbrunner (2003b)
Rohrbach am Rosenberg, Rosenbergquelle							0,033	8,14	Zetinigg (1993a)
Sicheldorf, Josefsquelle	04.09.1986	+3,6		-11,6	-79				Zetinigg (1993a)
Stainz, Johannesquelle	15.10.1998	+1,13							Poltnig et al. (2001b)
Stainz, Johannesquelle	13.08.1998	+2,40							Poltnig et al. (2001b)
Stanz im Mürztal, Ulrichsquelle	1967							32,34	Zetinigg (1993a)
Sulzegg, Christophorus-Quelle (Neu)	15.03.1984		0,0 ± 0,5						Zetinigg (1993a)
Sulzegg, Styrianquelle	02.12.1980		5,7 ± 0,8						Zetinigg (1993a)
Thalheim, Knödelquelle	12.09.2016							178 ± 6	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Thalheim, Knödelquelle	30.09.2015		3,5 ± 0,3	-10,10	-72,1				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn (Überlauf)	30.09.2015		4,2 ± 0,4	-10,22	-73,0				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn (Überlauf)	02.07.1998	+2,77							Poltnig et al. (2001b)
Tobelbad, Ferdinandquelle	02.04.1976		7	-10,2	-70,7				BVFA Arsenal (1976), zit. nach Zetinigg (1993j)
Tobelbad, Ferdinandquelle	22.07.1974		23		-68,9				BVFA Arsenal (1974), zit. nach Zötl (1993j)
Tobelbad, Ludwigquelle	02.04.1976		5	-10,2	-70,7				BVFA Arsenal (1976), zit. nach Zetinigg (1993j)
Tobelbad, Ludwigquelle	25.07.1975						< 1,85	13,32	Institut für Anorganische und Analytische Chemie der Universität Graz (1975), zit. nach Zetinigg (1993j)
Tobelbad, Ludwigquelle	22.07.1974		25		-68,2				BVFA Arsenal (1974), zit. nach Zötl (1993j)

Tobelbad, Ludwigquelle	26.06.1972		2		-65,2				Balneologisches Institut der Universität Innsbruck (1972), zit. nach Zötl (1993j)
Weinburg am Saßbach, Säuerling	27.08.2015		1,1 ± 0,2	-9,57	-68,3				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Süveges (2015)
Wörschach, Schwefelquelle 1	13.07.2015			-11,38	-81,0	+21,5			FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Horacek (2015)
Wörschach, Schwefelquelle 2	13.07.2015			-11,64	-83,2				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Wörschach, Schwefelquelle 3	13.07.2015			-11,33	-80,7				FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Wörschach, Schwefelquelle 4	13.07.2015			-11,22	-76,0	+17,2			FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA; Horacek (2015)
Zlatten, Aktivquelle	06.10.1998	+1,06							Poltnig et al. (2001b)
Zlatten, Aktivquelle	06.10.1998	+4,70							Poltnig et al. (2001b)

Tab. 120.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in der Steiermark (Kapitel 7, Teil 1).

18 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Tirol

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Bad Häring, Niederholz 1	Bad Häring, Niederholz 1	Brixlegg, Silberquelle	Brixlegg, Montesquelle	Mehrn, Hohlen-Quelle	Mehrn, Nothelferbrunnen II	Münster, ungenutzte Quelle des Quellwasser-bezirks Lipperheide	Münster, Tiroler Quelle	Münster, Schlossquelle	Münster, Astoriaquelle	Münster, Alpquell-Quelle	Münster, Alpquell-Quelle
Datum der Probenahme	17.04.2012	27.06.1985	aktuelle Analyse Betreiber	aktuelle Analyse Betreiber	20.09.2016	2013	20.09.2016	05.04.2003	14.04.2003	03.09.1991	03.09.1991	21.08.1981
Ergiebigkeit (l/s)		0,86			0,38	0,43	0,38					2,65
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	1.620 (25° C)	1.460 (20° C)			1.631 (25° C)		1.185 (25° C)	1.178 (25° C)	1.176 (25° C)	1.033 (25° C)	1.127 (25° C)	1.096 (20° C)
Auslauftemperatur (° C)	15	16			10,7	10,2	9,8	9,6	11,3	10,2	11,8	9,8
pH	8,21	7,3			7,35		7,34	7,66	7,66	7,79	7,66	7
Redoxpotenzial (Eh) (mV)					237		+187					
Sauerstoff O_2 (mg/l)	0,3	0,1			7,3		2			5,9	2	
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	210 / 60	204,61 / 59	8,8 / 6	31,3 / 11	8,84 / 2		3,83 / 1	2,2 / 1	3,4 / 1			3,85 / 1
Kalium (K)	6,5 / 1	7,04 / 1	1,8 / 1	4,5 / 1	2,46		1,74	3,5 / 1	2,1			2,05
Calcium (Ca)	67 / 22	68,42 / 23	79,9 / 58	117,4 / 49	295 / 76	380,6	200 / 75	227,6 / 76	222,1 / 76	218 / 76	246,8 / 78	224,6 / 76
Magnesium (Mg)	32 / 17	30,96 / 17	30,5 / 36	55 / 38	48,8 / 21	59	37,2 / 23	40,8 / 23	39,4 / 22	40,8 / 24	41,8 / 22	39,1 / 22
Strontium (Sr)					5,75 / 1		0,0012					1,06
Barium (Ba)	0,064				0,0392		0,0188					0,0305
Eisen (Fe gesamt)		0,36			< QL		< QL		0,006	0,07	0,41	0,057
Mangan (Mn gesamt)		< NWG			< QL		< QL		0,003			< 0,005
Ammonium (NH4)	0,36	0,45						0,008	0,008			0,008
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	210 / 22	190,3 / 21	241,1 / 58	229,9 / 32	350,8 / 36	303,8	265,4 / 30	263,8 / 29	262,3 / 30	244,7 / 29	248,4 / 25	252 / 28
Carbonat (CO_3)												
Fluorid (F)	1,2	1,6	0,30	0,4	0,2		0,2	< 0,5		0,48	0,58	0,19
Chlorid (Cl)	360 / 66	369,14 / 69	17,5 / 7	18,4 / 4	5,4 / 1		5,4 / 1	5,1 / 1	4,4 / 1	3,2 / 1	3,2 / 1	2,7 / 1
Bromid (Br)					0,01		0,01					
Iodid (I)	0,1	n.n.					< QL					0,015
Sulfat (SO_4)	85 / 12	73,26 / 10	113,7 / 35	362,4 / 64	473,6 / 63	862,8	473,6 / 69	495,5 / 70	483,1 / 69	476,7 / 71	571,5 / 74	497,4 / 71
Nitrat (NO_3)		0,06	7,3	< 0,3	2,3		2,3	3,1	0,003	2	1,3	2,53
Hydrogensulfid (HS)												
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)	< 10				< QL		< QL	8				

Antimon (Sb)	< 1				0,37		0,64					
Arsen (As)	10	8			< QL		< QL					< 0,5
Beryllium (Be)	< 1				< QL		< QL					
Blei (Pb)	< 5	< 1			< QL		0,62					< 50
Cadmium (Cd)	< 1	< 0,1			0,04		< QL					
Cäsium (Cs)												
Chrom (Cr)	< 5	< 20			< QL		< QL					< 25
Cobalt (Co)	< 1				< QL		< QL					
Kupfer (Cu)	< 20	< 20			< QL		< QL					
Lithium (Li)	66				8,27		5,38					4,32
Molybdän (Mo)					3,73		3,42					
Nickel (Ni)	< 10				< QL		< QL					
Quecksilber (Hg)	< 0,1	< 0,1			0,006		0,006					< 1
Rubidium (Rb)	11				1,59		1,61					
Selen (Se)	< 10	< 5			< QL		< QL					< 10
Uran (U)					5,39		2,27					0,53
Vanadium (V)	< 5				0,16		< QL					
Zink (Zn)	< 50	< 100			< QL		88,9					< 500
Zinn (Sn)	< 1				< QL		< QL					
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	26,00	20,2			9,7		7,8					8,9
o-Borsäure (H_3BO_3)	0,61	1,69			0,17		0,10					0,53
Feststoffsumme (mg/l)	998,92	968,12	500,90	818,90	1.203,11	1.606,2	997,67	1.041,61	1.016,80	985,88	1.113,99	1.035,03
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		5,99										19
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)		12,95										< 0,01
Lösungsinhalt (mg/l)		987,06										1.054,03
Titrierter Schwefel (mg/l)	7,15	12,22										
Literaturverweis	Plank (2012)	Deetjen & Job-Egger (1986)	Silberquelle (2017)	Montes (2017)	BOKU (Ultraspuren)	Markl (2014)	BOKU (Ultraspuren)	Gasser (2004)	Gasser (2004)	Dierich (1993)	Dierich (1993)	Stehlik (1982)

Tab. 121.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Häring, Brixlegg, Mehrn und Münster (Kapitel 8.1.1–8.1.4, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Seefeld in Tirol, Franz-Joseph-Quelle	Hall in Tirol, Sole	Hall in Tirol, Sole (Gußrohr)	Hall in Tirol, Sole (PVC Rohr)	Hall in Tirol, Sole (altes Kurmittelhaus)	Breitenwang, Sulfatquelle Kreckelmoos	Grins, Tiefbohrung Wildbadquelle	Grins, Wildbadquelle 1	Grins, Wildbadquelle 1
Datum der Probenahme	29.11.1951	12.10.2017	24.10.1994	24.10.1994	1953	26.01.1999	09.12.2003	09.12.2003	09.05.1972
Ergiebigkeit (l/s)	0,8					0,59			0,95
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)		250.000 (25° C)				1.942	2.550 (25° C)	2.070 (25° C)	2.411 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	11,3	5,1	4,3	4,3		7	19,5	17,5	18,9
pH	6,0	6,89	7,00	7,00		7,5	7,3	7,4	7,3
Redoxpotenzial (Eh) (mV)									
Sauerstoff O_2 (mg/l)						7,75	0,9	4,8	
Kationen (mg/l) / (Eq%)									
Natrium (Na)	6 / 2	124.122 / 97	77.651 / 96	100.468 / 97	100.400 / 97	3,31	3,24	2,34	4,1
Kalium (K)		480	438	577	690	0,54	1,7	1,24	3,3
Calcium (Ca)	134,4 / 56	1.525 / 1	1.704 / 2	1.436 / 2	1.499 / 2	559,5 / 90	310 / 44	240 / 43	325,2 / 42
Magnesium (Mg)	60,55 / 41	604 / 1	483 / 1	578 / 1	649,9 / 1	32,63 / 9	240 / 56	190 / 56	265,4 / 57
Strontium (Sr)	3,16 / 1	54,5			187	8,02 / 1			10,25 / 1
Barium (Ba)		0,614				< 0,5	< 0,005	< 0,005	
Eisen (Fe gesamt)					0,25	0,080	0,239	< 0,01	
Mangan (Mn gesamt)		1,16			13,6	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,015
Ammonium (NH_4)	0,022				17	< 0,03	0,21	0,08	
Anionen (mg/l) / (Eq%)									
Hydrogencarbonat (HCO_3)	167,8 / 23	264	167	123	84,4	243,8 / 13	130 / 6	148 / 9	144,9 / 6
Carbonat (CO_3)									
Fluorid (F)						0,35	0,94	0,96	0,99
Chlorid (Cl)	7,94 / 2	194.830 / 98	121.984 / 98	156.188 / 99	158.100 / 99	2,87	< 1	1,13	2,8
Bromid (Br)					119,7	< 0,1			0,06
Iodid (I)					0,13	< 0,02			0,002
Sulfat (SO_4)	441,42 / 76	4.508 / 2	3.564 / 2	2.856 / 1	2.761 / 1	1.273,54 / 87	1.550 / 94	1.200 / 91	1.733 / 94
Nitrat (NO_3)	1,58	67			Spuren	3,7	< 1	< 1	
Hydrogensulfid (HS)					Spuren				
Spurenelemente (µg/l)									
Aluminium (Al)		2.730			8.400		< 50	< 50	

Antimon (Sb)						< 10	10	8	
Arsen (As)						< 1	100	53	1
Beryllium (Be)									
Blei (Pb)		960				< 50	< 5	< 5	3,0
Cadmium (Cd)						< 0,1	< 1	< 1	
Cäsium (Cs)									
Chrom (Cr)						< 50	< 5	< 5	
Cobalt (Co)									
Kupfer (Cu)		1.500				< 40	< 5	< 5	
Lithium (Li)		2.460			2.200	< 50			15
Molybdän (Mo)						5			
Nickel (Ni)		175				< 1	< 5	< 5	
Quecksilber (Hg)						< 0,2	< 0,2	< 0,2	
Rubidium (Rb)									320
Selen (Se)						< 5	< 10	< 10	
Uran (U)	0,4								
Vanadium (V)		368							
Zink (Zn)		10.200				< 100	< 50	< 50	5
Zinn (Sn)									
Undissoziierte Stoffe (mg/l)									
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	13,96				13,2	4,83			11,0
o-Borsäure (H_3BO_3)						0,66			
Feststoffsumme (mg/l)	836,78	326.475,07	205.991,00	262.226,00	264.545,58	2.133,75	2.236,44	1.783,81	2.501,02
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	55,26				3	9,98			4,4
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)									
Lösungsinhalt (mg/l)	892,04				264.548,58	2.143,73			
Titrierter Schwefel (mg/l)									
Literaturverweis	Czurda (1993b)	FA Geochemie, GBA	Deetjen (1995)	Deetjen (1995)	Czurda (1993c)	Deetjen (1999)	ARGE Wasseranalytik (2004)	ARGE Wasseranalytik (2004)	Scheminzky & Zeitlinger (1973)

Tab. 122.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Seefeld in Tirol, Hall in Tirol, Breitenwang und Grins (Kapitel 8.1.5–8.1.8, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Prutz, Sauerbrunnen	Prutz, Sauerbrunnen	Obladis, Tiroler Sauerbrunn	Obladis, Tiroler Sauerbrunn	Obladis, Tiroler Sauerbrunn	Obladis, Simon-Kapferer-Quelle	Obladis, Simon-Kapferer-Quelle	Ladis, Schwefelquelle	Umhausen, KBU 2	Umhausen, KBU 2	Umhausen, EB 1	Umhausen, EB 1
Datum der Probenahme	19.09.2016	1955	03.08.2016	23.09.1986	1955	19.09.2016	01.07.1986	19.09.2016	21.07.2015	09.06.2006	21.07.2015	05.03.2009
Ergiebigkeit (l/s)	0,01		0,33 (Zulauf Sammel-schacht)	0,03		1,04	1,2	0,02		> 5		> 5
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	1.218 (25° C)		2.270 (25° C)	1.970 (20° C)	605 (20° C)	2.400 (25° C)	2.100 (20° C)	678 (25° C)	164 (25° C)	136 (25° C)	162 (25° C)	99,7 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	14,1		10,9	7,3	6,6	8,3	8,4	12,1	12	8	12	7
pH	5,74		6,23	5,9	5	6,72	6,3	7,6	6,1	6,22	6,39	6,19
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	148					-26		-95				
Sauerstoff O_2 (mg/l)	2,7					4,2	0,2	4,01				
Kationen (mg/l) / (Eq%)												
Natrium (Na)	3,47 / 1	4,37 / 1	2,9	2,64	3,2 / 1	4,51 / 1	2,64	12,3 / 8	7,2 / 20	4,6 / 18	11,9 / 33	3,2 / 16
Kalium (K)	2,73 / 1		0,77	0,78	0,6	1,65	0,78	1,55 / 1	2,7 / 4	2,6 / 6	2,4 / 4	2 / 6
Calcium (Ca)	207 / 75	255,5 / 77	480 / 83	471,34 / 82	404,2 / 82	438 / 74	471,34 / 82	90,1 / 68	18,2 / 58	12,9 / 58	14,5 / 47	10,5 / 59
Magnesium (Mg)	38,4 / 23	42,9 / 21	59 / 17	60,31 / 17	51,6 / 17	85,7 / 24	60,31 / 17	17,81 / 22	3,2 / 17	2,5 / 18	3 / 16	2,1 / 19
Strontium (Sr)	4,45 / 1					13,7 / 1		2,13 / 1				
Barium (Ba)	0,0514					< QL		0,0395				0,02
Eisen (Fe gesamt)	0,652	0,8	< 0,01	0,06		0,772	1,84	0,011	< 0,05	< 0,2	< 0,05	< 0,02
Mangan (Mn gesamt)	1,134		0,16	0,19		27,3	0,03	0,128	< 0,05		< 0,05	0,05
Ammonium (NH_4)			0,038	< NWG			< NWG		< 0,02	0,006	< 0,02	
Anionen (mg/l) / (Eq%)												
Hydrogencarbonat (HCO_3)	607,1 / 67	636,4 / 63	1.348 / 79	1.325,4 / 77	1.248 / 83	576,6 / 28	553,6 / 28	140 / 35 (IB)	18,3 / 26	18,9 / 35	26,7 / 36	21,4 / 43
Carbonat (CO_3)												
Fluorid (F)	0,1			0,29		2,4	1,56	0,3		< 0,5		0,6
Chlorid (Cl)	2,1	7,8 / 1	0,8	0,99	2,6	3,1	3,83	18,4 / 8	15,7 / 39	5,6 / 18	18,6 / 43	5,2 / 18
Bromid (Br)	0,02		< 0,1			0,03		0,01				
Iodid (I)	< QL		< 0,1	< NWG		< 0,02	< NWG					
Sulfat (SO_4)	231,5 / 33	281 / 35	280 / 21	317,69 / 23	193,8 / 16	1.162,1 / 72	1.115,49 / 72	182,1 / 57	19,5 / 35	20,6 / 48	12,9 / 22	15,1 / 39
Nitrat (NO_3)	< QL		0,24	0,5		< 0,5	0,62	0,9	10,1	6,5	7,1	4,8
Hydrogensulfid (HS)												
Spurenelemente (µg/l)												
Aluminium (Al)	< QL					< QL		< QL				39

Antimon (Sb)	< QL		0,1			< QL		0,16				< 1
Arsen (As)	< QL		0,1	< NWG		69,1	< 50	< QL				10
Beryllium (Be)	0,37					< QL		< QL				
Blei (Pb)	0,72			< 50		< QL	< 50	< QL				< 1
Cadmium (Cd)	< QL		< 0,4	< 5		0,03	< 5	< QL				< 1
Cäsium (Cs)												
Chrom (Cr)	< QL			< NWG		< QL	< NWG	< QL				< 5
Cobalt (Co)	2,35					0,16		< QL				
Kupfer (Cu)	0,78		0,3	< 200		< QL	< 200	0,43				< 5
Lithium (Li)	10,81					56,81		11,50				
Molybdän (Mo)	< QL					4,17		0,36				
Nickel (Ni)	< QL		4,7			< QL		< QL				< 5
Quecksilber (Hg)	0,002			< 0,1		0,001	0,11	0,003				0,2
Rubidium (Rb)	7,52					7,43		1,74				
Selen (Se)	< QL			< 10			< 10	< QL				< 1
Uran (U)	6,72		< 2		0,6	6,92		0,47				5,1
Vanadium (V)	< QL					< QL		0,17				
Zink (Zn)	< QL		< 10	< 100		< QL	< 100	< QL				204
Zinn (Sn)	< QL					< QL		< QL				
Undissoziierte Stoffe (mg/l)												
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	11,1	3,3		11,1	10,4	8,82	11,7	18,39	8,03		11,30	
o-Borsäure (H_3BO_3)	0,09	3,3		< NWG	0,9	0,44	0,59	0,10				
Feststoffsumme (mg/l)	1.109,92	1.235,37	2.171,91	2.191,26	1.915,30	2.325,27	2.275,82	484,28	102,93	74,21	108,40	65,23
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		1.813	1.520,9	1.962,00	1.695,0		260					
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)				< NWG			0,15					
Lösungsinhalt (mg/l)		3.048,37	3.692,81	4.153,26	3.610,30		2.535,97					
Titrierter Schwefel (mg/l)												
Literaturverweis	BOKU (Ultraspuren)	Czurda (1993d)	Jenewein (2016)	Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA	Czurda (1993d)	BOKU (Ultraspuren)	Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA	BOKU (Ultraspuren)	Sigl (2015a)	Deetjen (2006b)	Sigl (2015a)	Deetjen (2009)

Tab. 123.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Prutz, Obladis, Ladis und Umhausen (Kapitel 8.2.1, 8.2.2, 8.3.1, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Längenfeld, Thermal 1	Längenfeld, Thermal 1	Längenfeld, Thermal 2	Hintertux, Quelle 4	Hintertux, Quelle 5 und 6	Steinach am Brenner, Velperquelle	Steinach am Brenner, Velperquelle	St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	Abfaltersbach, Badequelle	Abfaltersbach, Badequelle
Datum der Probenahme	20.09.2016	12.08.1998	12.08.1998	11.06.1952	11.06.1952	20.09.2016	1991	28.09.2010	02.07.2014	12.10.1977
Ergiebigkeit (l/s)	0,27	0,6	4	8,6		0,09		0,8	0,5	0,5
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	634 (25° C)	561	646			419 (25° C)		34.100 (25° C)	2.180	1.679
Auslauftemperatur (° C)	24	28,2	44,6	18,1	20,2	7,5		24	8	7
pH	9,92	9,9	9,47	7,2	7,2	7,63		8,1	7,31	7,42
Redoxpotenzial (Eh) (mV)	-316					+158		-301		
Sauerstoff O_2 (mg/l)	< 0,1	< 0,1	< 0,1			9,5		< 0,1		9,27
Kationen (mg/l) / (Eq%)										
Natrium (Na)	116 / 94	124,1 / 95	140,7 / 95	55,7 / 91	57,7 / 92	9,81 / 11	1,47 / 1	6.860 / 88	3,6 / 1	3,3
Kalium (K)	2,5 / 1	0,99	1,72 / 1	Na+K	Na+K	0,61	0,56	66,1	1,87	
Calcium (Ca)	5,65 / 5	5,13 / 4	5,58 / 4	4 / 7	3,8 / 7	44,3 / 56	53,6 / 61	561 / 8	490 / 89	534 / 85
Magnesium (Mg)	0,02	0,17	0,2	0,5 / 2	0,4 / 1	15,8 / 33	20 / 37	104 / 3	36 / 11	53,7 / 14
Strontium (Sr)	0,02					0,07	0,07	76,6 / 1		
Barium (Ba)	< QL		< 0,5			0,019	0,02	4,3		
Eisen (Fe gesamt)	< QL		0,06			< QL		2,04	< 0,05	nicht nachweis-bar
Mangan (Mn gesamt)	< QL		< 0,01			< QL		0,6	0,3	
Ammonium (NH_4)		1,16	0,8					2,45	< 0,02	nicht nachweis-bar
Anionen (mg/l) / (Eq%)										
Hydrogencarbonat (HCO_3)	58 / 19	24,5 / 8	24,9 / 7	104,9 / 65	107,4 / 65	222,7 / 83	247,7 / 93	37,3	296 / 18	247,7 / 14
Carbonat (CO_3)		1,91	2,38							
Fluorid (F)	3,6	7,22	7,33			< 0,05	0,02	0,83		
Chlorid (Cl)	86,2 / 49	95,21 / 55	112,67 / 58	7,8 / 8	8,8 / 9	19,7 / 13	1,64 / 1	11.850 / 100	1,38	0,7
Bromid (Br)	0,6		2,88			0,01		109		
Iodid (I)	0,04		0,11			< 0,02		2,1		
Sulfat (SO_4)	74,8 / 32	80,92 / 34	83,97 / 32	34,7 / 27	34,5 / 26	9 / 4	11,57 / 6	34,5	1.090 / 82	1.218 / 100
Nitrat (NO_3)			0,1			2,4	2,8	< 0,2	1,21	0,45
Hydrogensulfid (HS)		5,15 / 3	4,56 / 2							
Spurenelemente (µg/l)										
Aluminium (Al)	5,70			6		< QL	< 10	5		

Antimon (Sb)	2,00		< 10			1,03		< 1	< 1	
Arsen (As)	< QL					< QL		6	< 1	
Beryllium (Be)	< QL					< QL		< 0,1		
Blei (Pb)	< QL		< 40	5,0		< QL		< 1	< 1	
Cadmium (Cd)	0,03		< 0,1			< QL		< 0,2	< 0,1	
Cäsium (Cs)								43		
Chrom (Cr)	< QL		< 50			< QL		< 1	< 1	
Cobalt (Co)	< QL					< QL		< 1		
Kupfer (Cu)	< QL			36		< QL		3	< 1	
Lithium (Li)	135	240	220			1,23	< 50	11.900		
Molybdän (Mo)	4,00					0,48		12		
Nickel (Ni)	< QL		< 1			< QL		< 1	< 1	
Quecksilber (Hg)	0,065		< 0,2			0,008		< 0,2	< 0,1	
Rubidium (Rb)	3,93					0,45		87		
Selen (Se)	< QL		< 1			0,00		< 1	< 1	
Uran (U)	< QL			2,75		2,19		24	2,4	
Vanadium (V)	< QL					0,08		13		
Zink (Zn)	< QL		< 100			< QL		25		
Zinn (Sn)	< QL					< QL		< 1		
Undissoziierte Stoffe (mg/l)										
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	68,8	23,8	28,2			4,5		1,2	10	
o-Borsäure (H_3BO_3)	4,77	5,27	5,27			< QL	< 20 (B)	2,35	0,52	
Feststoffsumme (mg/l)	421,13	375,75	421,62	207,65	212,60	328,89	339,45	19.726,46	1.930,88	2.057,85
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)				2	5,00				31,80	
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)										nicht nachweis-bar
Lösungsinhalt (mg/l)			421,62	209,65	217,60				1.962,68	2.057,85
Titrierter Schwefel (mg/l)		5	4,4					0,04	< 1	
Literaturverweis	BOKU (Ultraspuren)	Deetjen & Bösch (2000)	Deetjen & Bösch (2000)	Komma & Scheminzky (1952), zit. nach Czurda (1993e)	Komma & Scheminzky (1952), zit. nach Czurda (1993e)	BOKU (Ultraspuren)	Ramspacher & Zötl (1993)	Eichinger et al. (2010)	Sigl (2015b)	Kahler & Zötl (1993d)

Tab. 124.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Längenfeld, Hintertux, Steinach am Brenner, St. Jakob in Defereggen und Abfaltersbach (Kapitel 8.3.2, 8.4.1, 8.5.1, 8.6.1, 8.7.1, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Abfaltersbach, Badequelle	02.07.2014		< 5				0,02	9	Sigl (2015b)
Bad Häring, Niederholz 1	17.04.2012		0,8	-14,60	-102,4		0,07	1,71	Plank (2012)
Grins, Wildbadquelle 1	09.05.1972		7				0,04	12,17	Scheminzky & Zeitlinger (1973)
Hintertux, Quelle 4	05.02.1952						1,85	18,13	Komma & Scheminzky, 1952, zit. nach Czurda (1993e)
Hintertux, Quelle 5 und 6	05.02.1952						0,14	13,32	Komma & Scheminzky, 1952, zit. nach Czurda (1993e)
Hintertux, Quelle 5 und 6	05.02.1952						0,13	19,61	Komma & Scheminzky, 1952, zit. nach Czurda (1993e)
Hintertux, Quelle 12	05.02.1952						0,20	13,69	Komma & Scheminzky, 1952, zit. nach Czurda (1993e)
Ladis, Schwefelquelle	19.09.2016							< 10	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Längenfeld, Thermal 1	20.09.2016							< 10	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Längenfeld, Thermal 1	15.06.1993	-18,0	< 1	-14,86	-109,1				Deetjen & Job-Egger (1995)
Längenfeld, Thermal 2	12.08.1998			-14,68	-108,9		< 0,1	2,5	Deetjen & Bösch (2000)
Längenfeld, Thermal 2	17.10.1997	-27,8	< 1						Mostler (2000)
Münster, Alpquell-Quelle	01.04.1993		31,2 ± 2,4	-11,75	-84,3				Forster (1993b)
Münster, Alpquell-Quelle	21.08.1981		85,4 ± 4,0				0,01	59,2	Stehlik (1982)
Münster, Quelle II (nicht differenziert in Quelläste)	01.04.1993		30,0 ± 2,5	-11,77	-85,4				Forster (1993b)
Münster, Quelle VI	01.04.1993		31,9 ± 2,7	-11,81	-85,8				Forster (1993b)
Münster, Quelle IX	01.04.1993		28,6 ± 2,3	-11,87	-85,9				Forster (1993b)
Münster, ungenutzte Quelle des Quellwasserbezirks Lipperheide	16.09.2016							31 ± 2	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Obladis, Simon-Kapferer-Quelle	19.09.2016		5,1 ± 0,4	-14,2	-106,8	+13,8		36 ± 2	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Obladis, Simon-Kapferer-Quelle	1986						0,007	29,23	Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Obladis, Tiroler Sauerbrunn	1986						0.015	8,33	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Obladis, Tiroler Sauerbrunn	1955						< 0,01	17,39	Czurda (1993d)
Prutz, Sauerbrunnen	19.09.2016			-12,6	-95,9	+20,9		37 ± 2	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Seefeld in Tirol, Franz-Joseph-Quelle	1951						0,19	185	Czurda (1993b)

St. Jakob in Defereggen, Thermal 1	28.10.2010		1,1	-10,3	-43,3		1,61	2,5	Eichinger et al. (2010)
Steinach am Brenner, Velperquelle	20.09.2016							691 ± 5	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Steinach am Brenner, Velperquelle	vor 1993							888	Ramspacher & Zötl (1993)
Steinach am Brenner, Velperquelle	1937							1.208,79	Krüse zit. nach Ramspacher & Zötl (1993)
Umhausen, EB 1	20.08.2010							451	Deetjen (2010)
Umhausen, EB 1	05.03.2009						0,02	487	Deetjen (2009)
Umhausen, KBU 2	20.08.2010							796	Deetjen (2010)
Umhausen, KBU 2	11.05.2009							836	Deetjen (2010)
Umhausen, KBU 2	vor 2009			-13,43 bis -13,74					Mostler (2009)
Umhausen, KBU 2	vor 2006						0,12	599	Deetjen (2006b)

Tab. 125.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Tirol (Kapitel 8, Teil 1).

19 Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen in Vorarlberg

(D. Elster)

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Lauterach, Bohrung Pfanner IV	Lauterach, Bohrung Pfanner IV	Nüziders, Tiefbrunnen 3	Hohenems, Schwefelquelle	Hohenems, Schwefelquelle	Hohenems, Schwefelquelle	Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden	Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden	Bad Rothenbrunnen, Badequelle	Bad Rothenbrunnen, Badequelle	Bad Rothenbrunnen, Badequelle	Schröcken, Schwefelquelle	Schröcken, Schwefelquelle
Datum der Probenahme	19.11.2011	06.07.2006	07.11.2006	19.09.2016	06.07.2016	1958	19.09.2016	05.07.2016	05.07.2016	1991	1960	19.09.2016	07.07.2016
Ergiebigkeit (l/s)		10		0,11	0,15	0,4	0,37	0,2	0,2		1	0,09	0,04
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	? 199	400 (25° C)	935 (25° C)	457 (25° C)	522 (25° C)		1.299 (25° C)	1.301 (25° C)	1.650 (25° C)			1.009 (25° C)	1.168 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	11	9,9	10	16,10	17,2	15,6	9,50	11,1	12,5		11,9	8,20	9,1
pH	7,73	7,7	7,5	7,26	7,34	7,2	7,55	8,13	7,29			7,62	7,35
Redoxpotenzial (Eh) (mV)		+272		+30	-326		-327	-303	49			-288	-315
Sauerstoff O_2 (mg/l)		0,2	3,7	0,55	0,3		0,12	12,5	2,8			1,78	1,25
Kationen (mg/l) / (Eq%)													
Natrium (Na)	3,1 / 3	2,8 / 3	4,5 / 2	15,0 / 14	31,8 / 23	25,49 / 19	168 / 59	183,5 / 61	3,2 / 1		5 / 1	36,7 / 15	49,8 / 16
Kalium (K)	0,6	0,7	2,3 / 1	0,7	1	2,3 / 1	4,59 / 1	4,6 / 1	0,6		1 / 0	2,99 / 1	3,6 / 1
Calcium (Ca)	54,4 / 60	50,4 / 59	140 / 67	58,1 / 63	56,8 / 47	63,39 / 55	68,3 / 28	68,6 / 26	288,3 / 68		282 / 68	106 / 48	132,3 / 49
Magnesium (Mg)	20,5 / 37	19,2 / 37	39 / 31	12,2 / 22	21,5 / 29	17,65 / 25	17,0 / 11	18,7 / 12	78,9 / 31		76 / 30	47,2 / 36	54,7 / 34
Strontium (Sr)		0,42		1,19 / 1	2,0117		1,72	1,949	8,939	11		3,59 / 1	4,38
Barium (Ba)	0,121	0,11		0,0693	0,0969		0,0448	0,0371	0,014	0,015		0,0292	0,03
Eisen (Fe gesamt)	0,0362	0,024 / 0	< 0,005	0,111	0,015		0,0525	0,037	0,423			0,00674	0,02
Mangan (Mn gesamt)	0,008	< 0,01	< 0,005	0,00362	0,0031		0,0203	0,0161	0,0071			0,0069	0,0089
Ammonium (NH_4)	< 0,05	< 0,1	< 0,010										
Anionen (mg/l) / (Eq%)													
Hydrogencarbonat (HCO_3)	235 / 87	228 / 88	200 / 32 (IB)	332,5 / 93	333,36 / 92	318,7 / 92	344,7 / 42	336,81 / 41	189,15 / 15		187 / 15	280,7 / 40	271,52 / 34
Carbonat (CO_3)													
Fluorid (F)	< 0,1	< 0,1		1,1	2,62		1,4	1,85	1,41	1,5		1,1	1,76
Chlorid (Cl)	3,9 / 2	3,3 / 2	3,1 / 1	5,3 / 3	6,8 / 3	9,32 / 5	82,1 / 17	85,8 / 18	< 0,5		5 / 1	14,7 / 4	23,2 / 5
Bromid (Br)	< 0,2	< 0,1		0,02			0,61					0,04	
Iodid (I)	< 0,1	< 0,05		< 0,02			0,17			< 0,020		0,04	
Sulfat (SO_4)	21,8 / 10	19,9 / 10	337 / 68	11,8 / 4	13,2 / 5	10,66 / 4	261,4 / 41	263,3 / 41	873,7 / 85		840 / 85	309,3 / 56	392,2 / 62
Nitrat (NO_3)	1,4	1,8	2	< 0,5	< 0,5			< 0,5	< 0,5			< 0,5	< 0,5
Hydrogensulfid (HS)		< 0,02											
Spurenelemente (µg/l)													
Aluminium (Al)	< 20	17		109	26,9		36,0	67,1	103,8			< QL	20,4

Antimon (Sb)	< 0,5	< 1		0,06			0,74					0,1	
Arsen (As)	1,26	1,1		< QL	< 0,1		< QL	4,5	3			< QL	0,6
Beryllium (Be)		< 1		< QL	< 0,1		< QL		< 0,1			< QL	< 0,1
Blei (Pb)	< 1	< 1		< QL			< QL	0,1	0,8			< QL	0,1
Cadmium (Cd)	< 0,3	< 1		0,01	< 0,1		0,01	< 0,1	< 0,1			< QL	
Cäsium (Cs)		< 1						< 0,1					< 0,1
Chrom (Cr)	< 5	< 1		< QL			< QL	0,1	0,3			< QL	0,1
Cobalt (Co)		< 1		< QL	< 0,1		< QL	< 0,1	0,3			< QL	< 0,1
Kupfer (Cu)	< 100	< 10		0,54	< 0,1		< QL	< 0,1	< 0,1			< QL	< 0,1
Lithium (Li)		< 5		12,5	29		224	245,5	9	100		88,9	130
Molybdän (Mo)		< 1		< QL	< 0,1		< QL	< 0,1	< 0,1			< QL	< 0,1
Nickel (Ni)	< 2	< 5		< QL			< QL	0,2	0,1			< QL	0,2
Quecksilber (Hg)	< 0,1	< 0,05		0,002			0,001					0,002	
Rubidium (Rb)		< 1		0,97	1,1		3,55		0,5			2,22	2,4
Selen (Se)	< 1	< 1		< QL	4,9		< QL	4,8	< 0,1			< QL	22,8
Uran (U)	0,7	0,88		< QL	< 0,1		< QL	0,1	0,9			< QL	0,1
Vanadium (V)		< 10		0,33	< 0,1		0,1	0,1	0,2			< QL	< 0,1
Zink (Zn)	< 50	13		< QL	1,6		< QL	1,8	2,7			< QL	2,5
Zinn (Sn)	< 10	< 3		< QL			0,11					< QL	
Undissoziierte Stoffe (mg/l)													
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)	8	9,4		8,48		15,594	10,61					9,63	
o-Borsäure (H_3BO_3)	< 0,57	0,18		0,63			4,44			0,00014		1,38	
Feststoffsumme (mg/l)	348,87	336,27	727,90	447,33	469,27	464,95	965,42	965,52	1.444,76		1.396	813,50	933,70
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)	33	8,36			24,90	11,00		4,38	15,37				21,86
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)	< 0,02	< 0,02				0,32							
Lösungsinhalt (mg/l)	381,87	344,63			494,17	476,27		969,90	1.460,13				955,56
Titrierter Schwefel (mg/l)						0,94							
Literaturverweis	LVA GmbH (2011)	Eichinger et al. (2006)	Umweltinstitut Vorarlberg (2006)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA	Czurda (1993f)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	Czurda (1993f)	Carlé (1975)	BOKU (Ultraspuren)	FA Geochemie, GBA

Tab. 126.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Lauterach, Nüziders, Hohenems, Sonntag, Bad Rothenbrunnen und Schröcken (Kapitel 9.1.1–9.1.3, 9.2.1–9.2.3, Teil 1).

Hydrochemische Inhaltsstoffe	Wald am Arlberg, Radona-Quelle	Hirschegg, Schwefelquelle	Hirschegg, Schwefelquelle	Andelsbuch, Eisensäuerling	Egg, Oberbad (Augenquelle)	Hörbranz, Bad Diezlings	Krumbach, Rossbad	Laterns, akratische Quelle von Innerlaterns	Möggers, Ulrichsquelle	Schwarzenberg, Ilgaquelle	Silbertal, Heilquelle vom Silbertal
Datum der Probenahme	18.09.2016	08.07.2016	29.08.1966	04.07.2016	04.07.2016	04.07.2016	04.07.2016	07.07.2016	04.07.2016	06.07.2016	05.07.2016
Ergiebigkeit (l/s)	< 2	0,005	0,058	0,02	0,38	< 1,5	1,67	Schöpfprobe	0,09	1,33	0,23
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	437 (25° C)	702 (25° C)	510 (20° C)	625 (25° C)	610 (25° C)	548 (25° C)	495 (25° C)	337 (25° C)	434 (25° C)	350 (25° C)	488 (25° C)
Auslauftemperatur (° C)	8,2	13	10,1	13,3	11,1	12,4	10,7	12,5	8,5	7,3	9
pH	8,35	7,5	7,91	6,94	7,07	7,09	6,95	7,51	7,54	7,6	7,33
Redoxpotenzial (Eh) (mV)		-70		-60	+137	+157	+155	-257	+177	+256	-42
Sauerstoff O_2 (mg/l)		4,9	3,4	1,48	13,43	6,87	10,9	0,15	13,99	16	0,42
Kationen (mg/l) / (Eq%)											
Natrium (Na)	1 / 1	54,3 / 31	38 / 26	4,5 / 3	2,8 / 2	3,6 / 3	3,3 / 3	25,5 / 31	0,8 / 1	2 / 2	8,2 / 6
Kalium (K)	0,7	3,8 / 1	5 / 2	2 / 1	1,9 / 1	1,4 / 1	2,6 / 1	1,5 / 1	0,2	0,9 / 1	6,6 / 3
Calcium (Ca)	51 / 57	78,7 / 52	76 / 59	123 / 88	127,6 / 91	110,1 / 92	90,4 / 83	30,1 / 42	78,3 / 83	57 / 74	34,6 / 31
Magnesium (Mg)	20,2 / 37	13,6 / 15	11 / 14	4,5 / 5	5,4 / 6	3,2 / 4	8,7 / 13	10,8 / 25	9,2 / 16	10,8 / 23	39,5 / 59
Strontium (Sr)	12,23 / 6	1,7145		0,4536	0,4116	0,3134	0,326	0,3912	0,2054	0,4362	1,1501
Barium (Ba)	0,1215	0,245		0,1226	0,0445	0,0334	0,0846	0,4671	0,0182	0,0633	0,0604
Eisen (Fe gesamt)	0,003	0,013	0,08	5,58 / 3	0,005	0,005	0,015	0,054	0,004	0,004	0,093
Mangan (Mn gesamt)	0,0002	0,0285	0,06	2,0958	0,0005	0,0006	0,0075	0,0082	0,0005	0,0004	0,0839 / 0
Ammonium (NH_4)											
Anionen (mg/l) / (Eq%)											
Hydrogencarbonat (HCO_3)	167,95 / 61	336,61 / 74	305 / 90	417,97 / 96	412,07 / 97	347,8 / 96	327,46 / 98	200,14 / 90	285,15 / 98	219,66 / 93	293,29 / 87
Carbonat (CO_3)			27								
Fluorid (F)	0,41	0,11	0,04	0,07	< 0,05	0,05	0,06	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,19 / 0
Chlorid (Cl)	< 0,5	45,3 / 17	4 / 2	6,6 / 3	4 / 2	5,2 / 2	1,9 / 1	3,9 / 3	< 0,5	< 0,5	0,8 / 0
Bromid (Br)											
Iodid (I)											
Sulfat (SO_4)	85,24 / 39	34,1 / 9	20 / 8	3,2 / 1	3,7 / 1	3,7 / 1	2 / 1	11,4 / 7	3,7 / 2	12,6 / 7	34,7 / 13
Nitrat (NO_3)	0,65	0,8	0,37	< 0,5	5,2	6	2		3,9	1,9	< 0,5
Hydrogensulfid (HS)											
Spurenelemente (µg/l)											
Aluminium (Al)	87,9	22,5		22,5	21,5	20,3	25,6	23,7	20,5	25,5	20,2

Antimon (Sb)											
Arsen (As)	0,3	0,1		7,2	< 0,1	0,1	0,3	< 0,1	0,1	< 0,1	3,4
Beryllium (Be)	< 0,1	< 0,1									
Blei (Pb)	< 0,1	0,1		0,2	0,3	0,2	0,4	0,1	0,3	0,2	1,2
Cadmium (Cd)	< 0,1	< 0,1		< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cäsium (Cs)											
Chrom (Cr)	0,1	0,1		0,3	0,2	0,2	0,3	0,1	0,5	0,2	< 0,1
Cobalt (Co)	< 0,1	< 0,1		1,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	1
Kupfer (Cu)	0,5	0,2		< 0,1	0,1	2,7	1	0,3	0,4	< 0,1	< 0,1
Lithium (Li)	4,5	27		3,3	1,2	1,8	1,9	37	1,3	9,1	45,3
Molybdän (Mo)	14,7	< 0,1		< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Nickel (Ni)	0,1	0,6		1,9	0,3	0,6	0,7	< 0,1	0,1	0,1	1,6
Quecksilber (Hg)											
Rubidium (Rb)	0,5	6,5		1	1	0,4	1,8	1,6	0,2	0,8	5,9
Selen (Se)	1,9	2,1		< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,8	< 0,1	0,6	< 0,1
Uran (U)	3,3	< 0,1		0,2	0,3	0,2	0,4	< 0,1	0,3	0,2	1,2
Vanadium (V)	< 0,1	< 0,1		0,3	< 0,1	0,1	0,4	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1
Zink (Zn)	10,4	3		1,5	0,3	3,7	1	1,4	1,7	0,9	0,9
Zinn (Sn)											
Undissoziierte Stoffe (mg/l)											
m-Kieselsäure (H_2SiO_3)											
o-Borsäure (H_3BO_3)											
Feststoffsumme (mg/l)	339,63	569,38	486,55	570,13	563,14	481,43	438,89	284,33	381,5	305,40	419,35
Freies Kohlenstoffdioxid (CO_2)		18,62	13,20	83,40	63,83	50,50	68,39	11,33	16,20	11,29	26,49
Gelöster Schwefelwasserstoff (H_2S)			2,12								
Lösungsinhalt (mg/l)		588,00	501,87	653,53	626,97	531,93	507,28	295,66	397,7	316,69	445,84
Titrierter Schwefel (mg/l)								Spuren			Spuren
Literaturverweis	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA	FA Geochemie, GBA

Tab. 127.
Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Wald am Arlberg, Hirschegg, Andelsbuch, Egg, Hörbranz, Krumbach, Laterns, Möggers, Schwarzenberg und Silbertal (Kapitel 9.3.1, 9.4.1, Teil 1).

Erschließung	Datum	Kohlenstoff-13 DIC (‰)	Tritium (TU)	Sauerstoff-18 (‰)	Deuterium (‰)	Schwefel-34 (‰)	Radium-226 (Bq/l)	Radon-222 (Bq/l)	Literaturverweis
Hohenems, Schwefelquelle	19.09.2016							13 ± 1	FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Hohenems, Schwefelquelle	1958							20,35	Czurda (1993f)
Lauterach, Bohrung Pfanner IV	19.11.2011		2,25 ± 0,38				< 0,043	2,48 ± 0,38	LVA GmbH (2011)
Lauterach, Bohrung Pfanner IV	06.07.2006	-7,18	12,8 ± 1,2	-11,26	-80,2		0,0032	3,1 ± 0,3	Eichinger et al. (2006)
Schröcken, Schwefelquelle	19.09.2016					+16,1		21 ± 1	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA
Sonntag, Schwefelquelle	19.09.2016					+16,3		< 10	Süveges (2017); FA Hydrogeologie & Geothermie, GBA

Tab. 128.
Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Vorarlberg (Kapitel 9, Teil 1).

20 Abkürzungsverzeichnis mit Erläuterungen

Akkurate Masse: Die akkurate Masse ist die theoretische Masse bzw. das Atomgewicht eines Isotops. Siehe IUPAC Technical Report – Atomic weights of the elements 2007 (Pure and Applied Chemistry, **81**/11, 2131–2156, 2009, https://dx.doi.org/10.1351/PAC-REP-09-08-03 © 2009 IUPAC) publiziert.

Atomare Masseneinheit (u – unified atomic mass unit = 1 Da): Einheit der Masse. Ihr Wert ist auf $^1/_{12}$ der Masse eines Atoms des Kohlenstoff-Isotops im Grundzustand festgelegt und zum Gebrauch mit dem Internationalen Einheitensystem zugelassen. 1 u = 1,660538782(83) * 10^{-27} kg.

Auflösung/Massenauflösung (m/Δm): Die Massenauflösung beschreibt den minimalen Massenunterschied Δm, den zwei benachbarte Ionen haben müssen, damit sie noch getrennt werden können.

Bq: Bequerel; SI-Einheit der Aktivität eines radioaktiven Stoffes, entspricht der Anzahl der Atomkerne, die pro Sekunde radioaktiv zerfallen.

cps (englisch: counts per second): Zählimpulse pro Sekunde.

g: Gramm.

Interner Standard (IS): Hilfsmittel/Bezugssubstanz bei der quantitativen Analytik zur Korrektur von Probenverlusten bei der Probeneinführung in das Messgerät oder zur Kompensation von matrixbedingter Signalsupression oder Drift-Effekten. Der IS darf nicht Bestandteil der Probe sein. Er wird allen Proben, Kalibrationsstandards, Kontrollstandards, Blindwertproben etc. im gleichen Konzentrationsverhältnis zugesetzt (spiking). Das gemessene Analytsignal (zu bestimmendes Element) wird mittels des gemessenen IS-Signals normiert.

Isotop/Isotopenhäufigkeit (englisch: isotopic abundance): Isotope sind Atome, deren Atomkerne gleich viele Protonen (gleiche Ordnungszahl), aber verschieden viele Neutronen enthalten. Die Isotopenhäufigkeit wird definiert als der Quotient aus der Anzahl an Atomen eines bestimmten Isotops in dem natürlich vorkommenden Isotopengemisch eines Elementes und der Anzahl aller natürlich vorkommenden Isotope dieses Elementes. Elemente weisen eine unterschiedliche Anzahl an stabilen (natürlich vorkommenden) Isotopen auf. Manche sind monoisotop, das heißt, sie haben nur ein Isotop, z.B. Beryllium, Natrium, Aluminium, Phosphor, Scandium, Mangan, Cobalt, Arsen, Yttrium oder Gold, andere haben nur zwei Isotope, z.B. Lithium, Kupfer, Brom, Rubidium, Silber, oder mehrere Isotope, z.B. Selen hat sechs stabile Isotope.

m/z: mass-to-charge ratio (englisch); Masse zu Ladungsverhältnis.

m: Milli (10^{-3}); mg: Milligramm (1 g = 10^3 bzw. 1.000 mg).

n: Nano (10^{-9}); ng: Nanogramm (1 g = 10^9 bzw. 1.000.000.000 ng).

PE: Polyethylen ist ein durch Kettenpolymerisation von Ethen (CH_2=CH_2) hergestellter thermoplastischer Kunststoff. Es gehört zur Gruppe der Polyolefine und hat die vereinfachte Strukturformel: [-CH_2-CH_2-]$_n$.

PFA: Perfluoralkoxy-Copolymere sind vollständig fluorierte Kunststoffe. PFA-Materialien sind äußerst inert, haben eine hohe Dichte und eine geringe Porosität. Außerdem sind sie sehr temperaturbeständig und können daher mit heißen Säuren bzw. im Säuredampf gereinigt werden. Kunststoffmaterialien zur Aufbewahrung von Proben und Reagenzien sind in der Elementanalytik, vor allem in der Element-Ultraspurenanalytik, das bevorzugte Material. Sie haben eine hohe chemische Beständigkeit gegenüber Säuren und können in hoher Reinheit hergestellt werden. Außerdem sind sie unzerbrechlich und können luftdicht verschlossen werden. Abhängig von den verwendeten Monomeren in der Herstellung der Kunststoffe sind sie unterschiedlich temperaturbeständig und inert.

PP: Polypropylen ist ein durch Kettenpolymerisation von Propen hergestellter thermoplastischer Kunststoff und gehört zur Gruppe der Polyolefine.

ppb: parts per billion (englisch); ein Teil einer Milliarde bzw. ein Milliardstel; vergleichbar mit µg/l.

ppm: parts per million (englisch); ein Teil einer Million bzw. ein Millionstel; vergleichbar mit mg/l.

ppt: parts per trillion (englisch); ein Teil einer Billion bzw. ein Billionstel; vergleichbar mit ng/l.

Spurenanalytik/Ultraspurenanalytik: In der Spurenanalytik werden Substanzen im niedrigen Konzentrationsbereich (mg/l–µg/l) nachgewiesen und quantifiziert. In der Ultraspurenanalytik sind die Konzentrationen der nachzuweisenden bzw. zu quantifizierenden Substanzen wesentlich niedriger (ng/l und darunter).

TU: Tritium Units bzw. Tritiumeinheiten; 1 TU = 0,12 Bq/l.

µ: Micro (10^{-6}); µg: Microgramm (1 g = 10^6 bzw. 1.000.000 µg).

21 Literatur

AATSDR (2005): Toxocological profile for tungsten. – US Department of health and human services, Public Health Service Agency for Toxic Substances and Disease Registry, August 2005. https://www.atsdr.cdc.gov/toxprofiles/tp186.pdf (abgerufen am 16.07.2018).

Aigner Badl (2017): Das Badl. – http://www.aigner-badl.at/index.php/das-badl (abgerufen am 16.07.2018).

AlphaGUARD (2014): AlphaGUARD, Mobiler Radon-Monitor. – Technische Beschreibung, Stand 03/2014, Saphymo GmbH, Frankfurt.

AquaKIT (2015): AquaKIT – Zubehör zum AlphaGUARD-Monitor für die Bestimmung von Radon in Wasserproben. – Bedienungsanleitung, Stand 27.02.2015, Saphymo GmbH, Frankfurt.

ARGE Wasseranalytik (2004): Wasseruntersuchung Heilwasser. AW030355. AW030356. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 5 S., ARGE Wasseranalytik, Schönwies.

ASFINAG Bau Management GmbH (2010): Berichte und Dokumentationen zum Vorhaben S37 Klagenfurter Schnellstraße, Teilabschnitt 1. Voruntersuchung 2010. Geologie und Hydrogeologie. Ergebnisse der Baugrunderkundung Phase 2, Wildbad Einöd. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 96 S., Asfinag Bau Management GmbH, Wien.

Austromineral GmbH (1980): Thermalschwefelquelle Geinberg. Erschließung geothermaler Energie in Geinberg, Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 33 S., Austromineral GmbH, Wien.

AUVA (2016): Rehabilitationsklinik Tobelbad – Chronik. – http://www.rktobelbad.at/ (abgerufen am 16.07.2018).

Bad Rothenbrunnen (2016): Geschichte und Legende. – http://www.rothenbrunnen.at/de/einzigartig/geschichte-legende.php (abgerufen am 16.07.2018).

Bad Zell (2017): Geschichte und Entwicklung. – http://www.badzell.at/leben-in-badzell/infos-ueber-bad-zell/ortsentwicklung/articles/geschichtliche-entwicklung.html (abgerufen am 16.07.2018).

Badhotel Kirchler (2016): Das Thermalwasser im Badhotel Kirchler in Hintertux. – http://www.badhotel-kirchler.at/de/das-hotel/thermalwasser.html (abgerufen am 16.07.2018).

Bauer, R. & Goldbrunner, J.E. (1997): Förderdaten. Dokumentation oberösterreichischer Thermalbohrungen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), ohne Seitenangabe, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Baumgartner, P. & Friedel, W. (1988): Pumpversuchsergebnis und Schutzgebietsvorschlag für den Betriebsbrunnen auf Parzelle 1169, KG Stauf für eine erhöhte Entnahme von 15 l/s. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Frankenmarkt, Zl. 3283), 11 S., ZT Büro für Technische Geologie Baumgartner & Friedel, Traunkirchen.

Bechtold, D. (2001): Thermalbad Weissenbach. Wasserrechtliche Ergänzung. Ausführungsbericht zur Sanierung der Quellfassungen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 3 S., Büro für Geologie und Hydrogeologie Bechtold, Seeham.

Bechtold, D. (2005): Hauptbaumaßnahmen Radfeld/Brixlegg Baulos H2-1. Ersatzwasserbrunnen Marx/Bad Mehrn. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Kufstein, Zl. 1812), 12 S., ZI Büro für Geologie und Hydrogeologie, Seeham.

Beck-Mannagetta, P. (1952): Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **95**, 1–102, Wien.

Beck-Mannagetta, P., Eisenhut, M., Ertl, V. & Homann, O. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Begert, A. (1999): Wasser Untersuchungsbefund. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Schärding, Zl. 4497/99), 6 S., Institut für Umweltanalytik, Bachmanning.

Benetka, E. & Brezinscak, G. (2007): Prüfbericht Nr. LC1933/07. Kontrollanalyse der Sonde Bad Sauerbrunn Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Austrian Research Centers GmbH, Seibersdorf.

Benetka, E. & Spacek, W. (2002): Prüfbericht Nr. ULC105/02. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Saalachtal Th1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 8 S., Seibersdorf Research, Seibersdorf.

Berger, R. (2004): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Raum Bad Pirawarth im Rahmen der Thermalwasserbohrung Pirawarth Thermal 1. – Diplomarbeit, Universität Wien, 174 S., Wien.

Berka, R., Katzlberger, C., Philippitsch, R., Schubert, G., Korner, M., Landstetter, C., Motschka, K., Pirkl, H., Grath, J., Draxler, A. & Hörhan, T. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – 109 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bertle, H. (2001): Wasserversorgung Werk Nüziders. Brunnenanlage und Kühlwasserversickerung. Hydrogeologische Einreichmappe. Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bludenz, Zl. 2784), Büro DDr. Heiner Bertle, 34 S., Schruns.

Bertle, H. (2007): Hangender Stein: Steinbruch-Mineralwasser. – In: Friebe, J.G. (Red.): Vorarlberg, 136–137, Wien (Geologische Bundesanstalt).

Bertle, H. (2012): Wasserversorgung Werk Nüziders. Brunnenanlage B1, B2, TB3, TB4 und TB5. Kühlwasserbewirtschaftung Werk Nüziders. Versickerungsbrunnen V1 und V2 sowie V3. Wasserrechtliche Wiederverleihung. Einreichprojekt Juni 2012. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bludenz, Zl. 2784), GEOGNOS Bertle ZT GmbH, 34 S., Schruns.

Biemann, R. (1969): Projekt der Wasserversorgungsanlage für das Hallenbad Hintertux, Josef Kirchler. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Schwaz, Zl. 0574), 4 S., Jenbach.

BMG (2016): Radioaktivität und Strahlung in Österreich, 2013 und 2014. Daten und Bewertung. – Bericht, 56 S., Bundesministerium für Gesundheit, Wien.

Böchzelt, B. (2006): Bohrung Seewinkel Thermal 1. Hydrogeologischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Frauenkirchen, Zl. 3516), 23 S., TB Böchzelt, Ludersdorf.

Böchzelt, B. (2010): Sonde Stegersbach Thermal 1. Qualitätssicherung. Analysen des titrierbaren Schwefels. Auswertung und Interpretation. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 4 S., TB Böchzelt, Ludersdorf.

Böchzelt, B. (2013): Geothermieprojekt Tadten, Geothermische Dublette Tadten GT 1 und GT 2, Projektbeschreibung und Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht, ohne Seitenangabe, TB Böchzelt, Ludersdorf.

Böchzelt, B. & Goldbrunner, J.E. (1997a): Produktionssonde RQ 13. Abschlußbericht und Antrag auf Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Neusiedl a. See, Zl. 3311), 13 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Böchzelt, B. & Goldbrunner, J.E. (1997b): Produktionssonde RQ 15. Abschlußbericht und Antrag auf Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Neusiedl a. See, Zl. 3311), 13 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Böchzelt, B. & Goldbrunner, J.E. (2000a): Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberpullendorf, Zl. 4341), 23 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Böchzelt, B. & Goldbrunner, J.E. (2000b): Tiefbohrung Stegersbach Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Güssing, Zl. 0374), 21 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Böchzelt, B. & Goldbrunner, J.E. (2001): Bericht Langzeitpumpversuch Gabelhofen Thermal 1 und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fohnsdorf, Zl. 1256), Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Böchzelt, B., Vasvari, V. & Goldbrunner, J. (2000): Bad Sauerbrunn Thermal 1, Komplettierung, Auslauf- und Pumpversuche, Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung zur Durchführung eines weiteren wasserwirtschaftlichen Versuchs. – Unveröffentlichter Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., 13 S., Gleisdorf.

Boroviczény, F. (1997): Über einige Mineralwasservorkommen im nördlichen Waldviertel. –Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 99–104, Wien.

Boroviczény, F., Deák, J., Liebe, P., Mahler, H., Neppel, F., Papesch, W., Pinczés, J., Rajner, V., Rank, D., Reitinger, J., Schmalfuss, R. & Takáts, T. (1992): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990. Forschungsprojekt im Rahmen des Abkommens über die wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn. – TU Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Forschungsbericht, **16**, 214 S., Wien.

Braumüller, E. (1959): Der Südrand der Molassezone im Raum von Bad Hall. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **75**, 122–130, Wien.

Brenčič, M. & Poltnig, W. (2008): Grundwasser der Karawanken: Versteckter Schatz. – 143 S., Graz (Joanneum Research).

Brezna, H. (2017): Isotopenanalysen (3H, 2H, 18O) an Minaris NEU und Minaris Alt. – Seibersdorf Laboratories, 3 + 3 S., 02.05.2017, Wien.

Buchberger, W. (2013a): Kleine Heilwasseranalyse 2013 der Quelle I Bad Weinberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Institut für Analytische Chemie der Johannes-Keppler-Universität, Linz.

Buchberger, W. (2013b): Kleine Heilwasseranalyse 2013 der Quelle II Bad Weinberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Institut für Analytische Chemie der Johannes-Keppler-Universität, Linz.

Bundesanstalt für chemische, pharmazeutische und balneologische Untersuchungen (1990): Auszug aus der amtlichen Vollanalyse 1990 der Thermalbohrquelle 1/81. Thermalheilquelle VI, Kahler Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 8 S., Wien.

Burgerstein, L. (1882): Geologische Studie über die Therme von Deutsch-Altenburg an der Donau. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **15**, 289–290, Wien.

Callender, E. (2004): Heavy Metals in the Environment – Historical Trends. – In: Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Eds.): Treatise on Geochemistry, **9**, Environmental Geochemistry, 67–105, Amsterdam (Elsevier).

Canaval, R. (1918): Bemerkungen über die „Kriegsquelle“ bei Trebesing im Liesertale, Kärnten. – Carinthia II, **108/28**, 31–39, Klagenfurt.

Carlé, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa: Geologie, Chemismus, Genese. – XXIV + 643 S., 15 Karten, Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft).

Carlé, W. & Fricke, K. (1964): Gutachten über die Mineralwasservorkommen am Neusiedlersee, ihre Erforschung, Erschließung und Nutzung. – 51 S., 20.06.1964, Stuttgart–Krefeld.

Cerny, I. & Schroll, E. (1997): Pb-Zn-Erzbezirk Karn Drauzug-mesozoikum. – In: Weber, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 372, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Clar, E. (1993): Bad Kleinkirchheim. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 138–144, Wien (Springer).

Clar, E., Gamerith, W., Gruber, J., Hübl, G., Kollmann, W. & Rank, D. (1995): Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim, Kärnten, Österreich. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **17**, 121 S., Wien.

Clark, I.D. & Fritz, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. – 328 S., Boca Raton (CRC Press).

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. & Zak, I. (1980): The age curves and oxygen Isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. – Chemical Geology, **28**, 199–259, Amsterdam (Elsevier).

Clever, H.L., Battino, R., Gerrard, W. & Young, C.L. (1979): IUPAC Solubility Data Series, Volume **2**, Krypton, Xenon and Radon-Gas Solubilities, 357 S., Oxford (Pergamon Press).

Conrad, V., Diem, K., Knett, J., Meyer, H.H. & Stockmayer, S. (1928): Österreichisches Bäderbuch. Offizielles Handbuch der Mineralquellen, Kurorte und Kuranstalten Österreichs. – 329 S., Wien (Österreichische Staatsdruckerei).

Czurda, K. (1993a): Bad Häring. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 77–79, Wien (Springer).

Czurda, K. (1993b): Seefeld. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 75–76, Wien (Springer).

Czurda, K. (1993c): Hall i. Tirol. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 57–59, Wien (Springer).

Czurda, K. (1993d): Das Quellgebiet von Obladis. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 104–105, Wien (Springer).

Czurda, K. (1993e): Die Akratothermen von Hintertux. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 94, Wien (Springer).

Czurda, K. (1993f): Die Heilwässer Vorarlbergs. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 111–117, Wien (Springer).

Deetjen, P. (1995): Orientierende Analyse der Solevorkommen im Halltal bei Hall i. Tirol. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 8 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. (1999): Große Heilwasseranalyse der Sulfatquelle Kreckelmoos. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 18 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. (2006a): Heilwasseranalyse und balneologische Begutachtung der Kolmquelle in Dellach i. Drautal. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. (2006b): Heilwasseranalyse der Bohrquelle KBU2 zu Umhausen in Ötztal/Tirol. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Department für Physiologie und Medizinische Physik der Medizinischen Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. (2009): Heilwasseranalyse und balneologische Begutachtung der Bohrquelle EB1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Department für Physiologie und Medizinische Physik der Medizinischen Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. (2010): Gutachten zum Ansuchen auf Nutzungsbewilligung der Zuleitungen von Heilwasser zum Kurzentrum von Umhausen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 11 S., Department für Physiologie und Medizinische Physik der Medizinischen Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. (2011): Analyse und balneologische Begutachtung der Schwefelquelle von Bad Goisern. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Abteilung für Physiologie und Medizinische Physik der Medizinischen Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. & Bösch, I. (2000): Große Heilwasseranalyse des Wassers der Bohrung Längenfeld Thermal II. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 24 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. & Job-Egger, M. (1986): Große Heilwasseranalyse der Schwefelquelle von Bad Häring Bohrung Niederholz 1 mit Prüfung des Schwefelgehaltes an den Nutzungsorten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 17 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. & Job-Egger, M. (1990): Kleine Heilwasseranalyse und balneologische Beurteilung der Tiefbohrung Altheim auf GP. 189/1 der KG. Altheim. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 4 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P. & Job-Egger, M. (1995): Große Heilwasseranalyse und balneologische Beurteilung der erbohrten Schwefeltherme von Längenfeld/Tirol. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 25 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Deetjen, P., Stockinger, P. & Egger, M. (1980): Chemische und physikalische Untersuchungen des Thermalwassers der Bohrung Geinberg 1, Oberösterreich, sowie balneologische Beurteilung der Ergebnisse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 7 S., Institut für Physiologie und Balneologie der Universität Innsbruck, Innsbruck.

DeZuane, J. (1996): Handbook of drinking water quality (2nd Edition). – 592 S., New York (Wiley & Sons Inc).

Diem, K. (1914): Österreichisches Bäderbuch: Offizielles Handbuch der Bäder, Kurorte und Heilanstalten Österreichs. – 816 S., Wien.

Diem, K. (1928): Balneographie der Mineralquellen, Kurorte und Kuranstalten Österreichs. – In: Conrad, V., Diem, K., Knett, J., Meyer, H.H. & Stockmayer, S.: Österreichisches Bäderbuch, 97–327, Wien.

Dierich, M.P. (1993): Gutachtliche Stellungnahme aus hygienischer Sicht zu „Tiroler Heil- und Mineralwasser“, Richard Rieder, 6230 Münster. Alpquell. – Bericht (WB, Kufstein, Zl. 1174), 20 S., Universität Innsbruck, Institut für Hygiene, Innsbruck.

Dober, G. & Gritzmann, R. (2014): Hydrogeologische, sedimentologische und tonmineralogische Untersuchungen im Gebiet des Neusiedler Sees. – Masterarbeit, 161 S., Universität Wien, Wien.

Domberger, G. (2000): Solequelle Hall/Admont. Hydrogeologische Untersuchungen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Joanneum Research, 12 S., Graz.

Doubrawa, W. (2008): Einreichung. Technischer Bericht. Thermalwasser Aufbereitungsanlage Neu im Medizinischen Zentrum Bad Vigaun Barbara Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hallein, Zl. 2405), 15 S., Obertrum am See.

Ebner, F., Erhart-Schippek, R. & Walach, G. (1986): Erdgasspeicher Oststeiermark – Geologische Gebietsauswahl. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **7**, 5–17, Wien.

Ebner, F., Gratzer, R., Schmid, C., Popelka, K. & Gaisberger, G. (2006): Entwicklung einer integriert geologisch/geophysikalischen Prospektionsmethode auf Thermalwasser führende Störungszonen unter jungen Sedimenten. – Efre Projektbericht, 86 S., Montanuniversität Leoben, Leoben.

Egle, S. (1991): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen des Gasteiner Thermalwassers unter besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkung mit dem Zentralgneis. – Diplomarbeit, Universität Wien, 118 S., Wien.

Eichinger, L., Lorenz, G. & Wechner, S. (2006): Mineralwasseranalyse aus der Bohrung Pfanner IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bregenz, Zl. 3681), Hydroisotop GmbH, 22 S., Schweitenkirchen.

Eichinger, L., Lorenz, G. & Wechner, S. (2009a): Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Tiefbohrung Oberlaa TH2. Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 21 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Eichinger, L., Lorenz, G. & Wechner, S. (2009b): Physikalisch-chemische und isotopische Untersuchungen des Thermalwassers der Tiefbohrungen Oberlaa TH1 und TH2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Eichinger, L., Wechner, S. & Lorenz, G. (2010): Heilwasseranalyse. Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Tiefbohrung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 21 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (1999): Johannisbrunnen und Süßwasserbrunnen. Hydrogeologisches Gutachten für die Anerkennung als natürliches Mineralwasser. – Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., 12 S., 09.06.1999, Gleisdorf.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Sonde Ilz Thermal 1. Hydrogeologischer Abschlussbericht. Antrag um Endkollaudierung und Wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0713), 17 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2003a): Tiefbohrung Waltersdorf 4. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hartberg, Zl. 4154), 35 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2003b): Tiefbohrung Ottendorf Thermal 1. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0707), 19 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2003c): Tiefbohrung Mürztal Thermal 1. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht. Bericht der Wasserrechtlichen Bauaufsicht. Ansuchen um Wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Mürzzuschlag, Zl. 1899), 28 S., Geoteam, Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2004): Ersatzbohrung Bartholomäusquelle Neu. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 15 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2006): Bohrung Piringsdorf III, Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht – Antrag auf Erteilung der Wasserrechtlichen Nutzungsbewilligung. – Bericht, 21 S., Geoteam Ges.m.b.H., 23.03.2006, Gleisdorf.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2007): Minarisbrunnen Neu, Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht – Antrag auf Erteilung der Wasserrechtlichen Nutzungsbewilligung. – Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., 16 S., 15.06.2007, Gleisdorf.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2008a): Mineralwassererkundungsbohrung RQ15. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck an der Leitha, Zl. 1590), 13 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2008b): Markus-Quelle Neu – Ansuchen um Wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., 13 S., 20.11.2008, Gleisdorf.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2008c): Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3. Geologisch-technischer Abschlussbericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 23 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2009a): Bohrung Piringsdorf I, Ansuchen um Wiederverleihung der Wasserrechtlichen Nutzungsbewilligung. – Geoteam Ges.m.b.H., 4 S., 17.06.2009, Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2009b): Dublette Bad Blumau. Sonden Blumau 2 und Blumau 1/1a. Hydrogeologisches Monitoring. Beobachtungszeitraum 2001–2008. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 30 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2015): Mineralwasserbrunnen Styrianquelle Neu (Ersatzbrunnen Styrianquelle). Wasserrechtliche Einreichung. – Technischer Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., 17 S., 25.02.2015, Graz.

Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2016): Minarisbrunnen Neu, Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht – Ansuchen um Kollaudierung und Nutzungsbewilligung. – Bericht, 34 S., Geoteam Ges.m.b.H., 17.03.2016, Graz.

Eisner, M., Goldbrunner, J. & Meyer, K. (1995): Tiefbohrung Gabelhofen. Wasserrechtliche Einreichung. Technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fohnsdorf, Zl. 1256), 14 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Eisner, M., Goldbrunner, J.E. & Vasvári, V. (2000): Köflach Thermal 1. Hydrogeologischer Abschlußbericht. Antrag auf Erteilung der wasserrechtlichen Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Voitsberg, Zl. 1765), 26 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Elster, D., Goldbrunner, J., Wessely, G., Niederbacher, P., Schubert, G., Berka, R., Philippitsch, R. & Hörhan, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000. – 296 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).

EPA (1999): Methods, Occurrence and Monitoring Document for Radon from Drinking Water. – United States Environmental Protection Agency, EPA 815-D-99-003, November 1999.

Etschel + Meyer (1968): Hydrogeologische Aufschlußbohrung Bad Schönau Bohrung Nr. 3a 1:500 und 1:20. – Zitiert nach Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 11 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Etschel + Meyer (2002): Brunnen 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, St. Johann im Pongau, Zl. 3461), 1 S., Etschel & Meyer Gesellschaft m.b.H. & Co KG, Schladming.

Exner, C. (1956): Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Exner, C. (1971): Geologie der Karawankenplutone östlich von Eisenkappel, Kärnten. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **64**, 1–108, Wien.

Exner, C., Hejl, E. & Mandl, G.W. (2005): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 157 Tamsweg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Fager, P. & Geiger-Kaiser, M. (2007): Heilige Quellen. Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 60 S., Amt der Salzburger Landesregierung, Salzburg.

Filippelli, M., Baldi, F., Brinckman, F. & Olson, G. (1992): Methylmercury Determination as Volatile Methylmercury Hydride by Purge and Trap Gas Chromatography in Line with Fourier Transform Infrared Spectroscopy. – Environmental Science and Technology, **26**, 1457–1460, Washington, D.C. https://doi.org/10.1021/es00031a025

Fischer, L., Brunner, M., Prohaska, T. & Hann, S. (2012): Accurate quantification of mercury in river water by isotope dilution MC-ICP-SFMS and ICP-QMS detection after cold vapour generation. – Journal of Analytical Atomic Spectrometry, **27**, 1983–1991, Cambridge. https://doi.org/10.1039/c2ja30076a

Fitzgerald, W.F. & Lamborg, C.H. (2004): Geochemistry of Mercury in the Environment. – In: Holland, H.D., Turekian, K.K. & Lollar, B.S.: Treatise on Geochemistry, Volume **9**, Environmental Geochemistry, 107–148, Amsterdam (Elsevier).

Flügel, H.W. (1975): Das Neogen der Grazer Bucht. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **105**, 71–77, Graz.

Flügel, H.W. (1988): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle. Geologische Karte des prätertiären Untergrundes, 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Foisner, J. (1998): Bad Schönau. Kontrollanalyse der Quelle III. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 11 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

Foisner, J. & Pfleger, K. (1997): Therme Lutzmannsburg. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. – Zitiert nach Böchzelt, B. & Goldbrunner, J.E. (2000): Tiefbohrung Lutzmannsburg Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberpullendorf, Zl. 4341), 22 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Forster, M. (1993a): Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen am Thermalwasser der Bohrung Altheim. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 11 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Forster, M. (1993b): Bestimmung der Isotopengehalte im Grundwasser der Alpquellen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Kufstein, Zl. 1174), 9 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Forster, M. (1996): Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen am Thermalwasser der Bohrung Geinberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 4 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Forster, M. & Eichinger, L. (1998): Heilwasseranalyse. Physikalische, physikalisch-chemische und mikrobiologische Untersuchung des Wassers der Bohrung Blumau P1 in Bad Blumau. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 8 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Fortin, C., Wang, F. & Pitre, D. (2011): Critical Review of Platinum Group Elements (Pd, Pt, Rh) in Aquatic Ecosystems. – Research Report No. R-1269, 39 S.

Fresenius, R.E. & Käss, W. (2008): Spurenelemente. – In: Käss, W. & Käss, H.: Deutsches Bäderbuch, 55–61, Vereinigung für Bäder- und Klimakunde e.V., Stuttgart (Schweizerbart).

Friebe, J.G. (2007): Vorarlberg. – 174 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).

Fuchs, R. & Schreiber, S. (1985): Das Pannonien im östlichen Burgenland. – In: Papp, A., Jambor, A. & Steininger, F.F.: Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys, Band **VII**, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 68–72, Budapest.

Fuchs, W. & Thiele, O. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 34 Perg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Fuchs, W., Grill, R. & Wessely, G. (1985). Hainburg an der Donau und Pressburg 1:50.000. – Manuskriptkarten, 6 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Fürlinger, W. (1998): Schutzgebietsvorschlag für die Erlengrund-Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (WB, St. Johann im Pongau, Zl. 3461), 22 S., Dr. Werner Fürlinger, Ingenieurkonsulent für Technische Geologie, Salzburg.

Gadermayr, W. (2002): Quelle Burghardt. Hydrogeologische Untersuchungen. Schutzgebietsvorschläge. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), ZI W. Gadermayr, 13 S., Kuchl.

Gadermayr, W. (2015): Grundwassergewinnung aus dem Brunnen Koppenwinkl 1 auf GP 453/KG Obertraun. Antrag auf wasserrechtliche Bewilligung. – (WB, Gmunden, Zl. 407/5134), 17 S., ZI W. Gadermayr, Kuchl.

Gall, B. (1983): Geologie und Hydrogeologie in der näheren Umgebung von Wildbad Einöd (Stmk.) mit besonderer Berücksichtigung der Entstehung der thermalen Mineralsäuerlinge. – Diplomarbeit, Technische Universität Karlsruhe, 120 S., Karlsruhe.

Gamerith, W. (1980): Über die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich der Schwefelquellen von Wörschach im Ennstal / Stmk. und die Möglichkeiten einer neuen Erschrotung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 6 S., Graz.

Gamerith, W. (1992): Schutzgebiet Bad Weißenbach. Hydrogeologisches Gutachten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Kärntner Landesregierung), 32 S., Graz.

Gamerith, W. (2006): Die vier neuen Brunnen (errichtet 2002) im Brunnenfeld Gerersdorf-Sulz bei Güssing. Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 19 S., Graz.

Gamerith, W. & Wolf, C. (2000): Schongebiets-Entwurf für die Tiefbrunnen der Sulzegger Heil- und Mineralwasser GmbH – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 27 S., Büro für Geologie & Hydrogeologie, Graz.

Gangl, G. (1990): Hydrogeologische Untersuchungen an den Heilquellen von Bad Deutsch Altenburg (Niederösterreich) im Rahmen der Vorarbeiten für das Donaukraftwerk Hainburg. – Österreichische Wasserwirtschaft, **42**, 1–15, Wien.

Gao, Y., Liu, R. & Yang, L. (2013): Application of chemical vapor generation in ICP-MS: A review. – Chinese Science Bulletin, **58**, 1980–1991. https://doi.org/10.1007/s11434-013-5751-0

Gasser, G. (2001): Bericht über die Niederbringung der Heilwasserbohrung Bad Mehrn BL1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Kufstein, Zl. 1812), 19 S., Dr. Gert Gasser Hydrogeologie und Bohrwesen GmbH, Rotholz.

Gasser, G. (2004): Fassung der Alpquell Quellen IIa1,2 und IIb. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Kufstein, Zl. 1174), 7 S., Dr. Gert Gasser Hydrogeologie und Bohrwesen GmbH, Rotholz.

Gasser, G. (2006): Mineralwassererschließung Werk Lauterach. Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung nach § 103, WRG 1959. Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bregenz, Zl. 3681), 10 S., Dr. Gert Gasser Hydrogeologie und Bohrwesen GmbH, Rotholz.

Gasser, G. (2007): Werk Lauterach. Detailprojekt Mineralwasserbrunnen IV. Technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bregenz, Zl. 3681), 14 S., Rudhardt + Gasser Ziviltechniker, Bregenz.

Gasser, G. (2014): Brunnen 5. Grundwassererschließung. Ansuchen um Wr. Bewilligung nach § 103, WRG 1959. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Frankenmarkt, Zl. 3283), 9 S., Dr. Gert Gasser Hydrogeologie und Bohrwesen GmbH, Rotholz.

Gattinger, T. (1993): Bad Schallerbach. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 46–48, Wien (Springer).

Gattinger, T.E. & Zötl, J. (1993): Bad Weinberg. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 42–44, Wien (Springer).

GBA (1999): Geofast – provisorische Geologische Karte 1:50.000 – 161 Knittelfeld. Ausgabe 2005/10. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GBA (2001): Geofast – vorläufige Geologische Karte 1:50.000 – 134 Passail. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GBA (2002a): Geofast – vorläufige Geologische Karte 1:50.000 – 189 Deutschlandsberg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GBA (2002b): Geofast – vorläufige Geologische Karte 1:50.000 – 159 Murau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GEOGNOS Bertle ZT GmbH (2012): Wasserversorgung Werk Nüziders. Brunnenanlage B1, B2, TB3, TB4, TB5. Kühlwasserbewirtschaftung Werk Nüziders. Versickerungsbrunnen V1 und V2 sowie V3. Wasserrechtliche Wiederverleihung. Einreichprojekt Juni 2012. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bludenz, Zl. 2784), 19 S., GEOGNOS Bertle ZT GmbH, Schruns.

GEOS (2006): Heilvorkommen bei Dellach. Barbarastollen und Margarethaquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., GEOS Consulting ZT-GmbH, Klagenfurt.

Gerdes, A., Friedl, G., Parrish, R.R. & Finger, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – Journal of the Czech Geological Society, **48**, 53–54, Prague.

Göd, R. & Paar, W.H. (1997): Golderzbezirk Kliening-Kothgraben. – In: Weber, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 313, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Goldbrunner, J.E. (1987): Bericht über die Perforation der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 und den anschließenden Pumpversuch (Wassertest). – Zitiert nach Zötl, J. & Goldbrunner, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 196, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **39**, 5–94, Graz.

Goldbrunner, J.E. (1989): Tiefbohrung Stegersbach Thermal 1. Abschlußbericht der Projektleitung und Ansuchen um wasserrechtliche Bewilligung einer Entnahmemenge von maximal 10 l/s aus der Sonde Stegersbach Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Güssing, Zl. 0374), Forschungsgesellschaft Joanneum GmbH, Graz.

Goldbrunner, J.E. (1990): Bohrung Altheim Thermal 1a. Unterlagen zum Ansuchen um wasserrechtliche Genehmigung der Dauerentnahme von Thermalwasser aus der Sonde Altheim Thermal 1a und Einleitung des abgekühlten Wassers in die Mühlheimer Ache. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 10 S., Graz.

Goldbrunner, J.E. (1991): Begutachtung und Bewertung des Mineralwasser- und Gasvorkommens von Bad Schönau (Niederösterreich). Teil 1: Die naturwissenschaftlich-technischen Daten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 11 S., Forschungsgesellschaft Joanneum GmbH, Graz.

Goldbrunner, J.E. (1993a): Deutschkreutz. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 218–219, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. (1993b): Bohrungen im Becken. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 194–198, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. (1993c): Die Mineralwässer und Säuerlinge der Neusiedler See-Bucht des Pannonischen Beckens. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 228–234, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. (1993d): Das Mineralwasser- und Gasvorkommen von Bad Schönau. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 219–221, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. (1993e): Loipersdorf Thermalbad. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 192–193, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. (1995a): Bohrung Gemeindequelle neu – Abschlussbericht der wasserrechtlichen Bauaufsicht und Antrag auf Nutzungsbewilligung. – Geoteam Ges.m.b.H., 11 S., 21.12.1995, Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E. (1995b): Mineral- und Thermalwasserstudie Neusiedler See, Mattersburger Becken und Raum Nikitsch. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 98 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Goldbrunner, J.E. (2000): Hydrogeology of deep Groundwaters in Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 281–294, Wien.

Goldbrunner, J.E. (2004): Geothermieprojekt Fürstenfeld. Technischer Bericht. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0735), 11 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Goldbrunner, J.E. (2012): Zuarbeit zur Übersichtskarte der Thermalwasservorkommen in Österreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Geoteam Ges.m.b.H., 147 S., Graz.

Goldbrunner, J.E. & Böchzelt, B. (1998): Erschließungen von Thermal- und Mineralwässern im Burgenland im Zeitraum 1988 bis 1996. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Heft **WAB 100**, Zur Landeskunde des Burgenlandes, Festschrift Hanns Schmid, 6 S., Eisenstadt.

Goldbrunner, J.E. & Domberger, G. (1991): Abschlussbericht über die Bohrung Lutzmannsburg Thermal. Lutzmannsburg Thermal 1 und E1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Oberpullendorf, Zl. 4341), 22 S., Forschungsgesellschaft Joanneum GmbH, Graz.

Goldbrunner, J.E. & Domberger, G. (1992): Beobachtungsprogramm Thermalwassersonden im Oberösterreichischen Innviertel. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 60 S., Joanneum Research, Graz.

Goldbrunner, J.E. & Eisner, M. (1997a): Tiefbohrung Waltersdorf 3. Wasserrechtliche Einreichung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hartberg, Zl. 3974), 18 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E. & Eisner, M. (1997b): Tiefbohrung Blumau 3. Geologisch-technischer Abschlußbericht. Ansuchen um Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0701), 24 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E. & Eisner, M. (1999): Tiefbohrung Ilz Thermal 1. Abschlussbericht der wasserrechtlichen Bauaufsicht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0713), 22 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E. & Gold, M. (2002): Bohrlochstammblätter. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E. & Kolb, A. (1997a): Die Tiefbohrungen in Laa a. d. Thaya. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 61–70, Wien.

Goldbrunner, J.E. & Kolb, A. (1997b): Brunnen Josefsquelle auf Gst. Nr. 170, KG Sicheldorf. – Geoteam, 8 S., 30.05.1997, Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E. & Scheifinger, M. (2000): Tiefbohrung Saalachtal Thermal 1. Wasserrechtliche Einreichung. Geologisch-technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4286), 13 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J. & Schubert, A. (1993): Aquifereigenschaften jungtertiärer Vulkanite im Oststeirischen Becken. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **14**, 81–91, Wien.

Goldbrunner, J.E. & Shirbaz, A. (2012): Wasserwirtschaftliche Bewertung der Thermalwassernutzungen im Oberösterreichischen Molassebecken. Berichtszeitraum 2006 bis 2010. – 25 S., Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Linz.

Goldbrunner, J.E. & Stehlik, A.J. (1993): Edelstal. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 274–275, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. & Zetinigg, H. (1993): Bad Waltersdorf 1. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 193–194, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E. & Zötl, J. (1985): Geothermale Energie in Österreich (III). Die Bohrung Fürstenfeld Thermal 1. Niederlage oder Hoffnung? – Information Geothermie, **5**, 8 S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.

Goldbrunner, J.E., Zetinigg, H. & Zötl, J. (1993): Trinksäuerlinge. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 181–187, Wien (Springer).

Goldbrunner, J.E., Schubert, A. & Kolb, A. (1999): Ablenkungsbohrung Geinberg Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 18 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E., Gold, M. & Böchzelt, B. (2002a): Bohrung Saalachtal Thermal 1. Hydrogeologisch-technischer Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4286), 25 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E., Gold, M. & Heiss, H.P. (2002b): Sauerbrunn im Jasnitztal – Neuerschließung, Hydrogeologischer Bericht. – Geoteam Ges.m.b.H., 15 S., 19.08.2002, Gleisdorf.

Goldbrunner, J., Kriegl, C. & Eisner, M. (2005a): Tiefbohrung Bad Tatzmannsdorf Thermal 3. Wasserrechtliche Einreichung. Technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht, Geoteam Ges.m.b.H., 25 S., Gleisdorf.

Goldbrunner, J., Kriegl, C. & Gaich, H. (2005b): Bad Tatzmannsdorf. Geologische Vorarbeiten für die Thermalwassererschließung 2005. – Abschlussbericht. – Geoteam Ges.m.b.H., 39 S., 14.02.2005, Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E., Gold, M., Eisner, M., Gruber, W., Heiss, H.P., Hubmann, B., Morawetz, R., Neubauer, L., Reischenbacher, D., Sachsenhofer, R., Schön, J. & Schreilechner, M. (2006): Wissenschaftliche Auswertung der geologisch-geophysikalischen Ergebnisse der Bohrung Mürztal Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 111 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Goldbrunner, J.E., Huber, B., Kohl, T., Gold, M., Heiss, H.P., Shirbaz, A. & Baujard, C. (2007a): TAT. Thermische Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel. Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht, 291 S., Graz–Augsburg–Zürich.

Goldbrunner, J.E., Shirbaz, A. & Heiss, H.P. (2007b): Wasserwirtschaftliche Bewertung der Thermalwassernutzungen in Oberösterreich. Berichtzeitraum 2000 bis 2005. – 35 S., Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Linz.

Götzl, G., Bottig, M., Hoyer, S., Janda, C., Zekiri, F. & Schubert, G. (2012): Projekt NA-72 / Thermalp-NÖ. Die Nutzbarmachung geothermischer Grundlagenforschung für das Land Niederösterreich. Thermalwassermodell Hochscholle südliches Wiener Becken. – Unveröffentlichter Bericht, 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Gratzer, R. & Schmid, C. (1999): Bodenuntersuchungen – eine Methode zur Prospektion höher mineralisierter Tiefenwässer. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **90**, 155–163, Wien.

Greschonig, H. (2002a): Auszug aus der Heilwasseranalyse von Univ. Prof. Dr. Greschonig. Melchior Quelle und Vulkania Quelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

Greschonig, H. (2002b): Die „Aktivquelle“ Zlatten Kontrollanalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 12 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

Greschonig, H. (2003a): Große Heilwasseranalyse des Quellaustritts S1 in Bad Schallerbach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des EurothermenResorts, OÖ Thermenholding GmbH), 16 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

Greschonig, H. (2003b): Große Heilwasseranalyse des Quellaustritts S2 in Bad Schallerbach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des EurothermenResorts, OÖ Thermenholding GmbH), 15 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

Greschonig, H. (2006): Große Heilwasseranalyse 2006. Stollenwasser des Thaddäusstollens in Öblarn. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 15 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

Greschonig, H. (2008): Die Barbaraquelle Bohrung Grieselstein. Kontrollanalyse 2008. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 16 S., Institut für Chemie der Universität Graz, Graz.

Greschonig, H. (2010): Die „Aktivquelle“ Zlatten Kontrollanalyse. – Zitiert nach Kipper, M. (2017): Heilquellen. http://gesundheitshotel-kipper.at/61/heilquellen (abgerufen am 16.07.2018).

Grill, R. (1952): Neue Jodwasserbohrungen in Bad Hall. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952**, 86–92, Wien.

Groiss, R. (1993): Geologie, Hydro-Geologie, Brunnenausbau und wasserrechtliche Bewilligung der Markus-Quelle in Pöttsching/Burgenland/Österreich. – Unveröffentlichter Bericht, 20 S., Wien.

Gross, M., Fritz, I., Piller, W.E., Soliman, A., Harzhauser, M., Hubmann, B., Moser, B., Scholger, R., Suttner, T.J. & Bojar, H.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to Excursions. – Joannea Geologie und Paläontologie, **9**, 117–193, Graz.

Gruber, A., Pestal, G., Nowotny, A. & Schuster, R. (2010): Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck. – 200 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).

Grün, W. (1992): Geologischer Abschlussbericht über die Thermalbohrung Gallspach Th-1. – Zitiert nach Goldbrunner, J.E. (2012): Zuarbeit zur Übersichtskarte der Thermalwasservorkommen in Österreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 29–31, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

GU GmbH (1998): Radkersburger Stadt Quelle. Einreichprojekt. Wasserrechtliche Bewilligung. Neuverrohrung des Brunnens. Änderung des Maßes der Wasserbenutzung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 12 S., GU GmbH, Graz.

Hacker, P. (1980): Bericht über Isotopenanalysen an Wässern aus der Tiefbohrung von Geinberg. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., BVFA Arsenal, Wien.

Hacker, P. (1992): Die Hydrogeologischen Untersuchungen im Bereich der Badener Heilquellen. – Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-006f/F, 106 S., BVFA Arsenal, Wien.

Hacker, P. (1993): Bad Vöslau. Die Quellen. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 260–261, Wien (Springer).

Hacker, P. & Zötl, J. (1993a): Bad Deutsch-Altenburg. Chemismus des Thermalwassers. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 272–274, Wien (Springer).

Hacker, P. & Zötl, J. (1993b): Baden. Die Quellen. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 253–258, Wien (Springer).

Hafen, U., Mauerer, G. & Uhlig, S. (2004): Geothermieanlage Altheim Sonde 1 und 2. Langzeitpumpversuch 2004. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Geotec Consult, 24 S., Markt Schwaben.

Hahn, W. (2010): Prüfbericht über Bestimmung des titrierbaren Schwefels der Sonde Stegersbach Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., NUA Umweltanalytik GmbH, Maria Enzersdorf.

Hamedinger, G. (2004): Bohrung Grieselstein TH-1 (Barbaraquelle). Dauerpumpversuch Auswertung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 7 S., ZI Büro Günter Hamedinger, Leoben.

Hauser, A. (1952): Mineralquellen Schloß Thalheim. – Unveröffentlichter Bericht, 6 S., Graz.

Häusler, H., Müllegger, C., Körner, W., Ottner, F., Prohaska, T., Irrgeher, J., Tchaikovsky, A., Dober, G., Gritzmann, R. & Mykhaylyuk, I. (2014): New hydrogeological model of charging shallow and deep aquifers in the Lake Neusiedl – Seewinkel region (Northern Burgenland, Austria). – Geophysical Research Abstracts, **16**, EGU 2014-3296, Vienna.

Heilig, K. (1978): Bad Deutsch Altenburg Pumpversuch Tiefbohrung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, ZI. 922), 3 S., Wien.

Heilig, K. (1980): Technischer Bericht über die Heilwasserversorgung für den Kurbetrieb des Kurhauses der Jod-Schwefel-Heilbad-Betriebsgesellschaft m.b.H. & Co KG. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, ZI. 922), 11 S., Wien.

Heiss, H.P. & Goldbrunner, J.E. (2003): Sauerbrunn im Jasnitztal – Neuerschließung. Bericht über die Bohrung „Sauerbrunn neu“. – Geoteam Ges.m.b.H., 10 S., 26.02.2003, Gleisdorf.

Heiss, G., Jung, M., Metz, A. & Spendlingwimmer, R. (2003): Wasserwirtschaftliche Vorrangflächen gegenüber Sandabbau (WWVF Sande). – Unveröffentlichter Bericht, Austrian Research Center Seibersdorf, 95 S., Seibersdorf.

Heissel, W. & Unger, J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Öblarn im Ennstal. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **7**, 2–52, Leoben.

Herrmann, P. & Pahr, A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 137 Oberwart. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Herrmann, P., Fellner, D. & Schönlaub, H.P. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 167 Güssing. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Hess, C.T., Michel, J., Horton, T.R., Prichard, H.M. & Coniglio, W.A. (1985): The Occurence of Radioactivity in Public Water Supplies in the United States. – Health Physics, **48**, 553–586, Baltimore (Pergamon Press).

Hobiger, G. (1996): Ammoniak im Wasser, Ableitung einer Formel zur Berechnung von Ammoniak in wässrigen Lösungen. – 50 S., Umweltbundesamt, Wien.

Hobiger, G. (1997): Kohlensäure in Wasser. – Theoretische Hintergründe zu den in der Wasseranalytik verwendeten Parametern. – 2. Auflage, Umweltbundesamt, BE-086a, Wien.

Hobiger, G. (2015): Kohlendioxid in Wasser mit Alkalinität. – Berechnung und grafische Darstellung der chemischen Gleichgewichte. – 142 S., Berlin–Heidelberg (Springer).

Hobiger, G., Klein, P., Denk, J., Grösel, K., Heger, H., Kohaut, S., Kollmann, W.F.H., Lampl, H., Lipiarski, P., Pirkl, H., Schedl, A., Schubert, G., Shadlau, S. & Winter, P. (2004): GEOHINT. Österreichweite Abschätzung von regionalisierten, hydrochemischen Hintergrundgehalten in oberflächennahen Grundwasserkörpern auf der Basis geochemischer und wasserchemischer Analysedaten zur Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG. Endbericht Oktober 2004. – 97 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Hohl, M. (2016): Sauerbrunnschloss und Bauerntempel: Die Heilquelle in Preblau. Das Preblauer Wasser. http://www.lovntol.at/sehenswuerdigkeiten/preblauer-heilwasser (abgerufen am 16.07.2018).

Hollensteiner, C. & Hahn, W. (2001): Die Große Heilwasseranalyse der „Christophorous-Milleniumsquelle“ in Bad Schönau. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 18 S., NÖ Umweltschutzanstalt, Maria Enzersdorf.

Hölting, B. & Coldeway, W. (2005): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 326 S., Stuttgart (Enke).

Hölzl, F. (1956): Michelquelle. Gams bei Stainz, Steiermark, Österreich. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 1 S., Pharmazeutisches und Chemisches Institut der Universität Graz, Graz.

Hölzl, F. (1966): Güssinger Vita Quelle III. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 26 S., Pharmazeutisches und Chemisches Institut der Universität Graz, Graz.

Homann, O. (1970): Erkundung der Thermalquelle Heilbrunn Mitterndorf mittels Rotationskernbohrung, ausgeführt von Fa. Etschel und Meyer Tiefbohrgesellschaft. – Zitiert nach Zetinigg, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50**/**51**, 251, Graz.

Horváth, S. (1993): Gutachten über die Auswertung der Druckmessungen nach dem Langzeitpumptest in der Thermalwasserbohrung Gallspach Th. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 17 S., Wien.

Huber, H. (1993): Die Schwefelquelle Bad St. Leonhard im Lavanttal. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 14 S., Institut für Pharmazeutische Chemie der Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.

Ingerle, K. (1991): Tiefbrunnenanlage IV. Wasserrechtliches Einreichprojekt. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 6 S., Institut für Siedlungswasserbau und Umwelttechnik der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Janschek, H. & Kahler, F. (1991): Geologische und geophysikalische Ergebnisse im Thermalwassergebiet von Badgastein. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **83**, 57–67, Wien.

Jenewein, I. (2016): Kontrollanalyse des Säuerlings (Tiroler Sauerbrunn). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 6 S., ARGE Umwelt Hygiene GmbH, Innsbruck.

Jenisch, V. (1989a): Neues Brunnenprojekt A. Starzinger, Frankenmarkt. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Frankenmarkt, Zl. 3283), 7 S., Salzburg.

Jenisch, V. (1989b): Thermalwasserprojekt Obermoos TH bei Salzburg. Untersuchung einer möglichen Aufschließung von Thermalwasser des Nördlichen Kalkalpenbereiches im Salzburger Becken. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Salzburger Landesregierung), 10 S., Salzburg.

Job, C. & Zötl, J. (1969): Zur Frage der Herkunft des Gasteiner Thermalwassers. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **21**, 51–115, Graz.

Kabas, W. (1985): Technischer Abschlußbericht Bohrung Fürstenfeld Geothermie 1. – Zitiert nach Zetinigg, H. (1993a): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.

Kahler, F. (1978): Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – Raumordnung in Kärnten, **10**, 137 S., Klagenfurt.

Kahler, F. (1983): Beobachtungen und Probleme im Thermalgebiet Warmbad Villach. – Zitiert nach Zojer, H. (1996): Thermalwässer von Warmbad Villach. Empfehlungen für ihre Bewirtschaftung und ihren Schutz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 5–11, Graz.

Kahler, F. (1993): Konrad im Stein. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 123–124, Wien (Springer).

Kahler, F. & Zötl, J. (1993a): Heilwasserbezirk Lavanttal. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 145–154, Wien (Springer).

Kahler, F. & Zötl, J. (1993b): Bad Bleiberg. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 129–130, Wien (Springer).

Kahler, F. & Zötl, J. (1993c): Bad St. Daniel im Gailtal. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 128–129, Wien (Springer).

Kahler, F. & Zötl, J. (1993d): Das östliche Pustertal und die Heilwässer der Kreuzeckgruppe. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 118–123, Wien (Springer).

Kaiser (2000): Baden bei Wien, Marienquelle. Neufassung 1965. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0539), 1 S., Stadtbauamt Baden, Baden.

Käss, W. & Käss, H. (2008): Deutsches Bäderbuch. – Vereinigung für Bäder- und Klimakunde e.V., 1.232 S., Stuttgart (Schweizerbart).

Kaszoni, E. (2012): Untersuchungsbericht über die große Heilwasseruntersuchung der Quelle 1 in Maltern. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., NUA-Umweltanalytik GmbH, Maria Enzersdorf.

Kaszoni, E. & Schweighardt, K. (2012): Untersuchungsbericht über die große Heilwasseruntersuchung der Quelle II in Maltern. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., NUA-Umweltanalytik GmbH, Maria Enzersdorf.

Klein, P. & Küpper, H. (1985): Zur Kenntnis der hydrogeologischen Situation von Bad Vöslau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**, 633–637, Wien.

Klein, P., Kollmann, W.F.H. & Pahr, A. (1997): Mineralarteser Säuerling Drumling. Hydrogeologische Untersuchungen des Mineralsauerwassers am artesischen Brunnen von Drumling. Haltepunkt 5. – Motto: Wasser und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, Burg Schlaining, 27.–30. Oktober 1997, 115–117, Wien (Geologische Bundesanstalt).

Klenner, M.F. & Kaszoni, E. (2005): Untersuchungsbericht über Große Heilwasseranalyse der Römerquelle in Baden bei Wien. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., NUA Umweltanalytik GmbH, Maria Enzersdorf.

Knett, J. (1941): Schätzungs-Gutachten. – Zitiert nach Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 9, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kofler, H. (2017): Bäder und Bestrahlung. http://www.kofler-haut.at/ (abgerufen am 16.07.2018).

Kofler, W. (1982): Brixlegg. Hygienische Begutachtung. Tiefbrunnen I. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 12 S., Institut für Hygiene der Universität Innsbruck, Innsbruck.

Kölle, W. (2010): Wasseranalysen – richtig beurteilt. Grundlagen, Parameter, Wassertypen, Inhaltsstoffe, Grenzwerte nach Trinkwasserverordnung und EU-Trinkwasserrichtlinie. – 489 S., Weinheim (Wiley-VCH Verlag).

Kollmann, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57**, 479–632, Wien.

Kollmann, W. (1988): Geohydrologie. – In: Herrmann, P. & Pahr, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 138 Rechnitz, 31–33, Wien.

Kollmann, W. (2000): Hydrogeologie der burgenländischen Gesteine. – In: Schönlaub, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 59–66, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kollmann, W. (2006): Jahresbericht (3. Teil) zum Jahr 2006. Laufende Kontrollmessungen an den Betriebsbrunnen sowie Planung weiterer Maßnahmen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Geologische Bundesanstalt, 21 S., Wien.

Kollmann, W. (2008): Jahresbericht zum Jahr 2008. Laufende Kontrollmessungen an den Betriebsbrunnen sowie Planung weiterer Maßnahmen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Geologische Bundesanstalt, 26 S., Wien.

Kollmann, W. & Shadlau, S. (1994): Hydrogeologische Stellungnahme zur Möglichkeit der Erschließung von Thermalwasser im Bereich Frauenkirchen. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (Arbeitsgruppe Hydrogeologie), **15**, 96–100, Wien.

Kopetzky, G. (1974): Hydrogeologisches Gutachten des Einzugsgebietes der Heilquellen des Schlosses Thalheim, des sogenannten Thalheimer Schloßbrunnens. – Zitiert nach Zetinigg, H. (1993b): Der Thalheimer Schloßbrunnen. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 223–224, Wien (Springer).

Köstler, H.J. (2008): Das Bergwerk in der Walchen bei Öblarn: Seine Entwicklung vom Kupfer- und Edelmetallbergbau zur Schwefelkiesgrube seit Mitte des 19. Jahrhunderts. – 63 S., Bergbauverein Öblarn, Öblarn.

Krainer, K., Sanders, D., Stingl, V. & Mostler, H. (1988): Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst-Arlberg. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-007c/84F, 173 S., Innsbruck.

Kralik, M., Zieritz, I., Grath, J., Vincze, G., Philippitsch, R. & Ravlik, H. (2005): Hydrochemische Karte Österreichs – Oberflächennaher Grundwasserkörper und Fließgewässer. – Umweltbundesamt, BE-**269**, 2. überarbeitete Auflage, Wien.

Kralik, M., Benischke, R., Wyhlidal, S. & Philippitsch, R. (2015): Wasserisotopenkarte Österreichs. Erläuterungen. – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft Wien.

Krall, E. (1982): Heilbäder in Nord- und Osttirol – Ihre ehemalige Bedeutung und ihre heutige Funktion. – Hausarbeit aus Geographie, 182 S., Geographisches Institut und Institut für Alpengeographie, Universität Innsbruck, Innsbruck.

Kramer, H. & Kröll, A. (1979): Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **70**, 1–10, Wien.

Krenmayr, H.-G. & Schnabel, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (1999): Geofast – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 120 Wörgl, Stand 1999. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2005): Geofast – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 149 Lanersbach, Stand 2005. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2006): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 178 Hopfgarten i. Def., Stand 2006. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2009): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 115 Reutte, Stand 2009. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2011a): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 145 Imst: Stand 2011, Ausgabe 2011/07. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2011b): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 146 Oetz: Stand 2011, Ausgabe 2011/07. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2014): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 99 Rottenmann: Stand 2014, Ausgabe 2014/09. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kreuss, O. (2016): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 133 Liezen: Stand 2014, Ausgabe 2014/09. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kriegl, C. & Goldbrunner, J.E. (1998): Tiefbohrung Längenfeld Thermal 2. Technisch-hydrogeologischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Imst, Zl. 1411), 30 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C. & Goldbrunner, J.E. (2001): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. Geologisch-technischer Abschlussbericht und Antrag auf Erteilung der wasserrechtlichen Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 37 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C. & Goldbrunner, J.E. (2012): Bad Schönau Bohrung III. Hydrogeologisch-technische Bewertung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 26 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (1997): Tiefbohrung Blumau 2. Bohr- und Testphase. Geologisch-technischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0701), 35 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C., Schubert, A. & Goldbrunner, J.E. (1998): Tiefbohrung Längenfeld Thermal 2. Förderkomplettierung und Langzeitpumpversuch. Technisch-hydrogeologischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Imst, Zl. 1411), 20 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000a): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 26 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C., Böchzelt, B., Heiss, H.P. & Goldbrunner, J.E. (2000b): Bad Gleichenberg. 1. Bericht Wasserfassungen Brunnental. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 48 S., Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Kriegl, C., Goldbrunner, J., Heiss, H.P. & Böchzelt, B. (2000c): Bad Gleichenberg Planungs- und Konsulentenleistungen. 3. Bericht. Wasserfassungen im Bereich „Johannisbrunnen". Hydrogeologisch-technische Beurteilung. – Unveröffentlichter Bericht, 34 S., Geoteam Ges.m.b.H., Gleisdorf.

Kröll, A., Flügel, H.W., Seiberl, W., Weber, F., Walach, G. & Zych, D. (1988): Geologische Themenkarte der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle. 1:200.000 (mit Erläuterungen). – 49 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kröll, A., Gnojek, I., Heinz, H., Jiricek, R., Meurers, B., Seiberl, W., Steinhauser, P., Wessely, G. & Zych, D. (1993): Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. – 22 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kümel, F. (1957): Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenlande: zur Geologie, Paläobotanik und Geochemie seltener Quellabsätze. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **100**, 1–66, Wien.

Kuntscher, H. (1986): Höhlen Bergwerke Heilquellen in Tirol und Vorarlberg. – 362 S., Berwang (Steiger).

Küpper, H. (1981): Die Thermalquellen von Bad Vöslau vom Vormärz bis ins elektronische Zeitalter: Zur Erinnerung an Ami Boué, 1794–1881. – 23 S., Bad Vöslau (Stadtgemeinde Bad Vöslau).

Küpper, H. & Wiesböck, I. (1966): Erläuterungen und Index zur Übersichtskarte der Mineral- und Heilquellen in Österreich. – 101 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Küpper, H., Prodinger, W. & Weinhandl, R. (1961): Geologie der Heilquelle Deutsch Altenburg NÖ. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **104**, 351–358, Wien.

Land Burgenland (2017): Geodaten Burgenland. Öffentliche Kartendienste. – Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 2, Referat GIS Koordination, Eisenstadt. http://geodaten.bgld.gv.at (abgerufen im September 2017).

Land Oberösterreich (2017): Digitales Oberösterreichisches Raum-Informations-System [DORIS]. – https://www.doris.at/themen/umwelt/umwelt.aspx (abgerufen im September 2017).

Latzel & Kutscha Ges.m.b.H. (1961): Tiefbrunnen Bad Schönau, 1:200. – Zitiert nach Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 5, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Latzel & Kutscha Ges.m.b.H. (1969): Rohrbrunnen Laa a. d. Thaya, Hubertus-Bräu. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 1 S., Wien.

Latzel & Kutscha Ges.m.b.H. (1980): Deutschkreutz Juvinaquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 1 S., Wien.

Latzel & Kutscha Ges.m.b.H. (1983): Oberschützen Nr. 148. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 1 S., Wien.

Lechner, C. (2012): Prüfbericht/Befund. Juvinaquelle II. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., AGES, Wien.

Leitner, T. & Mayr, M. (2017): Die Salinen Austria AG und die Geologie ihrer Salzlagerstätten im Salzkammergut. – In: Wimmer-Frey, I., Römer, A. & Janda, C.: Tagungsband zur Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, 80–85, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Linzer, H.G., Decker, K., Peresson, H., Dell´Mour, R. & Frisch, W. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **354**/3–4, 211–237, Amsterdam.

Lohberger, W. & Thürriedl, K. (1999): Eurotherme Bad Schallerbach. Wasserbedarfsermittlung Thermalwasser. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Zi Lohberger & Thürriedl, 31 S., Linz.

Lohberger, W. & Thürriedl, K. (2000): Eurotherme Bad Schallerbach. Reinjektionsstudie. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Zi Lohberger & Thürriedl, 15 S., Linz.

Loisl, J., Tari, G., Draganits, E., Zámolyi, A. & Gjerazi, I. (2018): High-resolution seismic reflection data acquisition and interpretation, Lake Neusiedl, Austria, northwest Pannonian Basin. – Interpretation, **6**/1, SB77–SB97, Tulsa.

Loomis, D.P., Watson, J.E. & Crawford-Brown, D.J. (1988): Predicting the occurrence of radon-222 in groundwater supplies. – Environmental Geochemistry and Health, **10**, 41–50, Dordrecht.

Lorenz, G. (2005): Isotopenuntersuchung an Bächen, Thermal- und Quellwässern von Bad Gastein. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4374), 10 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Lorenz, G. & Wechner, S. (2005): Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Thermalbohrung Grieselstein TH-1 (Barbaraquelle). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 15 S., Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Lorenz, G. & Wechner, S. (2006): Physikalische und physikalisch-chemische Untersuchungen des Thermalwassers der Thermalbohrung Bad Mitterndorf Thermal TH1. Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen.

Lorenz, R. (1953): Der österreichische Heilquellenkataster: Kurzgefaßte Übersicht. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, 47 S., Wien.

Luipersbeck, R. (1981): Das Heilbad Bad Tatzmannsdorf. Entwicklung und Grundlagen. – 183 S., Pinkafeld.

LVA GmbH. (2011): Prüfbericht. Hofsteigquelle Mineralwasser. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bregenz, Zl. 3681), Lebensmittel Vertrauen Analysen GmbH, 6 S., Wien.

Mandl, G.W. & Lobitzer, H. (2012): Oberperm bis Paläogen. – In: Mandl, G.W., van Husen, D. & Lobitzer, H.: Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl, 48–89, Wien (Geologische Bundesanstalt).

Marktl, W. (1993): Nutzungs- und anlagetechnisches Konzept für die Weissenbacher Thermalquellen in A-9412 St. Margarethen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wolfsburg, Zl. 4158), 11 S., Institut für medizinische Physiologie, Wien.

Marktl, W. (2014): Natürliche Heilvorkommen & Kurorte in Österreich. – 140 S., Wien (Österreichischer Heilbäder- und Kurorteverband).

Marktl, W., Melchart, H. & Stehlik, A.J. (1999): Die Bad Tatzmannsdorfer Kur. – 132 S., Bad Tatzmannsdorf (Eigenverlag Kurbad Tatzmannsdorf AG).

Marsch, F., Pavuza, R. & Stehlik, A. (1996): Beiträge der Hydrogeologie zum Zwecke der Heilwasser Erschließung im Raume Windischgarsten. – Hydro GEO Mitteilungen, **4**/96, Arbeitsgruppe Hydrogeologie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG), Wien.

Matthess, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **2**, 499 S., Berlin (Borntraeger).

Maurin, V. (1975): XII. Hydrogeologie und Verkarstung. – In: Flügel, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitteilungen der Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, SH **1**, 223–269, Graz.

Maurin, V. (1983): Hydrogeologische Stellungnahme zur Schutzgebietsfrage für die thermalen Mineralsäuerlinge von Wildbad Einöd. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Murau, Zl. 1264), 52 S., Karlsruhe.

Maurin, V. (1993): Wildbad Einöd. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 160–170, Wien (Springer).

Meixner, G. & Schmidt, H.J. (2008): RQ 17. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck an der Leitha, Zl. 1590), 9 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

Meyer, J. (2008): Projekt Mineral- und Heilwasserquelle Maltern 2 auf Grdst. 2043 KG Hochneukirchen. Nutzung eines bestehenden Tiefbrunnens. Durchführung eines Pumpversuchs. Entnahme von Wasser zur gewerblichen Verwertung als Mineral- und Heilwasser. Einreichunterlagen zur Erlangung der wasserrechtlichen Bewilligung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 47 S., Dr. Johann Meyer Ingenieurkonsulent für Technische Geologie, Wien.

Michel, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer: allgemeine Balneologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **7**, 398 S., Berlin (Borntraeger).

Miller, C., Thöni, M., Goessler, W. & Tessadri, R. (2011): Origin and age of the Eisenkappel gabro to granite suite (Carinthia, SE Austrian Alps). – Lithos, **125**, 434–448, Amsterdam.

Mitteregger, J. (1862): Analysen einiger Heilquellen in Kärnten. – Jahrbuch des Naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten, **5**, 109–141, Klagenfurt.

Mitteregger, J. (1899): Kärntens Mineral- und Heilquellen. – Jahrbuch des Naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten, **25**, 159–180, Klagenfurt.

Montes (2017): Analyse. – http://www.montes.at/ (abgerufen am 16.07.2018).

Moser, H. & Rauert, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **8**, 400 S., Berlin (Borntraeger).

Moser, M. (2012): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 142 Schruns. Stand 1999, Ausgabe 2012/06. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Moser, M. (2015a): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 161 Knittelfeld. Stand 2015, Ausgabe 2016/03. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Moser, M. (2015b): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 192 Feldbach. Stand 2015, Ausgabe 2016/04. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Moser, M. (2015c): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 160 Leibnitz. Stand 2015, Ausgabe 2016/04. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Moser, M. & Pavlik, W. (2013): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 98 Leoben. Stand 2015, Ausgabe 2016/03. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Mostler, H. (1995): Geologische Untersuchungen zur Festlegung eines Bohrpunktes (Tiefbohrung zur Erschließung warmer Schwefelwässer; Längenfeld im Ötztal). – Zitiert nach Kriegl, C. & Goldbrunner, J.E. (1998): Tiefbohrung Längenfeld Thermal 2. Technisch-hydrogeologischer Bericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Imst, Zl. 1411), 15, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Mostler, H. (2000): Geowissenschaftliche Untersuchungen während und nach der Tiefbohrung Längenfeld im Ötztal. Bohrung Längenfeld Thermal 2. Projekt TA 42/98. Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 73 S., Innsbruck.

Mostler, H. (2009): Hydrogeologisches Gutachten. Betreff: Nutzung des Grundwassers für das Kurzentrum Umhausen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 27 S., Innsbruck.

Mykhaylyuk, I. (2016): Isotopenhydrologische Untersuchung von Grundwässern im Bereich des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich). – Masterarbeit, Universität Wien, 81 S., Wien.

Neubauer, E. (2008): Chemische und Isotopenchemische Entwicklung von Kohlensäuerlingen – Geländearbeit und Experimente. – Masterarbeit, Technische Universität Graz, 88 S., Graz.

Niederbacher, P. (1991): Zusammenfassung der Hydrogeologischen Situation im Raum Mettersdorf. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Radkersburg, Zl. 0714), 2 S., Wien.

Ollgram, Siderts & Hollensteiner (1998): Die Große Heilwasseranalyse der Jod-Sole-Therme in Bad Pirawarth. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 12 S., NÖ Umweltschutzanstalt, Maria Enzersdorf.

Österreicher, C. & Spacek, W. (2000): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde IIz Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., Arsenal Research GmbH, Wien.

Papesch, W. (2008a): Isotopenanalyse (H-3, O-18) an einer Wasserprobe der Brunnen 3 und 5 der Fa. Rauch. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bludenz, Zl. 2784), 2 S., Arsenal Research Centers, Wien.

Papesch, W. (2008b): Gutachten Nr.: UU/148923/08g. Altersbestimmung der Brunnen 3 und 5 der Fa. Rauch mit Hilfe von H-3-, O-18-, CFC- und SF6-Analytik. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bludenz, Zl. 2784), 2 S., Arsenal Research Centers, Wien.

Papesch, W. & Raijner, V. (1997): Isotopenanalyse (H-2, H-3, O-18) an einer Wasserprobe der Sonde RQ 15 Römerquelle. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Neusiedl am See, Zl. 3311), 3 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal Ges.m.b.H., Wien.

Pascher, G.A., Herrmann, P., Mandl, G.W., Matura, A., Nowotny, A., Pahr, A. & Schnabel, W. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Peer, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **34/35**, 243–262, Wien.

Peer, H. (1989): Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**/2, 475–487, Wien.

Pestal, E. (1989): Schloßbrunnen. Brunnen und Bodenprofil. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 922), 4 S., Baden.

Pestal, E. (1994): Herstellung eines Bohrbrunnens für eine Heilquellenfassung der Vöslauer Heilquellenverwertungs AG. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 22 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

Pestal, E. (1996): Vöslauer Heilquellenverwertung AG. Wasserrechtliches Verfahren. Zahl III/1-11.028. Ergänzende Vorlagen zum Beweissicherungsverfahren. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 5 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

Pestal, E. (1997): Verschluss des bestehenden Bohrbrunnens und Neuherstellung eines Bohrbrunnens für eine Heilquellenfassung der Vöslauer Heilquellenverwertungs AG. Vöslauer Ursprungsquelle VI. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 8 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

Pestal, E. (2001): Technischer Bericht. Heilquellen der Kurstadt Baden. Josefsquelle Bohrbrunnen I. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0304), 22 S., Büro Dipl. Ing. Ernst Pestal, Baden.

Pestal, E. (2002): Nutzungsantrag für die Vöslauer Heilquellenverwertungs AG und einen Kurbetrieb der Stadtgemeinde Bad Vöslau für das System der Vöslauer Quellen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 18 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

Pestal, E. (2006): Technische Unterlagen zur Wasserrechtlichen Bewilligung des Brunnens VII.2. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 13 S., Zl Büro Dipl. Ing. Pestal, Baden.

Pestal, G., Rataj, W., Reitner, J.M. & Schuster, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Pestal, G., Hejl, E., Braunstingl, R. & Schuster, R. (2009): Die Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 – Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Pfandl, M. (2008): Bad Häring, Dorfbuch. – 500 S., Gemeinde Bad Häring (Alpin-Verlag).

Pfleger, K. (1993): Erweiterte Kontrollanalysen der Salzerbad Solequellen I, III und IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Lilienfeld, Zl. 1686), 24 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

Pfleger, K. & Höhl, M. (1990): Thermalwasseraufschlußbohrung in Salzburg-Obermoos. Teiluntersuchung des Wassers. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Salzburger Landesregierung), 3 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

Philippitsch, R. (1984): Petrologisch-geochemische Untersuchungen an magmatischen Gesteinen in Süd-Kärnten. – Dissertation, Universität Wien, 158 S., Wien.

Philippitsch, R. & Grath, J. (2016): Wassergüte in Österreich. Jahresbericht 2015. – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW), 184 S., Wien. https://www.bmnt.gv.at/wasser/wasserqualitaet/jahresbericht2015.html (abgerufen am 16.07.2018).

Philippitsch, R., Loishandl-Weisz, H., Wemhöner, U., Schartner, C., Schubert, G. & Schedl, A. (2012): Metalle im Grundwasser in Österreich. Karten und Erläuterungen. – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW), 60 S., Wien.

Pirkl, H., Schedl, A. & Pfleiderer, S. (Hrsg.) (2015): Geochemischer Atlas von Österreich – Bundesweite Bach- und Flusssedimentgeochemie (1978–2010). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **28**, 288 S., Wien.

Plank, O. (2012): Untersuchung einer Wasserprobe der Schwefelquelle Bad Häring nach den Vorgaben des Tiroler Heilvorkommen- und Kurortegesetzes in der gültigen Fassung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 22 S., AIT, Wien.

Plöchinger, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Plöchinger, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Poltnig, W. (2013): Frühjahrstagung der ÖVH. Eisenkappel 19. bis 21. April 2013. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 23 S., Österreichische Vereinigung für Hydrogeologie, Graz.

Poltnig, W. & Goldbrunner, J.E. (1988): Bohrung Mörbisch Thermal 1. Abschlussbericht der Projektleitung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 4 S., Forschungsgesellschaft Joanneum Gesellschaft m.b.H., Graz.

Poltnig, W., Strobl, E., Benischke, R., Budkovič, T., Leis, A. & Saccon, P. (2001a): Hydrogeologie der Karawanken. Abschnitt östliche Kuschuta-Uschowa. Endbericht. Österreichischer Teil. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 105 S., Joanneum Research, Graz.

Poltnig, W., Leis, A. & Benischke, R. (2001b): Herkunft und Schutz von Mineralwässern, Heilwässern, CO_2-Gasauftrieben und Säuerlingen. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 64 S., Joanneum Research, Graz.

Poltnig, W., Strobl, W. & Brenčič, M. (2004): Die Mineralquellen der Karawanken. – 80 S., Tourismusverein Bad Eisenkappel, Bad Eisenkappel.

Poltnig, W., Schubert, G. & Strobl, E. (2005): Der Säuerling von Trebesing. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 182 Spittal an der Drau, 238, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Polz, M. (1999a): Bad Weißenbach. Kleine Heilwasseranalyse der Quellen I/82 (Eigenname: Thomas-Miriam-Quelle), II/82 (Eigenname: Franz-Kahler-Quelle), II/80 (Eigenname: Heinz-Sabine-Quelle). – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wolfsberg, Zl. 4158), 41 S., Bundesinstitut für Arzneimittel, Wien.

Polz, M. (1999b): Große Heilwasseranalyse der Schwefelthermalquelle Geinberg Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 16 S., Bundesinstitut für Arzneimittel, Wien.

Popotnig, A. & Decker, K. (2010): Kinematik und tektonische Geomorphologie der Lavanttal-Störung, Kärnten. – Pangeo 2010 Abstracts. – Journal of Alpine Geology, **52**, 79–264, Wien.

Prager, C., Zangerl, C. & Nagler, T. (2009): Geological controls on slope deformations in the Köfels rockslide area (Tyrol, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **102**/2, 4–19, Wien.

Prey, T., Dengler, M., Poell, M., Janele, M. & Wurst, F. (2006): Bericht über die Untersuchungen der Tiefbrunnen Thermal I und Thermal II. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Forschungsgesellschaft Technischer Umweltschutz GmbH, Wien.

Probst, G. (1991): Das Tuffbad St. Lorenzen im Lesachtal. – Carinthia II, **101**, 415–428, Klagenfurt.

Probst, G. (1993): Das Tuffbad St. Lorenzen im Lesachtal. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 125–128, Wien (Springer).

Probst, G. & Schmölzer, H. (2011): Große Heilwasseranalyse der Thermalquellen von Warmbad Villach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 54 S., Holding Graz Wasserlabor, Graz.

Probst, G., Leis, A., Yedhegho, B. & Strobl, E. (2000): Hydrogeologie Reisskofel-Jauken unter Berücksichtigung umweltrelevanter Kriterien. Teil 4 (KA-24E/98). Endbericht 4. Projektjahr. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Joanneum Research, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 92 S., Graz.

Purtscheller, F., Stingl, V., Tessadri, R., Mair, V., Pirchl, T., Sieder, G., Brunner, P., Schneider, P. & Ennemoser, O. (1997): Geologisch-petrographische Ursachen der Radonanomalie in Umhausen (Tirol). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **88**, 7–13, Wien.

Raber, G. (1989): Die Neubohrung Deutsch-Altenburg. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 922), 14 S., Institut für analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, G. (1996): Die Melchior Quelle Blumau. Große Heilwasseranalyse 1996. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Fürstenfeld, Zl. 0701), 12 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, G. (2000): Die Watzlberg Quelle. Hall / Admont. Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, G. (2012): Die Loipersdorfer Thermalquellen. Binderbergquelle. Lautenbergquelle. Kontrollanalyse 2012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 19 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, G. (2013): Kontrollanalyse 2012 der Schwefelquellen in Wörschach. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 16 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, G. (2014): Die Radkersburger Stadt Quelle. Große Heilwasseranalyse 2014. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 24 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, J. (1989): Die Neubohrung Deutsch-Altenburg. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bruck a. d. Leitha, Zl. 922), 14 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Raber, J. & Irgolic, K. (1997): Die Therme Loipersdorf. Große Heilwasseranalyse 1996. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 19 S., Institut für Analytische Chemie der Universität Graz, Graz.

Ramspacher, P. & Zötl, J. (1993): Die Heilquellen der Brenner Furche. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 97–98, Wien (Springer).

Rank, D. (1994): Isotopenuntersuchungen bei der Vertiefung der Bohrung Josefsplatz. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0304), 3 S., Bundesforschungs- und Prüfzentrum Arsenal, Wien.

Rapp, M.A. (1999): Beiträge zur Genese von Mineralwässern im Grabenland. – Diplomarbeit, Universität Graz, 152 S., Graz.

Reinsdorff, S. & Bechtold, D. (2003): Zeitreihenanalyse der Badgasteiner Thermalquellen. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Zell am See, Zl. 4846), 69 S., ZI Büro für Geologie und Hydrogeologie, Seeham.

Reischenbacher, D. & Sachsenhofer, R.F. (2013): Basin formation during the post-collisional evolution of the Eastern Alps: the example of the Lavanttal Basin. – International Journal of Earth Sciences, **102**, 517–543, Berlin.

Ringhofer, J. & Baldinger, F. (2009): Projekt Mineral- und Heilwasserquelle Maltern 1 auf Grdst. 919/129 KG Hochneukirchen. Errichtung eines Tiefbrunnens. Durchführung eines Pumpversuchs. Kollaudierungsoperat. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 35 S., Wien.

Rockenschaub, M. & Nowotny, A. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 148 Brenner. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Rögl, F. (1975): Die Stratigraphie der Wasserbohrungen in Puntigam. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **105**, 93–98, Graz.

Rotter, H. & Spacek, W. (2000a): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Stegersbach Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

Rotter, H. & Spacek, W. (2000b): Sonde Gabelhofen Thermal 1. Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht, Arsenal Research, Wien. – Zitiert nach wasserrechtlich relevanten Unterlagen der Steiermärkischen Landesregierung.

Rotter, H. & Spacek, W. (2000c): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Köflach Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Voitsberg, Zl. 1765), 10 S., Arsenal Research GmbH, Wien.

Rotter, H. & Spacek, W. (2001): Prüfbericht Nr. A054/01/01. Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Lutzmannsburg Thermal 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., ARC GmbH, Seibersdorf.

Rudnick, R.L. & Fountain, D.M. (1995): Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. – Reviews of Geophysics, **33**, 267–309, Washington, D.C. https://doi.org/10.1029/95RG01302

Rupp, C., Linner, M. & Mandl, G.W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Sachsenhofer, R., Gruber, W. & Dunkl, I. (2010): Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf. – Journal of Alpine Geology, **53**, 9–38, Wien.

Schadler, J. (1944): Die Solequelle im Scheibenstollen des Ausseer Salzberges. – Zitiert nach Zötl, J. & Goldbrunner, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 68, Wien (Springer).

Scharek, P., Herrmann, P., Kaiser, M., Prištaš, J. & Tkáčová, H. (1998): Danube Region Vienna-Bratislava-Budapest. Map of genetic types and thickness of quaternary sediments. 1:200.000. – Geological Institute of Hungary, Geologische Bundesanstalt, Geologická Služba Slovenskej Republiky.

Schauberger, O. (1979): Die Mineral- und Thermalquellen im Bereich des ostalpinen Salinars zwischen Salzach und Enns. – Schriftenreihe des Oberösterreichischen Musealvereins, **9**, 120 S., Linz.

Scheminzky, F. (1967): Gutachten betreffen die Anwendungsformen und Indikatoren sowie Gegenindikatoren der natürlichen Heilvorkommen von Bad Schönau/N.Ö. – Zitiert nach Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Scheminzky, F. & Weis, W. (1959): Amtliches Österreichisches Bäderbuch. – 270 S., Wien (Wilhelm Frick).

Scheminzky, F. & Zeitlinger, G. (1973): Erweiterte kleine Heilwasseranalyse der Wildbad-Quelle I von Grins/Tirol samt balneologischer Beurteilung der Nutzung. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Grins, Zl. 0804), 35 S., Technische Versuchsanstalt am Forschungsinstitut Gastein, Badgastein.

Schmid, C. (1977): Die Hydrogeologischen und Hydrochemischen Verhältnisse des neuen Mineralwasservorkommens von Kobersdorf/BGLD. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **58**, 73–89, Eisenstadt.

Schmid, C. (1981): Zur Hydrogeologie der Mineral- und Heilwasserlagerstätte Edelstal, Bgld. – Burgenländische Heimatblätter, **43**, 4 S., Eisenstadt.

Schmid, C. (1987): Mineralwasserprospektion Prebl. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Montanuniversität Leoben, Institut für Geophysik, 23 S., Leoben.

Schmid. C. (1997): Einreichprojekt. Ersatz-Tiefbohrung-Fassung III. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 12 S., ZI für Erdölwesen, Gmunden.

Schmid, C. (2002): Hydrologische Beurteilung der Bohrungen Waltersdorf 1 und 2a. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 5 S., Leoben.

Schmid, C. & Wessely, G. (2009): Tiefbohrung Oberlaa Th2. Ansuchen zum Vertiefen der Bohrung in der 8 1/2 " open hole Strecke von 800 bis 950 m. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Favoriten, Zl. 0027), 12 S., Gmunden.

Schmid, C., Mandl, G.W. & Wessely, G. (2003): Thermalwasserbohrung Bad Mitterndorf TH1. Ein kalkalpiner Tiefenaufschluss im Steirischen Salzkammergut. – Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Begleitband zur Tagung Erde, 255–264, Gmunden.

Schmid, C., Zojer, H. & Eibl, W. (2009): Bad Mitterndorf Thermal 1. Langzeitpumpversuch. GZ.: FA13A-33.10M30-04/31. Ansuchen für eine wasserrechtliche Bewilligung einer Dauerentnahme. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Liezen, Zl. 0551), 29 S., Gmunden.

Schmid, C., Wessely, G., Maslo, M. & Gratzer, R. (2010): Tiefbohrung Oberlaa Th2. Einreichunterlagen zum Ansuchen für die Einreichung einer wasserrechtlichen Bewilligung für die gegenständliche Wasserbenutzungsanlage. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Favoriten, Zl. 5453), 39 S., Gmunden.

Schmid, H. (1968): Ein neues Bitterwasservorkommen bei Oggau am Neusiedlersee (Burgenland). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **40**, 5–16, Eisenstadt.

Schmölzer, A. (1954): Zur Geologie der Jodquellen Bad Halls. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **47**, 99–120, Wien.

Schmölzer, H. (2003): Mettersdorfer Ursulaquelle. Kontrolluntersuchung. Kleine Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Radkersburg, Zl. 0714), 7 S., Wasserlabor der Grazer Stadtwerke, Graz.

Schmölzer, H. (2012a): Die Maxquelle in Bad Gleichenberg. Kontrollanalyse 2012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

Schmölzer, H. (2012b): Trinkwasseruntersuchung. Prüfbericht. Ludwigsquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

Schmölzer, H. (2012c): Die Mariannenquelle in Bad Gleichenberg. Kontrollanalyse 2012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

Schmölzer, H. (2012d): Wasseruntersuchung der Georgsquelle. Prüfbericht Nr. 12/1879. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

Schmölzer, H. (2015): Der Gleichenberger Johannisbrunnen. Kontrollanalyse 2015. Kleine Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 8 S., Wasserlabor der Holding Graz, Graz.

Schön, J., Schmid, C. & Köppl, H. (2003): Bericht über Geophysikalische Bohrlochmessungen in der Bohrung Reichersberg 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), Joanneum Research, 6 S., Leoben.

Schönlaub, H.P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 197 Kötschach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schönlaub, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schönlaub, H.P. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 196 Obertilliach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schönlaub, H.P. (Hrsg.) (2000): Geologie der österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000. – 130 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schönlaub, H.P. & Schuster, R. (2015): Die zweigeteilten Karawanken und ihre erdgeschichtliche Entwicklung. – 87 S., Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt.

Schouppé, A. (1952): Hydrologische Studien zur Genesis der Heilquellen von Gleichenberg. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **97**, 185–192, Wien.

Schroffenegger, V., Rakaseder, S., Rank, D. & Tesch, R. (1998): Isotopenhydrologische Untersuchungen im Mittleren Burgenland. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 6 S., Universität Wien, Geozentrum, Institut für Petrologie und Arsenal Ges.m.b.H, Wien.

Schroll, E. (1997): Bauxitbezirk Nördliche Kalkalpen. – In: Weber, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 389, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schubert, A. (1996): Tiefengrundwasseruntersuchungen im Molassebecken westlich von Linz. – Dissertation, Technische Universität Berlin, 127 S., Berlin.

Schubert, G. (2012): Das Thermalwasser von Bad Deutsch-Altenburg – Exkursionspunkt 4. – In: Weilbold, J. (Red.) & Hofmann, T. (Red.): Transenergy. – Öffentliches Symposium & Exkursion, 7.–8. September 2012. Thermalwässer zwischen Alpen und Karpaten. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 66–69, Wien.

Schubert, G. (2015a): Hydrogeologie. – In: Heinisch, H., Pestal, G. & Reitner, J.M.: Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 220–231, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schubert, G. (Red.) (2015b): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 179 S., Wien.

Schubert, G., Alletsgruber, I., Finger, F., Gasser, V., Hobiger, G. & Lettner, H. (2010): Radon im Grundwasser des kristallinen Untergrundes im Mühlviertel (Oberösterreich). – Grundwasser, **15**/1, 33–42, Heidelberg.

Schuster, R. (2005): Phyllite der Stolzalpen-Decke. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 182 Spittal an der Drau, 238, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schwarz, H. (1996): Gutachten über das Wasser der Quelle Vita 12. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Güssing, Zl. 449), 10 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

Schwarz, H. (2001): Gutachten über das Wasser aus Ursprungsquelle 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 10 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

Schwarz, H. (2005): Große Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt, Zl. 4057), 10 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

Schwarz, H. (2008a): Vorab-Untersuchungsbericht Nr. 994 A. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

Schwarz, H. (2008b): Vorab-Untersuchungsbericht Nr. 996 A. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Österreichisches Getränke Institut, Wien.

Sigl, G. (2001): Wasseranalyse. Burghardtquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), ZI R. Haider, Hydrologische Untersuchungsstelle Salzburg, 4 S., Salzburg.

Sigl, G. (2015a): Prüfbericht Nr. PB-00062/15. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), ZI R. Haider, Hydrologische Untersuchungsstelle Salzburg, 3 S., Salzburg.

Sigl, G. (2015b): Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 7 S., Hydrologische Untersuchungsstelle Salzburg, Salzburg.

Silberquelle (2017): Nährwerttabelle. – http://silberquelle.at/produkte/mineralwasser/unsere-mineralwasser/#produkt-76 (abgerufen am 16.07.2018).

Sneller, F.E.C., Kalf, D.F., Weltje, L. & van Wezel, A.P. (2000): Maximum Permissible Concentrations and Negligible Concentrations for Rare Earth Elements (REEs). – RIVM report 601501 011, National Institute of Public Health and the Environment, 66 S., Bilthoven.

Spacek, W. & Rotter, H. (1999): Große Heilwasseranalyse für die Anerkennung als Heilquelle. Sonde Sauerbrunn Thermal 1. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Mattersburg, Zl. 0324), 10 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

Spacek, W., Klein, P. & Rotter, H. (1999): Projekt Nr. 4111 9012. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Arsenal Research GmbH, Wien.

Spindler, P. & Brezinscak, G. (2008): Prüfbericht Nr. LC2008/07. Große Heilwasseranalyse der Barbaraquelle in Vigaun. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Hallein, Zl. 2405), 12 S., Austrian Research Centers GmbH, Wien.

Stadtbauamt Baden (1978): Römerquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Stadtbauamt Baden, Baden.

Stadtbauamt Baden (1987): Thermalwasserbohrungen am Josefsplatz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., Stadtbauamt Baden, Baden.

Stehlik, A.J. (1972): Kleine Heilwasseranalyse und balneologische Beurteiulung des VITUS Brunnens sowie chemische Untersuchung des neu erbohrten Rohrbrunnens im Hof des Hubertus-Bräu in Laa a. d. Thaya. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 24 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1975): Große Heilwasseranalyse, Lagerfähigkeitsprüfung und balneologische Beurteilung der Juvinaquelle in Deutschkreutz (Bgld.). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 19 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1978): Große Heilwasseranalyse und balneologische Beurteilung der nördlich von Pamhagen (im Seewinkel, Bgld.) erbohrten Quelle „PM I“. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 19 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1981): Voruntersuchung des Wassers aus der neuen Juvina-Bohrung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 6 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1982): Vollanalyse der beim Schloß Neu-Matzen bei Brixlegg in Tirol befindlichen „Mineralwasser-Quelle“ IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Kufstein, Zl. 1174), 13 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1983a): Sixtina. Heil- und Mineralwasser. Auszug aus der Großen Heilwasseranalyse. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 1 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1983b): Vollanalyse. Erweiterte kleine Heilwasseranalyse des Wassers aus dem Bohrbrunnen in 7432 Oberschützen Nr. 138/Bgld. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1983c): Große Heilwasseranalyse der Therme Obernberg 1 bei Obernberg/Inn, O.Ö. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), Bundesanstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A. (1994): Auszug aus der Großen Heilwasseranalyse des Jormannsdorfer Mineralsäuerlings „B5a“ in A-7431 Bad Tatzmannsdorf (Bgld.). – Unveröffentlichter Bericht, 5 S., Bundesanstalt für chemisch, pharmazeutische und balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1995a): Vollanalyse der neuen Versandwasser-Bohrquelle (Brunnen 2) des Abfüllbetriebes. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 28 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1995b): Interner Zwischenbericht über die Vollanalyse 1995 der Thermal-Bohrquelle beim Institut Zeileis in A-4713 Gallspach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des Instituts Zeileis GmbH & Co KG), 5 S., Bundesanstalt für chemische, pharmazeutische und balneologische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. (1995c): Vollanalyse der im Jahr 1994 auf dem Grundstück Nr. 1220/1, KG Vöslau, erschlossenen Bohrquelle. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 3 S., Bundesanstalt für chemische und pharmazeutische Untersuchungen, Wien.

Stehlik, A.J. & Pesendorfer, H. (1972): Kleine Heilwasseranalyse der Quelle III (Bohrung 1969) in Bad Schönau Parzelle Nr. 1688/4 K.G. Schönau, N.Ö. – Zitiert nach Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 15, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Stehlik, A.J., Höhl, M. & Lechner, F. (1993): Erweiterte Kontrollanalysen der Salzerbad-Solequelle I, III, IV in A-3171 Kleinzell, Gerichtsbezirk Hainfeld/NÖ. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 24 S., Bundesstaatliche Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen, Wien.

Stiny, J. (1946): Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen an den Heilquellen von Tatzmannsdorf, Burgenland. – 4 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15344-R.3.]

Stiny, J. (1947): Quellengeologisches Gutachten betreffend die Gesundbrunnen von Bad Tatzmannsdorf im Burgenlande. – 20 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15344-R.4.]

Stiny, J. (1952): Kurzes, geologisches Gutachten betreffend den neu erbohrten Säuerling unweit des Bahnhofes Bad Tatzmannsdorf. – 3 S., Hinterbrühl. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15344-R.7.]

Stober, I. & Bucher, K. (2012): Geothermie. – 287 S., Berlin (Springer).

Stosch, H.G. (2000): Geochemie der Seltenen Erden – Vorlesungen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln, 1988–1993, Skript mit Ergänzungen von 1998 und Sommer 2000, 196 S., Köln.

Süveges, M. (2011): Isotope analyses of groundwater sample for project TransEnergy. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., Hydrosys Labor Ltd., Budapest.

Süveges, M. (2014): Isotope analyses of groundwater samples (Ö-Therm). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Hydrosys Labor Ltd., Budapest.

Süveges, M. (2015): Isotope analyses of groundwater samples. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Hydrosys Labor Ltd., Budapest.

Süveges, M. (2017): Isotope analyses of groundwater samples. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 2 S., Hydrosys Labor Ltd., Budapest.

Tauber, A.F. (1963): Neusiedlersee – Mineralwässer und Mineralwasserlagerstätte. – Allgemeine Landestopographie des Burgenlandes, **2**, 786–809, Eisenstadt.

Tauber, A.F. (1965): Geologische Typologie und Genese der Mineralquellen und Mineralwässer im Neusiedler Seegebiet. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **34**, 259–304, 1 Karte, Eisenstadt.

Tauber, A.F. (1980): Bericht über die Bohrungen Piringsdorf I und Piringsdorf II. – Unveröffentlichter Bericht, Eisenstadt.

Tauber, A.F., Knie, K., Gams, H. & Peschek, E. (1959): Die artesischen Brunnen des Seewinkels im Burgenland. – Wiener Mitteilungen Wasser Abwasser Gewässer, **3**, 226–279, Wien.

Tesch, R. (1997): Probennahme und ^{14}C-Analyse an einer Wasserprobe aus der Bohrung TB3 Brauerei Puntigam. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal GmbH, Wien.

Tesch, R. (2001): Bestimmung der mittleren Verweilzeit von Grundwasser mittels Isotopenanalytik. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 5 S., Austrian Research Centers GmbH, Seibersdorf.

Thalmann, F., Schermann, O., Schroll, E. & Hausberger, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000. – 142 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Thurner, A. (1957): Unveröffentlichtes Gutachten. – Zitiert nach Zetinigg, H. & Zötl, J. (1993a): Säuerlinge. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 201–203, Wien (Springer).

Thurner, A. (1967): Hydrogeologisches Gutachten über das Schutzgebiet des Thalheimer Säuerlings. – Zitiert nach Zetinigg, H. (1993b): Der Thalheimer Schloßbrunnen. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 223–224, Wien (Springer).

Thurner, A. & van Husen, D. (1978): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Tourismusverband St. Peter-Schöder (2017): Das Kretzenbründl. – http://www.greim.at/de/Kretzenbruendl.asp?n=71 (abgerufen am 16.07.2018).

Tschaikner, M. (2016): Das ehemalige Bad im Radonatobel (Klostertal). – Bludenzer Geschichtsblätter, **114+115** (2016), 46–52, Bludenz.

Umweltinstitut Vorarlberg (2006): Prüfbericht. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Bludenz, Zl. 2784), 2 S., Umweltinstitut Vorarlberg, Bregenz.

Vallaster, C. (1984): Kleines Vorarlberger Heilbäderbuch. – 148 S., Dornbirn.

Vogt, W. (2001): Alte Heilbäder in Vorarlberg: Eine Reise durch die Vorarlberger Bäderlandschaft. – 187 S., Feldkirch (Benvenuti).

Walker-Hertkorn, S. & Uhlig, S. (2001): Geothermieanlage Altheim. Reinjektionsbohrung Altheim 2. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der Oberösterreichischen Landesregierung), 12 S., Markt Schwaben.

Wasserlabor der Grazer Stadtwerke (1999): Steirerbrau AG. Brauerei Puntigam. Tiefbrunnen III. Tiefbrunnen I. Flachbrunnen. Beurteilung der Mischbarkeit der Wässer. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 22 S., Wasserlabor der Grazer Stadtwerke, Graz.

Wassertal (2016): Verein zur Wiederbelebung der Badekultur im Grossen Walsertal, Schwefelquelle. – http://wassertal.at/schwefelquelle (abgerufen am 16.07.2018).

Weber, F. (1993): Die Heilwasserbezirke. Oberlaa. Hydrogeologie und Hydrochemie. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 246–248, Wien (Springer).

Weber, F. & Wessely, G. (1993): Die Heilwasserbezirke. Oberlaa. Geologie. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 244–246, Wien (Springer).

Weber, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 607 S., Wien.

Wedepohl, K.H. (1978). Handbook of Geochemistry. Vol. II/1 Elements H(1) to Al(13). – ohne Seitenangabe, Berlin (Springer).

Weissenbach, N. & Pistotnik, J. (2000): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Weixelberger, G. (2004): Thermalwasserbohrung Linsberg Th1. Schlussbericht über die Erschließungsarbeiten. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt, Zl. 4057), 27 S., Ingenieurbüro für Geologie Weixelberger, Pitten.

Wessely, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **76**, 27–56, Wien.

Wessely, G. (2001): Geologie und Hydrogeologie des Raumes Bad Vöslau. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Baden, Zl. 0047), 8 S., Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, St. Pölten.

Wessely, G., Draxler, I., Gangl, G., Gottschling, P., Heinrich, M., Hofmann, T., Lenhardt, W., Matura, A., Pavuza, R., Peresson, H. & Sauer, R. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Wessely, G., Ćorić, S., Rögl, F., Draxler, I. & Zorn, I. (2007): Geologie und Paläontologie von Bad Vöslau (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**/1+2, 419–448, Wien.

Winklehner, B. (2000): Wildbadquelle Grins. Tiefbohrung Einreichprojekt. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 9 S., Winklehner Geo Konsulenten, Thaur bei Innsbruck.

Winklehner, B. (2003): Fortführung Thermalwasserprojekt Wildbadquelle Grins. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., Winklehner Geo Konsulenten, Thaur bei Innsbruck.

Winkler, G., Schmid, C. & Köppl, H. (2005): Geologisches Profil – Bohrung Barbaraquelle/Grieselstein TH1. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 10 S., Joanneum Research, Leoben.

Winkler-Hermaden, A. (1928): Kohlensäure Quelle bei Bad Schönau im Gebirge. – Zitiert nach Kriegl, C., Eisner, M. & Goldbrunner, J.E. (2000): Erschließungsbohrung Bad Schönau IV. – Unveröffentlichter Bericht (WB, Wiener Neustadt Land, Zl. 3953), 4, Geoteam Ges.m.b.H., Graz.

Winkler-Hermaden, A. (1958): Geologisches Gutachten betreffend erforderlicher Erweiterung der Schutzbereiche und Schutzmaßnahmen für die Josefsquelle in Sicheldorf, Bezirk Bad Radkersburg. – Technische Universität Graz, Institut für Mineralogie und technische Geologie, Graz.

Wisotzky, F. (2011): Angewandte Grundwasserchemie, Hydrogeologie und hydrochemische Modellierung. – 449 S., Berlin (Springer).

Woidich, H. (2002): Trinkwasservolluntersuchung. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 4 S., MAPAG, Gumpoldskirchen.

Wruss, W. (2012): Analysebericht. Analytische Untersuchung von zwei überbrachten Proben. 1211 Parkquelle. 1212 Thermal- bzw. Sophienquelle. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., ESW Consulting Wruss Ziviltechnikergesellschaft mbH, Wien.

Wurm, M. (2000): Hydrogeochemische Methodik zur Klärung von Interaktionsprozessen von Formations-, Mineral-, Tiefengrund- und oberflächennahen Grundwässern im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees. – Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 125 S., Leoben.

Zacher, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 113 Mitterberg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Zehenter, J. (1895): Die Mineralquellen Vorarlbergs: mit vorzüglicher Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung. – Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg, Dritte Folge, **39**, 143–180, Innsbruck.

Zeloth, T. (2014): Kultur und Natur. Mit dem Fahrrad von Kühnsdorf nach Bad Eisenkappel. – Geschichtsverein für Kärnten, Newsletter Nr. **9**/2014, Klagenfurt.

Zerbe, H. & Koch, J. (2008): Begutachtung. Heilwasser der Heilquelle Gallspach 1 in Gallspach. – Unveröffentlichter Bericht (Unterlagen des Instituts Zeileis GmbH & Co KG), 17 S., Institut Fresenius, Taunusstein.

Zetinigg, H. (1993a): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.

Zetinigg, H. (1993b): Der Thalheimer Schloßbrunnen. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 223–224, Wien (Springer).

Zetinigg, H. (2017): Die zwei Ulrichsquellen in der Stanz und Säuerlinge in ihrer Umgebung. – Beiträge zur Hydrogeologie, **61**, 5–21, Graz.

Zetinigg, H. & Zötl, J. (1993a): Säuerlinge. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 201–203, Wien (Springer).

Zetinigg, H. & Zötl, J. (1993b): Die Säuerlinge von Zlatten. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 226, Wien (Springer).

Zetinigg, H. & Zötl, J. (1993c): Kurorte im Beckenbereich. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 187–188, Wien (Springer).

Zojer, H. (1980): Beitrag zur Kenntnis der Thermalwässer von Warmbad Villach. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **32**, 153–170, Graz.

Zojer, H. (1996): Thermalwässer von Warmbad Villach. Empfehlungen für ihre Bewirtschaftung und ihren Schutz. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 38 S., Graz.

Zorn, I. (2000): Das Paläogen und Neogen. – In: Schönlaub, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 15–30, Wien.

Zötl, J. (1974): Gutachten betreffen das Einzugs- und Schutzgebiet der Thermalquellen von Tobelbad/Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 18 S., Abteilung für Hydrogeologie der Technischen Hochschule Graz, Graz.

Zötl, J. (1976a): Hydrogeologisches Gutachten betreffend das Einzugsgebiet des Tiefbrunnens Puntigam 1 (Herrgottwiesquelle). – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 13 S., Graz.

Zötl, J. (1976b): Tobelbad, Bericht über die Ergebnisse der Thermalwasseruntersuchungen. – Zitiert nach Zetinigg, H. (1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 178, Graz.

Zötl, J. (1989): Edelgasmessungen an Thermal- und Mineralwässsern in Kärnten. – Unveröffentlichter Bericht (Archiv der FA Hydrogeologie & Geothermie), 3 S., Gutau.

Zötl, J. (1993a): Kobersdorf. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 217, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993b): Der Heilwasserbezirk Hochalm-Ankogelmassiv-Reißeckgruppe. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 81–92, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993c): Katzelsdorf. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 264, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993d): Ungenutzte oder wenig bekannte Schwefel oder Salinarwässer im Osten der Kalkalpen. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 71–73, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993e): Bad Goisern. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 65–66, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993f): Die Salinarquellen des Oberösterreichischen und Steirischen Salzkammergutes. Bad Mitterndorf im Steirischen Salzkammergut. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 69–71, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993g): Der oberösterreichische Anteil am Südböhmischen Pluton als Heilwasserprovinz. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 29–37, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993h): Der Salzburgerische Salinarbezirk. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 59–64, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993i): Die ÖMV-Bohrung Vigaun (Barbara-Quelle, Kurzentrum Vigaun). – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 61–63, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993j): Tobelbad. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 205–207, Wien (Springer).

Zötl, J. (1993k): Brixlegg. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 76–77, Wien (Springer).

Zötl, J. & Goldbrunner, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente. – 324 S., Wien (Springer).

Zötl, J., Zetinigg, H. & Weise, S. (1993): Puntigam. – In: Zötl, J. & Goldbrunner, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 207–209, Wien (Springer).

22 Rechtsnormen

272. Bundesgesetz: Natürliche Heilvorkommen und Kurorte, BGBl. Nr. 272/1958 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=10010289&FassungVom=1995-11-03 (abgerufen am 25.01.2018).

Bäderhygienegesetz – BHygG, BGBl. Nr. 254/1976 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=10010382 (abgerufen am 14.06.2018).

Bäderhygieneverordnung 2012, BGBl. II Nr. 321/2012 idF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20008002 (abgerufen am 14.06.2018).

Burgenländisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz – BGLD. Heikug, LGBl. Nr. 15/1963 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrBgld&Gesetzesnummer=10000048 (abgerufen am 12.10.2017).

Burgenländisches Naturschutz- und Landschaftspflegegesetz – LGBl. Nr. 27/1991 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrBgld&Gesetzesnummer=10000254 (abgerufen am 15.06.2018).

DIN 38402-62: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung – Allgemeine Angaben (Gruppe A) – Teil 62: Plausibilitätskontrolle von Analysendaten durch Ionenbilanzierung (A 62).

DIN 38404-6:1984-05: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C); Bestimmung der Redox-Spannung (C 6).

DIN 38404-8:1981-01: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung, Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C); Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit (C 8).

DIN 38409-6:1986-01: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H); Härte eines Wassers (H 6).

DIN 38409-7:2005-12: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung – Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H) – Teil 7: Bestimmung der Säure- und Basekapazität (H 7).

DIN EN ISO 5814:2013-02: Wasserbeschaffenheit – Bestimmung des gelösten Sauerstoffs – Elektrochemisches Verfahren (ISO 5814:2012); Deutsche Fassung EN ISO 5814:2012.

DIN EN ISO 10304-1:2009-07: Wasserbeschaffenheit – Bestimmung von gelösten Anionen mittels Flüssigkeits-Ionenchromatographie – Teil 1: Bestimmung von Bromid, Chlorid, Fluorid, Nitrat, Nitrit, Phosphat und Sulfat (ISO 10304-1:2007).

DIN EN ISO 17294-2:2017-01: Wasserbeschaffenheit – Anwendung der induktiv gekoppelten Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) – Teil 2: Bestimmung von ausgewählten Elementen einschließlich Uran-Isotope (ISO 17294-2:2016); Deutsche Fassung EN ISO 17294-2:2016.

DIN V ENV 13005:1999-06: Leitfaden zur Angabe der Unsicherheit beim Messen.

DIN V ENV ISO 13530:1999-10: Wasserbeschaffenheit – Richtlinie zur analytischen Qualitätssicherung in der Wasseranalytik (ISO/TR 13530:1997).

EN 1483: 2007: Europäische Norm: Wasserbeschaffenheit – Bestimmung von Quecksilber – Verfahren mittels Atomabsorptionsspektrometrie; ÖNORM EN 1483: 2007 06 01.

EU-Empfehlung 2001/982/Euratom: Empfehlung der Kommission vom 20. Dezember 2001 über den Schutz der Öffentlichkeit vor der Exposition gegenüber Radon im Trinkwasser.
ELI: http://data.europa.eu/eli/reco/2001/928/oj (abgerufen am 14.06.2018).

EU-Grundwasserrichtlinie 2006/118/EG: Richtlinie 2006/118/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 12. Dezember 2006 zum Schutz des Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung.
ELI: http://data.europa.eu/eli/dir/2006/118/oj (abgerufen am 25.01.2018).

EU-Richtlinie 2003/40/EG der Kommission vom 16. Mai 2003 zur Festlegung des Verzeichnisses, der Grenzwerte und der Kennzeichnung der Bestandteile natürlicher Mineralwässer und der Bedingungen für die Behandlung natürlicher Mineralwässer und Quellwässer mit ozonangereicherter Luft.
ELI: http://data.europa.eu/eli/dir/2003/40/oj (abgerufen am 14.06.2018).

EU-Richtlinie 2009/54/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 18. Juni 2009 über die Gewinnung von und den Handel mit natürlichen Mineralwässern (Neufassung) (Text von Bedeutung für den EWR). [Mineralwasserrichtlinie].
ELI: http://data.europa.eu/eli/dir/2009/54/oj (abgerufen am 14.06.2018).

EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG: Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.
ELI: http://data.europa.eu/eli/dir/2000/60/oj (abgerufen am 25.01.2018).

EU-Richtlinie 2008/105/EG: Richtlinie 2008/105/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 16. Dezember 2008 über Umweltqualitätsnormen im Bereich der Wasserpolitik und zur Änderung und anschließenden Aufhebung der Richtlinien des Rates 82/176/EWG, 83/513/EWG, 84/156/EWG, 84/491/EWG und 86/280/EWG sowie zur Änderung der Richtlinie 2000/60/EG.
ELI: http://data.europa.eu/eli/dir/2008/105/oj (abgerufen am 05.07.2018).

EU-Richtlinie 2013/39/EU: Richtlinie 2013/39/EU des Europäischen Parlaments und des Rates vom 12. August 2013 zur Änderung der Richtlinien 2000/60/EG und 2008/105/EG in Bezug auf prioritäre Stoffe im Bereich der Wasserpolitik. Text von Bedeutung für den EWR.
ELI: http://data.europa.eu/eli/dir/2013/39/oj (abgerufen am 05.07.2018).

EU-Verordnung (EG) Nr. 178/2002 des Europäischen Parlaments und des Rates vom 28. Januar 2002 zur Festlegung der allgemeinen Grundsätze und Anforderungen des Lebensmittelrechts, zur Errichtung der Europäischen Behörde für Lebensmittelsicherheit und zur Festlegung von Verfahren zur Lebensmittelsicherheit [EG-Basisverordnung].
ELI: http://data.europa.eu/eli/reg/2002/178/oj (abgerufen am 14.06.2018).

EU-Verordnung (EG) nr. 882/2004 des Europäischen Parlaments und des Rates vom 29. April 2004 über amtliche Kontrollen zur Überprüfung der Einhaltung des Lebensmittel- und Futtermittelrechts sowie der Bestimmungen über Tiergesundheit und Tierschutz [EG-Kontrollverordnung].
ELI: http://data.europa.eu/eli/reg/2004/882/oj (abgerufen am 14.06.2018).

Verordnung (EU) Nr. 115/2010 der Kommission vom 9. Februar 2010 zur Festlegung der Bedingungen für die Verwendung von aktiviertem Aluminiumoxid zur Entfernung von Fluorid aus natürlichen Mineralwässern und Quellwässern (Text von Bedeutung für den EWR).
ELI: http://data.europa.eu/eli/reg/2010/115/oj (abgerufen am 14.06.2018).

Verordnung (EG) Nr. 852/2004 des Europäischen Parlaments und des Rates vom 29. April 2004 über Lebensmittelhygiene,
Verordnung (EG) Nr. 853/2004 des Europäischen Parlaments und des Rates vom 29. April 2004 mit spezifischen Hygienevorschriften für Lebensmittel tierischen Ursprungs,
Verordnung (EG) Nr. 854/2004 des Europäischen Parlaments und des Rates vom 29. April 2004 mit besonderen Verfahrensvorschriften für die amtliche Überwachung von zum menschlichen Verzehr bestimmten Erzeugnissen tierischen Ursprungs
[EU Regelungen der Hygiene im Lebensmittelbereich].
ELI: http://data.europa.eu/eli/reg/2004/852/oj
ELI: http://data.europa.eu/eli/reg/2004/853/oj
ELI: http://data.europa.eu/eli/reg/2004/854/oj (abgerufen am 14.06.2018).

Forstgesetz 1975 – BGBl. Nr. 440/1975.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=10010371 (abgerufen am 14.06.2018).

Gesundheits- und Ernährungssicherheitsgesetz – GESG, BGBl. I Nr. 63/2002 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20001896 (abgerufen am 14.06.2018).

Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) 2006 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20005172 (abgerufen am 14.06.2018).

Kärntner Heilvorkommen- und Kurortegesetz – K-HKG, LGBl. Nr. 157/1962 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrK&Gesetzesnummer=10000024 (abgerufen am 12.10.2016).

Kärntner Naturschutzgesetz – LGBl Nr 57/2017.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrK&Gesetzesnummer=20000118 (abgerufen am 14.06.2018).

Lebensmittelkennzeichnungsverordnung 1993 – LMKV, BGBl. Nr. 72/1993 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=10010723&FassungVom=2005-04-26 (abgerufen am 14.06.2018).

Lebensmittelsicherheits- und Verbraucherschutzgesetz – LMSVG, BGBl. I Nr. 13/2006 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20004546 (abgerufen am 14.06.2018).

Leitlinien zu den Bedingungen für die Verwendung von aktiviertem Aluminiumoxid zur Entfernung von Fluorid aus natürlichen Mineralwässern und Quellwässern, bestätigt durch den Ständigen Ausschuss für die Lebensmittelkette und Tiergesundheit (SCOFCAH) am 14. Dezember 2007.

Mineralwasser- und Quellwasserverordnung, BGBl. II Nr. 309/1999 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20000003 (abgerufen am 14.06.2018).

NÖ Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1978, LGBl. Nr. 272/1978 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrNO&Gesetzesnummer=20000627 (abgerufen am 12.10.2017).

NÖ Naturschutzgesetz 2000, LGBl. 5500-0 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrNO&Gesetzesnummer=20000814 (abgerufen am 14.06.2018).

ÖNORM EN ISO 9963-1: 1996 02 01: Wasserbeschaffenheit - Bestimmung der Alkalinität - Teil 1: Bestimmung der gesamten und der zusammengesetzten Alkalinität (ISO 9963-1:1994).

Oö Heilvorkommen- und Kurortegesetz – Oö. HKG; LGBl. Nr. 47/1961 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrOO&Gesetzesnummer=10000048 (abgerufen am 12.10.2017).

Oö Natur- und Landschaftsschutzgesetz 2001, LGBl. Nr. 129/2001 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrOO&Gesetzesnummer=20000147 (abgerufen am 14.06.2018).

Österreichisches Lebensmittelbuch (ÖLMB), IV. Auflage, Kapitel B 1 Trinkwasser.
http://www.lebensmittelbuch.at/trinkwasser/ (abgerufen am 14.06.2018).

Österreichisches Lebensmittelbuch (ÖLMB), IV. Auflage, Kapitel B 17 Abgefüllte Wässer.
http://www.lebensmittelbuch.at/abgefuellte-waesser/ (abgerufen am 14.06.2018).

Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser – QZV Chemie GW 2010, BGBl. II Nr. 98/2010 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20006738 (abgerufen am 14.06.2018).

Qualitätszielverordnung Chemie Oberflächengewässer – QZV Chemie OG 2010, BGBl. II Nr. 96/2006 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20004638 (abgerufen am 14.06.2018).

Salzburger Heilvorkommen- und Kurortegesetz 1997 – HKG 1997, LGBl. Nr. 101/1997 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrSbg&Gesetzesnummer=10001039 (abgerufen am 12.10.2017).

Salzburger Naturschutzgesetz 1999 – NSchG, LGBl. Nr. 73/1999 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrSbg&Gesetzesnummer=20000003 (abgerufen am 14.06.2018).

Steiermärkisches Heilvorkommen- und Kurortegesetz, LGBl. Nr. 161/1962 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrStmk&Gesetzesnummer=20000421 (abgerufen am 12.10.2017).

Steiermärkisches Naturschutzgesetz 2017 – StNSchG 2017, LGBl. Nr. 71/2017 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrStmk&Gesetzesnummer=20001381 (abgerufen am 14.06.2018).

Tiroler Heilvorkommen- und Kurortegesetz 2004, LGBl. Nr. 24/2004 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrT&Gesetzesnummer=20000191 (abgerufen am 12.10.2017).

Tiroler Naturschutzgesetz 2005 – TNSchG 2005, LGBl. Nr. 26/2005.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrT&Gesetzesnummer=20000252 (abgerufen am 14.06.2018).

Trinkwasserverordnung – TWV, BGBl. II Nr. 304/2001 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20001483 (abgerufen am 14.06.2018).

Wasserrechtsgesetz 1959 – WRG 1959, BGBl. Nr. 215/1959 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=10010290 (abgerufen am 12.10.2017).

Wiener Heilvorkommen- und Kuranstaltengesetz – WHKG, LGBl. Nr. 29/2013 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrW&Gesetzesnummer=20000303 (abgerufen am 12.10.2017).

Wiener Naturschutzgesetz, LGBl. Nr. 31/2013 idgF.
https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrW&Gesetzesnummer=20000454 (abgerufen am 14.06.2018).

Anhang

A Ergebnisse der Ultraspurenbeprobungen

Probe	Bundesland	Bezeichnung
US 01	Tirol	Münster, Quelle beim Neu Matzener Park
US 02	Tirol	Mehrn, Hohlen-Quelle
US 03	Tirol	St. Gertraudi, Stollenquelle
US 04	Tirol	Prutz, Sauerbrunnen
US 05	Tirol	Obladis, Simon-Kapferer-Quelle
US 06	Tirol	Ladis, Schwefelquelle
US 07	Tirol	Umhausen, Köflerquelle
US 08	Tirol	Steinach am Brenner, Velperquelle
US 09	Tirol	Fieberbrunn, Quelle Schweinest (oberer Hof)
US 10	Salzburg	Radstadt, Quelle beim Hammerwirt
US 11	Salzburg	Radstadt, Quelle beim Walchhof
US 12	Salzburg	Abtenau, Annenquelle
US 13	Salzburg	Abtenau, St. Rupertusquelle
US 14	Salzburg	Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle
US 15	Salzburg	Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle
US 16	Vorarlberg	Hohenems, Schwefelquelle
US 17	Vorarlberg	St. Gertraudi, St. Gertraudi-Quelle
US 18	Vorarlberg	Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden
US 19	Vorarlberg	Schröcken, Schwefelquelle
US 20	Salzburg	Steeg am Hallstätter See, Warmes Wasser
US 21	Salzburg	Bad Gastein, Elisabethquelle (8–12)
US 22	Salzburg	Böckstein, Scholzquelle
US 23	Salzburg	Kötschachtal, Himmelwandquelle
US 24	Tirol	Längenfeld, frei zugänglicher Auslauf von Thermal 1
US 25	Kärnten	Bruggen (Greifenburg), Nebenaustritt Gasthof
US 26	Kärnten	Tuffbad, Austritt bei Quellgruppe 1
US 27	Kärnten	St. Daniel, Bäderquelle
US 28	Kärnten	Konrad in Stein, Nebenaustritt
US 29	Kärnten	Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99
US 30	Kärnten	Kliening, Zankerquelle
US 31	Kärnten	Trebesing, Radlbad
US 32	Kärnten	Lind im Drautal, ehemalige Wasserversorgung
US 33	Kärnten	St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn
US 34	Niederösterreich	Maltern, Anna-Quelle
US 35	Steiermark	Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl
US 36	Steiermark	Thalheim, Knödelquelle
US 37	Steiermark	Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle
US 38	Burgenland	Rettenbach, Sauerbrunnen
US 39	Oberösterreich	Ottenschlag, Quelle Starhemberg
US 40	Burgenland	Drumling, Säuerling
US 41	Burgenland	Bernstein, Wasserversorgung (Überlauf)
US 42	Burgenland	Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu)
US 45	Burgenland	Deutschkreutz, Juvinaquelle I
US 46	Oberösterreich	Grein, Jubiläumsquelle
US 47	Oberösterreich	Bad Zell, Hedwigsbründl
US 48	Oberösterreich	Altheim, Thermal 1
US 49	Oberösterreich	Aigen im Mühlkreis, Michaelsquelle
US 50	Niederösterreich	Erlaufboden, Quelle 129
US 51	Niederösterreich	St. Ulrich, Schwefelquelle
US 52	Niederösterreich	Großkadolz, Arteser
US 53	Niederösterreich	Seefeld, Arteser
US 54	Niederösterreich	Dietmannsdorf, Arteser
US 55	Niederösterreich	Mannersdorf, Quelle in Kirche
US 56	Burgenland	Neusiedl am See, Säuerling BH
US 57	Oberösterreich	Rottenbach bei Haag, Arteser

A1 Feldparameter, Anionen und Radon

Kennzahl	Datum der Probe-nahme	LF (µS/cm)	pH	T (° C)	Redox (mV)	O_2 (mg/l)	O_2 (%)	Schüttung (l/s)	Br (mg/l)	I (mg/l)	HCO_3 (mg/l)	F (mg/l)	Cl (mg/l)	NO_3 (mg/l)	SO_4 (mg/l)	Rn-222 (Bq/l)
		Feldparameter							Analytik: Seibersdorf Laboratories		Analytik: FA Geochemie/GBA					Analytik: FA Hydro-geologie/ GBA
US 01	20.09.2016	1.185	7,34	9,8	187	2,3	22	0,38	0,01	< 0,02	265,4	0,2	5,4	2,3	473,6	31 +/- 2
US 02	20.09.2016	1.631	7,35	10,7	237	7,3	74,6	ca. 4	0,01	< 0,02	350,8	1,3	15,0	5,4	714,8	30 +/- 2
US 03	20.09.2016	425	8,53	7,8	199	11,2	101	ca. 0,1	0,01	< 0,02	268,5	< 0,05	0,7	17,5	9,0	< 10
US 04	19.09.2016	1.218	5,74	14,1	148	2,7	28	0,01	0,02	< 0,02	607,1	0,1	2,1	< 0,5	231,5	37 +/- 2
US 05	19.09.2016	2.400	6,72	8,3	-26	4,2	42	1,04	0,03	< 0,02	576,6	2,4	3,1	< 0,5	1.162,1	36 +/- 2
US 06	19.09.2016	678	7,6	12,1	-95	4,0	44	0,02	0,01	< 0,02	n.b.	0,3	18,4	0,9	182,1	< 10
US 07	20.09.2016	57	6,9	4,7	125	10,9	99	ca. 10	< 0,01	< 0,02	12,2	1,7	0,6	1,8	5,0	291 +/- 7
US 08	20.09.2016	419	7,63	7,5	158	9,5	92	0,09	0,01	< 0,02	222,7	< 0,05	19,7	2,4	9,0	691 +/- 5
US 09	20.09.2016	385	7,99	6,6	209	10,2	93,5	ca. 4,5	< 0,01	< 0,02	222,7	< 0,05	0,6	1,6	36,3	< 10
US 10	21.09.2016	926	7,79	6,8	208	4,1	37,6	n.b. > 50	< 0,01	< 0,02	137,3	0,5	1,2	0,7	402,4	34 +/- 2
US 11	21.09.2016	612	7,86	6,9	284	7,3	66,2	n.b. > 50	< 0,01	< 0,02	161,7	0,4	0,7	1,0	189,7	56 +/- 1
US 12	21.09.2016	9350	7,63	11,3	55	8,8	88	ca. 0,05	1,4	0,03	302,3	0,3	2.009,6	< 0,5	2.067,3	< 10
US 13	21.09.2016	9480	7,15	11,3	89	3,5	34,6	0,40	1,4	0,02	302,8	0,4	2.004,4	n.b.	2.049,7	< 10
US 14	21.09.2016	12.530	7,74	11,4	-175	7,5	72,8	0,04	1,2	0,05	120,0	1,9	2.859,4	3,9	2.777,6	14 +/- 1
US 15	21.09.2016	4.460	7,92	11,6		8,5	81,8	0,06	0,34	< 0,02	227,9	0,9	823,6	2,1	1.011,3	74 +/- 3
US 16	19.09.2016	457	7,26	16,1	30	0,6	5,9	0,11	0,02	< 0,02	332,5	1,1	5,3	< 0,5	11,8	13 +/- 1
US 17	20.09.2016	431	7,85	9,9	207	9,7	94,8	3,17	< 0,01	< 0,02	234,9	< 0,05	0,7	9,8	30,2	< 10
US 18	19.09.2016	1.299	7,55	9,5	-327	0,1	1,2	0,37	0,61	0,17	344,7	1,4	82,1	n.b.	261,4	< 10
US 19	19.09.2016	1.009	7,62	8,2	-288	1,8	15,7	0,09	0,04	0,04	280,7	1,1	14,7	< 0,5	309,3	21 +/- 1
US 20	21.09.2016	627	8,24	19,8	143	4,7	53,6	n.b. Schöpf-probe	0,06	< 0,02	106,8	0,2	103,3	1,6	44,2	< 10
US 21	14.09.2016	521	8,21	45	123	2,3	40,6	Entnahme-hahn	0,20	< 0,02	73,7	6,4	24,1	< 0,5	122,4	1.590 +/- 11
US 22	14.09.2016	48	7,95	7,2	206	8,7	80,1	> 25; Überlauf	< 0,01	< 0,02	21,1	0,1	< 0,5	1,5	4,0	149 +/- 6
US 23	14.09.2016	48	7,54	8,5	184	11,3	105,5	> 50; Überlauf	< 0,01	< 0,02	15,9	0,1	0,2	1,5	2,5	66 +/- 2
US 24	20.09.2016	634	9,92	24	-316	0,0	0,5	0,27	0,60	0,04	58,0	3,6	86,2	n.b.	74,8	< 10

US 25	13.09.2016	1.587	7,29	11,3	215	3,3	31	> 5; Überlauf	0,02	< 0,02	274,6	1,4	3,6	0,5	780,8	13 +/- 1
US 26	13.09.2016	1.214	7,68	12,5	198	6,6	72	> 5; Überlauf	< 0,01	< 0,02	161,7	0,6	0,5	1,2	601,9	92 +/- 4
US 27	13.09.2016	948	7,39	9,3	198	5,1	48,2	1,50	< 0,01	< 0,02	320,3	0,3	3,6	1,6	282,9	17 +/- 1
US 28	13.09.2016	620	7,89	10,7	221	14,6	142,5	0,50	< 0,01	< 0,02	210,5	0,5	0,7	2,2	175,0	< 10
US 29	14.09.2016	280	7,82	29,2	201	4,8	72,5	Entnahme-hahn	0,01	< 0,02	122,8	0,9	1,9	1,0	31,1	< 10
US 30	12.09.2016	337	7,26	8,8	202	9,6	19,8	1,50	0,01	< 0,02	112,9	0,2	2,4	2,0	69,7	36 +/- 2
US 31	14.09.2016	1.937	6,32	10,8	65	3,2	25	0,02	0,29	< 0,02	994,5	1,3	38,3	< 0,5	265,8	95 +/- 1
US 32	13.09.2016	275	7,51	8,5	222	9,8	91	> 100	0,01	< 0,02	176,9	0,1	0,8	13,1	5,6	< 10
US 33	12.09.2016	2.120	6,23	10,8	54	1,9	18	0,02	0,01	< 0,02	1.687,1	0,2	4,1	< 0,5	3,3	11 +/- 2
US 34	03.10.2016	4.110	6,58	12,70	30	1,6	15,0	n.b.	1,4	0,30	2.525,5	0,5	297,5	< 0,5	71,4	25 +/- 2
US 35	12.09.2016	902	7,59	8	-63	1,3	12,8	0,10	0,01	< 0,02	460,7	0,4	1,1	< 0,5	162,8	55 +/- 4
US 36	12.09.2016	3.310	6,22	15,7	80	0,5	5,9	0,06	0,55	0,05	1.528,5	0,8	297,1	2,3	390,9	178 +/- 6
US 37	12.09.2016	2.320	5,92	17,4	-122	0,2	2,4	0,20	1,2	0,12	951,9	0,3	316,7	< 0,5	32,9	13 +/- 1
US 38	03.10.2016	2.020	6,15	12,80	-101	1,1	10,1	0,26	0,37	0,05	1.299,4	0,2	75,3	< 0,5	24,5	26 +/- 1
US 39	05.10.2016	151	6,09	9,00	211	10,7	98,7	0,63	0,01	< 0,02	31,0	0,1	6,8	19,6	17,1	593 +/- 5
US 40	03.10.2016	1.177	6,30	16,00	33	1,0	7,5	0,42	0,10	< 0,02	694,4	0,3	13,8	< 0,5	88,6	< 10
US 41	03.10.2016	491	8,00	11,70	204	10,2	101,8	n.b.	0,02	< 0,02	318,6	0,0	1,3	1,0	16,4	< 10
US 42	03.10.2016	4.050	6,98	15,70	-109	0,9	8,0	n.b.	1,5	0,28	2.387,8	1,4	265,3	< 0,5	< 0,5	15 +/- 1
US 45	03.10.2016	2.810	6,31	14,20	53	0,8	8,2	n.b.	0,36	0,03	1.837,1	0,4	65,2	1,7	98,3	15 +/- 2
US 46	05.10.2016	292	7,69	12,10	141	10,6	97,1	0,07	0,01	< 0,02	137,2	0,1	2,7	10,5	27,5	45 +/- 1
US 47	05.10.2016	331	6,68	10,40	190	12,5	110,0	0,17	0,03	< 0,02	25,7	0,1	58,5	20,7	25,0	460 +/- 11
US 48	04.10.2016	1.395	7,48	53,80	-264	0,8	14,0	n.b.	0,93	0,43	543,0	3,7	174,4	< 0,5	4,9	< 10
US 49	05.10.2016	70	5,81	8,50	70	10,5	96,5	0,20	0,01	< 0,02	16,7	0,2	2,1	1,3	14,4	489 +/- 6
US 50	04.10.2016	1.782	7,73	6,80	202	7,0	60,6	n.b. > 10 l/s	< 0,01	< 0,02	180,0	0,6	1,0	5,2	985,5	55 +/- 2
US 51	03.10.2016	575	7,74	12,20	238	0,2	2,0	0,11	0,03	< 0,02	278,1	0,4	8,1	< 0,5	66,5	< 10
US 52	03.10.2016	1.476	8,36	14,80	-1	1,7	17,2	0,05	0,37	0,06	487,4	4,4	42,8	< 0,5	277,4	< 10
US 53	03.10.2016	1.272	8,26	15,00	-142	0,3	0,0	0,04	0,33	0,04	498,6	2,8	43,7	< 0,5	169,3	< 10
US 54	03.10.2016	1.597	7,49	10,70	-28	1,2	10,7	0,09	0,12	0,07	390,6	3,5	33,7	< 0,5	471,9	23+/- 2
US 55	03.10.2016	1.789	7,00	22,70	245	0,4	4,7	Schöpf-probe	0,04	< 0,02	252,0	2,2	6,1	0,6	894,7	164+/- 1
US 56	03.10.2016	4.300	6,32	15,90	10	2,1	15,1	0,07	0,13	0,08	n.b.	0,4	16,0	< 0,5	28,8	< 10
US 57	04.10.2016	306	8,07	14,90	-140	0,6	6,5	n.b. < 1 l/s	< 0,01	< 0,02	176,9	0,1	< 0,5	0,1	17,5	< 10

A2 Ultraspuren

Parameterblock 1 Konzentrationen in der Gesamtphase	Calcium (Ca) (mg/l) (n = 4)	Magnesium (Mg) (mg/l) (n = 4)	Natrium (Na) (mg/l) (n = 4)	Kalium (K) (mg/l) (n = 4)	Bor (B) (µg/l) (n = 4)
US 01	200	37,2	3,83	1,74	18,1
US 02	295	48,8	8,84	2,46	30,6
US 03	42,1	23,6	0,43	0,22	< QL
US 04	207	38,4	3,47	2,73	15,8
US 05	438	85,7	4,51	1,65	76,6
US 06	90,1	17,8	12,3	1,55	17,2
US 07	5,59	0,66	2,10	1,44	5,61
US 08	44,3	15,8	9,81	0,61	< QL
US 09	38,9	21,1	0,68	0,36	2,91
US 10	134	34,5	0,96	0,50	2,40
US 11	77,0	24,0	0,69	0,38	< QL
US 12	688	123	1182	23,8	95,8
US 13	694	123	1205	24,1	97
US 14	593	251	1779	24,4	195
US 15	264	88,6	506	7,39	71,1
US 16	58,1	12,2	15,0	0,70	110
US 17	44,5	24,8	0,78	0,68	3,83
US 18	68,3	17,0	168	4,59	776
US 19	106	47,2	36,7	2,99	242
US 20	34,6	9,50	63,3	1,81	16,9
US 21	20,4	0,30	68,7	3,93	202
US 22	6,66	0,50	0,72	0,71	< QL
US 23	4,75	0,27	0,63	0,66	< QL
US 24	5,65	0,02	116	2,50	833
US 25	279	61,0	3,83	1,50	40,1
US 26	215	39,0	0,69	0,53	23,1
US 27	154	33,6	4,37	1,85	20,6
US 28	84,6	26,9	1,28	0,86	13,6
US 29	31,2	11,4	2,88	1,47	10,2
US 30	53,1	4,25	3,04	5,56	4,37
US 31	276	33,2	120	18,5	2.765
US 32	45,4	5,21	1,73	0,70	15,3
US 33	453	23,3	4,77	11,4	13,6
US 34	71,8	370	395	11,8	4.864
US 35	76,7	74,5	5,17	5,37	9,03
US 36	440	65,5	224	41,1	2.122
US 37	128	24,0	327	17,4	3.165
US 38	309	56,9	86,5	10,3	1.291
US 39	13,8	3,01	6,16	7,27	22,1
US 40	137	53,5	59,1	4,10	758
US 41	26,3	54,7	0,81	0,12	25,5
US 42	79,5	33,9	931	11,7	1.644
US 45	237	63,3	406	23,8	1.601
US 46	41,0	7,79	8,41	2,08	5,81

Parameterblock 1 Konzentrationen in der Gesamtphase	Calcium (Ca) (mg/l) (n = 4)	Magnesium (Mg) (mg/l) (n = 4)	Natrium (Na) (mg/l) (n = 4)	Kalium (K) (mg/l) (n = 4)	Bor (B) (µg/l) (n = 4)
US 47	19,1	3,87	36,1	2,06	5,72
US 48	8,60	1,42	293	21,8	1.699
US 49	5,09	1,10	6,76	0,71	3,79
US 50	421	34,6	1,23	0,66	45,1
US 51	53,8	34,8	18,4	3,56	57,3
US 52	8,70	4,52	320	5,05	559
US 53	9,50	4,18	274	5,21	532
US 54	145	55,8	144	8,46	119
US 55	304	89,4	17,5	6,82	33,9
US 56	394	196	475	45,8	1.350
US 57	21,0	9,50	29,9	2,31	36,4

Parameterblock 2 Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Arsen (As)	Blei (Pb)	Cadmium (Cd)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Mangan (Mn)	Quecksilber (Hg)
US 01	< QL	0,62	0,14	< QL	< QL	< QL	0,006
US 02	< QL	< QL	0,04	< QL	< QL	< QL	0,006
US 03	31,9	< QL	0,04	< QL	< QL	< QL	0,027
US 04	< QL	0,72	0,22	< QL	652	1.134	0,002
US 05	69,1	< QL	0,03	< QL	772	27,3	0,001
US 06	< QL	< QL	0,00	< QL	11,0	128	0,003
US 07	17,1	< QL	0,07	< QL	9,8	< QL	0,009
US 08	< QL	< QL	0,01	< QL	< QL	< QL	0,008
US 09	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,006
US 10	< QL	< QL	0,07	< QL	< QL	< QL	0,007
US 11	< QL	< QL	0,06	< QL	< QL	< QL	0,007
US 12	< QL	< QL	0,12	< QL	269	26,4	0,007
US 13	< QL	< QL	0,12	< QL	187	22,6	0,007
US 14	86,3	< QL	0,13	< QL	< QL	1,94	0,007
US 15	34,0	< QL	0,05	< QL	7,90	1,31	0,007
US 16	< QL	< QL	0,01	< QL	111	3,62	0,002
US 17	13,5	< QL	0,02	< QL	< QL	0,37	0,013
US 18	< QL	< QL	0,01	< QL	52,5	20,3	0,001
US 19	< QL	< QL	< QL	< QL	6,74	6,90	0,002
US 20	< QL	< QL	0,01	< QL	2,03	< QL	0,007
US 21	4,94	< QL	0,16	< QL	< QL	2,55	< QL
US 22	< QL	< QL	< QL	0,08	< QL	< QL	< QL
US 23	< QL	< QL	0,14	0,05	2,54	0,29	< QL
US 24	< QL	< QL	0,03	< QL	< QL	< QL	0,065
US 25	< QL	< QL	< QL	0,02	< QL	0,02	< QL
US 26	4,55	< QL	0,31	0,04	< QL	< QL	0,002
US 27	< QL	< QL	< QL	0,04	< QL	0,02	< QL
US 28	< QL	< QL	0,14	0,09	< QL	< QL	< QL

Parameterblock 2 Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Arsen (As)	Blei (Pb)	Cadmium (Cd)	Chrom (Cr)	Eisen (Fe)	Mangan (Mn)	Quecksilber (Hg)
US 29	3,15	1,65	0,47	0,17	1,94	0,41	0,028
US 30	539	< QL	< QL	0,03	< QL	< QL	< QL
US 31	22,3	< QL	< QL	0,03	3.075	444	< QL
US 32	13,1	< QL	< QL	0,10	8,64	0,23	< QL
US 33	< QL	< QL	< QL	< QL	8.875	707	0,001
US 34	4,98	0,13	< QL	0,16	1.306	28	< QL
US 35	< QL	< QL	< QL	< QL	1.116	6,63	< QL
US 36	< QL	< QL	< QL	0,02	669	194	0,002
US 37	< QL	< QL	< QL	< QL	1.136	67,2	0,001
US 38	4,47	< QL	< QL	1,64	14.540	1.367	< QL
US 39	0,12	< QL	0,23	0,06	0,24	0,24	< QL
US 40	0,87	< QL	< QL	< QL	4.407	239	< QL
US 41	1,02	< QL	< QL	3,39	28,6	5,42	0,001
US 42	0,34	< QL	< QL	< QL	581	21,9	< QL
US 45	0,74	< QL	< QL	< QL	2.346	225	< QL
US 46	0,39	< QL	< QL	0,20	3,76	0,18	< QL
US 47	0,23	< QL	0,13	0,09	2,85	0,96	< QL
US 48	0,62	< QL	< QL	< QL	26,1	1,00	0,003
US 49	1,07	< QL	< QL	0,06	34,7	2,88	0,001
US 50	0,25	0,50	0,06	< QL	0,83	< QL	< QL
US 51	0,25	< QL	< QL	< QL	< QL	36,3	< QL
US 52	0,31	< QL	< QL	< QL	6,69	2,61	< QL
US 53	0,19	< QL	< QL	< QL	72,6	5,05	< QL
US 54	0,24	< QL	< QL	< QL	208	32,1	< QL
US 55	2,46	< QL	< QL	< QL	0,65	0,94	< QL
US 56	0,70	0,52	< QL	< QL	3.956	265	< QL
US 57	0,35	< QL	< QL	< QL	70,6	20,7	< QL

Parameterblock 3 Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Aluminium (Al)	Kupfer (Cu)	Nickel (Ni)	Zink (Zn)
US 01	< QL	< QL	< QL	88,9
US 02	< QL	< QL	< QL	< QL
US 03	< QL	39,3	< QL	14,2
US 04	< QL	0,78	< QL	< QL
US 05	< QL	< QL	< QL	< QL
US 06	< QL	0,43	< QL	< QL
US 07	80,8	1,20	< QL	< QL
US 08	< QL	< QL	< QL	< QL
US 09	< QL	< QL	< QL	< QL
US 10	< QL	< QL	< QL	< QL
US 11	< QL	< QL	< QL	< QL

US 12	< QL	< QL	< QL	< QL
US 13	< QL	< QL	< QL	< QL
US 14	< QL	< QL	< QL	< QL
US 15	< QL	< QL	< QL	< QL
US 16	109	0,54	< QL	< QL
US 17	< QL	11,5	< QL	7,45
US 18	36,0	< QL	< QL	< QL
US 19	< QL	< QL	< QL	< QL
US 20	7,92	< QL	< QL	< QL
US 21	3,35	< QL	< QL	7,50
US 22	1,96	< QL	< QL	< QL
US 23	5,84	0,4	< QL	< QL
US 24	5,70	< QL	< QL	< QL
US 25	< QL	< QL	< QL	< QL
US 26	< QL	< QL	< QL	< QL
US 27	< QL	< QL	< QL	< QL
US 28	< QL	< QL	< QL	< QL
US 29	2,30	2,41	5,98	16,3
US 30	< QL	2,41	< QL	< QL
US 31	22,3	< QL	< QL	3,53
US 32	1,39	< QL	< QL	< QL
US 33	2,28	< QL	< QL	< QL
US 34	< QL	0,83	38,0	< QL
US 35	< QL	< QL	< QL	< QL
US 36	2,41	0,46	< QL	< QL
US 37	1,35	2,33	< QL	4,86
US 38	< QL	0,17	2,67	< QL
US 39	< QL	0,36	< QL	< QL
US 40	< QL	< QL	6,31	< QL
US 41	< QL	0,76	50,0	< QL
US 42	< QL	< QL	< QL	< QL
US 45	< QL	0,41	0,33	< QL
US 46	< QL	0,17	< QL	< QL
US 47	< QL	0,52	0,28	< QL
US 48	< QL	< QL	< QL	8,66
US 49	< QL	< QL	< QL	< QL
US 50	< QL	0,19	0,75	32,8
US 51	< QL	< QL	< QL	< QL
US 52	< QL	< QL	< QL	9,92
US 53	< QL	< QL	< QL	< QL
US 54	< QL	< QL	< QL	< QL
US 55	< QL	< QL	0,15	4,64
US 56	< QL	0,89	0,30	434
US 57	< QL	< QL	< QL	6,62

Metalle der Seltenen Erden – Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Cer (Ce)	Dysprosium (Dy)	Erbium (Er)	Europium (Eu)	Gadolinium (Gd)	Holmium (Ho)	Lanthan (La)	Lutetium (Lu)	Neodym (Nd)	Praseodym (Pr)	Samarium (Sm)	Scandium (Sc)	Terbium (Tb)	Thorium (Th)	Thulium (Tm)	Yberbium (Yb)	Yttrium (Y)
US 01	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	4,56	< QL	< QL	< QL	< QL	0,02
US 02	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< 0,001	5,48	< QL	< QL	< QL	< QL	0,08
US 03	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	0,03	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	0,01
US 04	0,11	0,18	0,15	0,03	0,07	0,04	0,06	0,03	0,11	0,02	0,06	5,89	0,03	0,02	0,02	0,19	1,91
US 05	0,03	< 0,001	0,005	< 0,001	< QL	0,001	0,01	< QL	< 0,001	0,003	< 0,001	5,11	0,002	< QL	0,0005	< QL	0,26
US 06	0,01	< 0,001	0,002	0,005	< QL	0,001	< QL	< QL	< 0,001	0,001	< 0,001	8,36	0,00	0,002	0,0003	< QL	0,05
US 07	0,05	0,05	0,03	< 0,001	0,04	0,01	0,14	0,003	0,13	0,03	0,04	5,64	0,01	0,07	0,004	0,02	0,32
US 08	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,002
US 09	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,003
US 10	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,04
US 11	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,02
US 12	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< 0,001	5,61	0,001	< QL	< QL	< QL	0,16
US 13	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< 0,001	5,49	0,002	< QL	< QL	< QL	0,15
US 14	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	< QL	0,002	< QL	< QL	< QL	< QL	< 0,001	12,8	0,003	< QL	< QL	< QL	0,21
US 15	0,02	< 0,001	< QL	< 0,001	< QL	0,001	0,02	< QL	< 0,001	0,01	< 0,001	6,26	0,002	0,002	< QL	< QL	0,10
US 16	0,22	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,10	0,00	0,12	0,03	0,03	4,68	0,01	0,03	0,002	0,02	0,19
US 17	< QL	< QL	< QL	< 0,01	< QL	< QL	0,02	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	3,21	< QL	< QL	0,00002	< QL	0,01
US 18	0,25	0,03	0,01	< 0,01	0,04	0,01	0,15	0,00	0,20	0,05	0,04	5,99	0,01	0,02	0,002	0,01	0,18
US 19	0,02	< 0,001	< QL	< 0,001	< QL	< QL	0,01	< QL	< 0,001	0,003	< 0,001	5,76	0,001	< QL	0,0001	< QL	0,07
US 20	0,004	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	4,02	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01
US 21	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,002	< QL	30,8	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03
US 22	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	0,001	0,052	< QL	< 0,001	0,011	< 0,001	4,51	< QL	< QL	< QL	< QL	0,05
US 23	0,002	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	< QL	< 0,001	0,01	< 0,001	4,61	< QL	< QL	< QL	< QL	0,04
US 24	0,01	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,57	< QL	< 0,001	< QL	< QL	29,6	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 25	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	6,74	< QL	< QL	< QL	< QL	0,15
US 26	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	4,43	< QL	< QL	< QL	< QL	0,05
US 27	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	5,69	< QL	< QL	< QL	< QL	0,04
US 28	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	6,10	< QL	< QL	< QL	< QL	0,04

US 29	< QL	< QL	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	12,9	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 30	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01	< QL	< 0,001	< QL	< QL	13,9	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01
US 31	0,14	0,21	0,21	0,02	< QL	0,06	0,08	0,03	0,10	0,02	0,03	15,2	0,02	< QL	0,03	0,21	2,86
US 32	0,002	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	5,53	< QL	< QL	< QL	< QL	0,011
US 33	1,48	0,70	0,48	0,13	0,43	0,16	0,92	0,06	1,13	0,22	0,31	32,3	0,10	< QL	0,06	0,42	7,98
US 34	0,06	0,07	0,06	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,07	< QL	0,02	19,1	0,01	0,00	0,01	0,07	0,84
US 35	0,06	< 0,001	< QL	< 0,001	< QL	0,001	0,03	< QL	< 0,001	0,01	< 0,001	10,4	0,002	< QL	< QL	< QL	0,06
US 36	0,15	0,04	0,02	< 0,01	< QL	0,01	0,23	0,002	0,15	0,04	0,03	27,9	0,01	< QL	0,002	0,02	0,37
US 37	0,01	< QL	< QL	< 0,01	< QL	< QL	0,01	< QL	< QL	< QL	0,002	29,8	< QL	< QL	< QL	< QL	0,05
US 38	0,97	0,34	0,25	0,06	0,23	0,08	0,57	0,04	0,56	0,12	0,16	6,75	0,05	0,01	0,04	0,24	3,16
US 39	0,10	0,29	0,13	0,04	0,34	0,05	0,78	0,01	1,27	0,28	0,33	< QL	0,06	0,001	0,02	0,10	1,63
US 40	0,02	0,02	0,02	0,003	0,01	< QL	0,01	0,003	< 0,001	< QL	< 0,001	21,6	< QL	< QL	< QL	0,02	0,21
US 41	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	< QL	0,04	0,003	0,06	< QL	0,01	7,26	< QL	0,00	< QL	0,02	0,16
US 42	0,01	0,01	0,01	0,01	0,004	< QL	0,01	0,001	< 0,001	< QL	< 0,001	10,2	< QL	< QL	< QL	0,01	0,07
US 45	0,21	0,18	0,18	0,02	0,08	0,05	0,18	0,03	0,19	0,03	0,05	12,4	0,02	0,00	0,03	0,19	2,08
US 46	0,01	0,03	0,03	0,004	0,02	< QL	0,04	0,004	0,08	< QL	0,02	< QL	0,005	< QL	< QL	0,03	0,32
US 47	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	< QL	0,05	0,003	0,11	0,02	0,03	4,18	0,01	0,001	< QL	0,02	0,22
US 48	< QL	< QL	< QL	0,002	< QL	< QL	0,003	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	16,4	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01
US 49	0,08	0,06	0,03	0,01	0,06	0,01	0,11	0,004	0,22	0,04	0,06	4,30	0,01	0,002	< QL	0,03	0,31
US 50	< QL	0,003	< QL	< QL	< QL	< QL	0,001	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	0,002	0,06
US 51	< QL	0,001	< QL	0,003	< QL	< QL	0,002	< QL	0,006	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	0,001	0,006
US 52	< QL	0,002	< QL	0,001	< QL	< QL	0,001	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	0,002	0,008
US 53	< QL	0,002	< QL	< QL	< QL	< QL	0,001	< QL	0,010	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	0,002	0,01
US 54	0,01	0,006	< QL	0,001	< QL	< QL	0,01	< QL	0,014	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	0,003	0,10
US 55	< QL	0,003	< QL	< QL	< QL	< QL	0,001	< QL	0,007	< QL	< 0,001	< QL	< QL	< QL	< QL	0,001	0,06
US 56	< QL	0,006	< QL	0,01	< QL	< QL	0,01	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	9,04	< QL	< QL	< QL	0,002	0,15
US 57	< QL	0,001	< QL	0,001	< QL	< QL	0,001	< QL	< 0,001	< QL	< 0,001	7,40	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01

Platingruppenelemente, Gold und Silber – Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Gold (Au)	Iridium (Ir)	Palladium (Pd)	Platin (Pt)	Rhodium (Rh)	Ruthenium (Ru)	Silber (Ag)
US 01	< QL	< QL	< QL	< QL	0,08	< QL	< QL
US 02	< QL	< QL	< QL	< QL	0,34	0,03	< QL
US 03	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01	< QL	< QL
US 04	< QL	< QL	0,05	< QL	0,26	0,02	< QL
US 05	< QL	< QL	0,07	< QL	0,83	0,07	0,05
US 06	< QL	< QL	< QL	< QL	0,12	0,01	< QL
US 07	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01	< QL	< QL
US 08	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01	< QL	< QL
US 09	< QL	< QL	< QL	< QL	0,02	< QL	< QL
US 10	< QL	< QL	< QL	< QL	0,19	0,02	< QL
US 11	< QL	< QL	< QL	< QL	0,10	< QL	< QL
US 12	< QL	< QL	0,04	< QL	0,67	0,06	< QL
US 13	< QL	< QL	0,04	< QL	0,65	0,06	< QL
US 14	< QL	< QL	0,06	< QL	0,91	0,08	0,04
US 15	< QL	< QL	< QL	< QL	0,36	0,03	< QL
US 16	< QL	< QL	0,02	< QL	0,08	< QL	< QL
US 17	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	< QL	< QL
US 18	< QL	< QL	< QL	< QL	0,12	< QL	< QL
US 19	< QL	< QL	< QL	< QL	0,22	0,02	< QL
US 20	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	< QL	< QL
US 21	< QL	< QL	< QL	< QL	0,02	< QL	< QL
US 22	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 23	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 24	< QL	0,02	< QL	< QL	0,01	< QL	< QL
US 25	< QL	< QL	0,03	< QL	0,42	0,05	< QL
US 26	< QL	< QL	< QL	< QL	0,19	0,02	< QL
US 27	< QL	< QL	0,01	< QL	0,15	0,01	< QL
US 28	< QL	< QL	0,01	< QL	0,18	0,02	< QL
US 29	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 30	< QL	< QL	0,00	< QL	< QL	< QL	< QL
US 31	< QL	< QL	0,04	< QL	0,16	0,02	< QL
US 32	< QL	< QL	0,00	< QL	< QL	< QL	< QL
US 33	< QL	< QL	0,10	< QL	0,09	0,01	< QL
US 34	< QL	< QL	0,03	< QL	0,23	0,04	< QL
US 35	< QL	< QL	0,01	< QL	0,04	< QL	< QL
US 36	< QL	< QL	0,02	< QL	0,17	0,01	< QL
US 37	< QL	< QL	0,01	< QL	0,04	< QL	< QL
US 38	< QL	< QL	0,03	< QL	0,09	0,03	< QL
US 39	< QL	< QL	0,01	< QL	0,01	0,02	< QL
US 40	< QL	< QL	< QL	< QL	0,05	0,03	< QL
US 41	< QL	< QL	< QL	0,005	0,01	0,02	< QL
US 42	< QL	< QL	0,02	< QL	0,05	0,04	< QL

Platingruppenelemente, Gold und Silber – Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Gold (Au)	Iridium (Ir)	Palladium (Pd)	Platin (Pt)	Rhodium (Rh)	Ruthenium (Ru)	Silber (Ag)
US 45	< QL	< QL	0,04	< QL	0,09	0,05	< QL
US 46	< QL	< QL	< QL	< QL	0,02	0,03	< QL
US 47	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01	0,03	< QL
US 48	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	0,04	< QL
US 49	< QL	< QL	< QL	< QL	0,01	0,03	< QL
US 50	< QL	< QL	0,02	< QL	0,20	0,04	< QL
US 51	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	0,02	< QL
US 52	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	0,03	< QL
US 53	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	0,03	< QL
US 54	< QL	< QL	0,01	< QL	0,18	0,04	< QL
US 55	< QL	< QL	0,02	< QL	0,21	0,04	< QL
US 56	< QL	< QL	0,06	< QL	0,48	0,07	< QL
US 57	< QL	< QL	< QL	< QL	0,03	0,03	< QL

Weitere Elemente – Konzentrationen in der Gesamtphase (mg/l) (n = 4)	Schwefel (S)	Silicium (Si)	Strontium (Sr)
US 01	148	2,80	1,17
US 02	218	3,50	5,75
US 03	2,89	1,30	0,05
US 04	77,5	3,99	4,45
US 05	360	3,17	13,7
US 06	62,2	6,62	2,13
US 07	1,69	4,20	0,01
US 08	3,01	1,61	0,07
US 09	11,8	1,11	0,16
US 10	134	1,86	3,01
US 11	63,3	1,77	1,49
US 12	719	2,86	10,1
US 13	725	2,86	10,2
US 14	978	8,84	13,9
US 15	328	4,06	4,96
US 16	5,16	3,05	1,19
US 17	11,7	2,03	0,36
US 18	103	3,81	1,72
US 19	124	3,46	3,59
US 20	16,0	2,49	0,45
US 21	44,2	20,3	0,67
US 22	1,46	1,89	0,04
US 23	0,94	2,06	0,03
US 24	31,0	24,7	0,02

Weitere Elemente – Konzentrationen in der Gesamtphase (mg/l) (n = 4)	Schwefel (S)	Silicium (Si)	Strontium (Sr)
US 25	255	3,18	9,79
US 26	193	1,61	3,61
US 27	94,1	2,51	2,68
US 28	60,4	2,96	3,15
US 29	10,9	8,28	0,17
US 30	24,9	9,06	0,09
US 31	92,3	8,71	3,23
US 32	1,99	2,54	0,11
US 33	1,29	22,21	1,70
US 34	26,1	41,0	5,10
US 35	56,9	6,35	0,51
US 36	134	17,4	2,87
US 37	12,0	20,4	0,57
US 38	8,80	12,5	1,91
US 39	5,65	7,02	0,06
US 40	31,7	50,9	0,97
US 41	6,07	17,8	0,05
US 42	0,02	22,7	0,83
US 45	35,8	29,1	2,19
US 46	9,19	10,7	0,08
US 47	8,49	11,7	0,09
US 48	3,65	35,9	0,51
US 49	4,92	10,2	0,02
US 50	346	0,91	5,37
US 51	23,6	6,28	0,51
US 52	96,5	5,32	0,44
US 53	61,0	5,15	0,38
US 54	185	9,42	5,59
US 55	326	10,8	6,05
US 56	10,6	23,6	13,5
US 57	6,24	18,1	0,58

Weitere Elemente – Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Antimon (Sb)	Barium (Ba)	Beryllium (Be)	Bismut (Bi)	Gallium (Ga)	Germanium (Ge)	Hafnium (Hf)	Kobalt (Co)	Lithium (Li)	Molybdän (Mo)	Niob (Nb)	Phosphor (P)	Rubidium (Rb)	Selen (Se)	Tantal (Ta)	Tellur (Te)	Thallium (Tl)	Titan (Ti)	Uran (U)	Vanadium (V)	Wolfram (W)	Zinn (Sn)	Zirkon (Zr)
US 01	0,64	18,8	< QL	< QL	< QL	0,02	< QL	< QL	5,38	3,42	< QL	< QL	1,61	< QL	< QL	< QL	0,57	< QL	2,27	< QL	< QL	< QL	< QL
US 02	0,37	39,2	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	8,27	3,73	< QL	< QL	1,59	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	5,39	0,16	< QL	< QL	< QL
US 03	75,8	342	< QL	< QL	< QL	0,08	< QL	0,10	0,49	< QL	< QL	< QL	0,33	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,54	0,08	0,07	< QL	< QL
US 04	< QL	51,4	0,37	< QL	< QL	< QL	< QL	2,35	10,8	< QL	< QL	< QL	7,52	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	6,72	< QL	< QL	< QL	0,17
US 05	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,15	56,8	4,17	< QL	< QL	7,43	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	6,92	< QL	0,11	< QL	0,09
US 06	0,16	39,5	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	11,5	0,36	< QL	309	1,74	< QL	< QL	< QL	< QL	0,13	0,47	0,17	< QL	< QL	< QL
US 07	0,17	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	13,2	4,06	< QL	9,20	7,85	< QL	< QL	< QL	< QL	0,17	16,7	0,05	0,13	< QL	< QL
US 08	1,03	19,0	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,23	0,48	< QL	< QL	0,45	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	2,19	0,08	< QL	< QL	< QL
US 09	< QL	57,9	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,06	< QL	< QL	< QL	0,22	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 10	0,48	17,3	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	2,28	11,4	< QL	< QL	0,77	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	5,36	< QL	< QL	< QL	< QL
US 11	0,51	19,1	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,70	9,31	< QL	< QL	0,65	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	4,83	0,06	< QL	< QL	< QL
US 12	< QL	15,8	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	148	1,41	< QL	< QL	22,2	< QL	< QL	0,24	< QL	< QL	4,20	< QL	< QL	< QL	< QL
US 13	< QL	16,0	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	150	1,37	< QL	< QL	22,4	< QL	< QL	0,31	< QL	< QL	4,19	< QL	< QL	< QL	< QL
US 14	< QL	5,62	< QL	< QL	< QL	0,41	< QL	< QL	121	< QL	< QL	< QL	21,5	< QL	< QL	0,39	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 15	< QL	10,7	< QL	< QL	< QL	0,14	< QL	< QL	40,7	< QL	< QL	< QL	6,61	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 16	0,06	69,3	< QL	< QL	< QL	0,48	< QL	< QL	12,5	< QL	< QL	11,1	0,97	< QL	< QL	< QL	< QL	2,16	< QL	0,33	< QL	< QL	0,05
US 17	42,1	172	< QL	< QL	< QL	0,07	< QL	0,09	1,38	0,43	< QL	< QL	0,88	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,50	< QL	0,05	< QL	< QL
US 18	0,74	44,8	< QL	< QL	< QL	2,39	< QL	< QL	224	< QL	< QL	< QL	3,55	< QL	< QL	< QL	< QL	0,68	< QL	0,10	0,07	0,11	< QL
US 19	0,10	29,2	< QL	< QL	< QL	1,32	< QL	< QL	88,9	< QL	< QL	< QL	2,22	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 20	0,18	9,12	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	9,81	0,24	< QL	4,85	2,41	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,10	0,03	< QL	< QL
US 21	< QL	0,53	0,14	< QL	1,17	5,07	0,002	< QL	354	29,1	< QL	< QL	39,4	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	7,60	0,11	35,3	< QL	0,01
US 22	< QL	4,13	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,33	1,99	< QL	2,11	3,43	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	6,23	0,09	0,09	< QL	< QL
US 23	< QL	10,6	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,18	1,43	< QL	1,39	2,93	< QL	< QL	< QL	< QL	0,08	0,88	< QL	0,21	< QL	< QL
US 24	2,00	< QL	< QL	< QL	0,87	9,59	< QL	< QL	135	4,00	< QL	< QL	3,93	< QL	1,56	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	55,9	< QL	0,06
US 25	< QL	18,5	< QL	< QL	< QL	0,04	0,002	< QL	23,4	15,5	< QL	< QL	1,75	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,02	< QL	< QL	< QL	0,02
US 26	< QL	12,7	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	10,5	53,7	< QL	< QL	0,79	< QL	< QL	< QL	0,25	< QL	7,15	0,39	< QL	< QL	0,02
US 27	< QL	30,3	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	9,27	2,50	< QL	< QL	1,45	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	2,20	< QL	< QL	< QL	0,00

Weitere Elemente – Konzentrationen in der Gesamtphase (µg/l) (n = 4)	Antimon (Sb)	Barium (Ba)	Beryllium (Be)	Bismut (Bi)	Gallium (Ga)	Germanium (Ge)	Hafnium (Hf)	Kobalt (Co)	Lithium (Li)	Molybdän (Mo)	Niob (Nb)	Phosphor (P)	Rubidium (Rb)	Selen (Se)	Tantal (Ta)	Tellur (Te)	Thallium (Tl)	Titan (Ti)	Uran (U)	Vanadium (V)	Wolfram (W)	Zinn (Sn)	Zirkon (Zr)
US 28	< QL	17,5	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	3,72	22,8	< QL	< QL	0,79	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	3,04	< QL	< QL	< QL	0,01
US 29	< QL	78,5	< QL	< QL	< QL	0,07	< QL	< QL	5,21	78,7	< QL	2,25	4,10	< QL	< QL	< QL	0,67	< QL	2,15	0,22	0,28	< QL	< QL
US 30	< QL	3,86	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	14,1	2,11	< QL	19,1	5,17	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,26	0,01	< QL	< QL
US 31	< QL	22,5	1,13	< QL	< QL	3,67	0,003	0,10	622	0,68	< QL	2,63	94,3	< QL	< QL	< QL	< QL	0,04	1,47	< QL	0,05	< QL	0,01
US 32	< QL	11,9	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	3,97	< QL	< QL	1,98	0,92	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,69	0,08	0,04	< QL	< QL
US 33	< QL	258	0,31	< QL	< QL	0,14	0,01	0,06	46,9	< QL	< QL	14,3	25,7	< QL	< QL	< QL	< QL	0,06	< QL	0,47	0,02	< QL	0,18
US 34	0,03	177	< QL	< QL	< QL	0,68	0,001	0,68	701	0,29	< QL	36,4	34,7	8,42	< QL	0,08	< QL	< QL	1,32	0,10	< QL	0,02	0,14
US 35	< QL	17,2	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	26,3	< QL	< QL	< QL	8,89	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,37	< QL	< QL	< QL	0,00
US 36	< QL	71,9	0,13	< QL	< QL	0,39	< QL	0,60	633	< QL	< QL	2,02	119	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	3,95	0,19	< QL	< QL	0,03
US 37	< QL	192	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,11	158	< QL	< QL	68,1	81,1	< QL	< QL	< QL	< QL	0,31	< QL	< QL	0,02	< QL	0,01
US 38	0,03	205	< QL	< QL	< QL	0,51	0,004	0,42	175	0,09	< QL	273	14,3	3,68	< QL	0,04	< QL	0,40	1,48	1,40	< QL	< QL	0,06
US 39	0,04	12,1	< QL	< QL	< QL	< QL	0,003	< QL	1,32	0,04	< QL	63,5	12,1	1,35	< QL	0,04	< QL	< QL	0,65	0,05	< QL	< QL	0,02
US 40	0,30	37,6	< QL	< QL	< QL	0,97	< QL	1,85	106	0,57	< QL	80,0	10,2	3,85	< QL	0,12	< QL	< QL	< QL	0,06	< QL	< QL	0,005
US 41	0,17	3,31	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,16	0,73	0,17	< QL	13,8	0,41	1,66	< QL	0,07	< QL	< QL	< QL	2,87	< QL	< QL	0,004
US 42	< QL	376	< QL	< QL	< QL	0,39	< QL	< QL	305	0,09	< QL	166	10,5	8,60	< QL	0,09	< QL	< QL	< QL	0,03	< QL	0,01	0,22
US 45	< QL	149	0,06	< QL	< QL	0,27	0,003	0,07	387	0,42	< QL	46,5	61,4	5,83	< QL	0,08	< QL	< QL	0,40	0,39	< QL	< QL	0,34
US 46	0,03	3,62	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	1,63	0,12	< QL	33,1	0,96	4,52	< QL	0,10	< QL	< QL	0,33	0,47	< QL	< QL	< QL
US 47	0,02	10,9	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	6,47	0,04	< QL	88,8	0,68	3,94	< QL	0,20	< QL	< QL	0,89	0,09	< QL	< QL	0,01
US 48	< QL	92,3	< QL	< QL	0,13	5,16	< QL	< QL	267	0,12	< QL	2,42	46,6	9,95	< QL	0,43	< QL	< QL	< QL	< QL	2,31	< QL	0,004
US 49	0,02	0,85	0,25	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	3,64	0,02	< QL	68,1	1,37	5,49	< QL	0,35	< QL	< QL	< QL	0,05	< QL	< QL	0,003
US 50	0,19	22,7	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	7,63	2,33	< QL	0,18	0,82	2,31	< QL	0,09	< QL	< QL	4,30	0,11	< QL	< QL	0,02
US 51	< QL	64,4	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	29,0	< QL	< QL	27,2	1,01	3,92	< QL	0,09	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL
US 52	< QL	24,9	< QL	< QL	< QL	0,29	< QL	< QL	175	1,40	< QL	23,3	5,70	6,06	< QL	0,23	< QL	< QL	0,26	< QL	2,70	< QL	0,01
US 53	< QL	24,3	< QL	< QL	< QL	0,41	< QL	< QL	167	1,37	< QL	26,3	4,71	3,83	< QL	0,20	< QL	< QL	< QL	< QL	0,76	< QL	0,01
US 54	< QL	13,9	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	204	0,47	< QL	1,98	20,1	4,14	< QL	0,12	< QL	< QL	1,03	< QL	< QL	< QL	0,01
US 55	0,17	18,2	< QL	< QL	< QL	0,15	< QL	< QL	29,5	3,89	< QL	1,80	11,6	5,20	< QL	0,15	< QL	< QL	1,58	0,04	< QL	< QL	0,01
US 56	0,01	268	< QL	< QL	< QL	0,22	0,003	< QL	1198	0,03	< QL	219	37,4	4,01	< QL	0,12	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	0,07	0,18
US 57	< QL	19,4	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	< QL	18,7	0,35	< QL	10,4	0,91	5,42	< QL	0,17	< QL	< QL	< QL	< QL	0,19	< QL	< QL

Index

A

Abfaltersbach, Aigner Badl 215
Abfaltersbach, Badequelle 197, 215, 378, 380
Abtenau, Annenquelle 125, 126, 236, 239, 240, 272, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 338, 342, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Abtenau, St. Rupertusquelle 125, 126, 236, 239, 240, 272, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 338, 342, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Aflenz, Dörflach 1 140
Aflenz, Groisenbach 1 140
Aigen im Mühlkreis, Michaelsquelle 104, 238, 240, 273, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Ainet, Bad Weiherburg 197
Alberschwende, Bad in Bruck 216
Allerheiligen im Mürztal, Mürztal Thermal 1 ..... 140, 177, 178, 360, 366
Altaussee, Ausseer Heilquelle .... Siehe Scheibenstollen-Quelle
Altausseer Salzberg 195
Altaussee, Scheibenstollen-Quelle 139, 195, 364, 366
Altheim, Thermal 1 ..... 240, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Altheim, Thermal 1a 104, 109, 238, 275, 276, 289, 330, 336
Altheim, Thermal 2 ..... 108, 109
Althöflein, Schwefelquelle 84
Andelsbuch, Andelsbucher Eisensäuerling 216, 384
Andelsbuch, Pfister 216
Anger, Säuerling 140
Arnbach, Weitlanbrunn 197
Au am Leithaberge, Schwefelquelle 84

B

Baad bei Mittelberg, Schwefelbad-Quelle und Eisen-Mineral-Quelle 216
Bad Bleiberg, Rudolfstherme 61, 73, 312, 318
Bad Blumau, Balthasarquelle ..... Siehe Blumau 1/1a
Bad Blumau, Blumau 1 145
Bad Blumau, Blumau 1/1a 145, 146, 344
Bad Blumau, Blumau 2 ..... 139, 145, 146, 344, 366
Bad Blumau, Blumau 3 ..... 139, 145, 146, 147, 344, 366
Bad Blumau, Casparquelle ..... Siehe Blumau 2
Bad Blumau, Jasminquelle ..... Siehe Blumau 1/1a
Bad Blumau, Melchiorquelle ..... Siehe Blumau 3
Bad Blumau, Vulkaniaquelle ..... Siehe Blumau 2
Bad Deutsch-Altenburg, Direktionsbrunnen 92, 322, 326
Bad Deutsch-Altenburg, Kaiserbadbrunnen 31, 92
Bad Deutsch-Altenburg, Kurhausbrunnen 31, 92
Bad Deutsch-Altenburg, Schloßbrunnen ... 31, 92, 93, 322, 326
Bad Deutsch-Altenburg, Thermalwassererschließungen 84, 92
Bad Dürrnberg, Bergbausole 125
Bad Dürrnberg, Jakobsquelle 129
Bad Dürrnberg, Quelle Q/I 129, 338
Bad Dürrnberg, Quelle Q/III 129, 338, 342
Bad Dürrnberg, Schwefelwässer im Wolf-Dietrich Stollen 125, 129
Baden, Engelsbadquelle 97, 98
Baden, Ferdinand-Johannes-Quelle 97, 98
Baden, Franzensbadquelle 97, 98
Baden, Frauenbadquelle 97, 98
Baden, Heilquellen 84
Baden, Josefsquelle 97, 98, 326
Baden, Josefsquelle Bohrung 1 ..... 97, 98, 99
Baden, Josefsquelle Bohrung 2 ..... 97, 98
Baden, Karolinenquelle 97, 98
Baden, Leopoldsquelle 97, 98
Baden, Mariazellerhofquelle 97, 98
Baden, Marienquelle 97, 98, 99, 322, 326
Baden, Peregriniquelle 97, 98, 99
Baden, Peterhofquelle 97, 98
Baden, Römerquelle 97, 98, 322, 326
Baden, Sauerhofquelle 97, 98
Baden, Ursprungsquelle ..... Siehe Römerquelle
Bad Fischau, Subthermen 84
Bad Fusch, akratische Quellen 125
Bad Gams, Michelquelle 139, 174, 175, 176, 358, 366
Bad Gams, St. Hubertus-Quelle 175, 176, 358
Bad Gastein, Alte Franzens-Quelle 133
Bad Gastein, Brücken-Quelle 134
Bad Gastein, Doktor-Quelle 132, 134, 135
Bad Gastein, Elisabethquelle 132, 133, 134, 135, 137, 236, 274, 290, 340, 342
Bad Gastein, Elisabethquelle (8–12) 239, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Bad Gastein, Fledermaus-Quelle 133, 134
Bad Gastein, Franz-Josef-Quelle 132, 133, 135, 137, 340, 342
Bad Gastein, Franz-Josef-Stollen 132
Bad Gastein, Gasteiner Heilstollen 125
Bad Gastein, Grabenbäcker-Quelle 133, 134
Bad Gastein, Grabenwirt-Quelle 134
Bad Gastein, Gruberhaus-Quelle 133
Bad Gastein, Kanal-Quellen 134
Bad Gastein, Kristallquelle 125, 132, 135, 136
Bad Gastein, Lainer-Quelle 132, 133
Bad Gastein, Mesnil-Quelle 133, 134, 137, 342
Bad Gastein, Mitteregg-Quelle 133, 134
Bad Gastein, Neue Franzens-Quelle 134
Bad Gastein, Post-Quelle 133
Bad Gastein, Reissacher-Quelle 133, 134
Bad Gastein, Rudolf-Quelle 132, 133, 135, 340
Bad Gastein, Sophien-Quelle 133, 134
Bad Gastein, Speisesaal-Quelle 134
Bad Gastein, Spitzwand-Quelle 134
Bad Gastein, Strochner-Quelle 134
Bad Gastein, Tauernquelle 125, 132, 135, 136
Bad Gastein, Thermalquellen 125, 136
Bad Gastein, Wandelhalle-Quelle 134
Bad Gastein, Wasserfall-Quelle 132, 133, 135, 342
Bad Gleichenberg, Bachquelle ... Siehe Maria-Theresien-Quelle
Bad Gleichenberg, Bäckerquelle ..... Siehe Werléquelle
Bad Gleichenberg, Bad Gleichenberger Römerquelle ..... Siehe Römerquelle
Bad Gleichenberg, Emmaquelle 140, 153, 154, 155, 348, 366
Bad Gleichenberg, Franzensquelle ..... Siehe Karlsquelle

Bad Gleichenberg, Karlsbrunnen ..... Siehe Karlsquelle
Bad Gleichenberg, Karlsquelle 140, 153, 154, 155, 366
Bad Gleichenberg, Klausenquelle 140, 152, 153, 348
Bad Gleichenberg, Klausen-Stahlquelle ... Siehe Klausenquelle
Bad Gleichenberg, Konstantinbrunnen ..... Siehe Konstantinquelle
Bad Gleichenberg, Konstantinquelle 140, 153, 154, 155, 348, 366
Bad Gleichenberg, Mariannenquelle 139, 152, 153, 155, 348, 366
Bad Gleichenberg, Maria-Theresien-Quelle 140, 153, 154, 155, 348, 366
Bad Gleichenberg, Maxquelle 139, 152, 153, 154, 155, 348, 366
Bad Gleichenberg, Mineral-Thermalquelle 152, 153, 155, 348, 366
Bad Gleichenberg, Nathalienquelle 140, 152, 153
Bad Gleichenberg, Römerbrunnen 152
Bad Gleichenberg, Römerquelle 140, 153, 154, 155, 348, 366, 367
Bad Gleichenberg, Sophienquelle 140, 153, 154, 155, 348, 367
Bad Gleichenberg, Stahlquelle ..... Siehe Nathalienquelle
Bad Gleichenberg, Sulzleiten-Quelle .... Siehe Konstantinquelle
Bad Gleichenberg, Thermal I ..... Siehe Maxquelle
Bad Gleichenberg, Thermal II ..... Siehe Mariannenquelle
Bad Gleichenberg, Thermalquelle 140
Bad Gleichenberg, Vausulz ..... Siehe Nathalienquelle
Bad Gleichenberg, Werléquelle 140, 153, 155, 348, 367
Bad Goisern, Marie-Valerie Quelle ..... Siehe Schwefelquelle
Bad Goisern, Schwefelquelle 104, 120, 332, 336
Bad Hall, Ia 120
Bad Hall, Alfred 120
Bad Hall, Bad Hall 1 ..... 118, 119, 120, 332
Bad Hall, Eiselsberg 119
Bad Hall, Eiselsbergquelle 104
Bad Hall, Failing Zehrmühle 15 ..... Siehe FZ15
Bad Hall, Failing Zehrmühle 20 ..... Siehe Feyreggerbach II
Bad Hall, Feyreggerbach II 117, 118, 120
Bad Hall, Feyreggerbach III 117, 118
Bad Hall, Furthmühle 120
Bad Hall, FZ15 ..... 117, 118, 120
Bad Hall, FZ20 ..... Siehe Feyreggerbach II
Bad Hall, Guntherhöhenquelle 117, 118, 119, 332
Bad Hall, Guntherquelle 117, 119
Bad Hall, Holznerquelle ..... Siehe FZ15
Bad Hall, Johannesquelle 117, 118, 120
Bad Hall, Margareth 120
Bad Hall, Mühlgrub 1 ..... 104, 117, 118, 119, 120
Bad Hall, Paracelsusquelle 117, 118, 119, 332, 336
Bad Hall, Park 119
Bad Hall, Ragl 120
Bad Hall, Sonde V18 ..... 117, 118, 120
Bad Hall, Sulzbach 1 119
Bad Hall, Sulzbach 2 119
Bad Hall, Sulzbachquelle II 117, 118
Bad Hall, Tassiloquelle 117, 118, 119, 332, 336
Bad Hall, V 18 104
Bad Hall, Valerie (Marie Valerie-Quelle) 119
Bad Hall, XIV 120
Bad Hall, Z2 119
Bad Hall, Z3 120
Bad Hall, Zehetner ..... Siehe FZ15
Bad Hall, Zehrmühle 104, 117, 118, 119
Bad Häring, Niederholz 1 ..... 197, 198, 199, 372, 380, 390
Bad Ischl, Alte Schwefelquelle ..... Siehe Schwefelquelle II
Bad Ischl, Bergbausole 104
Bad Ischl, Dr. Nusko-Quelle ..... Siehe Schwefelquelle III
Bad Ischl, Klebelsberg-Quelle 122
Bad Ischl, Leopoldsquelle 122
Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Alt) 104, 122, 334
Bad Ischl, Maria-Louisen-Quelle (Neu) 104, 121, 122, 123, 334
Bad Ischl, Maximilianquelle 122
Bad Ischl, Mineralquelle im Rabennest 122
Bad Ischl, Schauberger-Quelle ..... Siehe Schwefelquelle I
Bad Ischl, Schwefelquelle I 104, 122, 123, 334, 336
Bad Ischl, Schwefelquelle II 104, 121, 122, 123, 334, 336
Bad Ischl, Schwefelquelle III 104, 122, 123, 334
Bad Ischl, Schwefelquelle I im Mitterweißenbachtal 104, 122
Bad Ischl, Schwefelquelle II im Mitterweißenbachtal 104, 122
Bad Ischl, Stampferquelle 122
Bad Ischl, Wirrer-Quelle 122
Bad Kleinkirchheim, Augenquelle 81, 82, 83
Bad Kleinkirchheim, Bohrung 1/99 ..... 20, 81, 82, 83, 237, 239, 272, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 316, 318, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 1/74 ..... 81, 82, 83, 316, 318
Bad Kleinkirchheim, Gewinnungsbrunnen 2/74 ..... 81, 82, 83, 316, 318
Bad Kleinkirchheim, Katharinenbad 81
Bad Kleinkirchheim, Katharinenquelle 81, 82
Bad Kleinkirchheim, Thermalquellen 61
Bad Kleinkirchheim, Versuchsbohrung 1/84 ..... 81, 82, 83
Bad Kleinkirchheim, Versuchsbohrung 2/84 ..... 81, 82, 83
Bad Kleinkirchheim, Versuchsbrunnen 1/72 ..... 81, 82, 83
Bad Kleinkirchheim, Versuchsbrunnen 2/72 ..... 81, 82, 83
Bad Mitterndorf, Adolf-Schauberger-Quellen 140, 193, 194
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B1 .... 140, 192, 193, 194, 364, 367
Bad Mitterndorf, Heilbrunn B2 .... 140, 192, 193, 194, 364, 367
Bad Mitterndorf, Kohldümpfel 140, 193, 194, 364
Bad Mitterndorf, Römerquelle 139, 192, 193
Bad Mitterndorf, Thermal 1 ..... 139, 192, 193, 194, 364, 367
Bad Mitterndorf, Wiesnerbad-Quellen 140, 193, 194
Bad Pirawarth, Neue Parkquelle 84, 93, 94, 95, 322
Bad Pirawarth, Sophienquelle ..... Siehe Thermal 1
Bad Pirawarth, Thermal 1 ..... 84, 93, 94, 322, 326
Bad Radkersburg, Radkersburg II 139, 166, 167, 168, 169, 354, 367
Bad Radkersburg, Radkersburg III 166, 168
Bad Radkersburg, Radkersburg IIIa 139, 166, 167, 168, 354, 367
Bad Radkersburg, Stadtquelle 139, 166, 167, 170, 354, 367
Bad Reuthe, Eisenquelle 216
Bad Rothenbrunnen, Badequelle 382
Bad Rothenbrunnen, ehemalige Heilquelle 221, 222
Bad Röthis, Bad Jordan 216
Bad Sauerbrunn, Gemeindequelle (Alt) 43, 45, 298
Bad Sauerbrunn, Gemeindequelle (Neu) 29, 43, 44, 45, 298, 306
Bad Sauerbrunn, Paulquelle 43, 44, 45, 298

Bad Sauerbrunn, Thermal 1 .....29, 43, 44, 298, 306
Bad Schallerbach, S1.....104, 114, 115, 116, 330, 336
Bad Schallerbach, S2.....104, 114, 115, 116, 330, 336
Bad Schallerbach, Schacht Paul 1 .....Siehe S1
Bad Schönau, Bohrung I 89, 90, 91
Bad Schönau, Bohrung II 89, 90, 91
Bad Schönau, Bohrung III 84, 89, 90, 91, 320, 326
Bad Schönau, Bohrung IV.....84, 90, 91, 320, 326
Bad St. Leonhard im Lavanttal,
Schwefelquelle 61, 65, 66, 308, 318
Bad Tatzmannsdorf, Bassinquelle I ..... Siehe Beckenquelle 1
Bad Tatzmannsdorf, Bassinquelle II ..... Siehe Beckenquelle 2
Bad Tatzmannsdorf, Beckenquelle 1 ..... 53, 54
Bad Tatzmannsdorf, Beckenquelle 2 ..... 53, 54
Bad Tatzmannsdorf, Beckenquellen 53
Bad Tatzmannsdorf, Bohrung 1 55
Bad Tatzmannsdorf, Bohrung 2 55
Bad Tatzmannsdorf, Franzensquelle..... 52, 54
Bad Tatzmannsdorf, Franzquelle (B2)..... 52, 54, 56, 302
Bad Tatzmannsdorf, Gaborquelle 53
Bad Tatzmannsdorf, Gabrielquelle 53
Bad Tatzmannsdorf, Gemeindequelle Jormannsdorf (Alt)..... 53
Bad Tatzmannsdorf, Gemeindequelle Jormannsdorf (B6) 53
Bad Tatzmannsdorf, Jormannsdorf B7..... 29, 51, 53, 57
Bad Tatzmannsdorf,
Jormannsdorfer Mineralsäuerling B5a 52
Bad Tatzmannsdorf,
Jormannsdorfer Mineralsäuerling B5b..... 52
Bad Tatzmannsdorf, Karlquelle 54
Bad Tatzmannsdorf, Karlquelle (B4b) 52
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle..... 56
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle (Alt)..... 52, 54, 302
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle (B1)..... 29, 52, 53
Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle (Neu)..... 51, 52, 57, 302
Bad Tatzmannsdorf, Martinsquelle (B4a)..... 52
Bad Tatzmannsdorf, Maxquelle..... 53, 54
Bad Tatzmannsdorf,
Mineralwasser (B4) .....Siehe Martinsquelle (B4a)
Bad Tatzmannsdorf, Nussgrabenquelle..... 53, 54
Bad Tatzmannsdorf, Parkquelle.....Siehe Wetschquelle (Neu)
Bad Tatzmannsdorf, Süßwasser (B4) .... Siehe Karlquelle (B4b)
Bad Tatzmannsdorf,
Thermal 1 .....29, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 302
Bad Tatzmannsdorf, Thermal 2 ..... 51, 52, 53, 54, 55
Bad Tatzmannsdorf,
Thermal 3 .....51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 302, 306
Bad Tatzmannsdorf,
Therme 72 (B3).....51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 302, 306
Bad Tatzmannsdorf, Wetschquelle (Alt)..... 52
Bad Tatzmannsdorf,
Wetschquelle (Neu) 29, 51, 52, 53, 54, 56, 302, 306
Bad Tatzmannsdorf, Wiesenquelle 53, 54
Bad Vigaun, Barbaraquelle.....125, 127, 338, 342
Bad Vigaun, Vigaun U1 ..... Siehe Barbaraquelle
Bad Vöslau,
Bohrbrunnen Bahngasse 1.....Siehe Bohrbrunnen VII/2
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VI 100
Bad Vöslau,
Bohrbrunnen VI/2 .....84, 100, 101, 102, 103, 324, 326
Bad Vöslau,
Bohrbrunnen VII 84, 100, 101, 102, 103, 324, 326
Bad Vöslau, Bohrbrunnen VII/2 ..... 100, 101, 103
Bad Vöslau, Sondierungsbohrung S1..... 100
Bad Vöslau, Sondierungsbohrung S3..... 100, 103
Bad Vöslau, Ursprungsquelle 1 103
Bad Vöslau, Ursprungsquellen 84, 101, 103, 324, 326
Bad Vöslau, Vollbadquellen..... 101, 103
Bad Waltersdorf,
Waltersdorf 1.....139, 142, 143, 144, 344, 367
Bad Waltersdorf,
Waltersdorf 2/2a.....139, 142, 143, 144, 344
Bad Waltersdorf, Waltersdorf 4 .....142, 143, 144, 344
Bad Weinberg, Quelle 1 .....104, 116, 117, 332, 336
Bad Weinberg, Quelle 2 .....104, 116, 117, 332, 336
Bad Weißenbach, Bäderquelle 66
Bad Weißenbach, Franz-Kahler-Quelle..... 66, 308, 318
Bad Weißenbach, Heinz-Sabine-Quelle 66, 308, 318
Bad Weißenbach, Kupferquelle 66
Bad Weißenbach, Säuerling beim Schrecker 61
Bad Weißenbach, Säuerlingsquelle 66
Bad Weißenbach, Thermalquellen..... 61
Bad Weißenbach, Thomas-Miriam-Quelle..... 66, 67, 308, 318
Bad Zell, Hedwigsbründl.....105, 106, 238, 240,
273, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285,
287, 328, 336, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Bad Zell, Höllgrafen-Quelle 104, 105, 106, 328, 336
Bad Zell, Krinner Quelle 1 .....104, 105, 106, 328, 336
Bad Zell, Krinner Quelle 3 .....104, 105, 106, 328, 336
Bad Zell, Krinner Quelle 4 .....104, 105, 106, 328, 336
Bad Zell, Krinner Quellen 105, 336
Bärndorf, Radioaktive Quelle 140
Baumkirchen, einfache kalte Quelle 197
Bernstein, Wasserversorgung 238, 283
Bernstein, Wasserversorgung (Überlauf)..... 241, 272, 273,
274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 284, 285,
411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Bludenz, Bad Fohrenburg..... 216
Böckstein, Scholzquelle..... 236, 239, 276,
277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412,
414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Braz, Bad mit erdigem Mineralwasser (Butz)..... 216
Bregenz, Vorkloster (Mehrerau) 216
Breitenwang, Sulfatquelle Kreckelmoos.....197, 205, 374, 390
Brixen im Thale, Maria Louisen Bad..... 197
Brixlegg, Ersatz-Tiefbrunnen III 199, 200, 201
Brixlegg, Montesquelle.....Siehe Tiefbrunnen II
Brixlegg, Silberquelle ..... Siehe Tiefbrunnen IV
Brixlegg, Tiefbrunnen I 199, 200, 201
Brixlegg, Tiefbrunnen II 197, 199, 200, 201, 372
Brixlegg, Tiefbrunnen III 199, 201
Brixlegg, Tiefbrunnen IV.....197, 199, 200, 201, 372
Brixlegg, Wellness-Quelle 197, 199
Bruggen (Greifenburg), Gipsquellen 61
Bruggen (Greifenburg), Jobstquelle..... 75, 76, 314, 318
Bruggen (Greifenburg), Mühlquelle.....Siehe Jobstquelle
Bruggen (Greifenburg), Nebenaustritt Gasthof 237, 239,
274, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285,
289, 411, 413, 414, 415, 417, 418, 420, 422, 423

D

Dellach im Drautal, Kolmquelle 61, 75, 312, 318
Deutsch Goritz,
Minaris-Brunnen (Alt)..... Siehe Peterquelle Brunnen I
Deutsch Goritz,
Minaris-Brunnen (Neu) 139, 155, 156, 348, 367

Deutsch Goritz, Mineralwasser Brunnen I ..... Siehe Peterquelle Brunnen I
Deutsch Goritz, Mineralwasser Brunnen II .....Siehe Peterquelle Brunnen II
Deutsch Goritz, Mineralwasser Brunnen III .....Siehe Peterquelle Brunnen III
Deutsch Goritz, Peterquelle Brunnen I 155, 156, 367
Deutsch Goritz, Peterquelle Brunnen II 139, 155, 156, 348
Deutsch Goritz, Peterquelle Brunnen III.....139, 155, 156, 348
Deutsch Goritz, SteirerQuell.....Siehe Minaris-Brunnen (Neu)
Deutschkreutz, Esterhazy-Quelle 45
Deutschkreutz, Graben-Quelle 45
Deutschkreutz, Juvinaquelle (Alt) 45
Deutschkreutz, Juvinaquelle I 45, 46, 238, 240, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 289, 298, 306, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Deutschkreutz, Juvinaquelle II 29, 45, 46, 298, 306
Deutschkreutz, Rudolf-Quelle 45
Deutschkreutz, Rudolfsquelle (Juvina) .....Siehe Juvinaquelle I
Dietmannsdorf, Arteser 238, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Döllach im Mölltal, Gradenbad im Gradental..... 61
Dornbirn, Bad Haslach..... 216
Drumling, Säuerling.....29, 56, 57, 58, 238, 241, 274, 275, 281, 289, 302, 306, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Düns, Schwefelquelle..... 216

E

Edelstal, BON.....29, 30, 31, 32, 292, 306
Edelstal, Römerquelle 1 .....29, 30, 31, 32, 306
Edelstal, Römerquelle 2 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 3 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 4 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 5 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 6 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 7 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 8 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 9 ..... 30, 31, 33
Edelstal, Römerquelle 10 ..... 30, 31, 33
Edelstal, Römerquelle 11 ..... 30, 31, 292
Edelstal, Römerquelle 12 ..... 30, 31
Edelstal, Römerquelle 13 .....30, 31, 32, 292, 306
Edelstal, Römerquelle 14 30
Edelstal, Römerquelle 15 .....29, 30, 32, 292, 306
Edelstal, Römerquelle 16 .....Siehe BON
Edelstal, Römerquelle 17 ..... Siehe Prellenkirchen, Römerquelle 17
Egg, Oberbad..... 216, 384
Eisenhüttl, Säuerling 29, 59, 60, 304
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Annemariequelle..... 69, 310, 318
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Annenquelle 69
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, BL 1-4/82..... 69
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, BL 1/82 310
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, BL 4/82 ..... 69, 310
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Carinthia-Lithion-Quellen 23, 28, 61, 68, 69, 70
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Helenenquelle 69, 310, 318
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Josefquelle..... 69
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Kellerquelle 69
Eisenkappel-Vellach, Bad Eisenkappel, Konstantinquelle 69
Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Johannisquelle 61, 68, 69, 310, 318
Eisenkappel-Vellach, Bad Vellach, Stahlquelle 61, 68, 69, 310, 318
Eisenkappel-Vellach, Ebriach Säuerling 61, 68, 310, 319
Eisenkappel-Vellach, Kohlenstoffdioxid Mofette 68
Eisenkappel-Vellach, Kotschnatal, sulfatreiche Quellen 61, 68, 71, 310, 319
Eisenkappel-Vellach, Muriquellen.....61, 68, 69, 71, 310, 319
Eisenkappel-Vellach, Nabernigquelle 61
Eisenkappel-Vellach, Paulitschquellen 61, 68, 71, 310
Emberg, Bad Emberg..... 61
Engelhartstetten, Thermal 84
Enns, Brunnen V ..... Siehe Limesquelle
Enns, Limesquelle 104, 107
Erlaufboden, Quelle 129.....238, 240, 241, 273, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424

F

Feistritz am Kammersberg, Kretzenbründl 140, 190, 237, 239, 241, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 288, 289, 362, 367, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Feistritz am Kammersberg, Römerbründl ..... Siehe Kretzenbründl
Feldkirch, Levner Bad 216
Fentsch, Fentscher Quelle..... 140, 188, 362
Fentsch, Kropfquelle 188
Fentsch, Neuer Brunnen 140, 188, 362
Fentsch, St. Lorenz-Quelle..... 140, 188, 362
Fieberbrunn, Quelle Schweinest (oberer Hof)..... 236, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Fieberbrunn, Schwefelquelle..... 197
Flattach, Fraganter Bad..... 61
Flattach, Kupferbergbau Großfragant, Stollenwässer..... 19, 62
Fohnsdorf, Gabelhofen Thermal 1 .....139, 183, 362, 367
Fohnsdorf, Wodzicki-Hauptschacht 140, 183
Fontanella, Bädli 216
Frankenmarkt, Brunnen 1 ..... 106, 107
Frankenmarkt, Brunnen 2 .....104, 106, 107, 328, 336
Frankenmarkt, Brunnen 3 ..... 106, 107
Frankenmarkt, Brunnen 4 .....104, 106, 107, 328
Frankenmarkt, Brunnen 5 ..... 106, 107, 328
Frankenmarkt, LebensQuell.....Siehe Brunnen 4
Frankenmarkt, Quelle 2 .....Siehe Brunnen 2
Frauenkirchen, Seewinkel Thermal 1 .....29, 33, 34, 39, 41, 292, 306
Friesach, Barbarabad bei St. Salvador..... 63
Frutten, Säuerling.....141, 165, 166, 352, 367
Fulpmes, Quelle von Medraz..... 197
Fürstenfeld, FF 1 .....17, 141, 147, 148
Fürstenfeld, FF 2 ..... 141, 147, 148
Fürstenfeld, Thermal 1 .....139, 147, 148, 344, 367

G

Galling am Ulrichsberg, Gipsquelle..... 62
Gallspach, Thermal 1 .....104, 112, 114, 115, 116, 330, 337
Gallspach, Valentinquelle .....Siehe Thermal 1
Gams bei Hieflau, Schwefelquelle..... 141

Geinberg, Geinberg 1 ..... 104, 111, 112, 330, 337
Geinberg, Thermal 2 ..... 104, 111, 112, 330, 337
Gerersdorf-Sulz, Brunnen 0 ..... 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Brunnen 12/0 ..... 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Brunnen 12/1 ..... 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Brunnen 13 ..... 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Güssinger Brunnen I 29, 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Güssinger Brunnen II 29, 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Güssinger Brunnen III 29, 59, 60, 304
Gerersdorf-Sulz, Paulaquelle 59, 60
Gerersdorf-Sulz, Vita Brunnen XII 29, 59, 60, 304, 306
Gerersdorf-Sulz, Vitaquelle 59, 60, 304
Gleisdorf, Gleisdorf Thermal 1 141
Gmünd, Säuerling 62
Goberling, Säuerling 29, 56, 57
Graz, Herrgottwies Quelle ..... Siehe Puntigam I
Graz, Puntigam I 139, 170, 171, 172, 356
Graz, Puntigam II 141, 170, 171, 172, 356, 367
Graz, Puntigam III 141, 170, 171, 356, 367
Grein, Einfache kalte Quelle 104
Grein, Jubiläumsquelle 238, 240, 273, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Gries am Brenner, Eisenquelle 197
Grins, Tiefbohrung 206
Grins, Wildbadquellen i.A. 197
Grins, Wildbadquellen, Quelle 1 ..... 205, 206, 374, 380
Grins, Wildbadquellen, Quelle 2 206
Großhöflein, Schwefelquelle 29, 33, 36, 39, 296
Größing-Mühle, Säuerling 141, 165, 166
Großkadolz, Arteser 238, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Grünbrunn bei Hirschbach, Einfache kalte Quelle 104

H

Haag, Thermal 1 104
Hall bei Admont, diverse historische Salzquellen 141, 195, 196
Hall bei Admont, Watzlbergquelle 139, 196, 364, 368
Hall in Tirol, Kaiserbergstollen 204
Hall in Tirol, Sole 19, 197, 204, 374
Halltal bei Mariazell, Salzquellen 141
Hard, Schwefelquelle 216
Heiligenblut, Giftbründl in der Fleiß 62
Hengsberg, Hengsberger Sauerbrunn 141, 173, 174, 356, 368
Hermagor, Naßfeld Schwefelquellen 62
Hintertux, Thermalquellen i.A. 197, 212, 213
Hintertux, Thermalquellen, Quelle 1 212
Hintertux, Thermalquellen, Quelle 2 212
Hintertux, Thermalquellen, Quelle 4 ..... 378, 380
Hintertux, Thermalquellen, Quelle 5 und 6 ..... 378, 380
Hintertux, Thermalquellen, Quelle 12 380
Hirschegg im Kleinwalsertal, Mineralquelle Höll ..... Siehe Schwefelquelle
Hirschegg im Kleinwalsertal, Schwefelquelle 224, 384
Hittisau, Bad Hinteregg 216
Hittisau, Bad Korlen 216
Hof bei Straden, Johannisbrunnen I 139, 162, 163, 164, 165, 166, 352, 368
Hof bei Straden, Johannisbrunnen II 163, 164, 352, 368
Hof bei Straden, Johannisbrunnen IV 368
Hof bei Straden, Süßwasserbrunnen 163
Hof bei Straden, Süßwasserbrunnen IV 163, 164, 352
Hohenberg, erdiger Eisensäuerling 84
Hohenems, Bad Schwefel ..... Siehe Schwefelquelle
Hohenems, Schwefelbad ..... Siehe Schwefelquelle
Hohenems, Schwefelquelle 219, 220, 236, 239, 273, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 288, 382, 386, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Hopfgarten, Bad Salve 197
Hörbranz, Bad Diezlings 216, 384
Hüttenberg, schwach subthermale Gipsquelle 62

I

Illmitz, Illmitz I ..... Siehe Sulfina
Illmitz, Illmitz II ..... Siehe Illmitz Wäldchen
Illmitz, Illmitz III ..... Siehe Schwefelquelle Gastrina
Illmitz, Illmitz IV ..... Siehe St. Bartholomäus-Quelle (Alt)
Illmitz, Illmitz Wäldchen 40
Illmitz, Schwefelquelle Gastrina 40
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Alt) 40
Illmitz, St. Bartholomäus-Quelle (Neu) 29, 33, 34, 36, 39, 40, 238, 240, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 296, 306, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Illmitz, Sulfina 29, 33, 36, 38, 39, 40, 296
Ilz, Thermal 1 ..... 139, 150, 151, 152, 346, 368
Innerfragant, Brunnangerquelle 62
Iselsberg, einfache kalte Schwefelquelle 62

J

Jasnitztal, Sauerbrunn ..... Siehe Säuerling im Jasnitztal
Jasnitztal, Säuerling Gernhof 179
Jasnitztal, Säuerling im Jasnitztal 141, 178, 179, 360

K

Kalkstein, Schwefelquelle 197
Kalsdorf bei Graz, Kalsdorfer Sauerbrunn 141, 174, 356, 368
Kaprun, Thermal 1 125
Karawanken-Straßentunnel 62
Katzelsdorf, Säuerling 84
Kehlegg, Schwefelquelle 216
Klapping, Brodelsulz 141, 165, 166, 352, 368
Klapping, Säuerling 141, 165, 166, 352, 368
Kleinzell, Salzerbad, Quelle I 87, 327
Kleinzell, Salzerbad, Quelle III 87, 327
Kleinzell, Salzerbad, Quelle IV 84, 87, 327
Kliening, Sauerbrunn 62, 64, 65, 308, 319
Kliening, Zankerquelle 237, 239, 241, 272, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Klostermarienberg, Säuerling 29
Kobenz bei Knittelfeld, Säuerling im Raßnitzgraben 141, 189, 362, 368
Kobersdorf, Naturquelle 29
Kobersdorf, Urquelle 29
Kobersdorf, Waldquelle 2 46
Kobersdorf, Waldquelle 3 29
Kobersdorf, Waldquelle 6 ..... 29, 46
Kobersdorf, Waldquelle 9 ..... 29, 46
Kobersdorf, Waldquelle (Esterhazy) 46

Köflach, Barbaraquelle ..... Siehe Thermal 1
Köflach, Thermal 1 ..... 139, 181, 182, 360, 368
Königstetten, Eisenquelle 84
Konrad in Stein, Nebenaustritt 239, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 411, 413, 414, 415, 417, 418, 420, 422, 424
Kötschach-Mauthen, Heilbad von Mandorf bei Kötschach 62
Kötschachtal, Himmelwandquelle 236, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Kramsach, Tiefbohrung 197
Krems in Kärnten, Karlbad 62
Krems in Kärnten, St. Nikolai im Liesertal 62
Kronnersdorf, Säuerling 141, 165, 166, 352, 368
Krumbach, Rossbad 216, 384

L

Laa an der Thaya, Thermal Nord 1 ..... 84, 85, 86, 320, 326
Laa an der Thaya, Thermal Süd 1 ..... 16, 17, 23, 85, 86, 87, 320, 326
Laa an der Thaya, Vitus-Brunnen I 85, 320
Laa an der Thaya, Vitus-Brunnen II 84, 85, 320
Ladendorf, Eisenkarbonatquelle 84
Ladis, Schwefelquelle 197, 207, 208, 209, 235, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 376, 380, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Längenfeld, frei zugänglicher Auslauf von Thermal 1 239, 272, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Längenfeld, Schwefelquelle 1 211
Längenfeld, Thermal 1 ..... 211, 212, 236, 272, 274, 275, 378, 380
Längenfeld, Thermal 2 ..... 197, 211, 212, 378, 380
Laterns, akratische Quelle von Innerlaterns 217, 384
Lauterach, Bohrung Pfanner IV 216, 217, 382, 386
Lauterach, Hofsteigquelle ..... Siehe Bohrung Pfanner IV
Leithaprodersdorf, Thermal 17, 29
Lend, AHP-Stollen 125
Lend, Tiefbohrung Lend Embach 125
Leogang, Eisenquelle 125
Leopoldskron, Obermoos Thermal 1 ..... 125, 129, 130, 340
Lepoldsruhe bei Lienz, Einfache kalte Quelle 197
Leppersdorf, Heilquelle 104
Lesachtal, Quelle von Maria Luggau 62
Liechtensteinklamm 125
Lind im Drautal, ehemalige Wasserversorgung 237, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Lingenau, Bad Hohl 217
Linsberg, Thermal 1b 84, 99, 324, 327
Litzelsdorf, Litzelsdorf 1 58
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Binderberg 1 ..... 19, 139, 148, 149, 166, 346, 368
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Bohrung I ..... Siehe Binderberg 1
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Bohrung II ..... Siehe Lautenberg 1
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Grieselstein Thermal 1 ..... 29, 148, 149, 150, 346, 369
Loipersdorf bei Fürstenfeld, Lautenberg 1 ..... 139, 149, 346, 368, 369
Lurnfeld, Quelle von Obergottesfeld 62
Lutzmannsburg, Thermal 1 ..... 29, 47, 48, 300, 306
Lutzmannsburg, Thermal 2 ..... 47, 48, 300, 307

M

Mallnitz, subthermale Wasserzutritte im Tauerntunnel 62, 125
Maltern, Anna-Quelle 56, 57, 84, 87, 89, 237, 241, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 289, 324, 327, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Maltern, Doris-Quelle 56, 57, 84, 87, 88, 89, 324, 327
Mannersdorf, Badquelle 84
Mannersdorf, Cornidesquelle 84
Mannersdorf, Quelle in Kirche 238, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Matrei in Osttirol, Quelle bei Vorderburg 197
Mattighofen, Mattigbad 104
Mauterndorf, Quelle Burghardt 125, 137, 340, 342
Mayrhofen, Alte Badequelle 197
Mehrn, Alte Heilquelle 201, 202
Mehrn, Badequelle ..... Siehe Alte Heilquelle
Mehrn, Bad Mehrn BL1 ..... Siehe Nothelferbrunnen I
Mehrn, Ersatzwasserbrunnen Marx ..... Siehe Nothelferbrunnen II
Mehrn, Hohlen-Quelle 201, 202, 235, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 372, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Mehrn, Nothelferbrunnen I 201, 202
Mehrn, Nothelferbrunnen II 197, 201, 202, 372
Mellau, Erdige Eisenkarbonatquelle 217
Mettersdorf am Saßbach, Ursulaquelle 139, 161, 162, 237, 241, 272, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 350, 369, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Mieders, erdalkalische Quelle 198
Mitteldorf, Schwefelquelle 198
Mödling, Mödlinger Mineralwasser 84
Möggers, Ulrichsquelle 217, 384
Mörbisch, Mörbisch I 29, 33, 34, 36, 38, 294
Mörbisch, Mörbisch II 29, 33, 34, 36, 38, 294
Mörbisch, Mörbisch III 29, 33, 34, 36, 38
Mörbisch, Thermal 1 ..... Siehe Mörbisch III
Mühllacken, Einfache kalte Quelle 104
Münster, Alpquell-Quelle 197, 202, 203, 372, 380
Münster, Astoriaquelle 197, 202, 203, 372
Münster, Aubadquelle 202, 203
Münster, Quelle II 380
Münster, Quelle IIa1 ..... Siehe Schlossquelle
Münster, Quelle IIa2 ..... Siehe Tiroler Quelle
Münster, Quelle IIb 202, 203
Münster, Quelle III ..... Siehe Astoriaquelle
Münster, Quelle IV ..... Siehe Alpquell-Quelle
Münster, Quelle V ..... Siehe Aubadquelle
Münster, Quelle VI 380
Münster, Quelle IX 380
Münster, Quelle beim Neu Matzener Park 235, 239, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Münster, Quellwasserbezirk Lipperheide 202, 203
Münster, Schlossquelle 202, 203, 372
Münster, Stollenquelle 203
Münster, Theresienquelle 203
Münster, Tiroler Quelle 197, 202, 203, 372
Mutters, einfache kalte Quelle 198

N

Neumarkt an der Ybbs, Tiefbrunnen Grdst. Nr. 151/2 84
Neumarkt an der Ybbs, Tiefbrunnen Grdst. Nr. 159/2 84
Neusetz, Säuerling 141, 165, 166, 352, 369
Neusiedl am See, Säuerling BH 33, 34, 36, 37, 39, 238, 240, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 296, 307, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Neustift im Stubaital, Bärenbad 198
Nofels, Bad Nofels 217
Nüziders, Brunnen B1 219
Nüziders, Brunnen B2 219
Nüziders, Quelle Sonnenberg ..... Siehe Tiefbrunnen 3
Nüziders, Tiefbrunnen 3 ..... 216, 217, 218, 219, 224, 382
Nüziders, Tiefbrunnen 4 ..... 218, 219
Nüziders, Tiefbrunnen 5 ..... 218, 219

O

Oberau, Schwefelquelle von Thallmühle 198
Oberdrauburg, akratische Quelle von Teichmühle 62
Oberdrauburg, Grubenwässer des Antimonbergbaus Rabant 62
Oberlaa, Oberlaa 8 95
Oberlaa, Thermal 1 ..... 84, 95, 96, 322, 327
Oberlaa, Thermal 2 ..... 84, 95, 96, 97, 322, 327
Oberlaussa, Kochsalzquelle auf der Mengalm 141
Obernberg, Oberfeld 1 ..... 104, 110, 330
Obernberg, Thermal 2a 110
Oberndorf am Gebirge, Eisenquelle 84
Oberperfuß, Eisen-Schwefelquelle 198
Oberschützen, Sixtina-Quelle 29, 56, 57, 58, 302
Obertraun, Koppenwinkl 1 104
Obladis, Simon-Kapferer-Quelle 198, 207, 208, 209, 235, 239, 272, 274, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 376, 380, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Obladis, Tiroler Sauerbrunn 197, 207, 208, 209, 376, 380
Öblarn, Aqua Medica-Quelle ..... Siehe Thaddäusquelle
Öblarn, Thaddäusquelle 15, 18, 20, 23, 139, 190, 191, 362
Oggau, Bittersalzwässer 20, 37, 38, 294
Oggau, Oggau I 33, 37, 38, 294
Oggau, Oggau II 29, 33, 34, 36, 37, 39, 294, 307
Ottendorf an der Rittschein, Thermal 1 ..... 141, 150, 151, 346, 369
Ottenschlag im Mühlkreis, WVA Ottenschlag 104
Ottenschlag, Quelle Starhemberg 237, 240, 273, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424

P

Pamhagen, Pannonia 29, 33, 34, 36, 38, 39, 292, 307
Paternion, Bad Wiederschwing 62
Paternion, Schwefelquelle bei Schloß Kreuzen 62
Payerbach, Thermal 1 84
Perbersdorf, Säuerling 141, 160, 161, 352
Pinggau, Säuerling 141
Piringsdorf, Piringsdorf I 48, 49, 50, 51, 300
Piringsdorf, Piringsdorf II 48, 49, 51, 300
Piringsdorf, Piringsdorf III 29, 48, 49, 50, 51, 300, 307
Podersdorf am See, Brunnen I 29, 33, 34, 39, 296
Pöttsching, Markusquelle (Alt) 42, 43, 298, 307
Pöttsching, Markusquelle (Neu) 29, 42, 43, 298, 307
Prebl, Auenquelle 61, 63, 64, 308, 319
Prebl, Paracelsusquelle 61, 63, 64, 308, 319
Prellenkirchen, Römerquelle 17 ..... 30, 31, 32, 84, 292, 307
Prutz, Sauerbrunnen 198, 207, 208, 235, 239, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 289, 376, 380, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Purbach, Purgina 29, 33, 34, 37, 39, 294

R

Raab, Thermal 1 ..... 104, 115
Radstadt, Quelle beim Hammerwirt 236, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Radstadt, Quelle beim Walchhof 236, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Raggal, Bad Stachelhof 217
Rangersdorf, Bad Lamnitz 62
Rangersdorf, Margarethenbad bei Lainach 62
Ratschendorf, Säuerling 141
Rauchwart im Burgenland, Säuerling 29
Reichersberg, Reichersberg 1 111
Reichersberg, Reichersberg 2 ..... 104, 111, 330, 337
Reifnitz am Wörthersee, Subtherme 62
Reisach, Reißkofelbad 63
Rettenbach, Sauerbrunnen 29, 56, 57, 237, 240, 241, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 288, 289, 302, 307, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Rohrbach am Rosenberg, Cf Rohrbach 1 162
Rohrbach am Rosenberg, Rosenbergquelle 139, 352, 369
Roppen, Silberthalbad 198
Rottenbach bei Haag, Arteser 238, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Rust, Kali-Wässer 37, 38, 294
Rust, Rust I 29, 33, 34, 37, 38, 294

S

Saaz, Säuerling 141
Salzerbad, Quelle I 320
Salzerbad, Quelle III 320
Salzerbad, Quelle IV 320
Sarstein, Schwefelquellen auf der Pötschen 104
Scharnitz, Alkalisch-erdige Quelle 198
Schnifis, Schwefelquelle 217
Schoppernau, Quelle von Hopfreben (Hinterhopfreben) 217
Schröcken, Schwefelquelle 21, 223, 236, 239, 270, 271, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 382, 386, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Schrötten, Säuerling 142
Schützen am Gebirge, Schwefelquelle 30, 33, 34, 36, 37, 39, 296
Schwarzenberg, Ilgaquelle 217, 384
Seeboden, Lieseregg 63
Seefeld, Arteser 238, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
Seefeld in Tirol, Franz-Joseph-Quelle 198, 203, 374, 380
Sicheldorf, Alte Siric Quelle ..... Siehe Josefsquelle
Sicheldorf, Josefsquelle 139, 168, 169, 170, 354, 369
Sicheldorf, Mineralwasserbrunnen I ..... Siehe Josefsquelle
Sicheldorf, Mineralwasserbrunnen II 168

Sicheldorf, Mineralwasserbrunnen III 168
Siegendorf, Schwefelquelle.....30, 33, 36, 39, 296
Silbertal, Heilquelle vom Silbertal..... 217, 384
Simbach-Braunau, Thermal 1..... 105
Simbach-Braunau, Thermal 2..... 105
Sonntag, Schwefelquelle von Buchboden..... 220, 221, 236, 239, 273, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 288, 382, 386, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Stainz, Johannesquelle 139, 175, 176, 177, 358, 369
Stanz im Mürztal, Sauerbründl .....Siehe Ulrichsquelle
Stanz im Mürztal, Ulrichsquelle.....142, 179, 180, 360, 369
St. Daniel, Bäderquelle.....63, 76, 77, 237, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 314, 319, 411, 413, 414, 415, 417, 418, 420, 422, 423
St. Gertraudi, St. Gertraudi-Quelle 236, 239, 273, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 290, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
St. Gertraudi, Stollenquelle 15, 235, 239, 272, 273, 274, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 290, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
St. Jakob im Rosental, Christusquelle (Maria Elend)..... 62
St. Jakob in Defereggen, Grünmoos 198
St. Jakob in Defereggen, Thermal 1 .....19, 197, 214, 378, 381
St. Kanzian, Thermal 1 ..... 19, 63
St. Leonhard ob Sirnitz, Alpenbad 63
St. Martin bei Lofer, Saalachtal Thermal 1.....125, 130, 131, 340, 342
St. Martin im Innkreis, Thermal 1a und 2..... 105
St. Martin in der Wart, Thermalbohrung 30
St. Oswald, Maria Bründl im Exenholz 105
St. Peter im Lavanttal, Kelzer Sauerbrunn..... 63, 67, 237, 239, 241, 273, 274, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 308, 319, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
St. Ulrich, Schwefelquelle 84, 238, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 413, 415, 416, 417, 419, 421, 422, 424
St. Veit an der Glan, Vitusbad 63
Steeg am Hallstätter See, Warmes Wasser..... 105, 236, 239, 240, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Stegersbach, Thermal 1 .....29, 58, 59, 304, 307
Stegersbach, Thermal 2 .....29, 58, 59, 304, 307
Steinach am Brenner, Velperquelle.....197, 213, 214, 235, 239, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 378, 381, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Stein bei Dellach im Drautal, Lappenbachquellen.....63, 77, 78, 314, 319
Stein bei Dellach, Nebenaustritt..... 237
Strengen am Arlberg 20
Stuben, Säuerling..... 30, 56, 57
Stuhlfelden, Schwefelquelle Burgwies 125, 138, 340
Suben, Fluoridquelle 104, 107, 108, 328
Suben, Tiefbohrung Hauer .....Siehe Fluoridquelle
Sulzegg, Christophorus-Quelle (Alt) 159, 350
Sulzegg, Christophorus-Quelle (Neu).....142, 158, 159, 160, 369
Sulzegg, Dr. Tauber-Quelle.....Siehe Katharinenquelle
Sulzegg, Elisabethquelle (Alt) 159, 160, 350
Sulzegg, Elisabethquelle (Neu)....142, 157, 158, 159, 160, 350
Sulzegg, Franzensquelle..... 157, 159
Sulzegg, Hangbrunnen..... 160
Sulzegg, Hauptbrunnen (Alt) ..... Siehe Elisabethquelle (Alt)
Sulzegg, Hauptbrunnen (Neu) ..... Siehe Elisabethquelle (Neu)
Sulzegg, Helenenquelle..... 157
Sulzegg, Jellerquelle 142, 158, 159, 160, 350
Sulzegg, Jellerquelle II 159
Sulzegg, Kapellenquelle (Alt)..... 159
Sulzegg, Kapellenquelle (Neu)..... Siehe Marienquelle (vertieft)
Sulzegg, Katharinenquelle..... 159
Sulzegg, Marienquelle..... Siehe Kapellenquelle (Alt)
Sulzegg, Marienquelle (vertieft) 142, 158, 159, 350
Sulzegg, Neuer Brunnen 160
Sulzegg, Silverquelle ..... Siehe Jellerquelle
Sulzegg, Sophienquelle..... 157, 159
Sulzegg, Styrianquelle.....139, 158, 159, 160, 350, 369
Sulzegg, Sulzegger Heilquellen 157, 158, 160
Sulzegg, Süßwasserbrunnen (Neu)..... 142, 158
Sulzegg, Talbrunnen..... Siehe Sulzegger Heilquellen
Susalitsch, Schwefelquelle..... 63

T

Thalheim, Bohrbrunnen KB1 ..... 139, 187, 188
Thalheim, Knödelquelle.....142, 187, 188, 237, 239, 241, 272, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 289, 362, 369, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn 142, 187, 188, 369
Thalheim, Thalheimer Schlossbrunn (Überlauf) 362
Tobelbad, Ferdinandquelle 142, 172, 173, 356, 369
Tobelbad, Ludwigquelle 142, 172, 173, 356, 369, 370
Trebesing, Königsquelle 63, 79, 316
Trebesing, Radlbad 63, 80, 81, 237, 239, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 289, 290, 316, 319, 411, 413, 414, 416, 417, 419, 420, 422, 424
Trebesing, Säuerling von Trebesing..... 79, 80, 81
Tristach, Bad Jungbrunn 198
Tschagguns, Tilisunabad..... 217
Tuffbad, Austritt bei Quellgruppe 1 .....239, 272, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 283, 284, 285, 289, 411, 413, 414, 415, 417, 418, 420, 422, 423
Tuffbad, Kurhausquelle 78, 79, 314
Tuffbad, Quellgruppe 1..... 61, 78, 79, 237, 272, 282, 314, 319
Tuffbad, Quellgruppe 2..... 79
Tulfes, Oberlavierenbad 198

U

Übersaxen, Eisenkarbonatquelle..... 217
Umhausen, EB 1 .....197, 209, 210, 211, 376, 381
Umhausen, KBU 2.....197, 209, 210, 211, 376, 381
Umhausen, Köflerquelle 235, 239, 273, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 411, 412, 414, 415, 416, 418, 420, 421, 423
Unken, Löwenquelle..... 125
Unken, Schütterbadquelle..... 125

V

Virgen, Eisenhältige Quelle..... 198
Volders, Enbrickerbad..... 198
Volderwildbad, Einfache kalte Quelle 198

W

Wald am Arlberg, Radona-Quelle..... 223, 224, 384
Walkersdorf, Walkersdorf S1..... 150

Warmbad Villach, Freibadquelle 72, 73, 312
Warmbad Villach, Hallenbadquelle 72, 312
Warmbad Villach, Hungerbach 72, 73
Warmbad Villach, Josefinenhofquelle 72, 73, 312
Warmbad Villach, Kahlerquelle 72, 73, 312, 319
Warmbad Villach, Maibachl 72, 73
Warmbad Villach, Neue Quelle 72, 312
Warmbad Villach, Parkloch 72
Warmbad Villach, Thermalquellen i.A. 61
Warmbad Villach, Tschamerquelle 72, 312
Warmbad Villach, Walterhofquelle 72
Warmbad Villach, Zillerbadquelle 72, 312
Weinburg am Saßbach, Säuerling 142, 160, 161, 350, 370
Weißenbach bei Liezen, Schwefelquellen 142
Weißenbach bei Liezen, Solequellen 142
Weißensee, Fischeralm Schwefelquelle 63
Wels, Grundlhumer Quelle 105
Wien Meidling, St. Antoniusquelle 84
Wien Meidling, Theresienquelle 84
Wies, Seltenriegelquelle 142
Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle 125, 128, 129, 236, 239, 240, 267, 272, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 338, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Wiestal bei Hallein, Wiestalquelle 125, 128, 129, 236, 239, 240, 272, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 338, 342, 411, 412, 414, 415, 417, 418, 420, 421, 423
Wildalpen, Casariquellen 142
Wildbad Einöd, Georgsquelle 139
Wildbad Einöd, Georgsquelle II 184, 185, 360
Wildbad Einöd, Hallenbadquelle 139, 184, 185, 186
Wildbad Einöd, Ignazquelle 139, 184, 185, 186, 360
Wildbad Einöd, Marienquelle 184, 185, 186
Wildbad Einöd, Michaelquelle 139, 184, 185, 186, 360
Wildbad Einöd, Römerquelle 184
Windischgarsten, Dambacher-Quelle ..... Siehe Puchriegler Quelle
Windischgarsten, Dilly-Quelle 105, 124, 334, 337
Windischgarsten, Egglhofquelle 105, 124, 334, 337
Windischgarsten, Fallbachquelle 124
Windischgarsten, Laiminger Quelle 105, 124, 334, 337
Windischgarsten, Puchriegler Quelle...104, 123, 124, 334, 337
Windischgarsten, Scheer-Quelle 105, 124
Windischgarsten, Schwefelquelle Pyhrn 105, 124, 334, 337
Windischgarsten, Troyer Schwefelquelle 124
Wolfsberg, St. Johann, kalte Schwefelquelle 63
Wolkersdorf, Kochsalztherme 63
Wörschach, Schwefelquelle 1 ..... 192, 364, 370
Wörschach, Schwefelquelle 2 ..... 192, 364, 370
Wörschach, Schwefelquelle 3 ..... 192, 364, 370
Wörschach, Schwefelquelle 4 ..... 192, 364, 370
Wörschach, Schwefelquelle 5 ..... 192, 364
Wörschach, Schwefelquelle 6 192
Wörschach, Schwefelquellen 139, 191, 192, 285, 364

Z

Zlatten, Aktivquelle 139, 181, 360, 370
Zlatten, Hildequelle ..... Siehe Aktivquelle
Zlatten, Linden Sauerbrunnen 181
Zlatten, Rudolfsquelle ..... Siehe Aktivquelle

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1. Vergleich von Niederschlagsgeraden und ausgewählten Messwerten für den Standort Österreich. 26
Abb. 2. Berechnete Pfade des Tritiumzerfalls. Gewogene Jahresmittel des Niederschlags für die Standorte Ottawa (1953–1960) und Wien (1961–2013). 27
Abb. 3. Lage der historischen und bestehenden Erschließungen in Edelstal. 30
Abb. 4. Geologischer Überblick im Bereich der Hainburger Berge. 31
Abb. 5. Geologie des Bereiches Neusiedler See, Quartär abgedeckt nach Schubert (2015b: Abb. 21), ergänzt um ausgewählte tektonische Elemente aus Tauber et al. (1959), Loisl et al. (2018) sowie ausgewählte Erschließungen. 34
Abb. 6. Lage der Erschließung in Illmitz. 40
Abb. 7. St. Bartholomäus-Quelle (Neu) am Hauptplatz in Illmitz. 40
Abb. 8. Lage der Erschließung von Frauenkirchen. 41
Abb. 9. Lage der Markusquellen in Pöttsching. 42
Abb. 10. Lage der Erschließungen in Bad Sauerbrunn. 43
Abb. 11. Lithologische Einheiten in der Bohrung Bad Sauerbrunn Thermal 1 44
Abb. 12. Lage der Erschließungen von Deutschkreutz. 45
Abb. 13. Lage der Erschließungen von Kobersdorf. 46
Abb. 14. Lage der Erschließungen in Lutzmannsburg. 47
Abb. 15. Profil von Lutzmannsburg. 48
Abb. 16. Lage der Mineralwasserbrunnen in Piringsdorf. 49
Abb. 17. Auslaufversuch an der Bohrung Piringsdorf III. 49
Abb. 18. Geologische Profilskizze von Piringsdorf. 50
Abb. 19. Lage der aktuell genutzten Mineralwasserbrunnen in Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf sowie der Thermalbohrungen. 51
Abb. 20. Vereinfachtes geologisches Profil von Bad Tatzmannsdorf. 52
Abb. 21. Topografische Karte mit Lage der Erschließungen in Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf und historischer Detaillageplan. 54
Abb. 22. Lage der Erschließungen in der Umgebung von Bad Tatzmannsdorf. 56
Abb. 23. Geologischer Überblick zum Raum Bad Tatzmannsdorf mit ausgewählten Erschließungen. 57
Abb. 24. Lage der Erschließungen in Stegersbach. 58
Abb. 25. Lage der Erschließungen von Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl. 59
Abb. 26. Lage der Erschließungen in der Umgebung von Prebl. 64
Abb. 27. Lage der Erschließung von Kliening. 65
Abb. 28. Lage der Erschließung in Bad St. Leonhard im Lavanttal. 65
Abb. 29. Lage der Erschließungen von Bad Weißenbach. 66
Abb. 30. Lage der Erschließung von St. Peter im Lavanttal. 67
Abb. 31. Fassung des Kelzer Sauerbrunns. 67
Abb. 32. Lage der Vorkommen von Heilwässern und Wässern mit besonderen Inhaltsstoffen im Raum Eisenkappel–Bad Vellach. 68
Abb. 33. Geologischer Überblick zu Bad Eisenkappel. 70
Abb. 34. Seltene Erden (REE)-Verteilungsmuster ausgewählter Erschließungen von Eisenkappel-Vellach. 71
Abb. 35. Muriquellen mit Rudolf Philippitsch und Josef Mörtl. 71
Abb. 36. Lage der Thermalwassererschließungen von Warmbad Villach. 72
Abb. 37. Profil von Warmbad Villach. 73
Abb. 38. Maibachl mit Wasserführung. 73
Abb. 39. Lage der Thermalwassererschließung von Bad Bleiberg. 74
Abb. 40. Schema der Thermalwasserförderung von Bad Bleiberg. 74
Abb. 41. Lage der Erschließung von Dellach im Drautal. 75
Abb. 42. Lage einer ausgewählten Erschließung von Bruggen. 76
Abb. 43. Lage der Erschließungen von St. Daniel. 77
Abb. 44. Lage der Erschließung von Stein bei Dellach im Drautal. 77
Abb. 45. Lage der Erschließungen von Tuffbad. 78
Abb. 46. Hydrochemische Beprobung der Quellgruppe 1. 79
Abb. 47. Lage der Erschließungen von Trebesing und Radl. 79
Abb. 48. Geologischer Überblick im Raum Trebesing. 80
Abb. 49. Der begehbare, kurze Stollen von Radlbad. 81
Abb. 50. Lage der Erschließungen von Bad Kleinkirchheim. 82
Abb. 51. Profil von Bad Kleinkirchheim. 82
Abb. 52. Fassung der Augenquelle von Bad Kleinkirchheim. 83
Abb. 53. Lage der Erschließungen von Laa an der Thaya. 85

Abb. 54. Geologisches Profil von Laa Thermal Nord 1 und Laa Thermal Süd 1. ... 86
Abb. 55. Lage der Erschließungen von Salzerbad. ... 87
Abb. 56. Geologischer Überblick vom Raum Salzerbad. ... 88
Abb. 57. Lage der Erschließungen von Maltern. ... 89
Abb. 58. Lage der aktuellen und ehemaligen Erschließungen von Bad Schönau. ... 90
Abb. 59. Lage der Erschließungen von Bad Deutsch-Altenburg. ... 92
Abb. 60. Profil von Bad Deutsch-Altenburg. ... 93
Abb. 61. Lage der Erschließungen von Bad Pirawarth. ... 94
Abb. 62. Profil von Bad Pirawarth. ... 94
Abb. 63. Lage der Erschließungen von Wien-Oberlaa. ... 95
Abb. 64. Profil von Oberlaa. ... 96
Abb. 65. Lage der Erschließungen von Baden. ... 97
Abb. 66. Geologisches Profil von Baden. ... 98
Abb. 67. Quellspalt der Römerquelle von Baden. ... 99
Abb. 68. Lage der Erschließungen von Linsberg. ... 100
Abb. 69. Lage der Erschließungen in Bad Vöslau. ... 101
Abb. 70. Profil von Bad Vöslau. ... 102
Abb. 71. Bad Vöslau, Eingang zum Thermalbad. Im Vordergrund befindet sich ein von Thermalwasser aus den Ursprungsquellen gespeister Teich. ... 102
Abb. 72. Lage der Erschließungen von Bad Zell. ... 105
Abb. 73. Lage der Erschließungen von Frankenmarkt. ... 106
Abb. 74. Lage der Erschließung von Enns. ... 107
Abb. 75. Lage der Erschließung von Suben. ... 108
Abb. 76. Lage der Erschließungen von Altheim. ... 108
Abb. 77. Profil der Dublette Altheim. ... 109
Abb. 78. Probenahme des Thermalwassers von Altheim durch Philipp Legerer. ... 110
Abb. 79. Lage der Erschließungen von Obernberg. ... 110
Abb. 80. Lage der Erschließungen von Reichersberg. ... 111
Abb. 81. Lage der Erschließungen von Geinberg. ... 112
Abb. 82. Geologisches Profil der Dublette Geinberg. ... 113
Abb. 83. Lage der Erschließung von Gallspach. ... 113
Abb. 84. Lage der Erschließungen von Bad Schallerbach. ... 114
Abb. 85. Thermalwasseraufstiegswege im Raum Bad Schallerbach. ... 115
Abb. 86. Lage der Erschließungen von Bad Weinberg. ... 116
Abb. 87. Lage der in Land Oberösterreich (2017) geführten Brunnen der Tassilo Kurbetriebe in Bad Hall. ... 117
Abb. 88. Geologische Lageskizze von Bad Hall mit ausgewählten Bohrungen und Quellen nach Weber in Zötl & Goldbrunner (1993). ... 118
Abb. 89. Geologisches Profil im Bereich Bad Hall. ... 119
Abb. 90. Lage der Erschließung von Bad Goisern. ... 121
Abb. 91. Lage ausgewählter Erschließungen von Bad Ischl. ... 121
Abb. 92. Lage der Erschließungen von Windischgarsten. ... 123
Abb. 93. Lage der Erschließungen von Abtenau. ... 126
Abb. 94. Austritt der Annenquelle. ... 126
Abb. 95. Lage der Erschließung von Bad Vigaun. ... 127
Abb. 96. Profil von Vigaun U1. ... 127
Abb. 97. Lage der Erschließungen im Wiestal bei Hallein. ... 128
Abb. 98. Fassung der Paracelsusquelle. ... 129
Abb. 99. Lage des Zugangs zum Wolf-Dietrich-Stollen von Bad Dürrnberg. ... 129
Abb. 100. Lage der Erschließung südwestlich von Leopoldskron. ... 130
Abb. 101. Lage der Erschließung von St. Martin bei Lofer. ... 130
Abb. 102. Saalachtal Thermal 1: Sonden-Einhausung mit Publikumsentnahme. ... 131
Abb. 103. Profil von Saalachtal Thermal 1. ... 131
Abb. 104. Lage der anerkannten Mineralwassererschließungen von Bad Gastein. ... 132
Abb. 105. Lage der Thermalwassererschließungen von Bad Gastein. ... 133
Abb. 106. Fassung der Wasserfall-Quelle in unmittelbarer Nähe zur Gasteiner Ache. ... 135
Abb. 107. Geologischer Überblick zu Bad Gastein. ... 136
Abb. 108. Fächerbohrungen im Franz-Josef-Stollen von Bad Gastein. ... 137
Abb. 109. Lage der Erschließung von Mauterndorf. ... 137
Abb. 110. Lage der Erschließung von Stuhlfelden. ... 138
Abb. 111. Lage der Thermalwassererschließungen von Bad Waltersdorf. ... 143
Abb. 112. Profil von Bad Waltersdorf. ... 144

Abb. 113. Lage der Thermalwassererschließungen von Bad Blumau. ... 145
Abb. 114. Profilschnitt zu den Thermalwassererschließungen von Bad Blumau. ... 146
Abb. 115. Lage der Thermalwassererschließungen von Fürstenfeld. ... 147
Abb. 116. Profil von Fürstenfeld. ... 148
Abb. 117. Lage der Thermalwassererschließungen von Loipersdorf bei Fürstenfeld. ... 149
Abb. 118. Lage der Thermalwassererschließung von Ottendorf an der Rittschein. ... 150
Abb. 119. Lage der Thermalwassererschließung von Ilz. ... 151
Abb. 120. Profil von Ilz Thermal 1. ... 152
Abb. 121. Lage der historischen Mineralwasserbrunnen in Bad Gleichenberg. ... 153
Abb. 122. Schematisches Profil durch Bad Gleichenberg. ... 154
Abb. 123. Lage des Peterquelle-Abfüllbetriebes und der Mineralwasserbrunnen. ... 156
Abb. 124. Lage der Mineralwasserquellen und des Sulzegger Abfüllbetriebes. ... 157
Abb. 125. Geologisches Profil durch Sulzegg. ... 158
Abb. 126. Lage der Erschließungen von Weinburg am Saßbach und Perbersdorf bei St. Veit. ... 161
Abb. 127. Lage der Erschließung von Mettersdorf am Saßbach. ... 161
Abb. 128. Lage der Erschließung von Rohrbach am Rosenberg. ... 162
Abb. 129. Lage der Brunnen in Bad Gleichenberg. ... 163
Abb. 130. Lage der Säuerlinge von Hof bei Straden und Umgebung. ... 164
Abb. 131. Geologischer Überblick im Raum Hof bei Straden. ... 165
Abb. 132. Lage der Erschließungen von Bad Radkersburg. ... 167
Abb. 133. Profil von Bad Radkersburg. ... 167
Abb. 134. Lage der Sicheldorfer Josefsquelle in der topografischen Karte. ... 168
Abb. 135. Geologisches Profil im Bereich der Sicheldorfer Mineralwasserquellen. ... 169
Abb. 136. Lage der Thermalwassererschließungen von Graz-Puntigam. ... 170
Abb. 137. Profil von Graz-Puntigam mit biostratigrafischen Erkenntnissen der 1952 abgeteuften Bohrung Pirka. ... 171
Abb. 138. Lage der Erschließungen von Tobelbad. ... 172
Abb. 139. Lage der Erschließung von Hengsberg. ... 173
Abb. 140. Lage der Erschließung von Kalsdorf bei Graz. ... 174
Abb. 141. Lage der Erschließungen von Bad Gams. ... 175
Abb. 142. Geologischer Überblick im Raum Bad Gams. ... 176
Abb. 143. Lage der Erschließung von Stainz. ... 177
Abb. 144. Lage der Erschließung von Allerheiligen im Mürztal. ... 178
Abb. 145. Lage des Säuerlings im Jasnitztal in der topografischen Karte. ... 179
Abb. 146. Lage der Erschließung von Stanz im Mürztal. ... 180
Abb. 147. Lage der Erschließung von Zlatten. ... 181
Abb. 148. Lage der Thermalwassererschließung von Köflach. ... 182
Abb. 149. Profil von Köflach Thermal 1. ... 182
Abb. 150. Lage der Thermalwassererschließung von Fohnsdorf. ... 183
Abb. 151. Profil von Gabelhofen Thermal 1. ... 184
Abb. 152. Lage der Thermalwassererschließungen in Wildbad Einöd. ... 185
Abb. 153. Profil von Wildbad Einöd. ... 186
Abb. 154. Lage der Erschließungen von Thalheim. ... 187
Abb. 155. Geologischer Überblick im Raum Thalheim–St. Georgen ob Judenburg. ... 188
Abb. 156. Lage der Erschließungen von Fentsch. ... 189
Abb. 157. Lage der Erschließung von Kobenz. ... 189
Abb. 158. Lage der Erschließung von Feistritz am Kammersberg. ... 190
Abb. 159. Lage der Erschließung von Öblarn. ... 191
Abb. 160. Lage der Erschließungen von Wörschach. ... 191
Abb. 161. Lage der Erschließungen bei Bad Mitterndorf. ... 193
Abb. 162. Profil von Bad Mitterndorf Thermal 1. ... 194
Abb. 163. Lage der Erschließung von Altaussee. ... 195
Abb. 164. Lage der Erschließung von Hall bei Admont. ... 196
Abb. 165. Lage der Erschließung von Bad Häring. ... 199
Abb. 166. Lage der Erschließungen von Brixlegg. ... 200
Abb. 167. Geologische Übersicht zu den Erschließungen von Brixlegg, Mehrn und Münster. ... 200
Abb. 168. Lage der Heilwassererschließungen von Mehrn, einem Ortsteil von Brixlegg. ... 201
Abb. 169. Lage von ausgewählten Erschließungen von Münster (Quellwasserbezirk Lipperheide). ... 202
Abb. 170. Lage der Erschließung von Seefeld in Tirol. ... 204
Abb. 171. Lage der Erschließung von Hall in Tirol. ... 204
Abb. 172. Probenahme im Salzbergwerk von Hall in Tirol durch Gerhard Schubert und Philipp Legerer. ... 205
Abb. 173. Lage der Erschließung von Breitenwang. ... 205

Abb. 174. Lage der Erschließung von Grins. 206
Abb. 175. Lage der Erschließung von Prutz..... 207
Abb. 176. Öffentliche Entnahmemöglichkeit beim Prutzer Sauerbrunn..... 207
Abb. 177. Geologischer Überblick im Raum Ladis–Obladis–Prutz..... 208
Abb. 178. Lage der Erschließungen in Obladis und Ladis. 209
Abb. 179. Hydrochemische Beprobung der Simon-Kapferer-Quelle durch Gerhard Schubert und Daniel Elster. 209
Abb. 180. Lage der Erschließungen in Umhausen. 210
Abb. 181. Geologischer Überblick im Raum Umhausen mit Fokus auf den Bergsturz von Köfels. 210
Abb. 182. Lage der Erschließungen von Längenfeld. 211
Abb. 183. Lage der Erschließungen von Hintertux..... 213
Abb. 184. Lage der Erschließung von Steinach am Brenner..... 214
Abb. 185. Öffentliche Entnahmemöglichkeit des Quellwassers der Velperquelle..... 214
Abb. 186. Lage der Erschließung von St. Jakob in Defereggen..... 214
Abb. 187. Lage der Erschließung von Abfaltersbach..... 215
Abb. 188. Lage der Erschließung von Lauterach. 217
Abb. 189. Lage der Erschließung von Nüziders..... 218
Abb. 190. Geologischer Profilschnitt Walgau–Hoher Fraßen..... 219
Abb. 191. Lage der Erschließung von Hohenems..... 220
Abb. 192. Quellbecken der Schwefelquelle von Hohenems. 220
Abb. 193. Badeeinrichtung der Schwefelquelle..... 220
Abb. 194. Lage der Erschließung von Sonntag/Buchboden. 221
Abb. 195. Geologischer Überblick im Raum Sonntag/Buchboden–Bad Rothenbrunnen..... 221
Abb. 196. Lage der Erschließung von Bad Rothenbrunnen. 222
Abb. 197. Quelle von Bad Rothenbrunnen. 222
Abb. 198. Lage der Erschließung von Schröcken..... 223
Abb. 199. Lage der Erschließung von Wald am Arlberg..... 224
Abb. 200. Lage der Erschließung von Hirschegg..... 224
Abb. 201. Periodensystem der Elemente..... 234
Abb. 202. Alle im Rahmen dieses Projektes ausgewählten Probenahmestellen mit entsprechender Kodierung..... 235
Abb. 203. Lage der Probenahmestellen in Vorarlberg und Tirol. 239
Abb. 204. Lage der Probenahmestellen in Salzburg und Kärnten sowie den angrenzenden Bundesländern..... 239
Abb. 205. Lage der Probenahmestellen in Oberösterreich und den angrenzenden Bundesländern..... 240
Abb. 206. Lage der Probenahmestellen in Niederösterreich, dem nördlichen Burgenland sowie den angrenzenden Bundesländern..... 240
Abb. 207. Lage der Probenahmestellen in der Steiermark, dem südlichen Burgenland und den angrenzenden Bundesländern..... 241
Abb. 208. Probenahmeschema zur Bestimmung des Metall- und Metalloidgehaltes in der Gesamtphase und der gelösten Phase sowie zur Analytik von Quecksilber bzw. Silber, Palladium, Platin und Gold in der Gesamtphase..... 241
Abb. 209. Hydrochemische Beprobung der Ursulaquelle bei Mettersdorf am Saßbach (US 37) durch Lisa Fischer, Christian Mayer und Daniel Elster. 242
Abb. 210. Links: Element 2 ICP-SFMS der Firma Thermo Fisher Scientific (https://www.thermofisher.com/order/catalog/product/IQLAAEGAAMFABWMAFC). Rechts: Reinraum der Klasse 10000 an der Abteilung für Analytische Chemie (BOKU Wien). Im Bild: Stephan Hann (BOKU), Robert Fenz (BMNT), Lisa Fischer (BOKU), Harald Marent (BMNT) und Rudolf Philippitsch (BMNT). 243
Abb. 211. Schematischer Aufbau eines Induktiv gekoppelten Plasma-Sektorfeldmassenspektrometers. 243
Abb. 212. Signale von ^{115}In in den drei verschiedenen Auflösungen. 245
Abb. 213. Mathematische Interferenzkorrektur des ^{82}Kr-Signals bei der Messung von ^{82}Se in der Low Resolution. Selen hat sechs Isotope (^{74}Se, ^{76}Se, ^{77}Se, ^{78}Se, ^{80}Se und ^{82}Se), welche alle durch isobare Interferenzen (Ge, Kr) interferiert sind und welche auch bei einer Auflösung von 10.000 nicht abgetrennt werden können. Durch die mathematische Interferenzkorrektur mit Kr (^{82}Kr und ^{83}Kr) kann das Analytsignal korrigiert werden. 246
Abb. 214. Trennung der polyatomaren ^{40}Ar^{35}Cl-Interferenz von ^{75}As mittels Hochauflösung (m/Δm ≥ 10.000). 246
Abb. 215. Links: Grundprinzip der „Subboil"-Destillation (http://milestonesrl.com/en/clean-chemistry/subpur-and-duopur.html). Rechts: „Subboil"-Destillationsapparatur der Firma EMLS (http://www.mls-mikrowellen.de)..... 246
Abb. 216. Kalibrationskurven von Yttrium (^{89}Y, LR), Eisen (^{56}Fe, MR) und Tantal (^{181}Ta, HR) nach Normalisierung mit dem internen Standard Indium. 250
Abb. 217. Zertifizierte Konzentrationen im Vergleich zu den gemessenen Konzentrationen des Referenzmaterials CRM TM 28.4. Die Fehlerbalken repräsentieren die Standardabweichung (1s) des Mittelwertes mehrerer Messungen (n = 42 Wiederholungsmessungen während zehn unabhängigen Messsequenzen)..... 252
Abb. 218. Kalibrationsgeraden für Gadolinium und Lanthan durch externe Kalibration und Standardaddition nach Normalisierung mit dem internen Standard Indium. 253
Abb. 219. Bildung von Ba-O$^+$ (detektiert als ^{151}Eu und ^{153}Eu) bei der Messung von Barium-Einzelstandardlösungen im Konzentrationsbereich von 0 bis 10 µg/l. 255

Abb. 220. Zeitabhängiger matrix-induzierter Signaldrift des internen Standards Indium während einer Messsequenz von ca. 60 Stunden und die durch Indium-Normalisierung quantifizierten Konzentrationen von Lithium und Uran in den Kontrollstandards (Indium-Konzentration: 1 µg/l). 256
Abb. 221. Zeitabhängiger matrix-induzierter Signaldrift und die resultierende Wiederfindung von Uran in den intervallmäßig gemessenen Kontrollstandards (n = 11) während einer Messsequenz. Die Korrektur der gemessenen Werte in den Proben erfolgte durch lineare Interpolation zwischen den einzelnen Kontrollstandards. 257
Abb. 222. Uran-Konzentrationen ausgewählter Wasserproben in der Gesamtphase bzw. der gelösten Phase (durch Zentrifugation und Filtration abgetrennt). A: unkorrigierte Werte; B: korrigierte Werte. Die höheren Werte in den nach Filtration gemessenen Proben (A) sind auf die Auswirkung des matrix-induzierten Signaldrifts zurückzuführen. 257
Abb. 223. Flussschema der CV-ICP-QMS. 258
Abb. 224. CV-ICP-QMS mittels FIAS 400 (Perkin Elmer) zur Erzeugung von elementarem Quecksilber mit Kaltdampftechnik – über einen Adapter kann das System direkt mit dem ICP-MS (Elan DRC II, Perkin Elmer) gekoppelt werden. 259
Abb. 225. Elutionsprofile eines Quecksilberstandards (1 ng/l und 10 ng/l) mit natürlichem Isotopenverhältnis. 260
Abb. 226. Prinzip der Isotopenverdünnung mit einem im stabilen Isotop ^{200}Hg angereicherten Quecksilberstandard. 261
Abb. 227. 3D-Fläche der Gleichung für die Berechnung der Hydrogencarbonat-Konzentration. 263
Abb. 228. Entstehung von Radon durch radioaktiven Zerfall eines Radiumnuklids in ein Radon- und ein Alpha-Teilchen. 265
Abb. 229. Schematische Darstellung der Messapparatur zur Bestimmung der Radon-Konzentration in Wasser. 265
Abb. 230. Philipp Legerer bei der Durchführung der Radonanalytik. 266
Abb. 231. Temperaturabhängigkeit des Radon-Verteilungskoeffizienten k für den Phasenübergang Wasser-zu-Luft. 267
Abb. 232. Visualisierte Datenreihe der in der Ionisationskammer des AlphaGUARD detektierten Ladungsimpulse, dargestellt als Radon-Konzentration mit Unsicherheit in Bq/m^3. Die mit Rechtecken markierten Messreihen zeigen die verschiedenen Phasen einer Radonmessung: Nullpegelbestimmung, Entgasungsprozess, Radon-Konzentration in der Systemluft und Spülung des Systems. Dazwischen befinden sich Probenaufgabe und Probenentnahme. DataView-Bildschirmkopie der Radonmessung der Probe US 15 (Wiestal bei Hallein, Paracelsusquelle), verändert. 267
Abb. 233. Prozentueller Anteil der gemessenen Kalibrationsstandards und Blanks sowie alle die zur Qualitätssicherung gemessenen zertifizierten Referenzmaterialien (CRMs) und Kontrollstandards (QCs) relativ zu den gemessenen Proben. 55 Wasserproben * 3 Aliquote * 2 Verdünnungen * 4 unabhängige Wiederholungen + Feld-/ Methodenblanks ergeben eine Anzahl von 1.660 Proben (= 55 %).
Die totale Messzeit (ohne Gerätevorbereitung und Optimierung) betrug insgesamt 514 h. 268
Abb. 234. Blindwert-Konzentrationen (Mittelwert ± 1 SD aus n = 4 unabhängigen Replikaten) ausgewählter Elemente in instrumentellen Blanks, Methodenblanks nach Zentrifugation und Feldblanks (filtriert und unfiltriert). 269
Abb. 235. A–F: Verteilung der Metall-/oidkonzentration zwischen Gesamtphase und gelöster Phase. Die Abtrennung erfolgte durch Zentrifugation (n = vier unabhängige Replikate) bzw. Filtration mit Celluloseacetatfiltern (< 0,45 µm; n = drei unabhängige Replikate) und Nylonfiltern (< 0,2 µm; n = zwei unabhängige Replikate). Die Probe (US 19, Schwefelquelle Schröcken) wurde mit einem Multielementstandard, welcher alle zu bestimmenden Elemente enthielt, gespikt, um auch die Verteilung der Analyte, welche natürlich in Konzentrationen unter der Bestimmungsgrenze vorkommen, zu untersuchen. 271
Abb. 236. Hauptkationenzusammensetzung (Totalgehalte) und Leitfähigkeit der gemessenen Proben. 276
Abb. 237. Ionensummen, also die Kationen- und Anionen-Mittelwerte (Totalgehalte) der gemessenen Proben. Die Daten der Anionengehalte wurden von der GBA zur Verfügung gestellt. 277
Abb. 238. Calcium- und Strontium-Konzentrationen (Totalgehalte) in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) und die Korrelation Ca/Sr (Totalgehalte) bzw. Sr (Totalgehalt/Elektrische Leitfähigkeit). 278
Abb. 239. Schwefel-Konzentrationen (Totalgehalte) in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) (oben) und Sulfat-Konzentrationen bzw. der daraus errechnete Gehalt an Sulfatschwefel (unten). Die Daten zum Sulfatgehalt wurden von der GBA zur Verfügung gestellt. 279
Abb. 240. Arsen-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen grafisch dar. 280
Abb. 241. Eisen-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen grafisch dar. 281
Abb. 242. Cadmium-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. Das Histogramm stellt die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen grafisch dar. 282
Abb. 243. Nickel-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben (n = vier unabhängige Replikate pro Probe) in der Gesamtphase und der gelösten Phase nach Abtrennung durch Filtration und Zentrifugation. Der Anteil der gelösten Phase bezieht sich auf die zentrifugierte Probe relativ zum Totalgehalt. 283
Abb. 244. Quecksilber-Konzentrationen in den gemessenen Wasserproben in der Gesamtphase. 284
Abb. 245. Signifikante Quecksilbervorkommen in den gemessenen Wasserproben. 284
Abb. 246. Verteilung der Metalle der Seltenen Erden in den beprobten Gewässern als Totalgehalte. Oben: leichte Metalle der Seltenen Erden. Unten: schwere Metalle der Seltenen Erden und Yttrium (kleines Bild). 285
Abb. 247. Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Stark negative Cer- und Europium-Anomalie und tendenzielle Abreicherung der schweren Seltenen Erden. 287

Abb. 248. Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Negative Cer-Anomalie und positive Europium-Anomalie mit tendenzieller Anreicherung der schweren Seltenen Erden. 287
Abb. 249. Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Leicht positive Europium-Anomalie und tendenzielle Abreicherung der schweren Seltenen Erden. 288
Abb. 250. Chondriten-normalisierte Konzentrationen an den entsprechenden Probenahmestellen mit signifikanten Konzentrationen an Metallen der Seltenen Erden: Keine sehr deutliche Anomalie und keine signifikante An-/Abreicherung erkennbar. 288
Abb. 251. Verhalten der Metalle der Seltenen Erden bei Verwitterung. 289

Tabellenverzeichnis

Tab. 1. Zulässige Angaben und Kriterien für natürliche Mineralwässer nach der Mineral- und Quellwasserverordnung, BGBl. II, Nr. 309/1999. ... 11
Tab. 2. Grenzwerte für natürlich vorkommende Bestandteile in natürlichen Mineralwässern. ... 12
Tab. 3. Spezifische Angaben für Mineral- und Heilwässer nach den landesgesetzlichen Regelungen der Heilvorkommen und Kurorte. ... 13
Tab. 4. Heilvorkommen- und Kurortegesetze der Bundesländer. ... 13
Tab. 5. Mittlere Zusammensetzung ausgewählter Gesteine nach Thalmann et al. (1989)[1] und Matthess (1994)[2]. ... 14
Tab. 6. Durchschnittliche Konzentrationen von Lanthan, Cer und Yttrium in Gesteinen und Böden (nach Pirkl et al., 2015). ... 22
Tab. 7. Typische δ ^{34}S-Werte für Salinare der Permotrias nach Claypool et al. (1980). ... 27
Tab. 8. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen im Burgenland. ... 29
Tab. 9. Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen im Burgenland. ... 30
Tab. 10. Nutzungen und wasserrechtliche Bewilligungen der Bohrungen von Edelstal und Prellenkirchen (NÖ). Kompilation wasserrechtlich relevanter Unterlagen. ... 30
Tab. 11. Hydrogeologische Kenndaten der aktuell genutzten Bohrungen von Edelstal und Prellenkirchen. ... 32
Tab. 12. Überblick zu den Erschließungen im Bereich des Neusiedler Sees und ihrer Nutzung. ... 33
Tab. 13. Neogene Schichtfolgen ausgewählter Bereiche im Burgenland (kompiliert nach Zorn, 2000). ... 35
Tab. 14. Hydrogeologische Kenndaten zu ausgewählten Erschließungen im Burgenland (kompiliert nach Böchzelt, 2006, 2013; Eisner & Goldbrunner, 2004; Wurm, 2000; Goldbrunner, 1993c, 1995b; Carlé, 1975). ... 39
Tab. 15. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Mineralwasserbrunnen im Raum Illmitz. ... 40
Tab. 16. Nutzungen und wasserrechtliche Unterlagen der Markusquelle in Pöttsching. ... 42
Tab. 17. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Markusquelle in Pöttsching. ... 43
Tab. 18. Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Mineralwasserbrunnen in Bad Sauerbrunn. ... 43
Tab. 19. Gasanalyse der Gemeindequelle (Neu) vom 6. Februar 1995 (Goldbrunner, 1995a). ... 44
Tab. 20. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Erschließungen von Bad Sauerbrunn (aus Zötl & Goldbrunner, 1993; Goldbrunner, 1995a; Böchzelt et al., 2000). ... 45
Tab. 21. Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Mineralwasserbrunnen in Piringsdorf. ... 49
Tab. 22. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Brunnen in Piringsdorf. ... 51
Tab. 23. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Brunnen von Bad Tatzmannsdorf/Jormannsdorf (hauptsächlich nach Zötl & Goldbrunner, 1993; Goldbrunner et al., 2005; Stini, 1946, 1947, 1952). ... 53
Tab. 24. Aktuelle Nutzungen und wasserrechtliche Unterlagen der Mineralwasserbrunnen in Bad Tatzmannsdorf/ Jormannsdorf (Land Burgenland, 2017). ... 53
Tab. 25. Historische hydrochemische Daten nach Kümel (1957) von zwischenzeitlich aufgelassenen Fassungen in Bad Tatzmannsdorf. ... 54
Tab. 26. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Thermalbohrungen von Bad Tatzmannsdorf (überwiegend aus Goldbrunner et al., 2005; Eisner & Goldbrunner, 2008c). ... 55
Tab. 27. Gasanalysen der Wässer von Bad Tatzmannsdorf (teilweise nach Zötl & Goldbrunner, 1993; Eisner & Goldbrunner, 2008c). ... 56
Tab. 28. Hydrogeologische und hydraulische Kenndaten ausgewählter Brunnen des Vorkommens von Gerersdorf-Sulz (kompiliert von Gamerith, 2006). Es wird darauf hingewiesen, dass die im Wasserbuch geführten Brunnen 0, 12/0, 12/1 und 13 nicht eindeutig den anerkannten Mineralwassererschließungen zugeordnet werden können. ... 60
Tab. 29. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Kärnten. ... 61
Tab. 30. Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Kärnten. ... 63
Tab. 31. Messwerte der Helium- und Neon-Isotopengehalte, gemessen und interpretiert von Dr. Stephan Weise, GSF-Institut für Hydrologie, München (Zötl, 1993b). ... 81
Tab. 32. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Wien und Niederösterreich. ... 84
Tab. 33. Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Wien und Niederösterreich. ... 84
Tab. 34. Wasserrechtliche Bewilligungen, Anerkennung, Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Quellen und Brunnen von Baden nach Aufzeichnungen der Gemeinde Baden. ... 98
Tab. 35. Wasserrechtliche Bewilligungen, Ergiebigkeiten und Auslauftemperaturen der Thermalwasserquellen und Bohrungen von Bad Vöslau. ... 101
Tab. 36. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Oberösterreich. ... 104
Tab. 37. Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Oberösterreich. ... 105
Tab. 38. Ergiebigkeiten der Radonquellen von Bad Zell. ... 106
Tab. 39. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten zu jenen Bohrungen von Frankenmarkt, die Grundwässer in neogenen Sanden erschließen. ... 107
Tab. 40. Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Solewässer von Bad Hall durch die Tassilo Kurbetriebe. ... 118
Tab. 41. Ausgewählte technische, geologische und hydrochemische Kenndaten der Solen von Bad Hall nach Schmölzer (1954), Zötl & Goldbrunner (1993) sowie Elster et al. (2016). ... 120
Tab. 42. Überblick zu den Erschließungen von Bad Ischl, kompiliert nach Schauberger (1979) und Betreiberinformationen. ... 122
Tab. 43. Überblick zu den Salinar- und Schwefelquellen von Windischgarsten. ... 124

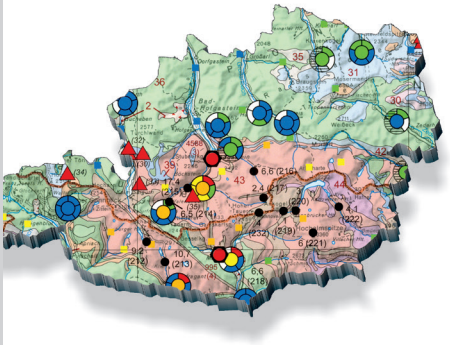
Tab. 44. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Salzburg. ... 125
Tab. 45. Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Salzburg. ... 125
Tab. 46. Übersicht zu den in Abbildung 105 dargestellten Thermalwasseraustritten von Bad Gastein. ... 134
Tab. 47. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in der Steiermark. ... 139
Tab. 48. Ehemalige Heilvorkommen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in der Steiermark. ... 142
Tab. 49. Nutzungen und wasserrechtliche Angaben zu den Thermalwasserbohrungen von Bad Gleichenberg (Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 2017). ... 153
Tab. 50. Ausgewählte Kenndaten der Säuerlinge nördlich von Bad Gleichenberg. ... 153
Tab. 51. Ausgewählte Kenndaten der Wässer von Bad Gleichenberg (Brunnental) hauptsächlich nach Zetinigg (1993a) sowie Kriegl et al. (2000). ... 155
Tab. 52. Übersicht der Heilwässer (alle Na-HCO_3-Cl-Typus) von Bad Gleichenberg (hauptsächlich nach Kriegl et al., 2000). ... 155
Tab. 53. Wasserrechtliche Bewilligungen der genutzten Erschließungen in Deutsch Goritz (Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 2017) ... 156
Tab. 54. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Mineralwasserbrunnen in Deutsch Goritz. ... 156
Tab. 55. Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Brunnen des Abfüllbetriebes bei Sulzegg (Eisner & Goldbrunner, 2015). ... 158
Tab. 56. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der Quellen von Sulzegg (nach Zetinigg, 1993a; Zötl & Goldbrunner, 1993; Eisner & Goldbrunner, 2015b). ... 159
Tab. 57. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten der sogenannten „Heilquellen von Sulzegg“ (nach Zetinigg, 1993a). ... 160
Tab. 58. Nutzungen und wasserrechtliche Daten der Brunnen in Hof bei Straden. ... 163
Tab. 59. Ausgewählte Kenndaten der Mineralwasserbrunnen in Hof bei Straden (nach Eisner & Goldbrunner, 1999 sowie Zetinigg, 1993a). ... 164
Tab. 60. Daten zu ausgewählten Säuerlingen nahe Hof bei Straden; technische Angaben und Vergleichsmessungen von Zetinigg (1993a). ... 166
Tab. 61. Nutzungen und Daten aus wasserrechtlichen Unterlagen der Mineralwasserbrunnen in Sicheldorf. ... 168
Tab. 62. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten zur Josefsquelle in Sicheldorf. ... 169
Tab. 63. Gasanalyse der Josefsquelle vom 3. August 1981 (Zötl & Goldbrunner, 1993). ... 170
Tab. 64. Ausgewählte hydrogeologische Kenndaten des Säuerlings im Jasnitztal. ... 179
Tab. 65. Säuerlinge im Jasnitztal und Stanzertal. ... 179
Tab. 66. Ergiebigkeiten und Gehalte an zweiwertigem Schwefel der Schwefelquellen von Wörschach (Raber, 2013). ... 192
Tab. 67. Anerkannte Mineral- und Heilwasservorkommen in Tirol. ... 197
Tab. 68. Ausgewählte Vorkommen ehemaliger Heilquellen und Wässer mit besonderen Inhaltsstoffen in Tirol. ... 198
Tab. 69. Nutzungen und wasserrechtliche Bewilligungen von Münster (Quellwasserbezirk Lipperheide). ... 203
Tab. 70. Anmerkungen zu den genutzten Quellen von Münster (Quellwasserbezirk Lipperheide). ... 203
Tab. 71. Status ausgewählter ehemaliger Heilquellen in Vorarlberg. ... 217
Tab. 72. Brunnen der Wasserversorgungsanlage (kompiliert nach Bertle, 2001, 2012 und Angaben des Betreibers). ... 219
Tab. 73. Parameterumfang des Projektes „Mineral- und Heilwässer in Österreich“. Die Benennung der Gruppen erfolgte in Anlehnung an die Gewässerzustandsüberwachungsverordnung 2006 (GZÜV) in der geltenden Fassung. ... 233
Tab. 74. Übersicht zu den Probenahmestellen der Ultraspurenbeprobungskampagne. ... 238
Tab. 75. Instrumentelle Nachweis- und Bestimmungsgrenzen (NG, BG) für ICP-SFMS mittels Leerwertmethode und Vergleich der Mindestbestimmungsgrenzen (MBG) der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) sowie die Mindestnachweisgrenze (MNG) der Trinkwasserverordnung (TWV) [Konzentration: µg/l] ... 249
Tab. 76. Verwendete zertifizierte Stocklösungen (Inorganic Ventures) und der jeweilige Kalibrationsbereich. ... 249
Tab. 77. Messpräzision einer ausgewählten Probe im Vergleich zur Gesamt-Messunsicherheit (DEV A0-4). ... 255
Tab. 78. Verfahrenskenndaten für die Analytik von Quecksilber mit CV-ICP-QMS. ... 262
Tab. 79. Übersicht zu den Analysemethoden von Wässern der FA Geochemie der GBA. ... 264
Tab. 80. Überblickstabelle mit Anmerkungen zu Probenahmestellen mit erhöhten Konzentrationen der Ultraspurenelemente. ... 275
Tab. 81. Maximal zulässige Zusatzkonzentrationen (maximum permissible addition – MPA), maximal zulässige Konzentrationen (maximum permissible concentrations – MPC) und die Hintergrundkonzentrationen (background concentration – *Cb*) in Oberflächenwasser (gelöste Phase), Sediment und Boden (aus Sneller et al., 2000: Tab. 1) ... 286
Tab. 82. Vernachlässigbare Konzentrationen (negligible concentrations – NC) und die vernachlässigbaren Zusatzkonzentrationen (negligible addition – NA) in Oberflächenwasser (gelöste Phase; inländisches Oberflächenwasser und Meerwasser), Sediment und Boden (aus Sneller et al., 2000: Tab. 2). ... 286
Tab. 83. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Edelstal, Prellenkirchen, Pamhagen und Frauenkirchen. ... 293
Tab. 84. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Mörbisch am See, Rust, Oggau und Purbach am Neusiedler See („Mineralwasserlagerstätte“ Neusiedler See). ... 295
Tab. 85. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Großhöflein, Siegendorf, Schützen am Gebirge, Neusiedl am See, Podersdorf am See und Illmitz. ... 297
Tab. 86. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Pöttsching, Bad Sauerbrunn und Deutschkreutz. ... 299
Tab. 87. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Lutzmannsburg und Piringsdorf. ... 301
Tab. 88. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Tatzmannsdorf, Rettenbach, Oberschützen und Drumling. ... 303

Tab. 89. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Stegersbach, Gerersdorf-Sulz und Eisenhüttl. 305
Tab. 90. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen im Burgenland. 307
Tab. 91. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Prebl, Kliening, Bad St. Leonhard im Lavanttal, Bad Weißenbach und St. Peter im Lavanttal. 309
Tab. 92. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Eisenkappel-Vellach. 311
Tab. 93. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Warmbad Villach, Bad Bleiberg und Dellach im Drautal. 313
Tab. 94. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bruggen (Greifenburg), St. Daniel, Stein bei Dellach im Drautal und Tuffbad. 315
Tab. 95. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Trebesing und Bad Kleinkirchheim. 317
Tab. 96. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Kärnten 319
Tab. 97. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Laa an der Thaya, Salzerbad und Bad Schönau 321
Tab. 98. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Deutsch-Altenburg, Bad Pirawarth, Oberlaa und Baden. 323
Tab. 99. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Maltern, Linsberg und Bad Vöslau 325
Tab. 100. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Niederösterreich und Wien. 327
Tab. 101. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Zell, Frankenmarkt und Suben. 329
Tab. 102. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Altheim, Obernberg, Reichersberg, Geinberg, Gallspach und Bad Schallerbach. 331
Tab. 103. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Weinberg, Bad Hall und Bad Goisern 333
Tab. 104. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Ischl und Windischgarsten. 335
Tab. 105. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Oberösterreich. 337
Tab. 106. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Abtenau, Bad Vigaun, Wiestal bei Hallein und Bad Dürrnberg. 339
Tab. 107. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Leopoldskron, St. Martin bei Lofer, Bad Gastein, Mauterndorf und Stuhlfelden. 341
Tab. 108. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Salzburg. 342
Tab. 109. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Waltersdorf, Bad Blumau und Fürstenfeld 345
Tab. 110. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Loipersdorf bei Fürstenfeld, Ottendorf an der Rittschein und Ilz. 347
Tab. 111. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Gleichenberg und Deutsch Goritz. 349
Tab. 112. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Sulzegg, Weinburg am Saßbach und Mettersdorf am Saßbach 351
Tab. 113. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Perbersdorf bei St. Veit, Rohrbach am Rosenberg, Hof bei Straden, Frutten, Klapping, Neusetz und Kronnersdorf. 353
Tab. 114. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Radkersburg und Sicheldorf. 355
Tab. 115. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Graz-Puntigam, Tobelbad, Hengsberg und Kalsdorf bei Graz. 357
Tab. 116. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Gams und Stainz. 359
Tab. 117. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Allerheiligen im Mürztal, Jasnitztal, Stanz im Mürztal, Zlatten, Köflach und Wildbad Einöd. 361
Tab. 118. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Fohnsdorf, Thalheim, Fentsch, Kobenz bei Knittelfeld, Feistritz am Kammersberg und Öblarn. 363
Tab. 119. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Wörschach, Bad Mitterndorf, Altaussee und Hall bei Admont. 365
Tab. 120. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in der Steiermark 370
Tab. 121. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Bad Häring, Brixlegg, Mehrn und Münster. 373
Tab. 122. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Seefeld in Tirol, Hall in Tirol, Breitenwang und Grins. 375
Tab. 123. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Prutz, Obladis, Ladis und Umhausen. 377
Tab. 124. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Längenfeld, Hintertux, Steinach am Brenner, St. Jakob in Defereggen und Abfaltersbach. 379
Tab. 125. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Tirol. 381
Tab. 126. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Lauterach, Nüziders, Hohenems, Sonntag, Bad Rothenbrunnen und Schröcken. 383
Tab. 127. Ausgewählte hydrochemische Analysen zu Wald am Arlberg, Hirschegg, Andelsbuch, Egg, Hörbranz, Krumbach, Laterns, Möggers, Schwarzenberg und Silbertal 385
Tab. 128. Ausgewählte Isotopenanalysen zu Vorkommen in Vorarlberg 386

Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen:

GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

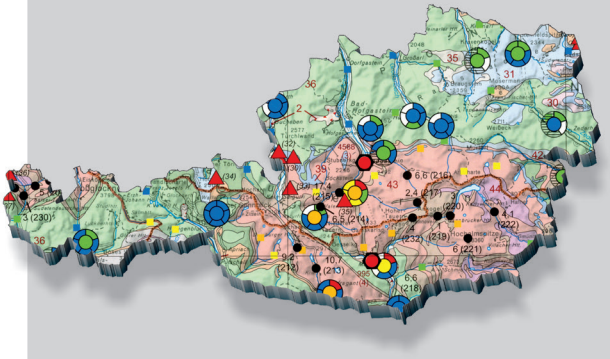
ERLÄUTERUNGEN
zur geologischen Themenkarte
RADIONUKLIDE IN GRUNDWÄSSERN, GESTEINEN UND BACHSEDIMENTEN ÖSTERREICHS 1 : 500 000



Bundesanstalt

GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

RADIONUKLIDE IN GRUNDWÄSSERN, GESTEINEN UND BACHSEDIMENTEN ÖSTERREICHS 1 : 500 000



Geologische Bundesanstalt

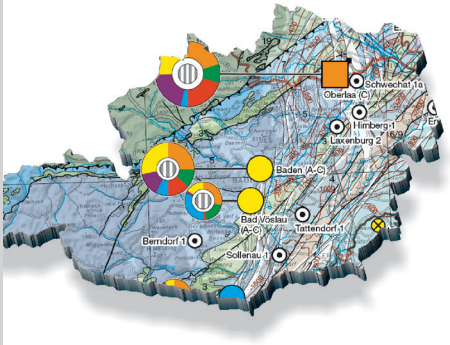
BERKA, R., KATZLBERGER, C., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KORNER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A. & HÖRHAN, T. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1 : 500 000. – 109 S., ill., 1 Kt. (Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1 : 500 000), Geologische Bundesanstalt, Wien.

GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

ERLÄUTERUNGEN

zur geologischen Themenkarte

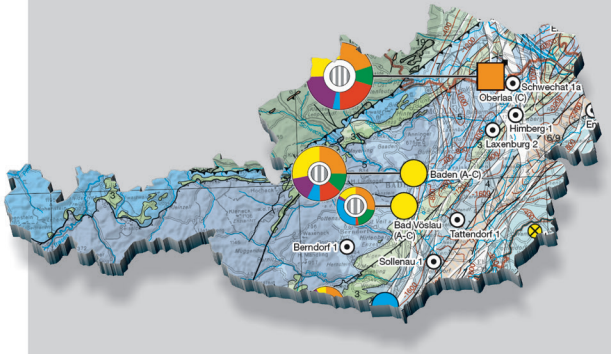
THERMALWÄSSER IN ÖSTERREICH
1 : 500 000



Bundesanstalt

GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

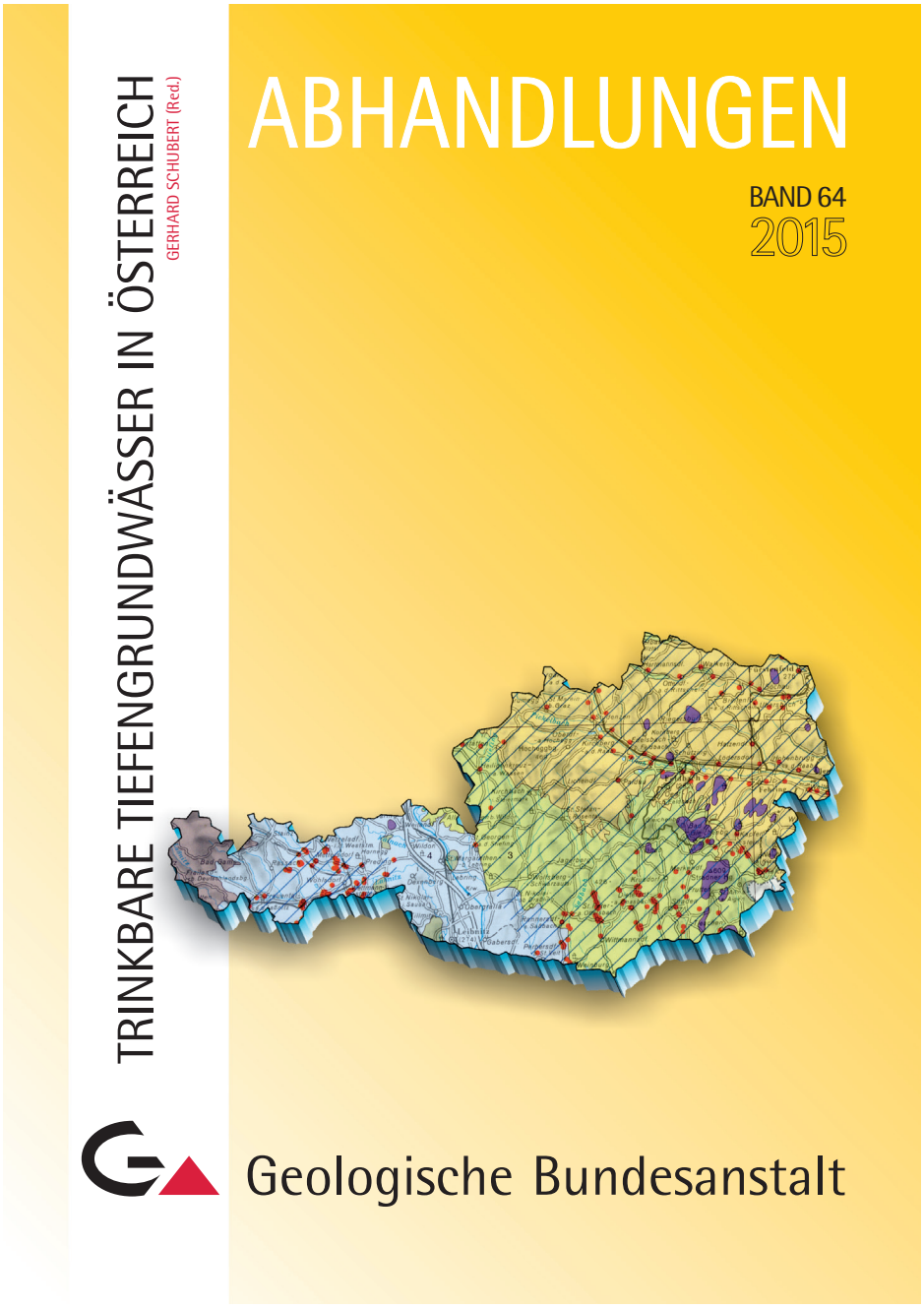
THERMALWÄSSER IN ÖSTERREICH
1 : 500 000



Geologische Bundesanstalt

ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500 000. – 301 S., ill., 1 Kt. (Thermalwässer in Österreich – 1 : 500 000), Geologische Bundesanstalt, Wien.

Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen:



SCHUBERT, G. (Red.) (2015): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 64, 179 S., ill., 1 Kt. (Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000), Geologische Bundesanstalt, Wien.

Rocky Austria

Geologie von Österreich –
kurz und bunt

Geologische Bundesanstalt

Schuster, R., Daurer, A., Krenmayr, H.G., Linner, M., Mandl, G.W., Pestal, G. & Reitner, J.M. (2019): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 5. Auflage, 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Natürliche Mineralwässer und Heilwässer sind Grundwässer mit speziellen chemisch-physikalischen Eigenschaften, deren positive Wirkung auf Organismen seit Jahrtausenden bekannt ist. Sowohl als Getränk, als auch in der medizinischen Therapie haben in den letzten Jahrzehnten Mineralwässer und Heilwässer große Bedeutung erhalten und breites Interesse in der Gesellschaft erweckt.

Das vorliegende Buch, ein Gemeinschaftswerk der Geologischen Bundesanstalt und der Universität für Bodenkultur mit externen Fachinstitutionen, bietet eine umfassende Beschreibung der natürlichen Mineralwässer und Heilquellen. Gegenwärtig sind in Österreich 40 Erschließungen als natürliche Mineralwässer und 118 als Heilquellen anerkannt. Dargestellt wird deren Entwicklungsgeschichte, deren Nutzung, die jeweilige örtliche Situation samt hydrogeologischen Verhältnissen inklusive Hydrochemie und Isotopenhydrologie. Darüber hinaus beinhaltet das Werk auch eine Reihe ehemaliger Anerkennungen von Wässern mit besonderen Inhaltsstoffen.

Insgesamt wurden über 2.500 wissenschaftliche Arbeiten und rechtlich relevante Unterlagen berücksichtigt. Ergänzend wurden an der Geologischen Bundesanstalt 80 Wasserproben hydrochemisch analysiert. Weitere 55 Wasserproben bearbeitete ein Team der Universität für Bodenkultur hinsichtlich Ultraspurenanalytik mit Nachweisgrenzen im Bereich von Nanogramm pro Liter und einem Analysespektrum von 68 Elementen inklusive Edelmetallen und Seltenen Erden.

Neben dem ausführlichen Textteil bietet die beiliegende Karte im Maßstab 1:500.000 einen Überblick, der einmal mehr den engen Zusammenhang zwischen den Wässern und dem geologischen Untergrund darstellt. Das Werk ergänzt die Arbeiten über „Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich" (2015) und „Thermalwässer in Österreich" (2016), die ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen sind.

ISBN: 978-3-85316-097-8

www.geologie.ac.at