

Bernward Hölting Wilhelm G. Coldewey

Hydrogeologie

Einführung in die Allgemeine und
Angewandte Hydrogeologie

8. Auflage



Springer Spektrum

Hydrogeologie

Bernward Hölting und Wilhelm Georg Coldewey

Hydrogeologie

Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie

8. Auflage



Springer Spektrum

Prof. Dr. Bernward Hölting
Christian-Lechleitner-Str. 26
55128 Mainz

Prof. Dr. Wilhelm Georg Coldewey
Institut für Geologie und Paläontologie
Westfälische Wilhelms-Universität Münster
Corrensstr. 24
48149 Münster

ISBN 978-3- 8274-2353-5
DOI 10.1007/978-3-8274-2354-2

ISBN 978-3-8274-2354-2 (eBook)

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Springer Spektrum

1.–5. Aufl.: © Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1980, 1984, 1989, 1992, 1996
6. Aufl.: © Elsevier – Spektrum Akademischer Verlag, München, Heidelberg 2005
7. Aufl.: © Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg 2009
8. Aufl.: © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich vom Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, bedarf der vorherigen Zustimmung des Verlags. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Planung und Lektorat: Merlet Behncke-Braunbeck, Dr. Christoph Iven

Fotos/Zeichnungen: B.A. M. Kreuzer und Dipl.-Des. B. Fister

Satz: TypoDesign Hecker GmbH, Leimen

Einbandabbildung: Jungibächfälle, eine Karstquelle bei Innertkirchen, Schweiz Foto: Christian Kobel, Affoltern, Schweiz

Einbandentwurf: SpieszDesign, Neu-Ulm

Gedruckt auf säurefreiem und chlorfrei gebleichtem Papier

Springer Spektrum ist eine Marke von Springer DE. Springer DE ist Teil der Fachverlagsgruppe Springer Science+Business Media.
www.springer-spektrum.de

In der Geschichte ist Wasser und vor allem sein Ursprung, die Quelle, immer Gegenstand von Verehrung und Respekt gewesen. Die Erfindung des Wasserhahns und der Mineralwasserflasche hat uns vergessen lassen, dass Wasser, bevor es aus dem Hahn fließt oder in Flaschen verkauft wird, ein Geschenk der Natur ist.

(VANDANA SHIVA, Trägerin des Alternativen Nobelpreises 1994)

Vorwort zur 8. Auflage

Die Neugestaltung der 7. Auflage hat eine steigende Nachfrage erzeugt, sodass eine Neuauflage notwendig wurde. Darin wurden zahlreiche Abschnitte (z. B. „Mikrobiologie“, „Geohydraulische Untersuchungen“, „Grundwasserneubildung“ und „Nanopartikel“) neu aufgenommen, vorhandener Text wurde überarbeitet und der Anteil der Angewandten Geologie erweitert. Außerdem wurden zahlreiche Abbildungen neu erstellt und vorhandene neu gestaltet. Wiederum wurde durch die Abfassung der Texte und die Gestaltung der Abbildungen darauf hingearbeitet, die Verständlichkeit auch für fachfremde Leser zu erhöhen.

Von zahlreichen Kollegen haben wir Hilfe und Anregungen erhalten. Herr Dr. K. Liphard überarbeitete den Abschnitt „Grundwasserbeschaffenheit“, Herr Prof. Dr. W. Käß den Abschnitt „Markierungsversuche“, Frau Dr. G. Preuß den Abschnitt „Mikrobiologie“, Herr Dr. J. Meßer den Abschnitt „Grundwasserneubildung“, Herr Dr. D. Friebertshäuser den Abschnitt „Altlasten“ und Herr Dipl.-Ing. K. Stief den Abschnitt „Deponien“. Herr Prof. Dr. M. A. Geyh bearbeitete die Thematik „Isotopen“, Herr Prof. Dr. J. Werner die „Verdunstung“, Frau Dr. P. Göbel die „Regenwasserversickerung“, Herr Dr. T. Prinz die „Fernerkundung“, Herr Dipl.-Math. H. Kories die „Grundlagen der Geohydraulik“ und Frau E. Fluhme die „Bohrarbeiten“. Herzlich danken wir Herrn M.Sc.-Geow. S. Westermann, der sein Fachwissen und seine Sorgfalt beim Schreiben der Texte und ihrer Durchsicht einbrachte und

damit eine große Hilfe war. Besonderen Dank schulden wir Herrn Prof. Dr. A. Jogwich, der wiederum bei der Prüfung der Formeln und Einheiten maßgeblich mitwirkte. Folgende Kollegen waren bereit, für ihr Fachgebiet Korrektur zu lesen: Herr Dr. M. Degutsch (Geophysik), Herr Dr. P. Pascaly (Recht) und Herr Dipl.-Geol. B. Radke (Brunnenbau). Des Weiteren erhielten wir Anregungen von folgenden Herren: Prof. Dr. G. Michel, Prof. Dr. S. Wohnlich, Dr. W. Struckmeier, Dr. H.-J. Rübel, B.Sc.-Chemie R. Fritsch, M.Sc.-Geow. D. Wesche, Dipl.-Ing. J. Hellmann, Dipl.-Ing. A. Winkels, Prof. Dr. G. Wieber, Prof. Dr. S. Birk, Prof. Dr. K. Oekentorp und Dr. B. Tschapek. Danken möchten wir Herrn B.A. M. Kreuzer, der die Überarbeitung und Neugestaltung der Abbildungen im Stile von Frau Dipl.-Des. B. Fister weiter führte. Allen Helfern gilt unser herzlichster Dank. Des Weiteren danken wir dem Verlag für die Unterstützung und Hilfe bei den Korrekturen und beim Druck.

Die Autoren sind zur Verbesserung zukünftiger Auflagen für jede konstruktive Kritik dankbar. Wenn dieses Buch ein Beitrag zum Verständnis der weltweiten Bedeutung der Hydrogeologie, insbesondere unter dem Aspekt einer für alle Menschen ausreichenden Wasserversorgung leisten kann, so haben sich die großen Anstrengungen für die Neuauflage gelohnt.

Mainz, Münster, im März 2012.

Bernward Hölting, Wilhelm G. Coldewey

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung 1

2 Überblick über die Historie 5

3 Allgemeine Hydrogeologie 7

3.1 Theorien und Grundbegriffe 7

- 3.1.1 Definition des Grundwassers 7
- 3.1.2 Theorien und Grundbegriffe der Grundwasserneubildung 8
- 3.1.3 Grundbegriffe der Hydrogeologie 8

3.2 Hohlräume im Untergrund 11

- 3.2.1 Poren-Hohlräume 11
 - 3.2.1.1 Porenanteil 11
 - 3.2.1.2 Porenzahl 15
 - 3.2.1.3 Kornform, Kornrauigkeit 15
 - 3.2.1.4 Korngrößenverteilung 15
 - 3.2.1.5 Lagerungs-(Packungs-)dichte 16
- 3.2.2 Trennflächen-(Kluft-)Hohlräume 18
- 3.2.3 Karst-Hohlräume 21
- 3.2.4 Anthropogen erzeugte Hohlräume 22

3.3 Geohydraulik 23

- 3.3.1 Geohydraulische Leitfähigkeit von Porengesteinen 24
 - 3.3.1.1 DARCY-Gesetz 24
 - 3.3.1.2 Permeabilität 25
 - 3.3.1.3 Grundbegriffe und Einteilung der Durchlässigkeit 26
 - 3.3.1.4 Geschwindigkeitsbegriffe 28
- 3.3.2 Anisotropie 30
- 3.3.3 Geohydraulische Leitfähigkeit von Kluftgesteinen 31
- 3.3.4 Transmissivität 33
- 3.3.5 Leakage 34
- 3.3.6 Speichervermögen 35

3.4 Infiltration des Oberflächenwassers 37

- 3.4.1 Infiltration des Niederschlagswassers 37
- 3.4.2 Uferfiltration 42

3.5 Grundwasserdynamik 44

- 3.5.1 Grundwasserfließsysteme 53
- 3.5.2 Grundwasserabfluss 54
- 3.5.3 Grundwasseraustritte 57
 - 3.5.3.1 Quellen 57
 - 3.5.3.2 Flüsse 64
 - 3.5.3.3 Seen, Grundwasserblänken 65
- 3.5.4 Wasserschwinden 65

3.6 Grundwassermorphologie 65

- 3.6.1 Grundwassergleichenkarte 66
- 3.6.2 Hydrogeologische Schnitte 70
- 3.6.3 Grundwassergleichen-Differenzenkarte 70
- 3.6.4 Grundwasserflurabstandskarte 72
- 3.6.5 Grundwasserhöfigkeitskarte 72
- 3.6.6 Konsequenzkarte 72
- 3.6.7 Hydrogeologische Kartenwerke 73

3.7 Hydrologischer Zyklus – Wasserhaushalt 74

- 3.7.1 Grundwasservorratsänderungen 78
- 3.7.2 Niederschlag 79
 - 3.7.2.1 Definition 79
 - 3.7.2.2 Messung 80
 - 3.7.2.3 Darstellung 80
- 3.7.3 Verdunstung 83
 - 3.7.3.1 Definition 83
 - 3.7.3.2 Messung 85
 - 3.7.3.3 Bestimmungen 89
 - 3.7.3.3.1 Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration nach HAUDE 89
 - 3.7.3.3.2 Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration nach SCHENDEL 90
 - 3.7.3.3.3 Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE 91
 - 3.7.3.3.4 Weitere Bestimmungen 91
 - 3.7.3.3.5 Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration aus Klimadaten größerer Zeiträume 92
- 3.7.4 Abfluss 92
 - 3.7.4.1 Definition 92
 - 3.7.4.2 Messung 95
 - 3.7.4.3 Darstellung 96
 - 3.7.4.3.1 Hydrogeologische Auswertung von Abflussmessungen 97
- 3.7.5 Grundwasserbilanz/Grundwasservorrat 106

3.8 Numerische Grundwassermodelle 108

- 3.8.1 Einführung 108
- 3.8.2 Grundlagen 109
- 3.8.3 Erstellung 109
- 3.8.4 Anwendung 111
 - 3.8.4.1 Grundwasserströmungs-Modelle 111
 - 3.8.4.2 Stofftransport-Modelle 111
 - 3.8.4.3 Programmpakete 112

3.9 Grundwasserbeschaffenheit 113

- 3.9.1 Einführung 113
- 3.9.2 Physikalische und chemische Grundlagen 113
 - 3.9.2.1 Isotopische Zusammensetzung des Wassers 113
 - 3.9.2.2 Isotopenhydrologie 114
 - 3.9.2.2.1 Stabile Sauerstoff- und Wasserstoff-Isotope 115
 - 3.9.2.2.2 Schwefel-Isotope 116
 - 3.9.2.2.3 Natürliche und anthropogene radioaktive Umweltisotope 116
 - 3.9.2.3 Physikalische Eigenschaften des reinen Wassers 119
 - 3.9.2.3.1 Molekulare Struktur 119
 - 3.9.2.3.2 Temperaturabhängige physikalische Eigenschaften 121
 - 3.9.2.3.3 Elektrolytische Dissoziation (pH-Wert) – Elektrischer Leitwert 123
- 3.9.3 Chemische und physikalisch-chemische Grundlagen 124
 - 3.9.3.1 Chemische Konzentrationsangaben 124
 - 3.9.3.1.1 Stoffmenge 124
 - 3.9.3.1.2 Äquivalentteilchen 125
 - 3.9.3.1.3 Molare Masse 126
 - 3.9.3.1.4 Stoffmengenkonzentration 127
 - 3.9.3.1.5 Molalität 127
 - 3.9.3.1.6 Äquivalentkonzentration 127
 - 3.9.3.1.7 Stoffmengenanteile der Äquivalente 128
 - 3.9.3.1.8 Masse 129
 - 3.9.3.1.9 Massenkonzentration 129
 - 3.9.3.1.10 Umrechnung von Konzentrationen 129
 - 3.9.3.1.11 Massenanteil 131
 - 3.9.3.1.12 Angloamerikanische Einheiten 131
 - 3.9.3.1.13 Ältere Einheiten 131
 - 3.9.3.2 Löslichkeit von Feststoffen in Wasser 132
 - 3.9.3.2.1 Elektrolytische Dissoziation 133
 - 3.9.3.2.2 Löslichkeit organischer Stoffe 135
 - 3.9.3.2.3 Löslichkeitsprodukt (Löslichkeitskonstante) 135
 - 3.9.3.3 Löslichkeit von Gasen in Wasser 137
 - 3.9.3.4 Stoffmengenkonzentrationen und Aktivitäten 139
 - 3.9.3.5 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht 142
 - 3.9.3.6 Einfluss des pH-Wertes auf die Löslichkeit 151
 - 3.9.3.7 Einfluss des Redoxpotenzials auf die Löslichkeit 152
 - 3.9.3.8 Elektrische Leitfähigkeit 161
- 3.9.4 Physikalisch-chemische Prozesse beim Grundwasserfließen 163
 - 3.9.4.1 Auflösung und Ausfällung 163
 - 3.9.4.2 Adsorption und Desorption 167
 - 3.9.4.3 Ionen-Austausch 168
 - 3.9.4.4 Diffusion und Ionensiebeffekt in Tongesteinen 171
 - 3.9.4.5 Oxidation und Reduktion 172
 - 3.9.4.6 Eintrag und Transport organischer Stoffe im Untergrund 174
 - 3.9.4.7 Thermodynamik 176
- 3.9.5 Grundwasserfauna 181
- 3.9.6 Mikrobiologie des Grundwassers 181
 - 3.9.6.1 Geohygiene des Grundwassers 182
 - 3.9.6.2 Mikrobielle Abbauprozesse 185
 - 3.9.6.2.1 Mikrobielle Reduktion von Sulfat 185
 - 3.9.6.2.2 Mikrobielle Reduktion von Nitrat 185
 - 3.9.6.2.3 Mikrobielle Oxidation und Reduktion von Eisen 186

3.9.6.2.4	Mikrobielle Oxidation und Reduktion von organischen Substanzen	187
3.9.7	Geohydrochemische Analyse und ihre Auswertung	188
3.9.7.1	Physikalische und chemische Parameter einer Wasseranalyse	189
3.9.7.1.1	Probennahme	189
3.9.7.1.2	Probenvorbereitung	189
3.9.7.1.3	Übersicht der Analyseverfahren	190
3.9.7.1.4	Qualitätssicherung in der Analytik	190
3.9.7.1.5	Untersuchungen vor Ort	191
3.9.7.1.6	Untersuchungen im Labor	193
3.9.7.1.7	Untersuchungen organischer Inhaltsstoffe	202
3.9.7.1.8	Radioaktivität	204
3.9.7.1.9	Umrechnung von Analysenwerten	204
3.9.7.1.10	Bewertung der Analyseergebnisse	204
3.9.7.2	Berechnungen nicht analysierter Parameter	205
3.9.7.3	Plausibilitätskontrollen	209
3.9.7.3.1	Ionenbilanz	210
3.9.7.3.2	pH-Wert	210
3.9.7.3.3	Elektrische Leitfähigkeit	210
3.9.7.3.4	Spektraler Absorptionskoeffizient (SAK 254 nm)	210
3.9.7.3.5	Grundwassertypen	210
3.9.7.4	Auswertung und Darstellung von Untersuchungsergebnissen	210
3.9.7.4.1	Einzeldiagramme	211
3.9.7.4.2	Sammeldiagramme	214
3.9.7.4.3	Geohydrochemische Karten	222
3.9.7.4.4	Auswertung von Grundwasser-Untersuchungsergebnissen mittels EDV	222
3.9.7.5	Typisierung von Grundwässern	229
3.9.7.5.1	Typisierung nach dem grundwasserleitenden Gestein	230
3.9.7.5.2	Typisierung nach geohydrochemischen Eigenschaften unabhängig vom grundwasserleitenden Gestein	230
3.9.7.5.3	Einteilung nach Nutzungsmöglichkeiten	234

4 Angewandte Hydrogeologie 239

4.1 Grundwassergewinnung 239

4.1.1	Beratungen, Gutachtenerstellung	240
4.1.2	Voruntersuchungen	240
4.1.3	Bestimmung der Grundwasserneubildung	242
4.1.3.1	Allgemeine Anmerkungen	242
4.1.3.2	Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate mit Lysimetern	244
4.1.3.3	Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus dem Bodenwasserhaushalt	245
4.1.3.4	Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus dem Abfluss in Vorflutern	246
4.1.3.5	Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus der Wasserhaushaltsgleichung	246
4.1.3.6	Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus Grundwasserganglinien	247
4.1.3.7	Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus der Chlorid-Konzentration des Grundwassers und des Niederschlags	247

- 4.1.3.8 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate mit der Gesamttritium-Methode 248
- 4.1.3.9 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus Wasserwerksdaten 248
- 4.1.3.10 Anwendbarkeit der Bestimmungsmethoden in verschiedenartigen Untersuchungsgebieten 248
- 4.1.4 Geophysikalische Methoden 249
 - 4.1.4.1 Geophysikalische Oberflächenmessungen 250
 - 4.1.4.1.1 Geoelektrische Messungen 253
 - 4.1.4.1.2 Seismische Messungen 254
 - 4.1.4.1.3 VLF-Verfahren 255
 - 4.1.4.1.4 GPR-Verfahren 255
 - 4.1.4.1.5 Aero-Verfahren 255
 - 4.1.4.2 Geophysikalische Bohrlochmessungen 255
 - 4.1.4.2.1 Geoelektrische Messungen (RES, EL, FEL, SP) 256
 - 4.1.4.2.2 Salinometer-Log (SAL) 257
 - 4.1.4.2.3 Gamma-Log (GR) 258
 - 4.1.4.2.4 Gamma-Gamma-Log (D, FD, GG) 258
 - 4.1.4.2.5 Neutron-Gamma-Log (NL, N) 258
 - 4.1.4.2.6 Sonic- (oder Akustic-) Log (SV) 258
 - 4.1.4.2.7 Kaliber-Log (CAL) 258
 - 4.1.4.2.8 Temperatur-Log (TEMP) 258
 - 4.1.4.2.9 Deviation-Log (DV) 258
 - 4.1.4.2.10 Dipmeter-Log (DIP) 259
 - 4.1.4.2.11 Flowmeter-Log (FLOW) 259
 - 4.1.4.3 Anwendung und Auswertung geophysikalischer Messungen 259
- 4.1.5 Hauptuntersuchungen 259
 - 4.1.5.1 Qualitätskriterien für Bohr- und Ausbauarbeiten 259
 - 4.1.5.2 Bau von Brunnen und Grundwassermessstellen 261
 - 4.1.5.3 Ausschreibungen 263
- 4.1.6 Bohrverfahren 266
 - 4.1.6.1 Trockenbohrverfahren 266
 - 4.1.6.2 Spülbohrverfahren 271
 - 4.1.6.3 Schräg-, Horizontalbohrverfahren 272
 - 4.1.6.4 Bohrlochsprengungen (Torpedieren) 272

4.2 Geohydraulische Untersuchungen 272

- 4.2.1 Grundlagen der geohydraulischen Untersuchungen 273
- 4.2.2 Laborversuche 273
 - 4.2.2.1 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Korngrößenverteilung 275
 - 4.2.2.1.1 Bestimmung nach HAZEN 275
 - 4.2.2.1.2 Bestimmung nach NAHRGANG 276
 - 4.2.2.1.3 Bestimmung nach SEELHEIM 277
 - 4.2.2.1.4 Bestimmung nach BEYER 277
 - 4.2.2.1.5 Bestimmung nach BIALAS et al. 277
 - 4.2.2.1.6 Bestimmung nach NISHIDA 277
 - 4.2.2.2 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Durchströmungsversuchen 278
 - 4.2.2.2.1 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Laborversuchen mit veränderlicher Druckhöhe 278
 - 4.2.2.2.2 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Laborversuchen mit konstanter Druckhöhe 278

- 4.2.2.3 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Festgesteinen mittels Durchströmungsversuchen 279
- 4.2.2.4 Generelle Anmerkungen zu den Versuchsergebnissen 280
- 4.2.3 Geländeversuche 280
 - 4.2.3.1 Pumpversuche 280
 - 4.2.3.1.1 Grundlagen der Pumpversuche 280
 - 4.2.3.1.2 Geohydraulische Auswirkungen von Pumpversuchen 282
 - 4.2.3.1.3 Verfahren zur Bestimmung geohydraulischer Parameter 284
 - 4.2.3.1.4 Generelle Anmerkungen zu den Pumpversuchsergebnissen 297
 - 4.2.3.2 Weitere Geländeversuche 298
 - 4.2.3.2.1 Open-End-Test 298
 - 4.2.3.2.2 Packer-Test 300
 - 4.2.3.2.3 Wasserdruckversuch (WD-Test) 302
 - 4.2.3.2.4 Slug- und Bail-Test 302
 - 4.2.3.2.5 Kurzzeitpumpversuch 302
 - 4.2.3.2.6 Einschwingverfahren 303
 - 4.2.3.2.7 Infiltrationsversuch 303
 - 4.2.3.3 Orientierende Bestimmungsmethoden 304
 - 4.2.3.3.1 Gespanntes Grundwasser 304
 - 4.2.3.3.2 Freies Grundwasser 305
 - 4.2.3.3.3 Orientierende Bestimmung der Transmissivität nach LOGAN 306
 - 4.2.3.3.4 Bestimmung brunnenspezifischer Randbedingungen anhand der Wiederanstiegskurve 306
 - 4.2.3.3.5 Besonderheiten der Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit von Kluftgesteinen 307
- 4.2.4 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Markierungs- (Tracer-)Versuche 308
 - 4.2.4.1 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Färbungsstoffs als Tracer 308
 - 4.2.4.2 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Salz als Tracer 310
 - 4.2.4.3 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels künstlicher radioaktiver Tracer 310
 - 4.2.4.4 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Sporen als Tracer 310
 - 4.2.4.5 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Bakterien als Tracer 311
 - 4.2.4.6 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Bor (bzw. Borate) und Fluorchlorkohlenwasserstoffe als Tracer 311
 - 4.2.4.7 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes mittels radioaktiver Isotope in Brunnen oder Grundwassermessstellen 311

4.3 Wassergewinnung 312

- 4.3.1 Wassergewinnung in Wassermangelgebieten 314
- 4.3.2 Wassergewinnung aus Oberflächengewässern und deren Umgebung 315
- 4.3.3 Wassergewinnung durch Quellenfassungen, Sickeranlagen und Stollen 316
- 4.3.4 Wassergewinnung durch Brunnen 318
 - 4.3.4.1 Wassergewinnung durch Schachtbrunnen 319
 - 4.3.4.2 Wassergewinnung durch Vertikalbrunnen 319
 - 4.3.4.3 Wassergewinnung durch Horizontalbrunnen 320
 - 4.3.4.4 Brunnenausbau und Bestimmung brunnenspezifischer Daten 323
 - 4.3.4.4.1 Brunnenausbau 323
 - 4.3.4.4.2 Ausbau in Lockergesteinen 324

- 4.3.4.4.3 Bestimmung der Ergiebigkeit eines unvollkommenen
Brunnens 327
- 4.3.4.4.4 Ausbau in Festgesteinen 328
- 4.3.4.5 Leistungspumpversuche an Brunnen 328
- 4.3.5 Wassergewinnung bzw. Abwasserbeseitigung mittels Versickerungsanlagen 331
- 4.3.6 Regenwasserversickerung 333
- 4.3.7 Fassung und Erschließung von Mineral-, Heil- und Thermalwässern 336

4.4 Bauen im Grundwasser 336

4.5 Grundwasserabsenkung 337

4.6 Grundwasseranstieg 339

4.7 Trinkwasserschutz 339

- 4.7.1 Schutzgebiete 339
 - 4.7.1.1 Wasserschutzgebiete 339
 - 4.7.1.1.1 Zone I (Fassungsbereich) 340
 - 4.7.1.1.2 Zone II (Engere Schutzzone) 340
 - 4.7.1.1.3 Zone III (Weitere Schutzzone) 344
 - 4.7.1.2 Perspektiven des Grundwasserschutzes 345
 - 4.7.1.3 Heilquellenschutzgebiete 346
 - 4.7.1.4 Quellenschutzgebiete 347
- 4.7.2 Ursachen der Grundwasserbelastung 347
 - 4.7.2.1 Belastungen durch feste Abfallstoffe 350
 - 4.7.2.2 Belastungen durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung 355
 - 4.7.2.3 Belastungen durch Arzneimittelgebrauch 360
 - 4.7.2.4 Belastungen über den Luftpfad 361
 - 4.7.2.5 Direkte Belastungen 361
 - 4.7.2.6 Belastungen durch den Straßenverkehr 371
 - 4.7.2.7 Thermische Belastungen 372
 - 4.7.2.8 Belastungen durch Baumaßnahmen 373
 - 4.7.2.9 Belastungen durch Friedhöfe 374
 - 4.7.2.10 Belastungen durch Nanopartikel 375
 - 4.7.2.11 Geogene Grundwasserbelastungen 376
- 4.7.3 Reduzierung der Grundwasserbelastungen 376
- 4.7.4 Auswirkungen von Grundwasserentnahmen 381
 - 4.7.4.1 Land- und forstwirtschaftliche Ertragsminderungen durch
Grundwasserentnahmen 381
 - 4.7.4.2 Baugrundschäden durch Grundwasserentnahmen 386

4.8 Wasserrecht 387

5 Anmerkungen 391

6 Literatur 393

7 Sachregister 427

Abkürzungen, Formelzeichen und Gleichungen

Abkürzungen

AOX	Adsorbierbare organische Halogen-Verbindungen
ATV/DVWK	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef, (jetzt: DWA)
A _u -L	Linie des langfristigen Grundwassers
BBodSchG	Bundes-Bodenschutzgesetz
BGBI	Bundesgesetzblatt
BGW	Bundesverband der deutschen Gas- und Wasserwirtschaft e.V., Berlin
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Berlin
BSB _n	Biochemischer Sauerstoffbedarf; die Indexzahl gibt die Oxidationsdauer in Tagen an (i.d.R. 5)
BTEX	Summenbezeichnung für die Aromate Benzol, Toluol, Ethylbenzol und Xylol
CKW	Chlorierte Kohlenwasserstoffe (LCKW = leichtflüchtige CKW)
CN	Cyanide (gesamt)
CSB	chemischer Sauerstoffbedarf
DCM	Dichlormethan
BDEW	Bundesverband der Energie- und Wasserwirtschaft e.V., Berlin
DEV	Deutsche Einheitsverfahren (zur Wasser-, Abwasser-, Schlammuntersuchung)
DEV H17	nicht mehr gültiges Analysenverfahren nach DEV H17 für schwerflüchtige lipophile Stoffe (z.B. Wachse, Fette)
DEV H18	nicht mehr gültiges Analysenverfahren nach DEV H18 für leichtflüchtige lipophile Stoffe (z.B. Heizöl)
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn
DIC	(dissolved inorganic carbon) anorganisch gebundene Kohlenstoff-Konzentration
DIN	Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin
DN	Normmaß
DOC	(dissolved organic carbon) gelöste organisch gebundene Kohlenstoff-Konzentration einer feststofffreien oder durch ein Membranfilter mit einer Porengröße von 0,45 µm filtrierten Wasserprobe
DTV	durchschnittliche tägliche Verkehrsbelastung
DVGW	Deutscher Verein des Gas- und Wasserfaches e.V., Bonn
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn (jetzt DWA)
DWA	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef
EMR	(electromagnetic reflections) Georadar
EOX	extrahierbare organische Halogen-Verbindungen
EPA	U.S.-Environmental Protection Agency, Washington, USA (Umweltbehörde der USA)
FH-DGG	Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften
FIS	Fachinformationssystem
FK	Feldkapazität
GIS	Geographisches Informationssystem
HKW	halogenierte Kohlenwasserstoffe
HRG	Hochschulrahmengesetz
ITVA	Ingenieurtechnischer Verband für Altlastenmanagement und Flächenrecycling e.V., Berlin
KW	Kohlenwasserstoffe
KWBa	Klimatische Wasserbilanz (in der Bodenkunde)
LAGA	Länderarbeitsgemeinschaft Abfall
LAWA	Länderarbeitsgemeinschaft Wasser
MWL	(meteoric water line) „Niederschlagsgerade“

PAK	polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe
PCB	polychlorierte Biphenyle
PER	Perchlorethen
PFT	Perfluortenside
PFOA	(perfluorooctanoic acid) Perfluorooctansäure
PFOS	(perfluorooctanesulfonic acid) Perfluorooctansulfonsäure
POC	(particulate organic carbon) partikulärer organischer Kohlenstoff
POX	(purgeable organic halogen) mit Stickstoffgas ausblasbare organische Halogene
PSM	Pflanzenschutzmittel
PWP	Permanenter Welkepunkt
SAK	Spektraler Absorptionskoeffizient
SATP	(standard ambient temperature and pressure) Standard der Druck- und Temperaturbedingungen für chemische Reaktionen
SI	Le Système International d'Unités (Internationales Einheiten-System)
StLB	Standardleistungsbuch für das Bauwesen
TA	Technische Anleitung
TC	(total carbon) Kohlenstoff-Gehalte der anorganischen und organischen Lösungsinhalte
TDR	(time domain reflectometry) Messverfahren zur Bestimmung der Bodenfeuchte
TETRA	Tetrachlorkohlenstoff
TIC	(total inorganic carbon) Kohlenstoff-Gehalt der anorganischen Lösungsinhalte
TK 25	Topographische Karte M 1 : 25000 (Messtischblatt)
TOC	(total organic carbon) organischer Kohlenstoff-Gehalt in gelöster und ungelöster Form
TRI	Trichlorethen
TrinkwV	Trinkwasserverordnung
TS	Trockensubstanz
TU	(tritium unit) Tritium-Einheit
TWL	Trockenwetterfalllinie
UBA	Umweltbundesamt, Dessau
UVP	Umweltverträglichkeitsprüfung
VC	Vinylchlorid
VCI	Verband der chemischen Industrie e.V., Frankfurt am Main
VLF	(very low frequency) Messverfahren zur Ortung elektrischer Leitfähigkeitsunterschiede im Boden
VO	Verordnung
VOB	Verdingungsordnung für Bauleistungen
V-SMOW	(Vienna standard mean ocean water) Standard in der Isotopenhydrologie
VWV	Verwaltungsvorschrift
WD	(Test) Wasserdruckversuch (zur Ermittlung von Durchlässigkeiten)
WGK	Wassergefährdungsklasse
WHG	Wasserhaushaltsgesetz
WMO	World Meteorological Organisation
Wpfl	pflanzenverfügbare Bodenwassermenge
WRRL	Wasserrahmenrichtlinie der EU
WSG	Wasserschutzgebiet

Einheiten und Formelzeichen

Für die zahlenmäßige Erfassung physikalischer Größen werden Einheiten (früher Maßeinheiten genannt) mit ihren Einheiten-Vorsätzen verwendet.

Tabelle I: Einheiten-Vorsätze nach DIN 1301.

Faktor, mit dem die Einheit multipliziert wird	Name	Zeichen	Bemerkungen
10^{24}	Yotta	Y	
10^{21}	Zetta	Z	
10^{18}	Exa	E	18 = 6 · 3 (6 = hexa)
10^{15}	Peta	P	15 = 5 · 3 (5 = penta)
10^{12}	Tera	T	auch T = Tesla (magn. Flussdichte)
10^9	Giga	G	auch G = Gauß (jetzt ungültig)
10^6	Mega	M	
10^3	Kilo	k	
10^2	Hekto	h	auch h = Stunde (Zeit)
10^1	Deka	da	Achtung: nicht d · a
10^{-1}	Dezi	d	auch d = Tag (Zeit)
10^{-2}	Zenti	c	
10^{-3}	Milli	m	auch m = Meter (Länge)
10^{-6}	Mikro	μ	
10^{-9}	Nano	n	
10^{-12}	Piko	p	auch p = Pond (jetzt ungültig)
10^{-15}	Femto	f	
10^{-18}	Atto	a	auch a = Jahr (Zeit), auch a = Ar (Fläche)
10^{-21}	Zepto	z	
10^{-24}	Yokto	y	

Das **Technische Einheiten-System** und das dazu parallel benutzte **CGS-System** werden durch das seit dem 5. Juli 1970 verbindlich vorgeschriebene **Internationale Einheiten-System (SI)** ersetzt (Bonn, 1970).

Tabelle II: Größen und ihre Einheiten in verschiedenen Einheiten-Systemen.

Einheiten-Systeme				
Größe	Formelzeichen	Technisches System	CGS-System	Internationales Einheiten-System (SI)
Länge	l	m	cm	m
Zeit	t	s	s	s
Masse	m	$\left(\frac{\text{kp} \cdot \text{s}^2}{\text{m}} \right)$	g	kg
Kraft	F	kp	$\text{dyn} = \frac{\text{g} \cdot \text{cm}}{\text{s}^2}$	$\text{N (Newton)} = \frac{\text{kg} \cdot \text{m}}{\text{s}^2}$
Arbeit, Energie	W	kp · m	$\text{erg} = \text{dyn} \cdot \text{cm} = \frac{\text{g} \cdot \text{cm}^2}{\text{s}^2}$	$\text{J} = \text{N} \cdot \text{m} = \frac{\text{kg} \cdot \text{m}^2}{\text{s}^2} = \text{W} \cdot \text{s}$ (J = Joule)
Leistung	P	$\frac{\text{kp} \cdot \text{m}}{\text{s}}$	$\frac{\text{erg}}{\text{s}} = \frac{\text{g} \cdot \text{cm}^2}{\text{s}^3}$	$\text{W} = \frac{\text{J}}{\text{s}} = \frac{\text{N} \cdot \text{m}}{\text{s}} = \frac{\text{kg} \cdot \text{m}^2}{\text{s}^3}$ (W = Watt)
Moment einer Kraft	M	kp · m	$\text{dyn} \cdot \text{cm} = \frac{\text{g} \cdot \text{cm}^2}{\text{s}^2}$	$\text{N} \cdot \text{m} = \frac{\text{kg} \cdot \text{m}^2}{\text{s}^2}$
Druck	p	$\frac{\text{kp}}{\text{m}^2} \left(\text{at} = \frac{\text{kp}}{\text{cm}^2} \right)$	$\frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2} \left(\text{bar} = 10^6 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2} \right)$	$\text{Pa (Pascal)} = \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = \frac{\text{kg}}{\text{s}^2 \cdot \text{m}}$
Dichte	ρ (rho)	$\frac{\text{kp} \cdot \text{s}^2}{\text{m}^4}$	$\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$	$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$
dynamische Viskosität	η (eta)	$\frac{\text{kp} \cdot \text{s}}{\text{m}^2}$	$\text{P (Poise)} = \frac{\text{dyn} \cdot \text{s}}{\text{cm}^2}$	$\text{Pa} \cdot \text{s} = \frac{\text{N} \cdot \text{s}}{\text{m}^2} = \frac{\text{kg}}{\text{s} \cdot \text{m}}$
kinemat. Viskosität	$\nu = \frac{\eta}{\rho}$ (ny)	$\frac{\text{m}^2}{\text{s}}$	$\text{St (Stokes)} = \frac{\text{cm}^2}{\text{s}}$	$\frac{\text{m}^2}{\text{s}}$

Das **Technische Einheitensystem** und das dazu parallel benutzte **CGS-System** werden ersetzt durch das seit dem 5. Juli 1970 gesetzlich vorgeschriebene **Internationale Einheiten-System (SI)**.

Tabelle III: Basisgrößen und SI-Basiseinheiten.

Größe	Formelzeichen	SI – Basiseinheit	
		Name	Zeichen
Länge	l	das Meter	m
Masse	m	das Kilogramm	kg
Zeit	t	die Sekunde	s
elektrische Stromstärke	I	das Ampere	A
thermodynamische Temperatur	T	das Kelvin	K
Stoffmenge	n	das Mol	mol
Lichtstärke	I	die Candela	cd

Verwendete Formelzeichen, Einheiten und Größen

- Die Formelzeichen der **physikalischen** Größen werden in Gleichungen und Formeln im Kursivdruck dargestellt. Sie werden möglichst fachübergreifend nach DIN 1304 gewählt und zur feineren Untergliederung mit frei wählbaren Indizes versehen.
- Die verschiedenen Einheiten für **Druck** wurden angeglichen. Sie lassen sich allerdings auch einfach umrechnen: 1 bar = 10⁵ Pa = 10,19716 mWassersäule (mWS), 1 mWS = 98,0665 mbar, 1 mbar = 1 hPa, 1 kp/cm² = 1 at. Weitere Umrechnungsbeispiele finden sich in KURZWEIL (2000).
- Bedingt durch den gewählten Schrifttyp im Text, kann es zu folgenden **Verwechslungen** kommen: l = Liter, nicht zu verwechseln mit l = 1 (Zahl), v = v (kursiv) = Geschwindigkeit, nicht zu verwechseln mit ν (ν = griechischer Buchstabe) = kinematische Viskosität, desgleichen m = m (kursiv) = Masse und m = Meter.
- Verhältnisse, Konzentrationen und andere **dimensionslose** Größen sind reine Zahlen (meist kleiner als 1). Oft werden sie in % angegeben. Da % ein reines Zahlenverhältnis darstellt, nämlich % = 1/100 oder 100 % = 1, können die errechneten Dezimalbrüche mit 100 % multipliziert werden, z.B. $\varphi = 0,73 = 0,73 \cdot 100 \% = 73 \%$. Beim Einsetzen solcher Größen in Gleichungen sind diese Werte jedoch wiederum als Dezimalbrüche, hier also $\varphi = 0,73$ zu verwenden.
- Einige, auf die **Zeiteinheit** bezogene Größen enthalten ein Formelzeichen mit übergesetztem Punkt, z.B. $\dot{h} = dh/dt$ und $\dot{V} = dV/dt$ (Tab. IV: Verwendete Formelzeichen, Einheiten und Größen).
- Die chemischen Einheiten und Umrechnungsfaktoren sind einheitlich KÜSTER & THIEL (2003) entnommen.
- Der Zusatz: ...rate ist nach DIN 4049-1 der Quotient aus ...höhe und der betrachteten Zeitspanne

$$\dot{h} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad \left(\frac{\text{m}}{\text{s}} \right).$$

- Der Zusatz: ...spende ist nach DIN 4049-3 der Quotient aus dem Volumen pro Zeiteinheit und Fläche des betrachteten Gebietes

$$\dot{h} = \frac{\dot{V}}{A} \quad \left(\frac{\text{m}^3/\text{s}}{\text{m}^2} = \frac{\text{m}}{\text{s}} \right).$$

- Umrechnung von Logarithmen:

Allgemeiner Logarithmus zu einer beliebigen Basis: „log“, z.B. $\log x$

Natürlicher Logarithmus zur Basis e: „ln“ ($e = 2,7182818\dots$), z.B. $\log_e x = \ln x$

Zehnerlogarithmus (BRIGGS-Logarithmus) zur Basis 10: „lg“, z.B. $\log_{10} x = \lg x$

$$\lg x = \lg e \cdot \ln x = 0,434294 \cdot \ln x$$

$$\ln x = \frac{\ln x}{\lg e} = 2,302585 \cdot \lg x$$

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
A	m^2	Fläche, Querschnittsfläche, Durchflussquerschnittsfläche, Filterquerschnittsfläche
A_{Eg}	km^2	Fläche des Einzugsgebietes
A_{Ego}	km^2	Fläche des zugehörigen oberirdischen Einzugsgebietes
A_{Egu}	km^2	Fläche des zugehörigen unterirdischen Einzugsgebietes
A_{ges}	m^2	Gesamtfläche
A_{Kr}	mm^2	Fläche des Kreisdiagramms
A_{N}	m^2	Teilfläche zwischen den Isohyeten $\dot{h}_{\text{N}1}$ und $\dot{h}_{\text{N}2}$
$A_{1,2,\dots}$	km^2	Teilfläche 1,2,... des betrachteten Gebietes
A_{Pr}	m^2	Querschnittsfläche der (Boden-)Probe
A_{Ro}	m^2	Querschnittsfläche des Messrohres
$a(\text{ox})$	mol/l	Aktivität der oxidierten Form des Stoffes
$a(\text{red})$	mol/l	Aktivität der reduzierten Form des Stoffes
$a(\text{X})$	mol/l	Aktivität des Ions X
a_{Pr}	pMC (percent Modern Carbon)	Aktivität (einer radioaktiven Substanz)
a_{ini}	pMC	Anfangsaktivität (einer radioaktiven Substanz)
B_{p}	s^2/m	barometrischer Koeffizient
b	m	Breite, Entnahmebreite
$b(\text{X})$	mol/kg	Molarität
C_{W}	$1/(\text{hPa})$	Absorptionskoeffizient des Gases in reinem Wasser
C_{s}	$1/(\text{hPa})$	Absorptionskoeffizient des Gases in der Lösung bei gegebener Ionenstärke
c_{ads}	mg/kg	Konzentration eines adsorbierten Stoffes
c_{ClGw}	mg/l	Chlorid-Konzentration im Grundwasser
c_{ClN}	mg/l	Chlorid-Konzentration im Niederschlag
c_{W}	mg/l	Konzentration eines Stoffes in Lösung
c_{AmBn}	mol/l	molare Löslichkeit der Verbindung $A_{\text{m}}B_{\text{n}}$
c_0	mol/l	Anfangskonzentration eines Stoffes in Lösung
c_{Fw}	mol/l	Konzentration (des Leitons) im Flusswasser
c_{Gw}	mol/l	Konzentration (des Leitons) im korrespondierenden Grundwasser
c_{Mw}	mol/l	Konzentration (des Leitons) im korrespondierenden Mischwasser
c_{t}	mol/l	Konzentration eines Stoffes zu einem bestimmten Zeitpunkt
$c(\text{X})$	mol/l	Stoffmengenkonzentration des Stoffes oder Ions X
$c(\frac{1}{z}\text{X})$	mol/l	Äquivalentkonzentration des Stoffes X
c_{p}	$\text{kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
c_{v}	$\text{kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen (J = Joule (Arbeit, Energie)) (K = Kelvin (absolute Temperatur))

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
d	m	Durchmesser = $2r$
d_{Bl}	m	Bohrlochdurchmesser
d_{F}	m	Filterdurchmesser
d_{l}	pm	Ionendurchmesser
d_{K}	mm	Korngröße, Korndurchmesser
$d_{\text{K}10}$	mm	Korngröße bei einem Korngrößenanteil von 10 %
$d_{\text{K}60}$	mm	Korngröße bei einem Korngrößenanteil von 60 %
d_{KW}	mm	wirksame Korngröße des Grundwasserleiters nach HAZEN = $d_{\text{K}10}$
d_{KKs}	m	Korngröße der inneren, am Filterrohr liegenden Kiesschüttung
d_{E}	1000 ‰ = 1	Deuterium-Exzess
E	Pa = N/m ² (Pascal)	Elastizitätsmodul, $E = 1/\chi$
E	1	Extinktion, Absorption (dekadischer Logarithmus des reziproken Wertes des (Lichtstrom-) Transmissionsgrades τ)
EMK	mV	elektromotorische Kraft
E_{H}	mV	Redoxpotenzial der Lösung (V = Volt (elektrisches Potenzial))
E_{N}	mV	NERNST-Spannung
E_{o}	mV	Standard-Redoxpotenzial (für 298 K und 10 ⁵ Pa)
E_{ϑ}	mV	Redoxpotenzial bei gegebener Wassertemperatur ϑ
e	100 % = 1	Porenzahl
e	1	Universal-Konstante = 2,7182818 (Basis für den natürlichen Logarithmus ln)
F	J/(V·mol)	FARADAY-Konstante = 96,484 · 10 ³ J/(V·mol)
FK	mm/dm l/m ³	Feldkapazität
f	1	Aktivitätskoeffizient
f	Hz = 1/s (Hertz)	Frequenz
f_{W}	Hz = 1/s	Eigenfrequenz des Wassers
f_{La}	1	LANGELIER-Korrekturfaktor
f_{Mn}	1	Permanganat-Faktor
f_{Sch}	mm/(°C·Monat)	SCHENDEL-Koeffizient = 4,8 mm/(°C·Monat)
f_{Ti}	1	TILLMANS-Korrekturfaktor
G	S = 1/Ω (Siemens)	elektrischer Leitwert = 1/ R (Ω = Ohm (elektrischer Widerstand))
G	J/mol	molare freie Enthalpie (GIBBS-Enthalpie) (J = Joule (Arbeit, Energie))
g	m/s ²	örtliche Fallbeschleunigung = 9,81 m/s ²
H	J/mol	molare Enthalpie (J = Joule (Arbeit, Energie))

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
H	°dH	deutsche Härte
GH	°dH	Gesamt-Härte
KH	°dH	Karbonat-Härte
NKH	°dH	Nichtkarbonat-Härte (Mineral-Härte)
^3H	TU (tritium units)	^3H -Konzentration
h	m	Höhe, Höhenlage, Steighöhe durch Saugspannung (Wasserspannung), Standrohrspiegelhöhe (Potenzial)
h	m	(Druck-)Höhenunterschied, -differenz (Betrag, um den die Wassersäule verändert wird)
h_{Bl}	m	Höhe des Grundwasserspiegels im Bohrloch über Sohle
h_{Br}	m	Höhenlage des Betriebswasserspiegels über dem Bezugsniveau
h_F	m	Filterlänge eines Brunnens
h_g	m	Höhe der nicht abgesenkten Grundwasseroberfläche über einem Bezugsniveau im Abstand von r_g
h_{Gw}	m	Höhe der Grundwasseroberfläche (außerhalb des Bohrloches über Bohrlochsohle)
h_M	m	Grundwassermächtigkeit, Mächtigkeit
h_{Mkmin}	m	Mächtigkeit der geringdurchlässigsten Einzelschicht
h_{Ms}	m	Grundwassermächtigkeit im abgesenkten Zustand
h_s	m	Absenkungsbetrag, Aufhöhungsbetrag
h_{sBr}	m	Absenkungs- bzw. Aufhöhungsbetrag im Brunnen
h_{sBrSo}	m	Abgesenkter Wasserspiegel über Brunnensohle
h_{scor}	m	korrigierter Absenkungsbetrag
h_{srt}	m	Grundwasserabsenkung im Abstand r von der Entnahmestelle zur Zeit t
h_{s1}	cm	Absenkungsbetrag des Wasserspiegels gegenüber dem Ruhewasserspiegel (NATERMANN)
h_{s2}	cm	Wiederanstiegshöhe des Wasserspiegels nach der Zeitspanne t (NATERMANN)
$h_{\bar{U}}$	m	Überdruckhöhe
h_W	m	Wasserstand, Höhe des Wasserspiegels
h_1	m	Höhe der höheren Grundwassergleiche
h_2	m	Höhe der tieferen Grundwassergleiche
h_1, h_2	m	Druckhöhen vor und nach der Versuchsdurchführung
$\dot{h}$	mm/a l/(s·km ²) l/(a·m ²) m ³ /(a·km ²)	...-rate $\dot{h} = dh/dt$...-spende $\dot{h} = \dot{V}/A$
$\dot{h}_A$	mm/a	Gesamtabflussrate
$\dot{h}_{Ad}$	mm/a	Direktabflussrate
$\dot{h}_{As}$	mm/a	Sickerwasserrate durch das Lysimeter
$\dot{h}_{Asm}$	mm/a	langjähriges Mittel der Sickerwasserrate durch das Lysimeter

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
$\dot{h}_{Au}$	mm/a	unterirdische Abflussrate
$\dot{h}_{AW}$	l/(km ² ·s)	Abflussspende, Teilabflussspende
$\dot{h}_{AMoMN}$	l/(km ² ·s)	monatliche mittlere Niedrigwasserabflussspende (WUNDT-Verfahren)
$\dot{h}_{AEgo}$	l/(km ² ·s)	Gesamtabflussspende eines oberirdischen Einzugsgebietes
$\dot{h}_B$	mm/a	Aufbrauch
$\dot{h}_E$	mm/a	Evaporationsrate
$\dot{h}_{ET}$	mm/a	Evapotranspirationsrate
$\dot{h}_{ETp}$	mm/a mm/Monat mm/d	potenzielle Evapotranspirationsrate
$\dot{h}_{ETt}$	mm/a	tatsächliche Evapotranspirationsrate
$\dot{h}_{GW}$	mm/a bzw. l/(s·km ²)	Grundwasserneubildungsrate bzw. Grundwasserneubildungsspende
$\dot{h}_1$	mm/a	Infiltrationsrate
$\dot{h}_{KWB}$	mm/a	Klimatische Wasserbilanz
$\dot{h}_{KWBa}$	mm/a	jährliche Klimatische Wasserbilanz
$\dot{h}_N$	mm/a	Niederschlagsrate
$\dot{h}_{NA}$	mm/a	Niederschlagsrate eines Gebietes
$\dot{h}_{NAm}$	mm/a	Gebietsmittelwert der Niederschlagsraten
$\dot{h}_{Nam}$	mm/a	mittlere jährliche Niederschlagsrate
$\dot{h}_{N1,2,...}$	mm/a	Niederschlagsrate in der Teilfläche 1, 2, 3...
$\dot{h}_R$	mm/a	Rücklage
$\dot{h}_T$	mm/a	Transpirationsrate
$\dot{h}_U$	mm/a	Differenz der Sickerwasserrate zur gleichzeitigen Niederschlagsrate $\dot{h}_N$
$\dot{h}_{Um}$	mm/a	langjähriges Jahresmittel der Differenz zwischen der Niederschlagsrate $\dot{h}_{Nm}$ und der Höhe des Lysimeter-Sickerwasserabflusses $\dot{h}_{Asm}$
$\dot{h}_V$	mm/a	Verdunstungsrate
$\dot{h}_{Vm}$	mm/a	langjähriges Jahresmittel der Verdunstungsrate
$\dot{h}_{Vt}$	mm/a	tatsächliche Verdunstungsrate
$\dot{h}_W$	mm/a	Bodenwassergehalt / Infiltrationsrate
I	mol/l	Ionenstärke
I	1	Wärmeindex
I_{AP}	mol ² /l ²	Ionenaktivitätsprodukt
I_{La}	1	Langelier-(Calciumkarbonat-Sättigungs-)Index
I_{Mn}	mg/l	Permanganat-Index
I_S	1	Sättigungsindex
i	100 % = 1	Grundwassergefälle = $(h_1 - h_2)/l$, hydraulischer Gradient
i_0	100 % = 1	Grundwassergefälle vor der Wasserentnahme

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
i_+	A/m^2	Stromfluss, anodisch
i_-	A/m^2	Stromfluss, kathodisch
i_a	A/m^2	Austauschstromdichte (A = Ampère (elektrische Stromstärke))
j_{adv}	$kg/(m^2 \cdot s)$	advektiver Stofffluss
j_{diff}	$kg/(m^2 \cdot s)$	diffusiver Stofffluss
j_{disp}	$kg/(m^2 \cdot s)$	dispersiver Stofffluss
K	m^2 D (Darcy)	Permeabilitätskoeffizient $1 D = 0,9869 \cdot 10^{-12} m^2$
K	1	reaktionsabhängige Gleichgewichtskonstante
K_A	1	Korrekturfaktor für den Abfluss
K_{AB}	1	Dissoziationskonstante des Stoffes AB
K_D	1	Adsorptionskoeffizient
K_{La}	mol/l	LANGELIER-Konstante
K_{OW}	1	Verteilungsverhältnis eines Stoffes in Octanol/Wasser
K_{Ti}	l^2/mm^2	TILLMANS-Konstante
K_W	mol^2/l^2	Ionenprodukt des Wassers
K_1, K_2	1	Dissoziationskonstante
KAK	mmol/100g	Kationen-Austauschkapazität (bezogen auf äquivalente Stoffmengen)
k	1	Dämpfungskoeffizient
k	1/kg	stoffspezifische Konstante (FREUNDLICH-Isotherme)
k	1/m	Proportionalitätsfaktor
k_{ad}	m/s	Advektionsterm
k_f	m/s	Durchlässigkeitsbeiwert
k_{fmin}	m/s	minimaler Durchlässigkeitsbeiwert der geringdurchlässigsten Einzelschicht
k_{fv}	m/s	vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert
k_T	$g \cdot s/cm^4$	Beiwert (Färbungsstoffe)
$K(X)$	mol/g	Umrechnungsfaktor für das Ion X
L	$cm^3/cm^3 = 1$	Löslichkeit
L_{AB}	mol^{m+n}/l^{m+n}	reaktionsabhängiges Löslichkeitsprodukt
l	m	Länge, Entfernung, Abstand, charakteristische Länge der Bodenprobe, Filterlänge, Fließlänge
l	m	freie Bohrlochstrecke
l_a	m	Abstand des Kulminationspunktes zur Entnahmestelle
l_B	m	wahre Weglänge

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
$l_{b/2}$	m	halbe Entnahmebreite
l_{BrU}	m	Entfernung Brunnen – Flussufer
l_F	m	Filterlänge, Sickerstrecke eines Horizontalfilterbrunnens
l_s	m	Schlitzlänge der Sickerfilter
l_R	m	Reichweite (oder r_{max})
$M(X)$	g/mol	molare Masse („Molmasse“)
m	kg	Masse
m_{Fe}	g	Masse des Feststoffes
m_{Lm}	g	Masse des Lösungsmittels
m_{Lsg}	g	Masse der Lösung
$\dot{m}$	kg/s	Massenstrom ($\dot{m} = \frac{m}{t}$) = dm/dt
N_A	1/mol	AVOGADRO-Konstante: Teilchenanzahl pro Mol = $6,022 \cdot 10^{23}/\text{mol}$
n	1	Anzahl der umgesetzten Elektronen
n	1	Anzahl der Messungen
n_{dNam}	1	mittlere jährliche Anzahl der Niederschlagstage mit einer Niederschlagsrate $\dot{h}_N \geq 0 \text{ mm/d}$
n_v	1	Anzahl der umgesetzten H^+ -Ionen
n_{120}	1	Konstante = 120 = mittlere jährliche Anzahl der Niederschlagsraten $\dot{h}_N \geq 1,0 \text{ mm/d}$ für das ehemalige deutsche Reichsgebiet
n	1/s	Drehzahl (Drehfrequenz)
n	100 % = 1	stoffspezifische Konstante (FREUNDLICH-Isotherme)
n_{Ad}	mm/a	Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss
n_{eff}	100 % = 1	effektiver oder durchflusswirksamer Hohlraumanteil
n_{KI}	100 % = 1	Kluftanteil
n_p	100 % = 1	Porenanteil
n_{Peff}	100 % = 1	effektiver oder durchflusswirksamer Porenanteil
n_{sn}	100 % = 1	speichernutzbarer Hohlraumanteil
n_{Hw}	100 % = 1	Haftwasseranteil
nFk	hPa	nutzbare Feldkapazität
$n(X)$	mol	Stoffmenge
p	Pa = N/m ²	Druck (Pascal = N/m ² ; 1 bar = 10^5 Pa)
p_p	Pa	Partialdruck des Gases, Partialdruck des Gases über dem Wasser
p_{abs}	Pa	absoluter Druck innerhalb des Grundwassers
p_{amb}	Pa	Atmosphärendruck
p_D	Pa	Dampfdruck
p_{DS}	Pa	Sättigungsdampfdruck
p_{DS14}	Pa	Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 Uhr
p_g	Pa	hydrostatischer Druck

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
p	C·m	elektrisches Dipolmoment
pE	–	pE-Wert (dekadischer Logarithmus der „Aktivität der Elektronen“)
pF	lg hPa	pF-Wert (Logarithmus der Saugspannungshöhe im Boden)
pH	1	pH-Wert (negativer dekadischer Logarithmus der Wasserstoff-Ionenkonzentration)
pH _{Sättigung}	1	pH-Wert eines natürlichen Wassers im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht
pK _{La}	1	Logarithmus der temperaturabhängigen (LANGELIER-) Konstanten
Q	C (Coulomb)	elektrische Ladung $C = A \cdot s$ ($A = \text{Ampère}$)
Q_s	W/m ²	Strahlungsbilanz ($W = \text{Watt (Leistung)}$)
q	m/s	Quellterm
R	Ω (Ohm)	elektrischer Widerstand = $1/G$
R	mg/l	Abdampfrückstand
R	1	Retardierungsfaktor
R	J/(mol·K)	universelle Gaskonstante = 8,314 J/(mol·K) ($J = \text{Joule (Arbeit, Energie)}$) ($K = \text{Kelvin (absolute Temperatur)}$)
Re	1	REYNOLDS-Zahl
Re_k	1	Grenzwert der Re-Zahl für laminare Strömung
R_{PrO}	1	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ = Isotopen-Verhältnis der Wasserprobe
R_{StO}	1	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ = Isotopen-Verhältnis des Standards
r	m	Radius; $r = d/2$
r_{Br}	m	Brunnenradius
r_{Kr}	mm	Radius des Kreisdiagramms
r_g	m	geschätzte oder gemessene Reichweite der Absenkung
r_0	m	Entfernung Brunnen - Kulminationspunkt
r_{50}	m	50-Tage-Linie
r_{50}^2	m	Grenzabstandsweite der Zone II ab Entnahmeanlage
rH	1	rH -Wert (negativer dekadischer Logarithmus des Wasserstoff-Partialdrucks)
S	J/(mol·K)	molare Entropie ($J = \text{Joule (Arbeit, Energie)}$) ($K = \text{Kelvin (absolute Temperatur)}$)
S	m ³ /m ³ = 1	Speicherkoeffizient
S_{sp}	1/m	spezifischer Speicherkoeffizient
$\dot{S}$	kg/(m ³ ·s)	Speicherung pro Zeiteinheit

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
S_F	1	Skinfaktor
s	1	Steigung der „Niederschlagsgeraden“
s	m	Schichtdicke (bei Ermittlung des spektralen Absorptionskoeffizienten SAK)
T	K	absolute Temperatur
T_0	(Kelvin)	= 273 K für $\vartheta_0 = 0\text{ °C}$
T_{Gw}	m ² /s	Transmissivität
Tr	mm/(°C·a)	mittlerer Trockenheitsindex
t	s, min, h, d, a	Zeit, Zeitspanne
$T_{1/2}$	s, min, h, d, a	Halbwertszeit (z.B. der Aktivität eines Radionuklides)
t_A	a	Alter
t_{Pu}	h, d	Pumpzeit
t_{Wi}	h, d	Wiederanstiegszeit
$t_{1/2}$	s, min, h, d, a	hydrologische Halbwertszeit
U	J/mol	molare Bindungsenergie (Innere Energie)
U	100 % = 1	Ungleichförmigkeitszahl
u	1	Integrationsvariable der THEIS-Brunnenfunktion $W(u)$
V	m ³	Volumen
V_{Fe}	m ³	Volumen des Feststoffes
V_{ges}	m ³	Gesamtvolumen
V_{GwA}	m ³	abflussfähiges Grundwasservolumen, zum Zeitpunkt der Schüttung gespeichertes abflussfähiges Grundwasservolumen
V_{Hw}	m ³	Haftwasservolumen
V_{Kl}	m ³	Kluftvolumen
V_{Lsg}	m ³	Volumen der Lösung
V_p	m ³	Porenvolumen, Gesamtporenvolumen
V_{Peff}	m ³	effektives Porenvolumen
V_{Gw}	m ³	Grundwasservolumen
V_{Gw50}	m ³	Entnahmevolumen in 50 Tagen
$V_{\Delta t}$	m ³	ausgeflossenes Volumen zwischen den Messungen mit dem zeitlichen Abstand Δt
V_W	m ³	Wasservolumen
$\dot{V}$	m ³ /s	Volumenstrom $\dot{V} = dV/dt$
$\dot{V}$	m ³ /s	Grundwasserabstromrate
$\dot{V}$	m ³ /s	Verpressrate
$\dot{V}$	m ³ /s	zufließendes Wasservolumen je Zeiteinheit
$\dot{V}$	m ³ /s	angestrebte Entnahmerate eines Brunnens
$\dot{V}_A$	m ³ /s	Abflussrate (Abfluss, Abflussabgabe)
$\dot{V}_{Eg}$	m ³ /s	aus dem Einzugsgebiet geförderter Volumenstrom pro Zeiteinheit

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
$\dot{V}_{AMoMN}$	m^3/s	langjährige monatliche Niedrigwasserabflussrate
$\dot{V}_{Amt}$	m^3/s	mittlere Abflussrate zur Zeit t der Messung
$\dot{V}_{Ao}$	m^3/s	oberirdische Abflussrate
$\dot{V}_{Au}$	m^3/s	unterirdische Abflussrate
$\dot{V}_{Aum}$	m^3/s	mittlere grundwasserbürtige Abflussrate
$\dot{V}_{Fa}$	m^3/s	Fassungsvermögen des Brunnens
$\dot{V}_H$	m^3/s	höchster Wert der Abflussrate
$\dot{V}_{HH}$	m^3/s	höchste bekannte Schüttungsrate
$\dot{V}_m$	m^3/s	langjährige mittlere Entnahmerate
$\dot{V}_{MH}$	m^3/s	arithmetisches Mittel der Höchstwerte der Schüttungsrate in gleichartigen Zeitspannen
$\dot{V}_{MN}$	m^3/s	arithmetisches Mittel der Niedrigtwerte der Schüttungsrate in gleichartigen Zeitspannen
$\dot{V}_N$	m^3/s	niedrigster Wert der Abflussrate in einer Zeitspanne
$\dot{V}_{NN}$	m^3/s	niedrigste bekannte Schüttungsrate
$\dot{V}_{Ap}$	m^3/s	potenzielle Abflussrate
$\dot{V}_{A\Delta t}$	m^3/s	Abflussrate (Schüttungsrate) in der Zeitspanne Δt
$\dot{V}_{At}$	m^3/s	tatsächliche Abflussrate
$\dot{V}_V$	m^3/s	Abflussverlustrate
$\dot{V}_W$	m^3/s	Wasserandrangsrate
$\dot{V}_0$	m^3/s	Volumenstrom (bei Erstmessung)
$\dot{V}_{t_0}$	m^3/s	Abflussrate (Schüttungsrate) zum Zeitpunkt t_0
v_{fl}	m/s	Fließgeschwindigkeit
v_a	m/s	Abstandsgeschwindigkeit
v_b	m/s	Bahngeschwindigkeit
v_f	m/s	Filtergeschwindigkeit
v_{Fl}	m/s	(charakteristische) Strömungsgeschwindigkeit des Fluids
v_m	m/s	mittlere zulässige Fließgeschwindigkeit im Filterkies
v_{max}	m/s	maximale Wassereintrittsgeschwindigkeit in den Brunnen
w	$100 \% = 1$	Wassergehalt
W_{pfl}	mm/a	pflanzenverfügbare Wassermenge
$W(u)$	1	THEIS-Brunnenfunktion
$w(X)$	$kg/kg = 1$	Massenanteil = Masse des gelösten Stoffes X in kg pro kg Lösung
x	$mm/(d \cdot hPa)$	Monatskoeffizient (HAUDE) Pa = Pascal (Druck)
x, x_1, x_2	m	Koordinaten
x_1	$\sqrt{\frac{s}{m}}$	$= 15 \sqrt{\frac{s}{m}}$, empirischer Beiwert nach SICHARDT
x_2	$s \cdot mm/m$	empirischer Beiwert für den Bohrlochdurchmesser
z	1	Äquivalenzahl (z.B. Wertigkeit eines Ions)

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
α (alpha)	1/d	quellenspezifischer Koeffizient, Auslaufkoeffizient
α	1/hPa	BUNSEN-Absorptionskoeffizient (temperaturabhängig), Löslichkeitskoeffizient
α_L	1/s	= k_f/l , Leakagekoeffizient
α_D	1	Dissoziationsgrad
β (beta)	1	Dämpfungskoeffizient
$\beta(X)$	g/l mg/l kg/m ³	Massenkonzentration
γ (gamma)	K ⁻¹	Volumenausdehnungskoeffizient
ΔA_{Eg} (delta)	km ²	Fläche des Teileinzugsgebietes
ΔG	J/mol	Differenz der Freien Enthalpien der einzelnen Reaktionspartner
ΔH_S	J/g	Schmelzenthalpie
ΔH_V	J/g	Verdampfungsenthalpie
ΔS	J/(mol·K)	Differenz der molaren Entropien der einzelnen Reaktionspartner
ΔU	J/mol	Differenz der molaren Bindungsenergien der einzelnen Reaktionspartner
ΔV	m ³	Grundwasservorratsänderung
$\Delta \dot{V}_A$	l/s	Teilabflussrate
Δh	m	Grundwasserspiegeldifferenz, Grundwasser-Höhenunterschied
Δh_{Gw}	m	Änderung der Standrohrspiegelhöhe (Absenkung des Grundwasserspiegels)
$\Delta \dot{h}_A$	l/(s·km ²)	Teilabflussspende
Δp	Pa	Druckdifferenz
Δs_a	m	Abstand zwischen zwei Stromlinien
$\delta \text{ } ^2\text{H}$ (delta)	‰	auf einen Standard bezogene relative Differenz des Wasserstoff-Isotopenverhältnisses einer Probe zu dem des Standards
$\delta \text{ } ^{18}\text{O}$	‰	auf einen Standard bezogene relative Differenz des Sauerstoff-Isotopenverhältnisses einer Probe zu dem des Standards
ε (epsilon)	1/min	NATERMANN-Kennwert
ε	1	Dielektrizitätskonstante
η (eta)	Pa·s = kg/(s·m)	dynamische Viskosität (Pa = Pascal (Druck))
Θ (theta)	1	Wassersättigungsgrad = V_W/V_P
ϑ (theta)	°C (Celsius)	Celsius-Temperatur (Temperaturdifferenz 1°C = 1 K)
ϑ_{am}	°C	Jahresmittel der Lufttemperatur
ϑ_{14}	°C	Lufttemperatur um 14 Uhr mittlerer Ortszeit

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
ϑ_W	°C	Wassertemperatur
ϑ_{Si}	°C	Siedetemperatur
ϑ_{Mm}	°C	Monatsmittel der Lufttemperatur
ϑ_{10}	°C	Konstante = 10 °C für Bestimmung des Trockenheitsindex
ϑ_F	°F	Fahrenheit-Temperatur
ϑ_R	°R	REÁUMUR-Temperatur (1 °R = 1,25 K = 1,25 °C)
K (kappa)	1	Gleichgewichtskonstante einer Reaktion
κ (kappa)	S/m	elektrische Leitfähigkeit, $\kappa = 1/\rho_{el}$
Λ_M (lambda)	S·cm ² /g	massenbezogene Äquivalentleitfähigkeit
Λ	S·cm ² /mol	molare Äquivalentleitfähigkeit
λ (lambda)	nm	Wellenlänge
λ	W/(K·m)	Wärmeleitfähigkeit (W = Watt (Leistung)) (K = Kelvin (absolute Temperatur))
λ_A	1/a	Abbaukonstante
v (ny)	m ³ /kg	spezifisches Volumen $v = 1/\varphi$
ν_{FI}	m ² /s	kinematische Viskosität = η/ρ eines Fluids
ν_w	m ² /s	kinematische Viskosität des Wassers
ρ (rho)	kg/m ³	Dichte = m/V
ρ_{Fe}	g/cm ³	Dichte des Feststoffes
ρ_{FI}	kg/m ³	Dichte des Fluids
ρ_{Sch}	kg/cm ³ , g/cm ³	Schüttdichte des Sediments
ρ_W	10 ³ kg/m ³	Dichte des Wassers (bei ... °C)
ρ_{el}	$\Omega \cdot m$	spezifischer elektrischer Widerstand $\rho_{el} = \frac{1}{\kappa}$ (Ω = Ohm (elektrischer Widerstand))
Σ (sigma)		Summe
σ (sigma)	N/m	Oberflächenspannung (N = Newton (Kraft))
σ	kg/(m ³ ·s)	externer Quell-/Senkenterm
τ (tau)	1	(Lichtstrom-) Transmissionsgrad
φ_{14} (phi)	100 % = 1	relative Luftfeuchte um 14 Uhr
φ_{Mm}	100 % = 1	Monatsmittel der relativen Luftfeuchte
φ_e	lm (Lumen)	einfallender Lichtstrom
φ_{tr}	lm	durchgelassener Lichtstrom
χ (chi)	1	Anteil des Uferfiltrats am Mischgrundwasser
$\chi\left(\frac{1}{Z}X\right)$	100 % = 1	Stoffmengenanteile der Äquivalente

Formelzeichen	Einheit	Größe/Begriff
χ	$\text{m}^2/\text{N} = 1/\text{Pa}$	Kompressibilität = $1/E$ (Pa = Pascal (Druck)) (N = Newton (Kraft))
χ_{Fe}	m^2/N	Kompressibilität des porösen Mediums (Feststoff)
χ_{W}	m^2/N	Kompressibilität des Wassers = $4,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$
Ψ_{m} (psi)	hPa	Matrixpotenzial (Saugspannung, Wasserspannung) / Unterdruck (Pa = Pascal (Druck))
∇	1/m	Nabla-Operator

Gleichungen nach DIN 1313

Gleichungsnummern in Klammern (z.B. (Gl. 43)) weisen auf die Originalgleichung hin.

1) Einheitengleichungen

Einheitengleichungen geben den zahlenmäßigen Zusammenhang zwischen Einheiten an, z.B.

$$1 \text{ kp} = 9,81 \text{ N}.$$

Diese Beziehungen sind keine Proportionen, sondern Gleichungen, die nach den Gesetzen der Algebra umgestellt werden können, z.B.

$$\frac{1 \text{ kp}}{9,81 \text{ N}} = 1.$$

Allgemeine Umrechnungen

$$1 \text{ m} = 10^3 \text{ mm} \Rightarrow \frac{1 \text{ m}}{10^3 \text{ mm}} = 1$$

$$10^3 \text{ l} = 1 \text{ m}^3 \Rightarrow \frac{10^3 \text{ l}}{1 \text{ m}^3} = 1$$

$$10^6 \text{ m}^2 = 1 \text{ km}^2 \Rightarrow \frac{10^6 \text{ m}^2}{1 \text{ km}^2} = 1$$

$$1 \text{ a} = 365 \cdot 24 \cdot 3600 \text{ s} \Rightarrow \frac{1 \text{ a}}{365 \cdot 24 \cdot 3600 \text{ s}} = 1$$

Umrechnung von Raten ($\frac{\text{mm}}{\text{a}}$) und Spenden ($\frac{1}{\text{a} \cdot \text{m}^2}$ oder $\frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$)

$$1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} = 1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} \cdot \frac{1 \text{ m}}{10^3 \text{ mm}} \cdot \frac{10^3 \text{ l}}{1 \text{ m}^3} = 1 \frac{\text{l}}{\text{m}^2 \cdot \text{a}}$$

$$1 \frac{1}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} = \frac{1 \text{ l}}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} \cdot \frac{10^6 \text{ m}^2}{1 \text{ km}^2} \cdot \frac{1 \text{ a}}{3,15576 \cdot 10^7 \text{ s}} = 0,03168 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$$

$$1 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = \frac{1 \text{ l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2} \cdot \frac{1 \text{ km}^2}{10^6 \text{ m}^2} \cdot \frac{1 \text{ m}^3}{10^3 \text{ l}} \cdot \frac{10^3 \text{ mm}}{1 \text{ m}} \cdot \frac{3,15576 \cdot 10^7 \text{ s}}{1 \text{ a}} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$$

Beispiel:

Gegeben ist die oberirdische Abflussrate $\dot{h}_{\text{Ao}} = 345 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$

Gesucht wird die oberirdische Abflussspende $\dot{h}_{\text{Ao}}$ in $\frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$.

Folgende Einheiten-Gleichungen werden verwendet:

$$\dot{h}_N = 345 \frac{\text{mm}}{\text{a}} \cdot \frac{1 \text{ m}}{10^3 \text{ mm}} \cdot \frac{10^3 \text{ l}}{1 \text{ m}^3} \cdot \frac{10^6 \text{ m}^2}{1 \text{ km}^2} \cdot \frac{1 \text{ a}}{365 \cdot 24 \cdot 3600 \text{ s}}$$

$$\dot{h}_N = 345 \cdot 0,03168 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 10,9 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$$

Umrechnung des Kalenderjahres

normales Kalenderjahr

$$1 \text{ a} = 365 \text{ d} = 3,1536 \cdot 10^7 \text{ s}$$

$$1 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,536 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$$

mittleres Kalenderjahr

$$1 \text{ a} = 365,25 \text{ d} = 3,15576 \cdot 10^7 \text{ s}$$

$$1 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$$

$$1 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,6881 \cdot 10^{-3} \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$$

2) Größengleichungen

In den Größengleichungen werden für die Formelzeichen Zahlenwerte und Einheiten eingesetzt. Größengleichungen stellen die Beziehung zwischen den Größen dar. Dies geschieht durch Verwendung der Formelzeichen der einzelnen Größen.

Beispiel:

Das DARCY-Gesetz (1856) lässt sich als Größengleichung schreiben:

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l}.$$

$\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

A = Fläche (m^2),

h = Druckhöhendifferenz (m),

l = Fließlänge (m).

Die Vorgabe von Einheiten ist überflüssig, da die Größengleichung hiervon unabhängig ist.

Mit folgenden Messwerten für die Durchströmung eines Grundwasserleiters

$$k_f = 6,4 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}}{\text{s}}, \quad A = 24\,000 \text{ m}^2, \quad h = 5 \text{ m}, \quad l = 600 \text{ m},$$

errechnet sich der Volumenstrom

$$\dot{V} = 6,4 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot 24\,000 \text{ m}^2 \cdot \frac{5 \text{ m}}{600 \text{ m}} = 1,28 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

oder

$$\dot{V} = 1,28 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \frac{3\,600 \text{ s}}{1 \text{ h}} = 4\,608 \frac{\text{m}^3}{\text{h}}.$$

3) Zahlenwertgleichungen

Zahlenwertgleichungen, oft empirische Gleichungen (z.B. in der Chemie), enthalten nur Zahlenwerte der verwendeten Größen. Sie sind zugeschnittene Größengleichungen. Die Formelzeichen treten daher nur in geschweiften Klammern auf z.B.: Zahlenwert der Kraft $F = \{F\}$. Die physikalischen Größen sind das Produkt aus Zahlenwert (Formelzeichen in geschweiften Klammern) und Einheit (Formelzeichen in eckigen Klammern), z.B. für die Kraft F : $F = \{F\} \cdot [F]$. Eine dringend notwendige Legende (Zusatz) legt fest, welche Einheiten für die einzelnen Größen gelten.

Beispiel:

Für die Reichweite einer Grundwasserentnahme gilt nach SICHARDT folgende Gleichung:

$$\{l_R\} = 3\,000 \cdot \{h_s\} \cdot \sqrt{\{k_f\}}$$

l_R = Reichweite (m),

h_s = Absenkungsbetrag des Brunnenwasserspiegels (m),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s).

Mit folgenden Werten

$$h_s = 3,50 \text{ m} \quad \text{und} \quad k_f = 5,5 \cdot 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

errechnet sich der Zahlenwert

$$\{l_R\} = 3\,000 \cdot 3,50 \cdot \sqrt{5,5 \cdot 10^{-5}} = 77,86.$$

Somit ist die Reichweite

$$l_R = 77,86 \text{ m}.$$

1 Einleitung

Das im **hydrologischen Kreislauf** auf der Erde zirkulierende Wasservolumen wird auf $1,38 \cdot 10^{18} \text{ m}^3$ geschätzt. Gut 70 % der Erdoberfläche sind mit Wasser bedeckt, jedoch ist der größte Teil (Ozeane) salzig, nur etwa 2,5 % sind Süßwasser. Davon ist aber nur ein Teil als Trinkwasser nutzbar. 68,7 % sind in Eis und Schnee, rd. 1,2 % in anderen geographischen Einheiten (Seen 0,26 %, Flüssen 0,006 %, Feuchtgebieten 0,03 %, Frostgebieten 0,86 %) gebunden und nur 30,1 % sind „süßes“ Grundwasser.

Indes sind diese globalen Zahlen nur bedingt auf mitteleuropäische Verhältnisse übertragbar.

Der **Wasserverbrauch** in Deutschland wird vom Statistischen Bundesamt Wiesbaden und dem Bundesverband der deutschen Gas- und Wasserwirtschaft e. V. (BGW) Berlin erfasst. In

der derzeit (Januar 2004) vorliegenden 112. Wasserstatistik aus dem Jahr 2000 sind 74 % des insgesamt von der öffentlichen Wasserversorgung geförderten Wasservolumens erfasst. Auf der Basis dieser repräsentativen Ergebnisse und aktuellen Veränderungsraten wurden die Daten zur Gesamtentwicklung in Deutschland hochgerechnet. Die Förderung der verschiedenen Grundwasserfassungsarten und die Gesamtförderung ist aus Abb. 1 ersichtlich.

Nach diesen Zahlen erfolgt die Trinkwasserförderung, Quellen (ebenfalls aus Grundwasser gespeist) einbezogen, mit rd. 73 % weitgehend aus Grundwasser. Insgesamt ist jedoch eine Abnahme der Wasserförderung und damit des Wasserverbrauchs festzustellen, in den neuen mehr als in den alten Bundesländern. Zudem ergibt

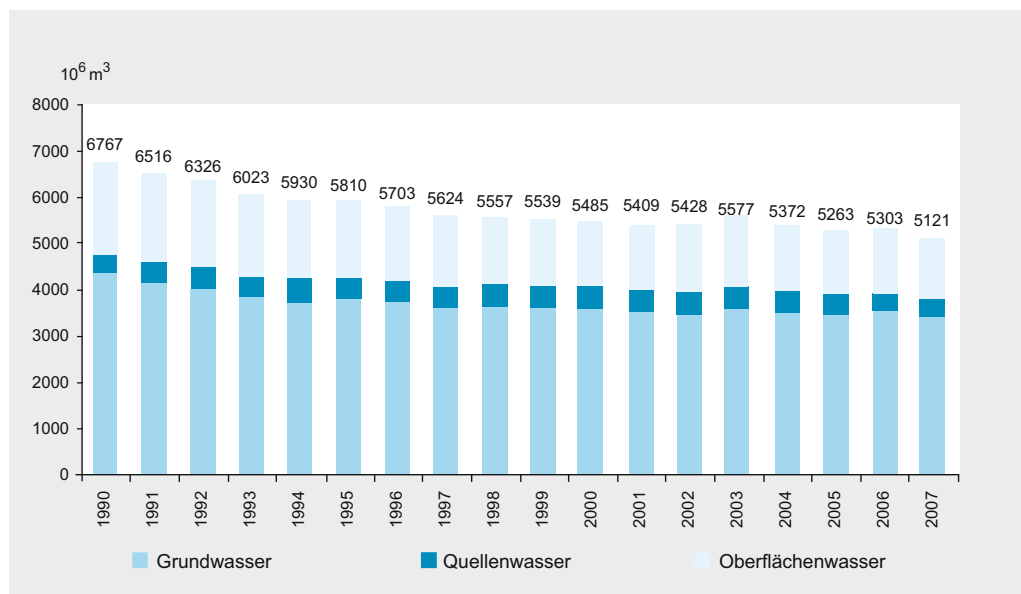


Abb. 1: Wasserförderung in Deutschland¹.

1 sich nach HÖLTING (1991) für die alten Bundesländer eine Grundwasser-Neubildungsrate von $63 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{a}$, von denen nur 4,1 % durch Brunnen in Wasserwerken gefördert werden.

Der Wasserverbrauch wird nach den derzeitigen Zahlen künftig eher rückläufig sein, sodass die Schwerpunkte künftiger Bemühungen zur Sicherung der Wasserversorgung mehr bei der Erhaltung der Wasserbeschaffenheit liegen werden. Besonders in der Grundlagenforschung wurden größere Anstrengungen unternommen, um die Probleme anthropogener, d.h. durch menschliche Aktivitäten entstandener Beeinflussungen auf das Grundwasser in den Griff zu bekommen. Mehr und mehr zeigt sich, dass das Grundwasser an ökonomischer Bedeutung gewinnt.

Einen wesentlichen Beitrag zur Lösung solcher Probleme leistet die **Hydrogeologie** – Teil der Geologie – als Wissenschaft, die sich mit den Eigenschaften des Wassers in den Hohlräumen der Lithosphäre und seinen Wechselwirkungen mit dem Gestein (DIN 4049-1) auseinandersetzt. Aufgabe der Hydrogeologie ist es, gemeinsam mit der Wasserwirtschaft, Grundwasservorräte abzuschätzen, zu erschließen und optimal zu nutzen. Grundwasser ist zwar von Natur aus frei von gesundheitsgefährdenden Eigenschaften und nach Herkunft und Beschaffenheit appetitlich, doch wird es durch zunehmenden Ge- und Verbrauch sowie durch Umwelteinflüsse mehr und mehr gefährdet. Zum Wohl der Allgemeinheit kommt daher dem Schutz des Grundwassers gegenüber konkurrierenden Interessen ein entscheidendes Gewicht zu, dies geschieht durch Ausweisung von Schutzgebieten (DVGW, 1995b). Aber nicht nur Grundwassererschließung und Grundwasserschutz sind Aufgaben der Hydrogeologie, sondern auch die Kenntnis und Erhaltung der Wasserbeschaffenheit, nicht zuletzt bei Mineral- und Heilquellen. Grundwasservorräte und -beschaffenheit werden in hydrogeologischen Karten dargestellt und in wasserwirtschaftlichen Rahmenplänen und Raumordnungsplanungen berücksichtigt. Schließlich sind hydrogeologische Untersuchungen vielfach Grundlage wasserrechtlicher Entscheidungen.

Eine solche Aufzählung kann naturgemäß die vielseitige praxisbezogene Tätigkeit der Hydrogeologen nur streifen. Ebenso wichtig sind Forschung und Lehre. Die moderne Hydrogeologie ist zwar aus der Geologie hervorgegangen, hat

sich aber zu einem eigenständigen interdisziplinären Zweig der Naturwissenschaften entwickelt. Sie ist aus Teilen klassischer Disziplinen wie Geologie, Hydrologie, Meteorologie, Physik, Chemie, Biologie u.a. hervorgegangen. Aufgabe der Forschung ist es dabei, neue Erkenntnisse zu gewinnen, sie der Praxis zu vermitteln und in der Lehre Nachwuchswissenschaftler heranzubilden. Die Studienrichtung Hydrogeologie findet sich als Schwerpunkt oder Vertiefung im Rahmen der bundesweiten Einführung der Bachelor- und Masterstudiengänge in der Novellierung des Hochschulrahmengesetzes (HRG) vom 20. August 1998 (geändert durch Art. 1 des Gesetzes vom 8. August 2002). Hintergrund dieser Studienstrukturreform bildet der sogenannte Bologna-Prozess, der als Kernstück die Schaffung eines internationalen, interdisziplinären und durchlässigen „Europäischen Hochschulraums“ vorsieht. Mit der Festsetzung von Mindeststandards für die hydrogeologische Ausbildung beschäftigt sich der ARBEITSKREIS AUSBILDUNG UND INFORMATION (AK Aus + In) der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (FH-DGG).

Grundwasser ist ein Bodenschatz, der eng mit dem Leben des Menschen verbunden ist. Sein Schutz ist durch zahlreiche Vorschriften vorgesehen, nicht zuletzt gewährleistet durch das Wasserhaushaltsgesetz (WHG) und entsprechende Rechtsvorschriften der Bundesländer. Das Bundes-Bodenschutzgesetz (BBodSchG) vom 17. März 1998 hat durch seine direkte Einwirkung auf den Boden nicht nur dessen Schutz zum Ziel, es wirkt indirekt auch auf das (Grund-)Wasser. Aus wissenschaftlicher Sicht liegen dazu gründliche Ausarbeitungen vor (ROSENKRANZ et al., 1988; BLUME, 1990). Die Bewahrung des Bodenschatzes Grundwasser gehört zur Daseinsvorsorge des Menschen und zur Erhaltung der Lebensqualitäten. Voraussetzung dafür ist es, Werden und Vergehen des Wassers, insbesondere des Grundwassers, zu kennen.

Auf europäischer Ebene wurde nach längerer Diskussion (seit 1996) die „Richtlinie des Rates zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik“ vom 22. Oktober 2000 beschlossen und am 22. Dezember 2000 veröffentlicht. Diese **Wasserrahmenrichtlinie (WRRL)** soll in den Ländern der Europäischen Union Schutz und

Verbesserung der Zustände aller aquatischen Systeme und Grundwässer einschließlich der Landökosysteme erzielen. Ferner soll ein Beitrag zum Schutz des Meeres, der Verminderung der Auswirkung von Hochwässern und Dürren sowie zur Reduzierung der Grundwasserverschmutzung mit schädlichen Substanzen geleistet werden. Zentrales Element sind Flussgebiete, in denen Bewirtschaftungspläne und Maßnahmenprogramme aufgestellt werden sollen. Unter Flussgebiet

wird das gesamte Gebiet verstanden, aus welchem der Oberflächenabfluss zu einer Flussmündung ins Meer gelangt, wobei die Flächen landes- bzw. grenzüberschreitend sind. Seit Dezember 2006 liegt die erste „Tochterrichtlinie“ der WRRL vor. Sie hat den „Schutz des Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung“ zum Ziel.

Die Inhalte der Richtlinie werden in die Rechtsvorschriften (Gesetze) der Mitgliedsstaaten der Europäischen Union übernommen.

2 Überblick über die Historie

Schon in frühester Zeit wusste der Mensch das Grundwasser zu nutzen. Zuerst schöpfte er es wohl aus Quellen, entwickelte aber bald auch technische Geräte zu seiner Erschließung. Etwa 3 000 v. Chr. wurden mit hölzernen Maschinen Brunnen gebohrt. Im alten China wurden Bohrtiefen bis 1500 m erreicht. Großartige Anlagen zur Wassererschließung waren lange Sickerungen (arab. **Kanat**, **Qanat**), die flach in Alluvionen verlegt wurden. Kanate wurden wahrscheinlich schon vor 2 500 Jahren im Iran gebaut und dienten gleichermaßen zur Trinkwasserversorgung, wie zu landwirtschaftlichen Bewässerungen. Ein Kanat-System soll in Ägypten 500 v. Chr. 4 700 km² Land bewässert haben.

Die geschichtliche Entwicklung der Wissenschaft vom Wasser, seinen Erscheinungsformen über, auf und unter der Landoberfläche, seinen Eigenschaften und natürlichen Zusammenhängen (heute als Hydrologie bezeichnet) vollzog sich dagegen recht langsam. Bis ins 17. Jahrhundert hinein galt allein die Theorie der Griechen (**ARISTOTELES** (griechischer Philosoph; 384–322 v. Chr.), **THALES VON MILET** (griechischer Mathematiker; 640–546 v. Chr.), **PLATO** (griechischer Philosoph; 427–347 v. Chr.) und **HOMER** (Dichter; ca. 1 000 v. Chr.)) und nach ihnen der Römer (**LUCRETIVUS SENECA** (römischer Dichter und Philosoph; 4 v. Chr.–65 n. Chr.), **PLINIUS** (römischer Gelehrter; 23–79 n. Chr.), **VITRUVIUS**), wonach das Grundwasser aus dem Meer durch unterirdische Kanäle unter Bergen hindurch in das Land ströme. Man meinte, die Erde sei zu undurchlässig, als dass dort Regenwasser versickern und das Grundwasser ergänzen könne. Die technische Nutzung verzeichnete jedoch schon früh erstaunliche Höhepunkte, wie die antiken Wasserversorgungen erkennen lassen (**SEXTUS JULIUS FRONTINUS**, römischer Senator und Schriftsteller; 40–103 n. Chr.). Die antike Theorie des Wasserkreislaufs wurde bis in die Renaissance hinein

übernommen. Selbst der deutsche Astronom **JOHANNES KEPLER** (1571–1630) glaubte noch – in Anlehnung an die altgriechische Lehre –, die Erde nehme wie ein riesiges Tier das Meerwasser auf, verdaue es und speie es als Süßwasser über Quellen und Flüsse wieder aus. Fast zur selben Zeit jedoch lehrte in Frankreich der Philosoph **BERNARD PALISSY** (1510–1589), dass Grundwasser durch versickerndes Regenwasser ergänzt würde; allein man glaubte ihm nicht.

Mit dem 17. Jahrhundert begann die Periode des Messens. **PIERRE PERRAULT** (französischer Hydrologe; 1608–1680) war es, der die Regennengen maß und den Abfluss der oberen Seine schätzte. 1674 berichtete er, dass nur ein Sechstel der Niederschläge über den Fluss abfließt. Aufgrund dieser und eigener Messungen konzipierte **EDME MARIOTTE** (französischer Physiker; 1620–1684) die Theorie der Grundwasserneubildungen durch in den Erdboden versickernde Niederschläge. Den dritten und entscheidenden Beitrag leistete der englische Astronom **EDMOND HALLEY** (1656–1742), der Messungen der Verdunstung ausführte und ein treffendes Bild des Wasserkreislaufs auf der Erde zeichnete.

Während des 18. und 19. Jahrhunderts wurden erste wesentliche geologische Erkenntnisse gewonnen und damit die Voraussetzungen zum Verständnis von Grundwasserbewegungen geschaffen. Die Zeit hydrologischer Versuche begann. Hier ist vor allem der französische Wasserbauingenieur **HENRY DARCY** (1803–1858) zu nennen, der nach vorausgegangenen Versuchen von **GOTTHILF HEINRICH LUDWIG HAGEN** (deutscher Wasserbauingenieur; 1797–1884) und **JEAN LOUIS MARIE POISEUILLE** (französischer Physiologe und Physiker; 1799–1869) den Durchlässigkeitsbeiwert k_f einführte. **HAGEN** entdeckte 1839 die Gesetzmäßigkeit der laminaren Strömung homogener Viskositäten (**HAGEN**, 1839), die unabhängig von ihm auch von **POISEUILLE** (1841) hergeleitet

2 wurde und das als HAGEN-POISEUILLE-Gesetz (HAGEN, 1870) bekannt ist.

Als ersten, weitgehend empirisch arbeitenden Hydrogeologen muss man wohl den Franzosen JEAN PARAMELLE (1790–1875) bezeichnen, der im Jahre 1856 eine „Quellenkunde“ veröffentlichte und zahlreiche Gemeinden bei Wassererschließungen beriet (ADAMS & MICHEL, 1989). Bedeutende Beiträge leisteten ferner JULES DUPUIT (französischer Ingenieur und Ökonom; 1804–1866), PHILIPP FORCHHEIMER (österreichischer Ingenieur; 1852–1933) und ADOLF THIEM (deutscher Bauingenieur; 1836–1908). Mit dem 20. Jahrhundert entwickelte sich die Hydrogeologie mehr und mehr zu einem selbständigen wissenschaftlichen Zweig. Mit dieser Entwicklung sind Namen wie R. DACHLER, E. IMBEAUX, KONRAD KEILHACK (deutscher Geologe; 1858–1944) (LÖHNERT 1997), W. KOEHNE, J. KOZENY, E. PRINZ und GÜNTHER THIEM verbunden, um nur einige zu nennen. Viele der gefundenen Gesetzmäßigkeiten waren jedoch weitgehend empirisch. Erst seit etwa dem Jahre 1950 begann vor allem mit der Entwicklung elektronischer Rechner die theoretische Durchdringung der Hydrologie und Geohydrologie. Durch numerische Grundwassermodelle können heute großräumig geohydrologische Entwicklungen untersucht und prognostiziert wer-

den. Einen ausführlichen Überblick über die Geschichte der Hydrogeologie und den Beitrag amerikanischer Wissenschaftler gibt FETTER (2004).

Der Begriff „**Hydrogeologie**“ wurde 1802 zuerst von JEAN-BAPTISTE DE LAMARCK (französischer Botaniker und Zoologe; 1744–1829) gebraucht, allerdings in dem Sinne, dass damit alle Phänomene der Abtragung und Ablagerung durch die Kräfte des fließenden Wassers gemeint waren. Diese Sichtweise setzte sich jedoch nicht durch. Der Engländer JOSEPH LUCAS (MATHER, J., 2001) wandte 1877 diesen Begriff im Zusammenhang mit der geologischen Untersuchung des Grundwassers an.

In den Dreißiger Jahren wurde diskutiert, ob es besser „**Hydrogeologie**“ oder „**Geohydrologie**“ heiße. Heute hat sich allgemein durchgesetzt, Hydrogeologie als Oberbegriff zu verwenden für die Wissenschaft, die sich mit der Erforschung des Grundwassers befasst. Die Geohydrologie ist Teil der Hydrogeologie und erforscht die Hydrologie des unterirdischen Wassers. Bereichert wird dieses Kapitel durch ZETINIGG (1990), der sich mit der Entwicklung des Begriffes „Hydrogeologie“ auseinandersetzte. Die fachliche Entwicklung bis zur modernen Hydrogeologie beschrieb HÖLTING (1984a).

3 Allgemeine Hydrogeologie

Die „**Allgemeine Hydrogeologie**“ befasst sich mit den Erkenntnissen der Grundlagenforschung, die in der „**Angewandten Hydrogeologie**“ in die Praxis umgesetzt werden. Begriffe der Definitionen aus der Hydrogeologie und Hydrologie finden sich in verschiedenen DIN-Blättern. Eine Zusammenstellung fremdsprachlicher Begriffe wurde von PFANNKUCH (1990) erarbeitet.

3.1 Theorien und Grundbegriffe

Die besonders in der älteren Literatur festzustellende unterschiedliche Verwendung hydrogeologischer und wasserwirtschaftlicher Begriffe machte es erforderlich, diese zum eindeutigen Verständnis zu normen. Im Jahre 1944 erschien die erste Fassung der DIN 4049-1, eine zweite Fassung im März 1954, eine dritte im September 1979. Die 4. Fassung wurde in drei Teilen veröffentlicht:

- 4049-1: Hydrologie – Grundbegriffe (Ausgabe 12.92) mit den Abschnitten: Allgemeines, Messwesen/Modelle, Statistik.
- 4049-2: Hydrologie – Begriffe der Grundwasserbeschaffenheit (Ausgabe 04.90) mit den Abschnitten: Allgemeine Begriffe, physikalische und chemische Begriffe, ökologische Begriffe, limnologische Begriffe, Begriffe für Probennahme und Auswertung.
- 4049-3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie (Ausgabe 10.94) mit den Abschnitten Niederschlag/Wasserbilanz, Oberirdische Gewässer, Unterirdische Gewässer.

Ein ursprünglich als eigener Teil im April 1990 als Gelbdruck erschienener Teil 5 ist in Teil 3 eingearbeitet worden.

Soweit nicht anders vermerkt, ist nachfolgend die letzte Ausgabe gemeint.

3.1.1 Definition des Grundwassers

Nach allen Fassungen der DIN 4049 ist **Grundwasser** „unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdkruste zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung ausschließlich oder nahezu ausschließlich durch die Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräften bestimmt wird“.

Der Begriff Grundwasser besagt nichts über die Art der Entstehung und hängt nicht vom petrographischen Zustand des Gebirges ab. Die Hohlräume, die Grundwasser enthalten, können verschiedene Größen und Formen besitzen. Dies können Poren, Trennflächen (z.B. Störungen, Klüfte, Schichtfugen etc.) sowie größere Hohlräume (Verkarstungen) sein. Unterirdische Teilstücke von oberirdischen Wasserläufen sind kein Grundwasser und werden als unterirdische Wasserläufe bezeichnet.

Diese Definition des Begriffes Grundwasser stimmt mit der Definition des Rates der Europäischen Gemeinschaft (EG) in der „Richtlinie über den Schutz des Grundwassers gegen Verschmutzung durch bestimmte gefährliche Stoffe“ vom 17. Dezember 1979 (Brüssel, 1979) überein. Nach Art. 1, Abs. 2a dieser Richtlinie ist Grundwasser alles unterirdische Wasser in der Sättigungszone (Abschn. 3.4.1), das in unmittelbarer Berührung mit dem Boden oder dem Untergrund steht. Die gleiche Definition hat die EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) in Artikel 2, Absatz 2, übernommen.

3

Die das Wasserwesen betreffenden Normen sind im DIN-Taschenbuch 211 (Wasserwesen/Begriffe) zusammengefasst.

3.1.2 Theorien und Grundbegriffe der Grundwasserneubildung

Für die Grundwasserneubildung gibt es drei klassische Theorien:

- **Theorie des juvenilen Wassers:** Als juvenil wird ein Wasser bezeichnet, das noch nicht am irdischen Wasserkreislauf teilgenommen hat und aus der magmatischen Differentiation stammt. Magma enthält Wasser, das z.B. bei vulkanischen Eruptionen an die Erdoberfläche tritt und sich dann am irdischen Wasserkreislauf beteiligt (PINNEKER, 1992). Der Begriff „juveniles Wasser“ wurde von dem österreichischen Geologen EDUARD SUESS im Jahre 1909 geprägt. Ob und in welchem Maße aber die Grundwasserneubildung durch juveniles Wasser beeinflusst wird, ist heute noch nicht exakt zu erfassen, obwohl es bereits hierzu isopenhydrologische Untersuchungen ($^4\text{He}/^3\text{He}$ -Verhältnis) gibt. Daher ist dieser Art der Grundwasserneubildung bisher ein mehr hypothetischer Wert beizumessen. Im Gegensatz zum juvenilen Wasser steht das **vadose** Wasser, das bereits am Kreislauf teilgenommen hat.
- **Infiltrationstheorie:** Sie besagt, dass das Grundwasser aus dem versickernden Anteil des Niederschlags stammt. Dieser Art der Neubildung kommt im humiden Klima quantitativ die entscheidende Rolle zu.
- **Kondensationstheorie:** Im 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts erkannte man, dass die MARIOTTE-Infiltrationstheorie, wonach das Grundwasser allein aus dem infiltrierten Anteil des Niederschlags stammt, nicht überall zutrifft. So entstehen in Wüsten und Halbwüsten geringe Mengen Grundwasser dadurch, dass es zu nächtlichen Kondensatbildungen aus der Luftfeuchtigkeit kommt. Dies führt zur Taubildung. Das Tauwasser dringt in den Boden ein, sodass eine Grundwasserneubildung ohne Regenfälle erfolgt. In humiden Kli-

ma bereichen ist diese Art der Neubildung jedoch quantitativ unerheblich.

Unter **Grundwasserneubildung** wird der Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser verstanden (DIN 4049-3). Das Volumen des auf einer bestimmten Fläche infiltrierten Wassers während einer bestimmten Zeitspanne ergibt die **Grundwasser-Neubildungsrate** (m^3/s oder l/s). Wie beim Abfluss wird unterschieden zwischen der **Grundwasserneubildungshöhe** (mm/a) und der **Grundwasserneubildungsspende** ($\text{l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$). Letztere wird auf eine definierte Fläche, das **unterirdische Einzugsgebiet**, bezogen (in der Horizontalprojektion gemessenes Gebiet, aus dem Wasser einem bestimmten Ort zufließt; dieses Gebiet kann durch **unterirdische Wasserscheiden** abgegrenzt sein).

Die regionale Untersuchung der Grundwasserneubildung stellt eine der zentralen Aufgaben in der Angewandten Hydrogeologie dar, wobei es darum geht, das erschließbare Grundwasservolumen zu erkunden (Abschn. 4.1.3). Die Methoden zur Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsraten wurden vom ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft zusammengestellt (AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG, 1977).

3.1.3 Grundbegriffe der Hydrogeologie

Zur klaren Verständigung bei wissenschaftlichen Arbeiten ist eine Definition der Fachausdrücke notwendig. So wurde im Juni 1944 die erste Ausgabe der DIN 4049 zur Normung hydrologischer Begriffe herausgegeben. Die zweite Ausgabe erschien im März 1954, die dritte im September 1979, eine vierte als Teil 3 im Oktober 1994. Wenn auch eine Norm nicht rechtsverbindlich ist, so sollte sie doch in jedem Fall angewandt werden, weil hier Begriffsinhalte eindeutig definiert sind.

DIN-Normen entsprechen den „allgemein anerkannten Regeln der Technik“. Aus diesem Grunde werden im weiteren Text die zur Beschreibung eines Grundwasserleiters notwendigen Begriffe nach der DIN 4049-3, 4. Fassung, erläutert, jedoch auch die, welche nur in der 2. oder

3. Fassung enthalten waren und aus hydrogeologischer Sicht nach wie vor notwendig sind (Abb. 2). Weitere Begriffsdefinitionen finden sich bei ADAM et al. (2000).

Gesteinskörper werden entsprechend dem Maß ihrer Fähigkeit Wasser zu leiten wie folgt unterschieden:

- Ein **Grundwasserleiter** ist ein Gesteinskörper, der Hohlräume (Poren, Klüfte) enthält und somit geeignet ist, Grundwasser zu leiten.
- Als **Grundwasserhemmer** (auch: Grundwassergeringleiter) werden die Gesteinskörper bezeichnet, die im Vergleich zu einem benachbarten Grundwasserleiter gering wasserdurchlässig sind.
- Ein **Grundwassernichtleiter** wird aus Gesteinskörpern gebildet, die wasserundurchlässig sind.

Früher verwendete Begriffe wie z.B. Grundwasserhorizont oder Grundwasserträger, sollten dagegen nicht mehr benutzt werden.

Diese Klassifizierung, die sowohl bei Lockerals auch Festgesteinen angewandt wird, ist zwar recht grob, hat sich aber in der hydrogeologischen Praxis bewährt.

Der **Grundwasserkörpers** ist ein Grundwasservorkommen oder ein Teil eines solchen, welches abgrenzbar ist.

Unter **Grundwasserraum** wird dagegen der Gesteinskörper verstanden, der mit Grundwasser gefüllt ist. Die **Grundwasseroberfläche** ist die obere Grenzfläche, die **Grundwasserunterfläche** (oder **-sohle**) die untere Grenzfläche des Grundwasserkörpers. Als **Grundwassermächtigkeit** ist der lotrechte Abstand zwischen Grundwasserunter- und Grundwasseroberfläche definiert. Der **Grundwasserflurabstand** ist der lotrechte Abstand zwischen der Erdoberfläche und der Grundwasseroberfläche des ersten Grundwasserstockwerkes. Liegt die freie Grundwasseroberfläche innerhalb des Grundwasserleiters, fallen also Grundwasseroberfläche und -druckfläche (Fläche, welche zueinander gehörige Standrohrspiegelhöhen in Brunnen und Grundwassermessstellen verbindet) zusammen, dann spricht man von einem **freien Grundwasser**. Häufig fallen jedoch Grundwasseroberfläche und Grundwasserdrukfläche nicht zusammen. Das ist dann der Fall, wenn der Grundwasserleiter von schlecht durch-

lässigen (**Grundwasserhemmer**) oder sogar undurchlässigen Schichten (**Grundwassernichtleiter**) abgedeckt wird. Das Grundwasser kann also nicht so hoch ansteigen, wie es seinem hydrostatischen Druck entspricht. Unter diesen Verhältnissen liegt ein **gespanntes Grundwasser** vor. Ein Sonderfall des gespannten Wassers ist das **artesisch gespannte** (Artesische Bohrlöcher sind für die Umgebung von Artois, Frankreich, um 1126 erwähnt) **Wasser**, bei dem die Grundwasserdrukfläche oberhalb der Erdoberfläche liegt. Die Zweitfassung der DIN 4049 enthielt noch zusätzlich die Begriffe **Grundwasserdeckfläche** als Grenzfläche zwischen dem Grundwasserleiter und der überlagernden schlecht durchlässigen Schicht und **Grundwasserschirmfläche** als Grenzfläche zwischen einer undurchlässigen und einer darunter liegenden durchlässigen, aber nicht bis zur Grenzfläche mit Grundwasser erfüllten Schicht.

Maßgebend für das Gefälle der Grundwasseroberfläche ist die Höhenlage der **Vorflut** (bzw. das Vorflut bietende Gewässer). Ein Vorfluter ist somit das (geo-)hydraulische Bezugsniveau, das das Grundwassergefälle (Gradient der Grundwasserdrukfläche) und somit das (geo-)hydraulische Potenzial eines Grundwasserkörpers bestimmt (Abb. 2).

In den letzten Jahren wurden zunehmend Begriffe aus der englischsprachigen Literatur auch im deutschen Sprachbereich angewandt. Ein Vergleich mit den (amerikanischen) Originaldefinitionen (LOHMAN et al., 1972) zeigt jedoch, dass es sich *nicht* um Synonyme handelt. Diese fremdsprachigen Begriffe sollten deshalb auch in Deutschland nicht weiter verwendet werden. Mit Recht wird in der DIN 4049-3 auf diese Begriffe verzichtet. Beispielhaft werden folgende Begriffe genannt:

- **Aquifer:** der Teil einer Schichtenfolge, der ausreichend durchlässiges (Boden-) Material enthält, um ein signifikantes Wasservolumen an Brunnen oder Quellen abzugeben; die wasserungesättigte Zone wird ausdrücklich (TODD, 2005) darin eingeschlossen. In Deutschland wird jedoch zwischen der ungesättigten und der gesättigten Zone unterschieden. Nach DIN 4049-3 ist Grundwasser nur das Wasser aus der gesättigten Zone. Deshalb sind – entgegen der zuweilen festzustellenden laxen Praxis –

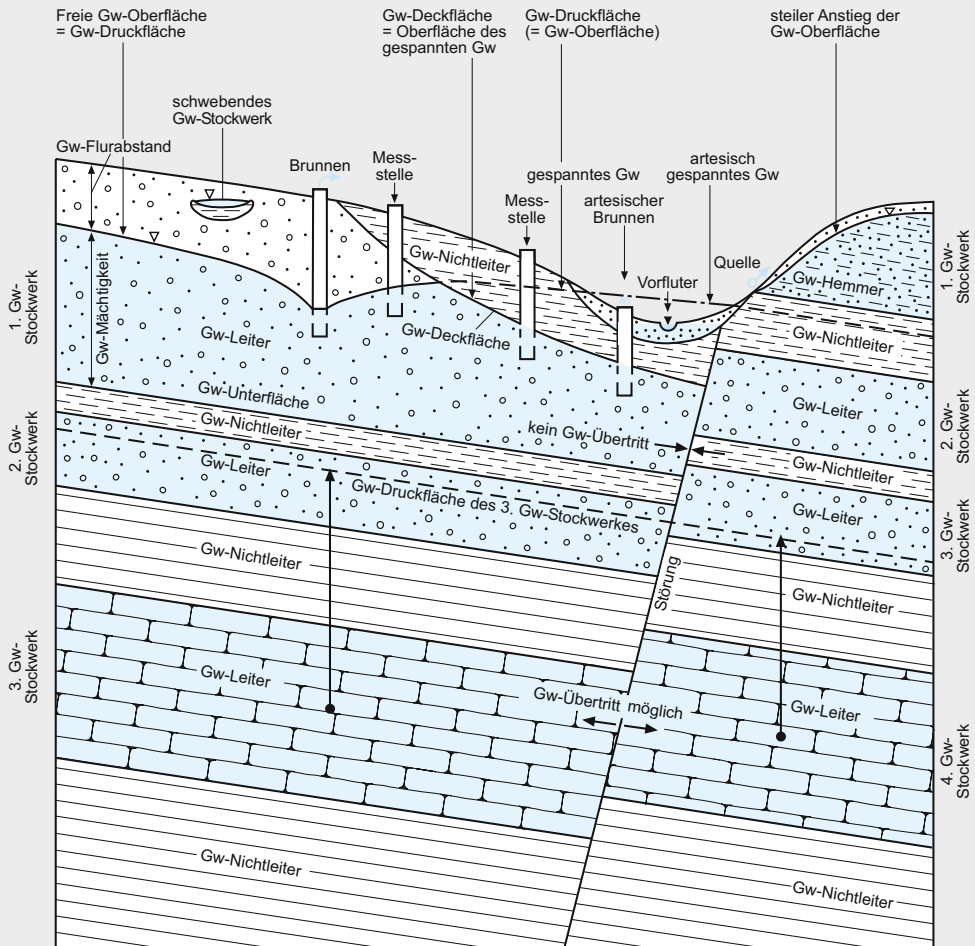


Abb. 2: Erläuterung hydrogeologischer Begriffe

Grundwasserleiter und Aquifer *keine* identischen Begriffe (Synonyme).

- **Aquitard:** entspricht im deutschen Sprachgebrauch dem Geringleiter.
- **Aquifuge:** entspricht dem Grundwassernichtleiter; Aquifuge und Aquitard sind bei LOHMAN et al. (1972) nicht definiert, ebenso nicht:
- **Leakage:** (DIN 4049-3, Stand 1989: Leckage): großflächiger Übertritt von Grundwasser

durch einen Grundwasserhemmer von einem Grundwasserstockwerk in ein anderes.

Wegen unterschiedlicher Verwendung der Begriffe Aquitard und Aquifuge empfahl LOHMAN et al. (1972), diese aufzugeben und stattdessen nur von „**confining beds**“ (stauende Schichten) zu sprechen. Die durchlässigen Schichten werden analog als „**unconfined beds**“ bezeichnet.

Häufig werden mehrere Grundwasserleiter durch schwer- oder nahezu undurchlässige Schichten voneinander getrennt. Der Grundwasserkörper ist dann in mehrere **Grundwasserstockwerke** gegliedert, die sich vielfach auch hydraulisch unterschiedlich verhalten. Die Zählung erfolgt für die einzelnen hydrogeologischen Großeinheiten von oben nach unten (Abb. 2). Fließt Grundwasser aus einem Grundwasserleiter in einen anderen, spricht man von **Grundwasserübertritt**.

Es kommt auch – besonders in Mittelgebirgen – vor, dass oberhalb der tiefer liegenden Grundwasseroberfläche, also in der wasserungesättigten Zone, regional begrenzt eine schlecht durchlässige Schicht vorhanden ist. Auf dieser bildet sich örtlich und häufig auch nur zeitweise (z.B. nach stärkeren Niederschlägen) ein eigener Grundwasserkörper heraus (Abb. 2), der als **schwebendes Grundwasserstockwerk** (oder schwebendes Grundwasser) bezeichnet wird; der tiefere zusammenhängende Leiter wird dann häufig **Hauptgrundwasserleiter** genannt. An den Rändern fließt das Wasser des schwebenden Grundwasserstockwerks über und nährt das darunter liegende Hauptgrundwasserstockwerk.

Nicht genormt ist der in der Hydrogeologie, besonders bei Problemen des Grundwasserschutzes verwendete Begriff Grundwasserdeckschichten, der nicht mit der Grundwasserdeckfläche als der oberen Grenzfläche eines gespannten Grundwassers zu verwechseln ist. Da geologisch unter Deckschichten häufig Schichten des Pleistozäns verstanden werden, ist es korrekter, von **Grundwasserüberdeckung** zu sprechen. Die DIN 4049-3 definiert sie als Gesteinskörper oberhalb einer Grundwasseroberfläche.

3.2 Hohlräume im Untergrund

Grundwasserbewegung ist nur möglich, wenn zusammenhängende Hohlräume vorhanden sind. In einem Gestein, das keine Hohlräume enthält, kann sich kein Grundwasser bewegen. Nun ist der Aufbau der Erdkruste sehr heterogen, so dass dementsprechend die Hohlräume recht unterschiedlich ausgebildet sind. Nach der Art der

Hohlräume unterscheidet man nach DIN 4049-3 Poren-, Kluft- und Karstgrundwasser. Dementsprechend lassen sich die Hohlräume in den Gesteinen, in denen Grundwasser zirkuliert, wie folgt untergliedern:

- Poren-Hohlräume,
- Kluft-(Trennflächen-)Hohlräume,
- Karst-Hohlräume,
- Anthropogen erzeugte Auflockerungen durch Baumaßnahmen (Tunnel, Schächte, etc.).

3.2.1 Poren-Hohlräume

Lockergesteine wie Sand und Kies besitzen zwischen den einzelnen Körnern Poren-Hohlräume. Diese Gesteine sind in Gebieten mit Sedimenten des Jungtertiärs und Quartärs verbreitet, also z.B. im norddeutschen Flachland, in der Oberrheinebene oder im Alpenvorland sowie in Bach- und Flussniederungen. In Deutschland sind auf 46,6 % der Oberfläche Lockergesteine (rd. 166 200 km²) verbreitet.

Unter **Poren** sind die Hohlräume verschiedener Gestalt und Größe zu verstehen, die mit Luft oder mit Wasser gefüllt sind. Diese finden sich in klastischen Sedimenten (z.B. Ton, Sand, Kies, Tuff) zwischen den einzelnen Gesteinspartikeln und stehen miteinander in Verbindung. Diese Bedingungen sind bei Lockergesteinen und teilweise auch z.B. bei verfestigten Sandsteinen gegeben.

3.2.1.1 Porenanteil

Die Gesamtheit aller Poren wird als **Porenvolumen** V_p (**Porenraum**) bezeichnet. Der **Porenanteil** n_p (auch **Porosität**) einer Probe ist nach DIN 4049-3 als Quotient aus dem Volumen aller Poren V_p zum Gesamtvolumen V_{ges} der Probe definiert (Abb. 3):

$$n_p = \frac{V_p}{V_{ges}} \quad \text{Gl. 1}$$

$$\begin{aligned} n_p &= \text{Porenanteil (Porosität) (1),} \\ V_p &= \text{Porenvolumen (m}^3\text{)} = V_W + V_{Lu}, \\ V_{ges} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{),} \end{aligned}$$

3

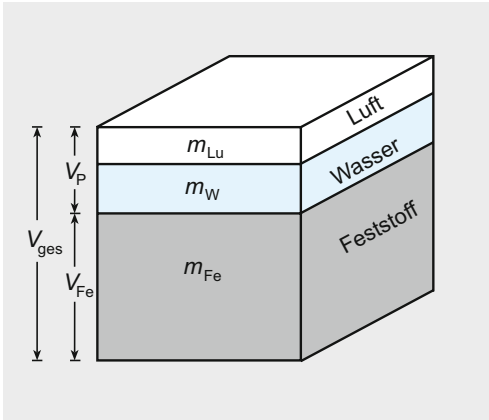


Abb. 3: Verteilung der Phasen im Lockergestein.

V_W = Wasservolumen (m^3),

V_{Lu} = Luftvolumen (m^3).

Hierbei ist V_P die Differenz des **Gesamtvolumens** V_{ges} abzüglich **Feststoffvolumen** V_{Fe} :

$$V_P = V_{ges} - V_{Fe} \quad \text{Gl. 2}$$

V_P = Porenvolumen (m^3),

V_{ges} = Gesamtvolumen (m^3),

V_{Fe} = Feststoffvolumen (m^3).

Der Porenanteil wird auch in Prozent des Gesamtvolumens angegeben. So hat feiner Sand einen Gesamtporenanteil n_p von 40 bis 55 %, grober Sand von 35 bis 40 % und Kies von etwa 35 % (Abb. 4).

Die **Bestimmung des Porenanteils** bzw. Hohlraumanteils erfolgt im Labor. Zunächst wird eine getrocknete Probe gewogen und somit die Masse des Feststoffes m_{Fe} bestimmt. Dann wird die Probe in ein wassergefülltes Messgefäß gegeben; dabei wird der Porenraum mit Wasser gesättigt. Durch die resultierende Wasserverdrängung wird das **Volumen des Feststoffes** V_{Fe} bestimmt. Ihre Dichte ρ_{Fe} lässt sich wie folgt bestimmen:

$$\rho_{Fe} = \frac{m_{Fe}}{V_{Fe}} \quad \text{Gl. 3}$$

ρ_{Fe} = Dichte der Feststoffes (kg/m^3),

m_{Fe} = Masse des Feststoffes (kg),

V_{Fe} = Volumen der Feststoffes (m^3).

Anschließend wird die Probe mit flüssigem Paraffin umhüllt und so versiegelt, erneut in ein wassergefülltes Messgefäß gegeben und so das Gesamtvolumen über die Wasserverdrängung gemessen:

$$V_{ges} = V_{Fe} + V_P \quad (\text{Gl. 2})$$

V_{ges} = Gesamtvolumen (m^3),

V_{Fe} = Volumen der Feststoffes (m^3),

V_P = Porenvolumen (m^3).

Dann ist analog zu Gl. 2:

$$V_P = V_{ges} - V_{Fe}$$

Der Porenanteil n_p ist der Quotient aus dem Porenvolumen und dem Gesamtvolumen:

$$n_p = \frac{V_P}{V_{ges}} = \frac{V_{ges} - V_{Fe}}{V_{ges}} \quad (\text{Gl. 1})$$

Die im Labor bestimmten Porositäten erfassen das gesamte oder absolute Porenvolumen eines Gesteins. Ein Teil des Wassers ist jedoch an den Körnern als **Haftwasser** adhäsiv gebunden und wird so gegen die Schwerkraft gehalten (Abschn. 3.4.1). Mit geringerer Korngröße nimmt die Kornoberfläche pro Volumeneinheit und damit auch der Haftwasseranteil zu. Das hat zur Folge, dass weniger Wasser abgegeben wird als von der trockenen Probe aufgenommen wurde. Der Anteil des Porenvolumens, der für die Grundwasserbewegung verbleibt, der also nicht aus dem Volumen für das Haftwasser besteht, wird als **effektives** (oder durchflusswirksames) **Porenvolumen** V_{Peff} bezeichnet:

$$V_{Peff} = V_P - V_{Hw} \quad \text{Gl. 4}$$

V_{Peff} = effektives Porenvolumen (m^3),

V_P = gesamtes Porenvolumen (m^3),

V_{Hw} = Haftwasservolumen (m^3).

In der Literatur wird die Aufteilung der unterschiedlichen Poren als Quotient aus dem Volumen der Poren zum Gesamtvolumen der Probe

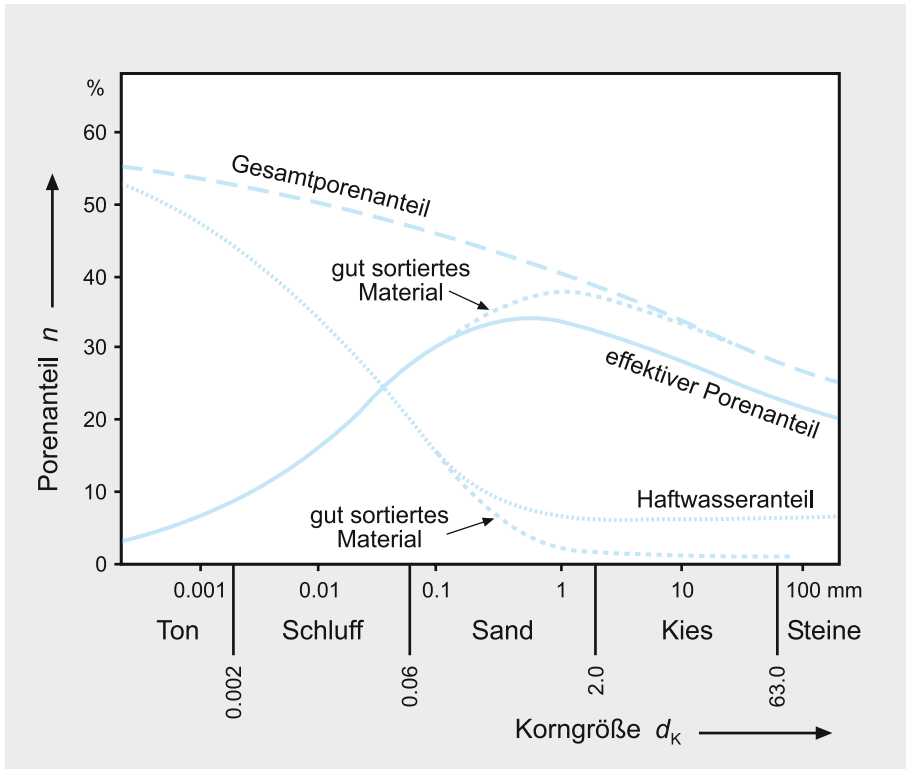


Abb. 4: Beziehung zwischen Gesamtporenanteil n_p , effektivem Porenanteil n_{Peff} und Haftwasseranteil n_{HW} in Abhängigkeit von der Korngröße d_k klastischer Sedimente (verändert nach DAVIS & DE WIEST, 1966).

und damit als Anteil angegeben (meist in Prozent).

Der **effektive** (durchflusswirksame) **Porenanteil** n_{Peff} ist der Quotient aus dem effektiven (durchflusswirksamen) Porenvolumen der Hohlräume und dem Gesamtvolumen. Im Folgenden wird immer vom effektiven Porenanteil die Rede sein.

$$n_{\text{Peff}} = \frac{V_{\text{Peff}}}{V_{\text{ges}}} \quad \text{Gl. 5}$$

n_{Peff} = effektiver (durchflusswirksamer) Porenanteil (1),

V_{Peff} = effektives (durchflusswirksames) Porenvolumen (m^3),

V_{ges} = Gesamtvolumen (m^3).

Die aufgezeigten Zusammenhänge zwischen Korngröße, Gesamtporenanteil, effektivem Po-

renanteil und **Haftwasseranteil** veranschaulicht Abb. 4. Der **Gesamtporenanteil** ist naturgemäß in den feinstkörnigen Sedimenten (Tonen) am größten, der **effektive Porenanteil** wegen der großen Kornoberfläche jedoch am geringsten. Er erreicht in den Sanden ein Optimum und nimmt dann mit zunehmender Kornvergrößerung bis hin zu den Kiesen wieder ab.

Ein hoher effektiver Porenanteil hat immer eine hohe Durchlässigkeit zur Folge. Zwischen Gesamtporenanteil und Durchlässigkeit besteht dagegen kein genereller Zusammenhang. Zum Beispiel besitzt Ton einen hohen Gesamtporenanteil, aber nur eine geringe Durchlässigkeit.

Größenordnungen der Porenanteile n_p und n_{Peff} bei verschiedenen Kornzusammensetzungen sind in Tab. 1 zusammen mit den sich ergebenden Durchlässigkeitsbeiwerten k_f aus der Kornverteilung enthalten.

3

Tab. 1: Größenordnungen für Gesamtporenanteil n_p , effektiven Porenanteil n_{Peff} und Durchlässigkeitsbeiwert k_f verschiedener Lockergesteine nach GARLING & DITTRICH, 1979 (zit. in BUSCH & LUCKNER (1974)).

Lockergestein	Gesamtporen- anteil n_p %	effektiver Porenanteil n_{Peff} %	Durchlässigkeits- beiwert k_f m/s
sandiger Kies	25 – 35	20 – 25	$3 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-4}$
kiesiger Sand	28 – 35	15 – 20	$1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-4}$
mittlerer Sand	30 – 38	10 – 15	$4 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4}$
schluffiger Sand	33 – 40	8 – 12	$2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-5}$
sandiger Schluff	35 – 45	5 – 10	$5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$
toniger Schluff	40 – 55	3 – 8	$5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-8}$
schluffiger Ton	45 – 65	2 – 5	$\sim 10^{-8}$

Die Porositäten sandiger Festgesteine wechseln in weiten Grenzen. In Hessen (DÜRBAUM et al., 1969) wurden in Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins Porenanteile von 2 % bis 8 % gefunden, in mehr feinkörnigen, schluffigen Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins von 6 % bis 15 %.

MAROTZ (1968) fand durch Versuche eine Beziehung zwischen dem effektiven Porenanteil n_{Peff} und dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f (Abschn. 3.3.1) und stellte folgende Zahlenwertgleichung auf:

$$\{n_{\text{Peff}}\} = (0,462 + 0,045 \cdot \ln\{k_f\}) \cdot 100 \quad \text{Gl. 6}$$

n_{Peff} = effektiver Porenanteil (%),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s).

Die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes erfolgt im Labor durch Bestimmung der Korngrößenverteilung oder durch Auswertung von Pumpversuchen (Abschn. 4.2.2 bzw. 4.2.3).

Beispiele:

Für einen lehmigen Sand mit einem Durchlässigkeitsbeiwert

$$k_f = 9,0 \cdot 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

und dem sich daraus ergebenden natürlichen Logarithmus $\ln 9,0 \cdot 10^{-5} = -9,316$ errechnet sich der Gesamtporenanteil n_p wie folgt:

$$n_{\text{Peff}} = (0,462 + 0,045 \cdot (-9,316)) \cdot 100 \% = 4,3 \%$$

(Gl. 6)

Für einen lehmigen Grobsand mit einem Durchlässigkeitsbeiwert

$$k_f = 1,5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

und dem sich daraus ergebenden natürlichen Logarithmus $\ln 1,5 \cdot 10^{-3} = -6,5$ errechnet sich der Gesamtporenanteil n_p wie folgt:

$$n_{\text{Peff}} = (0,462 + 0,045 \cdot (-6,5)) \cdot 100 \% = 16,9 \%$$

(Gl. 6)

UDLUFT & BLASY (1975) errechneten den effektiven Porenanteil unter Berücksichtigung der **MAILLET-Funktion** (Abschn. 3.5.3.1) aus den Pegelständen eines Gewässers, das als Vorfluter einem definierten Grundwassereinzugsgebiet zuzuordnen ist. Diese Methode geht davon aus, dass der effektive Porenanteil in Trockenzeiten das Abflussverhalten und damit die unterschiedlichen Wasserstände des Vorfluters bestimmt. Ähnliche Überlegungen stellte schon früher BURRE (1960) an.

Der **speichernutzbare Porenanteil** n_{sn} ist der Quotient aus dem Volumen der bei der Höhenänderung der Grundwasseroberfläche gravitativ entleerbaren und auffüllbaren Hohlräume eines Gesteinskörpers und dessen Gesamtvolumen (DIN 4049-3).

3.2.1.2 Porenzahl

Die **Porenzahl** e gibt das Verhältnis des Porenvolumens V_p zum Feststoffvolumen V_{Fe} des gesamten Gesteinvolumens in Prozent an:

$$e = \frac{V_p}{V_{Fe}} = \frac{V_{ges} - V_{Fe}}{V_{Fe}} \quad \text{Gl. 7}$$

e = Porenzahl (1),
 V_p = Porenvolumen (m^3),
 V_{Fe} = Feststoffvolumen (m^3),
 V_{ges} = Gesamtvolumen (m^3).

Durch die Umstellung der Gl. 2 und Gl. 7 ergibt sich:

$$V_p = V_{ges} - V_{Fe} \quad \text{bzw.} \quad V_{Fe} = V_{ges} - V_p \quad (\text{Gl. 2})$$

und

$$e = \frac{V_{ges} - V_{Fe}}{V_{Fe}} = \frac{V_p}{V_{ges} - V_p} = \frac{(V_p/V_{ges})}{1 - (V_p/V_{ges})} \quad (\text{Gl. 7})$$

$$e = \frac{n_p}{1 - n_p}$$

Somit ist

$$e \cdot (1 - n_p) = n_p \quad \text{bzw.} \quad n_p + e \cdot n_p = e \quad \text{und}$$

$$n_p(1 + e) = e$$

bzw.

$$n_p = \frac{e}{1 + e} \quad \text{Gl. 8}$$

n_p = Porenanteil (Porosität) (1),
 e = Porenzahl (1).

In Tab. 1 werden Größenordnungen der Gesamtporenanteile, der effektiven Porenanteile und der Durchlässigkeitsbeiwerte verschiedener Lockergesteine gegeben.

3.2.1.3 Kornform, Kornrauigkeit

Die **Kornform** lässt sich für die Korngrößenbereiche Kieskorn und Sandkorn mit dem Auge bestimmen (DIN 4022-1). Man unterscheidet z.B. kugelig, münzenförmig, bohnenförmig, stengelartig, scharfkantig, kantengerundet. Körner mit glatter Oberfläche haben im Allgemeinen ein geringes Porenvolumen. Je unregelmäßiger die Oberfläche ist, desto sperriger ist die Lagerung und desto größer ist das Porenvolumen. Außerdem spielt die Ungleichförmigkeit der Körner des Gemisches eine Rolle. Gleichförmige Korngemische besitzen ein hohes Porenvolumen, während bei größerer Ungleichförmigkeit die Poren durch feineres Korn in höherem Maße ausgefüllt werden. Innerhalb des Kieskornbereiches lässt sich die **Kornrauigkeit** mit den Fingerspitzen nach DIN 4022-1 wie folgt einteilen:

- hohe Rauigkeit (vergleichbar einer groben Holzfeile),
- mittlere Rauigkeit (vergleichbar eines groben Schleifpapiers),
- geringe Rauigkeit (vergleichbar eines feinen Schleifpapiers),
- keine Rauigkeit (vergleichbar einer Eierschale).

3.2.1.4 Korngrößenverteilung

Die Zusammensetzung der in einem Bodenmaterial vorhandenen verschiedenen Kornfraktionen eines Bodens wird durch die Bestimmung der **Korngrößenverteilung** durch Siebung oder Sedimentation ermittelt. Bei Sanden und Kiesen (Korngröße $> 0,063$ mm) wird die zu untersuchende Bodenprobe in Siebsätzen unterschiedlicher genormter Maschenweite geschüttelt und die Siebrückstände fraktionsweise ausgewogen. Enthält der zu untersuchende Boden keine Korngröße unter 0,063 mm, wird die Trockensiebung angewandt. Enthält der Boden hingegen Anteile von Korngrößen unter 0,063 mm, wird die Korngrößenverteilung durch Siebung nach nasser Abtrennung der Feinanteile ermittelt.

Die Verteilung der Feinanteile (Tone und Schluffe) wird mittels **Sedimentation** bestimmt. Unterschiedlich große Körner sinken im stehenden Wasser mit unterschiedlicher Geschwindigkeit

3

Tab. 2: Einteilung der Korngrößen d_k nach DIN 4022-1

Korngrößenverteilung				Größenvergleich	
Feinstkorn oder Ton (T)		$\leq 0,002$		mm	
Schluff (U)	Feinschluff	$> 0,002$	bis 0,006	mm	mit bloßem Auge nicht mehr als Einzelkorn erkennbar
	Mittelschluff	$> 0,006$	bis 0,02	mm	
	Grobschluff	$> 0,02$	bis 0,06	mm	
Sand (S)	Feinsand	$> 0,06$	bis 0,2	mm	kleiner als Grieß, aber das Einzelkorn noch mit bloßem Auge erkennbar
	Mittelsand	$> 0,2$	bis 0,6	mm	gleich Grieß
	Grobsand	$> 0,6$	bis 2,0	mm	kleiner als Streichholzköpfe; größer als Grieß
Kies (G)	Feinkies	$> 2,0$	bis 6,3	mm	kleiner als Erbsen; größer als Streichholzköpfe
	Mittelkies	$> 6,3$	bis 20,0	mm	kleiner als Haselnüsse; größer als Erbsen
	Grobkies	$> 20,0$	bis 63,0	mm	kleiner als Hühnereier; größer als Haselnüsse
Steine (X)		$> 63,0$		mm	

keit. Dieser Zusammenhang zwischen Korngröße, Dichte und Sinkgeschwindigkeit wird durch das STOKES-Gesetz (GEORGE GABRIEL STOKES, irischer Physiker und Mathematiker, 1819–1903) angegeben. Zur Korntrennung wird die Bodenprobe zu einer Suspension aufgerührt und diese in einen Standzylinder gefüllt. Aufgrund der unterschiedlichen Schwere sinken die Feinpartikel verschieden ab. Dadurch ändert sich die Dichte der Suspension über die Höhe des Standzylinders. Zur Messung der Dichte wird ein Aerometer in den Zylinder eingetaucht und regelmäßig abgelesen. Aus dieser Ablesung und der Zeit nach Beginn des Absetzungsprozesses kann die mittlere Geschwindigkeit und damit der Durchmesser der bereits abgesunkenen Körner errechnet werden.

Die Darstellung (Abb. 5) der ermittelten Siebrückstände erfolgt halblogarithmisch in einer Kornsummenkurve je Bodenprobe. Die mittlere Korngröße d_{k50} ergibt sich aus dem Schnittpunkt der 50 %-Linie mit der Summenkurve. Die Korngrößen d_{k60} und d_{k10} werden zur Berechnung der Durchlässigkeiten benötigt (Abschn. 4.2.2.1). Die Einteilung der Korngrößen ist nach DIN 4022-1 genormt (Tab. 2).

Größere Gemegeteile werden als Blöcke bezeichnet. Selten bestehen Lockerablagerungen aus einer einzigen Kornfraktion, sind also gleich-

körnig. Fast immer handelt es sich um ein Gemisch verschiedener Kornfraktionen, sind also ungleichkörnig.

Unter **Bodenart** versteht man die Kennzeichnung des mineralischen Bodenmaterials nach dem Hauptanteil seiner Korngrößenzusammensetzung (Abb. 5).

3.2.1.5 Lagerungs-(Packungs-)dichte

Das Porenvolumen hängt weiter davon ab, wie dicht die einzelnen Körner gelagert sind. Wie aus Tab. 3 ersichtlich ist, ergeben sich theoretisch bei unterschiedlichen Lagerungsdichten gleich großer kugelförmiger Körner folgende Porenvolumina bezogen auf das Gesamtvolumen (Porenanteile):

Tab. 3: Porenanteile n_p gleich großer kugelförmiger Körner bei unterschiedlichen Lagerungsdichten.

Vierpackung	66,0 %
Sechserpackung	47,6 %
Achterpackung	39,1 %
Zehnerpackung	30,1 %
Zwölferpackung	26,0 %

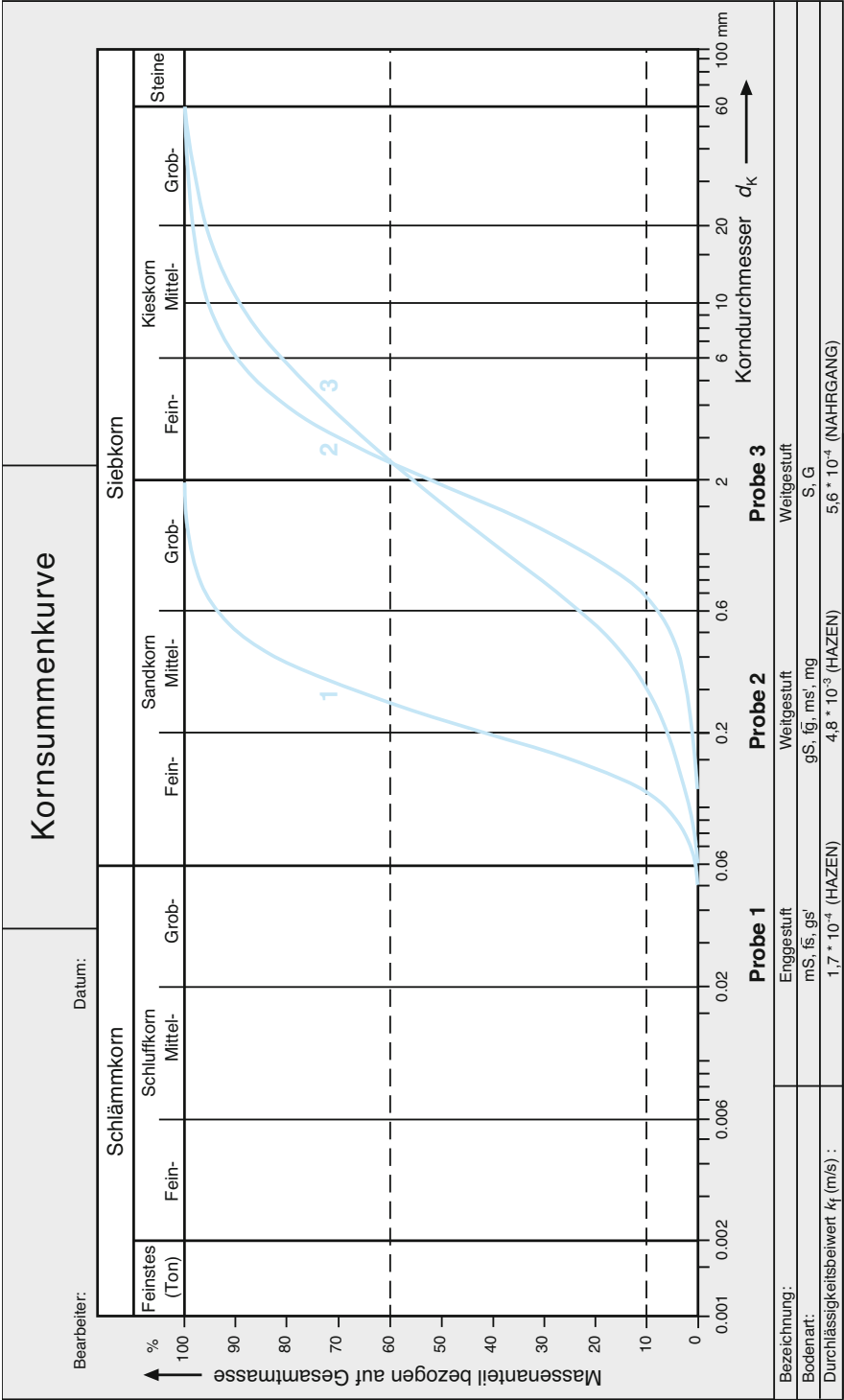


Abb. 5: Kornsummenkurven (1: Mittelsand, stark feinsandig; 2: Grobsand, stark feinkiesig; 3: Sand-Kies-Gemisch).

3

Je schlechter sortiert (ungleichkörnig) die Körnung und je dichter die Lagerung sind, umso kleiner ist der Porenanteil. Da mit zunehmendem Alter die Wahrscheinlichkeit der dichteren Packung durch Verfestigungsprozesse (Diagenese) zunimmt, haben geologisch ältere Sedimente häufig ein geringeres Porenvolumen als rezente (junge).

3.2.2 Trennflächen-(Kluft-) Hohlräume

Die Mittel- und Hochgebirge werden weitgehend aus Festgesteinen aufgebaut, etwa in Hessen, wo 85 % der Fläche von Festgesteinen wie z.B. Tonschiefern, Grauwacken, Kalksteinen, Sandsteinen, Vulkaniten und kristallinen Gesteinen eingenommen werden. In Deutschland sind 53,4 % der Oberfläche (rd. 190 400 km²) Festgesteine. In solchen Festgesteinen bilden generell nicht Poren, sondern **Trennflächen** die hydraulisch wirksamen Räume (Abb. 6). Trennflächen unterbrechen die gestaltliche und die mechanische Kontinuität eines Felskörpers und sind somit der Oberbegriff für Klüfte, Störungen, Schichtflächen und Schieferungsflächen (PRINZ & STRAUB, 2006). Aus diesem Grunde würde man besser von **Trennflächen-Hohlräumen** anstatt von Kluft-Hohlräumen sprechen.

Die Neigung der Gesteine, zu zerreißen und Klüfte zu bilden, hängt von den auf sie wirkenden Kräften und von den elastischen Eigenschaften der Gesteine ab, d.h. ihrem Verhalten, Verfor-

mungen nachzugeben oder zu zerreißen. Die Gesteine lassen sich hinsichtlich ihrer Elastizitätseigenschaften gliedern in kompetente und inkompetente Gesteine. **Kompetente** sind in der Regel hart und unelastisch und zerbrechen deshalb bei tektonischen Beanspruchungen. Zu ihnen zählen z.B. Sandsteine, Quarzite, Kalksteine und magmatische Gesteine. **Inkompetente** Gesteine sind mehr oder weniger plastisch (duktil), lassen sich verformen und neigen weniger zur Zerklüftung wie z.B. Tonsteine, Tonschiefer, Schluffsteine und Salzgesteine (Halite). Die räumliche Erstreckung und die Öffnungsweite der Trennflächen sind sehr verschieden (einige Zentimeter bis mehrere Meter), je nach dem Grad tektonischer Beanspruchung. Meistens enden sie nach einigen Metern und werden dann von anderen abgelöst. In geschichteten oder gebankten Gesteinen sind die Schichtflächen und Bankungsflächen häufig in bestimmten Richtungen angeordnet. Hinzu treten Kluft- oder Störungszonen, die Ausdruck der richtungsgebundenen tektonischen Beanspruchung sind.

Quer zur Hauptrichtung treten Neben- oder Querklüfte auf, die jedoch meist kürzer und wesentlich weniger weit geöffnet sind. Auch ist vielfach eine Abnahme der Zerklüftung eines Gesteinskörpers mit zunehmender Tiefe festzustellen. Bei den **Trennflächen** sind nach ihrer Entstehung zu unterscheiden (DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU, 1982):

- tektonisch entstandene **Klüfte, Störungen und Schieferungsflächen**,



Abb. 6: Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleiter.

- durch unterschiedliche Sedimentation entstandene **Schichtflächen**,
- durch flächige Absonderung in Sedimentgesteinen, Magmatiten und Metamorphiten als Folge von Kristalleinregelungen oder Entspannungsvorgängen durch Abkühlung entstandene **Bankungsflächen**,
- durch Lösung entstandene **Absonderungsflächen**,
- durch Hangzerreißen (Talhänge) entstandene **Klüfte**.

Gelegentlich sind in demselben Gestein sowohl Poren- als auch Kluft Hohlräume ausgebildet, z.B. in manchen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins.

Durch **anthropogene Einwirkungen** (z.B. beim Bau von Tunneln, Kavernen, Stollen etc., Abschn. 3.2.4) kann es zur Auflockerung des Nebengesteins durch Druckentlastung und damit zur Erhöhung der Durchlässigkeiten kommen. Ausschlaggebend für die Durchlässigkeit ist die Öffnungsweite der Trennflächen und der **Durchtrennungsgrad**. Letzterer gibt an, ob die Gesteine in den Trennflächenebenen vollständig durchtrennt sind oder ob noch Materialbrücken bestehen. Andererseits kann die Durchlässigkeit der Trennflächen durch Zuschlämmung mit Sediment oder auch durch Ausfällung reduziert werden. Hinweise auf die geohydraulische Wirksamkeit der Trennflächen geben Verfärbungen, die auf die oxidierende Wirkung von zirkulierenden Grundwässern zurückzuführen sind (z.B. Eisen- und Manganoxide/-hydroxide).

Gleich dem Porenvolumen (Hohlraumanteil in Lockergesteinen) wird der gesamte Hohlraum der Klüfte eines Festgesteinskörpers als **Kluftvolumen** V_{kl} (Kluftraumvolumen) bezeichnet. Entsprechend dem Porenanteil (Gl. 9) ist der **Kluftanteil** n_{kl} der Quotient des Kluftvolumens V_{kl} zum Gesamtvolumen des Festgesteinskörpers V_{ges} :

$$n_{\text{kl}} = \frac{V_{\text{kl}}}{V_{\text{ges}}} \quad \text{Gl. 9}$$

$$\begin{aligned} n_{\text{kl}} &= \text{Kluftanteil (1)}, \\ V_{\text{kl}} &= \text{Kluftvolumen (m}^3\text{)}, \\ V_{\text{ges}} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{)}. \end{aligned}$$

Wie im Lockergestein werden nicht alle Trennflächen bzw. Klüfte vom Grundwasser durchflossen.

An den Kluftwandungen werden wie an den Körnern eines Lockergesteins Wasserteilchen adhäsiv gebunden. Die maximale Schichtdicke des elektrostatisch gebundenen **Haftwassers** beträgt $4 \mu\text{m}$ ($= 4 \cdot 10^{-3} \text{ mm}$), wird aber von zahlreichen Faktoren beeinflusst, die die Haftwasserdicke verringern können. Da die Dicke maximal $4 \mu\text{m}$ beträgt, kann davon ausgegangen werden, dass Klüfte, deren Öffnungen kleiner als das Doppelte der Haftwasserdicke, also $8 \mu\text{m}$ sind, nicht mehr vom Grundwasser durchflossen werden. Feine Haar-Risse, wie sie in Tonschiefern häufig ausgebildet sind, lassen deshalb kein Wasser durch. Der Anteil des Kluftvolumens, der vom Grundwasser zu durchfließen ist, wird als **effektives** oder **durchflusswirksames Kluftvolumen** bezeichnet.

Der speichernutzbare Hohlraumanteil ist der Quotient aus dem Volumen der bei der Höhenänderung der Grundwasseroberfläche entleerbaren oder auffüllbaren Kluft Hohlräume und dessen Gesamtvolumen und entspricht im freien Grundwasser dem durch Pumpversuche zu ermittelnden Speicherkoeffizienten (Abschn. 3.3.6).

Die Kenntnis des Kluftvolumens ist bei Grundwassererschließungen, dem Ansatz von Brunnenbohrungen und dem Schutz des Grundwassers höchst wichtig. Allerdings bereitet die **Ermittlung des Kluftvolumens** Schwierigkeiten. Die einfachste Methode ist es, in Steinbrüchen Öffnungsweiten und Kluftabstände zu messen und so mittlere Kluftvolumina zu ermitteln. So stellte z.B. PICKEL (1974) in Sandsteinen aus dem Unteren Buntsandstein im nordwestlichen Hessen Kluftanteile von 1,0 bis 1,7 % fest. In gleicher Weise maß schon STINY (1933) in Tagesaufschlüssen die Anzahl der Klüfte auf den laufenden Meter und ermittelte so eine **Klüftigkeitsziffer**, die größenordnungsmäßige Vergleiche ermöglicht. Jedoch kann eine solche Methode, die umfangreiche Erfahrung in geologischer Feldarbeit voraussetzt, nur Anhaltspunkte ergeben, zumal nicht bekannt ist, wie sich die im Aufschluss gemessenen Werte auf das nach den Seiten und die Tiefe anschließende Gebirge übertragen lassen.

Eine weitere Möglichkeit besteht in der **Ab-schätzung der Kluftvolumina** durch die Brunnenleistungen. Hierzu bedarf es allerdings einer gewissen hydrogeologischen Erfahrung. Das Kluftvolumen lässt sich unter bestimmten Voraussetzungen durch Pumpversuche (Abschn.

3

4.2.3) und aus dem Wasserhaushalt einzelner oder mehrerer Quellen in einem definierten Einzugsgebiet (Abschn. 3.5.3.1) errechnen. Dazu muss zunächst das **abflussfähige Grundwasservolumen** V_{GwA} berechnet werden:

$$V_{\text{GwA}} = \frac{\dot{V}_{\text{At}}}{\alpha} \quad (\text{Gl. 37})$$

V_{GwA} = abflussfähiges Grundwasservolumen (m^3),

$\dot{V}_{\text{At}}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate nach einer Zeitspanne (m^3/d),

α = quellspezifischer Koeffizient ($1/\text{d}$).

Der **quellspezifische Koeffizient (Auslaufkoeffizient)** α wird aus Messungen der Quellschüttungsrate oder der Abflussrate in einem Gewässer berechnet:

$$\alpha = -\frac{1}{\Delta t} \cdot \ln \left(\frac{\dot{V}_{\text{At}}}{\dot{V}_{\text{A0}}} \right) \quad (\text{Gl. 36})$$

α = quellspezifischer Koeffizient ($1/\text{d}$),

Δt = Zeitspanne zwischen den Messungen (d),

$\dot{V}_{\text{At}}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate zum Endzeitpunkt (m^3/s),

$\dot{V}_{\text{A0}}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate zum Anfangszeitpunkt (m^3/s).

Für die weiteren Überlegungen muss das Gesamtvolumen des grundwassererfüllten Gesteinskörpers V_{ges} aus geologischen oder hydrogeologischen Untersuchungen bekannt sein. Ist V_{ges} bekannt, so errechnet sich der **Kluftanteil** n_{Kl} in Anlehnung an Gl. 9:

$$n_{\text{Kl}} = \frac{V_{\text{GwA}}}{V_{\text{ges}}} \quad (\text{Gl. 9})$$

n_{Kl} = Kluftanteil (1),

V_{GwA} = abflussfähiges Grundwasservolumen (Kluftvolumen) (m^3),

V_{ges} = Gesamtvolumen des grundwassererfüllten Gesteinskörpers (m^3).

Beispiel:

Auswertungen durch UDLUFT (1972) von Messungen des Lohr-Pegels bei Partenstein (nordwestlicher Spessart, Bayern) ergaben folgende Werte:

$$\dot{V}_{\text{A0}} = 1,2 \text{ m}^3/\text{s},$$

$$\dot{V}_{\text{At}} = 0,3 \text{ m}^3/\text{s},$$

$$\Delta t = 250 \text{ d}.$$

Der quellspezifische Koeffizient α errechnet sich wie folgt:

$$\alpha = -\frac{1}{250 \text{ d}} \cdot \ln \left(\frac{0,3}{1,2} \right) = 5,54 \cdot 10^{-3} (1/\text{d}) \quad (\text{Gl. 36})$$

Durch Einsetzen in Gl. 37 ergibt sich:

$$\begin{aligned} V_{\text{GwA}} &= \frac{1,2 \left(\text{m}^3/\text{s} \right)}{5,54 \cdot 10^{-3} (1/\text{d})} \cdot \frac{24 \cdot 3600 \text{ s}}{1 \text{ d}} \quad (\text{Gl. 37}) \\ &= 1,87 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

Im zugehörigen Einzugsgebiet mit Schichten des Unteren Buntsandsteins wurde aus geologischen Schnitten das Volumen des grundwassererfüllten Gesteinskörpers $V_{\text{ges}} = 1440 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ bestimmt. Daraus errechnet sich der Kluftanteil n_{Kl} von:

$$n_{\text{Kl}} = \frac{V_{\text{GwA}}}{V_{\text{ges}}} \cdot 100 \% = \frac{1,87}{1440} \cdot 100 \% = 0,13 \% \quad (\text{Gl. 9})$$

Bei diesem Verfahren kommt eine besondere Bedeutung dem **quellspezifischen Koeffizienten** α zu, dessen Größe für jedes Einzugsgebiet spezifisch ist. Bei der Auswertung von Messungen muss deshalb besonders exakt der quellspezifische Koeffizient α bestimmt werden, da sich bei höheren Koeffizienten ein geringeres abflussfähiges Grundwasservolumen ergibt. Höhere Koeffizienten deuten somit auf geringe **Retention** und einen geringeren speichernutzbaren Hohlraumanteil und umgekehrt. Niedrigere Koeffizienten weisen wegen des daraus resultierenden größeren nutzbaren Hohlraumanteils auf größeres Rückhalte-(Speicher-)vermögen (Retention). Da somit der quellspezifische Koeffizient α von der **Transmissivität** T_{Gw} (Abschn. 3.3.4) und dem **Speicherkoeffizienten** S (Abschn. 3.3.6) abhängt, ergibt sich zwischen diesen drei Geofaktoren eine Beziehung, die TRAINER & WATKINS JR. (1974) mit folgender Zahlenwertgleichung beschrieben:

$$\frac{\{T_{\text{Gw}}\}}{\{S\}} = \frac{4 \cdot \{l\}^{2 \cdot \{\alpha\}}}{2\pi} = 0,637 \cdot \{l\}^{2 \cdot \{\alpha\}} \quad \text{Gl. 10}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 S = Speicherkoeffizient (1),
 l = mittlere Entfernung zwischen Quelle und unterirdischer Wasserscheide (m),
 α = quellenspezifischer Koeffizient (1/d).

Da sich die Transmissivität meist größenordnungs­mäßig abschätzen lässt, ist bei Kenntnis des quellenspezifischen Koeffizienten α (aus Mes­sun­gen) der Speicherkoeffizient angenähert zu bestimmen (und umgekehrt). RICHTER & LILICH (1975) geben für klüftige Kalke Werte $\alpha = 2,25$ bis $50 \cdot 10^{-3} \text{ l/d}$, für wenig geklüftete Sandsteine $\alpha = 1,0$ bis $2,4 \cdot 10^{-3} \text{ l/d}$, und HÖLTING (1978) für verkarstete Zechsteinkalke im nordwestlichen Hesse­n $\alpha = 1,24 \cdot 10^{-3} \text{ l/d}$ an.

Mit den genannten Methoden erhält man in aller Regel nur Größenordnungen nutzbarer Kluftvolumina, worüber man sich bei der Interpretation von Messungen, z.B. bei gutachtlichen Aussagen, immer im Klaren sein sollte. Ferner sollte nicht übersehen werden, dass der berechnete Wert eine über das gesamte untersuchte geohydraulische System gemittelte Größe ist, von der es in räumlich kleinen Bereichen erhebliche Abweichungen geben kann. Abgesehen von verkarstem Gestein sind **nutzbare Kluftanteile** n_{kl} von mehr als 2 % nur in tektonisch besonders gestörten Zonen ausgebildet. Überschlä­gig können für psammitische Gesteine (Sandsteine, Grauwacken, Konglomerate) nutzbare Kluftanteile von 1,0 bis 1,5 %, für schluffige Sandsteine (z.B. im Unteren Buntsandstein) oder Tonschiefer 0,1 bis 0,5 % und für Schluff- und Tonsteine kleiner 0,1 % angenommen werden. Bei Tunnelbauten im Mittleren Buntsandstein Ost­hessens wurden nutzbare Kluftanteile n_{kl} von 0,5 bis 1,9 % ermittelt (HÖLTING & SCHRAFT, 1987).

3.2.3 Karst-Hohlräume

Hohlräume im **Karst** (ZÖTL, 1974) sind Sonderformen der Kluft-Hohlräume. Sie entstanden in der Weise, dass in wasserlöslichen Gesteinen (Kalk-, Dolomitgesteine, Gips/Anhydrit) zu-

nächst Klüfte entstanden, die in geologischen Zeiträumen durch die lösende Wirkung von Sickerwässern und zirkulierenden Grundwässern erweitert wurden (PFEIFFER, 1961). Bei der Entstehung des Karstes im Karbonatgestein spielt das aus der Luft aufgenommene Kohlenstoffdioxid, das mit Wasser zu Kohlensäure reagiert, eine zentrale Rolle. Des Weiteren nimmt das versickernde Niederschlagswasser Kohlenstoffdioxid aus der Bodenluft auf. Die Lösungsfähigkeit der sauren Sickerwässer (Abschn. 3.9.3.5) nimmt auf dem Weg durch die Grundwasserleiter infolge Verbrauchs bei der Abpufferung durch die Karstgesteine ab. Eine verhältnismäßig schnelle Gesteinsauflösung findet daher weitgehend oberflächennah oder im Bereich der schwankenden Karstwasserspiegel statt. Trotzdem kann sich die Gesteinslösung auch in wassergesättigten Bereichen fortsetzen. Ursache ist in erster Linie die sog. **Mischkorrosion**, die dadurch entsteht, dass sich Karstgrundwässer unterschiedlicher Härte vermischen. Bei der Verwitterung spielt auch die bakterielle Sulfat-Reduktion eine Rolle.

Bei der Entstehung des **Gips-Karstes** sind Mikroorganismen beteiligt. **Karst-Grundwasserleiter** sind weit verbreitet, haben wegen ihres meist beträchtlichen Hohlraumanteils eine hohe Grundwasserneubildungsrate, Quellen in diesem festen Gestein haben eine starke Schüttung, wenngleich ihr Speichervermögen in der Regel gering ist. Wegen der Vielfalt von Verkarstungserscheinungen ergeben sich in diesen Grundwasserleitern ganz spezielle geohydraulische Verhältnisse. Verkarstungen wasserlöslicher Gesteine entwickeln sich im Berginneren (dem **Endokarst**, im Gegensatz zu Lösungen an der Erdoberfläche, dem **Exokarst**) meist verstärkt unter einem (ehemaligen) oberirdischen Entwässerungsnetz. Aus diesem sickern die Niederschlagswässer durch Schichtflächen, Klüfte oder auch Dolinen in den Untergrund, wo durch die Lösungsprozesse Hohlräume erweitert werden. Richtung und räumliche Verteilung der Verkarstungsphänomene hängen wesentlich vom vorgegebenen Trennflächengefüge ab. Umgekehrt sind aber durch Kalkausscheidungen auch Kluftverschlüsse möglich.

Die Karstentwicklung wird wesentlich durch das Vorflutniveau des Karstgrundwassers und die Lage wasserstauender Schichten über diesem bestimmt. Liegt ein Grundwassernichtleiter über

3 Vorflutniveau, fließt das Grundwasser an der Grundwassersohle, (untere Grenzfläche eines Grundwasserkörpers), d.h. über der wassernichtleitenden Schicht, seitlich in unterirdischen Gerinnen ab und tritt in Quellen zutage; es entsteht eine nur geringmächtige wassergesättigte Zone (auch als **seichter Karst** bezeichnet). Reichen jedoch die verkarstungsfähigen Gesteine ohne Grundwassernichtleiter unter Vorflutniveau, besteht ein Grundwasserabstrom direkt zum Vorfluter, wobei sich horizontale Höhlensysteme im Niveau des Vorfluters bilden. Umgekehrt wird bei (teilweiser) Auffüllung bestehender Karst-Grundwasserleiter das Vorflutniveau angehoben, der Karst-Grundwasserspiegel steigt an. Eine so entstandene mächtige wassererfüllte Karstzone wird als **tiefer Karst** bezeichnet.

Karst-Hohlräume haben eine wechselnde Gestalt, teils hängen sie in **Karstsystemen** zusammen, teils stellen sie auch Einzelgebilde dar, die mit benachbarten Netzen und ihrem kommunizierenden Röhrensystem nicht verbunden sind. Die geohydraulischen Systeme sind in Karstgesteinen unübersichtlich oder sogar unverständlich, wenn man an sich überschneidende Grundwasserfließrichtungen, wie z.B. im Zechstein-Karst des nordwestlichen Hessens (HÖLTING & MATTHEß, 1963) denkt. Grundwasserbeobachtungen in Karstgesteinen verleiten leicht zu Fehlschlüssen, wenn nicht die unterschiedlichen geohydraulischen Systeme bekannt sind. Sorgfältige und engräumig ausgeführte Untersuchungen (Grundwasserstands- und Abflussmessungen, Markierungsversuche) sind stets die Voraussetzung für eine hydrogeologische Analyse verkarsteter, grundwasserführender Hohlräume.

Die aus **Markierungs-(Tracer)-versuchen** (Abschn. 4.2.4) abgeleiteten **Fließgeschwindigkeiten** sind beträchtlich. Im mittleren Teil der Schwäbischen Alb wurden Geschwindigkeiten von 10 bis 585 m/h ermittelt. In der gleichen Größenordnung liegen auch die Geschwindigkeiten in anderen untersuchten Karstgebieten (z.B. HÖLTING & MATTHEß, 1963). Nur bei solchen Fließgeschwindigkeiten sind die zeitweise sehr starken Schüttungen von Karst-Quellen zu verstehen.

Bei dem Begriff **Verkarstung** wird zunächst nur an karbonatische Gesteine (vor allem Kalk- und Dolomitgesteine) gedacht. Verkarsten können auch andere wasserlösliche Gesteine, wie z.B.

Gips („Gips-Karst“). Die analoge Verwendung des Begriffes Karst in anderen nahezu unlöslichen Gesteinen sollte unterbleiben. So wird manchmal fälschlicherweise bei stark klaffenden Klüften im Sandstein vom „Sandstein-Karst“ gesprochen. Da die Karstklüfte in der Regel weit klaffen, entfällt der Begriff „nutzbares Kluftvolumen“. Die große Öffnungsweite von Karstklüften muss jedoch keinesfalls auch einem großen absoluten Kluftvolumen gleichzusetzen sein (HÖLTING, 1978). Dies kann durch eine eventuell größere Anzahl von Klüften mit kleinerer Öffnungsweite bedingt sein, die insgesamt ein größeres Kluftvolumen aufweisen als eine Einzelkluft.

In Karstgebieten kann es zu einem Abfluss aus einem oberirdischen Gewässer in das unterirdische Hohlraumssystem kommen; diesen Vorgang nennt man **Versinkung**.

3.2.4 Anthropogen erzeugte Hohlräume

Seit alters her hat der Mensch für den Abbau von Rohstoffen untertägige Hohlräume, z.B. Schächte und Stollen, erzeugt. In jüngster Zeit kommen Tunnel für die Wasserversorgung und den Verkehrswegebau hinzu. Diese Eingriffe in die Natur stören die unterirdischen Fließsysteme nachhaltig. Befinden sich mehrere unterirdische Verkehrsbauten, z.B. U-Bahn-Bauten, in unmittelbarer Nachbarschaft, kann sich der Grundwasserstrom an diesen Bauten aufstauen und der Grundwasserspiegel ansteigen. Dies kann zur Vernässung von Kellern führen. Andererseits lockert sich im Umfeld der Hohlräume der Gesteinsverband auf und erhöht dadurch die Gebirgsdurchlässigkeit. Hierdurch kann es zu Grundwasserabsenkungen durch Querentwässerung in der Umgebung, aber auch zum erhöhten Transport von Schadstoffen kommen. Eine Wiederherstellung der ursprünglichen Durchlässigkeit z.B. durch Injektionen zur Verhinderung dieser Querentwässerung ist nicht möglich. Dem Effekt der Querentwässerung ist bei der Beurteilung der Auswirkung dieser unterirdischen Bauten und bei der Modellierung Rechnung zu tragen.

3.3 Geohydraulik

Voraussetzung für das Strömen von Wasser im Untergrund ist ein vorhandenes Druckgefälle. Daraus ergeben sich die Geschwindigkeit und die Strömungsrichtung des Wassers. Eine Kenngröße für das Verhalten in Rohren sowie in Poren und Klüften ist die dimensionslose **REYNOLDS-Zahl** Re (OSBORNE REYNOLDS, britischer Physiker und Ingenieur; 1842 bis 1912). Sie ermöglicht auch die Kennzeichnung des Übergangs von der laminaren in die turbulente Strömung.

Die dimensionslose REYNOLDS-Zahl in ihrer allgemeinen Form wird durch die folgende Gleichung ermittelt:

$$Re = \frac{l \cdot v_{Fl}}{\nu_{Fl}} \quad \text{Gl. 11}$$

Re = REYNOLDS-Zahl (1),

l = für das betreffende Strömungsmodell charakteristische Länge (z.B. Rohrdurchmesser oder Korndurchmesser) (m),

v_{Fl} = charakteristische Strömungsgeschwindigkeit (z.B. mittlere Geschwindigkeit) des Fluids (m/s),

ν_{Fl} = temperaturabhängige kinematische Viskosität des Fluids (m²/s).

(Bedingt durch den Schrifttyp kann es zu Verwechslungen kommen: ν = ν (kursiv) = Geschwindigkeit, nicht zu verwechseln mit ν (ny = griechischer Buchstabe) = kinematische Viskosität).

Die **kinematische Viskosität** ν_{Fl} setzt sich zusammen aus den beiden Stoffkenngrößen:

η_{Fl} = dynamische Viskosität des Fluids (Pa·s = kg/(s·m),

ρ_{Fl} = Dichte des Fluids (kg/m³)

$$\nu_{Fl} = \frac{\eta_{Fl}}{\rho_{Fl}} \quad \text{Gl. 12}$$

So ergibt sich

$$Re = \frac{l \cdot v \cdot \rho_{Fl}}{\eta_{Fl}} \quad \text{Gl. 13}$$

Bei kleinen Fließgeschwindigkeiten und großer Viskosität, also bei kleinen REYNOLDS-Zahlen, bewegen sich die Flüssigkeitsteilchen parallel zueinander. Diese Strömungsform heißt **laminar**. Es handelt sich um eine geordnete Schichtenströmung (lat. lamina = Schicht) der Flüssigkeitsteilchen. Die Stromlinien verlaufen nebeneinander und vermischen sich nicht (JOGWICH, A. & JOGWICH, M. 2009). Die Strömung durch Rohre wird durch die Flüssigkeitsreibung beeinflusst, sodass die Teilchen von den Wänden abgebremst werden. Es entsteht ein parabolisches Geschwindigkeitsprofil.

Die Voraussetzung für eine laminare Strömung ist angenähert in Locker-, oder Porensteinen gegeben, die aus einem Gemenge mehr oder weniger feiner Körner bestehen. Zwar ist auch hier die mathematisch zu fordernde Homogenität des durchströmten Körpers in aller Regel nicht gegeben, da diese Gesteine (geogenetisch bedingt) immer verschieden zusammengesetzt sind. Im Grundwasser kann sich die laminare in eine turbulente Strömung umwandeln. Hierbei ist für die „charakteristische Länge“ der mittlere Korndurchmesser einzusetzen.

In Kluffgesteinen dagegen ist die Strömung meist **turbulent**: Bei hohen Geschwindigkeiten, also bei großen REYNOLDS-Zahlen, stoßen die Teilchen auch quer zur Strömungsrichtung aneinander. Hier überlagern viele Querbewegungen die Hauptbewegung. Daher werden Teilchen mit großer Geschwindigkeit abgebremst, Teilchen mit kleiner Geschwindigkeit dagegen beschleunigt, sodass der Geschwindigkeitsunterschied über die gesamte Strömungsquerschnittsfläche gering ist.

Die Klüfte folgen zwar bestimmten, auch gesetzmäßigen Anordnungen, doch diese bleiben nach Häufigkeit und Öffnungsweite gerade in kleinen Raumeinheiten nicht gleich, bedingt durch unterschiedliche Gesteinsausbildung, Schichtung, Haupt- und Nebenzonungen. Besonders in Karstgesteinen ändern sich die Öffnungsweiten von Klüften auf kurzen Entfernungen. Dieses anisotrope Kluffhohlraumnetz führt dazu, dass die Strömungsgeschwindigkeiten auf engstem Raum wechseln. Damit wird die REYNOLDS-Zahl für laminare Strömung meistens überschritten, sodass es hier zur turbulenten Strömung kommt. Nur wenn die Klüftung intensiver ist, sodass der Gesteinsaufbau einem Poren-

3 grundwasserleiter mehr oder weniger gleicht, kann auch in Kluftgesteinen eine laminare Strömung auftreten.

Die strömungsmechanisch unterschiedlichen Verhältnisse bedingen also hydraulisch unterschiedliche Gesetzmäßigkeiten in Poren- und Kluft- (und Karst-) Grundwasserleitern.

3.3.1 Geohydraulische Leitfähigkeit von Porengesteinen

3.3.1.1 Darcy-Gesetz

In der Hydrogeologie sind der Begriff der Durchlässigkeit und der die Durchlässigkeit eines Gesteins bestimmende **Durchlässigkeitsbeiwert** k_f (oder **Durchlässigkeitskoeffizient**) von großer Bedeutung. Der Durchlässigkeitsbeiwert, welcher den Widerstand (Reibung) eines vom Fluid (hier: Wasser) durchflossenen Gesteins einbezieht und von den Eigenschaften des Fluids (Dichte, Viskosität, Temperatur) sowie des Grundwasserleiters (Poren, Trennflächen) abhängt, ist exakt nur für eine laminare Strömung bestimmbar.

Der **Durchlässigkeitsbeiwert** k_f geht zurück auf **HENRY DARCY** (französischer Wasserbauingenieur; 1803–1858), der nach vorausgegangenen Versuchen von **GOTTHILF HEINRICH LUDWIG HAGEN** (deutscher Wasserbauingenieur; 1797–1884) und **JEAN LOUIS MARIE POISEUILLE** (französischer Physiologe und Physiker; 1799–1869) den Durchlässigkeitsbeiwert k_f einführte. HAGEN entdeckte 1839 die Gesetzmäßigkeit der laminaren Strömung homogener Viskositäten, die unabhängig von ihm auch von POISEUILLE (1841) hergeleitet wurde und das als HAGEN-POISEUILLE-Gesetz (HAGEN, 1870) bekannt ist. DARCY stellte über die laminare Strömung in Röhren exakte Untersuchungen an, um die Gesetzmäßigkeiten des Wasserflusses durch Filter zu erforschen. Dazu benutzte er in Glasrohre eingefüllte Sande, wie sie damals für die Reinigung von Wasser verwendet wurden. Im Jahre 1856 kam er nach zahlreichen Versuchen zu dem Schluss, dass der durch eine bestimmte Fläche A hindurchfließende Volumenstrom $\dot{V}$ dem Druckhöhenunterschied h direkt proportional und umgekehrt proportional der Fließlänge l ist, d.h.

$$\dot{V} \sim A \cdot \frac{h}{l}$$

Als filterspezifischen Proportionalitätsfaktor führte DARCY den Durchlässigkeitsbeiwert k_f ein und formulierte somit das **DARCY-GESETZ** (Abb. 7).

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l}$$

Gl. 14

$$\text{oder } \dot{V} = k_f \cdot A \cdot i$$

$\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 A = durchflossene Fläche (m^2),
 h = Druckhöhenunterschied (m),
 l = Fließlänge (m),
 i = h/l = hydraulischer Gradient (1).

Da das Gefälle i dimensionslos ist, der Volumenstrom $\dot{V}$ die Einheit m^3/s und die Fläche A die Einheit m^2 haben, ergibt sich für den Durchlässigkeitsbeiwert k_f die Einheit (m/s), also die Einheit einer Geschwindigkeit, obwohl er keine Geschwindigkeit darstellt:

$$[k_f] = \frac{(\text{m}^3/\text{s})}{\text{m}^2} = \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

Das DARCY-Gesetz in der Form

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot i$$

gibt also das in einer Zeiteinheit durch eine bestimmte Querschnittsfläche eines Porengrund-

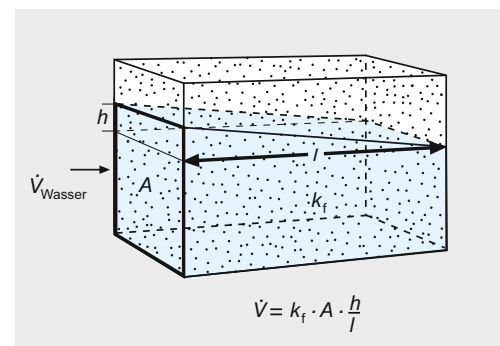


Abb. 7: Erläuterung des DARCY-Gesetzes.

wasserleiters hindurchfließende Wasservolumen an, wobei die Querschnittsfläche senkrecht zur Strömungs- bzw. Fließrichtung liegt. Da die Querschnittsfläche A sowohl den Feststoff- als auch den Hohlraumanteil beinhaltet, bedarf es zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit noch der Berücksichtigung des nutzbaren (durchflusswirksamen) Porenvolumens.

Aus dem DARCY-Gesetz in der Form

$$k_f = \frac{\dot{V}}{A} \cdot \frac{1}{i} \quad (\text{Gl. 14})$$

ergibt sich, dass bei einem bekannten Volumenstrom $\dot{V}$ und einer bestimmten Querschnittsfläche A der Durchlässigkeitsbeiwert k_f zum hydraulischen Gradienten i umgekehrt proportional ist. Je größer das Gefälle i , desto kleiner ist der Durchlässigkeitsbeiwert k_f . Diese allgemeine Folgerung findet ihre praktische Anwendung in der qualitativen Beurteilung der Durchlässigkeitsverhältnisse in einem Grundwasserleiter. Je größer das **Grundwassergefälle i** , desto geringer ist seine Durchlässigkeit bzw. sein Grundwasserleitvermögen. Diese Kenntnis ist wichtig bei der Beurteilung von Grundwassergleichenkarten. So lässt sich aus den Abständen der **Grundwassergleichen** auf die Durchlässigkeit des Untergrundes schließen (Abschn. 3.6.1).

3.3.1.2 Permeabilität

In der Erdölgeologie ist der Begriff der **Permeabilität** gebräuchlich. Diese Durchlässigkeit im engeren Sinne ist eine gesteinspezifische Konstante, die nur für ein bestimmtes Gestein gilt und die Beschaffenheit eines Porensystems unabhängig von den Fluideigenschaften (insbesondere Viskosität) des die Poren erfüllenden Mediums beschreibt. Ein poröses Gestein hat die Permeabilität $K = 1$ D (Darcy), wenn 1 cm^3 einer Flüssigkeit mit einer dynamischen Viskosität $\eta = 1 \text{ cP}$ (Zentipoise) $= 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ in 1 s ein Gesteinsstück von der Länge $l = 1 \text{ cm}$ und einer Querschnittsfläche von $A = 1 \text{ cm}^2$ bei einer Druckdifferenz $\Delta p = 1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ zwischen Eintritts- und Austrittsstelle durchfließt (Abb. 8). Die Permeabilität kann die Einheit (D) oder (m^2) haben.

Der **Permeabilitätskoeffizient K** ist wie folgt definiert:

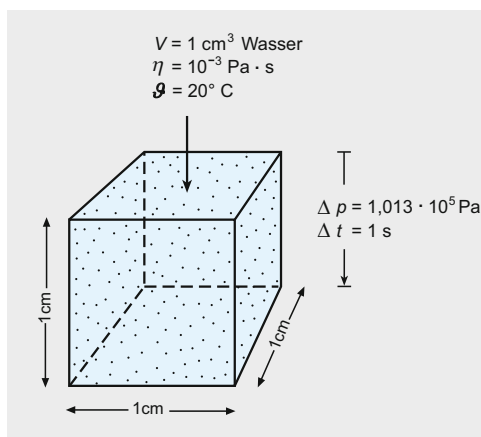


Abb. 8: Erläuterung der Einheit Darcy D.

$$K = \eta \cdot \frac{\dot{V}}{A} \cdot \frac{1}{\Delta p / l} \quad \text{Gl. 15}$$

K = Permeabilitätskoeffizient (m^2),
 η = dynamische Viskosität ($\text{Pa} \cdot \text{s}$),
 $\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),
 A = durchflossene Fläche (m^2),
 Δp = Druckdifferenz (Pa),
 l = Fließlänge (m).

Aus den folgenden Werten lässt sich die Einheit D wie folgt umrechnen:

$$\eta = 1 \text{ cP} = 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s} = 10^{-3} \frac{\text{kg}}{\text{s} \cdot \text{m}} \quad (\text{bei } 20^\circ \text{C}),$$

$$\dot{V} = 1 \frac{\text{cm}^3}{\text{s}} = 10^{-6} \frac{\text{m}^3}{\text{s}},$$

$$\begin{aligned}
 A &= 1 \text{ cm}^2 = 10^{-4} \text{ m}^2, \\
 p_{\text{amb}} &= 1 \text{ atm} = 1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}, \\
 l &= 1 \text{ cm} = 10^{-2} \text{ m}.
 \end{aligned}$$

$$K = \eta \cdot \frac{\dot{V}}{A} \cdot \frac{1}{p_{\text{amb}} / l} \quad (\text{Gl. 15})$$

$$K = 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s} \cdot \frac{10^{-6} \text{ m}^3}{\text{s} \cdot 10^{-4} \text{ m}^2} \cdot \frac{10^{-2} \text{ m}}{1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}}$$

$$K = 1 \text{ D} = 0,9869 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2 \approx 1 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2.$$

3 Aus der Verknüpfung von Gl. 14 und Gl. 15 mit

$$p_{amb} = g \cdot \rho_W \cdot h_W \quad (\text{Gl. 30})$$

ergibt sich:

$$k_f = K \cdot \frac{g \cdot \rho}{\eta} \quad \text{Gl. 16}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 K = Permeabilitätskoeffizient (m^2),
 g = örtliche Fallbeschleunigung (m/s^2),
 ρ = Dichte (kg/m^3),
 η = dynamische Viskosität (Pa·s).

Für Wasser mit einer Temperatur $\vartheta = 20^\circ\text{C}$, einer dynamischen Viskosität $\eta = 1 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ =

$$1 \cdot 10^{-3} \frac{\text{kg}}{\text{s} \cdot \text{m}}$$

und einer Dichte $\rho = 1 \cdot 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ gilt:

$$k_f = K \cdot \frac{g \cdot \rho}{\eta} \quad (\text{Gl. 16})$$

$$k_f = K \cdot \frac{9,81 \text{ m} \cdot 1 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{s} \cdot \text{m}}{\text{s}^2 \cdot \text{m}^3 \cdot 10^{-3} \text{ kg}}$$

$$k_f = K \cdot 9,81 \cdot 10^6 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{m}}$$

$$k_f \approx 10^7 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{m}} \cdot K \text{ oder } K \approx 10^{-7} \text{ s} \cdot \text{m} \cdot k_f$$

Beispiel:

Ein Durchlässigkeitsbeiwert k_f von 10^{-5} m/s entspricht nach Gl. 15 einem Permeabilitätskoeffizienten K von $10^{-12} \text{ m}^2 \approx 1 \text{ D}$.

$$K \approx 10^{-7} \text{ s} \cdot \text{m} \cdot 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}} = 10^{-12} \text{ m}^2$$

3.3.1.3 Grundbegriffe und Einteilung der Durchlässigkeit

Der **Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwert** bezeichnet die Durchlässigkeit eines Gesteinskörpers (Ge-

birge) mit sämtlichen seiner Inhomogenitäten, wie Schichten unterschiedlicher Durchlässigkeit, unterschiedlicher Klüftung etc. Er wird u.a. durch Pumpversuche im Gelände ermittelt (Abschn. 4.2.3.1). Die **Gesteinsdurchlässigkeit** bezeichnet dagegen die Durchlässigkeit einer einzelnen Gesteinsprobe. Sie lässt sich durch Laboruntersuchungen bestimmen. Hierzu wird die Bodenprobe ungestört, d.h. möglichst ohne Veränderung des Gefüges mittels eines Stechzylinders im Gelände entnommen, in die Versuchsapparatur eingebaut und in dieser die Durchlässigkeit der Probe ermittelt.

Während also die Gebirgsdurchlässigkeit einen integrierten Wert darstellt, zeigt die Gesteinsdurchlässigkeit eine diskrete Größe an.

Die Größenordnungen der Durchlässigkeitsbeiwerte k_f von Lockergesteinen und ihre Einteilung nach DIN 18130-1 sind in Tab. 4 und Tab. 5 aufgelistet.

Tab. 4: Durchlässigkeitsbeiwerte k_f der einzelnen Korngrößen nach DIN 18130-1 (Größenordnungen).

Lockergestein	Durchlässigkeitsbeiwert k_f m/s
reiner Kies	$10^{-1} - 10^{-2}$
grobkörniger Sand	$\approx 10^{-3}$
mittelnkörniger Sand	$10^{-3} - 10^{-4}$
feinkörniger Sand	$10^{-4} - 10^{-5}$
schluffiger Sand	$10^{-5} - 10^{-6}$
toniger Schluff	$10^{-6} - 10^{-9}$
Ton	$< 10^{-9}$

Tab. 5: Einteilung der Durchlässigkeitsbeiwerte k_f nach DIN 18130-1.

Einteilung	Durchlässigkeitsbeiwert k_f m/s
sehr stark durchlässig	$> 10^{-2}$
stark durchlässig	$10^{-2} \text{ bis } 10^{-4}$
durchlässig	$10^{-4} \text{ bis } 10^{-6}$
schwach durchlässig	$10^{-6} \text{ bis } 10^{-8}$
sehr schwach durchlässig	$< 10^{-8}$

Tab. 6: Gliederung der Gesteinsdurchlässigkeiten nach Literaturangaben (AD-HOC ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE, 1997).

Literaturangaben														
BREDDIN (1963)	praktisch undurchlässig			sehr gering	gering	mittel	hoch	sehr hoch						
SCHAEF (1964) Festgestein	undurchlässig	wenig durchlässig			durchlässig			stark durchlässig						
DIN 19711 (1975)	sehr gering			gering	mittel			groß	sehr groß					
VON SOOS (1980) ¹	praktisch undurchlässig	sehr niedrig			niedrig	mittel			groß					
AG Boden (1994) ²	sehr gering			gering	mittel	hoch	sehr hoch			äußerst hoch				
HK50, DDR (1987)	Grundwasserstauer			Grundwasserleiter										
DIN 18130 (1989) ³	sehr gering bis nahezu undurch- lässig	sehr schwach durchlässig	schwach durch- lässig		durchlässig			stark durchlässig			sehr stark durch- lässig			
Ad-hoc-AG Hydro- geologie/Dt. GLÄ (1990)	annähernd undurch- lässig	sehr wenig durchlässig	mäßig durchlässig		gut durchlässig			sehr gut durchlässig						
k_f -Wert (m/s)	$1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$		
HK50-Vorschlag														
Leitertyp	Grundwassergeringleiter						Grundwasserleiter							
Durchlässigkeits- klasse	7	äußerst gering	6	sehr gering	5	gering	4	mäßig	3	mittel	2	hoch	1	sehr hoch
Unterklasse	7		6.2	6.1	5.2	5.1	4.2	4.1	3.2	3.1	2.2	2.1	1	
k_f -Wert (m/s)	$1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$		

¹ Grundbau-Taschenbuch (3. Aufl.); ² Bodenkundliche Kartieranleitung (4. Aufl.); ³ OELTZSCHNER (1990)

3

Andere in der Literatur zu findende Einteilungen vermittelt die Tab. 6.

3.3.1.4 Geschwindigkeitsbegriffe

Die verschiedenen Geschwindigkeitsbegriffe werden durch die Abb. 9 verdeutlicht, die der DIN 4049, Ausgabe März 1954, entnommen ist und – leider – nicht in die neue Fassung übernommen wurde.

Im strömenden Grundwasser, dem Grundwasserstrom, müssen die Wasserteilchen auf einem krümmungsreichen Weg um die Körner des Porengesteins herumfließen. Diese Geschwindigkeit, die sich aus der wahren Weglänge l_B und der beim Fließen vom Punkt A zum Punkt B vergangenen Zeit t ergibt, wird **Bahngeschwindigkeit** v_b genannt:

$$v_b = \frac{l_B}{t} \quad \text{Gl. 17}$$

v_b = Bahngeschwindigkeit (m/s),
 l_B = wahre Weglänge (m),
 t = Fließzeit vom Punkt A zum Punkt B (s).

Da die Bahngeschwindigkeit nicht genau bestimmbar ist, wurde der Begriff nicht in die Neufassung der DIN 4049 aufgenommen. Die **Abstandsgeschwindigkeit** v_a lässt sich allerdings berechnen; sie ist der Quotient aus dem Abstand l und der Fließzeit t :

$$v_a = \frac{l}{t} \quad \text{Gl. 18}$$

v_a = Abstandsgeschwindigkeit (m/s),
 l = Abstand zwischen Punkt A und Punkt B (m),
 t = Fließzeit vom Punkt A zum Punkt B (s).

Genau bestimmbar ist die **Filtergeschwindigkeit** v_f (oder auch Durchgangsgeschwindigkeit) eines Grundwasserkörpers. Diese ist der Quotient aus Grundwasserdurchfluss (Volumenstrom) $\dot{V}$ und Fläche A des zugehörigen Filter-(Grundwasser-)Querschnitts (DIN 4049-1):

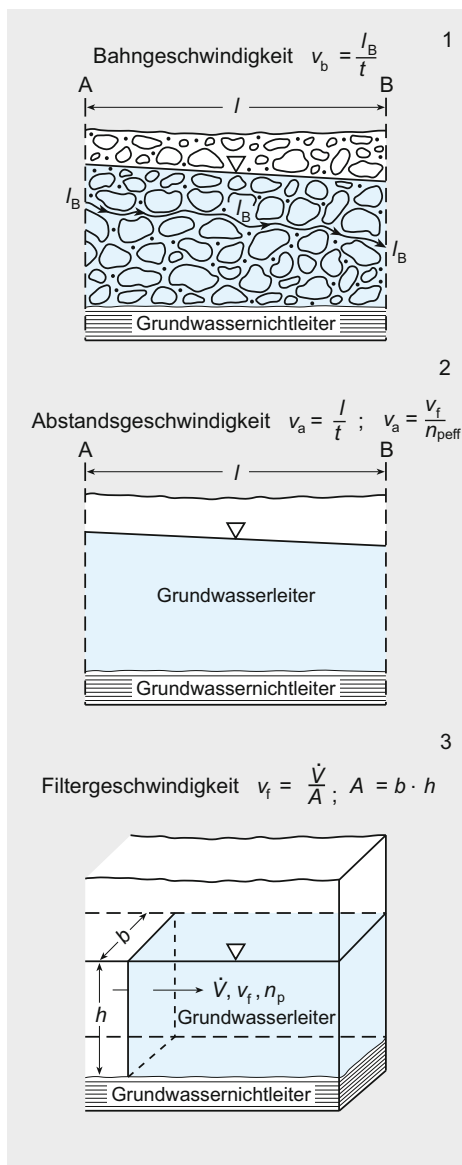


Abb. 9: Erläuterung der Geschwindigkeitsbegriffe: (1) Bahngeschwindigkeit v_b , (2) Abstandsgeschwindigkeit v_a , (3) Filtergeschwindigkeit v_f (nach DIN 4049, Ausgabe März 1954, in den neueren Ausgaben nicht mehr enthalten).

$$v_f = \frac{\dot{V}}{A} \quad \text{bzw.} \quad \dot{V} = A \cdot v_f \quad \text{Gl. 19}$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 $\dot{V}$ = Volumenstrom (m³/s),
 A = Grundwasserquerschnittsfläche (m²).

Ein Vergleich von Gl. 14 und Gl. 19 ergibt

$$k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} = A \cdot v_f,$$

daraus folgt:

$$v_f = k_f \cdot \frac{h}{l} \quad \text{Gl. 20}$$

$$\text{oder} \quad v_f = k_f \cdot i$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h = (Druck-)höhenunterschied, -differenz (m),
 l = Weg (m),
 i = Grundwassergefälle, hydraulisches Gefälle = h/l (1).

Die in die Bestimmung der Filtergeschwindigkeit eingehende Fläche ist eine Bruttofläche. Zur Errechnung der tatsächlichen Geschwindigkeit, die ein Wasserteilchen bei dem Weg l vom Punkt A zum Punkt B in der Zeit t ohne Berücksichtigung der vielen Umwege um einzelne Körner erreicht, und die als **Abstandsgeschwindigkeit** v_a bezeichnet wird, bedarf es noch der „Korrektur“ durch den effektiven (durchflusswirksamen) Porenanteil. Es ist:

$$v_a = \frac{v_f}{n_{\text{Peff}}} \quad \text{Gl. 21}$$

v_a = Abstandsgeschwindigkeit (m/s),
 v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 n_{Peff} = effektiver Porenanteil (1).

Beispiel:

Die Grundwasserabstandsgeschwindigkeit v_a lässt sich bei bekanntem Durchlässigkeitsbeiwert k_f unter Berücksichtigung des nutzbaren Porenanteils n_{Peff} und der Filtergeschwindigkeit v_f wie folgt errechnen:

Der nutzbare Porenanteil n_{Peff} errechnet sich für einen Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 1,3 \cdot 10^{-3}$ m/s ($\ln 1,3 \cdot 10^{-3} = -6,645$) wie folgt:

$$n_{\text{Peff}} = \left(0,462 + 0,045 \cdot \ln \{ k_f \} \right) \cdot 100 \% \quad (\text{Gl. 6})$$

n_{Peff} = effektiver Porenanteil (%),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 $n_{\text{Peff}} = (0,462 + 0,045 \cdot (-6,645)) \cdot 100 \% = 16,3 \%$.

Mit dem Grundwassergefälle $i = 2,1 \cdot 10^{-3}$ ist die Filtergeschwindigkeit v_f :

$$v_f = k_f \cdot i \quad (\text{Gl. 19})$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 $i = h/l$ = hydraulischer Gradient (1).

$$v_f = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \cdot 2,1 \cdot 10^{-3} = 2,73 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}.$$

Somit ist die Abstandsgeschwindigkeit v_a :

$$v_a = \frac{v_f}{n_{\text{Peff}}} \quad (\text{Gl. 21})$$

v_a = Abstandsgeschwindigkeit (m/s),
 v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 n_{Peff} = effektiver Porenanteil (1).

$$v_a = \frac{2,73 \cdot 10^{-6} \text{ (m/s)}}{0,163} = 16,7 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} = 1,44 \text{ m/d}.$$

Die Abstandsgeschwindigkeit v_a ist die Geschwindigkeit des strömenden Grundwassers. Sie wird vielfach – nicht exakt – als Fließgeschwindigkeit bezeichnet. Zur Verdeutlichung des Begriffs wird in DIN 4049-3 ergänzt: Die Abstandsgeschwindigkeit kann in guter Näherung durch einen **Markierungsversuch** bestimmt werden (Abschn. 4.2.4). Da alle Grundwasserleiter inhomogene Gebilde sind, ist die Abstandsgeschwindigkeit in einem Porengrundwasserleiter fast überall verschieden. Die Werte von v_a streuen deshalb um einen mittleren Betrag, der mittleren Abstandsgeschwindigkeit v_{am} , die zwischen der kleinsten (v_{amin}) und der größten (v_{amax}) liegt. Im Porengrundwasserleiter ist häufig $v_{\text{amin}} \approx 0,5 v_{\text{amax}}$ (DANEL, 1953).

3

In einem Grobsand mit einem nutzbaren Porenanteil von $n_{\text{Peff}} = 30 \% = 0,3$ beträgt die Abstandsgeschwindigkeit v_a das 3-fache der Filtergeschwindigkeit v_f :

$$\frac{v_a}{v_f} = \frac{1}{0,3} = 3,33.$$

3.3.2 Anisotropie

Im Allgemeinen ist der Durchlässigkeitsbeiwert richtungsabhängig. Das bedeutet, dass die Durchlässigkeit eines Porengesteins davon abhängig ist, in welcher Richtung dieses durchströmt wird. Bei der Genese von Porengrundwasserleitern werden die einzelnen Sedimentpartikel bei einer entsprechenden Form (oval, plattig, plättchenförmig, schuppig) vorrangig horizontal sedimentiert. Dies führt dazu, dass die Ablagerungen eine Schichtung aufweisen und in horizontaler Richtung vergleichsweise leichter zu durchströmen sind als in vertikaler Richtung (Abb. 10). Bei überwiegend runden Sedimentpartikeln ohne größere Unterschiede in ihren Ausdehnungen ist die Lage bei der Sedimentation zufällig und führt zu eher geringen Ausprägungen dieser Schichtungen. In Abb. 10 sind die verschiedenen Möglichkeiten der Gesteinsausbildung und ihrer Einstufung hinsichtlich der Homogenität und Isotropie zusammengestellt. Auf

Grund dieser Genese stehen bei einer räumlichen Betrachtung die beiden Hauptachsen der Durchlässigkeit senkrecht aufeinander. Die größte Durchlässigkeit ist in horizontaler schichtungsparalleler Richtung, die geringste Durchlässigkeit in vertikaler Richtung lotrecht zur Schichtung anzutreffen. Im Allgemeinen können die schichtungsparallelen, also horizontalen Durchlässigkeitsbeiwerte als vergleichbar betrachtet werden. Die übrigen Richtungen der Durchlässigkeiten ergeben sich entsprechend einer vektoriellen Betrachtung aus diesen beiden Hauptachsen.

Der Quotient aus dem horizontalen und dem vertikalen Durchlässigkeitsbeiwert wird als Anisotropiefaktor bezeichnet. Er liegt üblicherweise zwischen 1 und 10. Ein Anisotropiefaktor 1 bedeutet, dass die horizontalen Durchlässigkeiten den vertikalen entsprechen, also Isotropie vorliegt. Dies ist bei ideal oder näherungsweise kugelförmig gerundeten Sedimentpartikeln anzutreffen. Ein Anisotropiefaktor von 10 ist für ausgeprägte plättchenförmige Sedimentpartikel wie Schluffe und Tone charakteristisch. Für sandige, kiesige Sedimente mit schluffigen Anteilen betragen die Anisotropiefaktoren ca. 3 bis 5.

In der Praxis liegt bei den meisten geohydraulischen Untersuchungen eine dominierende horizontale, also schichtungsparallele Grundwasserströmung vor. Wird von einem Durchlässigkeitsbeiwert gesprochen, so ist generell der horizontale Durchlässigkeitsbeiwert gemeint. Ist hingegen eine vertikale Grundwasserströmung zu untersu-

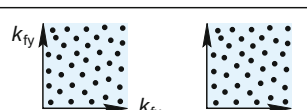
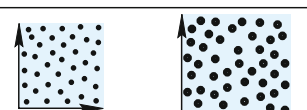
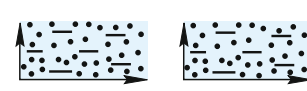
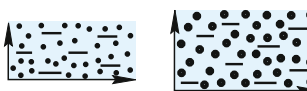
	homogen	heterogen
isotrop	 1	 2
anisotrop	 3	 4

Abb. 10: Veranschaulichung der Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeit (verändert nach FREEZE & CHERRY, 1979).

chen, so muss ausdrücklich ein vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert bestimmt und verwendet werden. Dieser wird üblicherweise durch hydraulische Tests ermittelt, die Angaben über die horizontale Durchlässigkeit liefern. Durch Division durch den Anisotropiefaktor werden anschließend die vertikalen Durchlässigkeitsbeiwerte abgeleitet. Alternativ können mit Stechzylindern Sonderproben senkrecht zur Schichtungsrichtung gewonnen werden, die im Labor mit Durchströmungsversuchen (Abschn. 4.2.2.2) untersucht werden und unmittelbar Angaben über die vertikale Durchlässigkeit liefern.

$$k_{fv} = k_{fmin} \cdot \frac{h_M}{h_{Mkfmin}} \quad \text{Gl. 22}$$

- k_{fv} = vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 k_{fmin} = minimaler Durchlässigkeitsbeiwert der geringdurchlässigsten Einzelschicht (m/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m),
 h_{Mkfmin} = Mächtigkeit der geringstdurchlässigen Einzelschicht (m).

Die Anisotropie der Durchlässigkeit ergibt sich bei einer etwas großräumigeren Betrachtung auch aus den ausgeprägten wechselnden Schichtabfolgen innerhalb von mächtigeren Sedimentpaketen. Eine derartige Abfolge von geringer und besser durchlässigen Schichten führt zusätzlich zur Anisotropie der einzelnen Schichten zu einer deutlichen Verringerung der vertikalen Durchströmbarkeit des Schichtpakets. Dies kann unmittelbar eingesehen werden durch die Formel zur Berechnung vertikal gemittelter Durchlässigkeitsbeiwerte (LANGGUTH & VOIGT, 1980).

Die Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeit ist bei Kluftgrundwasserleitern stärker ausgeprägt als bei Porengrundwasserleitern. Darauf wird im Abschn. 3.3.3 eingegangen.

3.3.3 Geohydraulische Leitfähigkeit von Kluftgesteinen

In Festgesteinen, wie z.B. Kalksteinen, Quarziten, Basalten und den meisten Sandsteinen strömt das Grundwasser durch die Trennflächen (Klüfte,

Störungen, Schichtflächen, Schieferungsflächen) (KARRENBURG, 1981; DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU e.V., 1982), und zwar strömungsmechanisch meist turbulent (Abschn. 3.2.2). Das DARCY-Gesetz gilt dann nicht exakt. Nur wenn das Gestein einen hohen Durchtrennungsgrad durch Klüfte aufweist, so dass es einem Lockergestein ähnelt und das eng gescharte Trennflächennetz wie „Poren“ wirkt, kann die Strömung auch in diesem Fall laminar sein. Eine quantitative Festlegung aus tektonischer Sicht, etwa wie dicht ein Trennflächennetz sein muss und welche **Klüftigkeitsziffer** nach STINY (1933) vorliegen muss, kann es nicht geben, da das Gebirge heterogen und die mechanischen Beanspruchungen bei der Gebirgsbildung unterschiedlich sind. So gesehen wird es im Kluftgrundwasserleiter immer wechselnde strömungsmechanische Verhältnisse (mehr oder weniger turbulente Strömung) geben, und dadurch Unterschiede in der REYNOLDS-Zahl. Man kann aber davon ausgehen, dass in tektonisch stark beanspruchten Schichtfolgen, in denen außerdem Gesteine mit kompetenten Eigenschaften vorherrschen, Klüftungsverhältnisse vorliegen, die zum größten Teil eine laminare Strömung ermöglichen. Jedoch fehlt es gerade hier noch an geohydraulischer Grundlagenforschung, es gibt nur wenige entsprechende Untersuchungen. So stellte LOUIS (1967) als wichtigste Tatsache der Felshydraulik heraus, dass Festgesteine hinsichtlich ihrer Durchlässigkeit anisotrop sind, d.h. als Folge der Zerklüftung meist stark unterschiedliche Durchlässigkeiten in verschiedenen Richtungen aufweisen. Bei Lockergesteinen ist diese hydraulische Anisotropie innerhalb einer Bodenart meist geringer und wird daher in der Praxis im Allgemeinen vernachlässigt. Eine solche Vereinfachung ist im Festgestein nicht zulässig. Die hydraulische Potenzialverteilung hängt in diesen Gesteinen von der Kluftgeometrie ab.

Nur großräumig lassen sich für Festgesteine näherungsweise quantitative Angaben zur geohydraulischen Leitfähigkeit machen (SCHRAFT & RAMBOW, 1984; HÖLTING & SCHRAFT, 1987). Häufig beschränkt man sich auf allgemeine Angaben wie „große Wasserwegsamkeit“ oder „schlecht durchlässig“. Entscheidend bleibt immer die Ausbildung und Richtung des **Kluftnetzes**, da ja die Grundwasserbewegung in den hohlraumreichen Kluftzonen größer ist. Unter diesen sind die Ent-

3 spannungsklüfte geohydraulisch leitfähig, da das nutzbare Kluftvolumen in Pressungsklüften in der Regel stark vermindert ist. Die tektonische Analyse, die allen hydrogeologischen Untersuchungen in Kluftgesteinen vorauszugehen hat, wird deshalb auch zu klären haben, welche Struktur vorliegt.

In einer Sattelzone sind die **Zerrungsklüfte** im Strukturhangenden, die **Pressungsklüfte** im Strukturliegenden gehäuft ausgebildet; in einer Muldenzone kehren sich diese Klüftungsverhältnisse um (Abb. 11).

Eine vielfach zu wenig beachtete Bedeutung hat auch das **Einfallen der Klüfte**, da z.B. von einer Brunnenbohrung bei steilerem Einfallen weniger wasserführende Klüfte erfasst werden. **Schichtflächen** in Sedimentgesteinen sind meist ohne Bedeutung, z.B. die Grenze zwischen einer Sandstein- und einer Tonsteinlage. In verkarsungsfähigen Gesteinen haben naturgemäß die **Lösungskanäle** eine große Bedeutung; ihre Ausbildung und Richtung sind jedoch häufig nicht genau bestimmbar, da die Gesteinslöslichkeiten auf engem Raum wechseln.

Während in vulkanischen, kristallinen Gesteinen und Evaporiten die hydraulische Leitfähigkeit allein von der Klüftung abhängt, stellt diese in sedimentären Gesteinen, die aus sandigen oder kiesigen Ablagerungen hervorgegangen sind (z.B. Sandsteine, Konglomerate, Grauwacken), einen Summeneffekt aus „Kluftdurchlässigkeit“ und „Poren-(Gesteins-)Durchlässigkeit“ dar. DÜRBAUM et al. (1969) ermittelten z.B. in Kernbohrproben von Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins (Solling- und Hardegsen-Folge) aus dem Gebiet südlich Kassel im Beckeninnern Permeabilitäts-

koeffizienten von $K = 0,6$ mD (Mittelwert), am Beckenrand des Buntsandsteins mit ton- und schluffärmeren Schichtfolgen $K = 200$ bis 960 mD mit Maximalwerten bis $K = 7\,120$ mD. Die Ergebnisse wurden aus Labor- und Pumpversuchen ermittelt. Aufgrund der Gl. 147 ergeben sich für den Mittelwert im Beckeninneren ein Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 6 \cdot 10^{-9}$ m/s, für die Mittelwerte am Beckenrand $k_f = 2 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $k_f = 9,6 \cdot 10^{-6}$ m/s und für den Maximalwert $k_f = 7,1 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Wegen dieser unterschiedlichen Durchlässigkeitsverhältnisse wird in Festgesteinen unterschieden zwischen Gesteins- (oder Poren-) durchlässigkeit und Kluft-(oder Trennflächen-) durchlässigkeit. Beide zusammen ergeben die **Gebirgsdurchlässigkeit** (MATTHEß, 1970). Die DIN 4049-3 berücksichtigt diese Verhältnisse.

Bei magmatischen Gesteinen (z.B. Basalten) wird die geohydraulische Leitfähigkeit vom Kluftnetz der **Absonderungs-(Abkühlungs-)flächen** bestimmt. Da die Dichte dieses Kluftnetzes häufig stark variiert, sowohl zwischen verschiedenen Gesteinen als auch innerhalb eines Gesteinskörpers, ist die Leitfähigkeit vulkanogener Gesteine ziemlich unterschiedlich. In den Basalten des Vogelsbergs (Hessen) wechseln daher Brunnenleistungen schon auf engem Raum. Im Allgemeinen haben vulkanogene Gesteine eine schlechtere Leitfähigkeit als Sedimentgesteine.

Je nach dem Grad ihrer Durchlässigkeit werden Gesteinskörper als **Grundwasserleiter** bezeichnet, wenn sie (gut) durchlässig sind, als **Grundwasserhemmer** (auch **-geringleiter**), wenn sie im Vergleich zu einem benachbarten Grundwasserleiter gering wasserdurchlässig sind, und als **Grundwassernichtleiter**, wenn sie wasserundurchlässig sind. Diese Klassifizierung, die auch bei Lockergesteinen angewandt wird, ist zwar recht grob, hat sich aber in der hydrogeologischen Praxis bewährt. Die Klassifizierung einiger Gesteine in Grundwasserleiter, -hemmer (-geringleiter) und -nichtleiter zeigt Tab. 7.

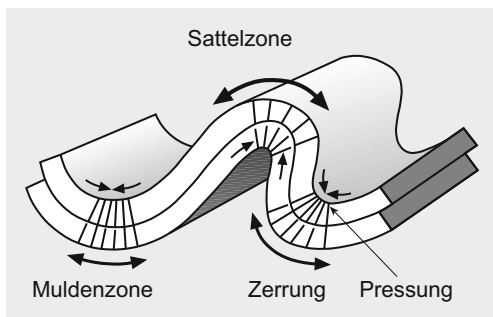


Abb. 11: Zerrungs- und Pressungsklüfte in Sattel- und Muldenzonen.

Tab. 7: Klassifizierung einiger Gesteine in Grundwasserleiter bis Grundwassernichtleiter (RICHTER & LILICH, 1975).

Gesteine bzw. Gesteinskörper		Leiter	Geringleiter	Nichtleiter
Lockergesteine	Kiese	—		
	Sand-Kies-Gemische	—		
	grobe Sande	—		
	mittelkörnige Sande	—		
	feine Sande	—		
	sehr feine Sande		—	
	Sand-Schluff-Gemische		—	
	Geschiebelehme u. dgl.		—	
	Schluffe, sandige Tone		—	
	unverwitterte Tone			—
Festgesteine	Kalke, nicht verkarstet	{ als Gestein im Gesteinsverband, meist zerklüftet	—	—
	Sandsteine	{ als Gestein im Gesteinsverband, meist zerklüftet	—	
	Basalte	{ als Gestein als Extrusivkörper	—	—
	Gips	{ als Gestein im Gesteinsverband, wenn verkarstet	—	—
	tonige Gesteine	{ als Gestein im Gesteinsverband		—
	Steinsalz	{ als Gestein im Gesteinsverband		—

3.3.4 Transmissivität

Neben dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f gibt es die **Transmissivität** T_{Gw} (engl. transmissivity), gelegentlich auch als Transmissibilität (franz. transmissibilité) bezeichnet (genormt ist Transmissivität). Die Transmissivität ist als Summe der Produkte aus Durchlässigkeitsbeiwert und Mächtigkeit der grundwassererfüllten Schicht definiert:

$$T_{Gw} = k_{f1} \cdot h_{M1} + k_{f2} \cdot h_{M2} + k_{f3} \cdot h_{M3} + \dots$$

oder allgemein:

$$T_{Gw} = \sum_{i=1}^n (k_{fi} \cdot h_{Mi}) \quad \text{Gl. 23}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert der grundwassererfüllten Schicht (m/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m).

Die Transmissivität wird der Inhomogenität der Durchlässigkeiten in den Schichtfolgen eher gerecht als der Durchlässigkeitsbeiwert und kann daher näherungsweise sogar für Kluftgesteine gelten. Die Einheit ergibt sich aus:

3

$$[T_{\text{Gw}}] = \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot \text{m} = \text{m}^2/\text{s}$$

Bei einigen Berechnungsverfahren für Pumpversuche ergibt sich der Durchlässigkeitsbeiwert nicht unmittelbar, sondern nur der Wert der Transmissivität. Dann ist:

$$k_f = \frac{T_{\text{Gw}}}{\sum (h_M)_i} \quad (\text{Gl. 23})$$

Methoden zur Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit sind in der im Entwurf vorliegenden Norm 18130-2 zusammengestellt. Desweiteren werden Feldversuche in der in Bearbeitung befindlichen Norm EN ISO 22475 ausführlich beschrieben.

3.3.5 Leakage

Unter Leakage (engl.: leakage) versteht man nach DIN 4049-3 einen großflächigen Übergang von Grundwasser durch einen Grundwasserhemmer von einem Grundwasserstockwerk in ein anderes (Abschn. 3.1.3). Das Grundwasser strömt vom Stockwerk mit dem höheren Potenzial in das Stockwerk mit dem geringeren Potenzial. Diese in DIN 4049-3 zugrunde liegende Leakage-Situation eines Grundwasserübertritts zwischen zwei Grundwasserstockwerken wird auch auf andere vergleichbare hydrogeologische Verhältnisse übertragen. So spricht man z.B. bei der Grundwasserexfiltration in ein Oberflächengewässer oder in eine Dränage und bei der Versickerung von Wasser aus einem Oberflächengewässer ebenfalls von Leakage. Während in der ursprünglichen Leakage-Situation eines Grundwasserübertritts zwischen zwei Grundwasserstockwerken die zwischen den beiden Stockwerken gelegene gering durchlässige Schicht (Grundwasserhemmer) das zu überwindende Strömungshindernis für das Grundwasser darstellt, ist dies bei den anderen oben genannten Beispielen etwa eine Kolmationsschicht an der Sohle eines Flusses oder Teiches oder ein Gewässerausbau in Form von Sohlshallen. Diese Schichten werden häufig als Leakage-Schichten bezeichnet. Die Richtung der Grundwasserströmung (Infiltration oder Exfiltration) wird in diesen Fällen bestimmt durch

das Verhältnis des Grundwasserstands zu dem Wasserstand im Oberflächengewässer bzw. in der Dränage. Zwei Beispiele einer Leakage-Situation sind in Abb. 12 dargestellt.

Die Grundwasserströmung einer Leakage-Situation kann entsprechend dem DARCY-Gesetz berechnet werden.

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} = A \cdot \frac{k_f}{l} \cdot h = A \cdot \alpha_L \cdot h \quad (\text{Gl. 14})$$

$\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert der Leakage-Schicht (m/s),

A = durchflossene Fläche (m^2),

h = Druckhöhenunterschied (m),

l = Fließlänge, Mächtigkeit der Leakage-Schicht (m),

α_L = Leakage-Koeffizient (1/s).

Bei einer konkreten Berechnung ergibt sich die durchströmte Fläche aus den jeweiligen geometrischen Gegebenheiten. Bei einer Exfiltration zu bzw. einer Infiltration von einem Oberflächengewässer kann beispielsweise die Sohlfläche verwendet werden. Außerdem ist darauf zu achten, dass bei dem Leakagekoeffizienten der vertikale Durchlässigkeitsbeiwert verwendet wird, der sich im Falle ausgeprägter Anisotropien deutlich vom horizontalen unterscheiden kann. Bei der Ermittlung von Leakagekoeffizienten kann auf Gelände- und Laborversuche zurückgegriffen werden. Da es um die vertikale Durchlässigkeit geht, ist z.B. das Gewinnen einer vertikalen Stechzylinderprobe mit einer anschließenden Durchlässigkeitsbestimmung durch einen DARCY-Versuch im Labor eine verschiedentlich gewählte Bestimmungsmethode.

Leakagekoeffizienten haben in vergleichbarer Weise wie die Durchlässigkeitsbeiwerte einen großen Wertebereich. Die folgenden Angaben zu Leakagekoeffizienten können nur als erste Orientierung gelten:

- kolmatierte Teiche:
 $\alpha_L = 1 \cdot 10^{-9}$ 1/s bis $5 \cdot 10^{-7}$ 1/s,
- kleine Flüsse oder Bäche:
 $\alpha_L = \text{ca. } 5 \cdot 10^{-8}$ 1/s bis $1 \cdot 10^{-5}$ 1/s,
- Flüsse mit ausgeprägt sandiger Sohle:
 $\alpha_L = \text{ca. } 1 \cdot 10^{-4}$ 1/s.

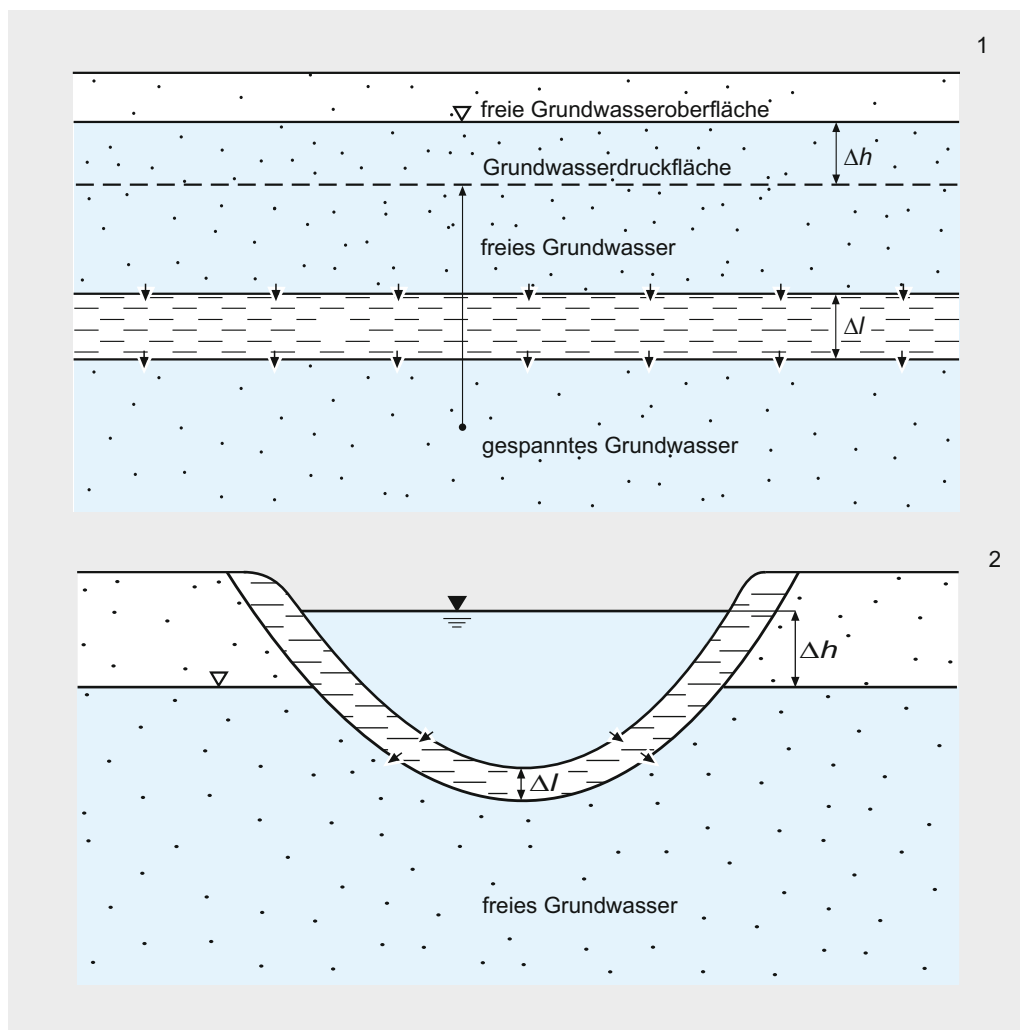


Abb. 12: Veranschaulichung des Leakagekoeffizienten (1) im Grundwasserleiter und (2) im Gewässer.

Bei der numerischen Grundwassermodellierung spielen die Leakagekoeffizienten eine große Rolle. Üblicherweise werden alle Oberflächengewässer, Dränagen und generell die dränierenden Elemente (wie z.B. undichte Abwasserkanalisationen) über einen Leakageansatz in den Modellen abgebildet (CAUCHY-Randbedingung bzw. Randbedingung 3. Art).

3.3.6 Speichervermögen

Bei der Auswertung von Pumpversuchen mit instationären Strömungsverhältnissen spielt neben der Transmissivität der zweite hydrogeologische Kennwert, der **Speicherkoeffizient** S , eine wichtige Rolle. Da sowohl die Transmissivität als auch der Speicherkoeffizient die geohydraulischen Eigenschaften definierter geologischer Formationen beschreiben, werden sie auch unter dem Begriff Formationskonstanten zusammengefasst.

3

Bei dem Letzteren ist dabei genauer zwischen einem spezifischen Speicherkoeffizienten S_{sp} und dem Speicherkoeffizienten S zu unterscheiden. Nach DIN 4049-3 ist der **spezifische Speicherkoeffizient** S_{sp} definiert als die Änderung des gespeicherten Wasservolumens ΔV_{Gw} je Volumeneinheit des Grundwasserraumes V_{ges} bei Änderung der Standrohrspiegelhöhe Δh_s um 1 m (Änderung des Grundwasserspiegels):

$$S_{sp} = \frac{\Delta V_{Gw}}{V_{ges} \cdot \Delta h_s} \quad \text{Gl. 24}$$

S_{sp} = spezifischer Speicherkoeffizient (1/m),

ΔV_{Gw} = Änderung des gespeicherten Grundwasservolumens (m^3),

V_{ges} = Volumen des Grundwasserraumes (m^3),

Δh_s = Änderung der Standrohrspiegelhöhe (m),

mit der Einheit $\frac{1}{m}$ (aus: $\frac{m^3}{m^3 \cdot m}$).

Nach DIN 4049-3 ist die **Standrohrspiegelhöhe** als Summe aus geodätischer Höhe und Druckhöhe eines Punktes in einem betrachteten Grundwasserkörper definiert.

Der **Speicherkoeffizient** S ist das Produkt des spezifischen Speicherkoeffizienten mit der Grundwassermächtigkeit, also

$$S = S_{sp} \cdot h_M \quad \text{Gl. 25}$$

S = Speicherkoeffizient (1),

S_{sp} = spezifischer Speicherkoeffizient (1/m),

h_M = Grundwassermächtigkeit (m).

Der Speicherkoeffizient S entspricht im freien Grundwasser dem speichernutzbaren Hohlraumanteil n_{sn} , bei gespanntem Grundwasser der Wasserabgabe pro Formationsvolumen, die bei Erniedrigung des Druckes um 1 m Wassersäule erfolgt.

Die Speicherkoeffizienten unterscheiden sich in gespannten und freien Grundwässern um mehrere Größenordnungen. Gespannte Grundwässer stehen unter dem absoluten hydrostatischen Druck p_{abs} , der aus dem Atmosphärendruck p_{amb} und dem hydrostatischen (Schwere-) Druck p_g resultiert. In dem geschlossenen Strö-

mungssystem eines gespannten Grundwassers wirkt sich der absolute hydrostatische Druck p_{abs} auf die Elastizität des Grundwasserleiters und die (temperaturabhängige) Kompressibilität (Abschn. 3.9.2.3.2) des Grundwassers aus.

Für das freie und gespannte Grundwasser ergeben sich für den spezifischen Speicherkoeffizienten folgende Beziehungen:

Freies Grundwasser:

$$S_{sp} = \rho_W \cdot g \cdot ((1 - n_p) \cdot \chi_{Fe} + n_p \cdot \chi_W) \quad \text{Gl. 26}$$

S_{sp} = spezifischer Speicherkoeffizient (1/m),

ρ_W = Dichte des Wassers ($\approx 10^3 \text{ kg/m}^3$),

g = örtliche Fallbeschleunigung ($\approx 9,81 \text{ m/s}^2$),

n_p = Porenanteil (1),

χ_{Fe} = Kompressibilität des porösen Mediums ($\approx 10 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$),

χ_W = Kompressibilität des Wassers ($= 4,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$)

(die Kompressibilität ist der Kehrwert des Elastizitätsmoduls E ; $\chi_W = 1/E$).

Gespanntes Grundwasser:

$$S_{sp} = \rho_W \cdot g \cdot (\chi_{Fe} + n_p \cdot \chi_W) \quad \text{Gl. 27}$$

S_{sp} = spezifischer Speicherkoeffizient (1/m),

ρ_W = Dichte des Wassers ($\approx 10^3 \text{ kg/m}^3$),

g = örtliche Fallbeschleunigung ($\approx 9,81 \text{ m/s}^2$),

χ_{Fe} = Kompressibilität des porösen Mediums ($\approx 10 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$),

n_p = Porenanteil (1),

χ_W = Kompressibilität des Wassers ($= 4,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$)

(die Kompressibilität ist der Kehrwert des Elastizitätsmoduls E ; $\chi_W = 1/E$).

In der Gleichung für das freie Grundwasser trägt das Glied „ $(1 - n_p) \cdot \chi_{Fe}$ “ der Elastizität – als Folge der Veränderung des speicherwirksamen Porenraumes – Rechnung, die durch Setzungen des Grundwasserleiters bei Wasserentnahme erfolgt. Das Glied „ $n_p \cdot \chi_W$ “ kennzeichnet die Zusammenrückbarkeit des Wassers. In Festgesteinen ist die Elastizität nahezu bedeutungslos, sodass der spezifische Speicherkoeffizient hier weitgehend von der Kompressibilität des Wassers abhängt. Da

letztere im Verhältnis zur Elastizität des Grundwasserleiters wesentlich geringer ist, besitzt der spezifische Speicherkoeffizient seine Bedeutung eher bei Porengesteinen und zwar in der Weise, dass sich bei höherem absolutem hydrostatischem Druck das Speichervolumen und damit die Größe des Speicherkoeffizienten verringern.

Da der **Atmosphärendruck** ebenfalls den absoluten hydrostatischen Druck mit aufbaut, müssen sich dessen Änderungen auf einen elastischen Grundwasserleiter auswirken. Die Schwankung des Atmosphärendrucks sind als Wasserstandsänderungen in Grundwassermessstellen messbar.

Im Pumpversuch kann, sofern der Atmosphärendruck während des Versuchs gefallen ist, der Wasserspiegel höher sein als vor Versuchsbeginn.

Im gespannten Grundwasser liegen die Speicherkoeffizienten S größenordnungsmäßig bei $S = 5 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-3}$, i.M. $5 \cdot 10^{-4}$. Im freien Grundwasser spielt die Elastizität des (Poren-) Gesteinskörpers bei Entwässerungen nur eine untergeordnete Rolle. Erst mit zunehmender Tiefe ändert sich der Speicherkoeffizient wegen des höheren hydrostatischen Drucks. In Lockergesteinen mit freier Grundwasseroberfläche geht das freigesetzte Grundwasservolumen auf die Entwässerung des speicherwirksamen Hohlraumvolumens zurück, weshalb die Speicherkoeffizienten meist mit denen des speicherwirksamen Porenvolumens übereinstimmen. Die Speicherkoeffizienten S erreichen im freien Grundwasser Größenordnungen um $1 \cdot 10^{-1}$.

Die hydrogeologische Bedeutung des Speicherkoeffizienten liegt darin, dass Überlegungen zur Ausbreitungsgeschwindigkeit des Absenkungstrichters eines Brunnens angestellt werden können. Je kleiner der Speicherkoeffizient ist, desto größer muss bei einer bestimmten Entnahmemenge die Fläche des Absenkungstrichters sein, der Absenkungstrichter weitet sich daher umso schneller aus. Auch zur Beurteilung des Grundwasservolumens und zu Vorratsberechnungen ist diese Größe heranzuziehen. Ist der mittlere Speicherkoeffizient eines Grundwasserleiters bekannt, kann man

- das Gesamtvolumen des gespeicherten Grundwassers berechnen, wenn die geometrischen Ausdehnungen des Grundwasserkörpers einigermaßen bekannt sind (berechenbar

ist allerdings nur das gespeicherte, nicht das tatsächlich neu gebildete Volumen) und

- bei Grundwasserspiegelschwankungen und damit Änderungen der Grundwassermächtigkeit die Änderungen des gespeicherten Grundwasservolumens und dessen Vorräte erfassen.

Die Bestimmungen der Speicherkoeffizienten haben damit einen wasserwirtschaftlichen Wert und müssen bei der Beurteilung von Rücklage und Verbrauch im Rahmen von Grundwasserbilanz-Überlegungen berücksichtigt werden.

3.4 Infiltration des Oberflächenwassers

Unter **Infiltration** wird der Zugang von Wasser durch enge Hohlräume in die Lithosphäre verstanden. Hierbei wird zwischen der Infiltration aus Niederschlägen, durch Beregnung und Überstauung sowie der Infiltration von Oberflächen-gewässern unterschieden (DIN 4049-3). Der Begriff „Wasser“ ist dabei eine Sammelbezeichnung für alle in der Natur vorkommenden Arten von Wasser einschließlich aller darin gelösten, emulgierten und suspendierten Stoffe. Die Infiltration ist ein wichtiger Teil des Wasserkreislaufes. Der Durchgang des Wassers durch den grundwasserfreien Sickerraum wird in der Bodenkunde als Durchsickerung (Perkolat) bezeichnet.

3.4.1 Infiltration des Niederschlagswassers

Die Grundwasseroberflächen liegen unterschiedlich tief, meist nicht unmittelbar unter der Erdoberfläche. Zwischen Erdoberfläche und Grundwasseroberfläche befindet sich jener Bereich, der von den in den Boden infiltrierenden Niederschlagsanteilen durchsickert werden muss, bevor diese das Grundwasser erreichen. Der **Grundwasserkörper** beginnt definitionsgemäß dort, wo das Wasser die Hohlräume (Poren, Trennflächen, Karsthohlräume) des Untergrundes zusammenhängend ausfüllt. Der Raum zwischen Erd-

3

oberfläche und Grundwasseroberfläche wird, da er nicht gänzlich mit Wasser ausgefüllt ist, als **wasserungesättigte Bodenzone** bezeichnet; das in dieser Zone enthaltene Wasser ist definitionsgemäß kein Grundwasser, sondern wird als Wasser der ungesättigten Bodenzone (**Sickerwasser**) bezeichnet. Der Teil des Untergrundes, in dem alle Hohlräume von Wasser (**Grundwasser**) zusammenhängend erfüllt sind, wird als **wasserergesättigte Bodenzone** bezeichnet.

Oberhalb der Grundwasseroberfläche befindet sich der geschlossene **Kapillarraum**, in dem alle kapillaren Poren mit Wasser (**Kapillarwasser**) gefüllt sind. Der darüber liegende Raum wird als offener Kapillarraum bezeichnet, in dem nur ein Teil der Poren wassererfüllt ist.

Geohydraulische und besonders geohydrochemische Prozesse verlaufen in der wasserungesättigten und der wassergesättigten Zone unterschiedlich. Die geohydrochemischen (und mikrobiologischen) Prozesse wurden von MATTHEW et al. (1992) erforscht.

Die im Laufe eines Jahres sich ändernden Witterungen bedingen unterschiedliche Wasserzufuhren in den Boden und Wasserverluste aus dem Boden, zusammengefasst unter dem Begriff **Bodenwasserhaushalt**. Sieht man vom kapillaren Grundwasseraufstieg in grundwassernahen Böden ab, wird das Bodenwasser allein durch die Niederschläge ergänzt. Sind die Niederschlagsmengen größer als der Anteil, der in den Boden infiltriert, fließt das **Überschusswasser** oberirdisch ab (Abschn. 3.7.4). Nur ein Teil des infiltrierten Wassers sickert jedoch dem Grundwasser zu, während der andere in der wasserungesättigten Zone über dem Grundwasser verbleibt bzw. von der Vegetation verbraucht wird. Dort sind zu unterscheiden (Abb. 13):

- **Sickerwasser:** Unterirdisches Wasser im Boden, das sich unter der Einwirkung der Schwerkraft im Sickerraum abwärts in Richtung Grundwasser bewegt;
- **Haftwasser:** Wasser, das in der ungesättigten Bodenzone gegen die Schwerkraft gehalten wird, dazu gehören das Kapillarwasser und das Adsorptionswasser;
- **Kapillarwasser:** Unterirdisches Wasser, das durch Überwiegen der Kapillarkräfte gehoben oder gehalten wird (DIN 4049-3); so liegt der geschlossene Kapillarraum bei tonigem Schluff

bei 0,50 m über dem mittleren, scheinbaren Wasserstand, beim Mittelsand sind es ca. 0,10 m.

- **Adsorptionswasser:** Ist an die Oberfläche der Bodenteilchen angelagert, ohne Menisken zu bilden. Einen Teil des Adsorptionswassers stellt das Hydratationswasser dar, das sich durch Anziehung von Wassermolekülen je nach ihren positiven oder negativen Ladungspolen an negativen oder positiven Ladungen der Austauschflächen anlagert.

Im wasserungesättigten Bodenbereich herrscht relativ zum Atmosphärendruck ein Unterdruck (**Matrixpotenzial** ψ_m , auch **Saugspannung** oder **Wasserspannung**, in hPa), der aus der **Kapillarität** (verursacht durch molekulare Anziehungskräfte an der Grenzfläche Feststoff/Flüssigkeit) des Bodens resultiert. Es findet eine Wasserbewegung durch **Kapillarkräfte** (kapillarer Aufstieg) entgegen der Schwerkraft aus dem Grundwasser in den Sickerraum statt (Abb. 13). Die Kapillarität und somit die kapillare Steighöhe und das Matrixpotenzial (Saugspannung, Wasserspannung) hängen von der Bodenart (Korngröße) ab und variieren über mehrere Potenzen. Daher wird der dekadische Logarithmus der Saugspannungshöhe – gemessen in cmWS – verwendet, der als **pF-Wert** (p wie Potenzial, F wie freie Energie) bezeichnet und folgendermaßen beschrieben (richtigerweise handelt es sich um eine Zahlenwertgleichung):

$$\{pF\} = \lg\{\psi_m\} = f(\theta) \quad \text{Gl. 28}$$

pF = dekadischer Logarithmus der Höhe der Wassersäule in cm (hPa),

ψ_m = Matrixpotenzial (Saugspannung, Wasserspannung) (hPa),

θ = V_w/V_p = Wassersättigungsgrad (Wassergehalt) (1),

V_w = Wasservolumen (cm³),

V_p = Porenvolumen (cm³).

Im Boden können pF-Werte zwischen 1 und 7 auftreten (z.B. $pF = 2$ entspricht 10² cmWS, HARTGE, 1991).

Aus der Gl. 28 folgt, dass der pF-Wert eine Funktion des Wassersättigungsgrades der Poren ist; je niedriger der pF-Wert und somit das Matrixpotenzial (Saugspannung, Wasserspannung), desto höher der Wassergehalt und umgekehrt.

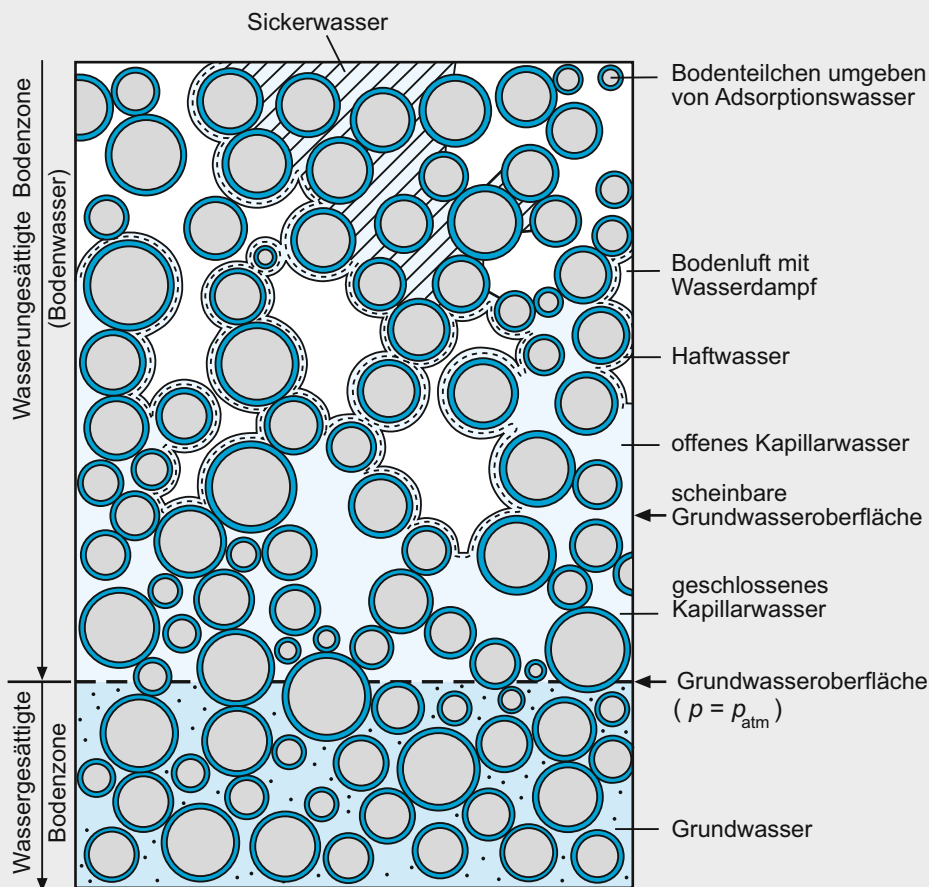


Abb. 13: Erscheinungsformen des unterirdischen Wassers nach ZUNKER (1930) (FERDINAND ZUNKER, deutscher Wasserbauingenieur, 1886–1956) (verändert nach BUSCH & LUCKNER, 1974).

Die pF-Werte hängen außerdem von der Bodenart ab, z.B. beträgt der pF-Wert bei 10 % (Wasser-) Sättigung des Porenvolumens in Sand 1,8, in Schluff 4,2 und in Ton 5,6, bei 30 % Sättigung in Sand 0,8, in Schluff 2,5 und in Ton 4,3. Das Matrixpotenzial wird mit wassergefüllten Tonzellen (Tensiometern) nach DIN 19682-4 gemessen.

Die Abwärtsbewegung des Wassers im Boden erfolgt allein unter dem Einfluss der Schwerkraft. Bodenkundlich werden dabei (von oben nach unten) eine **Sättigungs-**, eine **Übergangs-**, eine

Transport- und eine **Befeuchtungszone** unterschieden (Abb. 14). Der Verlauf der Wassergehaltsverteilung in einem Sand in Abhängigkeit von der Zeit bei einer gleichbleibenden Wasserzufuhr lässt sich gut erkennen. Maßgeblich für die Abwärtsbewegung ist die Wasserleitfähigkeit beim jeweiligen Sättigungsgrad. Trifft die Befeuchtungsfront auf eine Schicht geringer Wasserleitfähigkeit, verlangsamt sich die Sickerbewegung, und es kann zur Stauwasserbildung kommen. Ein Wasserstau im Bodenprofil kann im Be-

3 reich der ungesättigten Wasserbewegung nicht nur durch feinporige, sondern auch durch besonders grobporige Schichten (z.B. Sand, Kies) erfolgen. Die Einbeziehung der größeren Poren in die Wasserleitfähigkeit ist nämlich erst möglich, wenn die Saugspannung im feinporigen Substrat soweit abgesunken ist, dass sie das Volllaufen der größeren Poren zulässt. Aus dem Grad der Wassersättigung bei der Infiltration ergibt sich, dass Grobporen, Wurzelröhren und Grabbauten unterhalb der Sättigungszone nicht mit Wasser gefüllt sind. Sie sind für die Wasserbewegung nur bei Überflutung des Bodens von Bedeutung.

Der **kapillare Aufstieg** ist der umgekehrte Vorgang der Infiltration. Das Wasser stammt aus dem Grund- oder Stauwasser und bewegt sich nach oben, wenn an der Bodenoberfläche Wasser verdunstet (Evaporation) oder dem Boden durch Pflanzen entzogen wird und an deren Blattflächen verdunstet (Transpiration). In Böden kommt es dabei vielfach zur Ausbildung von „Wasserscheiden“ (nicht zu verwechseln mit un-

terirdischen (Grund-)Wasserscheiden), oberhalb derer das Wasser aufwärts, unterhalb derer abwärts wandert.

Die **Infiltrationsrate** $\dot{h}_i$ ist dasjenige Wasservolumen – ausgedrückt als Wasserhöhe – das in der Zeiteinheit je Flächeneinheit senkrecht in den Boden eindringt, Einheit: mm/h.

Die Infiltrationsrate $\dot{h}_i$ hängt von folgenden Bodenfunktionen ab:

- Beschaffenheit der Bodenoberfläche (Gefügestabilität, Verschlämmung),
- Benetzbarkeit der Bodenteilchen,
- Veränderung der Wasserleitfähigkeit bei unterschiedlichem Wassergehalt,
- Wassergehalt des Bodens zu Beginn der Infiltration,
- Zahl der Wurzelröhren, Wurmbauten, Schwundrisse usw. pro Bodenvolumen.

Diese Eigenschaften sind unterschiedlich auf die Horizonte des Bodens verteilt. Im humiden Kli-

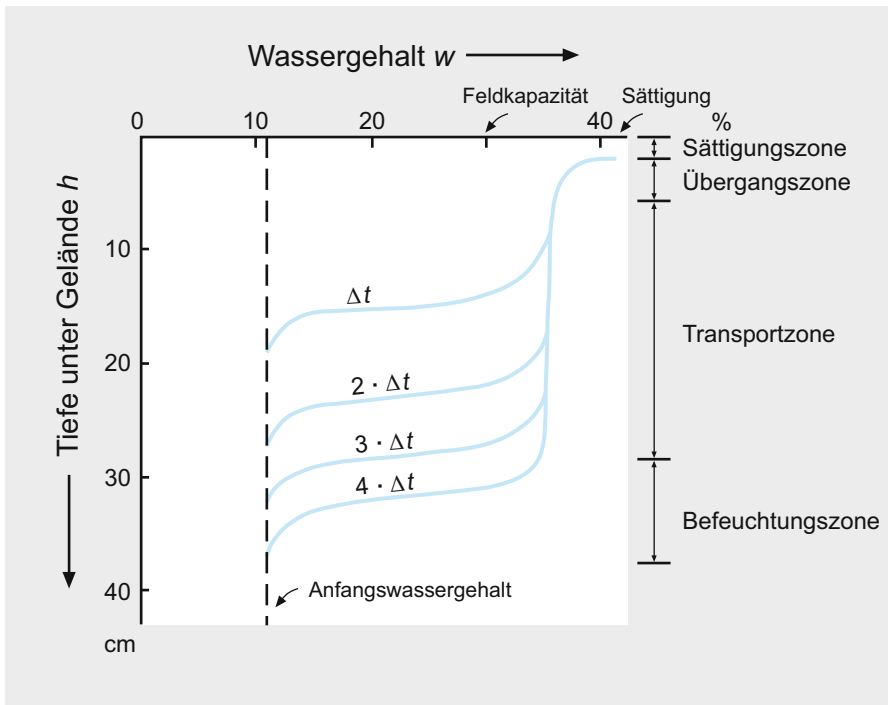


Abb. 14: Verlauf der Infiltration bei einem homogenen, überfluteten Boden in gleichen Zeitintervallen Δt (nach BODMAN & COLEMAN, 1944; verändert von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

maßbereich ist häufig folgende Dreiteilung des Bodenaufbaus festzustellen (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005) (Abb. 15):

- **A-Horizont:** Mineralischer Oberbodenhorizont mit Akkumulation organischer Substanz (O, früher Ao) und/oder Verarmung der mineralischen Substanz; meist locker gelagert, relativ gut durchlässig;
- **B-Horizont:** Mineralischer Unterbodenhorizont mit verändertem Mineralbestand durch Einlagerung aus dem Oberboden und/oder Verwitterung in situ; eine schnelle Durchsickerung des Wassers erfolgt nur im Trockenzustand (Rissbildung), mit zunehmender Durchfeuchtung nimmt die Durchlässigkeit mehr oder weniger ab;
- **C-Horizont:** Mineralischer Untergrundhorizont, Gestein (Substratum), das von der Bodenbildung nicht erfasst wurde, unter dem Solum (alle darüber liegenden Horizonte) liegt und – je nach petrographischer Bodenbeschaffenheit – wieder besser durchlässig ist.

Das in den Boden infiltrierende Wasser füllt die freien Räume zwischen den Gesteinspartikeln oder Poren, bei Festgesteinen die Trennflächen (Störungen, Klüfte, Schichtflächen und Schieferungsflächen) und die Karsthohlräume aus. Nur der Teil des infiltrierten Wassers, der nicht als Haftwasser in der wasserungesättigten Bodenzone gebunden oder durch Evapotranspiration (Summe aus Evaporation und Transpiration, Abschn. 3.7.3.1) verbraucht worden ist, kann dem Grundwasser zusickern. Nach mehreren Isotopen-Messungen (Abschn. 3.9.2.1) in verschiedenen Gebieten ergibt sich recht übereinstimmend eine mittlere (vertikale) Sickergeschwindigkeit von etwa 1 m/a.

Für die Bindung und Speicherung des Wassers im Boden sind folgende Kenngrößen maßgebend (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005):

- **Maximale Wasserkapazität:** Wasservolumen, das ein Boden maximal (bis zur vollen Wassersättigung) aufnehmen kann (Vol.-% oder mm Wassersäule);

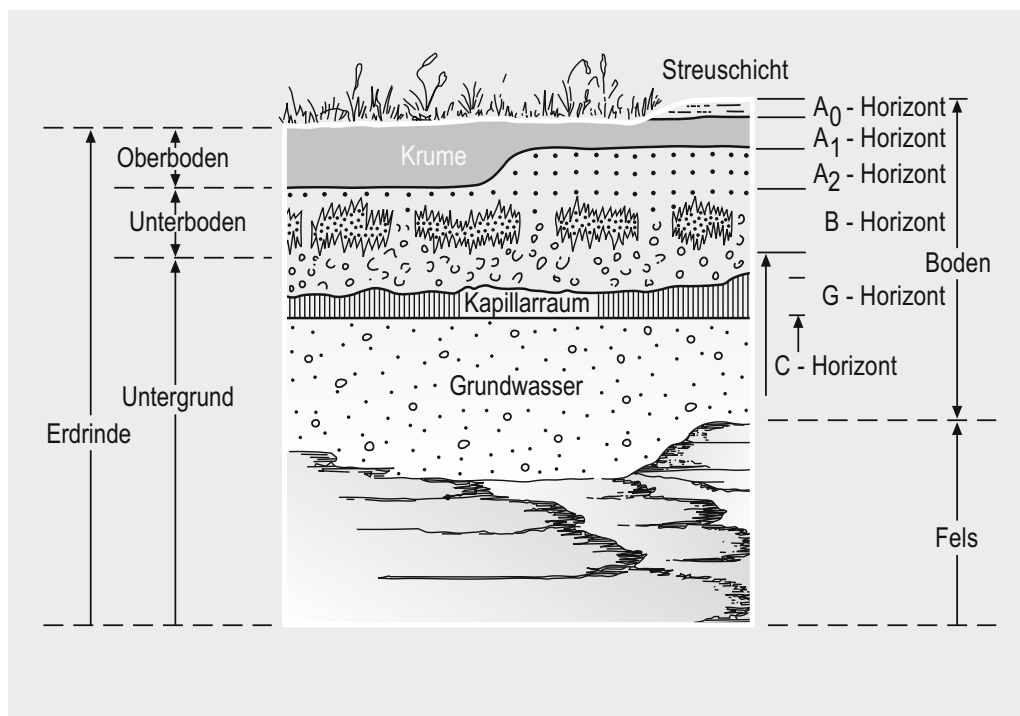


Abb. 15: Bodenhorizonte, schematisiert (verändert nach BUSCH & LUCKNER, 1974).

3

- **Feldkapazität FK:** Wasservolumen, das ein Boden maximal gegen die Schwerkraft zurückhalten kann; konventionell der Wassergehalt bei einem pF-Wert = 1,8 (Vol.-% oder mm Wassersäule);
- **Nutzbare Feldkapazität nFK:** Feldkapazität abzüglich Totwasseranteil; konventionell der Wassergehalt von pF 1,8 bis 4,2 (Vol.-% oder mm Wassersäule);
- **Totwasser:** Wasser, das mit höherer Saugspannung gehalten wird, als die Wurzeln landwirtschaftlicher Nutzpflanzen in der Regel entwickeln können; konventionell mit einer Saugspannung von pF > 4,2 (Masse-%, Vol.-%, l/m³ oder mm/dm);
- **Nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes nFKWe:** Nutzbare Feldkapazität bezogen auf die effektive Durchwurzelungstiefe (mm).

Auf Grund der Fähigkeit des Bodens, Wasser entgegen der Schwerkraft zu speichern, tritt nicht nur eine zeitliche Verschiebung zwischen Niederschlagsereignis und Grundwasserneubildung ein (Abb. 16), es kann auch mehr Wasser wieder ver-

dunsten (Evapotranspiration). Der Einfluss des Bodens, d.h. die Menge des pflanzenverfügbaren Bodenwassers W_{pfl} (nutzbare Feldkapazität $\times$ effektiver Wurzelraum) auf die jährliche Grundwasserneubildung (Abschn. 4.1.3) ist in Zeiten und in Gebieten geringer Grundwasserneubildung erheblich. Die o. g. Definition des pflanzenverfügbaren Bodenwassers gilt nur für grundwasserferne Standorte (großer Grundwasserflurabstand). Bei grundwassernahen Standorten kommt noch der Faktor des kapillaren Grundwasseraufstiegs hinzu.

Details sind aus den Lehrbüchern von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) und KUNTZE, ROESCHMANN & SCHWERTFEGGER (1994) zu ersehen.

3.4.2 Uferfiltration

Grundwasser wird nicht nur durch Versickerung von Niederschlagswässern in den Boden neu gebildet, sondern auch durch Wasser aus oberirdischen Gewässern, durch deren Bett es in den

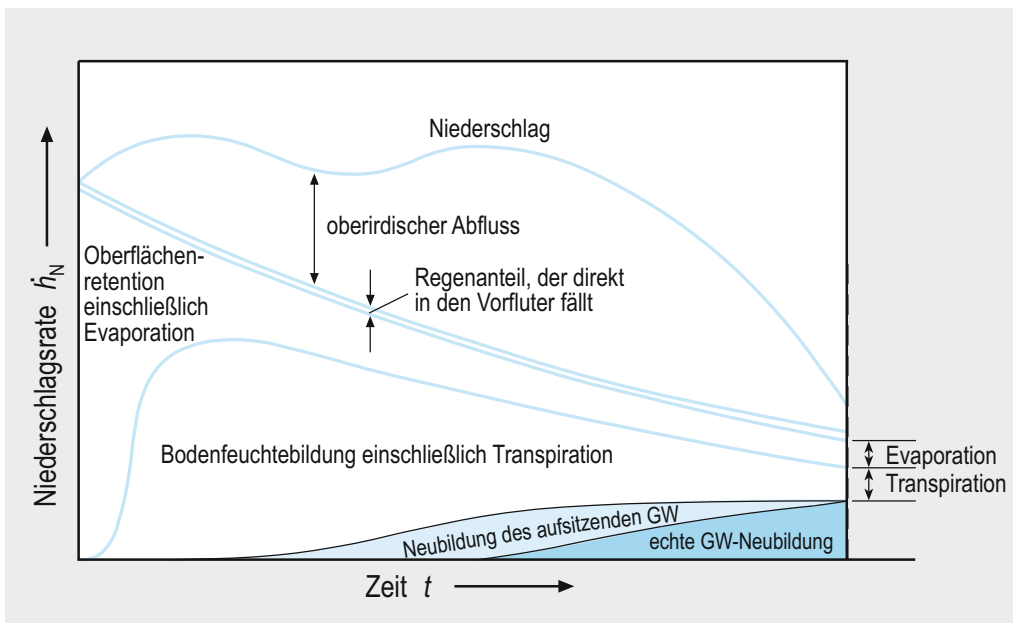


Abb. 16: Aufgliederung der Abflusskomponenten eines länger anhaltenden Niederschlags (nach BUSCH & LUCKNER, 1974).

Grundwasserleiter eindringt. Das derart infiltrierende Wasser wird als **Uferfiltrat** oder **Seihwasser** bezeichnet; nach der DIN 4049-3, wird zwischen beiden Begriffen unterschieden: Uferfiltrat ist Wasser aus oberirdischen Gewässern, die unmittelbar in den Grundwasserraum, Seihwasser solche, die in den Sickerraum (-zone) eingedrungen sind. Eine umfassende Darstellung aller Vorgänge bei der Uferfiltration wurde vom Fachausschuss „Wasserversorgung und Uferfiltrat“ des BUNDESMINISTERIUMS DES INNERN (BMI, 1975) erarbeitet und durch einen Bericht zur künstlichen Grundwasseranreicherung (BMI, 1985) ergänzt. Weitere Hinweise finden sich bei KUBMAUL et al. (1977).

Voraussetzung für die Uferfiltration ist ein **hydraulisches Potenzialgefälle** vom oberirdischen Gewässer zur Grundwasseroberfläche. Derartige Gegebenheiten können von Natur aus be- oder entstehen, z.B. durch Hochwässer, topographische Besonderheiten (Flussschleifen usw.). Sie können aber auch künstlich erzeugt werden (Stauhaltungen, Grundwasserabsenkungen, z.B. durch Wasserförderungen). Eine weitere Voraussetzung ist die Durchlässigkeit des Gewässerbetts. Die starke Verschmutzung der Gewässer in der Vergangenheit brachte es jedoch mit sich, dass die Gewässerbetten vielfach verschlammten, d.h. die Poren des Sediments an der Gewässersohle abgedichtet wurden. Die Bildung einer solchen Selbstabdichtung (oder **Kolmation**) kann folgende Ursachen haben:

- oberflächlich abgelagerte oder in den Porenraum eingedrungene Sedimentpartikel,
- abgelagerte oder auf der Sohle lebende Mikroorganismen, insbesondere fadenartige und solche mit kieselsäurehaltigen Schalen,
- unlösliche Fällungsprodukte, z.B. im Porenraum ausgeflockte Kolloide, Eisen-, Mangan- und Calcium-Verbindungen.

Die Kolmation wird besonders häufig im Bereich von Stauhaltungen beobachtet, in denen das Fließgewässer seine Schleppkraft verliert. Dies hat zur Folge, dass trotz bestehenden Potenzialgefälles kein oder kaum Oberflächenwasser infiltriert.

Der umgekehrte Vorgang, nämlich dass feine Partikel aus dem Gewässerbett herausgespült werden, wird als **Suffosion** bezeichnet. Diese ent-

steht durch stärkere Strömungen, z.B. bei Hochwässern, und erhöht die Durchlässigkeit der Gewässersohle. Untersuchungen (z.B. GATZ et al., 1987) haben gezeigt, dass nachteilige (qualitative) Veränderungen des Grundwassers durch Uferfiltrat auf nur kleine Bereiche beschränkt bleiben.

Der Ermittlung des Uferfiltratanteils bei Wasserförderungen dienen folgende Methoden:

Hydrologische Methode

Der Abfluss eines Gewässers wird an mehreren Stellen stromoberhalb und stromunterhalb genau gemessen. Die Abflussdefizite werden durch Differenzbildung festgestellt und quantitativ erfasst.

Geohydrologische Methode

Durch Erfassen der geohydraulischen Verhältnisse in einem definierten Gebiet werden die Strömungen des Grundwassers quantitativ ermittelt. Dazu werden für mehrere Zeiten nach (möglichst zeitgleichen) Grundwasserstandsmessungen Grundwassergleichenkarten erstellt (Abschn. 3.6.1). Dadurch können die Bereiche, aus denen das Wasser den Fassungen (Brunnen) zuströmt, insbesondere der Uferfiltratanteil, abgegrenzt werden.

Hydrochemische Methode

Sofern uferinfiltriertes und landseitiges Wasser eine unterschiedliche chemische Beschaffenheit haben, lässt sich unter günstigen Voraussetzungen durch Vergleich der Analysen-Parameter der Uferfiltratanteil errechnen. Geeignet sind solche Ionen, die im Untergrund ungehindert beweglich und beständig sind, vor allem Natrium, Chlorid und Borat. Wenn sich die Konzentrationen solcher „Leitonen“ bei der Uferfiltration nicht ändern, kann der Uferfiltratanteil am geförderten Mischgrundwasser nach folgender Beziehung errechnet werden:

$$\chi = \frac{c_{Mw} - c_{Gw}}{c_{Fw} - c_{Gw}} \quad \text{Gl. 29}$$

χ (chi) = Anteil des Uferfiltrats am Mischgrundwasser (1),

3

- c_{Mw} = Konzentration (des Leittons) im korrespondierenden Mischwasser (mol/l),
- c_{Gw} = Konzentration (des Leittons) im korrespondierenden Grundwasser (mol/l),
- c_{Fw} = Konzentration (des Leittons) im Flusswasser (mol/l).

3.5 Grundwasserdynamik

Nach der Infiltration des versickernden Niederschlagsanteils durch die wasserungesättigte Bodenzone tritt das Wasser in die wasser gesättigte Bodenzone und damit in das Grundwasser über. Hier unterliegt es den schicht- und gesteinsbedingten hydraulischen Gesetzmäßigkeiten. Die Dynamik (Bewegung) des Grundwassers wird ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt (DIN 4049-3). Man unterscheidet zwischen stationärer und instationärer **Grundwasserströmung**; bei der ersteren ist die Filtergeschwindigkeit am Betrachtungsort in der Zeiteinheit gleich, während sie sich bei der zweiten ändert (DIN 4044).

Die **Dynamik eines Grundwasserleiters** hängt entscheidend von den hydraulischen Druckverhältnissen ab. Auch bei freiem Grundwasser herrschen innerhalb des Grundwasserleiters unterschiedliche Drücke. An der freien Grundwasseroberfläche ist der Druck gleich dem absoluten **Atmosphärendruck** (Umgebungsdruck, lat. ambiens) p_{amb} , mit zunehmender Tiefe addiert sich der Druck, der aus dem Gewicht der überlagernden Wassersäule resultiert. Die Größe des **hydrostatischen (Schwere-) Drucks** p_g (Wasserdruckkraft) ergibt sich aus der Höhe der Wassersäule h_w , der Dichte ρ des Wassers und der örtlichen Fallbeschleunigung g :

$$p_g = g \cdot \rho_w \cdot h_w \quad \text{Gl. 30}$$

- p_g = hydrostatischer Überdruck (Pa),
 g = örtliche Fallbeschleunigung ($\approx 9,81 \text{ m/s}^2$),
 ρ_w = Dichte des Wassers (kg/m^3),
 h_w = Höhe der Wassersäule (m).

Der **absolute Druck** p_{abs} an einem Punkt innerhalb des Grundwasserkörpers ergibt sich als

Summe aus absolutem Atmosphärendruck p_{amb} , der auf dem Grundwasser lastet, und dem jeweiligen hydrostatischen Überdruck p_g

$$p_{abs} = p_{amb} + p_g \quad \text{Gl. 31}$$

p_{abs} = absoluter Druck innerhalb des Grundwasserkörpers (Pa),

p_{amb} = Atmosphärendruck (Pa),

p_g = hydrostatischer Druck (Pa).

Die Druckzunahme erfolgt linear nach der Tiefe (Abb. 17). Die Einheit des Drucks ist Pascal Pa ($10^5 \text{ Pa} = 1 \text{ bar} = 10,19716 \text{ m Wassersäule (mWS)}$; $1 \text{ mWS} = 98,0665 \text{ mbar}$) (BLAISE PASCAL, französischer Mathematiker und Physiker; 1623–1662).

Ist der Grundwasserleiter durch eine praktisch undurchlässige Schicht überlagert, so kann eine unter Druck stehende Grundwasseroberfläche nicht weiter ansteigen, dieses **Grundwasser** ist **gespannt**. Der Druck an der Deckfläche ist größer als der Atmosphärendruck. Wird die Deckfläche durchbohrt, steigt der Wasserspiegel höher als die Deckfläche (Abb. 17). Der sich in der Bohrung einstellende Wasserspiegel wird als Druckspiegel bezeichnet. Die Neufassung der DIN 4049 enthält diesen Begriff nicht mehr, weil davon ausgegangen wird, dass der gesamte Grundwasserkörper ein einheitliches hydraulisches System darstellt, unabhängig davon, ob ein Teil dieses Körpers eine gespannte Oberfläche hat. Deshalb wird nur noch von einer **Standrohrspiegelhöhe** gesprochen, worunter die Summe aus geodätischer Höhe und Druckhöhe eines Punktes in einem betrachteten Grundwasserkörper zu verstehen ist. Die Verbindung der Druckspiegel und der freien Wasserspiegel ergibt eine gedachte Fläche, die **Grundwasserdruckfläche** (verschiedentlich auch piezometrisches Niveau genannt, ein veralteter Begriff, der nicht mehr verwendet werden sollte). Liegt die Grundwasserdruckfläche höher als die Geländeoberfläche, so ist dieses **Grundwasser artesisch gespannt**. Es läuft, wenn es angebohrt wird, frei aus. Durch Verlängerung des Brunnenaufsatzrohres kann die Höhe der Druckfläche über Gelände einfach ermittelt werden, ebenso durch Aufsetzen eines Manometers. Falls höhere Drücke zu erwarten sind, muss das Aufsatzrohr der Bohrung mittels eines Preventers abgedichtet werden.

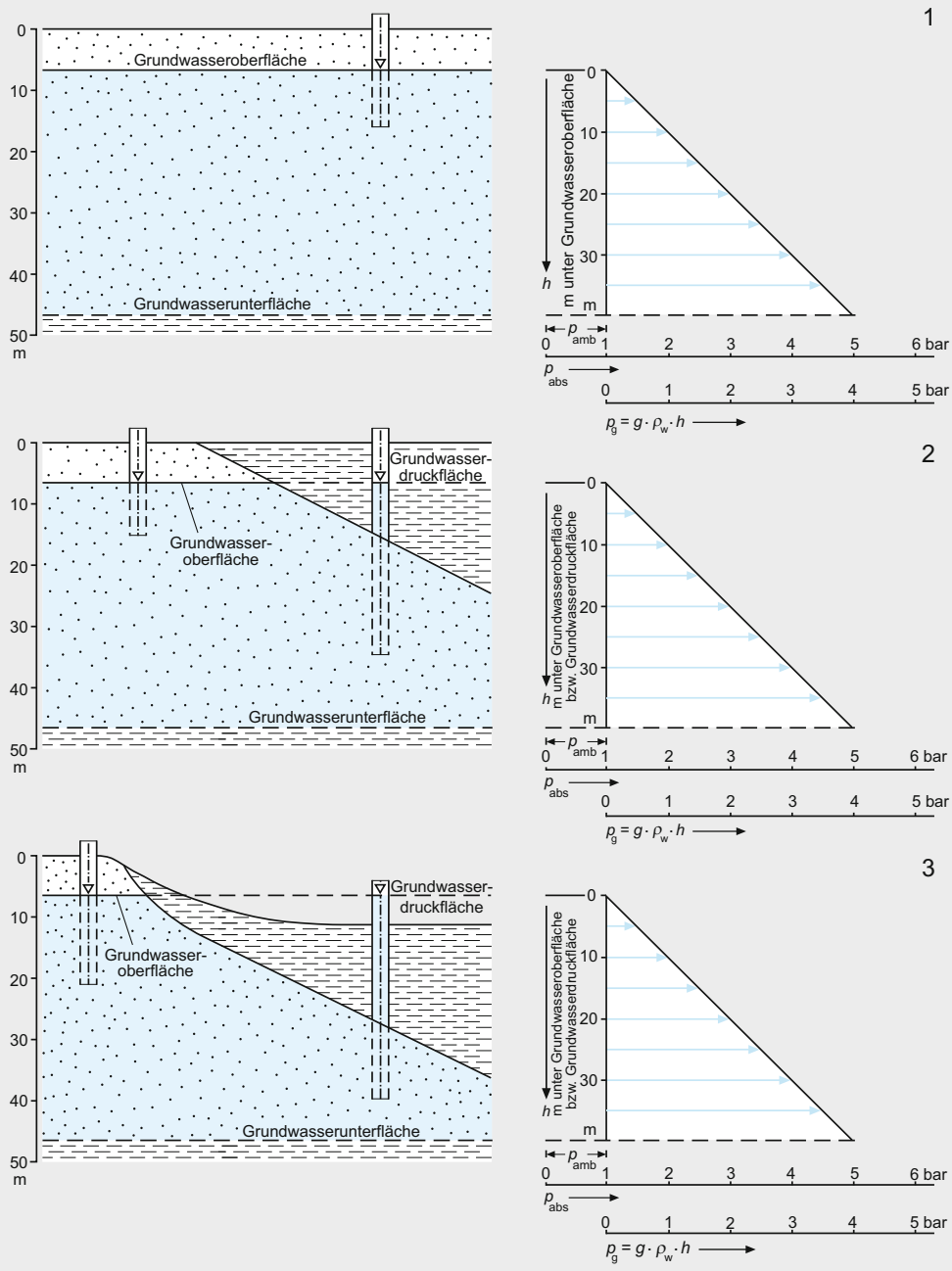


Abb. 17: Druckverteilung p (1) in freiem, (2) gespanntem und (3) artesisch gespanntem Grundwasser (verändert nach LILICH, 1970).

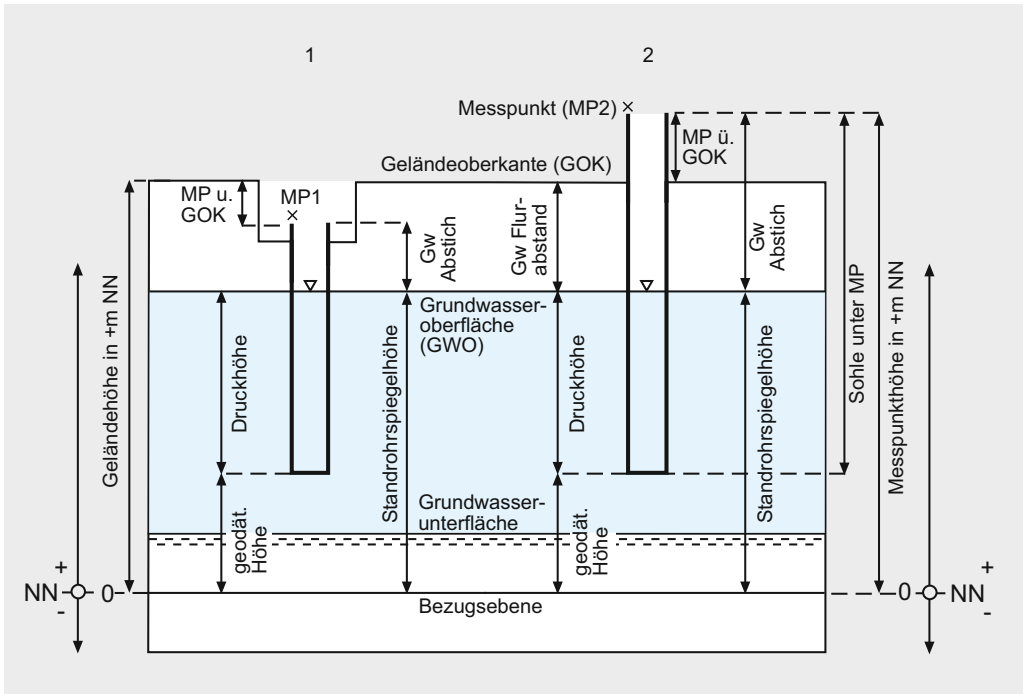


Abb. 18: Veranschaulichung der verschiedenen Messungen an Brunnen und Grundwassermessstellen ((1) unter GOK, (2) über GOK).

Die druckmäßig ausgeglichene Grenzfläche des Grundwassers gegen die Atmosphäre (z.B. in Brunnen oder Grundwassermessstellen) wird als **Grundwasserspiegel** bezeichnet. Die Höhe des Grundwasserspiegels über oder unter einer waagerechten Bezugsebene (Geländeoberkante oder Normal-Null) stellt den **Grundwasserstand** dar, während als **Abstich** der Höhenunterschied zwischen dem Messpunkt und dem Grundwasserspiegel bezeichnet wird. In Abb. 18 sind die verschiedenen möglichen Messgrößen an zwei Grundwassermessstellen (Unterflurmessstelle, Abb. 18-1; Überflurmessstelle, Abb. 18-2) dargestellt. Generell muss im Gelände der Wasserspiegel unter Messpunkt (Abstich), die Sohle unter Messpunkt sowie die Höhe des Messpunktes unter bzw. über Gelände gemessen werden. Aus den Flurabständen (Differenz zwischen Geländeoberkante und Grundwasseroberfläche) lässt sich die Grundwasserflurabstandskarte (Abschn. 3.6.4) konstruieren. Nachdem der Messpunkt und das Gelände mittels eines Nivellements ein-

gemessen wurden, lassen sich die Bezugsgrößen, insbesondere der Grundwasserspiegel, auf Normal-Null umrechnen. Mittels der auf Normal-Null berechneten Grundwasserhöhen lässt sich dann die Grundwassergleichenkarte erstellen (Absch. 3.6.1).

Die Messung der Grundwasserstände (DVWK, 1994b) ist zur Beurteilung hydrogeologischer Probleme von außerordentlicher Bedeutung. Sie erfolgt in **Grundwassermessstellen**, meist eigens für diesen Zweck niedergebrachten und verfilterten Bohrungen. In Gebieten mit oberflächennahem Grundwasser genügen in den Boden eingeschlagene Rammfilter. Die Möglichkeiten der Positionierung von Grundwassermessstellen und ihre Ausbautiefen sind aus Abb. 98 zu ersehen. Zu beachten ist, dass das Rohr ausschließlich in dem zu beobachtenden Grundwasserleiter steht und zu diesem eine gute hydraulische Verbindung besteht. Ob die hydraulische Verbindung ausreichend ist, muss durch einen Auffüllversuch kontrolliert werden, der unter

Umständen bei vermuteter Verockerung bzw. Verschlammung des Filterrohres wiederholt werden sollte. Der Versuch sollte nicht länger als 30 min betragen. Aus diesem Grund ist dieses Verfahren in schwer durchlässigen Gesteinen z.B. in der Nähe von Sondermülldeponien nicht anwendbar. Nach einem Vorschlag von NATERMANN (in: PFEIFFER, 1962) ist eine ausreichende Verbindung gegeben, wenn im Versuch der NATERMANN-Kennwert

$$\varepsilon > 0,0115 \frac{1}{\text{min}} \text{ ist:}$$

$$\varepsilon = \frac{2}{\Delta t} \cdot \frac{h_{s1} - h_{s2}}{h_{s1} + h_{s2}} \quad \text{Gl. 32}$$

ε = NATERMANN-Kennwert (1/min),

h_{s1} = Höhe des aufgefüllten Wasserspiegels zu Beginn der Messung bezogen auf den Ruhewasserspiegel (cm),

h_{s2} = Höhe des aufgefüllten Wasserspiegels am Ende der Messung bezogen auf den Ruhewasserspiegel (cm),

Δt = Zeitspanne zwischen den beiden Messungen (min).

Beispiel:

Bei einem aufgefüllten Wasserspiegel von $h_{s1} = 50$ cm, einem abgesenkten Wasserspiegel von $h_{s2} = 30$ cm und einer Versuchsdauer von $\Delta t = 5$ min errechnet sich der NATERMANN-Kennwert ε wie folgt:

$$\varepsilon = \frac{2}{5 \text{ min}} \cdot \frac{50 \text{ cm} - 30 \text{ cm}}{50 \text{ cm} + 30 \text{ cm}} = 0,1 \frac{1}{\text{min}} \quad (\text{Gl. 32})$$

Die Grundwassermessstelle ist demnach hydraulisch mit dem Grundwasserleiter verbunden.

Grundwassermessstellen sollen nicht nur der **Messung der Grundwasserspiegelhöhe**, sondern auch der Wasserprobennahme im Rahmen der **Grundwasser-Güteüberwachung** dienen. Der Ausbau der Messstellen muss deshalb diesen zusätzlichen Erfordernissen genügen. Empfehlungen zur Festlegung solcher Messstellen und zu deren Ausbau gibt das DVGW-Arbeitsblatt W121 (DVGW, 2003a). Der Ausbaudurchmesser ist mit DN (Durchmesser Normal) 125 vorzusehen. Bei Grundwasserqualitätsmessungen ist daran zu

denken, dass die verwendeten Ausbau- wie auch die Pumpenmaterialien die Wasserbeschaffenheit beeinflussen können (DVWK, 1990c).

Die Messung der Grundwasserspiegelhöhe erfolgt mit verschiedenen Geräten (LAWA, 1984). Bei geringer Tiefe (1 bis 3 m) kann eine Latte mit Meterstab eingelassen werden. Bei größeren Tiefen wird eine **Brunnenpfeife** verwendet, aus der beim Auftreffen auf der Grundwasseroberfläche ein Pfeifton ertönt, sodass auf dem Messband, an dem die Pfeife hängt, die Tiefe abzulesen ist. Die Messgenauigkeit liegt bei 1 cm. Beim **Kabellichtlot** schließt sich durch Kontakt mit dem Grundwasser ein elektrischer Stromkreis, wodurch eine Glühlampe in der Kabeltrommel aufleuchtet; die Tiefe wird über das als Messband dienende Kabel abgelesen. Bei Tiefen von 15 bis 500 m (je nach Kabellänge) beträgt die Messgenauigkeit ca. 0,5 cm. Ortsgebundene Grundwassermessstellen arbeiten häufig mit Schwimmern, die über ein dünnes Stahlseil mechanisch mit dem Anzeigergerät verbunden sind. Berührungslose Messungen ermöglichen **Ultraschall-Messgeräte**. Dabei wird ein Ultraschall-Signal ausgesandt, das an der Wasseroberfläche reflektiert und vom Messgerät wieder aufgenommen wird; aus der Schalllaufzeit wird die Tiefe des Grundwasserspiegels automatisiert errechnet. In die Praxis hat dieses Verfahren weniger Eingang gefunden.

Neuerdings werden (besonders bei Pumpversuchen) **Differenzdruckaufnehmer** eingesetzt. Das Prinzip der Differenzdruckmessung basiert auf der Messung des Druckes auf die Membrane eines Drucksensors: Auf der einen Seite des Sensors lastet der Atmosphärendruck, auf der anderen Seite der Druck der Wassersäule zuzüglich des Atmosphärendrucks. Die Ankopplung an den Atmosphärendruck erfolgt durch ein flexibles Messröhrchen im Stahlseil, an dem der Drucksensor und die Messkabel befestigt sind. Bei diesem Messprinzip entfällt die Korrektur des gemessenen Druckes um den Atmosphärendruck, wie sie bei dem Absolutdruckaufnehmer notwendig ist. Mit Differenzdruckaufnehmern lassen sich Druckänderungen kontinuierlich registrieren und die Daten der Grundwasserhöhenänderungen in einem vor der Messung festzulegenden Zeitabstand aufzeichnen.

Die Messwerte werden in **Datensammlern (Logger)** (DVWK, 1994b) gespeichert. Solche Datenlogger werden heute bevorzugt auch bei

3 Grundwassermessstellen eingesetzt. Die Daten können dann z.B. durch Rechner (Laptops) vor Ort dem Datenlogger entnommen und in graphischen Darstellungen von Werten in ihrer zeitlichen Reihenfolge (Ganglinien) umgesetzt werden.

In allen Messstellen müssen die Messpunkte eindeutig markiert und nach Möglichkeit durch ein Nivellement auf ein einheitliches Bezugsniveau, meist **Normal-Null**, bezogen werden. Deshalb werden nur in besonderen Fällen Grundwasserstände als Höhenunterschied zwischen dem Messpunkt und dem Grundwasserspiegel (**Abstich**) angegeben. In Deutschland sind **Netze von Grundwassermessstellen** eingerichtet, die u.a. im Rahmen der Grundwasserdienste von der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, und denen der Gewässerkundlichen Dienststellen der Länder sowie der Landesanstalten für Umwelt betrieben werden. Die Messungen werden jährlich in den Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbüchern veröffentlicht. In dem für jedes Abflussjahr erscheinenden Ergänzungsheft zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch² sind in der Regel diejenigen Grundwassermessstellen aufgenommen, die die anthropogen unbeeinflussten, also nicht durch menschliche Tätigkeiten beeinträchtigten Veränderungen der Grundwasserspiegelhöhen regelmäßig messen. Sie können deshalb zur Beurteilung von praxisbezogenen Fragen, etwa über den Einfluss von Grundwassergewinnungen durch Brunnen auf das Grundwasser, herangezogen werden. Die Tabellen der Grundwassermessstellen enthalten folgende Angaben:

- **Stammdaten:** Nr. der Messstelle, Ortslage, Nr. der TK 25, R- und H-Wert, Höhe des Messpunktes bezogen auf NN, Sohle unter Messpunkt, geologische Verhältnisse des beobachteten Grundwasserleiters, Zeitraum vorliegen der Messreihen und deren Veröffentlichung.
- **Messdaten:** Monatsmittel der Grundwasserstände für das jeweilige Abflussjahr und Monatsmittel aus der Zeit seit Beginn der Messungen, ferner die Winter- und Sommerhalbjahresmittel sowie die im Abflussjahr und aus dem Beobachtungszeitraum vorliegenden Werte der Niedrigst-, Mittel- und Höchstwasserstände des Grundwassers in der betreffenden Messstelle.

Außerdem werden für spezielle Beobachtungen Messstellen eingerichtet, um die Veränderungen der Grundwasserspiegelhöhen als Folge von Grundwasserentnahmen (z.B. durch Wasserwerke oder Bergbau) oder wasserbauliche Maßnahmen verfolgen zu können. Für die Einrichtung eines **Grundwasserdienstes** sind eine Reihe von Kriterien zu berücksichtigen, die von der LAWA in Grundwasser-Richtlinien für Beobachtung und Auswertung dargelegt sind:

- Teil 1 – Grundwasserstand (LAWA, 1984),
- Teil 2 – Grundwassertemperatur (LAWA, 1987),
- Teil 3 – Grundwasserbeschaffenheit (LAWA, 1993),
- Teil 4 – Quellen (LAWA, 1995)

Hinweise zur Konfiguration von Messnetzen sowie zum Bau und Betrieb von Grundwassermessstellen finden sich in den LAWA-Empfehlungen (LAWA, 1999).

Zur Untersuchung regionaler Grundwasserbeschaffenheiten werden **Grundwassergütemessstellen** eingerichtet (LAWA, 1993), deren Aufbau wie folgt gegliedert wird:

- **Grundmessnetze**

- Basismessstellen: Zur Erfassung der Grundwasserbeschaffenheit hydrogeologischer Einheiten (Grundwassertypen),
- Trendmessstellen: Zur Erfassung kurz- oder langfristiger flächenhafter Veränderungen der Grundwasserbeschaffenheit als Folge geringfügiger oder diffuser anthropogener Einträge (z.B. durch Immissionen),

- **Sondermessnetze**

- Vorfeldmessstellen: Zur Erfassung der Grundwasserbeschaffenheit im Vorfeld (Einzugsgebiet) von Wassergewinnungsanlagen (-werken),
- Emittentenmessstellen: Im Grundwasserunterstrom von Anlagen/Einrichtungen, von denen grundwasserbelastende Einflüsse ausgehen können,
- Belastungsmessstellen: Zur Überwachung von Schadensstellen und deren Sanierung.

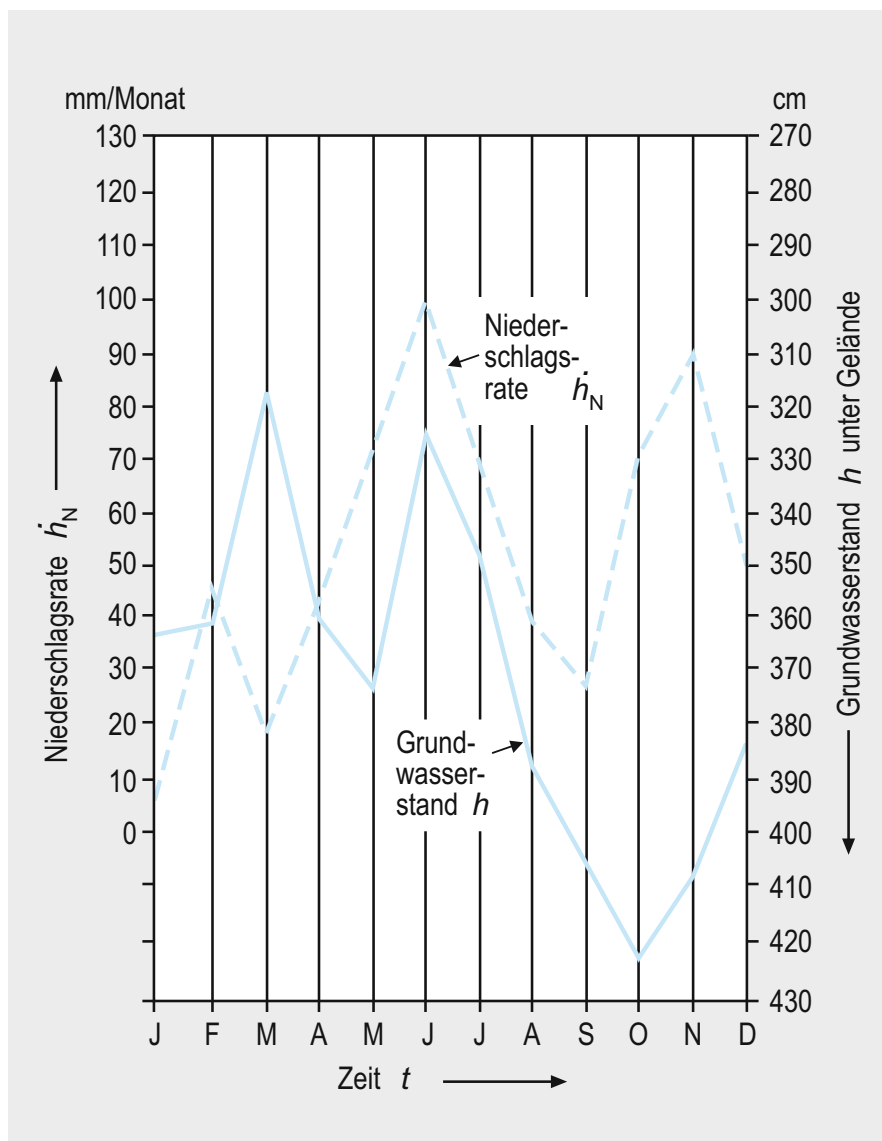


Abb. 19: Abhängigkeit einer Grundwasserganglinie von der Niederschlagsrate $\dot{h}_N$ (nach THURNER, 1967).

Wesentlich für die Festlegung von Grundwassergütemessstellen ist die Kenntnis der geohydraulischen Verhältnisse im Messgebiet, was im Porengrundwasserleiter im Allgemeinen weniger problematisch, im Kluftgrundwasserleiter jedoch recht schwierig sein kann.

Grundwasserspiegelhöhen sind in der Regel natürlichen zeitlichen Schwankungen unterwor-

fen, besonders dann, wenn in niederschlagsarmen Zeiten die Grundwasserneubildung verringert oder in feuchteren Zeiten vermehrt ist. Hinweise zur Aufbereitung und statistischen Auswertung der Grundwasserstands-Messergebnisse geben die Abschn. 7.2 und 8 der „Grundwasser-richtlinie 1982“ (LAWA, 1984). Die Darstellung der Grundwasserstände und der ihnen zugehöri-

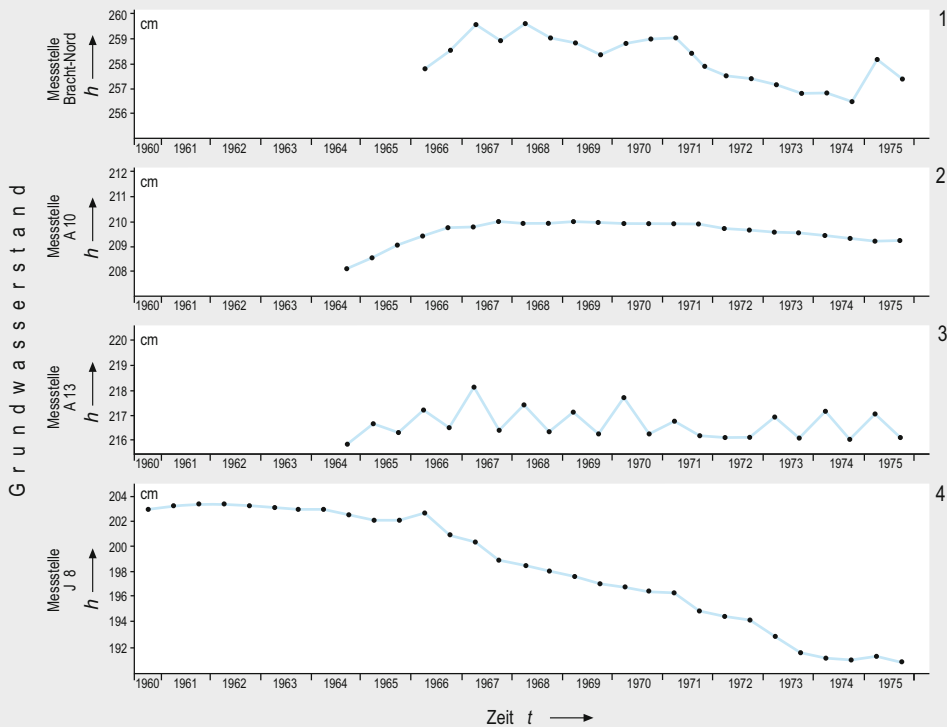


Abb. 20: Vier Beispiele für Grundwasserganglinien aus Mittelhessen (Mittlerer Buntsandstein).

gen Zeiten erfolgt in einem Graph, dessen Kurve als **Grundwasserganglinie** bezeichnet wird. Verlauf und Gestalt einer Grundwasserganglinie hängen hauptsächlich von dem Grundwasserzufluss, der Grundwasserneubildung (i.w.S. dem Niederschlagsgang) und dem Grundwasserabfluss (u.a. Wasserförderung durch Brunnen) ab. Bei oberflächennahem Grundwasser spielt auch die Transpiration eine Rolle. Die in Abb. 19 dargestellte Ganglinie ist ein Beispiel für die direkte Abhängigkeit der Grundwasserspiegel-Veränderungen von den Niederschlägen. Solche direkten Abhängigkeiten sind jedoch meist nur bei oberflächennahen Grundwässern zu beobachten. Spiegelgänge tieferer Grundwasserstockwerke, sofern sie natürlich, also nicht durch menschliche (anthropogene) Einwirkung (z.B. durch Grundwasserförderung) beeinflusst sind, geben die

Niederschlagsverhältnisse in der vorausgegangenen Zeit nur angenähert wieder, wie Beispiele (Abb. 20-1 und 20-2) aus Mittelhessen (Schichten des Mittleren Buntsandsteins) zeigen sollen.

Grundwassermessstellen in der Nähe von oberirdischen Gewässern werden stark von deren Abflussverhalten geprägt und sind deshalb vielfach nur von bedingtem Wert (Abb. 20-3).

Durch Wasserförderungen beeinflusst ist der Spiegelgang im Beispiel der Abb. 20-4. Bis zum Jahre 1965 war der Grundwasserspiegel verhältnismäßig hoch. Ab Sommer 1966 wurde in der Nähe ein Wasserwerk in Betrieb genommen. Die Folge war ein ständiges Absinken des Grundwasserspiegels, bis sich mit dem Jahre 1973 stabile Grundwasserhältnisse eingestellt hatten, bedingt durch das Gleichgewicht von Grundwasserzufluss und -entnahme.

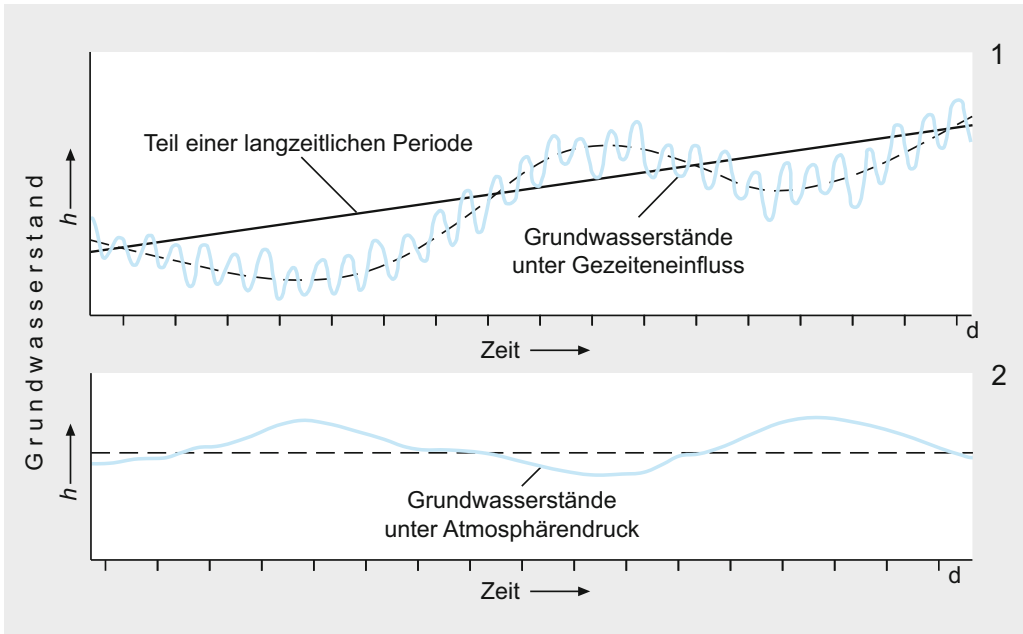


Abb. 21: Einfluss der (1) Gezeiten und des (2) Atmosphärendrucks p_{amb} auf die Grundwasserganglinie (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

Änderungen der Grundwasserspiegelhöhe sind jedoch nicht nur die Folge wechselnder Niederschlagsverhältnisse oder anthropogener Eingriffe. Weitere natürliche Ursachen können Einflüsse von **Erd- und Meeres-Gezeiten** (TODD, 2005) sein. In einer 500 m tiefen Grundwassermessstelle am Südrand des Vogelsberges führten REUL et al. (1972) periodisch wiederkehrende Spiegelschwankungen auf die Summe der Gezeitenkräfte und der durch sie bewirkten Änderungen der Hohlraumvolumina zurück. Dabei konnten die an einem Punkt der Erdoberfläche wechselnden Komponenten der Gezeitenkräfte aus der Ganglinie qualitativ bestimmt werden. Die Wirkung der Tiden an den Küsten besteht vor allem in der Änderung der Maxima und Minima des Tidenhubs sowie deren zeitlicher Verschiebungen (Abb. 21-1).

Schwankungen des Atmosphärendrucks wirken sich ebenfalls auf den Grundwasserspiegel aus, und zwar vor allem bei gespanntem Grundwasser. Bei steigendem Atmosphärendruck fallen die Spiegel, bei fallendem Druck steigen sie. MEISSNER (1955) und SCHENK (1972) stellten durch Auswertung von Ganglinien zahlreicher

Grundwassermessstellen am westlichen Rand des Vogelsberges fest, dass 1 mm Atmosphärendruckveränderung den Grundwasserspiegel um etwa 5 mm hob bzw. senkte (Abb. 21). An Brunnenverschlüssen werden zuweilen bei Atmosphärendruckveränderungen zum Teil recht laute zischende Geräusche festgestellt, die durch Austritt oder Ansaugen von Luft als Folge der **Grundwasserspiegeländerungen** hervorgerufen werden (Abb. 21-2).

Plötzliche Spiegelveränderungen können die Folge von Erdbeben sein. Brunnen oder Grundwassermessstellen können sogar unter bestimmten Voraussetzungen als Natur-Seismographen funktionieren, die Aufzeichnung der Ganglinien gleicht einem Seismogramm (Abb. 22). Diese Beobachtungen führten zur Entwicklung des Einschwingverfahrens (KRAUSS 1977). SCHENK & KRAUSS (1972) werteten solche **Hydroseismogramme** aus und stellten folgende Randbedingungen für seismisch empfindliche Brunnen fest:

- Das Grundwasser sollte gespannt sein.
- Die Brunnen müssen Resonanzfrequenzen f von 5 bis ca. 30 s^{-1} haben, ihre „effektive Säule“

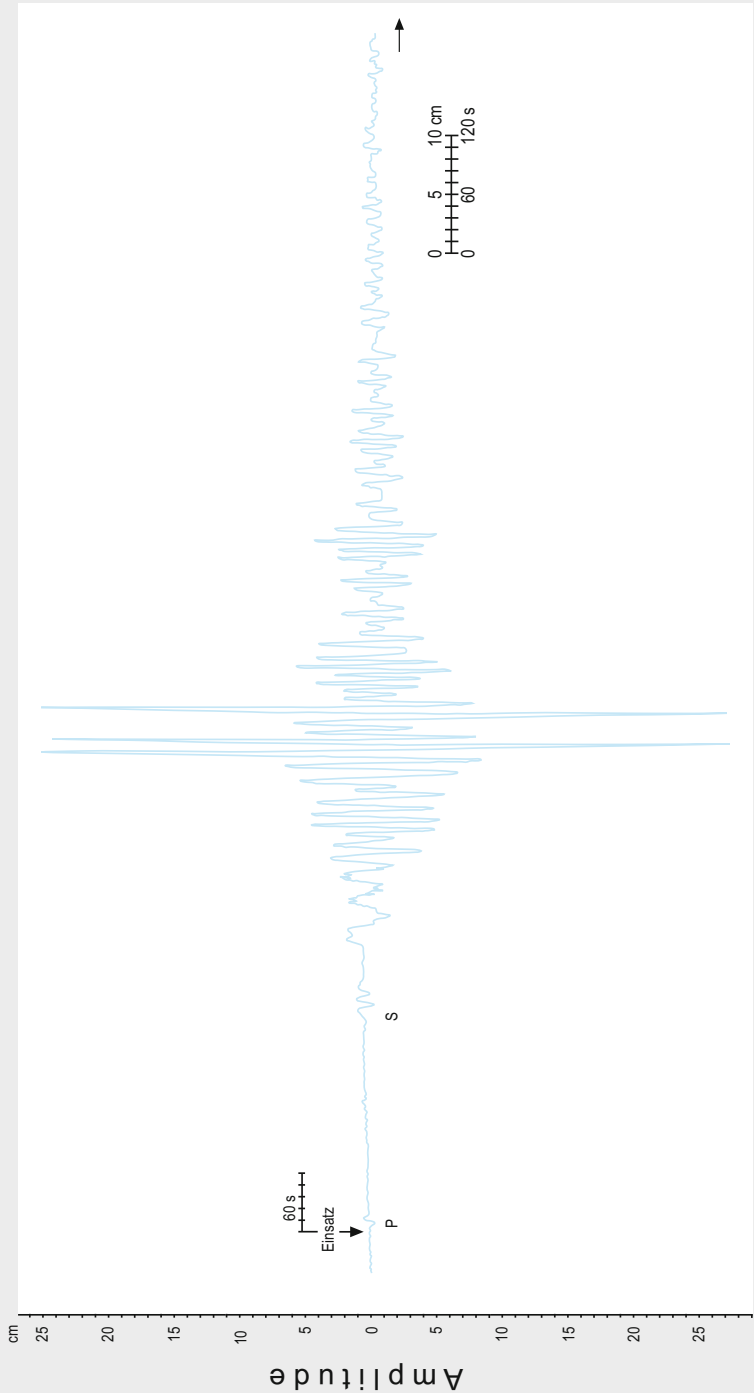


Abb. 22: Hydroseismogramm – Grundwasserspiegelschwankungen als Folge eines Erdbebens bei Gediz, Türkei, am 26. März 1970 (verändert nach SCHENK & KRAUSS, 1972).

lenhöhe“ (= Druckhöhe $h + \frac{3}{8}$ Mächtigkeit h_M) zwischen 25 m und 150 m liegen.

- Das Verhältnis Transmissivität T_{Gw} (m^2/s) (Abschn. 3.3.4) zum Brunnenradius r_{Br}^2 (m) muss $(T_{Gw}/r_{Br}^2) > 1/s$ sein, um eine Verstärkung zu erreichen.

Da die Bedingungen ziemlich genau erfüllt sein müssen, reagiert nur ein kleiner Teil der Brunnen als „Hydroseismographen“, und unter diesen besonders solche in Kluftgesteinen. Nach Beobachtungen von HÖLTING in Mittelhessen scheint es im Grenzgebiet Locker-/Festgesteine bei solchen hydroseismischen Vorgängen sogar zu Resonanzen zu kommen. Dies drückt sich in stärkeren Schwankungen des Grundwassers im Lockergestein aus, die durch hydroseismische Bewegungen im Festgestein initiiert werden. Solche wechselseitigen Einflüsse sind naturgemäß nur erkennbar, wenn die Messstellen mit Schreibpegeln ausgerüstet sind. Auch kurzzeitige Auflastwirkungen, z.B. durch Eisenbahnzüge oder Gezeiten, haben ähnliche Wirkungen (TODD, 2005).

3.5.1 Grundwasserfließsysteme

In reliefintensiven Gebieten, insbesondere solchen mit differenziertem geologischem Aufbau, wäre die Ermittlung nur eines Wertes für die Ab-

flussspende als Maß des unterirdischen Gebietsabflusses zu ungenau. Vor allem bei Fragen der Standortbestimmung für Wassergewinnungsanlagen (z.B. Festlegung von Ansatzpunkten für Brunnenbohrungen), aber auch im Rahmen hydrogeologischer Kartierungen wird das **Gesamteinzugsgebiet** eines Gewässers nach geologischen Gesichtspunkten in **Teileinzugsgebiete** aufgeteilt (MATTHEß & THEWS, 1959; 1963), wobei unter Grundwassereinzugsgebieten durch unterirdische Wasserscheiden begrenzte Flächen zu verstehen sind, aus denen unterirdisches Wasser einem bestimmten Ort zufließt. Oberirdische und unterirdische Einzugsgebiete stimmen häufig nicht überein (Abb. 23). In den Teileinzugsgebieten A_{Eg} werden Abflussmessungen ausgeführt und die Teilabflüsse $\dot{V}_{AEg}$ auf die zugehörige Fläche bezogen:

$$\dot{h}_{AEg} = \frac{\dot{V}_{AEg}}{A_{Eg}} \quad \text{Gl. 33}$$

$\dot{h}_{AEg}$ = Abflussspende des Teileinzugsgebietes ($l/(s \cdot km^2)$),

$\dot{V}_{AEg}$ = Abflussrate des Teileinzugsgebietes (l/s),

A_{Eg} = Fläche des Teileinzugsgebietes (km^2).

Die so berechnete **Teilabflussspende** $\dot{h}_{AEg}$ gibt in einem Fließgewässer die (Einzugs-)gebietsbezogenen Unterschiede der Abflüsse zwischen Abflussmessstellen (von Ober- nach Unterstrom)

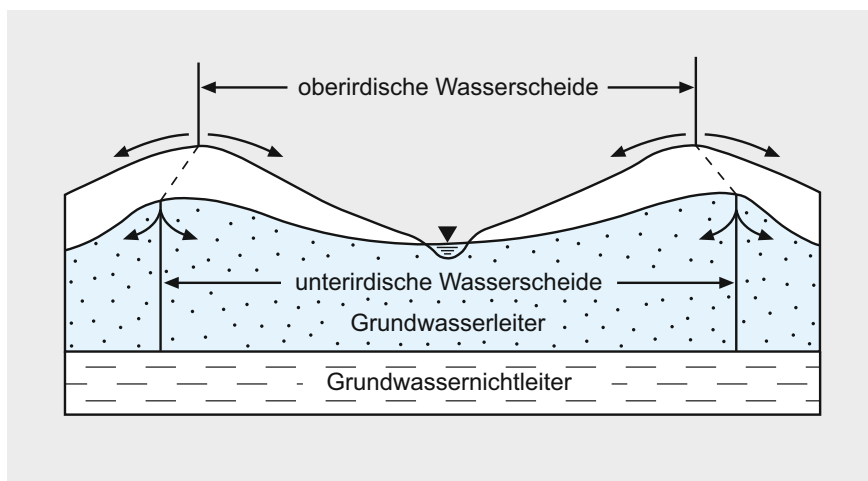


Abb. 23: Begrenzung von oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebieten durch Wasserscheiden.

3 wieder. $\dot{h}_{\text{AEgo}}$ kann positiv (**Zuwachsspense** oder **Abflussspendenzuwachs**) oder negativ sein (**Abgabespense** oder **Abflussspendenabgabe**). Die **Gesamtabflusspense** $\dot{h}_{\text{AEgo}}$ eines oberirdischen Gewässereinzugsgebietes ergibt sich aus der Beziehung:

$$\dot{h}_{\text{AEgo}} = \frac{\sum_{i=1}^n (\dot{V}_{\text{AEgo}})_i}{\sum_{i=1}^n (A_{\text{Ego}})_i} \quad \text{Gl. 34}$$

$\dot{h}_{\text{AEgo}}$ = Gesamtabflusspense eines oberirdischen Einzugsgebietes ($\text{l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$),

$\dot{V}_{\text{AEgo}}$ = Abflussrate des oberirdischen Teileinzugsgebietes (l/s),

A_{Ego} = Fläche des oberirdischen Teileinzugsgebietes (km^2).

Die Ergebnisse von Messungen der Zuwachsspense werden in Karten dargestellt (Abb. 24). Die so erhaltene **Abflussspendenkarte** wird anschließend hydrogeologisch zu interpretieren sein. In dem dargestellten Beispiel handelt es sich um ein Gebiet (Westrand des Vogelsberg-Basaltes), in dem Lagen von besser durchlässigen, geklüfteten Basalten mit solchen schlechter durchlässiger Tuffe oder verwitterter Basalte wechseln. Die Basalte leiten das Grundwasser, die Tuffe und verwitterten Basalte trennen die einzelnen Grundwasserstockwerke von einander (Abschn. 3.1.3). Entlang von Klüftzonen sickert das Grundwasser in die Tiefe zum Hauptgrundwasser-Stockwerk. Dieser Aufbau von „schwebenden“ Grundwasserstockwerken (Abb. 2), die überdies meist nur kleine Einzugsgebiete aufweisen, bedingt, dass sich in den mehr oberstrom (talaufwärts) gelegenen Teileinzugsgebieten nur niedrige Abflussspense ergeben und sich erst in dem Gebiet, das am weitesten unterstrom liegt, die höchste Abflusspense einstellt. Das tiefste Grundwasserstockwerk reicht daher offensichtlich weiter rückwärts (oberstrom) als morphologisch erkennbar und unter die Teileinzugsgebiete im oberstromigen Bereich des Gesamteinzugsgebietes hindurch. Schon dort erhält es versickernde, unterirdische Zuflüsse aus den niveauhöheren Grundwasserstockwerken der Teileinzugsgebiete, die deshalb nur eine mehr oder weniger niedrige Abflusspense aufweisen können. In dem Fall (Abb. 24) sind also die unter-

schiedlichen Zuwachsspense dadurch entstanden, dass das mehr oder weniger tief liegende Hauptgrundwasser-Stockwerk das versickernde Wasser aus den niveauhöheren („schwebenden“) Stockwerken aufnimmt und diese deshalb scheinbar eine niedrigere Abflusspense aufweisen. Bei der Errechnung der Abflusspense über das gesamte Einzugsgebiet wird sich dann herausstellen, dass annähernd die gleichen Abflussspense wie in hydrogeologisch vergleichbaren Gebieten vorliegen.

Das muss jedoch nicht immer der Fall sein. Wenn nämlich im Gesamteinzugsgebiet durchgehend schlecht durchlässige Schichten verbreitet sind, wird auch die entsprechende (Gesamt-) Abflusspense niedrig sein. Abb. 25 erläutert nochmals diese Situation: In schlechter durchlässigen Böden ist durchgehend ein oberirdischer Abfluss festzustellen; die Gesamtabflusspense ist niedrig (Abb. 25-1). Im anderen Fall (Abb. 25-2) fließt das Wasser nur zu einem Teil oberirdisch ab, weil das Niederschlagswasser relativ rasch versickert. Deshalb ist die aus dem unterirdischen Gesamtabfluss zu errechnende Abflusspense hoch. Abflussspendenkarten lassen gelegentlich auch größere tektonische Störungslinien erkennen. In dem in Abb. 26 dargestellten Beispiel ergeben sich entlang einer etwa N–S-verlaufenden Linie (am linken Rand der Abbildung) höhere Abflussspense in dem sonst recht abflussarmen Tonschiefer–Grauwacken–Gebiet (HÖLTING, 1984b).

Mit der kartenmäßigen Erfassung der Abflussspense ist dem Hydrogeologen besonders in reliefintensiven Gebieten (z.B. Mittelgebirgen) ein Mittel gegeben, zu differenzierten Aussagen über unterirdische Abflussverhältnisse (Grundwasserneubildungen), Stockwerksgliederungen der Grundwasserleiter, Grundwasserverteilung, Grundwassernutzung und Grundwasserschutz zu gelangen. Voraussetzungen solcher Untersuchungen sind in jedem Fall sorgfältig ausgeführte Abflussmessungen und eine optimale Korrektur der Abflussmessungen auf Trockenwetterverhältnisse.

3.5.2 Grundwasserabfluss

Bei Auswertung von Abflussmessungen zur Bestimmung des unterirdischen **Grundwasserabflusses** wird zunächst davon auszugehen sein,

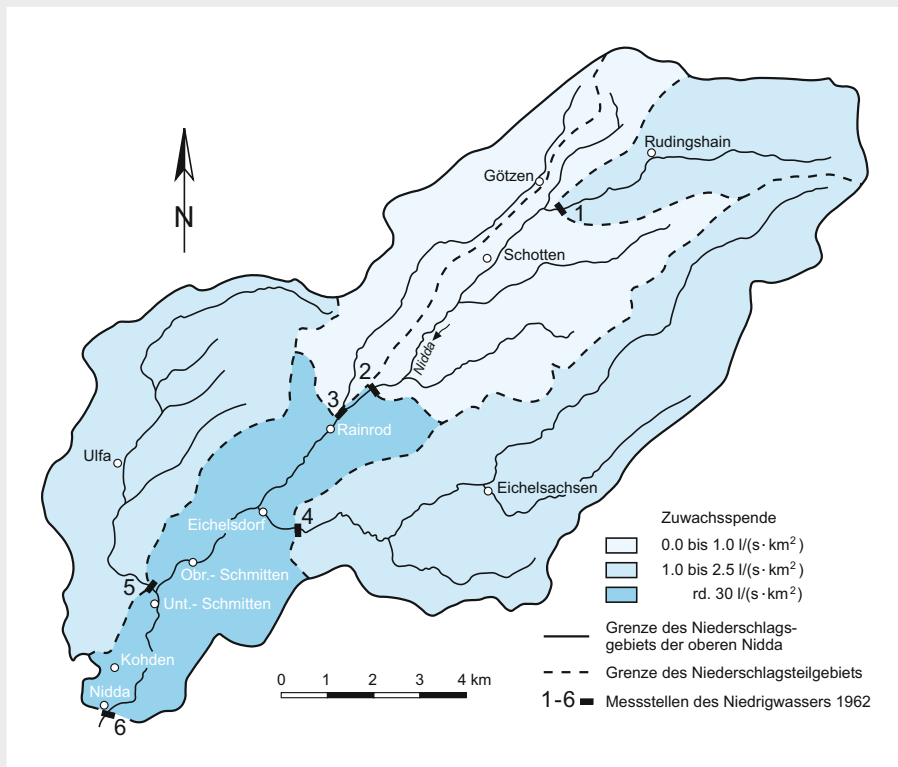


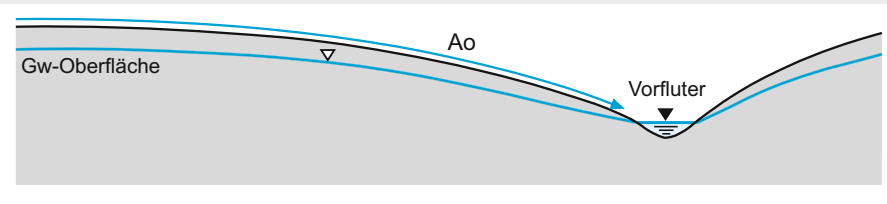
Abb. 24: Zuwachsspendenkarte der Teileinzugsgebiete an der mittleren und oberen Nidda (nach MATTHEB & THEWS, 1963).

dass der festgestellte unterirdische Grundwasservolumenstrom $\dot{V}_{Au}$ aus einem Grundwasserabschnitt in dasselbe Grundwasserstockwerk erfolgt und somit dem zugehörigen unterirdischen Einzugsgebiet zuzuordnen ist. Der umgekehrte Vorgang, bei dem ein Grundwasservolumen V_{Gw} einem Grundwasserabschnitt in der Zeitspanne Δt aus demselben Grundwasserstockwerk zufließt, wird als **Grundwasserzufluss** bezeichnet. Bei der Erörterung der Ermittlung regional unterschiedlicher unterirdischer Abflüsse (Abschn. 3.7.4.3.1) wurden schon Beispiele genannt, bei denen das nicht der Fall ist. Unterschiedliche geologische Verhältnisse bedingen in solchen Fällen, dass der grundwasserbürtige Anteil $\dot{V}_{Au}$ am Gesamtabfluss

an einer Abflussmessstelle nicht den gesamten Grundwasserabfluss aus einem unterirdischen Einzugsgebiet darstellt. Häufig liegen derartige Verhältnisse in Gebieten mit schwebenden Grundwasserstockwerken vor. Bei Darstellung der **Grundwassermorphologie** nach Grundwasserspiegelmessungen (Abschn. 3.6) zeigt sich nicht selten, dass oberirdische und unterirdische Wasserscheiden als Grenzen der entsprechenden Einzugsgebiete nicht zusammenfallen (Abb. 23), ihre Flächen sind also nicht gleich groß. In Küstengebieten tritt zuweilen das Grundwasser direkt im Meer aus, also außerhalb des Festlandes. In Karstgebieten, besonders wenn sie hoch liegen, ergeben Abflussmessungen kleinerer Gewässer

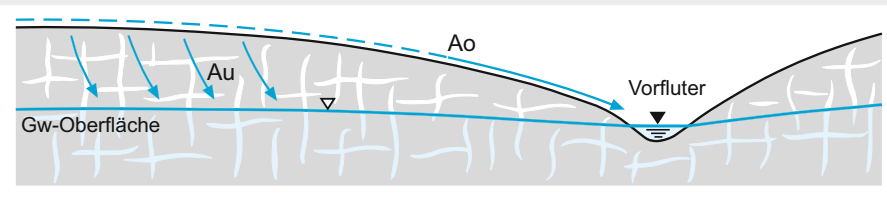
3

schlechte Kluftdurchlässigkeit



1

gute Kluftdurchlässigkeit



2

Abb. 25: Infiltration und Abfluss in (1) schlecht und (2) gut durchlässigem Untergrund (nach HÖLTING, 1989).

keinen unterirdischen Abfluss, weil das Grundwasser in größere Tiefen sickert und erst nach längeren (unterirdischen) Fließwegen weiter entfernt austritt. Erst durch eine kritische großräumige hydrogeologische Auswertung der Abflussmessungen sind solche Zusammenhänge aufzudecken.

Die Wasserbilanz eines betrachteten Gebietes muss aber über den Grundwasserhaushalt hinaus den gesamten Wasserhaushalt umfassen. Dies ist von besonderer Bedeutung, wenn es um großräumige Erhebungen für Wassererschließungen, wasserwirtschaftliche Rahmenpläne oder Raumordnungspläne geht. Solche Erhebungen werden z.B. von der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (WRRL; Kapitel 1), gefordert.

Fließt Grundwasser aus einem oberirdischen Einzugsgebiet, das durch eine Abflussmessstelle kontrolliert wird, in ein außerhalb liegendes, also anderes unterirdisches Einzugsgebiet ab, wird dies als **Grundwasserabstrom** bezeichnet. Der umgekehrte Vorgang, der des Zustroms aus einem anderen Einzugsgebiet, wird dementsprechend als **Grundwasserzustrom** bezeichnet. Diese Benennung (nach RICHTER & LILICH, 1975) ist

in der DIN 4049 nicht aufgeführt, obwohl solche Vorgänge in vielen Fällen, besonders in reliefintensiven (Mittelgebirgs-) Gebieten mit Kluftgesteinen (Abschn. 3.2.2), bei hydrogeologischen Betrachtungen des Wasserhaushalts erhebliche Bedeutung haben. Die in der DIN 4049, Ausgabe 1979, enthaltenen Begriffe **Grundwasserabflusssumme** und **Grundwasserzuflusssumme**, erklärt als „Wasservolumen, das während einer bestimmten Zeitspanne z.B. aus einem Grundwasserabschnitt durch dessen Grundwasserquerschnitt austritt (bzw. eindringt)“, sind nicht identisch mit dem Begriff Grundwasserabstrom. Bei letzterem ist der Ab- oder Zufluss von Grundwasser aus einem Einzugsgebiet in ein anderes entscheidend, sodass dieser Volumenstrom messtechnisch von der Abflussmessstelle (Pegel), die dem betrachteten (oberirdischen) Einzugsgebiet zugeordnet ist, nicht erfasst wird. Grundlage für quantitative Überlegungen hinsichtlich des Grundwasserab-(bzw. -zu-)stroms bilden großräumig ausgeführte Abfluss-(zuwachs-) Spendenmessungen und Grundwassergleichenkarten (Abschn. 3.6.1), aus denen die Grundwasserfließrichtungen abzuleiten sind.

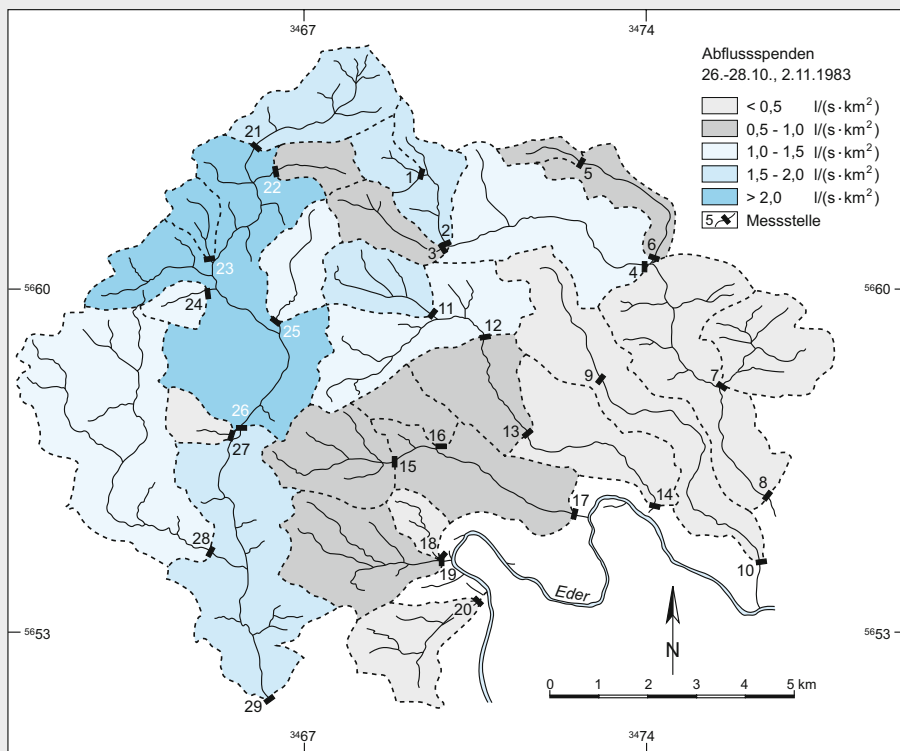


Abb. 26: Abflusssspendenkarte Okt./Nov. 1983 im Gebiet der TK 25 Blatt 4917 Battenberg (verändert nach HÖLTING, 1984b).

3.5.3 Grundwasseraustritte

Der größte Teil des Grundwassers bleibt der direkten Beobachtung verborgen. Lediglich an Quellen, Grundwasserblänken, Seen und im Bereich der Vorfluter tritt Grundwasser oberflächlich aus. Diesen Orten kommt aus Naturschutz- und Wasserschutzgründen eine besondere Bedeutung zu.

3.5.3.1 Quellen

Quellen sind Orte eng begrenzter Grundwasseraustritte. Das Grundwasser tritt an diesen Orten

zutage und fließt über das oberirdische Gewässer ab, in dessen Einzugsgebiet die Quelle liegt. Der Abfluss einer Quelle, gemessen meist in der Einheit l/s, gelegentlich auch m³/s, wird als **Quellenschüttung** bezeichnet. Erfolgt der Abfluss aus einer Quelle, also deren Schüttung, ganzjährig, wird sie als **perennierend** bezeichnet. Wenn der Abfluss dagegen periodisch erfolgt, nennt man dies **intermittierend**. Für die Entstehung von Quellen gibt es zahlreiche geologische Möglichkeiten, ausführlich dargestellt z.B. von STINY (1933), THURNER (1967), PRINZ (1923) und PRINZ & KAMPE (1934). Folgende **Quellentypen** sind in Abb. 27 zusammengestellt:

3

- **Verengungsquellen** (Abb. 27-1 bis 27-3): Die durchfließbare Querschnittsfläche bzw. die Durchlässigkeit ist so weit vermindert, dass das Grundwasser zum Austritt gezwungen wird.
- **Schichtquellen** bzw. Überlaufquellen (Abb. 27-4 bis 27-6): Der wassererfüllte Teil des Grundwasserleiters endet natürlich (z.B. bei Schuttfächern, Dünen) oder infolge Erosion (Massenverlagerung durch Wasser oder Wind) u. dgl.
- **Stauquellen** (Abb. 27-7 bis 27-10): Der wassererfüllte Teil des Grundwasserleiters endet an gefällewärts einsetzenden wasserundurchlässigen Schichten bzw. an Störungen (Störungsquelle, Abb. 27-9 und 27-10).

Vielfach ist der Quellenaustritt nicht auf einen Punkt fixiert. In Tallagen oder auch in Hängen mit Schuttüberdeckung aus dem Pleistozän zeigen sich **Nassstellen**, auch **Nassgallen** genannt (Abb. 27-11). Diese täuschen über eine mehr oder weniger große Fläche scheinbar flächige Grundwasseraustritte vor. Wie durch Schürfe festgestellt werden kann, ist in solchen Fällen der eigentliche Quellenaustritt von häufig schlecht durchlässigen Schichten überdeckt. Bei Hangschuttquellen kann der eigentliche Quellenaustritt sogar höher am Hang liegen als der Austrittspunkt vermuten lässt.

Eine besondere Form stellen die intermittierenden Quellen dar, die nur zu bestimmten Zeiten fließen und daher auch u.a. Frühlings-, Sommerbrunnen oder Hungerquellen genannt werden. Durch eine besondere Form des unterirdischen Speicherraumes (z.B. Karsthöhle) mit Überlauf kommt es in Zeiten höheren Wasserzuflüssen zu Übertritten, so dass es zu einer zeitlich begrenzten Schüttung kommt (Abb. 27-12).

Grundwasseraustritte in einem Gewässerbett unterhalb der Wasseroberfläche werden **Grundquellen** genannt (Abb. 27-13 und 27-14). Sie sind im fließenden Gewässer häufig nicht erkennbar und werden erst durch differenzierte Abflussmessungen (Abflusszuwachs) festgestellt. Manchmal lassen sich die Austrittsstellen an der Blasenbildung der mitaustretenden Bodenluft erkennen (COLDEWEY, 1981). Eine besondere Form stellen die Quellaustritte im Meer dar, wie sie z.B. an der italienischen, französischen und kroatischen Küste zu beobachten sind (Abb. 27-15). Quellen,

die nebeneinander (linear) aufgereiht sind, besonders Schichtquellen, werden als **Quellenlinie** oder **Quellenband** bezeichnet (Abb. 28).

Den Quellen verwandt sind **Grundwasserblänken** (natürliche oder künstliche Geländesenken, die eine mit dem Grundwasser ausgespiegelte Wasseransammlung ohne wesentlichen oberirdischen Zufluss oder Abfluss aufweisen, Abschn. 3.5.3.3). Da eine schützende Überdeckung fehlt und hier das Grundwasser freigelegt ist, gehen von ihnen vielfach besondere Gefahren hinsichtlich einer Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit aus. Eine besondere Form von Wasseraustritten kann sich in der unmittelbaren Nähe von Deichen ausbilden. So kommt es bei länger andauernden Hochwässern auf der Landseite eines Deiches zu verschiedenartige Wasseraustritten. **Drängewasser** dringt unter einem Deich bzw. seinem Untergrund in eine Niederung ein. **Ku-verwässer** (cuver: franz. gären) ist ein Drängewasser, das an der Binnenböschung eines Deiches austritt. Durch diesen Wasseraustritt – auch als Köhrwasser bezeichnet – kann es zu Instabilitäten in der Böschung und eventuell zum Deichbruch kommen. Tritt Grundwasser von außen in dem landseitigen Gelände sprudelnd aus, spricht man von **Qualmwasser**. Der Name leitet sich von der manchmal mitaustretenden Luft ab.

Antriebskraft für den Grundwasseraustritt in der Quelle ist der hydrostatische Druck infolge des Grundwassergefälles oder unter entsprechenden geologischen Verhältnissen ein Auftrieb nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren (z.B. **artesisische Quelle**, Abb. 27-10). Eine Sonderform des Quellenauftriebs ist der **Gaslift** (KAMPE, 1922), der meist in Mineral-(Heil-)Quellen vorliegt und der durch (meist vulkanogene) Kohlensäure oder andere Gase (z.B. Methan, Stickstoff) bewirkt wird. Dieser Vorgang an sich ist recht kompliziert, kann jedoch mit dem Beispiel des Öffnens einer Sprudelflasche verständlich gemacht werden. Das durch Überdruck in der Flasche gelöste Gas entbindet bei Druckentlastung durch Öffnen des Verschlusses schlagartig in zahlreiche Bläschen, die zur Oberfläche aufsteigen und bei engem Flaschenhals das Wasser ins Freie mitreißen. Ein ähnliches Prinzip besteht bei den in vulkanischen Hydrothermalfeldern vorkommenden **Geysiren** (isländisch: in heftige Bewegung bringen, Sprudler). Tiefenwasser mit einer Temperatur von 120 °C–130 °C kön-

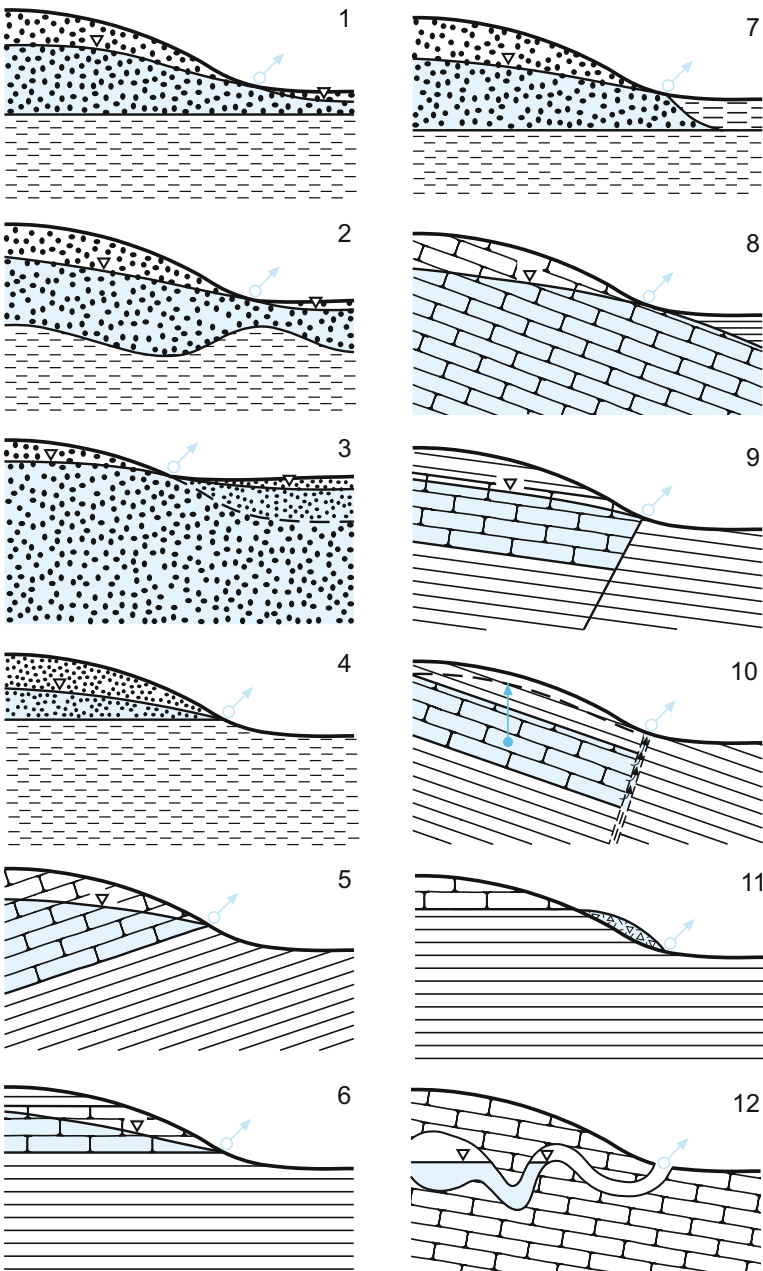


Abb. 27: Quellentypen.

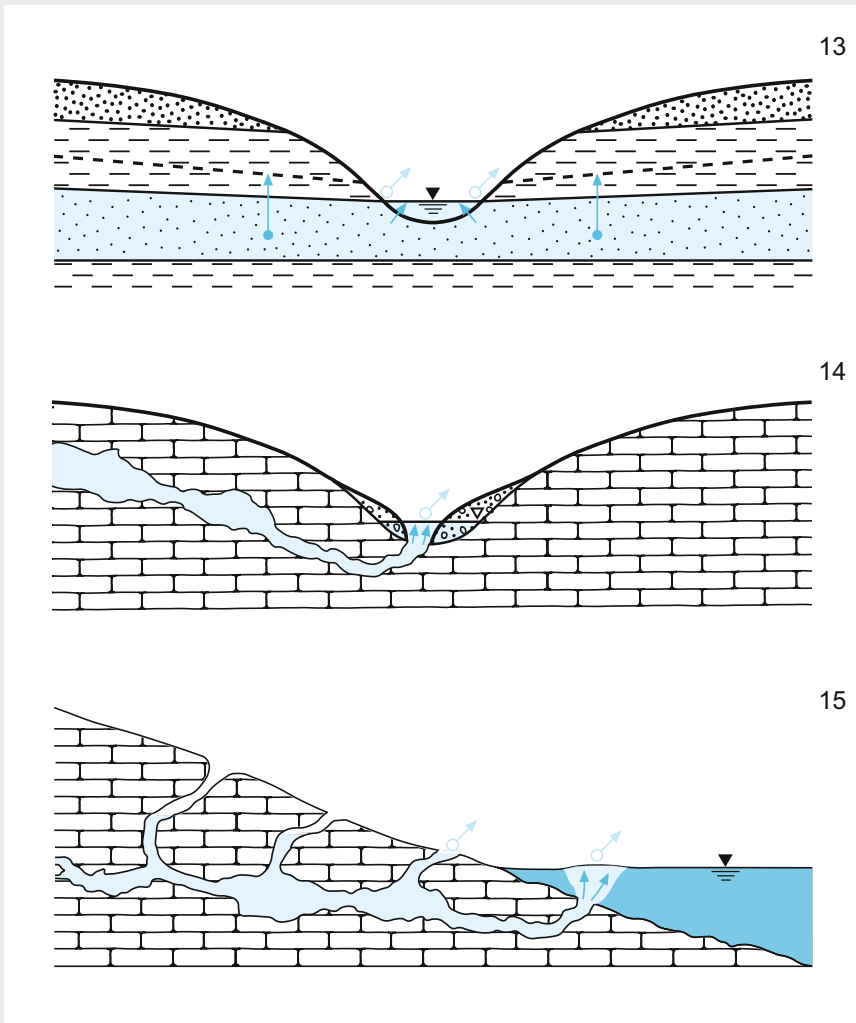


Abb. 27: Quellentypen (Fortsetzung).

nen aufgrund der sehr hohen Drücke der darüber stehenden Wassersäule nicht sieden. Wird dieses System gestört, entlädt sich der Überdruck mittels einer aus dem Quellschacht schießenden Wasser- und Dampffontäne.

Wesentliches hydrogeologisches Merkmal von Quellen ist die Größe ihrer **Schüttung**, d.h. das pro Zeiteinheit austretende Grundwasservolu-

men. Die meisten Quellen haben geringe oder mittlere Schüttungen von weniger als 1000 l/s ($1 \text{ m}^3/\text{s}$). Ausnahmen sind in Deutschland einige besonders stark schüttende Quellen, z.B. die Rhome-Quelle im südlichen Harzvorland (1,3 bis $4,7 \text{ m}^3/\text{s}$), der Blautopf bei Blaubeuren (0,6 bis $23 \text{ m}^3/\text{s}$) oder die Aachquelle bei Donaueschingen (2 bis $18 \text{ m}^3/\text{s}$). Meist handelt es sich dabei

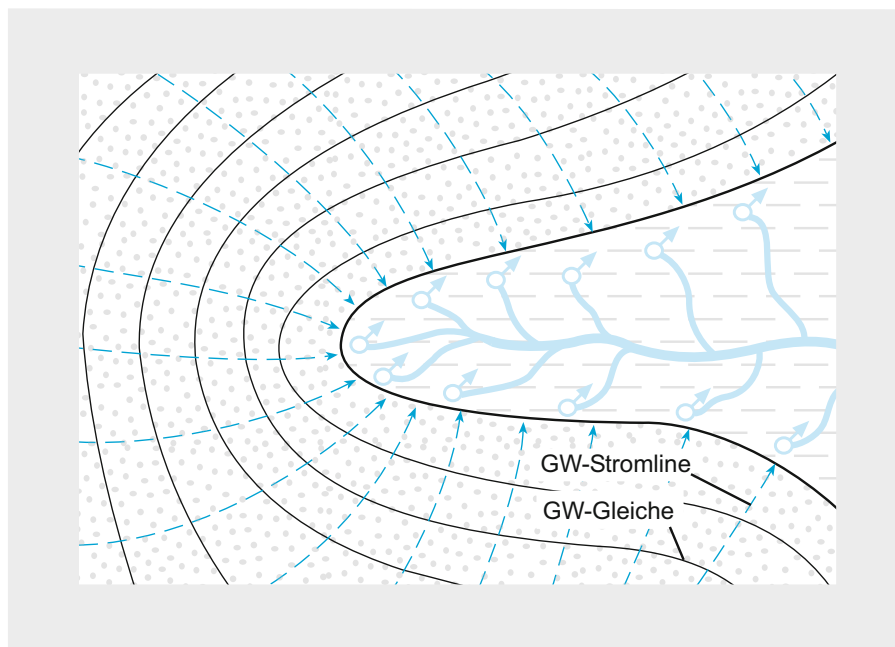


Abb. 28: Quellenlinie.

um **Karstquellen**. Häufig stellen sie Austritte unterirdischer Wasserläufe dar, die definitionsgemäß jedoch kein Grundwasser und damit keine Quellen im eigentlichen Sinne sind. Die von manchen Autoren beschriebenen Austritte von Quellen nach dem Heberprinzip wurde schon von LERSCH (deutscher Arzt und Naturwissenschaftler; 1817–1902) mit Recht bezweifelt (LERSCH, 1865). Das Vorhandensein von luftdichten Kanälen, die nach dem Heberprinzip funktionieren, ist nur bei luftdichtem Abschluss möglich. Dies dürfte in klüftigen Gebirgen unmöglich sein.

Ähnlich dem Abfluss oberirdischer Gewässer schwanken auch die Schüttungen von Quellen. Solche Schwankungen hängen im Wesentlichen von dem Niederschlagsgang, den Infiltrationsverhältnissen im Einzugsgebiet und von dessen Größe ab. Besonders Quellen mit kleinen Einzugsgebieten reagieren direkt auf Niederschläge. Aus Abb. 29 lässt sich der Rückgang der Schüttungsrate einer Quelle mit kleinem Einzugsgebiet bei nachlassender Niederschlagsrate ersehen. Die Abflussraten in Abb. 29-1 stammen aus einem Gebiet mit durchlässigem Gestein, während die

Werte in Abb. 29-2 in einem Gebiet mit gering durchlässigen Gesteinen gemessen wurden. Wesentliche Grundlage für die hydrogeologische Beurteilung von Quellen, besonders im Hinblick auf ihre mögliche Fassung für örtliche Wasserversorgungen, sind deshalb regelmäßige Schüttungsmessungen (Abschn. 4.3.3). Außerdem unterhalten Landesgrundwasserdienste Quellschüttungs-Messstellen, die zur Beurteilung von Schüttungen herangezogen werden können.

Schüttungsmessungen und zugehörige Zeiten werden in **Quellschüttungs-Ganglinien** dargestellt. Eine statistische Auswertung kann über die **Schüttungsquotienten** erfolgen, z.B. durch Errechnung der Quotienten

$$\frac{\dot{V}_{NN}}{\dot{V}_{HH}}, \frac{\dot{V}_{MN}}{\dot{V}_{MH}} \text{ oder } \frac{\dot{V}_N}{\dot{V}_H} \text{ (Tab. 14).}$$

Dabei sind:

$\dot{V}_{NN}$ = niedrigste bekannte Schüttungsrate (m^3/s),

$\dot{V}_{HH}$ = höchste bekannte Schüttungsrate (m^3/s),

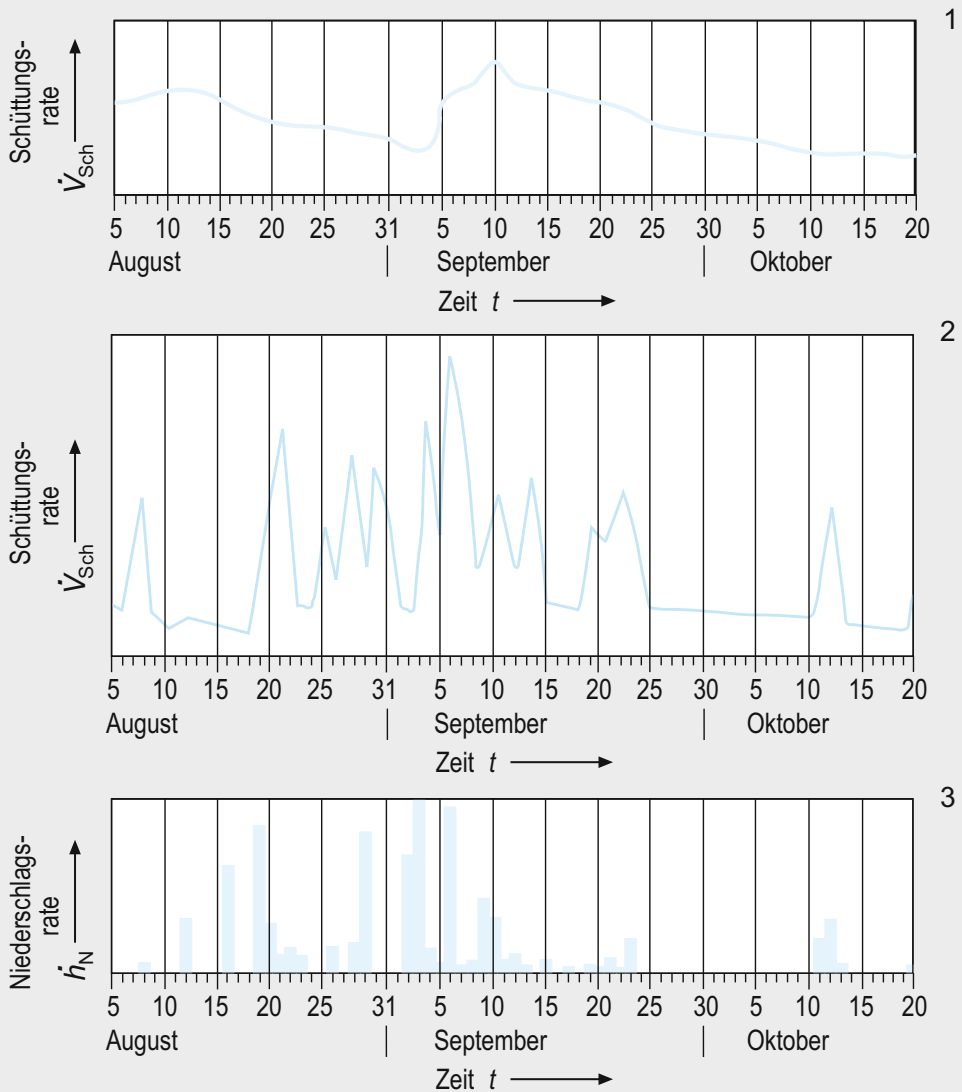


Abb. 29: Schüttungsrate $\dot{V}_{\text{Sch}}$ einer Quelle mit kleinem Einzugsgebiet in Abhängigkeit von der Niederschlagsrate $\dot{h}_N$ (nach PRINZ, 1923).

$\dot{V}_{\text{MN}}$ = arithmetisches Mittel der Niedrigstwerte der Schüttungsrate in gleichartigen Zeitspannen (m^3/s),

$\dot{V}_{\text{MH}}$ = arithmetisches Mittel der Höchstwerte der Schüttungsrate in gleichartigen Zeitspannen (m^3/s),

$\dot{V}_{\text{N}}$ = niedrigster Wert der Schüttungsrate in einer Zeitspanne (m^3/s),

Tab. 8: Vergleich der niedrigsten ($\dot{V}_N$) und höchsten ($\dot{V}_H$) Schüttungsrate und des entsprechenden Schüttungsratenquotienten $\left(\frac{\dot{V}_N}{\dot{V}_H}\right)$ verschiedener Quellentypen.

Quellenart	$\dot{V}_N$ l/s	$\dot{V}_H$ l/s	$\frac{\dot{V}_N}{\dot{V}_H}$
Karstquelle	1	10	0,1
Quelle aus sandigem Kies	2	3	0,7

$\dot{V}_H$ = höchster Wert der Schüttungsrate in einer Zeitspanne (m^3/s).

Karstquellen haben wegen des geringen Rückhalte-(Retentions-)vermögens ihres Einzugsgebietes und des damit verbundenen schnellen Leerlaufens der Karstklüfte oft einen niedrigen Schüttungsquotienten. Entsprechende Zahlen der Quellen aus Einzugsgebieten mit höherem Retentionsvermögen oder auch größerer Fläche weisen demgegenüber höhere Werte auf, wie Tab. 8 zeigt.

Quellenschüttungs-Ganglinien und -Ratenquotienten ermöglichen damit Rückschlüsse auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet. Da die Schüttungen mit nachlassenden Niederschlägen und besonders in Trockenzeiten abnehmen, das zugehörige (oder tributäre) Einzugsgebiet also „ausblutet“, lässt sich für Quellen gleich den Abflüssen oberirdischer Gewässer eine **Trockenwetterfalllinie** (TWL) aufstellen. Auch hier gibt der Verlauf der TWL Anhaltspunkte zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet:

- steilerer Verlauf der TWL = schnellere Entleerung des Grundwasserleiters, z.B. infolge stärkerer Klüftung, Verkarstung, geringeren Rückhalte- oder Retentionsvermögens;
- flacherer Verlauf der TWL = größere Speicherung, höheres Retentionsvermögen.

MAILLET (1905) zeigte, dass die meisten Trockenwetterfalllinien einem exponentiellen Verlauf folgen, der durch die Beziehung darzustellen ist:

$$\dot{V}_{At} = \dot{V}_{A0} \cdot e^{-\alpha \cdot \Delta t}$$

Gl. 35

$\dot{V}_{At}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate nach einer Zeitspanne (m^3/s),

$\dot{V}_{A0}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate zum Anfangszeitpunkt t_0 (m^3/s),
 α = quellspezifischer Koeffizient (1/d),
 Δt = Zeitspanne seit der Messung von $\dot{V}_{A0}$ (d).

Der **quellspezifische Koeffizient (Auslaufkoeffizient)** α lässt sich für jede Quelle nach RICHTER & LILICH (1975) ermitteln. In dem Graphen (Abb. 30) werden auf der Ordinate mit logarithmischer Einteilung die Abfluss- (Schüttungs-)rate (z.B. m^3/s) und auf der Abszisse mit linearer Einteilung die zugehörigen Zeiten (z.B. d) aufgetragen. Durch Eintragung der Abfluss-(schüttungs-)raten ergibt sich eine Punkteschar, durch die eine Ausgleichsgerade gelegt wird. Die Verlängerung der Ausgleichsgeraden bis zur Ordinate ergibt den Punkt $\dot{V}_{A0}$.

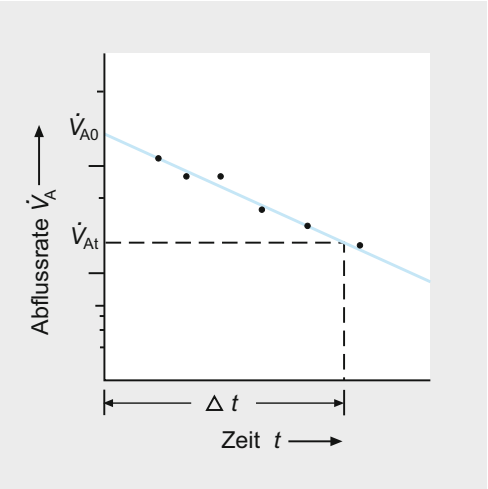


Abb. 30: Graph zur Ermittlung des quellspezifischen Koeffizienten α (nach RICHTER & LILICH, 1975).

3

Ferner kann diesem Graphen die zu einer (beliebigen) Zeit t zugehörige Schüttung $\dot{V}_{At}$ entnommen werden. Dann ist:

$$\alpha = -\frac{1}{t} \cdot \ln \left(\frac{\dot{V}_{At}}{\dot{V}_{A0}} \right) \quad \text{Gl. 36}$$

α = quellspezifischer Koeffizient (1/d),
 t = Zeitspanne zwischen den Messungen (d),
 $\dot{V}_{At}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate nach einer Zeitspanne (m^3/s),
 $\dot{V}_{A0}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate zum Anfangszeitpunkt (m^3/s).

Der Koeffizient α ist vom speichernutzbaren Hohlraumanteil eines Grundwasserleiters abhängig. Bei seiner Kenntnis ist das zu einem bestimmten Zeitpunkt im Quelleinzugsgebiet gespeicherte und abflussfähige Volumen V_{GWA} im Grundwasserleiter annähernd nach folgender Beziehung zu errechnen:

$$V_{GWA} = \frac{\dot{V}_{At}}{\alpha} \quad \text{Gl. 37}$$

V_{GWA} = gespeichertes und abflussfähiges Grundwasservolumen zum Zeitpunkt der Abfluss- (Schüttungs-)messung (m^3),
 $\dot{V}_{At}$ = Abfluss- (Schüttungs-)rate zum Zeitpunkt t , für den der Grundwasservorrat abgeschätzt werden soll (m^3/d),
 α = quellspezifischer Koeffizient (1/d).

Das in dem Zeitraum zwischen zwei Messungen ($\Delta t = t_2 - t_1$) abgeflossene Volumen $V_{A\Delta t}$ (m^3) ergibt sich aus:

$$V_{A\Delta t} = \frac{\dot{V}_{At}}{\alpha} \cdot \left(1 - \frac{1}{e^{\alpha(t_2 - t_1)}} \right) \quad \text{Gl. 38}$$

$V_{A\Delta t}$ = zwischen den Messungen ($t_2 - t_1$) abgeflossenes Volumen (m^3),
 $\dot{V}_{At}$ = Abfluss (Schüttung) zu dem Zeitpunkt, an dem der Grundwasservorrat abgeschätzt werden soll (m^3/d),
 α = quellspezifischer Koeffizient (1/d),
 t_1, t_2 = Zeitpunkte der Messungen (d).

Bei Kenntnis der geometrischen Verhältnisse des zur Quelle entwässernden Gebirgskörpers im Einzugsgebiet und dessen Volumens V_{ges} kann in Anlehnung an Gl. 9 der speichernutzbare Hohlraumanteil n_{sn} (Poren oder Klüfte) nach folgender Beziehung bestimmt werden (Abschn. 3.2.2):

$$n_{sn} = \frac{V_{GWA}}{V_{ges}} \quad (\text{Gl. 9})$$

n_{sn} = speichernutzbare Hohlraumanteil (1),
 V_{GWA} = zum Zeitpunkt der Messung gespeichertes abflussfähiges Grundwasservolumen (m^3),
 V_{ges} = Gesamtvolumen des zur Quelle entwässernden Gesteinskörpers (m^3).

Außer dem quellspezifischen Koeffizienten α kann zur Charakterisierung des Retentionsverhaltens eines (Quellen-)Einzugsgebiets auch die sog. **hydrologische Halbwertszeit** $t_{1/2}$ errechnet werden. Sie gibt Hinweise auf die langzeitige Schüttung der Quelle. Dabei ist $t_{1/2}$ die Zeit, in der die Schüttung auf die Hälfte ihres zu einem bestimmten Zeitpunkt gemessenen Wertes abgesunken ist. Die hydrologische Halbwertszeit $t_{1/2}$ errechnet sich nach Gl. 39:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\alpha} = \frac{0,693}{\alpha} \quad \text{Gl. 39}$$

$t_{1/2}$ = hydrologische Halbwertszeit (d),
 α = quellspezifischer Koeffizient (1/d).

Hinsichtlich der Interpretation gelten dieselben Kriterien wie für den α -Wert (Abschn. 3.2.2).

3.5.3.2 Flüsse

In den Bächen und Flüssen sammeln sich der oberirdische und der unterirdische Abfluss. Sämtliche Abflüsse werden zumindest im humiden Klimabereich letztlich dem Meer zugeführt, wo dann der Gesamtabfluss wieder verdunsten und den natürlichen Wasserkreislauf speisen kann. Man spricht bei diesen Gewässern auch von Vorflutern, da in ihnen das Wasser mit zu meist natürlichem Gefälle oder durch künstliche Hebung abfließen kann. Flusssysteme werden durch Wasserscheiden getrennt. Hierbei sind zu

unterscheiden: die Grenzen der Einzugsgebiete und die der Niederschlagsgebiete. Beide stimmen in vielen Fällen überein.

Das Wasser dieser Vorfluter hat große wirtschaftliche Bedeutung. So kann es, je nach der Größe des Gewässers, Stoffe direkt (Holz beim Flößen) oder aber auch indirekt (Massengütertransport auf Schiffen) transportieren. Des Weiteren dienen die Gewässer sehr häufig der Wasserversorgung. Dies geschieht durch direkte Entnahme von Flusswasser, z.B. für die Kühlung von Kraftwerken, oder auch durch Entnahme von Uferfiltrat und durch Versickerung und Aufbereitung von Flusswasser in Becken (künstliche Grundwasseranreicherung).

3.5.3.3 Seen, Grundwasserblänken

Seen bilden sich in geeigneten Hohlformen, die z.B. durch Tektonik, Subrosion oder Vulkanismus entstanden sind. Aber auch durch Erosion durch fließendes Wasser, durch Eis oder durch die Kraft des Windes können sich geeignete Hohlformen bilden.

Neben den natürlich, z.B. in einer Geländesenke, entstandenen Seen gibt es auch anthropogen, z.B. durch Sandabbau, gebildete Seen. Generell ist ein direkter Kontakt zwischen Grundwasserleiter und See gegeben, sodass der See vom Grundwasser durchströmt wird. Durch Absetzung von organischen und anorganischen Schwebstoffen kann es allerdings zur Verminderung des hydraulischen Kontaktes kommen. Man spricht dann von einer **Kolmation** des Seebodens.

Unter einer **Grundwasserblänke** versteht man nach DIN 4049-3 eine tiefe Geländestelle, die eine mit dem Grundwasser ausgespiegelte Wasseransammlung ohne wesentlichen oberirdischen Zufluss oder oberirdischen Ausfluss aufweist.

3.5.4 Wasserschwinden

Eine **Schwinde** bezeichnet eine Karstöffnung, an der Wasser, der Schwerkraft folgend, in einen unterirdischen Hohlraum fließt. Im Allgemeinen ist die Schwinde nicht vollständig mit Wasser gefüllt. Man unterscheidet Flussschwinden, Bachschwin-

den und Grundwasserschwinden. Fluss- und Bachschwinden sind Bereiche in einem Wasserlauf, in denen – zumindest zeitweise – der gesamte Durchfluss durch Versinkung in ein unterirdisches Hohlraumsystem gelangt. In Karstgebieten können bei starker Verkarstung Flüsse und Bäche versickern und an anderen Stellen wieder austreten. Ein berühmtes Beispiel ist die Flussschwinde der Donau bei Immendingen. Auch Grundwasser kann im Untergrund in Schlucklöchern (Grundwasserschwinden) versickern.

Der Begriff **Schluckloch** (Ponor) bezeichnet nach DIN 4049-3 eine Stelle, an der Wasser durch Versinkung in den Untergrund gelangen kann.

3.6 Grundwassermorphologie

Neben der Kenntnis des geologischen Aufbaus eines Gebietes ist für den Hydrogeologen ein sorgfältiges Erfassen der **Grundwassermorphologie** von wesentlicher Bedeutung, geben doch die Form der Grundwasseroberfläche und das Niveau der freien oder gespannten Grundwasseroberfläche den (momentanen) Gleichgewichtszustand der geohydraulischen Dynamik des betrachteten Gebietes wieder. Die Klärung hydrogeologischer Probleme beginnt daher meistens mit der Auswertung der Grundwassermorphologie des Untersuchungsgebietes. Folgende Begriffe sind für die Beschreibung der Grundwassermorphologie von Bedeutung (DIN 4049-3):

- Die **Grundwasseroberfläche** stellt die obere Grenzfläche eines Grundwasserkörpers dar.
- Ein **Grundwasserlängsschnitt** zeigt den Schnitt durch einen Grundwasserkörper normal zu dessen Linien gleicher Standrohrspiegelhöhen (Anm.: Der Grundwasserlängsschnitt entspricht vielfach in guter Näherung einem senkrechten Schnitt entlang einer Stromlinie der Grundwasseroberfläche).
- Die **Standrohrspiegelhöhe** (hydraulische Druckhöhe) summiert sich aus der geodätischen Höhe und der Druckhöhe für einen Punkt in einem betrachteten Grundwasserkörper.

3

- Das **Standrohrspiegelgefälle** ist der Gradient der Standrohrspiegelhöhen zwischen zwei Messpunkten.
- Die **Grundwasserdruckfläche** beschreibt flächenmäßig den geometrischen Ort der Endpunkte aller Standrohrspiegelhöhen einer Grundwasseroberfläche (Anm.: Für die Beschreibung der Grundwasserdruckfläche können die allgemeinen morphologischen Bezeichnungen angewandt werden, z.B. Grundwasserderelle).
- **Grundwassergleichen** (auch: Grundwasserisohypsen) sind Linien gleicher Höhen einer Grundwasserdruckfläche.
- Das **Grundwassergefälle** wird aus dem Gradienten der Grundwasserdruckfläche gebildet.
- Durch die **Grundwasserstromlinie** (Abb. 98) wird eine idealisierte Bewegungsspur von Grundwasserteilchen im Potenzialfeld eines Grundwasserkörpers abgebildet (Anm.: Grundwasserstromlinien stehen senkrecht auf den **Potenzialflächen** eines Grundwasserkörpers).
- Die **Grundwasserstromrichtung** (auch: Grundwasserfließrichtung) erfolgt in Richtung der Grundwasserstromlinien.
- Die **Potenzialfläche** eines Grundwasserkörpers ist der geometrische Ort aller Punkte in dem betrachteten Grundwasserkörper mit **gleicher** Standrohrspiegelhöhe (Anm.: Gilt nur bei vernachlässigbaren Dichteunterschieden).
- Die **Potenziallinie** (Abb. 98) entspricht der Verschneidungslinie zwischen der Potenzialfläche eines Grundwasserkörpers und dem Grundwasserlängsschnitt.

Die Messung der Grundwasserspiegel erfolgt über Messstellen (Abschn. 3.5), in deren Messrohren sich der Spiegel entsprechend dem Niveau der Grundwasseroberfläche des freien Grundwassers bzw. dem Druckspiegel des gespannten Grundwassers einstellt. Die Standrohrspiegelhöhe gibt das Niveau der hydraulischen Druckhöhe in der Messstelle an und wird meist auf eine einheitliche Höhe bezogen; in der Regel „+ mNN“. Wie aus Abb. 98 ersichtlich, hat die Ausbautiefe der Grundwassermessstelle eine entscheidende Bedeutung für die gemessenen Standrohrspiegelhöhen. So haben die Grundwassermessstellen 1 und 2 die gleiche Standrohrspiegelhöhe, da die

Filterstrecke auf der gleichen Potenziallinie liegt. Die Grundwassermessstellen 3, 4 und 5 weisen dagegen unterschiedliche Standrohrspiegelhöhen auf, da unterschiedliche Potenziale erschlossen wurden. Aufgrund des Potenziales in der Grundwassermessstelle 6 ist das Grundwasser artesisch gespannt.

Durch eine größere Anzahl von Grundwassermessstellen, über die Fläche verteilt, kann die Grundwasserdruckfläche durch die Grundwassergleichen – ähnlich den Höhenlinien in einer topographischen Karte – dargestellt werden. Das Grundwassergefälle lässt sich nach Gl. 40 berechnen. Je dichter das Messstellennetz ist, desto genauer wird die Grundwassergleichenkarte.

3.6.1 Grundwassergleichenkarte

Durch die Konstruktion von Linien gleicher Grundwasserhöhen entsteht die **Grundwassergleichen-(Grundwasserisohypsen-)karte**. Hierbei ist sorgfältig darauf zu achten, dass sich alle ausgewerteten Messstellen in demselben Grundwasserstockwerk befinden; dazu muss der geologische Aufbau des Untergrundes bekannt sein. Es ist durchaus möglich, dass die in zwei benachbarten Messstellen gemessenen Standrohrspiegelhöhen tatsächlich verschiedenen Grundwasserstockwerken angehören, wenn zufällig beide Grundwasserstockwerke in den benachbarten Messstellen dasselbe Grundwasser-Potenzial-Niveau haben. Ferner ist – besonders bei stärker abweichenden oder widersprüchlichen Messergebnissen – zu klären, ob nicht die Messrohre verschlammte sind, wodurch infolge höherer hydraulischer Widerstände des verschlammten Filters ein Grundwasserpotenzial (Standrohrspiegelhöhe) vorgetäuscht wird, das nicht mit dem tatsächlichen in der Umgebung der Messstelle übereinstimmt. Das Gleiche gilt für Messstellen, die infolge Verockerung keinen hydraulischen Kontakt zum Gebirge haben. Ferner ist es wichtig, dass die Messungen der Wasserspiegelhöhen in den Messstellen gleichzeitig ausgeführt werden, um nicht infolge von Spiegelschwankungen verfälschte Grundwasserhöhenlagen zu bekommen. Je nach dem Ziel der Untersuchung besteht die Möglichkeit, über längere Zeiträume Mittelwerte zu bilden.

Zur Konstruktion der Gleichenkarte sind die entsprechenden Messstellen (Grundwassermessstellen, Pegel, Geländepunkte) nach Höhe (Normal-Null ($\pm$ mNN)) und Lage (Rechts- und Hochwert) einzumessen. Vor 1992 wurde als Nullpunkt für den Westen der Amsterdamer Pegel (Höhensystem: DHHN12), für den Osten Deutschlands der Kronstädter Pegel (Höhensystem: SNN56) genutzt. Für den Nullpunkt für Deutschland wurde 1993 ein einheitliches Höhenbezugssystem (DHHN92) eingeführt und auf Normalhöhennull (NHN) umgestellt. Diese Zusammenführung der Höhennetze steht auch im Zusammenhang mit der europaweiten Vereinheitlichung der Höhennetze (UELN). Die in Deutschland bisher verwendeten **DHHN-(GAUß-KRÜGER-)Koordinaten** werden in nächster Zeit auf die **ETRS89 UTM-Koordinaten** (Universale Transversale Mercator-Abbildung) umgestellt. Im Gegensatz zur bisher eingesetzten GAUß-KRÜGER-Abbildung zeichnet sich die UTM-Abbildung durch 6° breite Meridianstreifen (Zonen) aus. Die ebenen Koordinaten der UTM-Abbildung haben die Bezeichnung East (E) und North (N). Diese Umstellung führt zu einer Vereinheitlichung des Lagebezugs in Europa. Aus der Höhe des Messpunktes (z.B. einer Grundwassermessstelle) und dem Abstich (Abstand zwischen Messpunkt und Grundwasserspiegel) wird die Grundwasserhöhe in $\pm$ mNN errechnet. Anschließend werden die Messstellen und die dazugehörigen Höhen in eine Karte eingetragen. Zwischen den Messstellen werden **Grundwassergleichen** der Grundwasserober- bzw. -druckfläche durch ein **hydrologisches Dreieck** (Abb. 31) ermittelt. Dazu wird zwischen drei Messstellen ein möglichst gleichseitiges Dreieck gelegt. Die Höhenlage der Grundwasseroberfläche zwischen den Messpunkten wird durch Interpolation der Messwerte auf den Seiten des Dreiecks gewonnen.

Das so konstruierte Bild muss mit den geologischen Verhältnissen, vor allem mit den Bohrprofilen übereinstimmen und gegebenenfalls korrigiert werden. Ein Beispiel für eine Gleichenkarte ist in der Abb. 32 aus einem nordhessischen Gebiet östlich Marburg/Lahn dargestellt. Aus dem Vergleich mit der zusätzlich unterlegten Geländemorphologie ist abzuleiten, dass in diesem Fall die Grundwasseroberfläche weitgehend der Geländeoberfläche folgt.

Die Grundwassergleichenkarte liefert bei sachgerechter Interpretation eine Anzahl hydrogeologischer Informationen. Von der Kartendarstellung ausgehend, kann die Grundwasserbewegung und deren Richtung quantitativ erfasst werden.

Darüber hinaus lassen sich weitere Kenngrößen ermitteln. Nach dem DARCY-Gesetz (Gl. 20) ist die Filtergeschwindigkeit v_f eine Funktion des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f und des Höhenunterschieds Δh auf einer Entfernung l , dem hydraulischen Gradienten i (Grundwassergefälle):

$$v_f = k_f \cdot i = k_f \cdot \frac{\Delta h}{l} \quad (\text{Gl. 20})$$

Aus der Grundwassergleichenkarte kann das Grundwassergefälle, in der gleichen Weise wie das **Geländegefälle** aus topographischen Karten, angenähert als Mittel über eine bestimmte Entfernung abgelesen werden.

$$i = \frac{h_1 - h_2}{l} \quad \text{Gl. 40}$$

i = Grundwassergefälle (1),

h_1 = Höhe der höheren Grundwassergleiche (m),

h_2 = Höhe der tieferen Grundwassergleiche (m),

l = horizontaler Abstand der Grundwassergleichen h_1 und h_2 im Gelände (m).

Beispiel:

Für die Höhen der Grundwassergleichen $h_1 = + 39$ m NN und $h_2 = + 36$ m NN sowie deren horizontalen Abstand $l = 15$ m (Abb. 31) errechnet sich das Grundwassergefälle i wie folgt:

$$i = \frac{39 - 36}{15} = 0,2 \quad (\text{Gl. 40})$$

Wenn nun aus Pumpversuchen der mittlere Durchlässigkeitsbeiwert k_f des Grundwasserleiters bekannt ist, kann mit dem über die Gleichenkarte ermittelten Gefälle die **Grundwasserabflussrate** nach Gl. 14 überschlägig berechnet werden:

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot i \quad (\text{Gl. 14})$$

3

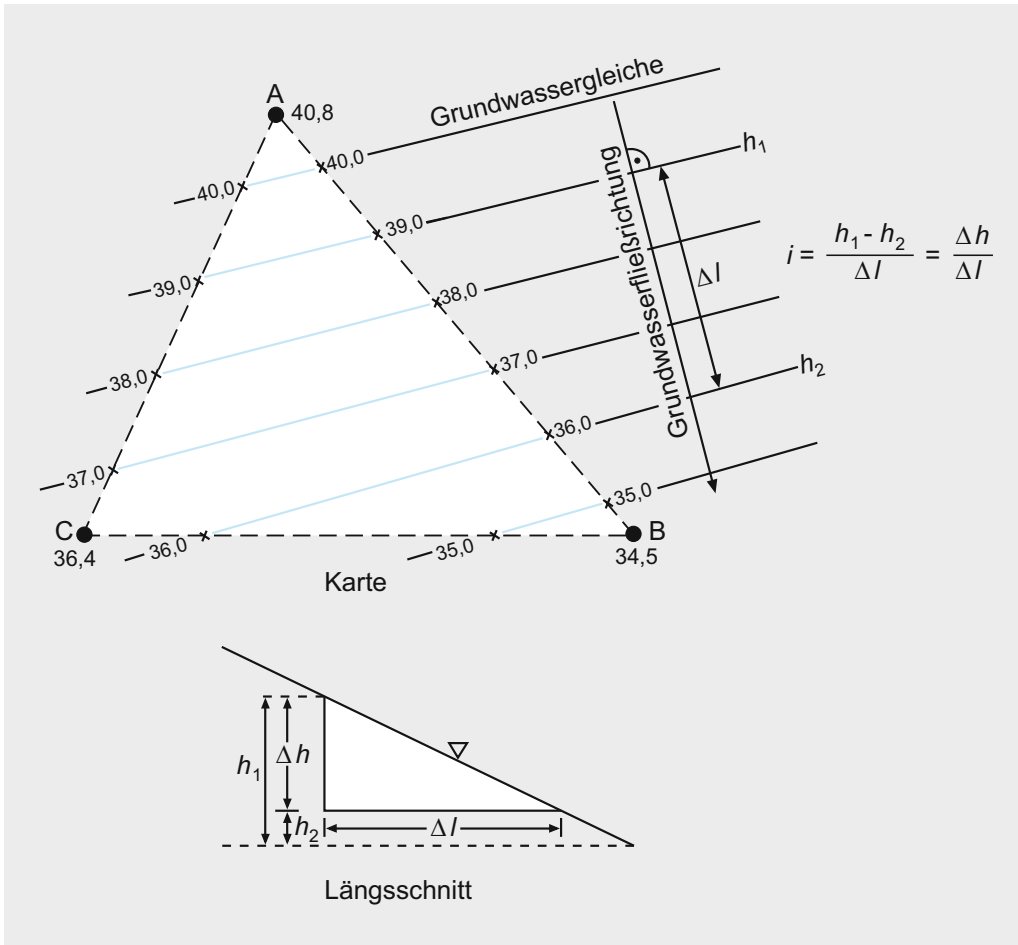


Abb. 31: Hydrologisches Dreieck (verändert nach RICHTER & LILICH, 1975).

- $\dot{V}$ = Grundwasserabflussrate (m^3/s),
- k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
- A = Grundwasserquerschnittsfläche (m^2),
- $i = h/l$, Grundwassergefälle (1)
- h = Druckhöhenunterschied (m),
- l = Fließlänge (m).

Stellt man die Gleichung wie folgt um,

$$k_f = \frac{\dot{V}}{A \cdot i} \quad (\text{Gl. 14})$$

ergibt sich, dass bei einer bestimmten Grundwasserabflussrate in einer bestimmten Querschnitts-

fläche ($\dot{V}/A = \text{const.}$) Grundwassergefälle i und Durchlässigkeitsbeiwert k_f einander umgekehrt proportional sind: je kleiner das Gefälle, desto größer die Durchlässigkeit und umgekehrt. Nach $i = (h_1 - h_2)/l$ hängt bei gleichem Höhenunterschied das Gefälle vom Abstand der Grundwassergleichen ab: je kleiner der Abstand l der Grundwassergleichen h_1 und h_2 , desto größer ist das Gefälle. Größeres Gefälle bedeutet jedoch geringere Durchlässigkeit. Es lassen sich schon visuell aus der Verteilung der Höhengleichen über die Fläche (qualitativ) Schlüsse über die Durchlässigkeitsverhältnisse eines betrachteten Gebietes ziehen. Je enger nämlich die Grundwassergleichen

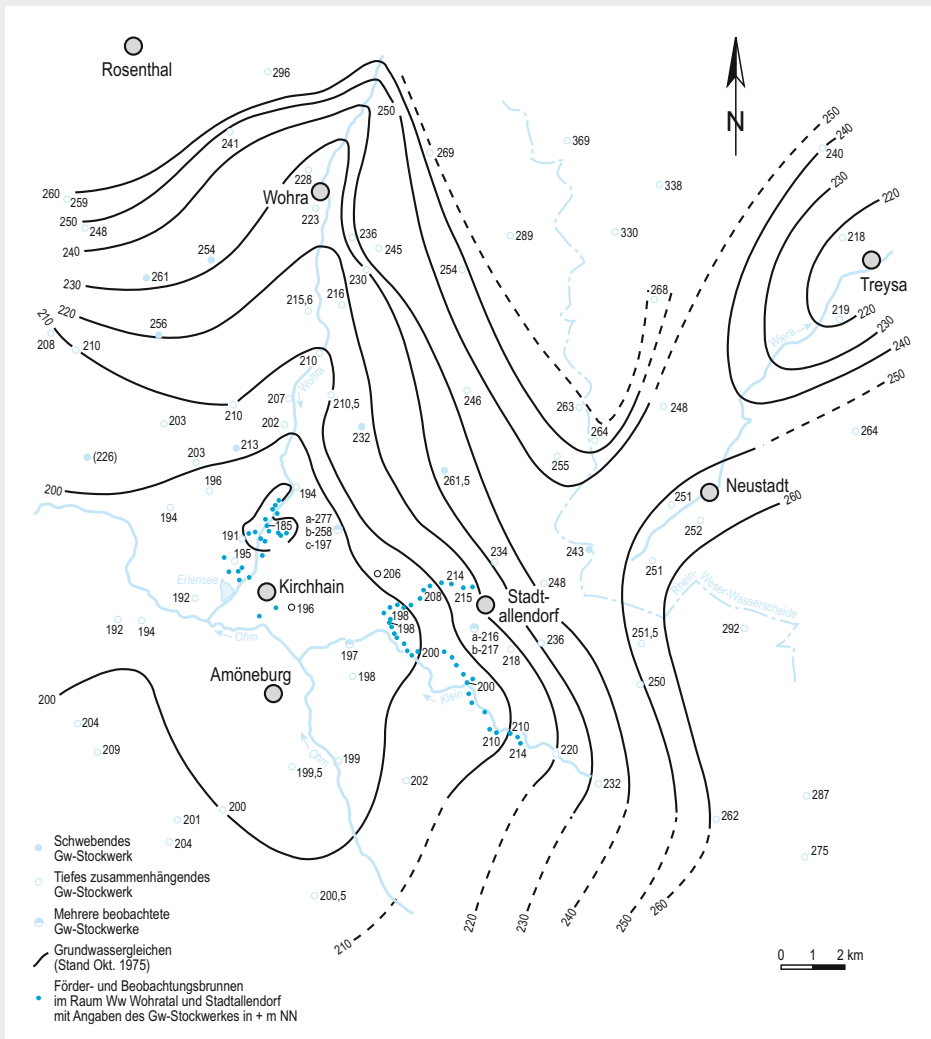


Abb. 32: Grundwassergleichenkarte (Einzugsgebiet der Wasserwerke Stadtallendorf und Wohratal bei Kirchhain/Nordhessen; Mittlerer Buntsandstein).

liegen, je mehr sie geschart sind, desto steiler ist das Gefälle und desto geringer sind die Durchlässigkeitsbeiwerte.

Das Produkt aus dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f und der Grundwassermächtigkeit h_M wird als **Transmissivität** T_{Gw} bezeichnet:

$$T_{Gw} = k_f \cdot h_M \quad (\text{Gl. 23})$$

$$\begin{aligned} T_{Gw} &= \text{Transmissivität (m}^2/\text{s)}, \\ k_f &= \text{Durchlässigkeitsbeiwert (m/s)}, \\ h_M &= \text{Grundwassermächtigkeit (m)}. \end{aligned}$$

3 Wurde die Transmissivität durch Pumpversuche ermittelt, so lässt sich die überschlägige Berechnung der Grundwasserabflussrate $\dot{V}$ auch ausdrücken als

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot i, \quad (\text{Gl. 14})$$

wobei

$$A = b \cdot h_M \quad \text{Gl. 41}$$

$\dot{V}$ = Grundwasserabflussrate (m^3/s),
 A = Grundwasserquerschnittsfläche (m^2),
 i = Grundwassergefälle = h/l (1),
 b = Breite des Grundwasserquerschnittes (m).

Setzt man dies in die Gl. 14 ein, so erhält man:

$$\dot{V} = k_f \cdot h_M \cdot b \cdot i.$$

Daraus folgt:

$$\dot{V} = T_{\text{Gw}} \cdot b \cdot i \quad \text{Gl. 42}$$

$\dot{V}$ = Grundwasserabflussrate (m^3/s),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 b = Breite des Grundwasserquerschnittes (m),
 i = Grundwassergefälle = h/l (1).

Die Breite des Grundwasserquerschnittes b zu kennen, ist nicht unwesentlich, z.B. zur Klärung der Frage, inwieweit sich Brunnen oder Wasserwerke gegenseitig beeinflussen oder beeinflussen können. Die Strömung des Grundwassers erfolgt naturgemäß in Richtung des größten Gefälles, d.h. senkrecht zu den Linien gleicher Höhen einer Grundwasserdruckfläche, den Grundwassergleichen (DIN 4049-3). Auf diese Weise lässt sich aus den Grundwassergleichenkarten die **Grundwasserfließrichtung** ableiten. Senkrecht zu den Grundwassergleichen gelegte **Grundwasserstromlinien** geben einen guten Überblick über die Fließrichtungen. In Karstgebieten kann es jedoch infolge unterschiedlicher hydraulischer Potenziale unter bestimmten Voraussetzungen zu Abweichungen von dieser Regel kommen.

Aus den kombinierten Grundwassergleichen- und -stromlinienkarten lassen sich die relativen Transmissivitäten T_{Gw} und bei Kenntnis der

Grundwassermächtigkeiten h_M auch die Durchlässigkeitsbeiwerte k_f ermitteln. Ist Δs_a der Abstand zwischen zwei Grundwasserstromlinien, ergibt sich:

$$T_{\text{Gw1}} \cdot i_1 \cdot \Delta s_{a1} = T_{\text{Gw2}} \cdot i_2 \cdot \Delta s_{a2} \quad \text{Gl. 43}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 i = Grundwassergefälle (1),
 Δs_a = Abstand zwischen zwei Grundwasserstromlinien (m).

Daraus folgt:

$$\frac{T_{\text{Gw1}}}{T_{\text{Gw2}}} = \frac{\Delta s_{a2} \cdot i_2}{\Delta s_{a1} \cdot i_1} \quad (\text{Gl. 43})$$

Da Δs_{a1} , Δs_{a2} und i_1 , i_2 aus der Grundwassergleichenkarte zu entnehmen sind, kann das Verhältnis der Transmissivitäten und bei Kenntnis der Grundwassermächtigkeit h_M auch das Verhältnis der Durchlässigkeiten berechnet werden.

3.6.2 Hydrogeologische Schnitte

Der hydrogeologische Schnitt ist ein Vertikalschnitt durch einen Grundwasserkörper in beliebiger Richtung mit Darstellung hydrogeologischer Verhältnisse. Der **Grundwasserlängsschnitt** (Abb. 2) ist der Schnitt durch einen Grundwasserkörper senkrecht zu dessen Linien gleicher Standrohrspiegelhöhe, d.h. senkrecht zu den Grundwasserhöhengleichen. Der **Grundwasserquerschnitt bzw. die Grundwasserquerschnittsfläche** ist der Schnitt durch einen Grundwasserkörper senkrecht zu dessen Grundwasserstromlinien.

3.6.3 Grundwassergleichen-Differenzenkarte

Je nach Höhe der Grundwasserneubildung, des Grundwasserabflusses bzw. des Entnahmevermögens kann sich die Höhe der Grundwasseroberfläche ändern. Vielfach sind diese zeitlichen Änderungen des Verlaufs der Grundwassergleichen

in einem größeren Gebiet nicht ohne weiteres zu erkennen, vor allem, wenn die Verschiebungen nur gering sind. Deshalb werden in den Grundwassermessstellen des betrachteten Gebiets die Differenzen des Grundwasserstandes über eine bestimmte Zeit errechnet. Aus diesen Werten lassen sich wiederum Gleichenkarten konstruieren, in diesem Fall **Grundwassergleichen-Differenzenkarten**. Die Konstruktionsweise dieser Linien gleicher Differenzen ist die gleiche wie bei der Konstruktion der Höhengleichen. In solchen Karten werden Absenkungstrichter von Brunnen häufig besser erkennbar als in Gleichenkarten, die für den Zeitpunkt zu Beginn und zum Ende der Untersuchungszeit (z.B. Pumpversuch) auf-

stellt werden. Im Beispiel der Abb. 33 konnte der weitflächige Absenkungstrichter um die Brunnenreihe eines Wasserwerkes nur durch eine Differenzenkarte erfasst werden.

Es ist nicht angebracht, zur Konstruktion einer Differenzenkarte Grundwassergleichenkarten aus verschiedenen Zeiten übereinander zu legen und daraus die Gleichendifferenzen zu ermitteln. Grundwassergleichenkarten sind meist durch Interpolationen von Werten verschiedener Messstellen entstanden, sodass sich im Detail allein als Folge der Interpolationen Differenzen ergeben, die in der Natur gar nicht bestehen. Deshalb muss jede Messstelle für sich ausgewertet und die Gleichen müssen *neu* interpretiert werden.

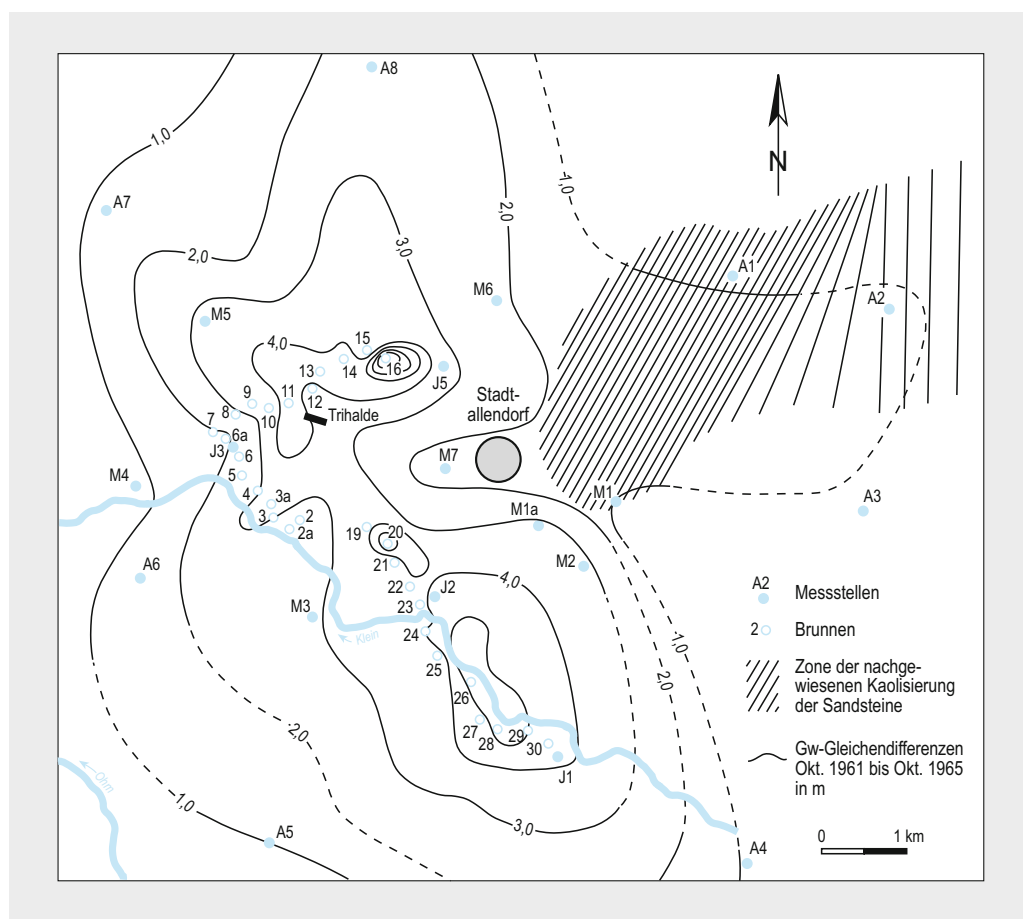


Abb. 33: Grundwassergleichen-Differenzenkarte (Wasserwerk Stadtallendorf/Nordhessen; Mittlerer Buntsandstein) (nach ENGEL & HÖLTING, 1970).

3 Völlig falsch wäre es, Grundwassergleichenkarten unterschiedlichen Maßstabs photomechanisch anzugleichen und daraus dann die Differenzkarten zu konstruieren.

3.6.4 Grundwasser-Flurabstandskarte

Als **Grundwasser-Flurabstand** wird der lotrechte Höhenunterschied zwischen einem Punkt der Erdoberfläche und der Grundwasseroberfläche des oberen Grundwasserstockwerkes bezeichnet. Der Grundwasser-Flurabstand lässt sich im Gelände in der Nähe von Gewässern abschätzen; ansonsten wird er durch Sondierbohrungen oder durch Messungen an Grundwassermessstellen ermittelt. Über hydrologische Dreiecke können die Gleichen der Flurabstände konstruiert werden (Abb. 34). Man erhält so die Karte der **Grundwasser-Flurabstandsgleichen**. Die Darstellung solcher Flurabstände ist ein gutes Hilfsmittel zur Beurteilung von Bauwerksschäden und Ernteertragseinbußen als Folge der Grundwassergewinnung und dem damit verbundenen Absinken des Grundwasserspiegels. Für Architekten und Planer ist die Information über den Grundwasser-Flurabstand für ihre Planung von größter Bedeutung, z.B. beim Schutz unterirdischer Bauwerke gegen Vernässung. Auch hier ist es wichtig, nur zeitgleich gewonnene Messwerte (oder Mittelwerte über bestimmte Zeiten) auszuwerten.

3.6.5 Grundwasser-Höffigkeitskarte

Eine Übersichtsinformation über das in einem Gebiet voraussichtlich zu erschließende Grundwasservolumen bietet die **Grundwasser-Höffigkeitskarte**. Bei dieser Karte geht man von der Überlegung aus, dass die Brunnenleistungen eines geologisch definierten Gebietes von den Durchlässigkeitsverhältnissen im Untergrund abhängen, und diese von den jeweils vorhandenen Gesteinen und diese wiederum – sofern es sich um Kluftgesteine handelt – von der Klüftung, Gesteinsbeschaffenheit und -verbreitung werden

mit den in diesen Schichten durch Brunnen ermittelten Ergiebigkeiten zu der Höffigkeitskarte kombiniert. Unter Höffigkeit wird in Anlehnung an den entsprechenden bergmännischen Ausdruck das auf Grund von Erfahrungen mit einer Fassungsanlage (Brunnen) voraussichtlich auf Dauer nutzbare (Grund-)Wasservolumen je Zeiteinheit verstanden. Damit wird jedoch nicht ausgesagt, dass dieses erhoffte Wasservolumen an einem bestimmten Punkt auch tatsächlich wirtschaftlich gewinnbar ist. Der Erschließungserfolg hängt insbesondere auch davon ab, welches Einzugsgebiet sich eine Gewinnungsanlage tributär machen kann.

Das bekannteste Beispiel der Höffigkeitskarte ist die „Hydrogeologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:500 000“ mit 14 Blättern (und Erläuterungen), herausgegeben vom Bundesministerium für Wirtschaft, Bonn, in den Jahren 1952–1957. Auch in wasserwirtschaftlichen Rahmenplänen sind solche Karten enthalten.

Diese Höffigkeitskarte der alten Bundesländer gibt zwar häufig eine gute Übersicht, hat aber ihre Bedeutung verloren, da heute hydrogeologisch besser quantifizierte Angaben zu machen und in Karten darzustellen sind.

3.6.6 Konsequenzkarte

Zahlreiche geologische und hydrogeologische Karten weisen eine hohe Informationsdichte auf. Diese Karten sind zwar für den Fachmann verständlich, für den Laien ist die Interpretation häufig schwierig bis unmöglich. Daher ist es notwendig, für den letzt genannten Benutzerkreis aus den Fakten eine sogenannte Konsequenzkarte zu erstellen, die speziell auf den Nutzerkreis (Politik, Wirtschaft, etc.) zugeschnitten ist. Ein typisches Beispiel ist die Darstellung von ausgewiesenen Trinkwasserschutzgebieten (SCHMASSMANN, 1969) sowie Karten, in denen konkurrierende Ansprüche z.B. zwischen Wasser- und Abfallwirtschaft dargestellt werden (ZAYC, 1969).

3.6.7 Hydrogeologische Kartenwerke

Die wichtigsten hydrogeologischen Daten eines Gebietes sind (soweit vorhanden) hydrogeologischen Karten (-werken) und zugehörigen Erläuterungen zu entnehmen. Um Form, Inhalt und

Umfang solcher Karten in allen Bundesländern einheitlich zu gestalten, wurde von der AD-HOC ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE der Geologischen Landesämter eine „Hydrogeologische Kartieranleitung“ (AD-HOC ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE, 1997) zusammengestellt.

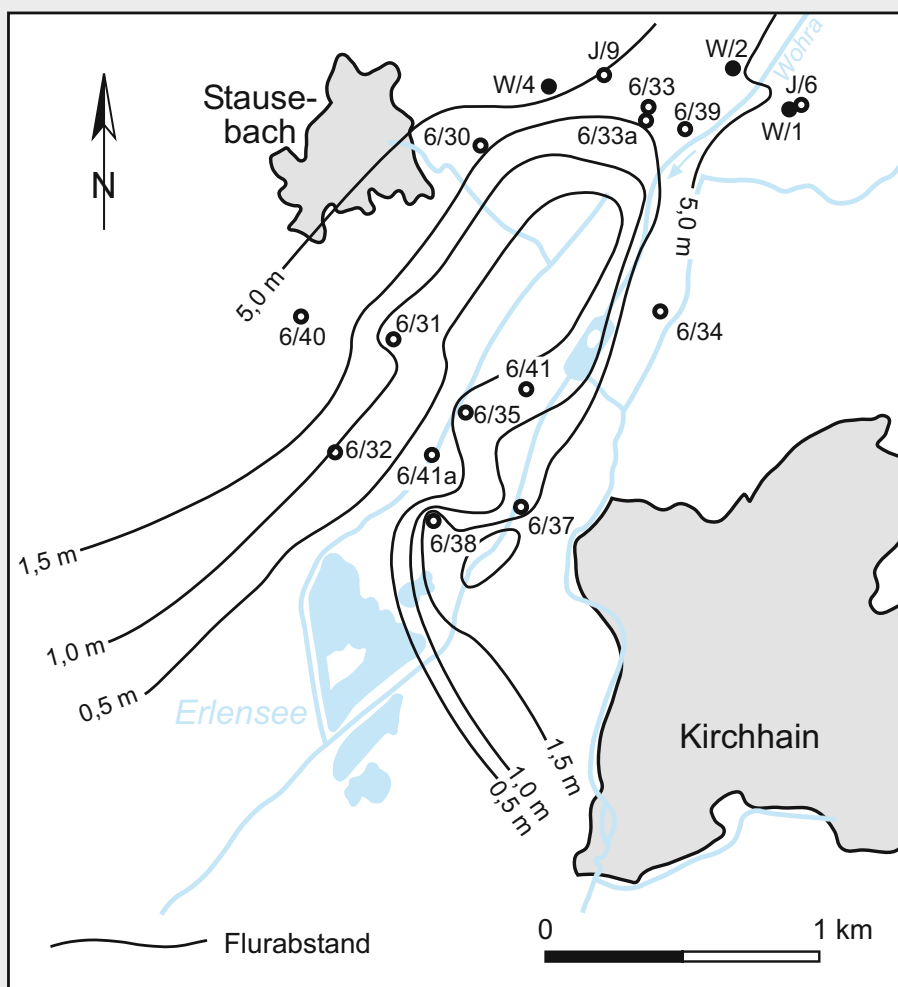


Abb. 34: Grundwasser-Flurabstandskarte (Wasserwerk Wohratal bei Kirchhain/Nordhessen; Pleistozän und Mittlerer Buntsandstein).

3

Die AD-HOC ARBEITSGEMEINSCHAFT (AD-HOC AG) Hydrogeologie arbeitet im Auftrag des Bund/Länderausschusses Bodenfor-schung (BLA-GEO) und des Direktorenkreises (DK) der Staatlichen Geologischen Dienste (SGD) in Deutschland an solchen Vereinheitli-chungen und stellt ein wichtiges fachliches Bin-deglied zwischen den Fachdiensten der Länder und des Bundes dar.

In der AD-HOC AG Hydrogeologie sind je-weils die leitenden Hydrogeologen der Länder und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) vertreten. Ihre Zusammen-arbeit hat sich besonders bei der Beteiligung der SGD und der BGR an der Umsetzung der Euro-päischen Wasserrahmenrichtlinie bewährt. Zur aktuellen Bearbeitung spezieller Themen werden zeitlich begrenzte Unterarbeitsgruppen oder Per-sonenkreise eingerichtet. So wurden beispielswei-se Empfehlungen zum Rohstoffabbau in Wasser-schutzgebieten, Stellungnahmen der SGD zur Privatisierung der Wasserversorgung und zu den hydrochemischen, sog. Geringfügigkeits-Schwel-lenwerten erarbeitet.

Ein Schwerpunkt liegt auf der gemeinsamen Bearbeitung einer digitalen Hydrogeologischen Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1:200 000 (HÜK 200) sowie bundesweite thematisch grundwasserrelevante Kartenbeiträge zum Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD). Die entsprechenden Daten sollen über ein ge-meinsames Portal der SGD³ und der BGR⁴ ver-breitet werden. Darüber hinaus werden gegen-wärtig die Themen Sickerwasserprognose, geo-gene Hintergrundwerte und flache Geothermie bearbeitet mit dem Ziel, ein weitgehend abge-stimmtes Vorgehen bei der Nutzung von Infor-mationen der Staatlichen Geologischen Dienste zu unterstützen.

3.7 Hydrologischer Zyklus – Wasserhaushalt

Grundwasser ist nur ein Teil des **hydrologischen Zyklus** oder **Wasserkreislaufes** auf der Erde, unter dem eine „ständige Folge der Zustands- und Ortsveränderungen des Wassers mit den Hauptkomponenten von Niederschlag, Abfluss und

Verdunstung“ (DIN 4049-1) zu verstehen ist (Abb. 35). Die dafür benötigte Energie liefert die Sonneneinstrahlung.

Die durch die Atmosphäre transportierte Feuchtigkeit gelangt als Niederschlag zur Erde. Dort verdunstet ein Teil (Transpiration, Evaporation, Interzeptionsverdunstung, Sublimation), ein Teil fließt ab. Der Abfluss erfolgt teils oberir-disch in Gewässern, teils unterirdisch als Grund-wasser in den Gesteinsfolgen des Untergrundes. Das Grundwasser kann schließlich über Quellen wieder zutage treten (BISWAS, 1970).

Der Wasserkreislauf lässt sich quantitativ in folgender Wasserbilanzgleichung (Gl. 44), häufi-ger **hydrologische Grundgleichung** genannt, be-schreiben (in Anlehnung an DIN 4049-3); die Indi-zes der einzelnen Wasserhaushaltsgrößen sind aus Abb. 35 zu ersehen (z.B. $\dot{h}_N$ = Niederschlagsrate).

$$\dot{h}_N = \dot{h}_V + \dot{h}_A \quad \text{Gl. 44}$$

$\dot{h}_N$	= Niederschlagsrate, ist der Nieder-schlag an einem bestimmten Ort, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (mm/a),
$\dot{h}_V$	= Verdunstungsrate, ist die Wasserab-gabe durch Verdunstung an einem bestimmten Ort, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizonta-len Fläche in einer Betrachtungs-zeitspanne (mm/a),
$\dot{h}_A$	= Abflussrate, ist der gesamte Abfluss an einem bestimmten Ort, ausge-drückt als Wasserhöhe über eine horizontale Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (mm/a).
(...rate = Quotient aus ...höhe und der be-trachteten Zeitspanne nach DIN 4049-1).	

Die Begriffe **Niederschlagsrate**, **Verdunstungs-rate** und **Abflussrate** sind Wasserhöhen, die über eine horizontale Fläche A in einer bestimmten Zeit gemessen bzw. abgeschätzt werden. Die zeitliche Veränderung dieser Messgrößen wird durch das Formelzeichen $\dot{h}$ hinreichend beschrieben. Daraus ergibt sich die Einheit:

$$\dot{h} = 1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} = 1 \frac{1}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} = 0,03168 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} \quad \text{sowie}$$

$$1 \frac{\text{l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}.$$

(Bedingt durch den Schrifttyp kann es zu Verwechslungen kommen: l = Liter, nicht zu verwechseln mit 1 = 1 (Zahl))

Generell sind Niederschlagsraten von 500 mm/a im Osten und um 800 mm/a im Nord-

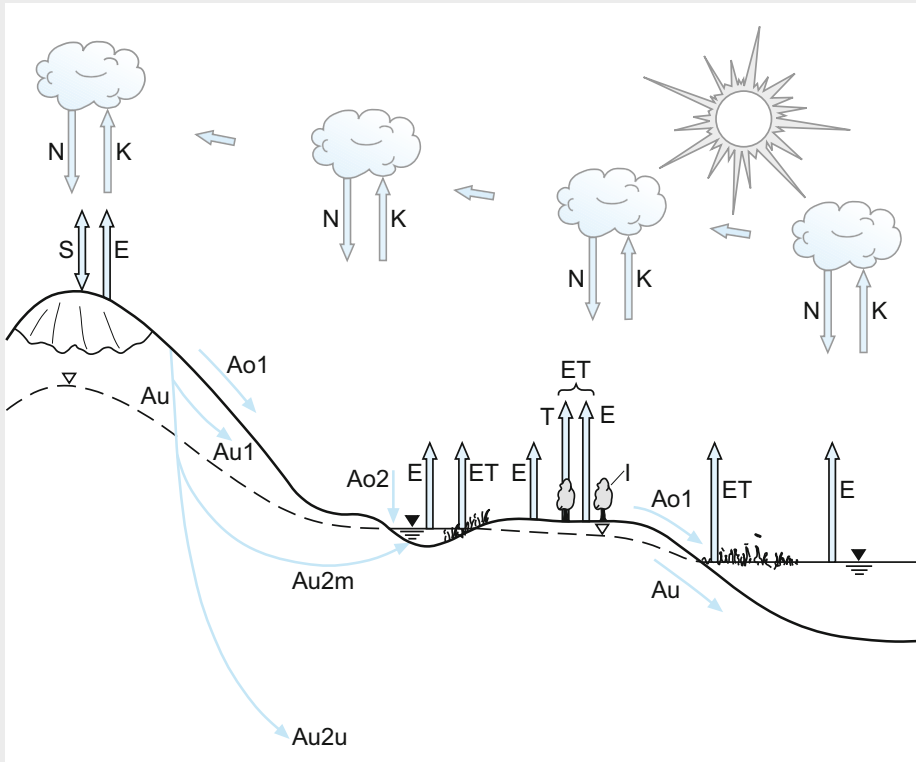


Abb. 35: Wasserkreislauf (verändert nach TGL 23989 (1983) und BAUMANN et al. (1974)).

- N = Niederschlag
- K = Kondensation
- Ao1 = oberflächiger Abfluss
- Ao2 = Abfluss des auf das Gewässer gefallenen Niederschlags
- Au = unterirdischer Abfluss
- Au1 = oberflächennaher unterirdischer Abfluss (Zwischenabfluss, interflow)
- Au2m = Abfluss aus Grundwasser, messbar im Vorfluter

- Au2u = Abfluss aus dem Grundwasser, nicht messbar im Vorfluter
- E = Evaporation
- T = Transpiration
- ET = Evapotranspiration
- I = Interzeption
- S = Sublimation

Beispiel für Indizes: $\dot{h}_N$ = Niederschlagsrate

3 westen Deutschlands typisch. Die niedrigsten Niederschlagsraten werden im Windschatten des Harzes mit 400 mm/a und die höchsten mit 3 200 mm/a in den Alpen gemessen.

Die niedrigsten potenziellen Verdunstungsraten werden für die Höhenlagen der Mittelgebirge und der Alpen mit 350 bis 400 mm/a und die höchsten für die Oberrheinebene mit 650 mm/a berechnet.

Die mittlere Verdunstungsrate für Deutschland beträgt ca. 532 mm/a.

Die hydrologische Grundgleichung (Gl. 44) gilt exakt nur für den Zeitraum, in dem langjährige Mittel errechnet werden können. Für kürzere Zeiträume, in die jährliche witterungsbedingte Schwankungen des Niederschlags, der Verdunstung und des Abflusses eingehen, muss die Grundgleichung modifiziert werden:

$$\dot{h}_N = \dot{h}_V + \dot{h}_{Ao} + \dot{h}_{Au} \quad \text{Gl. 45}$$

und

$$\dot{h}_N = \dot{h}_V + \dot{h}_{Ao} + (\dot{h}_R - \dot{h}_B) \quad \text{Gl. 46}$$

sowie

$$\dot{h}_{Au} = \dot{h}_R - \dot{h}_B \quad \text{Gl. 47}$$

$\dot{h}_N$ = Niederschlagsrate, ist der Niederschlag an einem bestimmten Ort, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (mm/a),

$\dot{h}_V$ = Verdunstungsrate, ist die Wasserabgabe durch Verdunstung an einem bestimmten Ort, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (mm/a),

$\dot{h}_{Ao}$ = oberirdische Abflussrate, ist der Anteil des Abflusses, der den Bächen und Flüssen zufließt (mm/a), ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (mm/a),

$\dot{h}_{Au}$ = unterirdische Abflussrate, ist der Anteil des Abflusses, der in den Untergrund und in das Grundwasser übergeht, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (mm/a),

$\dot{h}_R$ = Rücklage, Vergrößerung des ober- und unterirdischen Wasservorrats, gemittelt über ein bestimmtes Gebiet, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (Zunahme des Grundwasservorrats) (mm/a),

$\dot{h}_B$ = Aufbrauch, Verkleinerung des ober- und unterirdischen Wasservorrats über ein bestimmtes Gebiet, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne (Abnahme des Grundwasservorrats) (mm/a).

Rücklage und **Aufbrauch** spielen besonders im Jahresrhythmus des Wasserhaushalts eine Rolle. Im humiden Klimabereich, zu dem auch Deutschland gehört, wird im Winterhalbjahr in der Regel mehr Grundwasser neu gebildet, da der Wasserverbrauch durch die Vegetation sowie die Verdunstung verringert ist. Außerdem verbraucht die Bevölkerung weniger Wasser, die Förderung in den Wasserwerken ist daher niedriger. Im Sommerhalbjahr ist dagegen der Aufbrauch größer, die Evapotranspiration höher, die Grundwasserneubildung also geringer.

Die mittlere jährliche Wasserbilanz Deutschlands (1961-1990) mit Wasserbedarfs- und Wasserverbrauchszahlen des Jahres 1983 zeigt die Abb. 36.

Aufgrund einer Empfehlung der World Meteorological Organisation WMO Genf wurde der Zeitraum 1931 bis 1960 für wasserwirtschaftliche Statistiken festgelegt. Die Werte für Deutschland sind, getrennt nach alten und neuen Bundesländern und ergänzt für den Zeitraum 1961 bis 1990, in Tab. 9 zusammengestellt.

Die Grundwasserneubildung ist in den neuen Bundesländern aufgrund geringerer Niederschläge wesentlich niedriger als in den alten Bundesländern; dies ist eine Folge des mehr kontinentalen Klimas in den neuen Ländern.

Im hydrologischen Zyklus, wie er durch die Gl. 44 beschrieben wird, erscheint der Wasserkreislauf als ein jetzzeitlicher Vorgang. Aus hydrogeologischer Sicht ist eine solche Betrachtung nicht exakt, da sich in den (heutigen) Grundwasservorkommen Altersfolgen mehrerer hydrologischer Zyklen summieren können. Ältester Zyklus sind

Tab. 9: Hydrologische Daten für Deutschland (BALKE et al., 2000).

	Einheit	Bundesländer alte	Bundesländer neue	Gesamtmittel	alle Bundesländer 1961 bis 1990
Niederschlag	mm/a	837	662	783	790
$\dot{h}_N$	l/(s · km ²)	26,5	21,0	24,8	25,0
Verdunstung	mm/a	319	517	518	492
$\dot{h}_V$	l/(s · km ²)	16,5	16,4	16,4	15,6
Gesamtabfluss	mm/a	318	145	265	298
$\dot{h}_A$	l/(s · km ²)	10,1	4,6	8,4	9,4
Abfluss, oberirdisch	mm/a	59	53	57	64
$\dot{h}_{Ao}$	l/(s · km ²)	1,9	1,7	1,8	2,0
Abfluss, unterirdisch (Grundwasserabfluss)	mm/a	254	90	204	229
$\dot{h}_{Au}$	l/(s · km ²)	8,1	2,0	6,5	7,3
Grundwasserabfluss in die Nachbarstaaten	mm/a	5	2	4	4
$\dot{h}_{AuNa}$	l/(s · km ²)	0,2	0,1	0,1	0,1

Bem.: $\dot{h} = 1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} = 1 \frac{\text{l}}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} = 0,03168 \frac{\text{l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$ sowie $1 \frac{\text{l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$

die in den Sedimenten enthaltenen synsedimentären fossilen Wässer, so genannte **konnate Wässer**, ferner die Grundwässer in größeren Tiefen, die schon – wie radioaktive Altersbestimmungen zeigen – längere Zeit dort verweilen, ohne am Wasserkreislauf beteiligt zu sein. Aus hydrogeologischer Sicht gliedern sich deshalb die Grundwässer in (Abb. 130):

- **Umsatzwässer** (auch: **meteorische Wässer**), welche jährlich oder in einer Periode weniger Jahre am Wasserkreislauf und dessen Umsatz beteiligt sind; sie zirkulieren in der Regel im oder über dem Niveau der Vorfluter (z.B. benachbarte Täler, morphologisch tiefer gelegene Gebiete).
- **Vorratswässer**, welche von Natur aus meist nicht in den periodischen Wasserkreislauf einbezogen sind und unterhalb des Niveaus der Vorfluter zirkulieren.
- **Tiefenwässer**, die länger als menschlich-historische Zeiten im Untergrund geblieben sind, also nicht am Wasserkreislauf beteiligt waren.

Statt „Tiefenwässer“ setzt sich mehr und mehr der neutralere Begriff „**Tiefe Grundwässer**“ durch. Mit den besonderen Eigenschaften dieser Wässer befassten sich EINSELE et al. (1983).

Eine genaue Abgrenzung zwischen den einzelnen Wassertypen ist vielfach nicht möglich. Im norddeutschen Flachland werden Grundwässer, die unter 250 bis 300 m unter Vorflutniveau liegen und einen hohen Salzgehalt aufweisen, als Tiefenwässer angesehen. Allerdings kann es bedingt durch spezielle hydrogeologische Situationen auch zur Aussüßung höher mineralisierter Wässer kommen. Ein solches Vorkommen wurde bei Paderborn erschlossen (GEYH & MICHEL, 1979). Der tiefere Untergrund gewinnt angesichts zunehmender Gefährdungen oberflächennaher Vorkommen für die Gewinnung nutzbaren Grundwassers mehr und mehr an Bedeutung (DVWK, 1987), aber (sofern aufgrund der geologischen Situation Gefährdungen ausgeschlossen sind) auch als Speicher oder Versenkraum für flüssige Abfälle oder Abwässer (AUST & KREYSING,

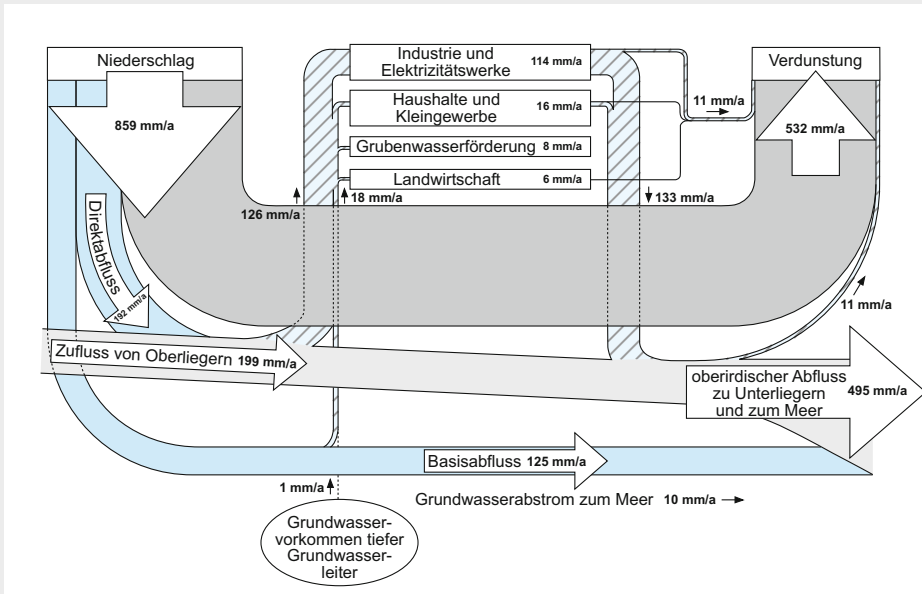


Abb. 36: Mittlere jährliche Wasserbilanz Deutschlands (1961-1990) mit Wasserbedarfs- und Wasserverbrauchszahlen des Jahres 1983 (nach JANKIEWICZ & KRAHE, 2003).

1978) und neuerdings auch als Injektionsraum für Kohlenstoffdioxid aus den Kraftwerken.

Aus der hydrologischen Grundgleichung ergibt sich, dass zur Klärung und Bewertung der Vorgänge im Grundwasser die Kenntnis hydrologischer Basisdaten (Niederschlag, Verdunstung und oberirdischer Abfluss) sowie hydrogeologischer Basisdaten (unterirdischer Abfluss, Rücklage, Aufbrauch) erforderlich ist. Die Messungen und Auswertungen hydrologischer Basisdaten erfolgt in fast allen Bundesländern durch die Meteorologischen und Gewässerkundlichen Dienste. Niederschlags- und andere klimatologische Daten werden in Deutschland vom Deutschen Wetterdienst, Offenbach/M., erfasst, der ein engmaschiges Netz von Mess- und Klimastationen unterhält und seine Ergebnisse in **Meteorologischen Jahrbüchern** veröffentlicht. Die oberirdischen Abflüsse werden von Gewässerkundlichen Dienststellen durch (Gewässer-) Pegel erfasst und die Messungen in **Gewässerkundlichen Jahrbüchern** des Bundes (Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz) und der Länder mitgeteilt. Eine

kartenmäßige Darstellung der relevanten hydrologischen Daten enthält der „Hydrologische Atlas von Deutschland“ (BUNR, 2003).

3.7.1 Grundwasservorratsänderungen

Unter Grundwasservorrat versteht man das Grundwasservolumen, das zu einem bestimmten Zeitpunkt in den speichernutzbaren Hohlräumen eines Grundwasserleiters enthalten ist. Bei der Erörterung der hydrologischen Grundgleichung (Abschn. 3.7, Gl. 44) wurden im Zusammenhang mit dem unterirdischen Abfluss die Faktoren **Rücklage** $\dot{h}_R$ und **Aufbrauch** $\dot{h}_B$ eingeführt:

$$\dot{h}_N = \dot{h}_{Ao} + \dot{h}_V + (\dot{h}_R - \dot{h}_B) \quad (\text{Gl. 46})$$

Sofern also keine Änderungen der Abflussverhältnisse durch menschliche Eingriffe in den

Wasserkreislauf verursacht werden, bleibt das im Untergrund gespeicherte Grundwasservolumen (Grundwasservorrat) im langjährigen Mittel gleich. Die Differenz ($h_R - h_B$) ist konstant. Die Zeiten höherer Grundwasserneubildung stehen in einem dynamischen Gleichgewicht mit solchen natürlicher Grundwasserverlusten (z. B. höheren Abflusses und Evapotranspiration bei ausbleibenden Niederschlägen).

Bei **Wasserbilanzbetrachtungen** für kürzere Zeiträume müssen jedoch die natürlichen Vorratsänderungen berücksichtigt werden. Schon im Jahresrhythmus entstehen solche Änderungen. Geringeren Sommerniederschlägen zusammen mit höheren Evapotranspirationsraten stehen vielfach höhere Winterniederschläge mit geringeren Verdunstungen gegenüber. Auch sind die Bilanzen mehrerer Wasserhaushaltsjahre nicht gleich. Die Größe der **Grundwasservorratsänderungen** ΔV (m^3) hängt ab vom Speichervolumen, sie wird durch den Speicherkoeffizienten S (Abschn. 3.3.6), die Größe der Standrohr-(Grundwasser-)spiegeldifferenzen Δh (m) und die Fläche A (m^2) des betrachteten Gebietes bestimmt:

$$\Delta V = \Delta h \cdot S \cdot A \quad \text{Gl. 48}$$

- ΔV = Grundwasservorratsänderung (m^3),
- Δh = Standrohrspiegeldifferenzen der Grundwassermessstellen (m),
- S = Speicherkoeffizient (1),
- A = Fläche des betrachteten Gebietes (m^2).

Die Bestimmung des Grundwasservorrats hat nicht nur eine theoretische, sondern auch eine wesentliche praktische Bedeutung. Wasserwerke haben nämlich unterschiedliche Fördermengen. Im Sommer ist der (Spitzen-)Wasserbedarf meist 1,5 bis 2 mal höher als im Winter. Die Deckung des Spitzenverbrauchs ist nur möglich, wenn die **Grundwasserspeicherkapazitäten** und damit also die Differenz ($h_{RI} - h_{AB}$) ausreichend groß sind. Aufgabe des Hydrogeologen ist es dabei zu untersuchen, ob die erforderlichen Spitzenförderungen von Wassergewinnungsanlagen gegenüber der mittleren Entnahme möglich sind. Dementsprechend werden die Gewinnungsanlagen auszuliegen sein (Abschn. 4.1.2).

Rücklage und Aufbrauch werden auch durch Anlage von Talsperren, Hochwasserrückhaltebe-

cken und Gewässerregulierungen beeinflusst. Solche wasserwirtschaftlichen Maßnahmen haben ebenfalls ihre Auswirkungen auf die natürlichen Grundwasservorratsänderungen, stellen Eingriffe in den Grundwasserhaushalt dar und müssen bei den Wasserbilanzen berücksichtigt werden.

3.7.2 Niederschlag

Grundwasser entsteht weitgehend aus versickern den Anteilen der Niederschläge. Örtlich kann es unter bestimmten Voraussetzungen auch durch Uferfiltrat aus oberirdischen Gewässern gebildet werden (Abschn. 3.4.2).

3.7.2.1 Definition

Je nach Temperaturverhältnissen bewegen sich oder gelangen die Niederschläge in Form von Regen, Schnee, Graupel, Hagel, Nebelnässen, Tau oder Reif infolge der Schwerkraft zur Erdoberfläche. **Regen** ist im Klimabereich Deutschlands die verbreitetste Form des Niederschlags. Je nach Intensität werden Niederschläge als schwach ($< 2,5 \text{ mm/h}$), mäßig ($2,6 \text{ bis } 7,5 \text{ mm/h}$) oder stark ($> 7,5 \text{ mm/h}$) bezeichnet. Der Niederschlagsintensität $\dot{h}_{Ni}$ kommt hydrogeologisch eine erhebliche Bedeutung zu. Kurze, intensive Regenfälle (Schauer) fließen oberirdisch schnell ab, besonders in Gebieten, deren Oberfläche morphologisch stärker gegliedert (bergig oder hügelig) ist. Bei Dauerniederschlägen ist die Zeitdauer zum Einsickern des Niederschlagswassers in den Untergrund ausgedehnter und der Anteil für die Grundwasserneubildung höher. **Schnee** ist die häufigste Form des festen Niederschlags und kommt bei Lufttemperaturen zwischen $\vartheta = -40 \text{ }^\circ\text{C}$ und $\vartheta = +5 \text{ }^\circ\text{C}$ vor, am häufigsten bei Temperaturen um $\vartheta = 0 \text{ }^\circ\text{C}$. Hydrogeologisch ist eine Schneedecke in den Wintermonaten deshalb von Bedeutung, weil vor allem langsam abtaunender Schnee die Grundwasservorräte nachhaltiger ergänzt als die gleiche Niederschlagsmenge in Form von Regen. **Graupel, Hagel, Reif, Nebelfrost und Tau** können bei hydrogeologischen Betrachtungen vernachlässigt werden, da sie quantitativ unerheblich sind. Der gefallene oder abge-

3 setzte Niederschlag kann vorübergehend an Pflanzenoberflächen gespeichert werden, dies wird als **Interzeption** bezeichnet. Das Wasservolumen des durch Interzeption gespeicherten Niederschlags, ausgedrückt als Wasserhöhe in einer Betrachtungszeitspanne, ist die **Interzeptionsrate**.

3.7.2.2 Messung

Die Messung der auf eine Fläche fallenden Niederschläge erfolgt durch Auffanggefäße (**Niederschlagsmessgerät** nach HELLMANN, 1885, 1892, 1897) (GÜNTHER HELLMANN, deutscher Meteorologe, 1854–1939), die in Wetterstationen (in Deutschland etwa 4 000) in einer Höhe von 1 m über der Erdoberfläche, unbeeinflusst von Hindernissen (Bäumen, Häusern usw.) aufgestellt werden. Ihre Auffangfläche ist 200 cm² groß. Schnee wird in den gleichen Gefäßen aufgefangen, mit Calciumchlorid (CaCl₂) zum Schmelzen gebracht und das geschmolzene Wasservolumen gemessen. Für die kontinuierliche Registrierung der Niederschläge werden selbstschreibende Regenmesser (**Niederschlagsschreiber**) eingesetzt, wodurch eine zeitliche und mengenmäßige Bestimmung der Niederschlagsintensität (Niederschlagsrate, z.B. mm/h) möglich ist. Zur Messung der Niederschläge über längere Zeiträume werden **Niederschlagssammler** (Totalisatoren) verwendet, wenn häufige Messungen nicht ausgeführt werden können (z.B. in unzugänglichem Gelände).

Alle Niederschlagsmessungen werden auf ihre Plausibilität überprüft, da zunehmend messtechnische Probleme aufgrund lokaler Besonderheiten erkannt werden.

Als **Niederschlagsrate** $\dot{h}_N$ wird der Niederschlag an einem bestimmten Ort bezeichnet, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne. Die Niederschlagsrate wird in (mm/a) angegeben (1 mm/a = 1 l/(m²·a)). Eine **Gebietsniederschlagsrate** ist die Niederschlagsrate gemittelt über ein bestimmtes Gebiet. Dagegen versteht man unter dem **Niederschlagsgebiet** ein Gebiet, das von einem Niederschlagsereignis betroffen ist. Die **Niederschlagsspende** stellt den Quotienten aus dem Volumen des Niederschlages und

dem Produkt der dazugehörigen Fläche und der Zeit dar.

3.7.2.3 Darstellung

Je nach Untersuchungsziel werden die Niederschlagsraten als Tagessummen, Dekadensummen, Monatssummen, Jahressummen oder Summenlinien dargestellt und ausgewertet (Abb. 37). Für längere Zeiträume werden langjährige Mittel gebildet (in Deutschland für die Jahre 1891 bis 1930, 1931 bis 1960 oder 1891 bis 1960; KELLER, 1978/79). Die an einem Ort gemessene Niederschlagsrate gilt exakt nur für diesen Punkt. Für lokale Untersuchungen genügt es häufig, die Ergebnisse der nächstgelegenen Station auszuwerten. Für großräumige Untersuchungen, z.B. bei regionalen Betrachtungen des Grundwasserhaushalts, müssen dagegen die Gebietsniederschläge erfasst werden und die Messergebnisse mehrerer Stationen über die Fläche interpoliert werden. Die Ermittlung der **Gebietsniederschlagsrate** erfolgt durch THIESEN-Polygone. Durch Errichten von Mittelsenkrechten auf den Verbindungslinien der Messstationen M_x werden die Teilflächen des betrachteten Gebiets A_x verhältnismäßig den Messstationen mit den jeweiligen Niederschlagsraten $\dot{h}_{N_x}$ zugeordnet, sodass sich der Gebietsmittelwert $\dot{h}_{NGm}$ für die Abb. 38 nach folgender Gleichung errechnet:

$$\dot{h}_{NGm} = \frac{A_1 \cdot \dot{h}_{N1} + A_2 \cdot \dot{h}_{N2} + A_3 \cdot \dot{h}_{N3} + \dots}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots} \quad \text{Gl. 49}$$

- $\dot{h}_{NGm}$ = Gebietsmittelwert der Niederschlagsraten (mm/a),
- $A_{1,2,\dots}$ = Teilfläche 1, 2, ... des betrachteten Gebietes (m²),
- $\dot{h}_{Ni}$ = Niederschlagsrate in der Teilfläche 1, 2, 3 usw. (mm/a).

In Gebieten mit starkem Oberflächenrelief (z. B. Gebirgen) ist dieses Verfahren allerdings meist ungenau. Zweckmäßigerweise werden in solchen Fällen **Isohyetenkarten** angefertigt, Karten mit Linien gleicher Niederschlagsraten. Entsprechend der Morphologie kommt es zu einer unterschiedlichen Niederschlagsverteilung. So lässt sich z.B. der Harz aus der Isohyetenkarte

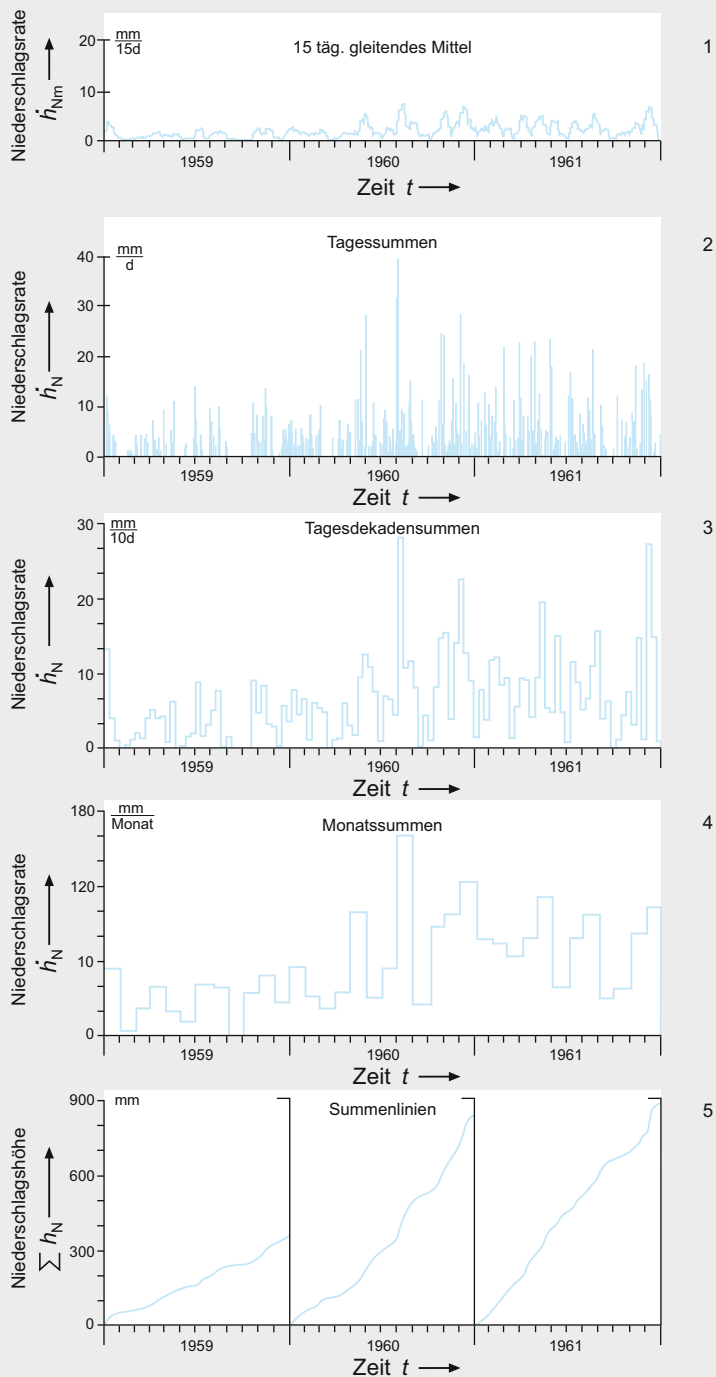


Abb. 37: Darstellungsarten der Niederschlagsraten $\dot{h}_N$ (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

3

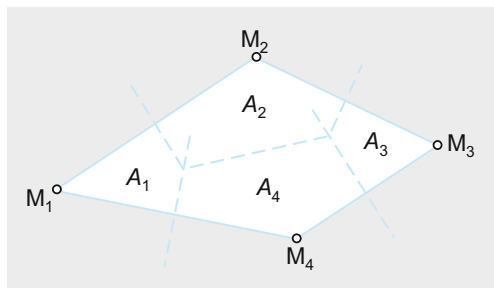


Abb. 38: Ermittlung der Gebiets-Niederschlagsrate $\dot{h}_{NA}$ mit Hilfe von THIESSEN-Polygonen (THIESSEN, 1911).

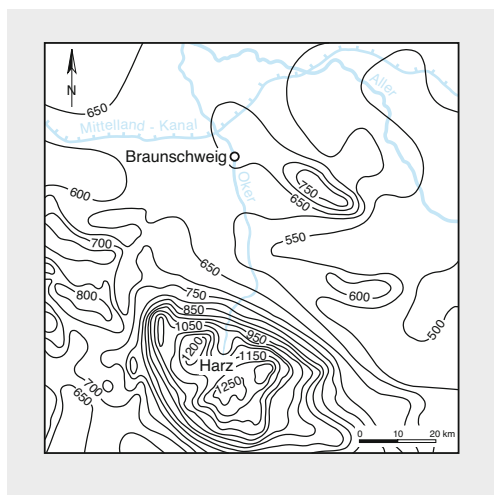


Abb. 39: Isohyeten-Karte – Niederschlagsrate $\dot{h}_N$ in mm/a (RICHTER & LILICH, 1975).

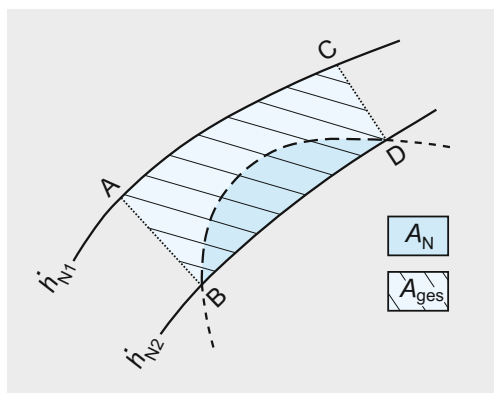


Abb. 40: Ermittlung der mittleren Niederschlagsrate $\dot{h}_{NAm}$ eines Gebietes A_N aus der Isohyetenkarte.

(Abb. 39) gut erkennen. Aus solchen Karten können unter Berücksichtigung der durch Planimetrierung in der Karte gemessenen Teilfläche A_N ebenfalls Gebietsmittel der Niederschlagsraten $\dot{h}_{NAm}$ von Teilflächen ermittelt werden (Abb. 40):

$$\dot{h}_{NAm} = \frac{A_N}{A_{ges}} \cdot \frac{\dot{h}_{N1} - \dot{h}_{N2}}{2} + \dot{h}_{N2} \quad \text{Gl. 50}$$

$\dot{h}_{NAm}$ = Gebietsmittel der Niederschlagsraten (mm/a),

A_N = Teilfläche zwischen den Isohyeten $\dot{h}_{N1}$ und $\dot{h}_{N2}$ (m^2),

A_{ges} = Gesamtfläche zwischen den Isohyeten $\dot{h}_{N1}$ und $\dot{h}_{N2}$, von der A_N eine Teilfläche ist (m^2),

$\dot{h}_{N1}, \dot{h}_{N2}$ = Niederschlagsraten der benachbarten Isohyeten
(Bedingung: $\dot{h}_{N1} \leq \dot{h}_{N2}$) (mm/a).

Zur Darstellung regionaler Trocken-/Feuchte-Verhältnisse wird auch der **mittlere Trockenheitsindex** T_r mit der Einheit (mm/(°C·a)) für Deutschland errechnet und in Klimatabellen aufgeführt:

$$T_r = \frac{\dot{h}_{NAm}}{\vartheta_{am} + \vartheta_{10}} \cdot \frac{n_{dNAm}}{n_{120}} \quad \text{Gl. 51}$$

T_r = mittlerer Trockenheitsindex (mm/(°C·a)),

$\dot{h}_{NAm}$ = mittlere jährliche Niederschlagsrate (mm/a),

ϑ_{am} = mittlere jährliche Lufttemperatur (°C),

ϑ_{10} = Konstante = 10 °C,

n_{dNAm} = mittlere jährliche Anzahl der Niederschlagstage mit einer Niederschlagsrate $\dot{h}_N \geq 0$ mm/d (1),

n_{120} = Konstante = 120 = mittlere jährliche Anzahl der Niederschlagstage mit einer Niederschlagsrate $\geq 1,0$ mm/d für das ehemalige deutsche Reichsgebiet (1).

Der Trockenheitsindex fasst in einem Ausdruck Niederschlags- und Temperaturverhältnisse, die für Land- und Wasserwirtschaft wichtigsten natürlichen Klimafaktoren zusammen. Je niedriger die errechnete Zahl, desto trockener ist das Klima. In Deutschland gleicht die räumliche Verteilung des Trockenheitsindex weitgehend der des

Niederschlags, weil dieser das überlagernde Element bildet. Dementsprechend findet man auch eine von der Morphologie abhängige Höhenverknüpfung des Trockenheitsindex wieder: Höheren Werten in hoch gelegenen Gebieten stehen kleinere Werte in Niederungen gegenüber. In Hessen weisen z.B. die Kuppen des Rothaargebirges mit Trockenheitsindizes über $100 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{a})$ hohe, der Vogelsberg und der Hoch-Taunus mit Trockenheitsindizes über $80 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{a})$ sowie der Spessart und der Meißner mit Trockenheitsindizes um $60 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{a})$ mittlere Indizes auf, die niedrigsten Trockenheitsindizes unter $25 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{a})$ die Oberrheinebene.

In der Bodenkunde wird die Klimafeuchte durch die **Klimatische Wasserbilanz (KWB)** gekennzeichnet. Darunter ist die Differenz aus Niederschlagsrate $\dot{h}_N$ und potenzieller Evapotranspirationsrate $\dot{h}_{ETp}$ (Abschn. 3.7.3) zu verstehen: $\dot{h}_{KWB} = \dot{h}_N - \dot{h}_{ETp}$. Positive Werte bedeuten Wasserüberschuss, negative Wassermangel.

3.7.3 Verdunstung

Ein beträchtlicher Teil des Niederschlags geht früher oder später – bei Temperaturen unterhalb der Siedetemperatur – vom flüssigen oder festen in den gasförmigen Zustand (Wasserdampf) über. Bei Energiezufuhr, z.B. durch Sonneneinstrahlung, nimmt nämlich die Bewegung der Wassermoleküle und damit ihre kinetische Energie zu. Sie können infolgedessen die Wasseroberfläche verlassen und als Dampf in die überlagernde Luft übertreten. Die Verdunstungsvorgänge beruhen somit auf einem physikalischen Ungleichgewicht. Die Zahl der übertretenden Wassermoleküle hängt von dem (lufttemperaturabhängigen) Sättigungsdefizit der Luft ab, d.h., ob die (temperaturabhängige) Luftfeuchtekapazität erreicht ist oder nicht. Damit wird die Verdunstung über freien Flächen bestimmt durch die Lufttemperatur bzw. das Temperaturgefälle Wasser (bzw. Boden) – überlagernde Luft, außerdem auch durch die Bewegung der Luft, welche über der Geländeoberfläche infolge der Verdunstung mit Wasser (-Molekülen) angereichert ist. Zusammenfassend bestimmen folgende Faktoren die Verdunstung:

- Sonneneinstrahlung als Energiequelle,

- Lufttemperatur, die ihrerseits von der Sonneneinstrahlung abhängt,
- Luftfeuchtigkeit und damit Sättigungsdefizit der Luft,
- Windbewegung, vor allem deren Turbulenz und damit die stärkere Durchmischung der Luft.

Diese **Verdunstungsverluste** bewirken, dass im gemäßigten Klimabereich nur ein Teil des Niederschlags ober- oder unterirdisch abfließt. So wichtig die Kenntnis der Verdunstung oder Evapotranspiration hydrologisch und hydrogeologisch ist, so schwierig ist ihre quantitative Erfassung. Im Gegensatz zu den Messgrößen Niederschlagsrate und Abflussrate, die messtechnisch relativ leicht erfassbar sind, ist die Bestimmung der **Verdunstungsrate** ein noch nicht befriedigend gelöstes Problem. Darüber darf auch nicht hinwegtäuschen, dass in der gewässerkundlichen und klimatologischen Praxis oft recht genaue Werte in Ansatz gebracht werden, zumal diese häufig nur aus der Differenz der Niederschlagsrate und der Abflussrate errechnet werden. Eine Übersicht der gängigen Ermittlungen stellt DVWK (1996) zusammen.

3.7.3.1 Definition

Bei Wasserhaushaltsbetrachtungen wird zwischen der **potenziellen** und der **tatsächlichen** (aktuellen) **Verdunstung** unterschieden. Unter einer potenziellen Verdunstung ist die maximal mögliche Verdunstungsrate zu verstehen, die sich unter bestimmten meteorologischen Bedingungen über einer Oberfläche ergibt. Unter der tatsächlichen Verdunstung versteht man die Verdunstung, die sich unter gegebenen meteorologischen Bedingungen von einer nicht ausreichend wasserversorgten Oberfläche ergibt. Der Grad der tatsächlichen Verdunstung hängt damit wesentlich von der Energiezufuhr und dem aktuellen Angebot an Wasser ab. Von einer trockenen Fläche kann nichts verdunsten, selbst wenn noch soviel (Wärme-) Energie vorhanden ist; über einer freien Wasserfläche wird dagegen in der Regel eine maximale Verdunstung erfolgen, da genügend Wasser vorhanden ist.

Die **Evaporation** lässt sich in mehrere Glieder aufteilen: Die Verdunstung von der unbewachse-

3 nen Erdoberfläche wird **Bodenverdunstung**, diejenige von freien Wasserflächen **Seeverdunstung** und die von auf Pflanzenoberflächen zurückgehaltenem Niederschlag (biotische Prozesse ausgeschlossen) **Interzeptionsverdunstung** genannt. Die Verdunstung von einer unbewachsenen Oberfläche hängt von der ein- und ausgestrahlten Sonnenenergie, der Lufttemperatur, der Luftfeuchte, der Gelände- sowie der Untergrundbeschaffenheit ab. Sie ist ein rein physikalischer, kinetischer Prozess, der in erster Linie durch den Wärmehaushalt des Wasserkörpers oder der Schnee- bzw. Eisdecke bestimmt wird. Die Evaporation von freien Oberflächen (meist Wasserflächen) spielt bei (Grund-) Wasserhaushaltsüberlegungen quantitativ eine untergeordnete Rolle, da im Binnenland die Erdoberfläche meistens von Vegetation überzogen ist. Bei der Evaporation aus der festen Phase (Eis, Schnee) ohne flüssige Zwischenphase spricht man von **Sublimation**.

Die **Interzeption** bedeutet lediglich das vorübergehende Speichern von gefallenem und abgesetztem (durch Kondensation oder Sublimation) Niederschlag an Pflanzenoberflächen.

Die **Transpiration** bezeichnet die Verdunstung von Pflanzenoberflächen aufgrund biotischer Vorgänge.

Die **Evapotranspiration** setzt sich aus der Bodenverdunstung, der Interzeptionsverdunstung und der Transpiration zusammen. Sie berücksichtigt alle Faktoren der Evaporation und zusätzlich die wirksamen Faktoren der Vegetation. Die Evaporation ist somit nur ein Teil der Evapotranspiration. Nach LIEBSCHER (1982) werden bei einer Niederschlagsrate von 873 mm/a und einer Verdunstungsrate von 519 mm/a in Deutschland (westliche Bundesländer) 371 mm/a durch Transpiration der Pflanzen verdunstet, das entspricht ca. 62 % des Niederschlags. In den östlichen Bundesländern beträgt die Verdunstungsrate ca. 78 % der Niederschlagsrate. Die Evapotranspiration wird zwar letztlich durch die gleichen physikalischen Faktoren bestimmt wie die Evaporation über einer freien Fläche, doch wirken sich noch zusätzliche **vegetations- und bodenbedingte Faktoren** aus. Unter den vegetationsbedingten Faktoren ist vor allem die Vegetationsart zu nennen. Auf Grünland z.B. ist die Verdunstung um bis zu 20 % größer als auf Ackerland, weil die Periode stärkerer Transpiration auf Grünland län-

ger (Mai bis Oktober) als auf Ackerland (Mai bis Juli) anhält. Auf unbedecktem Boden (Brache) sind Abfluss und Versickerung etwa zweimal höher als auf vegetationsbedecktem Boden, dementsprechend niedriger ist die Verdunstung.

Im Wald wird ein großer Teil des Niederschlags im Kronendach aufgefangen und verdunstet dort. Die Interzeptionsverdunstung von Wäldern schwankt zwischen 10 % (reiner Laubwald) und 40 % (reiner Nadelwald) des Freilandniederschlags (BRECHTEL, 1970). Nadelwälder haben vor allem wegen der größeren Oberfläche des Kronendachs eine höhere Interzeptionsverdunstung als Laubwälder. Außerdem assimiliert und transpiriert der Nadelwald, im Gegensatz zum Laubwald, während des gesamten Jahres, wenn auch im Winter deutlich weniger.

Generell ist die Verdunstung im Wald größer als auf landwirtschaftlich genutzten Flächen. BRECHTEL (1973) stellte durch Messungen in der Rhein-Main-Ebene fest, dass dort eine signifikante Grundwasserneubildung unter Waldbeständen nur außerhalb der Vegetationszeit, also zu einer Zeit, in der die Transpiration der Waldbäume reduziert ist, erfolgt. Weitere Werte teilten BRECHTEL & PAVLOW (1977) und BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990) mit.

Ebenso stark wie die vegetationsbedingten wirken sich die bodenbedingten Faktoren aus, wie die Zusammensetzung des Bodens und die daraus resultierenden Durchlässigkeitsverhältnisse (z.B. schlecht durchlässiger Ton oder gut durchlässiger Sand), die Feuchtigkeitsverhältnisse, die Tiefe der Durchwurzelung sowie die Oberflächenform (Kleinmorphologie). Die Bedeutung des Bodenwassergehalts für die Evapotranspiration wird unterschiedlich beurteilt und ist vermutlich bei unterschiedlicher Vegetation und Bodenbeschaffenheit ohnehin stark wechselnd.

Zusammenfassend ergeben sich folgende, für die Größe der Evapotranspiration maßgebende Faktoren:

- Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre für Wasserdampf,
- Wasserdampfabgabe über Pflanzen durch Transpiration, abhängig von der Vegetationsart,
- Zustand des Bodens, abhängig von dessen Beschaffenheit.

Die Berechnung der (tatsächlichen) Evapotranspirationsrate erweist sich als schwierig, zumal es wenig Möglichkeiten gibt zu kontrollieren, ob die Rechenwerte den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen, da die echten Verdunstungswerte nur selten zu erfassen sind.

3.7.3.2 Messung

Zur **direkten Messung** der Verdunstung werden u.a. folgende Methoden bzw. Geräte eingesetzt:

- Evaporimeter,
- Lysimeter,
- Messtunnel.

Bei **Evaporimetern** werden wassergetränkte poröse Körper (z.B. Fließpapier- oder Tonscheiben) der Verdunstung ausgesetzt. Die Messung erfolgt volumetrisch oder gravimetrisch. Hierzu gehört auch die „Briefwaage“ nach WILD, auf der sich (in Analogie zum HELLMANN-Niederschlagsmessgerät) eine 200 cm² große Schale mit Wasser befindet. Die verdunstete Wasserhöhe wird als Gewichtsverlust registriert (20 g Gewichtsverlust entsprechen 1 mm Verdunstungshöhe).

Eine besondere Form der Evaporimeter stellen die Verdunstungskessel dar, die es sowohl für den Betrieb an Land als auch auf freien Wasserflächen gibt. Hierbei wird der Wasserstand mittels eines Stechpegels oder einer elektrischen Registriereinrichtung bestimmt. Eine seit Jahrzehnten weltweit verbreitete Form stellt der **Landverdunstungskessel** „Class A-Pan“ des U.S. WEATHER BUREAU dar. Bei all diesen Methoden gilt es, den Einfluss des Niederschlags auf den Wasserstand zu berücksichtigen.

Allen Evaporimetern ist der Nachteil gemeinsam, dass ihre Messwerte nur in grober Näherung die tatsächliche Evapotranspiration derjenigen Land- oder Wasserflächen repräsentieren können, auf denen sie eingesetzt werden. In der Regel wird die tatsächliche Verdunstung durch Evaporimeter überschätzt (sog. „Oasen-Effekte“).

Lysimeter sind Anlagen zur Erfassung von Sickerwässern für Mengen- und Stoffbilanzen in Abhängigkeit von geologischen, klimatischen und ökologischen Bedingungen. Die tatsächliche Verdunstung wird aus der Differenz zwischen Niederschlagsrate und Sickerwasserrate be-

stimmt. Es handelt sich hierbei um mit gestörtem oder ungestörtem Boden gefüllte Behälter, wobei der Boden bewachsen oder unbewachsen sein kann. Das Sickerwasser wird aufgefangen und die Sickerwasserabflussrate (Abschn. 4.1.3.2) bestimmt. Außerdem kann das aufgefangene Wasser anschließend chemisch untersucht werden. Lysimeter sind für die Ermittlung der Grundwasserneubildung ein wichtiges Instrumentarium (FRIEDRICH, 1954, 1961).

Es gibt mehrere Lysimetertypen; einige Beispiele zeigt Abb. 41. Ausführliche Anweisungen sind den „Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern“ (DVWK, 1980) zu entnehmen. Zum Einbau wird ein 1,5 m bis 2 m tiefer Bodenkörper mit einer Oberfläche von 1 m² in seiner natürlichen Lagerung durch Ausgraben als Monolith freigelegt und mit einer Hülle (Blechmantel) versehen. Das durch den Monolithen versickernde Wasser wird durch eine entsprechende Einrichtung an dessen Sohle aufgefangen. Der Einbau erfolgt im freien Feld (Acker- oder Grünland). Um Messergebnisse und entsprechende Auswertungen auch für kurze Zeiträume zu erhalten, werden wägbare Lysimeter gebaut, wobei der Wassergehalt des Monolithen durch tägliches Wiegen gemessen wird. Die sich ändernden Wassergehalte können auch durch Neutronensonden ermittelt werden, sodass der Bau kostspieliger wägbarer Lysimeter entfallen kann. Als **Großlysimeter** werden solche mit Auffangflächen von mehr als 100 m² bezeichnet. Für Standorte mit oberflächennahem Grundwasser wird die Verdunstungsrate aus dem Grundwasser selbst mit besonderen **Grundwasserlysimetern** (SCHENDEL, 1968) erfasst. Methoden zur Auswertung von Lysimeteruntersuchungen, besonders durch EDV, beschrieb OLBRISCH (1975).

Die Bestimmung der Evapotranspirationsrate geht von der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung (Abschn. 4.1.3):

$$\dot{h}_N = \dot{h}_{Ao} + \dot{h}_V + (\dot{h}_R - \dot{h}_B) \quad (\text{Gl. 46})$$

aus. Die Anwendung auf nicht wägbare Lysimeter mit ebener Oberfläche führt unter der dann zulässigen Vernachlässigung der Rate des Oberflächenabflusses $\dot{h}_{Ao}$ und ohne Berücksichtigung des Speichergliedes $(\dot{h}_{R1} - \dot{h}_{Ab})$ zur vereinfachten Lysimeter-Gleichung:

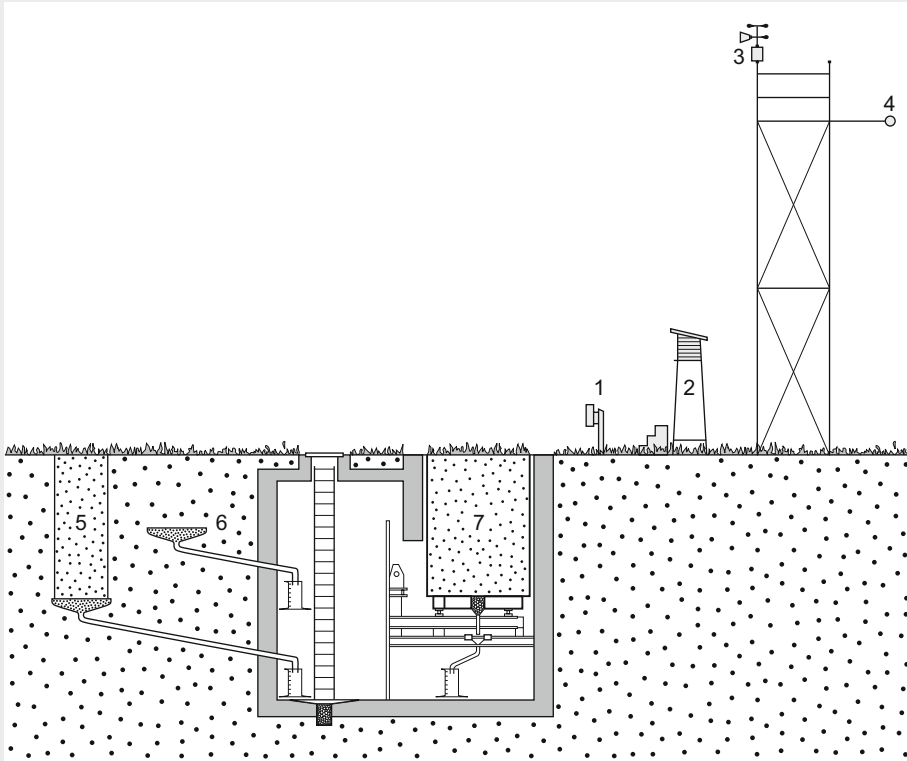


Abb. 41: Lysimetertypen (verändert nach SZABO & SZALAI, 1962)

(1 = Niederschlagsmessgerät, 2 = Klimahütte, 3 = Windwegschreiber, 4 = Strahlungsbilanzmesser, 5 und 6 = Lysimeter mit Gefäßmessung, 7 = wägbares Lysimeter).

$$\dot{h}_N = \dot{h}_{As} + \dot{h}_U \quad \text{Gl. 52}$$

$\dot{h}_N$ = Niederschlagsrate (mm/a),
 $\dot{h}_{As}$ = Sickerwasserrate des Lysimeters (mm/a),
 $\dot{h}_U$ = Differenz der Sickerwasserrate zur gleichzeitigen Niederschlagsrate $\dot{h}_N$ (mm/a).

Im langjährigen Mittel ist die Bodenwasservorratsänderung ($\dot{h}_{Rl} - \dot{h}_{Ab}$) vernachlässigbar klein. So ergibt sich:

$$\dot{h}_{Um} = \dot{h}_{Nm} - \dot{h}_{Asm} = \dot{h}_{Vm} \quad \text{Gl. 53}$$

$\dot{h}_{Um}$ = langjähriges Jahresmittel der Differenz zwischen der Niederschlagsrate $\dot{h}_{Nm}$ und der Höhe des Lysimeter-Sickerwasserabflusses $\dot{h}_{Asm}$ (mm/a),
 $\dot{h}_{Nm}$ = mittlere Niederschlagsrate (mm/a),
 $\dot{h}_{Asm}$ = mittlere Sickerwasserrate des Lysimeters (mm/a),
 $\dot{h}_{Vm}$ = langjähriges Jahresmittel der Verdunstungsrate (mm/a).

Das langjährige Jahresmittel der Differenz $\dot{h}_{Um}$ zwischen der Niederschlagsrate $\dot{h}_{Nm}$ und der Si-

ckerwasserrate des Lysimeters $\dot{h}_{Asm}$ kann somit dem langjährigen Jahresmittel der Verdunstungsrate $\dot{h}_{Vm}$ und damit (bei Bewuchs der Lysimeteroberfläche) der tatsächlichen Evapotranspirationsrate $\dot{h}_{ETt}$ gleichgesetzt werden. Bei kürzeren Zeitspannen müssen die Beträge der Bodenwassergehalte zu Beginn $\dot{h}_{W1}$ und am Ende $\dot{h}_{W2}$ der betrachteten Zeitspanne berücksichtigt werden (KLAUSING & SALAY, 1976):

$$\dot{h}_{As} = \dot{h}_N - \dot{h}_{Vt} + (\dot{h}_{W1} - \dot{h}_{W2})$$

Gl. 54

$$\dot{h}_{Vt} = \dot{h}_N - \dot{h}_{As} + (\dot{h}_{W1} - \dot{h}_{W2})$$

Gl. 55

- $\dot{h}_{As}$ = Sickerwasserrate des Lysimeters (mm/a),
- $\dot{h}_N$ = Niederschlagsrate (mm/a),
- $\dot{h}_{Vt}$ = tatsächliche Verdunstungsrate (mm/a),
- $\dot{h}_{W1}$ = Bodenwassergehalt/Infiltrationsrate zu Beginn der Zeitspanne (mm/a),
- $\dot{h}_{W2}$ = Bodenwassergehalt/Infiltrationsrate zum Ende der Zeitspanne (mm/a).

In der Tab. 10 sind als Beispiel Ergebnisse von Messungen der Lysimeteranlage in Gießen zu-

sammengestellt (SCHNEIDER, H., 1973). Sie machen die Abhängigkeit von $\dot{h}_{Um}$ oder $\dot{h}_{Vt}$ vom Boden (z.B. Löss) oder der Vegetation sowie der Jahreszeit deutlich. Im Lysimeter Gießen sind die Bodenkörper aufgefüllt.

Wenn auch die Sickerwasserraten $\dot{h}_{As}$ örtlich starke Unterschiede zeigen, so ergeben sich doch in langjährigen Mitteln recht deutliche Beziehungen. KLAUSING & SALAY (1976) stellten Jahresmittel (1967–1974) für $\dot{h}_{Nm}$, $\dot{h}_{Asm}$ und $\dot{h}_{Vm}$ von Lysimetern in Südhessen zusammen, wobei je eine Gruppe für leichte und schwere Böden gebildet wurde (Abb. 42). In beiden Gruppen kommt die beherrschende Rolle der tatsächlichen Verdunstung in einem flacheren Anstieg der Verdunstungsgeraden $\dot{h}_{Vm}$ gegenüber der Versickerungsgeraden $\dot{h}_{Asm}$ zum Ausdruck. Geringeres Rückhaltevermögen und damit geringeres Verdunstungswasserangebot bei gleichzeitig besserer Bodendurchlässigkeit kennzeichnet die Gruppe der leichteren Böden gegenüber der mit schweren Böden (Abb. 42).

Neuerdings stehen sog. **Messtunnel** für die Bestimmung der tatsächlichen Verdunstung von Grünflächen und nackten Böden zur Verfügung

Tab. 10: Messergebnisse in der Lysimeteranlage Gießen (SCHNEIDER, H., 1973).

Bodentyp (Messzeitraum)		Winterhalbjahr mm/6 Mon.	Sommerhalbjahr mm/6 Mon.	Jahresmittel mm/a
Sandboden (1948/66)	$\dot{h}_{Nm}$	290,9	361,5	652,4
	$\dot{h}_{Asm}$	276,4	206,4	482,8
	$\dot{h}_{Vtm}$	14,5	155,1	169,6
Lehmiger Sand (1948/62)	$\dot{h}_{Nm}$	280,0	353,0	633,0
	$\dot{h}_{Asm}$	202,5	87,9	290,4
	$\dot{h}_{Vtm}$	77,5	265,1	342,6
Humoser Boden (1948/66)	$\dot{h}_{Nm}$	290,9	361,5	652,4
	$\dot{h}_{Asm}$	213,0	110,4	323,4
	$\dot{h}_{Vtm}$	77,9	251,1	329,0
Löss, bewachsen (1956/66)	$\dot{h}_{Nm}$	304,8	380,5	685,3
	$\dot{h}_{Asm}$	166,8	29,0	195,8
	$\dot{h}_{Vtm}$	138,0	351,5	489,5
Löss, unbewachsen (1948/66)	$\dot{h}_{Nm}$	290,9	361,5	652,4
	$\dot{h}_{Asm}$	179,3	49,9	229,2
	$\dot{h}_{Vtm}$	111,6	311,6	423,2

- $\dot{h}_{Nm}$ = mittlere jährliche Niederschlagsrate
- $\dot{h}_{Asm}$ = Sickerwasserrate durch das Lysimeter im langjährigen Mittel
- $\dot{h}_{Vtm}$ = langjähriges Jahresmittel der tatsächlichen Verdunstungsrate

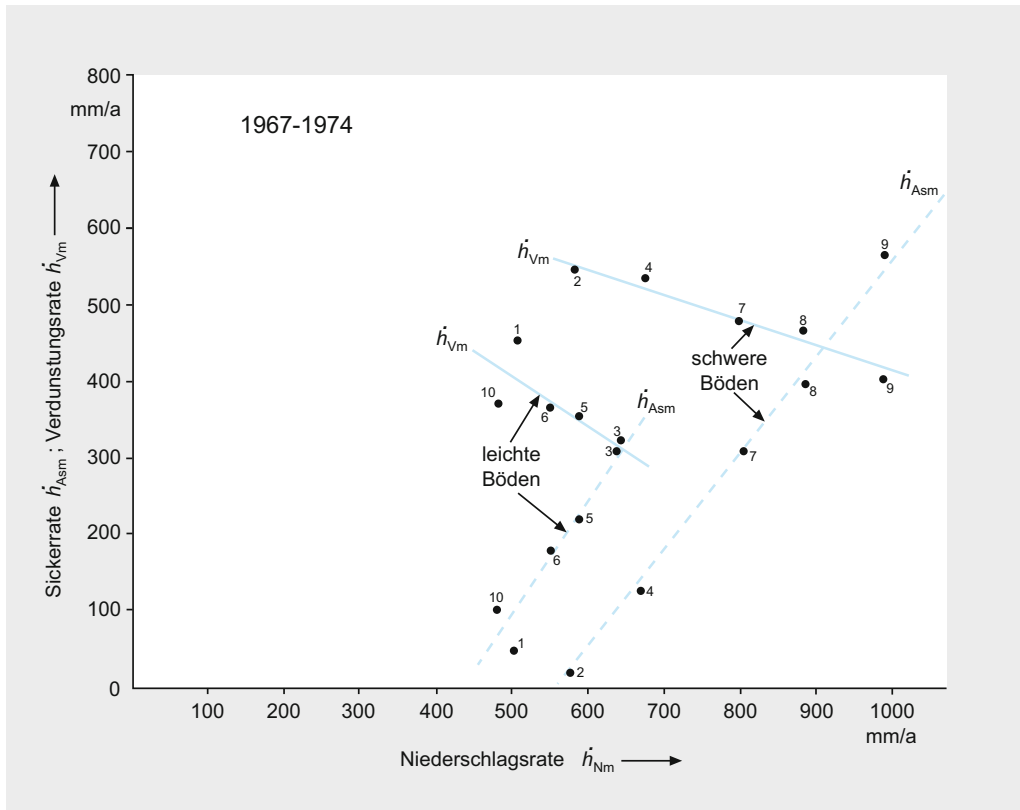


Abb. 42: Jahresmittel der Niederschlagsrate $\dot{h}_{\text{Nm}}$, Sickerwasserrate $\dot{h}_{\text{Asm}}$ und Verdunstungsrate $\dot{h}_{\text{vm}}$ 1967 bis 1974 nach Messungen an Lysimetern in Südhessen (verändert nach KLAUSING & SALAY, 1976).

(WERNER, 2000, WEIR et al., 2002), mit denen z.B. auch die Evaporation versiegelter Flächen direkt erfasst werden kann. Hier wird ein beidseitig offener 2 m langer und 0,5 m breiter Acrylglas-„Tunnel“ mit halbkreisförmigem Querschnitt für kurze Zeit periodisch abwechselnd auf zwei benachbarte Messflächen abgesenkt. Aus der **Feuchtezunahme** der (ventilierten) Luft zwischen Einlass- und Austrittsöffnung des Tunnels wird die Verdunstungsrate (mm/h) bestimmt.

Da die direkte Messung der Verdunstung und ihrer Teilgrößen nicht einfach ist, werden häufig empirische und physikalisch abgeleitete Methoden zur Bestimmung vertikaler Wasserdampfströme benutzt. Diese **indirekten Verfahren** der Verdunstungsermittlung benutzen insbesondere:

- Messmasten/-türme,
- Messbojen.

Speziell in Vegetationsbeständen von 0,5 bis 50 m Höhe über Grund werden entsprechend instrumentierte **Messmasten/-türme** errichtet, welche die Bestände deutlich überragen. In verschiedenen Höhen messen Sensoren verdunstungsrelevante meteorologische Parameter mit hoher zeitlicher Auflösung und Genauigkeit. Aus diesen Zeitreihen wird mittels physikalischer Gleichungen (meist über die vertikalen Energieströme) die tatsächliche Bestandsverdunstung bestimmt (KESSLER et al., 1988). Etwa seit 1990 tritt bei diesen sogenannten „aerodynamischen“ indirekten Verfahren zur Verdunstungsermittlung die Tur-

bulenz-Korrelations-Methode („**Eddy-Kovarianz-Methode**“ eddy: *engl.* Luftwirbel) in den Vordergrund (FOKEN, 2006). Als Turbulenzelemente gelten hier Luftvolumina in der Durchmesser-Größenordnung von Metern; die turbulenten Austauschvorgänge zwischen den Vegetationsbeständen und der darüber hinweg streichenden Luft werden durch Erfassung der Einzelemente in der Größenordnung von Sekunden bestimmt. Aus der „Beimengung“ Wasserdampf aller ausgetauschten Luftvolumina kann die tatsächliche Evapotranspirationsrate (mm/h) abgeleitet werden.

Sämtliche auf Messmasten oder -türme zurückgreifenden indirekten Verfahren zur Verdunstungsermittlung stellen an die horizontale Homogenität der Pflanzbestände hohe Ansprüche: Eine allseitige Bestandausdehnung von mehreren hundert Metern im Umkreis der Messstation bei ebenem Gelände gilt als unabdingbar.

Insbesondere zur Verdunstungsbestimmung an Kleingewässern (Binnenseen, Flüssen) werden schwimmende **Messbojen** eingesetzt. Eine bewährte Variante greift auf die Verdunstungsformel nach DALTON (1802) (britischer Naturforscher; 1766–1844) zurück (WERNER, 1987). Aus oberflächennaher Wassertemperatur sowie in 1 m Gerätehöhe gemessener Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit wird hier die tatsächliche Verdunstungsrate (mm/h) der freien Wasseroberfläche direkt bestimmt.

3.7.3.3 Bestimmungen

Für eine Berechnung der Evapotranspiration aus Klimafaktoren ist es zweckmäßig, diese zunächst ohne Berücksichtigung des tatsächlichen Wasserdargebots zu erfassen und somit die potenzielle (maximal mögliche) Evapotranspiration zu bestimmen. In einem zweiten Schritt wird dann der Einfluss eines zeitweise reduzierten Wasserangebots ermittelt, um so zur tatsächlichen Verdunstungsrate, der tatsächlichen (effektiven) Evapotranspiration zu gelangen.

Zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration $\dot{h}_{ETp}$ werden Klimafaktoren herangezogen. Es gibt zahlreiche empirische Gleichungen, ein Anzeichen dafür, wie unsicher solche Berechnungen sind. Eine ausführliche Darstellung mit der Angabe aller notwendigen Konstanten zur

Berechnung findet sich im DVWK-Merkblatt 238 (DVWK, 1996b).

3.7.3.3.1 Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration nach HAUDE

Die Gleichung nach HAUDE (1954, 1955) (WALDEMAR HAUDE, deutscher Meteorologe, 1898–1992) ist verhältnismäßig einfach; die notwendigen Berechnungswerte sind den Meteorologischen Jahrbüchern zu entnehmen. Sie berücksichtigt die relative Luftfeuchte (aktueller Dampfdruck in Prozent des Sättigungsdampfdruckes) eines Tages um 14 Uhr und die zugehörige Lufttemperatur. Andere Faktoren werden nicht erfasst, was eine Schwäche darstellt, die nur z.T. durch monatlich wechselnde Korrektur-Konstanten ausgeglichen wird:

$$\dot{h}_{ETp} = x \cdot p_{DS14} \cdot (1 - \phi_{14}) \quad \text{Gl. 56}$$

- $\dot{h}_{ETp}$ = potenzielle Evapotranspirationsrate (mm/d),
 x = Monatsmittel der Tageskoeffizienten (Korrektur-Konstante) (mm/(d·hPa)) (Tab. 11),
 p_{DS14} = Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 Uhr (hPa),
 ϕ_{14} = relative Luftfeuchte um 14 Uhr (1).

Der Sättigungsdampfdruck p_{DS14} (hPa) der Luft um 14 Uhr errechnet sich aus der MAGNUS-Gleichung (MAGNUS, 1844).

$$p_{DS14} = 6,03 \text{ hPa} \cdot 10^{\frac{7,45 \cdot \vartheta_{14}}{235^\circ \text{C} + \vartheta_{14}}} \quad \text{Gl. 57}$$

- p_{DS14} = Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 Uhr (hPa),
 ϑ_{14} = Lufttemperatur um 14 Uhr mittlerer Ortszeit (°C).

Die Monatsmittel der Tageskoeffizienten (Tab. 11) gelten unter der Annahme eines unbewachsenen Bodens bei konstantem Grundwasserflurabstand von 40 cm. Da diese Voraussetzung naturgemäß nicht immer gegeben und außerdem die Evapotranspiration je nach Vegetation unterschiedlich ist, hat SPONAGEL (1980) pflanzenspezifische Monatskoeffizienten aufgestellt. Die potenzielle Eva-

3

Tab. 11: Monatsmittel der Tageskoeffizienten x zur Berechnung der potenziellen Evapotranspirationsrate $\dot{h}_{ETp}$ nach HAUDE (1955).

	Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
x mm/(d·hPa)	0,26	0,26	0,33	0,39	0,39	0,37	0,35	0,33	0,31	0,26	0,26	0,26

potranspiration, die unter Standardbedingungen eintreten würde, wird in der DIN 19 685 konventionell nach HAUDE (1954/1955) ermittelt. Diese Norm enthält auch eine Tabelle, aus der der Sättigungsdampfdruck entsprechend der jeweils um 14 Uhr gemessenen Temperatur abzulesen ist, außerdem Hinweise zur Messung von Temperatur und relativer Luftfeuchte sowie zur Mittelwertbildung.

3.7.3.3.2 Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration nach SCHENDEL

SCHENDEL (1968) wandelte das HAUDE-Verfahren etwas ab:

$$\dot{h}_{ETp} = f_{Sch} \cdot \frac{\vartheta_{Mm}}{\varphi_{Mm}} \quad \text{Gl. 58}$$

$\dot{h}_{ETp}$ = potenzielle Evapotranspirationsrate (mm/Monat),
 f_{Sch} = 4,8 mm/(°C·Monat), SCHENDEL-Koeffizient,
 ϑ_{Mm} = Monatsmittel der Lufttemperatur (°C),
 φ_{Mm} = Monatsmittel der relativen Luftfeuchte (1).

Diese Gleichung gilt für längere Zeiträume. Auch hier sind die einzelnen Werte den Meteorologischen Jahrbüchern zu entnehmen.

Beispiele:

Beide Verfahren sind leicht anwendbar und lassen die Größenordnungen der Verdunstung und damit auch die potenzielle Evapotranspiration $\dot{h}_{ETp}$ mit hinreichender Genauigkeit ermitteln. In einem Beispiel sollen nachfolgend beide Verfahren verglichen werden, wobei die Werte für die Klimastation Marburg/Lahn aus dem Jahr 1971, jeweils Februar und Juni, dem Meteorologischen Jahrbuch (DEUTSCHER WETTERDIENST, Offenbach/M.) entnommen wurden.

Bestimmung nach HAUDE

Für den **Februar** wird eine relative Luftfeuchte von $\varphi_{14} = 74 \% = 0,74$ und eine mittlere Lufttemperatur von $\vartheta_{14} = 4,3^\circ\text{C}$ angegeben. Der Monatskoeffizient x für Februar wird der Tab. 11 entnommen ($x = 0,26 \text{ mm}/(\text{d} \cdot \text{hPa})$).

Der Sättigungsdampfdruck p_{DS14} (hPa) der Luft um 14 Uhr errechnet sich aus der MAGNUS-Gleichung:

$$p_{DS14} = 6,03 \text{ hPa} \cdot 10^{\frac{7,45-4,3^\circ\text{C}}{(235+4,3)^\circ\text{C}}} = 8,21 \text{ hPa} \quad (\text{Gl. 57})$$

Die potenzielle Evapotranspirationsrate wird nun wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned} \dot{h}_{ETp} &= 0,26 \frac{\text{mm}}{\text{d} \cdot \text{hPa}} \cdot 8,21 \text{ hPa} \cdot (1 - 0,74) \quad (\text{Gl. 56}) \\ &= 0,55 \frac{\text{mm}}{\text{d}} \cdot \frac{28 \text{ d}}{1 \text{ Monat}} \\ &= 15,4 \text{ mm/Monat} \end{aligned}$$

Für den **Juni** wird eine relative Luftfeuchte von $\varphi_{14} = 63 \% = 0,63$ und eine mittlere Lufttemperatur von $\vartheta_{14} = 17,9^\circ\text{C}$ angegeben. Der Monatskoeffizient für Juni ist $x = 0,37 \text{ mm}/(\text{d} \cdot \text{hPa})$.

Der Sättigungsdampfdruck p_{DS14} (hPa) der Luft um 14 Uhr errechnet sich aus der MAGNUS-Gleichung:

$$p_{DS14} = 6,03 \text{ hPa} \cdot 10^{\frac{7,45-17,9^\circ\text{C}}{(235+17,9)^\circ\text{C}}} = 20,31 \text{ hPa} \quad (\text{Gl. 57})$$

Für die potenzielle Evapotranspirationsrate ergibt sich folgender Wert:

$$\begin{aligned} \dot{h}_{ETp} &= 0,37 \frac{\text{mm}}{\text{d} \cdot \text{hPa}} \cdot 20,31 \text{ hPa} \cdot (1 - 0,63) \\ &= 2,78 \frac{\text{mm}}{\text{d}} \cdot \frac{30 \text{ d}}{1 \text{ Monat}} \\ &= 83,4 \text{ mm/Monat} \quad (\text{Gl. 56}) \end{aligned}$$

Bestimmung nach SCHENDEL

Für den **Februar** wird eine mittlere Lufttemperatur von $\vartheta_{Mm} = 2,7^\circ\text{C}$ und eine relative Luftfeuchte von $\varphi_{Mm} = 79\% = 0,79$ angegeben. Daraus errechnet sich die potenzielle Evapotranspirationsrate $\dot{h}_{ETp}$ wie folgt:

$$\dot{h}_{ETp} = 4,8 \frac{\text{mm}}{^\circ\text{C} \cdot \text{Monat}} \cdot \frac{2,7^\circ\text{C}}{0,79} = 16,4 \text{ mm/Monat} \quad (\text{Gl. 56})$$

Analog ergibt sich für den Monat **Juni** nach Einsetzen einer mittleren Lufttemperatur von $\vartheta_{Mm} = 14,5^\circ\text{C}$ und einer relativen Luftfeuchte von $\varphi_{Mm} = 76\% = 0,76$:

$$\dot{h}_{ETp} = 4,8 \frac{\text{mm}}{^\circ\text{C} \cdot \text{Monat}} \cdot \frac{14,5^\circ\text{C}}{0,76} = 91,6 \text{ mm/Monat} \quad (\text{Gl. 56})$$

Vergleichsweise errechnet sich die potenzielle Evapotranspirationsrate für Februar 1971 nach HAUDE zu 15,4 mm/Monat, nach SCHENDEL zu 16,4 mm/Monat; für Juni 1971 nach HAUDE zu 83,4 mm/Monat, nach SCHENDEL zu 91,6 mm/Monat. Die Werte nach HAUDE liegen also (um rd. 6 bis 9 %) niedriger als die nach SCHENDEL.

3.7.3.3.3 Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE

Das THORNTHWAITE-Verfahren (THORNTHWAITE & MATHER 1955) zur Errechnung der potenziellen Verdunstung geht ebenfalls von der Lufttemperatur aus, führt aber zusätzlich Korrekturen für die Tageslängen ein, die sich mit der geographischen Breite ändern. Die empirische Zahlenwertgleichung lautet:

$$\{\dot{h}_{ETp}\} = 1,6 \left(\frac{10 \{\vartheta_{Mm}\}}{\{I\}} \right)^{\{a\}} \quad (\text{Gl. 59})$$

$\dot{h}_{ETp}$ = potenzielle Evapotranspirationsrate (mm/Monat),
 ϑ_{Mm} = Monatsmittel der Lufttemperatur ($^\circ\text{C}$),
 $\{I\}$ = Wärmeindex = $\sum_1^{12} \left(\frac{\{\vartheta_{Mm}\}}{5} \right)^{1,514} \quad (1),$

$$\{a\} = \frac{0,9262188}{2,4232459 - \lg\{I\}}.$$

Die so berechneten Monatssummen gelten für Monatslängen von 30 Tagen und Tageslängen von 12 Stunden und müssen noch auf die volle Zeit umgerechnet werden (Verfahren bei R. KELLER, 1961, s. S. 55). Durch Anwendung eines Nomogramms (GRAY, 1970) wird die Berechnung wesentlich erleichtert. Da hier ausschließlich die Temperatur zur Berechnung der Verdunstung eingeht, sind die Ergebnisse nicht sehr zuverlässig.

3.7.3.3.4 Weitere Bestimmungen

RIJTEMA (1965) berücksichtigte neben meteorologischen auch bodenphysikalische und pflanzensoziologische Faktoren, TURC (1954) und nach ihm WENDLING (1972) wieder nur meteorologische, nämlich Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Globalstrahlung. SPONAGEL (1980) selbst stellte in längeren Versuchsreihen fest, dass die Ergebnisse von $\dot{h}_{ETp}$ nicht mit denen von $\dot{h}_{ETt}$ übereinstimmen, dass der Einfluss von Kulturpflanzen sehr unterschiedlich ist und $\dot{h}_{ETp}$ nach HAUDE um bis zu 60 % überschritten wurde. $\dot{h}_{ETp}$ hängt nicht nur von meteorologischen und pflanzenphysiologischen Verhältnissen, sondern auch von den physikalischen Eigenschaften des Bodens ab. Dabei ergab sich teilweise eine hohe Korrelation zwischen $\dot{h}_{ETt}$ als Funktion der HAUDE-Evapotranspiration und dem Bodenwassergehalt im durchwurzelten Bodenraum, bestimmt als nutzbare Feldkapazität (Abschn. 3.4.1).

Als international einheitlicher Standard zur Berechnung der potenziellen Evapotranspirationsrate gilt die auf einer Modellrechnung beruhende **Gras-Referenzverdunstung** (BUNR, 2003, Abschnitt Erläuterungen). Dazu wird der Verdunstungsvorgang auf der Grundlage physikalischer Einflussgrößen und unterschiedlicher Widerstände, mit denen Böden und Pflanzen Wasser zurückhalten, bestimmt. Zur Berechnung der Gras-Referenzverdunstungsrate werden die Verdunstungswiderstände für einen niedrigen Grasbestand von 12 cm Höhe eingesetzt, dem in seinem Wurzelraum unbegrenzt Wasser zur Verfügung steht. Im Allgemeinen können Pflanzen

3 bei einem Wasservorrat im durchwurzelten Boden zwischen 50 und 100 % der nutzbaren Feldkapazität (Abschn. 3.4.1) potenziell nutzen.

Nach verschiedenen (empirischen) Verfahren für das Maingebiet zwischen Frankfurt a. M. und Hanau ermittelte Verdunstungsraten ergaben: Potenzielle Verdunstungsraten nach HAUDE (1954/1955) 680 mm/a, nach PENMAN (1949) 625 mm/a, tatsächliche: Berechnung aus Niederschlag und Abfluss 550 mm/a, nach ALBRECHT (2003) 440 mm/a, Gras-Referenzverdunstung 596 mm/a. Danach gibt die Standardbestimmung offensichtlich ein gutes Mittel aus potenzieller und tatsächlicher Evapotranspirationsrate.

Die errechneten Gras-Referenzverdunstungsraten wurden in BUNR (2003) nach einem numerischen Verfahren von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) kartenmäßig dargestellt.

3.7.3.3.5 Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration aus Klimadaten größerer Zeiträume

Zur Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration $\dot{h}_{ETt}$ wird versucht, das Prinzip zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration $\dot{h}_{ETp}$ aus Klimadaten anzuwenden. Die Überlegungen gehen davon aus, dass zwar die Höhe der potenziellen Evapotranspiration aus Klimadaten an der Oberfläche errechnet wird, dass aber die tatsächliche Verdunstung von dem vorhandenen, begrenzten Wasserdargebot abhängt. Wenn nämlich kein Wasser vorhanden ist, kann trotz hoher potenzieller Evapotranspiration tatsächlich nichts verdunsten. So einfach dieses Konzept ist, so kompliziert erweisen sich die tatsächlichen Zusammenhänge. Unterschiedliche Luftbewegungen, verschieden hohe Niederschläge und Niederschlagsintensitäten, das lokale Kleinklima, sind schwer kalkulierbare Faktoren, die sich überdies noch gegenseitig beeinflussen. Um praktikable Werte zu erhalten, werden größere Zeiträume zusammengefasst.

Das THORNTHWAITE-Verfahren wurde von UHLIG (1959) eingehend beschrieben und von LILLICH et al. (1973) im Fuhrberger Feld nördlich von Hannover angewandt. Zunächst werden die Werte von Dekadensummen der Niederschlagsrate und der potenziellen Evapotranspirationsrate graphisch gegenübergestellt (Abb. 43), wobei sich aus der Differenz Zuwachs oder Verminde-

rung der Bodenfeuchte ergeben. Überwiegt die Niederschlagsrate gegenüber der potenziellen Evapotranspirationsrate, wird angenommen, dass die tatsächliche gleich der potenziellen Evapotranspirationsrate ist. Der die potenzielle Evapotranspirationsrate $\dot{h}_{ETp}$ übersteigende Anteil des Niederschlags dient zur Auffüllung der Bodenfeuchtigkeit bis zur maximalen Feldkapazität (Abschn. 3.4.1); der Rest, der reale Wasserüberschuss, versickert weiter in den Untergrund zum Grundwasser.

Ist dagegen $\dot{h}_{ETp} > \dot{h}_N$, ergibt sich ein potenzielles Wasserdefizit. Sind schon Defizite aus vorangegangenen Dekaden vorhanden, so gehen diese in die nachfolgenden Berechnungsverfahren ein.

In BUNR (2003) erfolgt die Bestimmung der tatsächlichen Verdunstungsrate nach dem BAGROV-Verfahren (GLUGLA & MÜLLER, 1997), das sich für die gegebenen Klimabedingungen in Deutschland als anwendbar erwiesen hat. Dazu werden mittlere jährliche Werte der Klimagrößen, nämlich korrigierte Niederschlagsrate $\dot{h}_{kor}$, maximale landnutzungsabhängige Verdunstungsrate $\dot{h}_{ETmax}$ und tatsächliche Verdunstungsrate $\dot{h}_{ETt}$ in einer Modellrechnung miteinander verknüpft.

3.7.4 Abfluss

Der Abfluss macht das Volumen aus, das vom Niederschlag nach der Verdunstung übrig geblieben ist. Dem oberflächigen Abfluss kommt im natürlichen Wasserhaushalt eine große Bedeutung zu, da dieser oberflächlich sichtbar und messbar ist. Demgegenüber ist der unterirdische Abfluss für die Trinkwasserversorgung bedeutsam.

3.7.4.1 Definition

Die dritte Größe in der hydrologischen Grundgleichung ist die **Abflussrate** $\dot{h}_A$, die nach LIEBSCHER (1982); BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990) in den alten Bundesländern im Mittel 318 mm/a ($\sim 38\%$ der mittleren Niederschlagsrate) und in den neuen Bundesländern im Mittel 145 mm/a ($\sim 22\%$) ausmacht. Der Abfluss eines oberirdischen Gewässers (Vorfluters) ist zu verschiedenen Zeiten unterschiedlich groß. Der charakteristische Gang des Abflusses eines Gewässers wird als

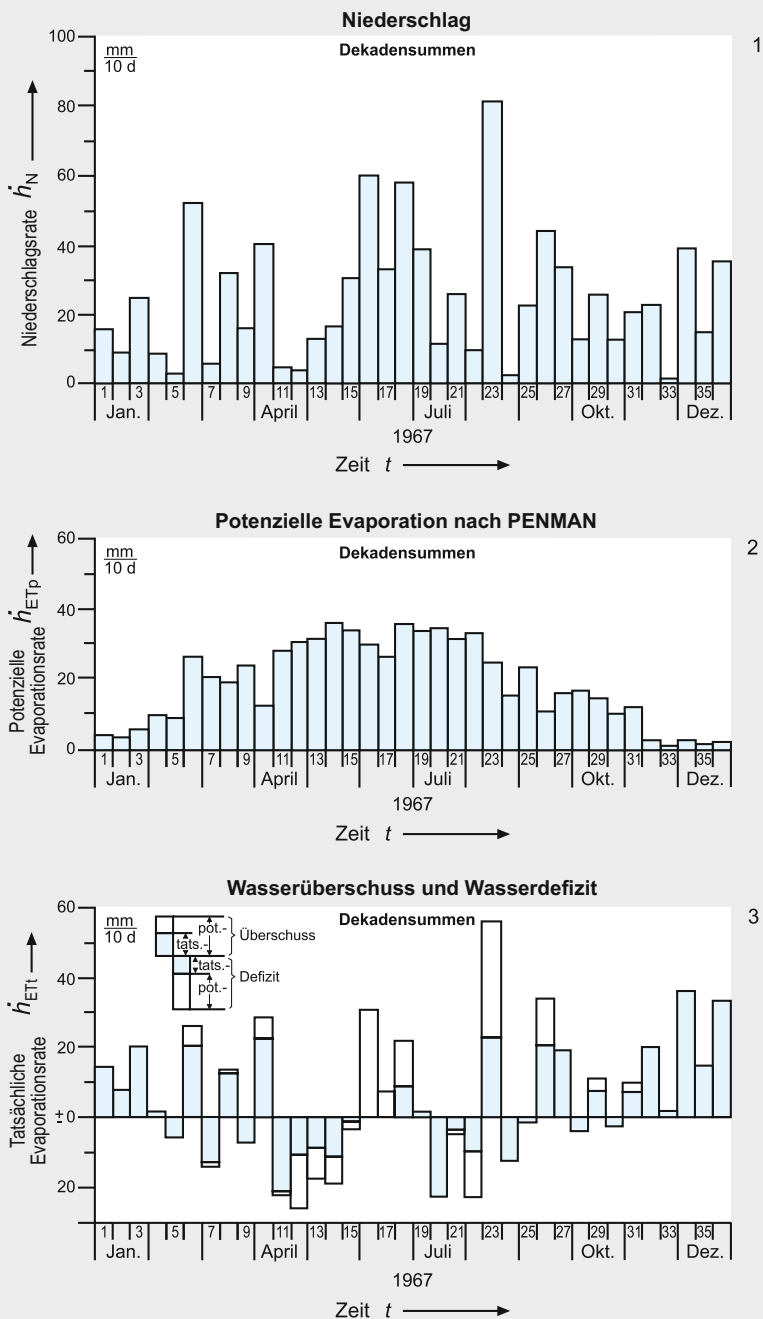


Abb. 43: Niederschlagsrate und potenzielle Evapotranspirationsrate nach PENMAN zur Ermittlung des Wasserüberschusses und Wasserdefizits für Ackerflächen (Fuhrberger Feld, nördlich von Hannover; nach LILLICH et al., 1973).

3 Abflussregime bezeichnet und wird durch die maßgebenden Regimefaktoren geprägt. **Regimefaktoren** sind einerseits die geogenen, also die klimatischen, geologischen, geomorphologischen und vegetationsbedingten und andererseits die anthropogenen Gegebenheiten des dem Gewässer zugehörigen Einzugsgebietes.

Der wichtigste Regimefaktor ist die Niederschlagsrate, ihre räumliche Verteilung und ihre Höhe in der Zeit (Niederschlagsintensität). Kürzere Schauer wirken sich anders aus als langfristige Regenfälle (Dauerregen). Ferner beeinflusst die Niederschlagsart (Regen oder Schnee) das Abflussverhalten, indirekt auch die Lufttemperatur und die Windbewegung, da durch diese die Verdunstung gesteuert wird.

Ein weiterer Regimefaktor ist die **Form des Einzugsgebiets** und dessen Relief. An steileren Abhängen vollzieht sich der Abfluss schneller als an flacheren. Dieser Faktor ist vor allem dann von Bedeutung, wenn der Untergrund schlecht durchlässig und eine größere Versickerungsdauer für die Ergänzung des Grundwasservorrats nötig ist. Deshalb werden (gelegentlich) in den hydrogeologischen Erläuterungen der Geologischen Karten 1:25 000 die Hangneigungen quantifiziert. Über den Neigungsmaßstab (in jeder TK 25 angegeben) werden dazu die Flächen gleicher Neigung (oder Neigungsgruppe) ausgehalten und planimetriert.

Beispiele:

TK 25 Blatt 4820 Bad Wildungen ($A = 129,8 \text{ km}^2$)
Anteil der Flächen mit Hangneigungen

Hangneigung	Einzugsgebiet km^2	Anteil der Flächen mit Hangneigung %
< 5 °	48,8	37,6
5 – 10 °	28,9	22,3
10 – 20 °	34,7	26,7
> 20 °	17,4	13,4

TK 25 Blatt 4620 Bad Arolsen ($A = 129,2 \text{ km}^2$)
Anteil der Flächen mit Hangneigungen

Hangneigung	Einzugsgebiet km^2	Anteil der Flächen mit Hangneigung %
< 5 °	77,4	59,9
5 – 10 °	29,3	22,6
10 – 20 °	18,0	14,0
> 20 °	4,5	3,5

Der Anteil der Flächen geringer Neigung (< 5 °) ist auf Blatt Bad Arolsen wegen des mäßigeren Reliefs größer, niedriger jedoch der Anteil hoher Neigung (> 20 °). Im Rheintal südlich Mainz, das ziemlich eben ist, kommen z.B. Hangneigungen > 5 ° kaum vor.

Die Durchlässigkeitsverhältnisse eines oberirdischen Einzugsgebiets werden durch die **Gewässerdichte** (mittlere Flusslänge pro Flächeneinheit in km/km^2) charakterisiert. Je durchlässiger und aufnahmefähiger der Untergrund im Einzugsgebiet des betrachteten Gewässers ist, desto geringer ist die Gewässerdichte, da der versickernde Anteil des Niederschlags (unterirdischer Abfluss h_{Au}) dem oberirdischen (Gewässer-) Abfluss fehlt.

Beispiel:

TK 25 Blatt 4820 Bad Wildungen: (Fläche $129,8 \text{ km}^2$, gesamte Gewässerlänge $139,7 \text{ km}$), Gewässerdichte $139,7 \text{ km}/129,8 \text{ km}^2 = 1,08 \text{ km}/\text{km}^2$;

TK 25 Blatt 4620 Bad Arolsen: (Fläche $129,2 \text{ km}^2$, Gewässerlänge 101 km), Gewässerdichte $101 \text{ km}/129,2 \text{ km}^2 = 0,78 \text{ km}/\text{km}^2$.

Die geringere Gewässerdichte des Gebietes Blatt Bad Arolsen ist auf bessere mittlere Durchlässigkeit zurückzuführen.

Im Einzugsgebiet der Lahn stellte TICHY (1951) eine Abfolge von besser durchlässigen (Buntsandstein-Folgen) zu schlechter durchlässigen (Kulmgrauwacken) Teileinzugsgebieten für Flächen mit Niederschlagsraten zwischen 600 und 700 mm/a fest (Tab. 12):

Schließlich ist als Regimefaktor die **Bodennutzung** zu nennen, nämlich der Anteil intensiv genutzter landwirtschaftlicher Flächen, der Wald-

Tab. 12: Abfolge der Gewässerdichte von besser durchlässigen (Buntsandstein-Folgen) zu schlechter durchlässigen (Kulmgrauwacken) Teileinzugsgebieten für Flächen mit Niederschlagsraten $\dot{h}_N$ zwischen 600 und 700 mm/a (TICHY 1951).

Teileinzugsgebiete	km/km ²
Buntsandstein-Folgen	0,35
Basalte	0,55
Basaltschutt	0,65
Mitteldevonische Tonschiefer	0,85
Kulmgrauwacken	1,30

anteil (Verdunstung) und der Anteil besiedelter Flächen (Versiegelung) (Tab. 13). Die Art der Bodennutzung (Grünland, Ackerland, Wald) übt darüber hinaus einen wesentlichen Einfluss auf die Grundwasserneubildung aus (RENGER & STREBEL, 1980).

3.7.4.2 Messung

Für Wasserbilanzen ist die möglichst genaue Messung des Abflusses erforderlich. Dabei sind – je nach Untersuchungsziel – drei Größen zu unterscheiden (in Anlehnung an die DIN 4049-3):

- **Abflussrate $\dot{h}_A$:** Gesamter Abfluss an einem bestimmten Ort, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer Betrachtungszeitspanne. Einheit: mm/a (Hydrologische Betrachtung).
(... rate = Quotient aus ...höhe und der betrachteten Zeitspanne, nach DIN 4049-1),

- **Abfluss $\dot{V}_A$:** Wasservolumen, das eine Querschnittsfläche in der Zeiteinheit durchfließt und einem Einzugsgebiet zugeordnet werden kann. Einheit: l/s oder m³/s;
(...fluss = Volumen je Zeiteinheit, nach DIN 4049-1),
- **Abflussspende $\dot{h}_{AW}$:** Ist der Quotient aus Abfluss $\dot{V}_A$ und Fläche A des zugeordneten Einzugsgebietes (Abfluss pro Fläche). Einheit: l/(s·km²) (wasserwirtschaftliche Betrachtung);
(...spende = Quotient aus ...fluss und der Fläche des betrachteten Gebietes, nach DIN 4049-1).

$$\dot{h}_{AW} = \frac{\dot{V}_A}{A} \tag{G. 60}$$

$\dot{h}_{AW}$ = Abflussspende (l/(s·km²)),
 $\dot{V}_A$ = Abfluss (l/s),
 A = Fläche des zugeordneten Einzugsgebietes (km²).

Bem.: $\dot{h} = 1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} = 1 \frac{1}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} = 0,03168 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$
sowie $1 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$

Nach der Definition des Abflusses hängt der Volumenstrom $\dot{V}$ außer von der Abflussquerschnittsfläche A auch von der Fließgeschwindigkeit v_{fl} eines Gewässers ab:

$$\dot{V} = A \cdot v_{fl} \tag{Gl. 61}$$

$\dot{V}$ = Volumenstrom (m³/s),
 A = Abflussquerschnittsfläche (m²),
 v_{fl} = Fließgeschwindigkeit (m/s).

Beispiel:

Tab. 13: Beispiele für die unterschiedlichen Anteile der Bodennutzung.

Bodennutzung	TK 25 Blatt 4820 Bad Wildungen	TK 25 Blatt 4620 Bad Arolsen
Landwirtschaft	50,8 %	55,3 %
Wald	40,4 %	40,4 %
besiedelt (Bauland)	4,4 %	4,3 %
Seefläche	4,4 %	0,0 %
insgesamt	100 %	100 %

In der **Wasserstandsdauerlinie** werden die statistisch gleichwertigen Einzelmessungen in der Reihenfolge ihres zeitlichen Auftretens geordnet. Dazu werden die Tage mit dem niedrigsten und mit dem höchsten Wasserstand herausgesucht, welche die Endpunkte der Linie markieren. In dem Graph werden dann die Tage mit den zugehörigen Wasserständen aneinander gereiht, links die niedrigen, nach rechts fortlaufend die nächsthöheren.

Zur Darstellung der wechselnden Abflüsse mit der Zeit t dient die **Abflussganglinie**. Dabei wird die zeitliche Abfolge der Abflüsse graphisch dargestellt, auf der Abszisse die Zeit t (z.B. Tage, Monate), auf der Ordinate die Abflussrate $\dot{V}_A$ (l/s oder m³/s). Die Abflussganglinie gibt die zeitlichen Schwankungen des Abflusses wieder. Sie ist die Grundlage zur Kennzeichnung und Typisierung des Abflussverhaltens eines Gewässers und damit zugleich Grundelement der Abflussstatistik.

Wie jede Statistik bezieht sich auch die gewässerkundliche auf eine definierte Zeit. Mittelwerte haben nur dann einen Sinn, wenn auch der Zeitraum angegeben ist, auf den sich das errechnete Mittel bezieht. In der Wasserwirtschaft ist die Grundeinheit der Zeit das **Abflussjahr**, das nicht mit dem Kalenderjahr zusammenfällt. Das Kalenderjahr teilt den Winter. Gerade in dieser Jahreszeit sind die Abflüsse wegen geringerer Verdunstung und weitgehend fehlender Vegetation (niedrigere Evapotranspiration) mehr oder weniger durchgehend hoch. Andererseits haben die Gewässer ihre Tiefstände meist in den Monaten Oktober/November. Deshalb lässt man das Abflussjahr mit dem Monat November beginnen. Das Abflussjahr wird unterteilt in ein Winter-Halbjahr (November bis April) und ein Sommer-Halbjahr (Mai bis Oktober).

Der Vergleich der Zahlen für die Abflüsse untereinander gibt noch keinen Aufschluss über das tatsächliche Abflussverhalten. Reelle Vergleichsmöglichkeiten zwischen verschiedenen Gewässern ergeben sich erst, wenn dem Abfluss einer bestimmten Abflussmessstelle das zugehörige (oberirdische) Einzugsgebiet (durch oberirdische Wasserscheiden begrenzt) zugeordnet wird. Das oberirdische Einzugsgebiet wurde früher als „Niederschlagsgebiet“ bezeichnet; da dieser Begriff auch in der Meteorologie für eine von einem Niederschlagsereignis betroffene Fläche verwen-

det wird, entfällt er in der DIN 4049 seit 1979. Der somit nun auf eine einheitliche Flächengröße bezogene Abfluss wird als **Abflussspende** h_A bezeichnet und ermöglicht direkte quantitative Vergleiche der Gewässerabflüsse. Als Flächeneinheit wird in der Regel km² gewählt, die Einheit der Abflussspende h_{AW} ist dann l/(s·km²). Es wird außerdem unterschieden zwischen **Abflussabgabe** $\dot{V}_A$ als Abflussverlust $\dot{V}_{AV}$ pro Fläche (im Gegensatz zum Abflusszuwachs pro Fläche), **tatsächlichem Abfluss** $\dot{V}_{At}$ in einem Fließgewässer (l/s; m³/s) und **potenziellem Abfluss** $\dot{V}_{Ap}$ als Summe aus $\dot{V}_{At}$ zuzüglich des aus dem Einzugsgebiet geförderten Wasservolumens je Zeiteinheit $\dot{V}_{AEg}$ (l/s; m³/s).

Liegen mehrjährige Werte der Abflüsse vor, werden diese statistisch ausgewertet. Die Erfassung der in der Hydrologie gebräuchlichsten statistischen Werte für eine angegebene Zeitspanne erfolgt durch die **Gewässerkundlichen Hauptwerte**. Diese sind in der Pegelvorschrift, die von den Gewässerkundlichen Anstalten des Bundes und der Länder herausgegeben wurde sowie in der DIN 4049-3, definiert. Tab. 14 gibt eine Übersicht.

Ausführlicher befassten sich WUNDT (1953) und BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990) mit der Gewässerkundlichen Statistik.

Beispiele:

$\dot{V}_{AH}$ 1968 = größter Abfluss des Abflussjahres 1968,

h_{WN} 1988 = niedrigster Wasserstand des Abflussjahres 1988.

3.7.4.3.1 Hydrogeologische Auswertung von Abflussmessungen

3.7.4.3.1.1 Trennung von oberirdischem und unterirdischem Abfluss

Obwohl Niederschläge periodisch fallen oder sogar über längere Zeiträume ausbleiben, kann man beobachten, dass größere oberirdische Gewässer das ganze Jahr über Wasser führen. In „Trockenzeiten“ wird der Gewässerabfluss nämlich allein aus Quellen genährt, und diese wiederum aus dem Grundwasser(-vorrat). Hier deutet sich der Weg zu quantitativen Aussagen hinsicht-

3

Tabelle 14: Indizes für Gewässerkundliche Hauptwerte h_w , $\dot{V}_A$ und $\dot{h}_A$.

Wasserstand ¹ h_w cm	Abfluss $\dot{V}_A$ l/s; m ³ /s	Abflussspende $\dot{h}_A$ (l/s·km ²)	Definition
	HH		Überhaupt bekannter höchster Wert (maximaler Wert), mit Angabe des Datums
	H		Höchster Wert in einer Zeitspanne
	MH		Arithmetischer Mittelwert der Höchstwerte in gleichartigen Zeitspannen (z.B. in gleichen Monaten, gleichen Halbjahren)
	M		Arithmetischer Mittelwert in einer Zeitspanne
	MN		Arithmetischer Mittelwert der Niedrigstwerte in gleichartigen Zeitspannen (z.B. in gleichen Monaten, gleichen Halbjahren)
	N		Niedrigster Wert in einer Zeitspanne
	NN		Überhaupt bekannter niedrigster Wert (minimaler Wert), mit Angabe des Datums

¹ Der Wasserstand wird auf den Pegel-Nullpunkt (meist in m NN) bezogen.

(...fluss = Volumen je Zeiteinheit, nach DIN 4049-1),

(...spende = Quotient aus ...fluss und der Fläche des betrachteten Gebietes, nach DIN 4049-1).

lich des unterirdischen Abflusses $\dot{h}_{Au}$ und damit der Grundwasserneubildung an.

Aus der Tatsache, dass oberirdische Gewässer auch in Trockenzeiten Abflüsse führen, ist abzuleiten, dass sich der Abfluss aus zwei Komponenten zusammensetzt:

- aus dem oberirdischen Abfluss $\dot{h}_{Ao}$, der aus Niederschlägen stammt,
- und einem Anteil des unterirdischen Abflusses $\dot{h}_{Au}$, der aus dem Grundwasser stammt und über Quellen wieder zutage tritt.

Die Bedeutung des **oberirdischen Abflusses** $\dot{h}_{Ao}$ verdeutlicht folgende Überlegung: Wenn der Untergrund so undurchlässig wäre, dass keine Niederschläge versickern könnten, würde der Niederschlagsabfluss allein über die Gewässer erfolgen. Während eines Niederschlagsereignisses (z.B. Regen) würde der Abfluss zunehmen, nach dessen Ende langsam abklingen, bis schließlich kein Wasser mehr abflösse.

Tatsächlich zeigt sich aber im mitteleuropäischen Klimabereich, dass die meisten Gewässer auch in Trockenzeiten Wasser führen. Ein Teil des

Niederschlags infiltriert in den Untergrund; als **unterirdischer (grundwasserbürtiger) Abfluss** $\dot{h}_{Au}$ kann er später über Quellen wieder zutage treten. Der Gesamtabfluss setzt sich somit aus Anteilen von $\dot{h}_{Ao}$ und $\dot{h}_{Au}$ zusammen. Wie hoch der Anteil von $\dot{h}_{Au}$ ist, hängt vom Speichervolumen des Untergrundes und damit von den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet ab.

Zwischen $\dot{h}_{Ao}$ und $\dot{h}_{Au}$ liegt der **Zwischenabfluss** (interflow). Der Zwischenabfluss ist nach DIN 4049-3 der Teil des Abflusses, der dem Vorfluter unterirdisch aus den oberflächennahen Bodenschichten mit nur geringer Verzögerung nach dem Niederschlag zufließt. FLÜGEL (1979) definierte den Zwischenabfluss als „infiltrierte Wassermenge aus einem Niederschlag, die sich im Substrat geneigter Flächen überwiegend oberflächenparallel zum Grundwasserkörper oder direkt zum Vorfluter hin bewegt und dort mit geringer Verzögerung eintrifft; sein Auftreten ist an die Erfüllung gewisser Randbedingungen gebunden“. Damit sind also Niederschlagswässer gemeint, die zwar in den Untergrund (häufig über Bauten von Würmern, Insekten und Nagern sowie Wurzeln) versickern, nach kurzem

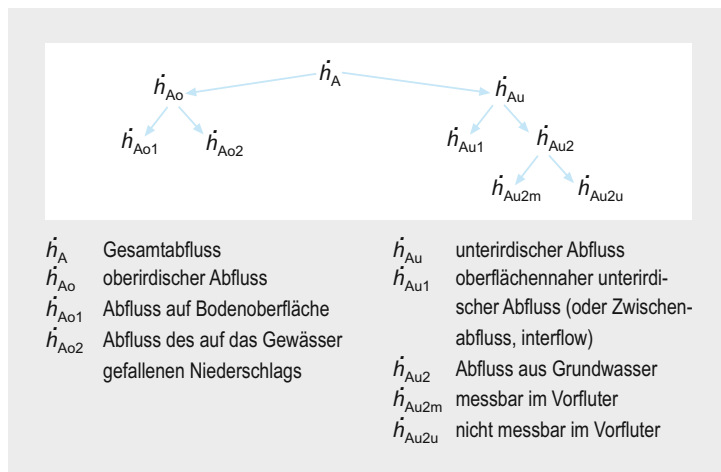


Abb. 45: Abflusskomponenten (nach BAUMANN et al., 1974).

Fließweg aber in den Vorfluter übertreten, ohne das Grundwasser zu ergänzen. Die Zusammenhänge der verschiedenen Abflüsse erläutert Abb. 45.

Der **Direktabfluss** ist nach DIN 4049-3 die Summe aus Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss.

Der Teil des Abflusses, der nicht vom Direktabfluss gebildet wird, ist der **Basisabfluss** (DIN 4049-3). Dessen Hauptanteil besteht aus dem **grundwasserbürtigen Abfluss**, also aus dem Grundwasser, das dem Vorfluter zufließt. Gegenüber dem Direktabfluss findet der Basisabfluss deutlich verzögert statt. Der **Trockenwetterabfluss** ist der grundwasserbürtige Abfluss, der nach einer längeren Zeitspanne ohne Niederschlag im Gewässer abfließt.

Alle Überlegungen hinsichtlich der Grundwasserneubildung gehen nun davon aus, in einer durch Abflussmessungen erhaltenen Ganglinie des Pegels eines Gewässers den Anteil des oberirdischen $\dot{h}_{Ao}$ von dem des unterirdischen $\dot{h}_{Au}$ Abflusses zu trennen. Durch Abtrennung des $\dot{h}_{Au}$ -Anteils wird es möglich, in dem Einzugsgebiet, das dem Pegel zugeordnet ist, die Größe der Grundwasserneubildung zu bestimmen.

Der Trennung von oberirdischem ($\dot{h}_{Ao}$) und unterirdischem ($\dot{h}_{Au}$) Abfluss in einer Ganglinie liegt die Vorstellung zugrunde, dass ein Niederschlagsereignis den Gewässerabfluss zunächst erhöht und nach einiger Zeit infolge Versickerung eines Niederschlagsanteils in den Untergrund der Abfluss allein durch $\dot{h}_{Au}$ gedeckt wird (Abb. 46).

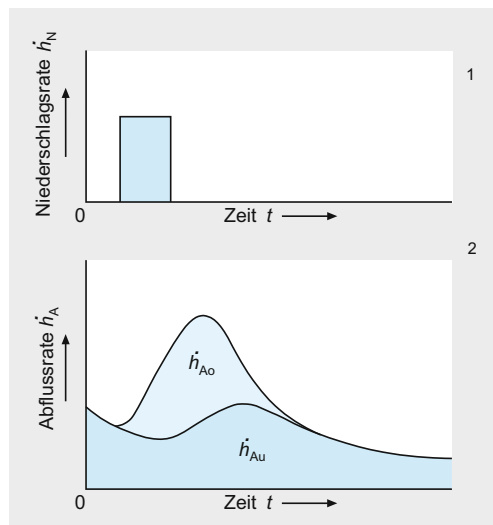


Abb. 46: Auswirkung eines Niederschlagsereignisses $\dot{h}_N$ auf den oberirdischen $\dot{h}_{Ao}$ und den unterirdischen Abfluss $\dot{h}_{Au}$ (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

Diese Vorstellung setzt allerdings voraus, dass ein ständiges Gefälle von der Grundwasseroberfläche zum oberirdischen Gewässer, dem sog. Vorfluter, besteht. Zwar wird diese Voraussetzung im gebirgigen Gelände in der Regel erfüllt sein, in ebenen Gebieten kann es jedoch vorkommen, dass der Wasserspiegel des oberirdischen Gewässers so stark ansteigt, dass sich ein Gefälle aus dem Vorfluter zum Grundwasser ergibt, d.h. dass aus dem effluenten Abfluss (**Effluenz** = flächenhaft ausge-

3

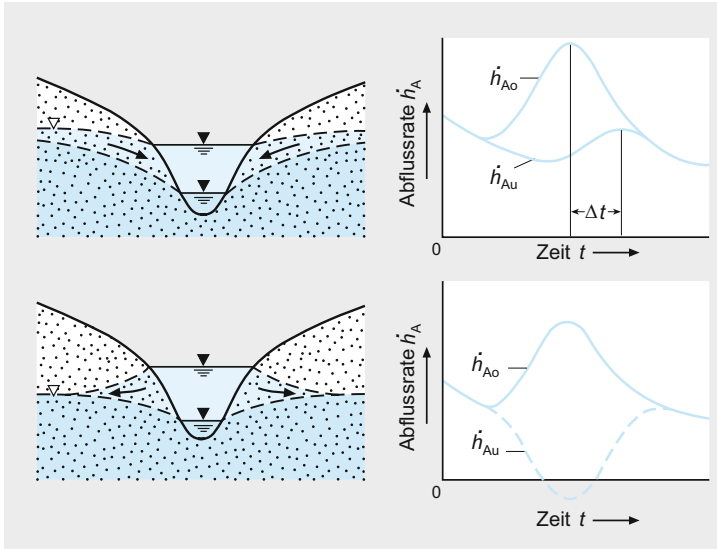


Abb. 47: Abflussganglinie und Verteilung des oberirdischen $\dot{h}_{Ao}$ und des unterirdischen Abflusses $\dot{h}_{Au}$ unter (1) effluenten und (2) effluenten/influenten Verhältnissen; Δt ist die zeitliche Verschiebung zwischen den Maxima des Gesamtabflusses und des unterirdischen Abflusses (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

dehnter Grundwasserzutritt in ein oberirdisches Gewässer, Abb. 47-1) ein influenter Abfluss (**Influenz** = flächenhaft ausgedehnter Übertritt von Wasser aus oberirdischen Gewässern in das Grundwasser, Abb. 47-2) wird. Entsprechend ist während dieser Zeit im betroffenen Bereich des Vorfluters der Zustrom aus dem Grundwasser unterdrückt bzw. sogar als negativ anzusehen. Solche Abflussänderungen sind in Abb. 47 (RICHTER & LILLICH, 1975) dargestellt. In der Regel wird man jedoch von effluenten Verhältnissen ausge-

hen können. Gegebenenfalls sind nur Ganglinien solcher Pegel auszuwerten, deren Gewässer eindeutig effluentes Abflussverhalten erwarten lassen.

3.7.4.3.1.2 Trennung des oberirdischen und unterirdischen Abflusses nach SCHROEDER

Die Trennung der Abflussanteile von $\dot{h}_{Ao}$ und $\dot{h}_{Au}$ in der Abflussganglinie erfolgt graphisch in der Weise, dass aus einem längeren Zeitraum die fal-

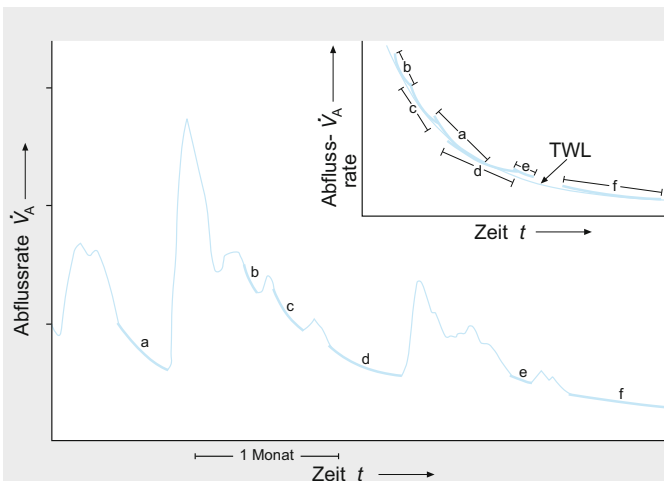


Abb. 48: Konstruktion der mittleren Trockenwetterfalllinie (TWL) aus Abschnitten der Abflussganglinie (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

lenden Ganglinienabschnitte herausgezogen und zu einer neuen Linie, der **Trockenwetterfalllinie (TWL)**, zusammengesetzt werden (Abb. 48). Da die flach abfallenden Kurvenabschnitte der Abflussganglinien, aus denen die TWL zusammengefügt wird, auf niederschlagsfreie Zeiten zurückgehen, gibt die TWL das mittlere Abflussverhalten eines oberirdischen Gewässers in Trockenzeiten wieder. Sie ist für jede Abflussmessstelle verschieden und hängt weitgehend von den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet ab. Je nach dem Kurvengefälle der TWL ergeben sich Hinweise für das Rückhaltevermögen des Untergrundes. Bei raschem Abklingen ist die Speicherung gering, der speicherwirksame Hohlraumanteil des unterirdischen Einzugsgebiets „blutet“ rasch aus, das **Retentions-(Rückhalte-)Vermögen** ist gering. Bei flachem Linienverlauf ist die Speicherung größer. Die Interpretation einer TWL bedarf jedoch einiger Vorsicht, da nicht der gesamte durch sie angezeigte Abfluss als $\dot{V}_{Au}$ anzusehen ist. SCHROEDER (1952) unterschied in der TWL des Ems-Pegels bei Rheine, Nordrhein-Westfalen (Abflussjahre 1921 bis 1940, Abb. 49):

- **Fallwasser:** Abfluss der oberirdisch gespeicherten Wasservolumina $\dot{V}_{Ao}$,
- **unechtes Grundwasser:** influentes Grundwasser,
- **gestörtes Grundwasser:** Grundwasser, das wegen Anstiegs des Flusswasserspiegels nicht austreten konnte, also gestaut war,
- **ungestörtes Grundwasser:** echter unterirdischer Abfluss $\dot{V}_{Au}$.

Nach SCHROEDER (1952) ist rechts der Linie A – B (in Abb. 49 unterhalb 24 m³/s) fast alles abfließende Wasser Grundwasser. Für die Abflussänderung (y) jeweils in den nächsten 24 Stunden fand er, ausgehend vom Tagesabfluss (x) für diese TWL des Ems-Pegels bei Rheine (Abb. 49) die Korrelation $y = 0,1414 - 0,1052 \cdot x$.

3.7.4.3.1.3 Trennung des oberirdischen und unterirdischen Abflusses nach NATERMANN

Das TWL-Verfahren wurde von NATERMANN (1951) erweitert. Aus der Ganglinie (Leine-Pegel bei Basse, Niedersachsen) wird die „**Linie des langfristigen Grundwassers**“ ($\dot{V}_{Au}$ -Linie) kon-

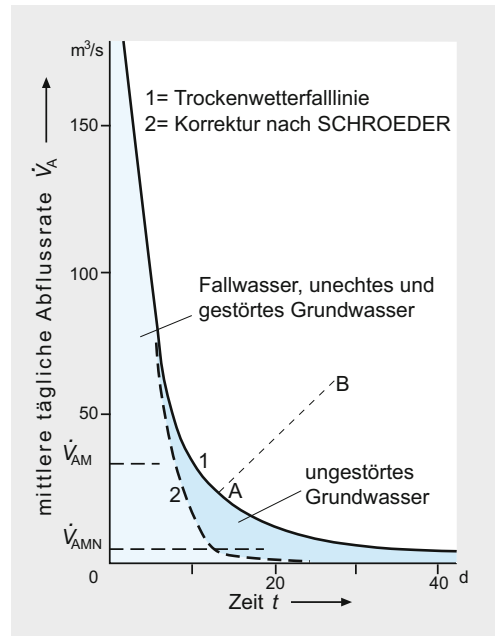


Abb. 49: Trockenwetterfalllinie (TWL) der Ems bei Rheine (nach SCHROEDER, 1952). Abfluss $\dot{V}_A$ gemittelt über den Tag.

struiert (Abb. 50). Auf dem abfallenden Teil einer Ganglinie wird nach einem Niederschlagsereignis der Punkt herausgesucht, ab dem die Kurve vom steilen in den flachen Verlauf übergeht (Punkt A in Abb. 50). Da mit dem Niederschlagsereignis auch der unterirdische Abfluss zunimmt, muss auch die $\dot{V}_{Au}$ -Linie ein Maximum haben, das jedoch durch den höheren oberirdischen Abfluss überdeckt wird. Das $\dot{V}_{Au}$ -Maximum kann jedoch konstruiert werden, indem die Zeitspanne (x Tage) zwischen dem Ende des Niederschlagsereignisses und dem Kulminationspunkt A des abfallenden Kurventeils der Ganglinie, die sog. Laufdauer, mit einer Konstanten α (in Deutschland 0,4 bis 0,5, in feuchten Gebieten bis 0,85) multipliziert wird. Die so erhaltene Zahl der Tage, rückgerechnet vom Punkt A, gibt den Zeitraum an, in dem das $\dot{V}_{Au}$ -Maximum liegt. Die Konstruktion der $\dot{V}_{Au}$ -Linie aus der Ganglinie eines längeren Zeitraumes ergibt die unterirdische Abflusspende eines Gebietes (Abb. 51). Durch Planimetrierung der durch die $\dot{V}_{Au}$ -Linie umhüll-

3

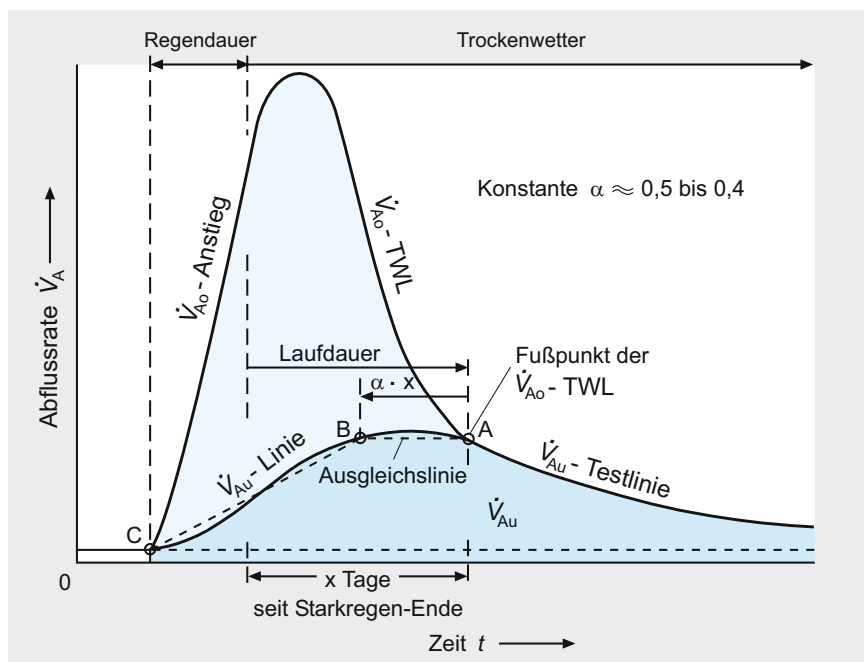


Abb. 50: Konstruktion der $\dot{V}_{Au}$ -Linie (nach NATERMANN, 1958).

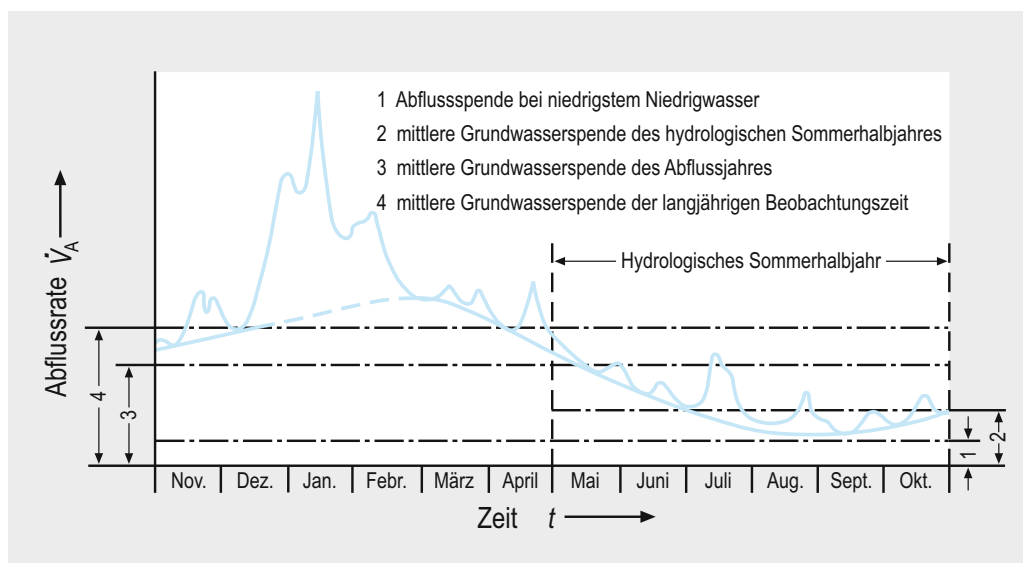


Abb. 51: Ganglinie von Abflussspenden $\dot{V}_{A1}$ bis $\dot{V}_{A4}$ eines Jahres mit besonders geringer Abflussrate $\dot{V}_{A1}$ in den Sommermonaten zur Ermittlung der langfristigen Grundwasserspende $\dot{V}_{A4}$ nach dem NATERMANN-Verfahren (nach HORST, 1951).

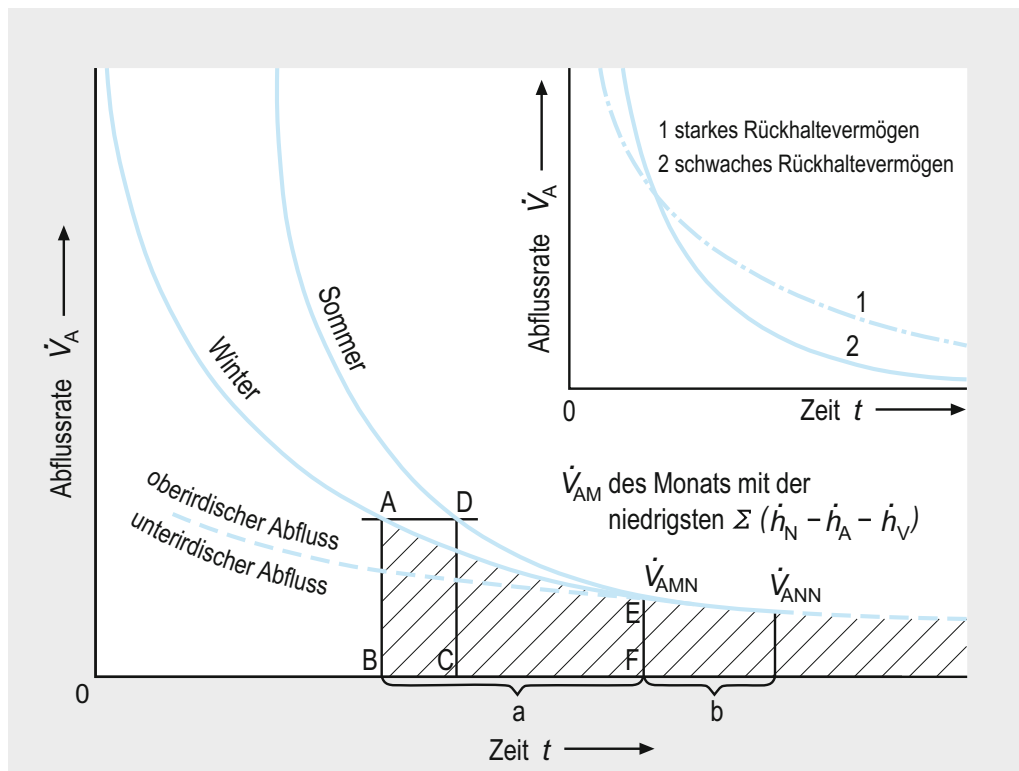


Abb. 52: Beziehung der Trockenwetterabflusskurve zu $\dot{V}_{AM}$, $\dot{V}_{AMN}$ und $\dot{V}_{ANN}$ im Sommer und Winter, Rückhalte- (Retentions-)Vermögen; Grundwasservorräte schraffiert (nach WUNDT, 1953).

ten Fläche kann das Volumen des unterirdischen Abflusses quantifiziert werden.

3.7.4.3.1.4 Trennung des oberirdischen und unterirdischen Abflusses nach WUNDT

Die bisher aufgezeigten Verfahren basieren auf der graphischen Auswertung von Ganglinien. Eine andere Methode ist die statistische Auswertung der Gewässerkundlichen Hauptwerte, in denen der $\dot{h}_{Au}$ -Anteil am Gesamtabfluss enthalten sein muss. WUNDT (1953) setzte die Trockenwetterfalllinien (TWL) in Beziehung zu den bei vielen Pegeln bekannten $\dot{V}_{AM}$, $\dot{V}_{AMN}$ und $\dot{V}_{ANN}$ sowie zu entsprechenden Werten für Sommer- und Winter-Halbjahre. Er stellte fest (Abb. 52), dass die verschiedenen TWL spätestens beim mittleren Niedrigwasserabfluss ($\dot{V}_{AMN}$) zusammenlaufen. Daraus wurde der Schluss gezogen, dass der

Wert $\dot{V}_{AMN}$ eines Pegels dem mittleren Grundwasserabfluss in langjährigen Messreihen entspricht. Nach WUNDT (1953) sind die $\dot{V}_{AMN}$ -Werte des Sommer-Halbjahres die unterirdischen Abflüsse, die mindestens noch abfließen; sie stellen bezogen auf das zugehörige Einzugsgebiet die monatlichen mittleren Niedrigwasserabflüsse eines Sommer-Halbjahres $\dot{h}_{ASoMoMN}$ dar. Die Erfassung der Niedrigwasserführung eines Gewässers, die allein durch Grundwasserabflüsse verursacht wird, ist sicher schon aufschlussreich. Für die Praxis wird jedoch eine genauere Kenntnis der Grundwasserabflüsse erforderlich sein. Da zu erwarten ist, dass in niederschlagsreichen Wintermonaten der $\dot{h}_{Au}$ -Anteil höher als im Sommer ist, wird aus dem arithmetischen Mittel der monatlichen Niedrigwasserabflüsse einer längeren Messreihe der Wert $\dot{h}_{AMoMN}$ (**monatliche mittlere Niedrigwasserabflussspende**) errech-

3 net, der nach WUNDT (1953) der mittleren unterirdischen (Grundwasser-) Abflussspende $\dot{h}_{Au}$ entspricht. Die $\dot{h}_{AMoMN}$ -Werte des Sommer-Halbjahres ($\dot{h}_{SoMoMN}$) geben die kleinste unterirdische Abflussspende $\dot{h}_{Aumin}$, (Mindestgrundwasser-Abflussspende) an.

3.7.4.3.1.5 Bestimmung des unterirdischen Abflusses nach KILLE

KILLE (1970) stellte bei Anwendung des WUNDT-Verfahrens fest, dass sich in schlecht durchlässigen Gebieten des paläozoischen Schiefergebirges in Hessen nicht zu erklärende hohe Werte ergeben, die mit den hydrogeologischen Verhältnissen nicht im Einklang stehen können. Besonders in niederschlagsreichen Winter- und Frühjahrsmonaten kann der $\dot{V}_{AMoMN}$ -Wert nicht immer allein auf Grundwasserabflüssen beruhen, sondern muss auch noch Niederschlags-(rest-)Abflüsse $\dot{V}_{Ao}$ enthalten. Deshalb schlug er ein modifiziertes Verfahren der $\dot{V}_{AMoMN}$ -Berechnung vor. Dazu werden die einzelnen $\dot{V}_{AMoMN}$ -Werte ihrer Größe nach geordnet und graphisch aufgetragen. Durch die sich so ergebende Punktfolge wird eine Ausgleichsgerade gelegt, die als Trennlinie für den reinen Grundwasserabfluss gilt. Aus der Fläche unter der Ausgleichsgeraden wird durch Planimetrieren der mittlere Grundwasserabfluss und somit der reduzierte Wert ($\dot{V}_{AMoMNR}$) bestimmt. Das $\dot{V}_{AMoMNR}$ -Verfahren ist für die paläozoischen Schichten des Rheinischen Schiefergebirges geeignet, für andere Gebiete jedoch nicht.

Nach GEYH & STRUCK (2001) können aber immer noch 10 bis 25 % des Oberflächenabflusses im $\dot{h}_{Au}$ -Wert enthalten sein. Deshalb schlagen sie eine verbesserte statistische Auswertung der Messergebnisse vor, bei der die Häufigkeitsverteilung aller $\dot{h}_{MoMN}$ -Werte ausgewertet und zusätzlich die Standardabweichung vom Mittelwert berücksichtigt wird.

Bei der Interpretation der Ergebnisse müssen außer anthropogenen Einflüssen (z.B. Grundwasserentnahmen, Abwassereinleitungen) zusätzlich lokale hydrogeologische Einflüsse, insbesondere Zuflüsse in oberirdische Gewässer berücksichtigt werden. Nach intensiven Abflussmessungen im Vogelsbergmassiv machte LESSMANN (2001b) auf solche Einflüsse aufmerksam, die er in einer beispielhaften speziellen Auswertung aufzeigte. Unabdingbar ist zudem ein

Abgleich mit langjährigen Messreihen. Kritisch sind deshalb Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung zu sehen, die solche Einflussfaktoren nicht berücksichtigen (z.B. DÖRHÖFER & JOSOPAIT, 1980).

3.7.4.3.1.6 Bestimmung des unterirdischen Abflusses aus Einzeldaten des Trockenwetterabflusses (TWA) nach LILICH

Häufig liegen keine langjährigen Abfluss-Messreihen vor. In solchen Fällen bietet sich die Möglichkeit (LILICH, 1970), durch Einzelmessungen der Abflussrate mindestens drei Tage nach Niederschlägen einen Näherungswert zu erhalten (Abb. 53). Durch Bildung des arithmetischen Mittels aus mehreren solcher Messungen ergibt sich der unterirdische Abfluss:

$$\dot{V}_{Aum} = \frac{\sum_{i=1}^n (\dot{V}_{Au})_i}{n} \quad \text{Gl. 62}$$

$\dot{V}_{Aum}$ = mittlere grundwasserbürtige Abflussrate (m^3/s),

$\dot{V}_{Au}$ = unterirdische Abflussrate (m^3/s),

n = Anzahl der Messungen (1).

3.7.4.3.1.7 Bestimmung des Abflusses nach dem Trennungsverfahren nach SCHROEDER

Ebenfalls gewässerstatistisch ist das Verfahren nach SCHROEDER (1955). Er geht davon aus, dass der Grundwasserabfluss infolge Speicherung unabhängig von den Niederschlagsperioden ist, sodass der Abfluss in Trockenperioden für den gesamten langfristigen Grundwasserabfluss repräsentativ ist. Die Trockenperioden werden aus langjährigen Messreihen ermittelt, wobei SCHROEDER (1955) als Trockentage solche definiert, in denen keine Messstation im Gewässereinzugsgebiet einen Niederschlag von mehr als 2 mm/d hatte und das Niederschlagsmittel aller Messstationen kleiner als 1,5 mm/d ist. Ferner nimmt er an, dass der Oberflächenabfluss drei Tage nach einem Niederschlagsereignis abgelaufen ist. Aus den Abflüssen der verbliebenen Rest-Trockentage wird nun eine Häufigkeitsverteilungskurve gebildet. Diese wird mathematisch geglättet und in eine Summen-Dauerlinie umgewandelt. SCHROE-

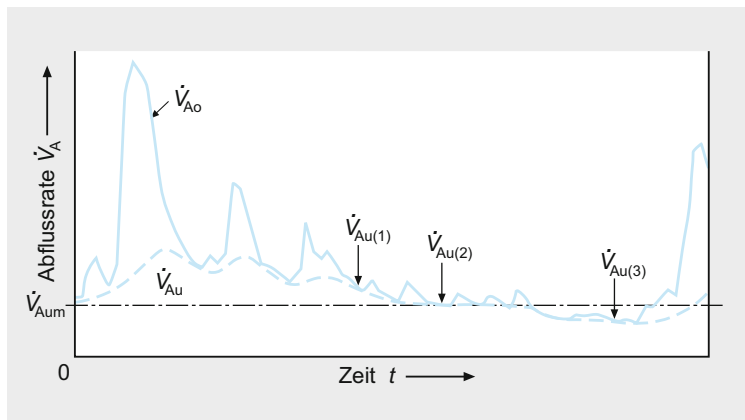


Abb. 53: Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses $\dot{V}_{Au}$ aus Einzelmessungen des Trockenwetterabflusses (nach LILICH, 1970).

DER geht davon aus, dass auch in dieser Dauerlinie noch oberirdische Abflüsse enthalten sind, und zwar – wie bei Trockenwetterfalllinien – in den Abflüssen oberhalb eines Grenzwertes $\dot{V}_c$. In erster Annäherung liegt dieser Wert an dem Punkt, an welchem die Summenlinie von einer Ausgleichsgeraden durch ihren mittleren Teil nach oben abweicht. Mit größerem mathematischem Aufwand kann dieser Wert auch berechnet werden. Die Abflüsse unterhalb $\dot{V}_c$ sind repräsentativ für den langfristigen unterirdischen Abfluss. Wegen der recht aufwendigen Auswertung hat dieses Verfahren allerdings bisher weniger Beachtung gefunden.

Vergleich der drei Verfahren zur Trennung des oberirdischen und unterirdischen Abflusses

Der ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG der FH-DGG (1977) verglich die verschiedenen Trennungverfahren am Beispiel des Böhme-Pegels bei Brock, Niedersachsen ($A_E = 285 \text{ km}^2$, Lockergestein, Flachland, 10-Jahresreihe 1959 bis 1968). Der Wert $\dot{h}_{Au}$ wurde hier zur Bestimmung der Grundwasserneubildung benutzt (Tab. 15). Die Ergebnisse stimmen verhältnismäßig gut überein. Aus ihnen geht hervor, dass die recht einfache Trennung nach WUNDT (1953) und KILLE (1970) zuverlässig anwendbar ist.

Solche Eindeutigkeit der Aussage ist allerdings nicht immer gegeben. Das langjährige Mittel der Grundwasserneubildung für das Einzugsgebiet der oberen Ems ist aus der Tab. 16 zu ersehen.

Wird das Ergebnis nach dem WUNDT-Verfahren zu 100 % gesetzt, ergeben sich bei den Berechnungen nach dem NATERMANN-Verfahren um 27 % zu hohe, nach dem SCHROEDER-Verfahren 15 % zu niedrige Werte. Eine kritische Würdigung von Untersuchungsergebnissen erscheint daher immer angebracht. Sofern möglich sollten die Anteile des unterirdischen Abflusses nach mehreren Verfahren berechnet werden. Schließlich ist zu bedenken, dass die graphische Trennung von oberirdischem und unterirdischem Abfluss eher willkürlich als hydrologisch begründet erfolgt. Durch Messung der Verteilung stabiler Isotope wie ^2H und ^{18}O in Niederschlags- und Grundwässern sowie im Gewässerabfluss ist heute eine exaktere, allerdings auch recht aufwendige Trennung von oberirdischem und unterirdischem Abfluss möglich. Die bisherigen Ergebnisse lassen vermuten, dass die Anteile des unterirdischen Abflusses am Gesamtabfluss und damit die Grundwasserneubildung höher als bisher angenommen sind. Ein interessantes Beispiel beschreiben FRITZ et al. (1976) (Abb. 54). Zu erkennen ist, dass der Niederschlagsanteil den geringeren Anteil der Abflusserhöhung ausmacht, etwa 10 %, im Maximum nur 40 %. Der Hauptteil des Abflusses besteht aus dem Wasser früherer Niederschläge, das als Grundwasser gespeichert ist und durch den hydrostatischen Druck infiltrierenden Regenwassers wieder zum oberirdischen Abfluss gebracht wurde. Ähnliche Ergebnisse haben auch Untersuchungen in anderen Gebieten erbracht.

Bei hydrogeologischen Kartierungen sind Wiederholungsmessungen häufig nicht möglich.

3

Tab. 15: Vergleich der Verfahren zur Trennung des oberirdischen $\dot{V}_{Ao}$ und unterirdischen Abflusses $\dot{V}_{Au}$.

Verfahren	Abflussrate $\dot{h}_{Au}$ mm/a	Abflussspende $\dot{h}_{Au}$ l/(s·km ²)	Abweichung vom WUNDT-Wert %
SCHROEDER (1952)	273	8,65	-1
WUNDT (1953)	276	8,74	0
KILLE (1970)	271	8,59	-2
NATERMANN (1951)	287	9,09	+4

Bem.: $\dot{h} = 1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} = 1 \frac{1}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} = 0,03168 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$ sowie $1 \frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$

In solchen Fällen können Korrekturen nach den Hauptwerten von Pegeln vorgenommen werden, die dem jeweiligen Arbeitsgebiet am nächsten liegen. Ein solches Verfahren gilt zwar nur genähert, ist aber schon deswegen von Wert, weil die Einzelmessungen relativ zueinander nicht verändert werden. Der Korrekturfaktor K_A für den Abfluss errechnet sich aus dem Verhältnis des langjährigen monatlichen Niedrigwasserabflusses des nächsten Pegels $\dot{V}_{AMoMN}$ zu dem mittleren tatsächlichen Abfluss zur Zeit der Kartier-Abflussmessungen $\dot{V}_{AMt}$ zu:

$$K_A = \frac{\dot{V}_{AMoMN}}{\dot{V}_{AMt}} \quad \text{Gl. 63}$$

K_A = Korrekturfaktor (1),
 $\dot{V}_{AMoMN}$ = langjähriger monatlicher Niedrigwasserabfluss (m³/s),
 $\dot{V}_{AMt}$ = mittlerer Abfluss zur Zeit der Messung (m³/s).

Mit diesem Faktor müssen alle während der Kartierzeit erhaltenen Werte multipliziert werden,

um den Näherungswert für den mittleren monatlichen Niedrigwasserabfluss im Untersuchungsgebiet zu ermitteln.

3.7.5 Grundwasserbilanz/ Grundwasservorrat

Die Grundwasserbilanz ist die Gegenüberstellung der Grundwasserentnahmen mit der natürlichen Grundwasserneubildung, dem zufließenden Uferfiltrat, der künstlichen Grundwasseranreicherung sowie der Vorratsänderung für ein Betrachtungsgebiet innerhalb einer Betrachtungszeitspanne. Die Aufstellung einer **Grundwasserbilanz** in den einzelnen Flusseinzugsgebieten ist nach wasserwirtschaftlichen Gesichtspunkten unbedingt erforderlich. Hierzu ist die Aufschlüsselung des natürlichen Grundwasserdargebots und des Grundwasserbedarfs des untersuchten Einzugsgebietes für die einzelnen Grundwasserleiter und deren Einzugsgebiete erforderlich. Für das oberirdische Einzugsgebiet eines Flusses

Tab. 16: Grundwasser-Neubildungsrate $\dot{h}_{GW}$ an der oberen Ems, berechnet nach verschiedenen Verfahren.

Verfahren	Abflussrate mm/a	$\dot{h}_{Au}$ Abflussspende l/(s·km ²)	Abweichung bezogen auf mittleren Jahresniederschlag %
NATERMANN (1951)	140	4,4	18
WUNDT (1953)	110	3,5	14
SCHROEDER (1952)	93	3,0	12

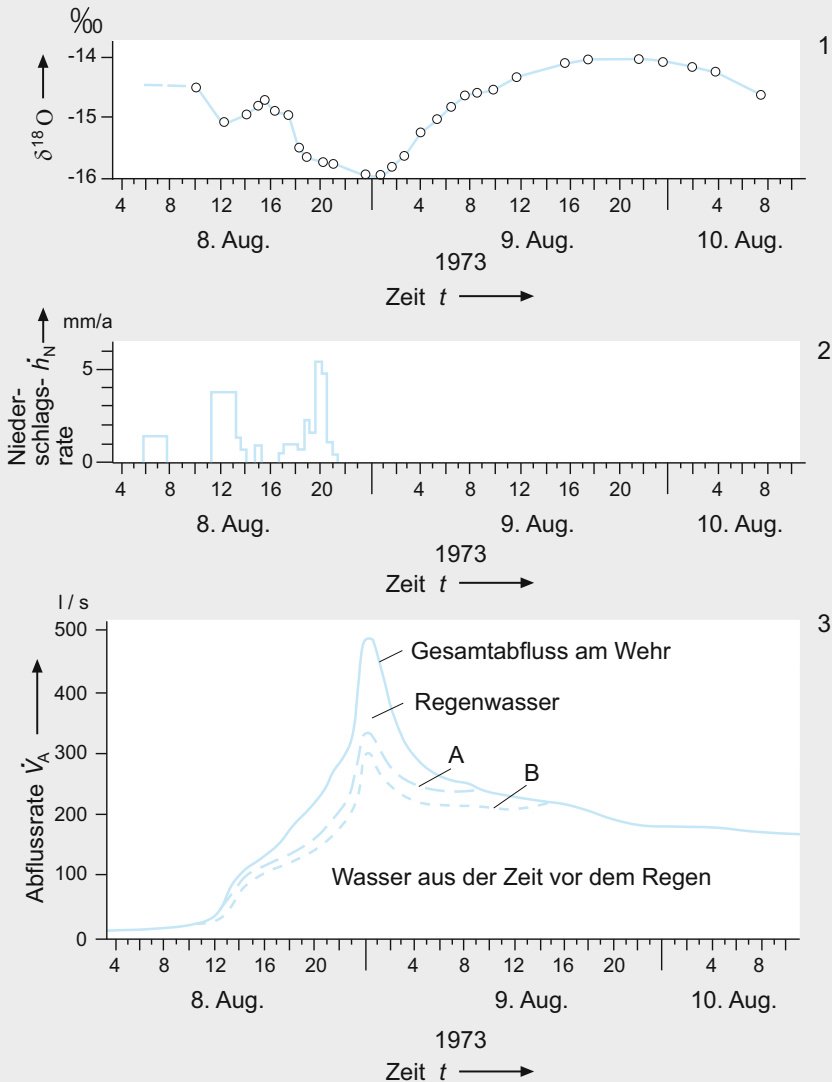


Abb. 54: Verteilung von Niederschlags-/Grundwasserabfluss im Untersuchungsgebiet Wilson Creek, Kanada (nach FRITZ et al., 1976). (1) $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte im Abfluss. (2) Niederschlagsverteilung während des Untersuchungszeitraumes (08. bis 10. August 1973). (3) Abflussanteile nach dem Niederschlag am 08. August 1973, berechnet aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, unter Annahme eines mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes des Grundwasserabflusses von $-14,5\text{‰}$ (A) oder $-14,0\text{‰}$ (B).

muss nach wasserwirtschaftlichen Gesichtspunkten sowohl eine Oberflächenwasser- als auch eine Grundwasserbilanz erstellt werden. Dabei ist zu

berücksichtigen, dass unterirdische Zu- und Abflüsse aus benachbarten Flussgebieten durch Verschiebung der unterirdischen gegenüber den

3 oberirdischen Wasserscheiden auftreten können. Die Gegenüberstellung von Grundwasserdargebot und Grundwasserbedarf ist eine zwingende Voraussetzung für eine nachhaltige Bewirtschaftung der Grundwasservorkommen und ist für jedes wasserrechtliche Verfahren vorgeschrieben. Hierzu sind detaillierte Kenntnisse der Wasserhaushaltsgrößen unverzichtbar.

3.8 Numerische Grundwassermodelle

3.8.1 Einführung

Zahlreiche Fragestellungen im Bereich der Hydrogeologie, z.B. Einflüsse großer Entnahmen in ausgedehnten inhomogenen Grundwasserleitern, Infiltration und Abfluss zu nahen Vorflutern, erfordern aufwändige mathematische Berechnungen. Da zudem

- die Erprobung im Grundwassersystem nicht möglich,
- die Übertragbarkeit analytischer Berechnungen auf große Gebiete mit unterschiedlichen Teilgebieten nicht gewährleistet,
- die Erprobung der Reaktion des natürlichen Systems nur langsam und daher mit großem Zeit- und Kostenaufwand verbunden ist,

bestand der Wunsch, diese Fragestellungen durch **Modelle** zu beantworten. Unter einem Modell versteht man nach dem BROCKHAUS (1966–1974/1981) eine „vereinfachte (verkleinerte) Version der Realität, die für die gegebene Fragestellung die natürlichen Verhältnisse hinreichend genau beschreibt“.

Die in den letzten Jahrzehnten zum Einsatz gekommenen Methoden und Modelle lassen sich wie folgt gliedern:

- Physikalische Modelle (ausgewählte Eigenschaften und Vorgänge werden mit Hilfe eines analogen physikalischen Systems beschrieben, DIN 4049-1)
 - Sandmodelle
 - Spaltmodelle

- Analogiemodelle
 - elektrisch leitendes Papier
 - elektrolytischer Trog
 - elektrische Widerstandsnetze
- Mathematische Methoden und Modelle (ausgewählte Eigenschaften und Vorgänge werden mit Hilfe mathematischer Gleichungssysteme beschrieben, DIN 4049-1)
 - analytische Methoden
 - **numerische Modelle**
 - **Randintegralverfahren**
 - Diskretisierung des Modellrandes
 - Homogenität für das gesamte Modellgebiet
 - beschränkt einsetzbar, geringe Datenmenge
 - **Finite-Differenzen-Methode (FDM)**
 - Diskretisierung des Modellgebietes durch Rechteckraster
 - Berücksichtigung von Inhomogenitäten
 - Randbedingungen: DIRICHLET, NEUMANN, CAUCHY (AUGUSTIN LOUIS CAUCHY, französischer Mathematiker; 1789–1857)
 - **Finite-Elemente-Methode (FEM)**
 - Flexible Diskretisierung des Modellgebietes durch Vielecke
 - Berücksichtigung von Inhomogenitäten
 - Randbedingungen: DIRICHLET, NEUMANN, CAUCHY

Diese Aufzählung spiegelt auch die technischen Entwicklungen wider. So wird bei Sandmodellen das natürliche System nachgebaut und anschließend das Problem, z.B. durch Wasserentnahmen, nachvollzogen. Der nächste Schritt war die Entwicklung der elektrischen Modelle, die auf der Tatsache beruhen, dass Wasser nach dem DARCY-Gesetz und der elektrische Strom nach dem OHM-Gesetz – also ähnlichen Gesetzen – fließen. Heute werden überwiegend numerische Grundwassermodelle benutzt. Für kleinräumige Untersuchungsgebiete werden aber noch immer analytische Verfahren eingesetzt.

3.8.2 Grundlagen

Die **numerischen Grundwassermodelle** basieren auf der **Zerlegung** eines Systems in Teilgebiete (Elemente) und der Aufstellung einer **Bilanzgleichung** für jedes Element. Die Bilanz kann Volumenströme (Massenströme) und Inhaltsstoffströme betreffen. Vorab müssen für die Erstellung eines Modells folgende **Ausgangsbedingungen** definiert werden:

- Eigenschaften des Grundwasserleiters
- Zeitabhängigkeit
 - Stationär: Gleichgewichtszustand ohne zeitliche Veränderung (z.B. langjähriges Mittel)
 - Instationär: Veränderung des Strömungsprozesses in der Zeit und generelle Transportprozesse
 - jahreszeitlicher Gang
 - Veränderung von Förderraten
 - Hochwasserwelle
- Dimensionalität
 - 1-dimensional
 - ungesättigte Zone
 - reaktive Transportprozesse
 - 2-dimensional
 - horizontal
 - vertikal
 - 3-dimensional
 - allgemeingültiger Ansatz
 - größter Aufwand bezüglich Datenerfassung, Rechenzeit, Speicherplatz und Auswertung
 - gekoppelt 2-dimensional / 3-dimensional
 - Kompromiss zwischen Effizienz und erforderlicher Genauigkeit

Die **mathematischen Grundlagen** der numerischen Grundwassermodelle sind die Beschreibung der Grundwasserströmung nach dem Darcy-Gesetz, die Kontinuitätsbedingungen und die daraus resultierende Strömungsgleichung. Für den allgemeinen 2-dimensional horizontalen instationären Fall ergibt sich folgende Differenzialgleichung:

$$\frac{\partial}{\partial x_1} \left(h_M k_{f1} \frac{\partial h}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(h_M k_{f2} \frac{\partial h}{\partial x_2} \right) + q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Gl. 64}$$

x_1, x_2 = Koordinaten (m),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m),
 k_{f1}, k_{f2} = Durchlässigkeitsbeiwerte (m/s),
 h = Standrohrspiegelhöhe (Potenzial) (m),
 q = Quellterm (m/s),
 S = Speicherkoeffizient (1),
 t = Zeit (s).

Die analytische Lösung dieser Differenzialgleichung ist nur mit Einschränkung hinsichtlich der Ausbildung des Grundwasserleiters (Homogenität und Unbegrenztheit) möglich. Die numerischen Verfahren bieten hier ein größeres Einsatzspektrum. Grundlage einer jeden Grundwassermodellierung ist die **Erstellung** eines **Hydrogeologischen Modells**. (Hinweise für die Anwendung hydrogeologischer Modelle wurden vom ARBEITSKREIS HYDROGEOLOGISCHE MODELLE der FH-DGG erarbeitet (ASBRAND et al., 2002).

Bei den numerischen Verfahren wird der hydrogeologische Körper in abstrahierter Form modellartig abgebildet und anschließend in Teilkörper (Elemente) aufgeteilt. Diese Elemente sind je nach dem eingesetzten Verfahren Rechtecke (**Finite-Differenzen-Methode**) oder Dreiecke bzw. Vierecke (**Finite-Elemente-Methode**). Innerhalb der einzelnen Elemente werden homogene Materialeigenschaften vorausgesetzt. Die Eckpunkte dieser Elemente bilden die so genannten **Knotenpunkte**.

3.8.3 Erstellung

Zur Erstellung eines numerischen Grundwassermodells sind im Einzelnen folgende **Arbeitsschritte** notwendig:

1. Präzise Formulierung der Fragestellung
2. Erhebung und Analyse vorhandener Daten für den Ausgangszustand
 - Archiv
 - Gelände
 - Labor

3

3. Durchführung eines problemorientierten Untersuchungsprogramms zur Ergänzung der Daten
4. Aufbau und Kalibrierung des Grundwassermodells
 - Aufbau eines numerischen Grundwassermodells
 - Festlegung des Modellgebietes
 - Festlegung der Randbedingungen
 - Festlegung der Eingangsdaten
 - Kalibrierung und Verifikation des numerischen Grundwassermodells
 - Simulation (Modellrechnung)
5. Sorgfältige Interpretation der Modellergebnisse unter Berücksichtigung der Qualität der Datenbasis

Nach der Formulierung der **Fragestellung** (Punkt 1) ist die Erhebung vorhandener sowie die Ergänzung fehlender **Daten** (Punkt 2) von immenser Bedeutung. Folgende Daten sind in Form einer hydrogeologischen Analyse zu sammeln, auszuwerten und dem Modell zuzuordnen:

- Geländehöhen
- Geologie
 - Basis und Oberfläche der relevanten Schichten (Grundwasserleiter, Grundwassernichtleiter)
- Vorflutpotenziale an Oberflächengewässern
- Flächendifferenzierte hydraulische Parameter
 - Durchlässigkeitsbeiwerte
 - Speicherkoeffizienten
 - Leakagekoeffizienten
- Grundwassergleichen
- Repräsentative Grundwasserstandsganglinien von Grundwassermessstellen
- Wechselwirkungen zwischen Oberflächengewässern und Grundwasser
- Standorte und Mengen für Entnahmen und Versickerungen
- Flächendifferenzierte Grundwasserneubildung
- Niederschlag und Verdunstung auf offenen Wasserflächen

Der nächste Arbeitsschritt einer Grundwassermodellierung nach der **Ergänzung der Daten** (Punkt 3) ist der **Aufbau** des Grundwassermodells (Punkt 4.a). Das Modellgebiet muss hinreichend groß gewählt werden, um die zu simulierenden

Veränderungen in ihrer räumlichen Auswirkung richtig erfassen zu können. Des Weiteren muss es durch geohydraulisch stabile Ränder abgegrenzt werden. Bei diesen Rändern geht man davon aus, dass sich die Grundwasserverhältnisse nicht durch die zu untersuchenden Eingriffe verändern werden. Im nächsten Schritt wird das Modellgebiet durch ein Elementenetz diskretisiert. Hierbei wird darauf geachtet, dass die Gebiete mit größerer Relevanz kleinere Knotenabstände aufweisen als die weniger wichtigen Randbereiche.

Generell ist zu bemerken, dass ein Grundwassermodell nur so gut sein kann, wie Modelleingangsdaten vorliegen. Aus diesem Grund müssen diese Grundlagendaten möglichst sorgfältig zusammengestellt und ausgewertet werden. Es ist darauf zu achten, dass Datenlücken frühzeitig erkannt und durch zusätzliche Untersuchungen wie z.B. Bohrungen, Grundwassermessstellen oder geohydraulische Tests geschlossen werden. Eine besondere Bedeutung kommt der **Modellkalibrierung** (Punkt 4.b) zu. Bei der Modellkalibrierung handelt es sich um eine iterative Variation von Modelleingangsdaten, so dass ein definierter Zustand, z.B. ein Ist-Zustand einer Grundwassersituation, die durch Grundwassergleichen oder die Messwerte an den Grundwassermessstellen dokumentiert ist, möglichst gut vom Modell nachgerechnet werden kann. Dieser Zustand kann stationär (stabile Grundwasserstände über die Zeit) oder instationär (zeitabhängige Grundwasserstände) sein. Die Modelleingangsdaten, die im Zuge von Kalibrierungen üblicherweise variiert werden, sind die Durchlässigkeitsbeiwerte und die Leakagekoeffizienten. Das hängt u.a. damit zusammen, dass diese beiden Parameter eine sehr große Variabilität besitzen (mehrere Zehnerpotenzen). Verschiedentlich müssen auch Grundwasser-Neubildungsraten angepasst werden. Bei Kalibrierungen instationärer Strömungsverhältnisse, die üblicherweise mit einer stationären Kalibrierung der mittleren Grundwasserverhältnisse beginnen, werden zusätzlich die Speicherkoeffizienten variiert. Generell ist bei einer Modellkalibrierung darauf zu achten, dass die genannten Parameter nur innerhalb von festgelegten Spannen variiert werden dürfen, damit nicht eine bessere Modellanpassung durch unplausible Modelldaten erkaufte wird, die mit den Gegebenheiten des natürlichen Systems nichts mehr zu tun haben.

Wie oben bereits ausgeführt liegt das Hauptaugenmerk einer Modellkalibrierung darin, Messwerte der Grundwasserstände oder der grundwasserbürtigen Abflussraten in Vorflutern durch das numerische Modell möglichst genau erklären, d.h. nachrechnen zu können. Im Laufe der letzten ca. 3 Jahrzehnte haben sich verschiedene Maßzahlen für die Qualität der Modellkalibrierung etabliert. Diese Maßzahlen basieren im Allgemeinen auf der Anpassung der Modellwerte an die Grundwasserstandsmesswerte. Dies hängt mit der herausgehobenen Bedeutung der Grundwasserstandsmesswerte zusammen. Weit verbreitet ist die Verwendung der mittleren absoluten Abweichung der Modellwerte von den Grundwasserstandsmesswerten aller verwendeten Grundwassermessstellen. Je nach den Gradientenverhältnissen sollte diese mittlere absolute Abweichung nicht größer als 0,15 m bis 0,5 m sein. In Ausnahmefällen sind auch Werte bis 1 m akzeptabel. Erst nach einer erfolgreichen Modellkalibrierung können mit einem Grundwassermodell belastbare Simulationen (Prognosesrechnungen) durchgeführt werden. Die **Modellergebnisse** müssen stets unter Berücksichtigung der Datenqualität **interpretiert** werden (Punkt 5).

Durch die **Modellverifikation** wird das kalibrierte Modell zusätzlich überprüft, indem die vom Modell für einen vom Kalibrierzustand abweichenden Referenzzustand berechneten Werte mit gemessenen Werten verglichen werden. In der Praxis werden Modellverifikationen vergleichsweise selten durchgeführt. Dies hängt damit zusammen, dass andere Grundwassersituationen als der so genannte Kalibrierzustand nicht dokumentiert sind oder z.B. mangels Eingriffen in den Grundwasserhaushalt sogar nicht existieren.

3.8.4 Anwendung

3.8.4.1 Grundwasserströmungs-Modelle

Grundwasserströmungs-Modelle, die in den letzten Jahren an Bedeutung zugenommen haben, werden in der Hauptsache zu folgenden Fragestellungen eingesetzt:

- Grundwasserbewirtschaftungsmaßnahmen (Optimierung)
- Sanierungsmaßnahmen (Optimierung) (z.B. COLDEWEY et al., 1998)
- Auswirkung von technischen Maßnahmen (z.B. Bergsenkungen, Baugruben etc.)
- Umgestaltung von Oberflächengewässern
- Tunnelbau
- Regenwasserversickerung

3.8.4.2 Stofftransport-Modelle

Neben der Modellierung der Strömungsvorgänge lässt sich auch der **Stofftransport** im Grundwasser simulieren (u.a. KINZELBACH, 1987). Diese Modelle berücksichtigen neben der Advektion (Konvektion) auch folgende Prozesse im Grundwasserleiter:

- Diffusion,
- Dispersion,
- Adsorption/Desorption,
- Biologischer Abbau,
- Radioaktiver Zerfall,
- Einfluss der Dichte.

Analytische Lösungsansätze (z.B. THIEM, DUPUIT & THIEM, THEIS, Abschn. 4.2.3) sind auf die Einhaltung bestimmter Randbedingungen (stationärer Strömungszustand im homogenen, isotropen, unendlich ausgedehnten Grundwasserleiter) angewiesen.

Unter den numerischen Modellen können zwei verschiedene Lösungsansätze unterschieden werden. Schon länger bekannt ist die **kombinierte Modellierung** von Grundwasserströmung und Stofftransport mit der Finite-Differenzen-Methode, der Finite-Elemente-Methode und dem Charakteristikenverfahren. Dies ist z.B. in den Programmen ASM (KINZELBACH & RAUSCH, 1995), MODFLOW/MT-3D (MCDONALD & HARBOUGH, 1988), FEFLOW und MOC (KONIKOW & BREDEHOEFT, 1978; modifiziert nach GOODE et al., 1989) verwirklicht. Eine weitere Möglichkeit zur Abschätzung des Stofftransportes ist die separate Berechnung von hydrodynamischen Prozessen und geochemischen Reaktionen im so genannten **Misch-Zellen-Ansatz** (z.B. SCHULZ & REARDON, 1983). Im Anschluss daran erfolgt die Berechnung geochemischer Reaktionen mit separaten

3 Programmmodulen; z.B. wird im eindimensionalen Modellprogramm CoTAM (HAMER & SIEGER, 1994) und zur Modellierung von thermodynamischen Gleichgewichten die Programme WATEQF und PHREEQC verwendet.

Stofftransport-Modelle kommen insbesondere bei der hydraulischen **Sanierung** von Altlasten zum Einsatz und sind in diesem Zusammenhang für die Beantwortung folgender Fragestellungen unverzichtbar:

- Analyse der Herkunft der Kontamination,
- Prognose der Stoffausbreitung,
- Auswahl und Optimierung des Sanierungsverfahrens.

Für einen konservativen, also nicht reaktiven Wasserinhaltsstoff kann die **Transportgleichung** über die Massenbilanz in einem Kontrollvolumen nach RAUSCH et al. (2002) wie folgt beschrieben werden (Abb. 55):

$$\dot{S} = \frac{\partial (\beta(X) \cdot n_{\text{eff}})}{\partial t} = -\nabla j_{\text{adv}} + \nabla j_{\text{diff}} + \nabla j_{\text{disp}} + \sigma n_{\text{eff}} \quad \text{Gl. 65}$$

$\dot{S}$ = Speicherung im Kontrollvolumen pro Zeiteinheit ($\text{kg}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$),
 $\beta(X)$ = Massenkonzentration (kg/m^3),
 ∇ = Nabla-Operator, z.B. in drei Dimensionen:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \quad (1/\text{m}),$$

j_{adv} = advektiver Stofffluss ($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$),
 j_{diff} = diffusiver Stofffluss ($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$),
 j_{disp} = dispersiver Stofffluss ($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$),
 σ = Externer Quell-/Senkenterm ($\text{kg}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$),
 n_{eff} = durchflusswirksamer Hohlraumanteil (1).

3.8.4.3 Programmpakete

Häufig verwendete Programmpakete für Grundwasserströmungs- bzw. Stofftransport-Modelle sind aus der Tab. 17 ersichtlich.

Eine Zusammenstellung von Stofftransport-Modellen, dokumentiert an Fallbeispielen, enthält DVWK (1989).

Zur Zeit werden Programmpakete für Mehrphasenmodelle, zur Kopplung von Grundwassermodellen mit Oberflächengewässer-Modellen, zur Kopplung von Grundwassermodellen mit Bergbaumodellen und Reaktionsmodellen erstellt.

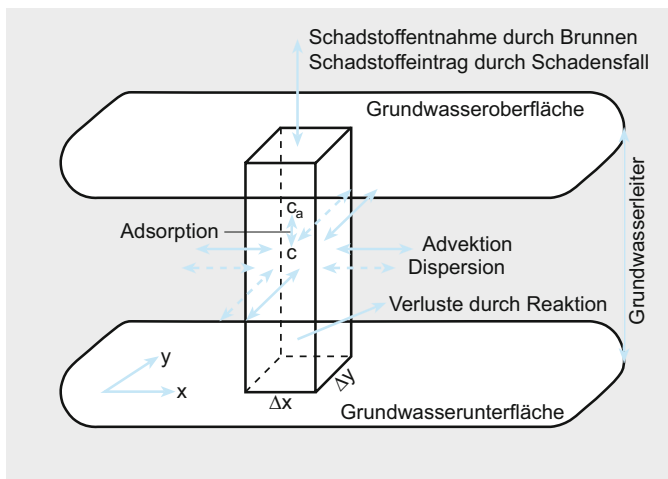


Abb. 55: Beiträge zur Massenbilanz am Kontrollvolumen (nach KINZELBACH & RAUSCH, 1995).

Tab. 17: Übersicht über häufig verwendete Strömungs- und Stofftransportmodelle.

MODFLOW/MT-3D (McDONALD & HARBOUGH, 1988)	3-D modular aufgebautes Strömungsmodell nach der Finite-Differenzen-Methode (S.S. Papadopoulos & Ass., Inc.)
FEFLOW (Finite Element Simulation System for Modelling Groundwater Flow)	interaktives, grafikgestütztes Programm zur Berechnung von Grundwasserströmung und Stofftransport (WASY GmbH Berlin)
Spring (Simulation of Processes in Groundwater)	Programmsystem zur Berechnung von 2- und 3-dimensionalen Grundwasserströmungs- und Stofftransport-Modellen (delta h Ingenieurgesellschaft mbH Dortmund)
ASM (Aquifer-Simulation-Modell) (KINZELBACH & RAUSCH, 1995)	2-D Grundwasserströmungs- und Stofftransport-Modell
MOC (Methods of Characteristics) (KONIKOW & BREDEHOEFT, 1978; modifiziert nach GOODE et al., 1989).	
STANMOD (STudio of ANalytical MODels)	Berechnung von Stofftransportproblemen auf der Basis analytischer Lösungen der advektiven/dispersiven Transportgleichung in porösen Medien (U.S. Salinity Laboratory, USDA/ARS, Riverside, California)

3.9 Grundwasserbeschaffenheit

3.9.1 Einführung

Wasser liegt in der Natur niemals in chemisch reiner Form vor. Es löst Stoffe, transportiert sie und fällt sie zum Teil wieder aus. So kommt es zu Umverteilungen von Stoffen in den vom Wasser durchflossenen Schichten, zur Bildung sekundärer Gesteine, zu Versalzungen des Grundwassers und der Böden. Dabei hängt die chemische Zusammensetzung des Wassers, seine Beschaffenheit, von seinen physikalischen und physiko-chemischen Eigenschaften ab. Aus der Kenntnis solcher Vorgänge und der jeweiligen Wasserbeschaffenheit sind Folgerungen über die Herkunft und die Bewegung des Grundwassers, die Verwendbarkeit in der Industrie und im Haushalt, über die Umwelteinflüsse und die Möglichkeiten der Beseitigung von schädlichen Beeinträchtigungen zu ziehen. Aus dem Mineralgehalt von Mineral- und Heilwässern ergibt sich deren therapeutische Verwendbarkeit im Gesundheitswesen.

Die Abhängigkeit der Grundwasserbeschaffenheit von zeitlichen und räumlichen Faktoren und dem ursächlichen Zusammenhang mit den ablaufenden chemischen, physikalischen, physiko-chemischen und zum Teil auch biologischen Prozessen im grundwasserleitenden Medium zu untersuchen, ist Ziel der Geohydrochemie. Ihre Aufgabe ist es, die Dynamik der chemischen Zusammensetzung von Grundwässern zu untersuchen, d.h. die Vorgänge zu ermitteln, die den hydrochemischen Haushalt der Wässer bestimmen.

3.9.2 Physikalische und chemische Grundlagen

3.9.2.1 Isotopische Zusammensetzung des Wassers

Das **Wassermolekül** – chemische Formel H_2O – besteht aus zwei Wasserstoff-Atomen und einem Sauerstoff-Atom. Beide chemischen Elemente haben verschieden schwere stabile Isotope, von denen ^1H (auch leichter Wasserstoff) und ^2H (auch **Deuterium**) sowie ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O die

3 häufigsten sind. In der Hydrosphäre kommen beim Wasserstoff auf ein schweres Deuterium-Isotop 2 940 bis 5 550 leichte Wasserstoff-Atome, beim ^{18}O sind es 500 bis 530. Das Isotopen-Verhältnis aus schweren zu leichten Atomen beider Elemente hängt vom Ursprung und der Geschichte des Wassers ab. Es ist ein Schlüsselparаметer der Isotopenhydrologie. In ihr übernehmen zusätzlich die radioaktiven Isotope des Wasserstoffs Tritium (^3H) und des Kohlenstoffs Radiokohlenstoff (^{14}C) eine dominierende Rolle (Abschn. 3.9.2.2).

Die Kombination der häufigsten stabilen Wasserstoff- und Sauerstoff-Isotope ergibt neun verschieden schwere Wassermoleküle mit Molmassen zwischen 18 g/mol und 22 g/mol, deren Häufigste in Tab. 18 aufgelistet sind.

Tab. 18: Isotopenhäufigkeit verschiedener Wassermoleküle.

Molekül	Molmasse	Häufigkeit
$^1\text{H}_2\text{}^{16}\text{O}$	18	99,730 %
$^1\text{H}_2\text{}^{18}\text{O}$	20	0,205 %
$^1\text{H}_2\text{}^{17}\text{O}$	19	0,035 %
$^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$	19	0,015 %

Wasser, die aufgrund unterschiedlicher Anteile dieser Moleküle isotopisch verschieden schwer sind, unterscheiden sich in ihren physikalischen Eigenschaften (Dichte, Viskosität, Schmelz- und Siedetemperatur, Dampfdruck u.a.). Für die Isotopenhydrologie entscheidend ist, dass zur Verdunstung isotopisch schwerer Wassermoleküle mehr Energie benötigt wird als für leichte. Dadurch kommt es zu einer Abreicherung der isotopisch schweren Moleküle in der Dampfphase gegenüber der Flüssigphase. Dieser Prozess wird Isotopenfraktionierung genannt. Die meteorischen Wasser sind als dessen Folge isotopisch leichter als Meerwasser. Im weiteren Sinne erklärt die dampfdruckabhängige Isotopenfraktionierung, dass Niederschläge auf ihrem Weg vom Meer in Richtung Kontinent isotopisch leichter werden, also an schweren Molekülen verarmen (**Kontinental-Effekt**). Auch der Höhen-Effekt kommt dadurch zustande. Niederschlagswasser wird an den Flanken von Gebirgen mit steigender Höhe isotopisch leichter (Abschn. 3.9.2.2).

Das natürliche, kosmogene, radioaktive Isotop ^3H des Wasserstoffs hat eine Halbwertszeit $T_{1/2}$ von 12,43 Jahren. Es spielt in der Isotopenhydrologie kaum eine Rolle, weil das bei Kernwafferversuchen erzeugte „Bomben“-Tritium dessen natürliche Markierung die der Hydrosphäre völlig überdeckt hat (MÜNNICH, 1963). Die vornehmlich in den 1960er Jahren erfolgte anthropogene Markierung (Abschn. 4.2.4) erreichte damals das 1 000-fache der natürlichen und ermöglichte den Hydrogeologen fortan, näherungsweise mittlere Verweil- und Durchgangszeiten sehr junger Grundwässer im Untergrund zu ermitteln (Abschn. 3.9.2.2; MOSER & RAUERT, 1980). In naher Zukunft könnte das natürliche kosmogene Tritium allerdings an Bedeutung gewinnen, weil der anthropogene ^3H -Anteil im Niederschlag weitgehend verschwunden ist.

Radiokohlenstoff (^{14}C) ist für die Altersbestimmung von Wasser, das zwischen wenigen Jahrtausenden und mehreren zehntausend Jahren alt ist, unentbehrlich. Die ^{14}C -Alter erlauben, numerische Modelle zu kalibrieren, geohydraulische Regionalparameter zu ermitteln und paläohydrologische Informationen zu gewinnen (MOOK, 2000).

3.9.2.2 Isotopenhydrologie

Die **Isotopenhydrologie** nutzt die Erkenntnis, dass natürliche und anthropogene Umweltisotope in unterschiedlichen Konzentrationen in der Hydrosphäre vorkommen (DROST et al., 1972; MOSER & RAUERT, 1980; CLARK & FRITZ, 1997; GEYH, 1988; GEYH, 2000). Es gibt stabile und instabile, radioaktive Isotope. Für die Isotopenhydrologie am wichtigsten sind die stabilen Isotope des Wasserstoffs (^1H und ^2H = Deuterium) und des Sauerstoffs (^{16}O , ^{17}O und ^{18}O) sowie die kosmogenen und anthropogenen radioaktiven Isotope Radiokohlenstoff (^{14}C) und Tritium (^3H) (Abb. 56). Weitere radioaktive Isotope wie ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{85}Kr und ^{81}Kr , aber auch die stabilen Stickstoffisotope haben noch keine breite hydrogeologische Anwendung gefunden und sind auf wissenschaftliche Grundlagenuntersuchungen beschränkt geblieben. Nur die stabilen Schwefel-Isotope ^{32}S und ^{34}S sind zur Ermittlung des Ursprungs von Sulfaten unentbehrlich geworden.

In der Hydrogeologie werden Umweltisotope zu Studien der Grundwasserneubildung und -dynamik, des Wasserhaushalts, zur Abschätzung von Mischungsanteilen und zur Unterscheidung von Grundwässern nach ihrem Ursprung genutzt. Auch umweltrelevante Fragestellungen werden erfolgreich beantwortet. Das korrigierte ^{14}C -Alter des Grundwassers liefert wichtige paläohydrologische Informationen, aber auch ökologische, weil das chemische Kontaminationspotenzial „alter“ Grundwässer meist kleiner ist als das „junger“. In ariden und semi-ariden Gebieten ist die Grundwasser-Altersbestimmung mit der **^{14}C -Methode** unersetzlich, um noch immer neugebildete Grundwasserressourcen von fossilen zu unterscheiden. ^{14}C -Alter sind schließlich zur Kalibrierung numerischer Modelle und zur Abschätzung geohydraulischer Gebietswerte sehr nützlich, wenngleich viel zu wenig beachtet (s. Abschn. 6.2.3 und 6.2.4 in MATTHEß et al., 1992).

3.9.2.2.1 Stabile Sauerstoff- und Wasserstoff-Isotope

Die Isotopenzusammensetzung des Grundwassers aus stabilen Isotopen des Wasserstoffs (^1H und ^2H) und des Sauerstoffs (^{16}O , ^{17}O und ^{18}O) lässt sich schnell und preisgünstig massenspektrometrisch messen. Sie hilft bei der Lösung einer breiten Palette hydrologischer Fragestellungen. Der Dampfdruck der isotopisch verschiedenen schweren Wassermoleküle ist unterschiedlich groß, so dass bei Phasenübergängen (Verdunstung, Kondensation, Sublimation) die isotopisch leichten gegenüber den schweren Molekülen in der flüchtigen Phase angereichert werden. Dieser Prozess, **Isotopenfraktionierung** genannt, ist stark temperaturabhängig und erklärt z.B. den Jahresgang der Isotopenzusammensetzung des Wasserstoffs und Sauerstoffs in Niederschlägen.

Das Häufigkeitsverhältnis R der schweren zu leichten Wasserstoff- bzw. Sauerstoff-Isotope

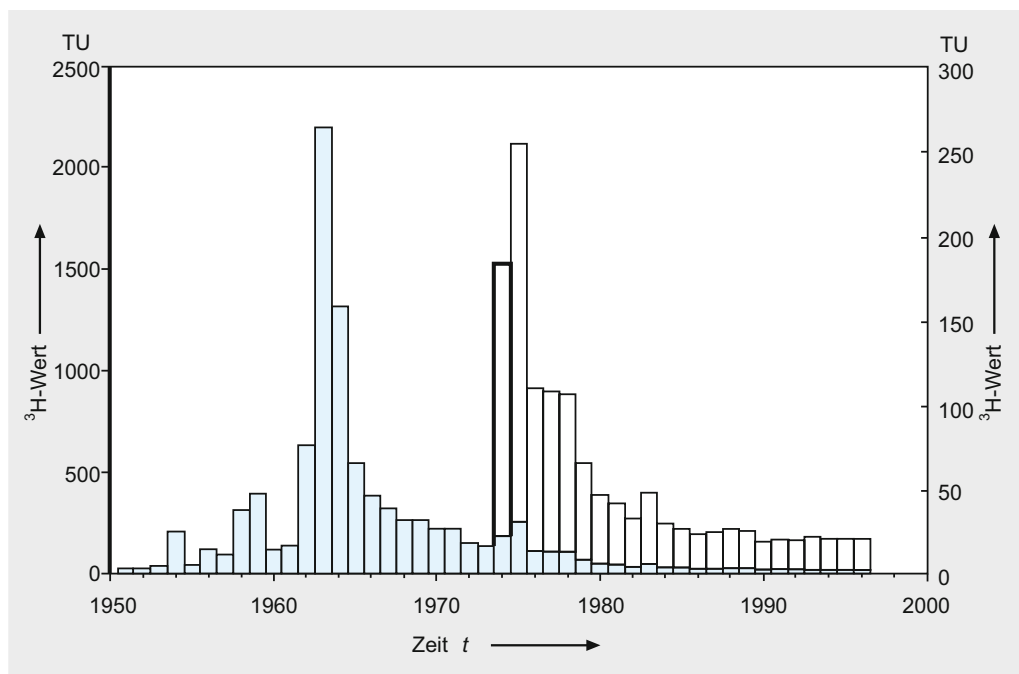


Abb. 56: Tritium-Werte im Niederschlag Mitteleuropas in den Jahren 1950 bis 1997 (nach GEYH, 2000).
Bem.: ab 1974 ändert sich der Maßstab.

3 wird zur Erhöhung der Genauigkeit relativ bestimmt und auf den internationalen Standardwert **V-SMOW** bezogen (**Vienna Standard Mean Ocean Water**). Anstelle des Häufigkeitsverhältnisses R werden die Delta-Werte in Promille (‰) angegeben und für Sauerstoff wie folgt berechnet:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{PrO}} - R_{\text{StO}}}{R_{\text{StO}}} \cdot 1000 \quad \text{Gl. 66}$$

$\delta^{18}\text{O}$ = auf einen Standard bezogene relative Differenz des Sauerstoff-Isotopenverhältnisses einer Probe zu dem des Standards (‰),

R_{PrO} = $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopen-Verhältnis der Wasserprobe (1),

R_{StO} = $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopen-Verhältnis des Standards (V-SMOW) (1).

Diese Definition des Delta-Wertes gilt analog für alle anderen stabilen Isotope, wie z.B. Wasserstoff ($\delta^2\text{H}$), Kohlenstoff ($\delta^{13}\text{C}$) und Schwefel ($\delta^{34}\text{S}$). Da sich Isotopenfraktionierungen bei Wasserstoff und Sauerstoff analog auswirken, besteht eine lineare Beziehung zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werten meteorischer Wässer:

$$\delta^2\text{H} = s \cdot \delta^{18}\text{O} + d_{\text{E}} \quad \text{Gl. 67}$$

$\delta^2\text{H}$ = auf einen Standard bezogene relative Differenz des Sauerstoff-Isotopenverhältnisses einer Probe zu dem des Standards (‰),

s = Steigung der „Niederschlags“-Geraden (meteoric water line = MWL) (1),

$\delta^{18}\text{O}$ = auf einen Standard bezogene relative Differenz des Isotopenverhältnisses einer Probe zu dem des Standards (‰),

d_{E} = Deuterium-Exzess (‰).

Die Steigung s beträgt für kontinentale Niederschläge 8; der Deuterium-Exzess d_{E} liegt bei +10 ‰. In offenen stehenden Gewässern (z.B. Seen, Kiesgruben oder Tümpeln in Wadis arider Gebiete) führt Verdunstung zu kinetischen Isotopenfraktionierungen, die die Steigung s verflachen und den Deuterium-Exzess erniedrigen. Im $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ -Diagramm liefern viele Thermal- und manche Mineralwässer eine horizontale Linie, wenn es zu Sauerstoff-Isotopenaustausch zwischen im Grundwasser gelöstem Hydrogenkar-

bonat und Karbonaten des Grundwasserleiters gekommen ist.

Die folgenden, aus Isotopenfraktionierungen resultierenden Phänomene werden in der angewandten Hydrogeologie und Isotopenhydrologie genutzt:

Temperatur-Effekt: Der jahreszeitliche Isotopengang der Niederschläge ähnelt in guter Näherung einer Sinuskurve, deren Amplitude mit wachsender Verweilzeit junger Grundwässer im Untergrund bis etwa vier Jahre nach deren Neubildung so weit abgenommen hat, dass sie nicht mehr nachweisbar ist. Das wird zur Abschätzung der Verweilzeit des Trockenwetterabflusses verwendet. Der Temperatur-Effekt ermöglicht aber auch, Grundwässer altersmäßig grob zu unterscheiden, die in Kalt- (Pleistozän) oder Warmzeiten (Holozän) neu gebildet worden sind.

Höhen-Effekt: Die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe spiegelt sich in den Delta-Werten der Niederschläge entlang der Flanken von Gebirgen wider. Bei $\delta^{18}\text{O}$ liegt der Gradient zwischen –0,15 und –0,45 ‰ pro 100 m, bei $\delta^2\text{H}$ ist er nach Gl. 66 um das 8-fache größer. Wenn diese Relation für ein bestimmtes Gebiet zutrifft, erlauben die Gradienten, die Höhe des Einzugsgebietes für Grundwässer im Idealfall auf etwa 50 m genau zu bestimmen.

Kontinental-Effekt: Flächenhafte Grundwasserneubildung zeigt sich in der Abnahme der Delta-Werte entlang der meteorischen Zyklonenbahnen zwischen der Küste und dem Landesinneren.

3.9.2.2.2 Schwefel-Isotope

Außer Wasserstoff-, Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen wird in der Isotopenhydrogeologie auch das Schwefel-Isotopen-Verhältnis $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ genutzt. Der daraus abgeleitete $\delta^{34}\text{S}$ -Wert (analog zu Gl. 66) gibt Auskunft über die Herkunft und Geschichte des im Grundwasser gelösten Sulfats (IAEA, 1987). Beim mikrobiologischen Abbau wird das leichtere ^{32}S -Isotop angereichert.

3.9.2.2.3 Natürliche und anthropogene radioaktive Umweltisotope

Zur Altersbestimmung von Grundwasser werden mehrere Methoden eingesetzt, von denen die gebräuchlichsten kurz beschrieben werden (GEYH, 1988).

3.9.2.2.3.1 Radiokohlenstoff-Methode

Die Altersbestimmung von Grundwasser, das viele Jahrhunderte bis mehrere zehntausend Jahre alt ist, gelingt mit dem kosmogenen **Radiokohlenstoff** (^{14}C), der in den im Grundwasser gelösten anorganischen Kohlenstoff-Verbindungen (HCO_3^- und CO_2 ; engl.: DIC – Dissolved Inorganic Carbon) enthalten ist. Dazu ist die Messung der spezifischen ^{14}C -Aktivität notwendig, die in der Einheit pMC (percent Modern Carbon) angegeben wird. Atmosphärisches CO_2 hat nach der Definition in guter Näherung 100 pMC.

Die spezifische ^{14}C -Anfangsaktivität a_{ini} einer kohlenstoffhaltigen Probe nimmt während der Alterung durch radioaktiven Zerfall exponentiell (Halbwertszeit von $T_{1/2} = 5730$ Jahre) auf die spezifische Aktivität a_{pr} ab. Das Alter t_A (a) errechnet sich aus:

$$t_A = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \left(\frac{a_{\text{ini}}}{a_{\text{pr}}} \right) \quad \text{Gl. 68}$$

t_A = berechnetes Alter der Probe (a),
 $T_{1/2}$ = Halbwertszeit (a),
 a_{ini} = initiale spezifische ^{14}C -Aktivität von DIC (pMC),
 a_{pr} = spezifische ^{14}C -Aktivität von DIC der Probe (pMC).

Radiokohlenstoff gelangt bei der Einstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts während der Neubildung über das Kohlenstoffdioxid des Bodens ins Grundwasser. Das folgt aus nachstehender Reaktionsgleichung:



Stöchiometrisch hängt der ^{14}C -Anfangswert a_{ini} von DIC von der Karbonat-Härte ab, tatsächlich aber auch von vielen bodenchemischen und geohydraulischen Parametern des Einzugsgebiets. Die Beteiligung von fossilem, also ^{14}C -freiem Bodenkalk an dem hydrochemischen Prozess der Grundwasserneubildung erklärt, warum nach Gl. 68 berechnete ^{14}C -Wasseralter um bis zu einigen Jahrtausenden größer sind als die tatsächlichen. Die Differenz zwischen beiden (auch Reservoir-Korrektur genannt) ist für Grundwässer gleichen Ursprungs konstant, sofern es keine sekundären hydrochemischen Umsetzungen im Grundwas-

serleiter gegeben hat. Dies trifft für viele Ressourcen gespannten Grundwassers zu, für die Abstandsgeschwindigkeiten, Neubildungsraten und andere Parameter des Wasserhaushalts direkt aus den unkorrigierten ^{14}C -Altern berechnet werden können. Die Filtergeschwindigkeit erhält man durch Multiplikation der Abstandsgeschwindigkeit mit dem Porenanteil.

Bei der Beantwortung paläohydrologischer und mancher wissenschaftlicher Fragestellungen sind tatsächliche Wasseralter nach einer Reservoir-Korrektur aus den ^{14}C -Altern zu berechnen. Sie wird – oft sehr ungenau – empirisch oder durch hydrochemische Modellierung ermittelt. Die Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs aus ^{12}C und ^{13}C im gemessenen DIC erlaubt zudem, Grundwässer genetisch zu unterscheiden und sekundäre hydrochemische Umsetzungen zu erkennen.

Ungeachtet der oben beschriebenen Faktoren, wird die Isotopenzusammensetzung von Wasserproben hauptsächlich als Mischung altersmäßig und oft auch genetisch unterschiedlicher Grundwässer bestimmt. Die Auswirkungen sekundärer hydrochemischer und anderer physikalischer Prozesse auf „süße“ Grundwässer (wie z.B. Isotopenaustausch, hydrochemische Umsetzungen, Produktion von Radionukliden im Grundwasserleiter) sind hingegen im allgemeinen weniger bedeutsam, als viele Lehrbücher, die ^{14}C -Methode abwertend, zu vermitteln versuchen.

3.9.2.2.3.2 Tritium-Methode

Die Tritium-Werte von Grundwässern werden gewöhnlich in Tritium-Einheiten TU (Tritium Unit) angegeben. Eine Tritium-Einheit entspricht einem Tritium-Atom auf 10^{18} Wasserstoff-Atome. Mit Kernwaffenversuchen und durch die Atomwirtschaft erfolgte eine globale Markierung der Hydrosphäre mit Tritium (Halbwertszeit 12,43 Jahre). Sie erreichte 1963/1964 mit fast 2 000 TU im Niederschlag ihr Maximum, das danach bis heute auf etwa 10 TU zurückging (Abb. 56). Der ^3H -Wert von Grundwässern, die nach 1963/64 neu gebildet wurden, erlaubt die Bestimmung der mittleren Verweilzeit oder Durchlaufzeit im Untergrund bis zu mehreren Jahrzehnten. Dazu sind geeignete hydrogeologische Modelle entwickelt worden (YURTSEVER, 2000). Nachdem die Tritium-Werte

3 der Niederschläge inzwischen wieder fast den natürlichen Pegel von einigen TU erreicht haben, beschränken sich viele isotopehydrologische Aussagen nur auf einen qualitativen Nachweis des in den letzten Jahrzehnten neugebildeten tritiumhaltigen Grundwassers. Die Ermittlung der Grenze zwischen tritiumhaltigem und -freiem Grundwasser in offenen Grundwasserleitern lässt allerdings auch heute noch ziemlich genaue Abschätzungen regionaler Grundwasser-Neubildungsraten zu (Abb. 57).

Als Alternative zur klassischen ^3H -Methode bieten sich Konzentrationsbestimmungen von im Grundwasser gelösten anthropogenen Fluorchlorkohlenwasserstoffen an (IAEA, 2005). In den letzten Jahrzehnten wird zunehmend auch die wesentlich aufwändigere $^3\text{H}/^3\text{He}$ -Methode eingesetzt, mit der absolute Alter von Grundwässern bis etwa 40 Jahre erhalten werden (CARMi & GAT, 1994).

Die Anwendung der globalen Tritium-Markierung der Hydrosphäre zum Studium des kurzfristigen Grundwasserzyklus verlangt nach regional gültigen ^3H -Injektionskurven. Die seit den 1960er Jahre laufende ^3H -Messung an Niederschlägen, die alle Kontinente erfasst und von der Internationalen Atombehörde (IAEA) in Wien

vorgenommen wird, liefert dafür das benötigte Datenmaterial.

3.9.2.2.3.3 Krypton-Methode

Seit Anfang der fünfziger Jahre nimmt der ^{85}Kr -Gehalt in der Atmosphäre nahezu linear zu. Das Isotop wird bei der Aufbereitung abgebrannter Kernelemente frei gesetzt. ^{85}Kr bietet damit eine von ^3H unabhängige und in gewisser Hinsicht vorteilhaftere Methode der Altersbestimmung junger Grundwässer (EKWURZEL et al., 1994; COOK & SOLOMON, 1997). Sie hat allerdings wegen der messtechnischen Komplexität kaum Anwendung gefunden.

3.9.2.2.3.4 Helium-Methode

^3He im Grundwasser stammt fast ausschließlich aus dem Tritium-Zerfall aus den Kernwaffenversuchen; das wesentlich häufigere stabile Helium-Isotop ^4He wird beim Alpha-Zerfall hauptsächlich der Uran- und Thorium-Isotope sowie deren Zerfallsprodukte, die in quasi allen Gesteinen und vielen Sedimenten relativ häufig vorkommen, erzeugt. ^4He gelangt aber auch durch Migration aus dem Erdmantel (sog. Mantel-Helium) und der Erdkruste ins Grundwasser. Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis erlaubt, die Anteile magmatogener juveniler Gase zu ermitteln und unter günstigen Umständen aus seiner Änderung entlang des Fließwegs auf das Alter des Grundwassers zu schließen (CLARK & FRITZ, 1997).

3.9.2.2.3.5 Mehrfach-Isotopenstudien

Isotopehydrogeologische Fallstudien sollten immer mehrere Umweltisotope und hydrochemische Analysen einbeziehen, um die Auswirkungen der Mischung verschieden alter Grundwässer erkennen und quantitativ aufschlüsseln zu können. Wenn nur zwei Grundwässer gemischt sind und keine sekundären hydrochemischen Umsetzungen stattgefunden haben, werden wegen der linearen Beziehung zwischen den unterschiedlichen Isotopen- und hydrochemischen Analysenwerten zuverlässige quantitative geohydraulische Abschätzungen möglich. Multikomponentenmischungen von Oberflächenwässern verlangen zur Lösung hydrogeologischer Fragen Zeitreihen oder Annahmen über die Altersverteilung.

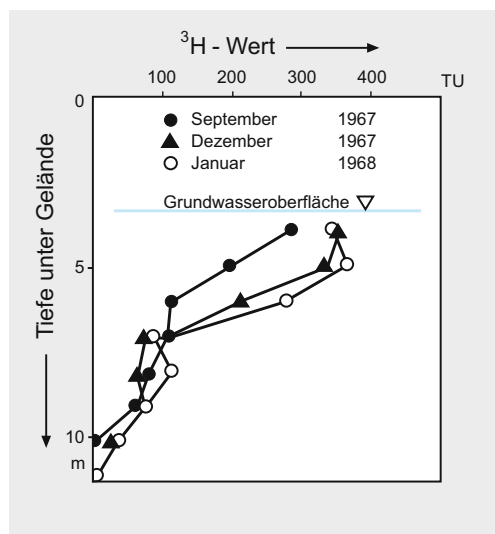


Abb. 57: Tritium-Vertikalprofile im Grundwasser bei Sandhausen südlich von Heidelberg (ROETHER, 1970).

Rückblickend ist festzustellen, dass in mehr als vier Jahrzehnten erfolgreicher Anwendung die Bedeutung der Isotopenhydrologie inzwischen kaum noch zählbaren isotopenhydrologischen Studien bewiesen wurde und dass Messungen der Tritium- und Radiokohlenstoff-Aktivitäten sowie Analysen der stabilen Wasserstoff- und Sauerstoff-Isotope an Wasserproben hydrogeologisch relevante Informationen zu liefern vermögen (GEYH, 2000; CLARK & FRITZ, 1997), die anderweitig nur schwer oder gar nicht zu erhalten sind.

3.9.2.3 Physikalische Eigenschaften des reinen Wassers

Kompressibilität, Dichte, Viskosität, Dampfdruck u.a. sind als wesentliche Eigenschaften des Wassers von der Temperatur abhängig. Diese Größen sind nicht nur bei der Grundwasserdynamik, sondern auch bei der Gewinnung und Nutzung von großer Bedeutung. Sie hängen eng mit der molekularen Struktur des Wassers zusammen.

3.9.2.3.1 Molekulare Struktur

Wasser ist ein Stoff mit sehr spezifischen physikalischen Eigenschaften, die vom normalen Verhalten anderer Stoffe abweichen. Im Gegensatz zu anderen Stoffen ist die Dichte der festen Modifikation (Eis) bei 0 °C etwa 9 % geringer als die der flüssigen (Wasser), daher schwimmt Eis auf dem Wasser. Beim Erwärmen von 0 °C auf 4 °C verringert sich das Volumen; es ist am geringsten bei 4 °C. Dieses von anderen Stoffen abweichende Verhalten wird als **Temperatur-Anomalie** des Wassers bezeichnet. Wasser hat eine ungewöhnlich hohe Oberflächenspannung ($\sigma = 0,07197 \text{ N/m}$ bei 25 °C), hohe Dielektrizitätskonstante ($\epsilon = 78,25$ bei 25 °C; zum Vergleich: Luft = 1), Verdampfungsenthalpie ($\Delta H_v = 2,282 \text{ kJ/g}$, bei 1013,24 hPa) und Schmelzenthalpie ($\Delta H_s = 333,73 \text{ J/g}$). Wasser kommt in gasförmiger (Abb. 58-2), in flüssiger (Abb. 58-3) und fester Form (Abb. 58-4) in unserer Umwelt vor. Diese und andere abweichende Eigenschaften sind auf seine besondere Molekülstruktur zurückzuführen.

Das Wassermolekül besteht aus zwei Wasserstoff-Atomen und einem Sauerstoff-Atom. Die Wasserstoff-Atomkerne sind jedoch zu den Elek-

tronen und dem Sauerstoff-Atomkern asymmetrisch angeordnet. Das Molekül kann als ein Tetraeder (Abb. 58-1) beschrieben werden, in dessen Zentrum sich das Sauerstoff-Atom befindet, während die Massen-Zentren der beiden Wasserstoff-Atome jeweils eine Ecke und die Zentren der Ladungen von zwei Elektronenpaaren (jeweils 2e) die beiden anderen Ecken besetzen. Die Verbindungslinien von den Wasserstoff-Kernen zum Sauerstoff-Kern bilden einen Winkel von 104,5°. Von den insgesamt 10 Elektronen des Moleküls (2 der Wasserstoff-Atome, 8 des Sauerstoff-Atoms) sind damit 4 exzentrisch angeordnet und werden von dem Sauerstoff-Atom gerade noch angezogen. Von den restlichen 6 Elektronen bilden 4 die Bindung zwischen dem O- und den H-Kernen, die restlichen 2 bleiben nahe dem O-Kern. Auf Grund dieser Molekülstruktur fällt der Schwerpunkt der negativen und positiven Ladungen nicht in einem Punkt zusammen, wie etwa bei der unpolaren kovalenten Bindung zweier gleichartiger Atome, z.B. bei den Gasen. Die Elektronen eines Wassermoleküls sind mehr nach der einen Seite, die positiv geladenen Atom-Kerne mehr nach der anderen verschoben. Auf Grund dieser Verschiebung der Bindungselektronen gegenüber der Mitte des Atomabstandes entsteht eine Ladungspolarität. Das Molekül stellt einen **Dipol** dar, dessen eine Seite positiv und dessen andere Seite negativ geladen ist. Zur Kennzeichnung der Größe der Polarität eines Moleküls dient das elektrische Dipolmoment p , das durch das Produkt aus dem Abstand der Ladungsschwerpunkte r und der Größe der Ladung q bestimmt wird. Die Einheit ist C·m (Coulomb · Meter) (CHARLES AUGUSTIN DE COULOMB, französischer Physiker; 1736–1806). Traditionell wird häufig noch die Einheit Debye (D) (PETER DEBYE, niederländischer Chemiker und Physiker; 1884 – 1966) verwendet, wobei folgendes gilt: $1 \text{ D} = 3,336 \cdot 10^{-30} \text{ C·m}$.

$$p = q \cdot r \quad \text{Gl. 69}$$

p = Dipolmoment (C·m),
 q = elektrische Ladung (C),
 r = Abstand der Ladungsschwerpunkte (m).

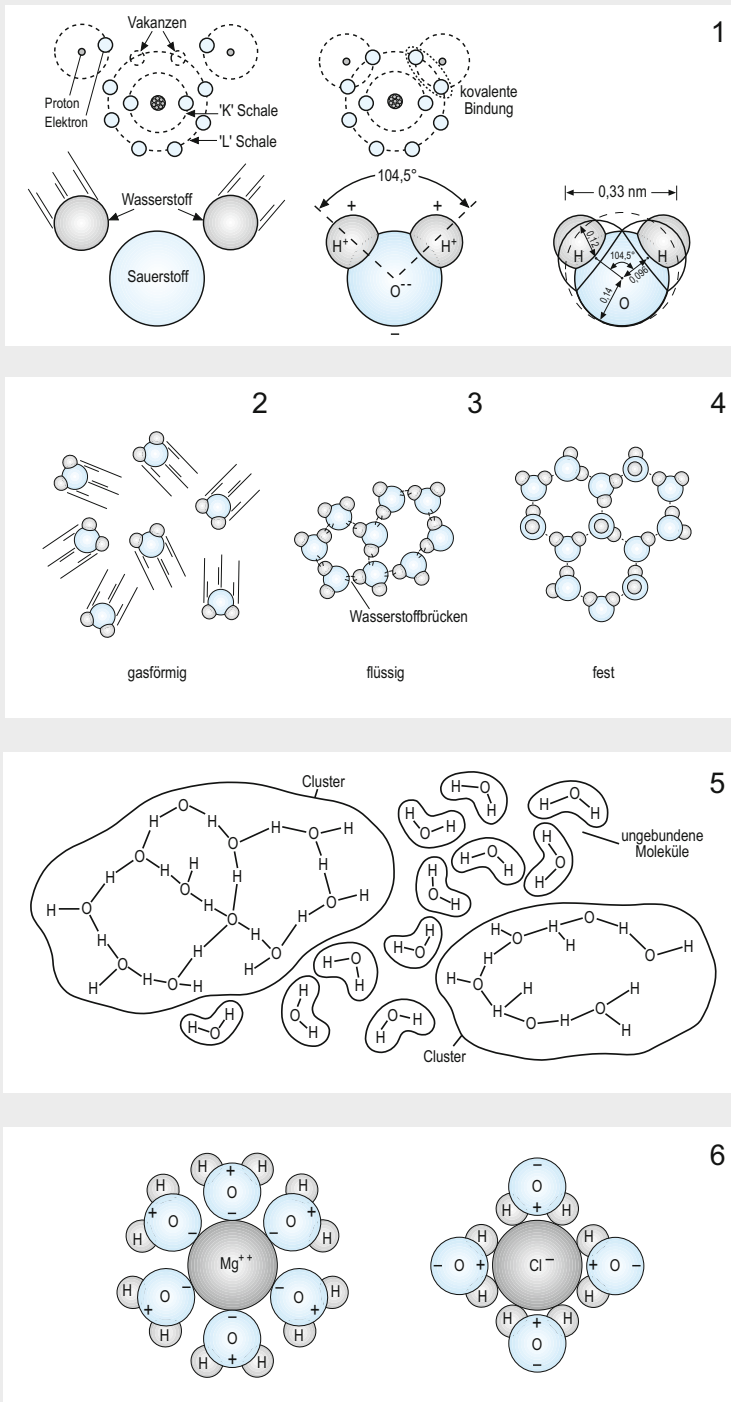


Abb. 58: Struktur und Eigenschaften des Wassermoleküls (verändert nach DAVIS & DAY, 1961 (1), NEMETHY & SCHERAGA, 1962 (5), BUSCH & LUCKNER, 1974 (6)).

Das verhältnismäßig hohe Dipolmoment ist die Ursache für die – im Vergleich zu anderen Stoffen mit geringerem Dipolmoment (Tab. 19) – hohe Kohäsionskraft zwischen den Wassermolekülen (**Wasserstoffbrückenbindung**) (Abb. 58-3). Die räumliche Anordnung der Atom-Kerne und Elektronen beeinflusst auch die (kovalente) Bindung der Wassermoleküle untereinander zu Molekülgruppen, den Clustern, die neben den Einzelmolekülen auftreten (Abb. 58-5). Solche Cluster umfassen bei $\vartheta = 0\text{ °C}$ im Mittel 90, bei $\vartheta = 70\text{ °C}$ 25 H_2O -Moleküle, d.h. mit zunehmender Temperatur nimmt die Größe der Molekülgruppen ab. Mit fallender Temperatur kommt es ständig zu weiteren Molekülgruppierungen, bis schließlich beim Gefrieren eine weitgehende Ordnung im Kristallgitter erfolgt (Abb. 58-6). Wasser kann also als eine polymerisierte Flüssigkeit der Formel H_2O angesehen werden, wobei die Moleküle unterschiedliche, temperatur- (und druck-) abhängige Grade der Polymerisation erreichen. Die polymerisierten Anteile, die strukturell dem Eis entsprechen, machen bei $\vartheta = 0\text{ °C}$ 25 %, bei $\vartheta = 100\text{ °C}$ dagegen nur 5 % aus.

3.9.2.3.2 Temperaturabhängige physikalische Eigenschaften

Wasser hat eine verhältnismäßig hohe spezifische **Wärmekapazität**, worunter die Wärmemenge zu verstehen ist, die 1 g eines Stoffes um 1 K erwärmt. Diese Eigenschaft verdeutlichen die Vergleichszahlen der spezifischen Wärmekapazität c_p bei konstantem Druck (Tab. 20). Die spezifische Wärmekapazität c_v bei konstantem Volumen wird bei hydrogeologischen Fragestellungen nicht verwendet.

Wegen der hohen Wärmekapazität des Wassers ist eine verhältnismäßig große Wärmemenge

Tab. 19: Elektrische Dipolmomente p verschiedener Stoffe.

Stoff	Elektrisches Dipolmoment p
Wasser H_2O	$6,13 \cdot 10^{-30}\text{ C}\cdot\text{m}$ (= 1,84 D)
Salzsäure HCl	$3,43 \cdot 10^{-30}\text{ C}\cdot\text{m}$ (= 1,03 D)
Ammoniak NH_3	$4,87 \cdot 10^{-30}\text{ C}\cdot\text{m}$ (= 1,46 D)
Ethylalkohol $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$	$5,64 \cdot 10^{-30}\text{ C}\cdot\text{m}$ (= 1,69 D)

Tab. 20: Spezifische Wärmekapazitäten c_p verschiedener Stoffe.

Stoff	spezifische Wärmekapazität c_p kJ/(kg · K)
Wasser	4,187
Ethylalkohol	2,428
Glas	0,6 – 0,8
Kupfer	0,381
Gold	0,130

zu seiner Erwärmung erforderlich, wie umgekehrt bei der Abkühlung eine größere Wärmemenge frei wird. Diese Eigenschaft hat beim Grundwasser große Bedeutung, wenn dieses zur Energienutzung für Heizzwecke und zur Stromerzeugung genutzt wird. Eine weitere Bedeutung liegt darin, dass wesentliche physikalische Eigenschaften des Wassers temperaturabhängig sind (Abb. 59-1, Abb. 59-2).

So wird die größte **Dichte** $\rho = 0,99997 \cdot 10^3\text{ kg/m}^3$ bei einer Temperatur $\vartheta = 3,98\text{ °C}$ und einem Druck $p = 1\,013,24\text{ hPa}$ erreicht. Mit zunehmender Erwärmung nimmt die Dichte funktionell ab, bis sie bei einer Temperatur $\vartheta = 100\text{ °C}$ noch $\rho = 0,95835 \cdot 10^3\text{ kg/m}^3$ beträgt. In Grubengebäuden kommt es bedingt durch Temperaturunterschiede zur Ausbildung von Konvektionswalzen, die eine scharfe Trennung zwischen deutlich unterschiedlich mineralisierten Grubenwässern (d.h. mit unterschiedlicher Dichte) hervorrufen.

Das **spezifische Volumen** v stellt den Kehrwert der Dichte ρ dar und kann auch als Verhältnis des Volumens V zur Masse m definiert werden.

Ein anderes Verhalten zeigt dagegen die **Kompressibilität** χ des Wassers, die für die Größe der Speicherkoeffizienten eines Grundwasserleiters (Abschn. 3.3.6) mitbestimmend ist. Wasser ist verhältnismäßig wenig kompressibel, doch ergeben sich immerhin noch geringe temperaturabhängige Unterschiede. Bei $\vartheta = 0\text{ °C}$ beträgt die Kompressibilität $\chi = 0,51 \cdot 10^{-9}\text{ Pa}^{-1}$ und sinkt bei $\vartheta = 40\text{ °C}$ leicht auf $\chi = 0,44 \cdot 10^{-9}\text{ Pa}^{-1}$ (Tab. 21).

Unter den temperatur- und druckabhängigen Eigenschaften ist schließlich die **kubische Ausdehnung** (Volumenausdehnung) hervorzuheben, die als **Volumenausdehnungskoeffizient** γ beschrieben wird. Dieser gibt das Verhältnis der

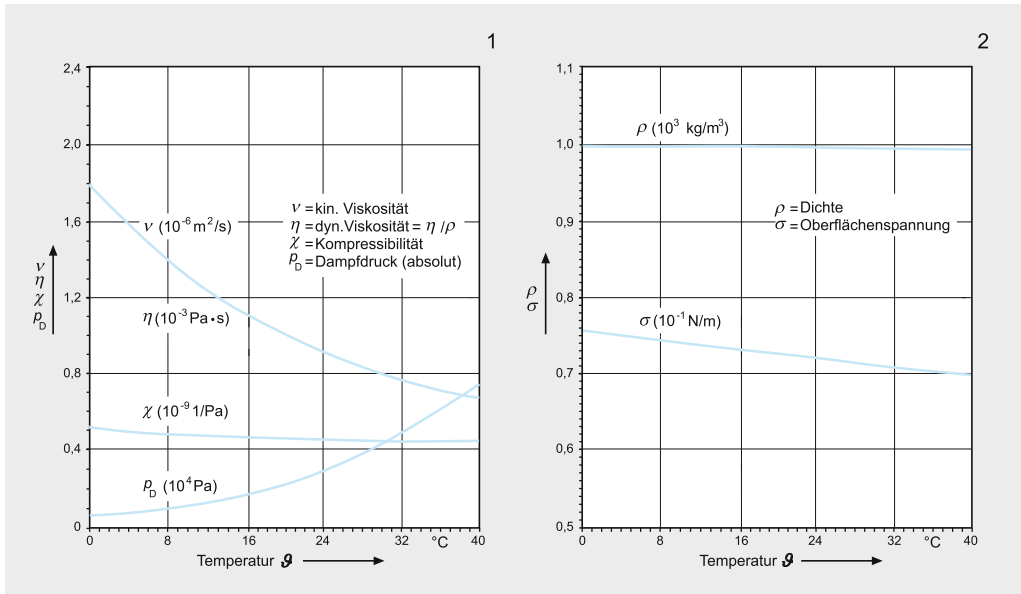


Abb. 59: Temperaturabhängige physikalische Eigenschaften des Wassers.

reinen Volumenzunahme ΔV zum anfänglichen Gesamtvolumen V_0 eines Körpers nach Erwärmung um 1 K an und hängt eng mit der Änderung der Dichte zusammen. Hierbei ist besonders zu beachten, dass zwischen $\vartheta = 0^{\circ}\text{C}$ und $\vartheta = 4^{\circ}\text{C}$ die Dichte zunimmt und sich das Volumen des Wassers verringert (Tab. 21).

Ferner ist die **Oberflächenspannung** σ zu erwähnen, die für die Eigenschaften der Benetzung und im Mehrphasensystem (z.B. Luft – Wasser in der wasserungesättigten Zone, oder Grundwasser – Öl etwa bei Ölunfällen) eine Rolle spielt. Sie nimmt mit steigender Temperatur ab, bei $\vartheta = 0^{\circ}\text{C}$ beträgt $\sigma = 0,756 \cdot 10^{-1} \text{ N/m}$, bei $\vartheta = 40^{\circ}\text{C}$

Tab. 21: Physikalische Eigenschaften von Wasser in Abhängigkeit von der Temperatur ϑ .

Temperatur ϑ $^{\circ}\text{C}$	Dichte ρ 10^3 kg/m^3	Kompressi- bilität χ 10^{-11} Pa^{-1}	dynamische Viskosität η $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$	Oberflächen- spannung σ mN/m	Volumen- ausdehnungs- koeffizient γ 10^{-6} K^{-1}	spezifisches Volumen $V/m = v =$ $1/\rho$ $\text{m}^3/10^3 \text{ kg}$
0	0,99984	51,0	1,79	75,6	-68,14	1,00016
4	0,99997	49,6	1,57	74,9	0,26	1,00003
10	0,99970	47,9	1,31	74,2	87,90	1,00030
20	0,99820	45,9	1,00	72,8	206,61	1,00180
30	0,99565	44,8	0,80	71,2	303,14	1,00437
40	0,99221	44,2	0,65	69,6	385,36	1,00785
50	0,98803	44,2	0,55	67,9	464,64	1,01212

ist $\sigma = 0,696 \cdot 10^{-1} \text{ N/m}$. Die Oberflächenspannung wird in beeindruckende Weise von den Wasserläufern (*Gerridae*) genutzt, die sich mittels feiner Härchen an den Beinen auf der Wasseroberfläche bewegen können. Auch einer Gattung der Leguane, den Basilisken (*Basiliscus plumifrons*), gelingt es, mittels schneller Bewegung der Hinterbeine – unter Ausnutzung der Oberflächenspannung – laufend Gewässer zu überwinden (HSIEH & LAUDER, 2004).

Die **Viskosität** (oder innere Reibung einer Flüssigkeit) beruht auf der intermolekularen Anziehung und ist für die Grundwasserbewegung mitbestimmend. Die **dynamische** (η) und die **kinematische** (ν) Viskosität nehmen mit steigender Temperatur ab, wobei $\nu = \eta/\rho$ ist. Die dynamische Viskosität beträgt bei $\vartheta = 0^\circ \text{C}$ $\eta = 1,79 \cdot 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ und steigt bei $\vartheta = 40^\circ \text{C}$ auf $\eta = 0,65 \cdot 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ (Tab. 21 und Abb. 59). Der Einfluss des Drucks ist dabei gering.

Ein umgekehrtes Verhalten zeigt der **Dampfdruck** p_D . Dieser nimmt von $p_D = 0,61 \text{ hPa}$ bei $\vartheta = 0^\circ \text{C}$ ziemlich stark mit steigender Temperatur zu und erreicht bei $\vartheta = 40^\circ \text{C}$ einen Wert von $p_D = 73,9 \text{ hPa}$ und bei $\vartheta = 100^\circ \text{C}$ von $p_D = 1013 \text{ hPa}$. Vom Dampfdruck wird die Verdunstung des Wassers bestimmt.

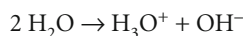
Da die Temperatur des Grundwassers mit der Tiefe (geothermische Tiefenstufe) ansteigt, nimmt das Volumen zu und die Dichte ab; umgekehrt verhält es sich beim Aufstieg.

Mit der Tiefe ändern sich wegen der Temperaturabhängigkeit auch die anderen physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein z.T. erheblich. Informationen und Daten dazu stellte STOBER (1994) zusammen.

Die **Wärmeleitfähigkeit** λ des Wassers ($\text{W}/(\text{K} \cdot \text{m})$) ist gering, wie einige Vergleichszahlen belegen (Tab. 22).

3.9.2.3.3 Elektrolytische Dissoziation (pH-Wert) – Elektrischer Leitwert

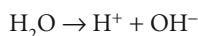
Wie die Messung des **elektrischen Leitwertes** G ($1/\Omega$) zeigt, ist reines Wasser in sehr geringem Maße nach der folgenden Reaktionsgleichung dissoziiert (Eigendissoziation):



Tab. 22: Wärmeleitfähigkeit λ verschiedener Stoffe bei $\vartheta = 25^\circ \text{C}$.

Stoff	Wärmeleitfähigkeit λ $\text{W}/(\text{K} \cdot \text{m})$
Diamant	2300
Kupfer	401
Eisen	80
Sandstein	2,3
Quarz	1,1
Wasser (20°C)	0,6
Luft	0,025

Das Hydronium-Ion (H_3O^+) entsteht durch Anlagerung eines Wassermoleküls an ein Proton: $\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_3\text{O}^+$, da das H^+ (-Proton) in freiem Zustand nicht existieren kann. Vereinfacht wird die Reaktion mit folgender Gleichung beschrieben:



Die Dissoziationskonstante K'_w des Wassers ist nach dem Massenwirkungsgesetz

$$K'_w = \frac{c(\text{H}_3\text{O}^+) \cdot c(\text{OH}^-)}{(c(\text{H}_2\text{O}))^2} \quad (\text{Gl. 87})$$

K'_w = Dissoziationskonstante des Wassers (1),
 $c(\text{X})$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes oder eines Ions X (mol/l).

Da der Dissoziationsgrad des Wassers äußerst niedrig ist, kann $c(\text{H}_2\text{O})$ praktisch als konstant angesehen werden und damit das Produkt $c(\text{H}_2\text{O})^2 \cdot K'_w$ bei Auflösung obiger Gleichung zu der Konstanten K_w (Ionenprodukt des Wassers) zusammengefasst werden:

$$K_w = c(\text{H}_3\text{O}^+) \cdot c(\text{OH}^-) \quad \text{Gl. 70}$$

K_w = Ionenprodukt des Wassers (mol^2/l^2),
 $c(\text{X})$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes oder Ions X (mol/l).

3 Es beträgt bei einer Temperatur $\vartheta = 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ $K_w = 10^{-14}\text{ mol}^2/\text{l}^2$. Es ist dann in neutraler Lösung:

$$c(\text{H}_3\text{O}^+) = c(\text{OH}^-) = \sqrt{10^{-14}\text{ mol}^2/\text{l}^2} = 10^{-7}\text{ mol/l} \quad (\text{Gl. 70})$$

In sauer reagierender Lösung ist $c(\text{H}_3\text{O}^+) > c(\text{OH}^-)$, in basisch reagierender $c(\text{H}_3\text{O}^+) < c(\text{OH}^-)$; jeder Hydronium-Konzentration ist nach der Gleichung $c(\text{H}_3\text{O}^+) \cdot c(\text{OH}^-) = 10^{-14}\text{ mol}^2/\text{l}^2$ eine bestimmte Hydroxid-Konzentration zugeordnet und umgekehrt. An Stelle der Hydronium-Konzentration (auch „Wasserstoffionen-Konzentration“ genannt) wird der pH-Wert (Maßzahl für die Acidität bzw. Basizität einer Lösung) angegeben. Darunter ist (entsprechend obiger Ionenproduktgleichung des Wassers) der negative dekadische Logarithmus der Konzentration der Wasserstoff-Ionen in der Lösung zu verstehen:

$$\text{pH} = -\lg a(\text{H}_3\text{O}^+) \quad \text{Gl. 71}$$

$a(X)$ = Aktivität des Stoffes oder Ions X (mol/l).

Für verdünnte Lösungen kann man die Aktivitäten durch molare Konzentrationen (s.o.) ersetzen:

$$\text{pH} = -\lg c(\text{H}_3\text{O}^+) \quad \text{Gl. 72}$$

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes oder Ions X (mol/l).

In neutralem reinem Wasser bei einer Temperatur $\vartheta = 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ist $\text{pH} = 7,0$; in sauer reagierender Lösung ist $c(\text{H}_3\text{O}^+) > c(\text{OH}^-)$, deshalb ist $\text{pH} < 7,0$. Bei einer Konzentration von $c(\text{H}_3\text{O}^+) = 10^{-8}\text{ mol/l}$ ist $\text{pH} = 8$, das Wasser reagiert basisch. Da das Ionenprodukt des Wassers K_w temperaturabhängig ist, wechselt auch der pH-Wert mit der Temperatur. Bei einer Temperatur $\vartheta = 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt der Neutralpunkt bei $\text{pH} = 7,27$, bei einer Temperatur $\vartheta = 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ bei $\text{pH} = 6,92$.

Von der Dissoziation hängt ferner der **elektrische Leitwert** G ab – gemessen in der Einheit Siemens (S) (WERNER VON SIEMENS, deutscher Erfinder und Unternehmer; 1816–1892). Der elektrische Leitwert ist der reziproke Wert des elektrischen Widerstandes R – gemessen in der Einheit

Ohm (Ω) (GEORG SIMON OHM, deutscher Mathematiker und Physiker; 1787 – 1854).

Die **elektrische Leitfähigkeit** κ wird auf einen Würfel mit einer Kantenlänge von 1 cm bezogen und ist temperaturabhängig. Wegen der niedrigen elektrischen Leitfähigkeit des Wassers wird in der Geohydrochemie meist die Einheit $\mu\text{S/cm}$ verwandt. Reinstes Wasser hat bei $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ die elektrische Leitfähigkeit $\kappa = 0,043\text{ }\mu\text{S/cm}$. Schon Spuren gelöster anderer Stoffe verändern die elektrische Leitfähigkeit. Das in der Praxis verwendete entionisierte Wasser hat je nach Anwendungsbereich einen Wert von $\kappa = 0,05\text{ }\mu\text{S/cm}$ bis $\kappa = 50\text{ }\mu\text{S/cm}$.

3.9.3 Chemische und physikalisch-chemische Grundlagen

3.9.3.1 Chemische Konzentrationsangaben

Die eigentliche Festlegung der gesetzlich zugelassenen Einheiten erfolgt europaweit durch Verordnungen der EU-Kommission, die in nationales Recht umgesetzt werden müssen. In Deutschland gilt das Gesetz über Einheiten im Messwesen in der Fassung der Bekanntmachung vom 22. Februar 1985 (Bonn, 1985) und in der dazu ergangenen Ausführungsverordnung zum Gesetz über Einheiten im Messwesen (Einheitenverordnung – EinhV) vom 13. Dezember 1985 (Bonn, 1985).

Eine übersichtliche Darstellung der chemischen Einheiten geben AYLWARD & FINDLAY (2002) sowie KÜSTER & THIEL (2003).

Größen und Einheiten in der Chemie wurden durch die DIN 32625 (Stoffmenge und davon abgeleitete Größen, Dezember 1989) neu definiert, wobei teilweise auch die Formelzeichen bzw. deren Format geändert wurden.

Eine Zusammenfassung der gebräuchlichen Konzentrationsbezeichnungen ist in Tab. 23 zusammengestellt.

3.9.3.1.1 Stoffmenge

Mit der Basisgröße **Stoffmenge** $n(X)$ wird die Quantität einer Stoffportion X oder der Portion

Tab. 23: Konzentrationsbezeichnungen in der Chemie.

Konzentrationsbezeichnung	Formelzeichen	Beschreibung	Einheit
Stoffmengenkonzentration , früher Molarität	$c(X)$	gelöste Menge des Stoffes X in mol pro 1 l <u>Lösung</u>	mol/l auch üblich: mmol/l
Molalität	$b(X)$	gelöste Stoffmenge des Stoffes X in mol pro 1 kg <u>Lösemittel</u>	mol/kg
Äquivalentkonzentration , früher Normalität	$c(\frac{1}{z}X)^{**}$	äquivalente Stoffmenge des Stoffes X (gelöste Stoffmenge in mol dividiert durch die Wertigkeit z) pro 1 l <u>Lösung</u>	mol/l auch üblich: mmol/l
Stoffmengenanteil der Äquivalente in Prozent	$\chi(\frac{1}{z}X)$	äquivalente Stoffmenge des Stoffes X geteilt durch die Summe aller vorhandenen Stoff- mengenäquivalente	mol/mol meist üblich: (Äquivalent)-%
Massenkonzentration	$\beta(X)$	Masse des gelösten Stoffes X in g pro 1 l <u>Lösung</u>	g/l auch üblich: mg/l, µg/l
Massenanteil	$w(X)$	Masse des gelösten Stoffes X geteilt durch die Masse der Lösung (nicht Lösemittel)	kg/kg auch üblich: %, g/kg, mg/kg

* In der Regel bezieht sich die Angabe in % ohne Zusatz auf Massenanteil in Prozent.
** früher: c (eq) in mval/l.

eines ihrer Bestandteile auf der Grundlage der Anzahl der darin enthaltenen Teilchen bestimmter Art angegeben. Die SI-Basiseinheit der Stoffmenge ist das Mol (Einheitenzeichen: mol).

Das Mol ist die Stoffmenge eines Systems, das aus ebensoviel Einzelteilchen besteht, wie Atome in 0,012 Kilogramm des Kohlenstoffnuklids ¹²C enthalten sind. Bei Benutzung des Begriffs Mol müssen die Einzelteilchen spezifiziert sein und können Atome, Moleküle, Ionen, Elektronen sowie andere Teilchen oder Gruppen solcher Teilchen genau angegebener Zusammensetzung sein.

1 Mol eines Stoffes enthält $6,022 \cdot 10^{23}$ Teilchen. Die pro Mol eines Stoffes enthaltene Teilchenzahl $N_A = 6,022 \cdot 10^{23}/\text{mol}$ wird als **AVOGADRO-Konstante** (Syn. **LOSCHMIDT-Konstante**) (**AMEDO AVOGADRO**, italienischer Physiker; 1776–1856, **JOSEPH LOSCHMIDT**, österreichischer Physiker und Chemiker, 1821–1895) bezeichnet.

3.9.3.1.2 Äquivalentteilchen

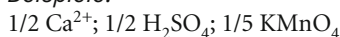
Für eine Stoffmengenangabe kann auch das **Äquivalentteilchen** zugrunde gelegt werden. Dies ist besonders sinnvoll für Stoffmengenangaben von Ionen sowie für Reaktionspartner von Neutralisations- und Redox-Reaktionen.

Das Äquivalentteilchen, kurz auch Äquivalent genannt, ist der gedachte Bruchteil $1/z$ eines Teilchens X. Die Anzahl der Äquivalente z ist eine ganze Zahl, die sich aus der Ionenladung oder aufgrund einer definierten Reaktion (Äquivalenzbeziehung) ergibt, X ist ein Atom, Molekül, Ion oder eine Atomgruppe.

Das Äquivalentteilchen als gedachter Bruchteil eines Teilchens hat nur die formale Bedeutung, eine stöchiometrische Beziehung auszudrücken (wie in Reaktionsgleichungen, wo z.B. $1/2 \text{ O}_2$ umgesetzt wird). Die Eigenschaften der Teilchen bleiben unverändert, es findet keine materielle Zerlegung statt.

Die Schreibweise des Äquivalentteilchens ist allgemein $1/z \text{ X}$.

3

Beispiele:

Es werden Ionen-, Neutralisations- und Redox-Äquivalente unterschieden. In der folgenden Tab. 24 soll dies an einigen Beispielen aus der DIN 32 625 erläutert werden:

H_2SO_4 reagiert mit 2 OH^- , HCl nur mit 1 OH^- , demnach sind also die Äquivalentzahlen $z = 2$ bzw. $z = 1$. Bei Na_2CO_3 hängt es von der betrachteten Reaktion ab: Die Reaktion von Karbonat zu Hydrogencarbonat (CO_3^{2-} nach HCO_3^- , also minus 2 nach minus 1) hat die Äquivalentzahl $z = 1$, die des Karbonats zu Kohlenstoffdioxid (CO_3^{2-} nach CO_2^0 , also minus 2 nach 0) $z = 2$.

Bei Redox-Reaktionen ist vergleichbar vorzugehen: Mangan im Permanganat hat die Oxidationszahl plus 7, im reduzierten zweiwertigen Zustand plus 2, die Differenz ist 5, somit ist auch $z = 5$. Das Eisen wird vom zweiwertigen zum dreiwertigen Ion oxidiert, die Differenz ist 1 und somit auch $z = 1$.

Betrachtet man jedoch nur Ionenäquivalente, so besitzt z.B. zweiwertiges Eisen Fe^{2+} die Äquivalentzahl $z = 2$.

3.9.3.1.3 Molare Masse

Die **molare Masse** $M(X)$ eines Stoffes mit den Teilchen X ist der Quotient aus der Masse m und der Stoffmenge $n(X)$.

$$M(X) = \frac{m}{n(X)}$$

Gl. 73

$M(X)$ = molare Masse (kg/mol),

m = Masse (kg),

$n(X)$ = Stoffmenge (mol).

Die SI-Einheit der molaren Masse $M(X)$ ist kg/mol, üblicherweise wird g/mol angegeben.

1 Mol einer chemischen Verbindung oder eines Ions ist diejenige Masse in Gramm, deren Maßzahl gleich der Molekülmasse (oder relativen Formelmasse) ist.

Beispiele:

Die molare Masse errechnet sich wie folgt:

Wasser (H_2O):

$$M(\text{H}_2) = 2 \times 1,008 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{O}) = 1 \times 15,9994 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{H}_2\text{O}) = 18,0154 \text{ g/mol}$$

Calciumsulfat (CaSO_4):

$$M(\text{Ca}) = 1 \times 40,08 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{S}) = 1 \times 32,064 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{O}_4) = 4 \times 15,9994 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{CaSO}_4) = 136,1416 \text{ g/mol}$$

Die molare Masse lässt sich auch für das Äquivalentteilchen

$$M\left(\frac{1}{z} X\right) \text{ angeben.}$$

Tab. 24: Beispiele für Ionen-, Neutralisations- und Redox-Äquivalente.

Reaktion	Teilchen X	Äquivalentzahl z	Äquivalent $1/z X$
Neutralisations-Reaktionen			
$2 \text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-} + 2 \text{OH}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} + 2 \text{H}_2\text{O}$	H_2SO_4	2	$1/2 \text{H}_2\text{SO}_4$
$\text{H}^+ + \text{Cl}^- + \text{OH}^- \rightarrow \text{Cl}^- + \text{H}_2\text{O}$	HCl	1	$1/1 \text{HCl}$
$\text{Na}^+ + \text{HCO}_3^- + \text{OH}^- \rightarrow \text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O}$	NaHCO_3	1	$1/1 \text{NaHCO}_3$
$2 \text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+ \rightarrow 2 \text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$	Na_2CO_3	1	$1/1 \text{Na}_2\text{CO}_3$
$2 \text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-} + 2 \text{H}^+ \rightarrow 2 \text{Na}^+ + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	Na_2CO_3	2	$1/2 \text{Na}_2\text{CO}_3$
Redox-Reaktionen			
VII II II III $\text{K}^+ + \text{MnO}_4^- + 5 \text{Fe}^{2+} + 8 \text{H}^+ \rightarrow \text{K}^+ + \text{Mn}^{2+} + 5 \text{Fe}^{3+} + 4 \text{H}_2\text{O}$	KMnO_4 Fe^{2+}	5 1	$1/5 \text{KMnO}_4$ $1/1 \text{Fe}^{2+}$

$$M\left(\frac{1}{z}X\right) = \frac{1}{z} M(X) \quad \text{G. 74}$$

$M(X)$ = molare Masse (kg/mol),
 z = Äquivalentzahl, Wertigkeit eines Ions (1).

Beispiele:

Chlorid (Cl^-):

$$M(\text{Cl}^-) = 35,453 \text{ g/mol}$$

$$z = 1$$

$$M(1/1 \text{ Cl}^-) = 1/1 \cdot 35,453 \text{ g/mol} \\ = 35,453 \text{ g/mol}$$

Calciumsulfat (CaSO_4):

$$M(\text{Ca}^{2+}) = 40,08 \text{ g/mol}$$

$$M(\text{SO}_4^{2-}) = 96,06 \text{ g/mol}$$

$$z(\text{Ca}^{2+}) = z(\text{SO}_4^{2-}) = 2$$

$$M(1/2 \text{ CaSO}_4) = 1/2 \cdot (40,08 + 96,06) \text{ g/mol} \\ = 68,07 \text{ g/mol}$$

3.9.3.1.4 Stoffmengenkonzentration

Die **Stoffmengenkonzentration** $c(X)$ eines gelösten Stoffes X ist der Quotient aus der Stoffmenge $n(X)$ der gelösten Stoffportion und dem entsprechenden Lösungsvolumen V :

$$c(X) = \frac{n(X)}{V} \quad \text{Gl. 75}$$

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des gelösten Stoffes (mol/m^3),

$n(X)$ = Stoffmenge der gelösten Stoffportion (mol),

V = Lösungsvolumen (m^3).

Die SI-Einheit der Stoffmengenkonzentration $c(X)$ ist mol/m^3 , üblicherweise wird mol/l oder mmol/l angegeben.

3.9.3.1.5 Molalität

Die **Molalität** $b(X)$ eines gelösten Stoffes X ist der Quotient aus der Stoffmenge $n(X)$ der gelösten Stoffportion und der entsprechenden Masse m_{Lm} des Lösungsmittels:

$$b(X) = \frac{n(X)}{m_{\text{Lm}}} \quad \text{Gl. 76}$$

$b(X)$ = Molalität des gelösten Stoffes (mol/kg),
 $n(X)$ = Stoffmenge der gelösten Stoffportion (mol),
 m_{Lm} = Masse des Lösungsmittels (kg).

Die SI-Einheit der Molalität $b(X)$ ist mol/kg .

3.9.3.1.6 Äquivalentkonzentration

Die **Äquivalentkonzentration** $c\left(\frac{1}{z}X\right)$

eines gelösten Stoffes X ist der Quotient aus der Stoffmenge

$$n\left(\frac{1}{z}X\right)$$

des gelösten Äquivalents und dem entsprechenden Lösungsvolumen V_{Lsg} :

$$c\left(\frac{1}{z}X\right) = \frac{n\left(\frac{1}{z}X\right)}{V_{\text{Lsg}}} \quad \text{Gl. 77}$$

$c\left(\frac{1}{z}X\right)$ = Äquivalentkonzentration des gelösten Stoffes (mol/m^3),

$n\left(\frac{1}{z}X\right)$ = Stoffmenge des gelösten Äquivalents (mol),

V_{Lsg} = Lösungsvolumen (m^3).

Die SI-Einheit der Äquivalentkonzentration $c(1/z X)$ ist mol/m^3 , üblicherweise wird mol/l bzw. mmol/l angegeben (früher: $c(\text{eq})$ in mval/l).

Stoffmengenkonzentration $c(X)$ und Äquivalentkonzentration

$$c\left(\frac{1}{z}X\right)$$

lassen sich nach folgender Beziehung umrechnen:

$$c\left(\frac{1}{z}X\right) = z \cdot c(X) \quad \text{Gl. 78}$$

$\frac{1}{z}X$ = Äquivalentkonzentration des gelösten Stoffes (mol/m^3),

z = Äquivalentzahl, Wertigkeit eines Ions (1),

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes (mol/l).

3 Die Bezeichnung „Normalität“ für die Äquivalentkonzentration $c(\frac{1}{z}X)$ ist nicht mehr üblich, d.h. die Benennungen „N“ oder „Normal“ werden nicht mehr gebraucht, dasselbe gilt für das früher verwendete „val/l bzw. mval/l“.

Da Stoffmengen- $c(X)$ und Äquivalentkonzentration $c(\frac{1}{z}X)$ die gleiche Einheit (mmol/l, mol/l), jedoch nur bei ein-, nicht jedoch bei zwei- und mehrwertigen Stoffen (Ionen) auch dieselben Zahlenwerte haben, ist auf genaue Unterscheidung der beiden chemischen Größen zu achten. Beispiele hierzu sind in Tab. 25 zusammengestellt.

Schließlich ist darauf hinzuweisen, dass die Zahlenwerte der früher gebräuchlichen Äquivalenteinheiten (mval/l, val/l) und der heute anzuwendenden (Stoffmengen-) Äquivalente gleich sind, alte und neue Analysendaten also ohne Umrechnung verglichen werden können. In der Regel entspricht der Zahlenwert einer Äquivalentkonzentration aus früheren Analysen in mval/l oder mmol(eq)/l der Konzentration des Äquivalentteilchens in mmol/l. Im Einzelfall muss dies aber anhand der zugrunde liegenden Reaktionsgleichung nachvollzogen werden.

3.9.3.1.7 Stoffmengenanteile der Äquivalente

Die **Stoffmengenanteile der Äquivalente** $\chi(\frac{1}{z}X)$

ist der Quotient aus der Äquivalentkonzentration $c(\frac{1}{z}X)$ und der Summe aller Äquivalentkonzentrationen multipliziert mit 100:

$$\chi(\frac{1}{z}X) = \left(\frac{c(\frac{1}{z}X)}{c(\frac{1}{z}X) + c(\frac{1}{z}Y) + \dots + c(\frac{1}{z}Z)} \right) \cdot 100 \quad \text{Gl. 79}$$

$$\begin{aligned} \chi(\frac{1}{z}X) &= \text{Stoffmengenanteile der} \\ &\quad \text{Äquivalente (\%),} \\ c(\frac{1}{z}X) &= \text{Äquivalentkonzentration des Stoffes} \\ &\quad \text{(mol/l).} \end{aligned}$$

Die Stoffmengenanteile der Äquivalente werden für Anionen und Kationen getrennt berechnet.

Beispiel:

Gegeben sind die Äquivalentkonzentrationen der Kationen, aus denen in der Tab. 26 gemäß Gl. 79 die Stoffmengenanteile der Äquivalente berechnet werden:

Tab. 25: Verhältnis von Stoffmengen- $c(X)$ zu Äquivalentkonzentrationen $c(\frac{1}{z}X)$ (Beispiele).

Teilchen X	Äquivalent- teilchen $1/z X$	Wertigkeit z	Stoffmengen- konzentration $c(X)$ mol/l	Äquivalent- konzentration $c(\frac{1}{z}X)$ mol/l
(Cl^-)	$(1/1 Cl^-)$	1	0,1	0,1
(HCO_3^-)	$(1/1 HCO_3^-)$	1	0,1	0,1
(Ca^{2+})	$(1/2 Ca^{2+})$	2	0,1	0,2
(SO_4^{2-})	$(1/2 SO_4^{2-})$	2	0,1	0,2
(PO_4^{3-})	$(1/3 PO_4^{3-})$	3	0,1	0,3

Tab. 26: Berechnung der Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi(\frac{1}{z}X)$ aus den Äquivalentkonzentrationen $c(\frac{1}{z}X)$ (Beispiele).

Kation	Äquivalentkonzentration $c(\frac{1}{z}X)$ mol/l	Stoffmengenanteil des Äquivalents $c(\frac{1}{z}X)$ %
Na ⁺	0,170	9,41
K ⁺	0,008	0,44
Ca ²⁺	0,739	40,92
Mg ²⁺	0,889	49,23
Summe	1,806	100

3.9.3.1.8 Masse

Die **Masse** (früher auch „Gewicht“) wird in der SI-Einheit kg, oft auch in g, mg oder µg angegeben.

3.9.3.1.9 Massenkonzentration

Die **Massenkonzentration** $\beta(X)$ eines gelösten Stoffes X ist der Quotient aus der Masse $m(X)$ der gelösten Stoffportion und dem entsprechenden Lösungsvolumen V :

$$\beta(X) = \frac{m(X)}{V}$$

Gl. 80

$\beta(X)$ = Massenkonzentration (kg/m³),
 $m(X)$ = Masse der gelösten Stoffportion (kg),
 V = Lösungsvolumen (m³).

Die SI-Einheit der Massenkonzentration $\beta(X)$ ist kg/m³, üblicherweise werden auch g/l oder mg/l angegeben.

In der Praxis wird die Massenkonzentration in der Regel volumenbezogen (z.B. mg/l), teilweise aber auch als Massenanteil (z.B. mg/kg) angegeben. Bei niedrig konzentrierten wässrigen Lösungen ist ohne wesentliche Fehler der Bezug der Konzentrationen sowohl auf die Masse als auch auf das Volumen möglich, da 1 l Lösung eine Masse von praktisch 1 kg besitzt, also der Massenanteil der Massenkonzentration entspricht. In konzentrierten Lösungen ist jedoch die Masse der Lösung größer, sodass die vereinfachte Annahme, dass 1 l Lösung die Masse von 1 kg besitzt, nicht

mehr gilt. Werden in 1 l Wasser 10 g Salz gelöst, ist zwar das Volumen nahezu unverändert, die Masse beträgt aber nun 1,010 kg. Deshalb werden die Konzentrationen von Wässern mit höheren Lösungsinhalten (z.B. Mineralwässern) auf die Einheit kg (z.B. mg/kg) bezogen. Soll die Konzentration der Lösung (Massenanteil) auf die Volumeneinheit l (Massenkonzentration) bezogen werden, muss die massebezogene Konzentration mit der Dichte multipliziert werden, die bei Mineralwässern in der Regel bestimmt wird.

3.9.3.1.10 Umrechnung von Konzentrationen

Die **Stoffmengenkonzentration** $c(X)$ (mol/l) ist der Quotient aus der Massenkonzentration $\beta(X)$ (g/l) und der Molmasse $M(x)$ (g/mol), d.h. wie viel Mol des Stoffes X der analytisch bestimmten Masse entsprechen:

$$c(X) = \frac{\beta(X)}{M(X)}$$

Gl. 81

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration (mol/l),
 $\beta(X)$ = Massenkonzentration (g/l),
 $M(X)$ = Molmasse (g/mol).

Beispiel:
Die Stoffmengenkonzentration $c(\text{Cl}^-)$ errechnet sich aus der Massenkonzentration $\beta(\text{Cl}^-) = 75,8 \text{ mg/l} = 0,0758 \text{ g/l}$ und der Molmasse $M(\text{Cl}^-) = 35,453 \text{ g/mol}$ wie folgt:

3

$$c(\text{Cl}^-) = \frac{\beta(\text{Cl}^-)}{M(\text{Cl}^-)} = \frac{0,0758 \text{ g/l}}{35,453 \text{ g/mol}} \quad (\text{Gl. 81})$$

$$= 0,00214 \text{ mol/l} = 2,14 \text{ mmol/l}$$

Die **Äquivalentkonzentration** $c(\frac{1}{z}\text{X})$ (mol/l) ist der Quotient aus der Massenkonzentration $\beta(\text{X})$ (g/l) und der äquivalenten Molmasse des Stoffes X (g/mol):

$$c(\frac{1}{z}\text{X}) = \frac{\beta(\text{X})}{M(\frac{1}{z}\text{X})} = \frac{\beta(\text{X})}{\frac{1}{z}M(\text{X})} \quad \text{Gl. 82}$$

$$c(\frac{1}{z}\text{X}) = \text{Äquivalentkonzentration (mol/l),}$$

$$\beta(\text{X}) = \text{Massenkonzentration (g/l),}$$

$$M(\frac{1}{z}\text{X}) = \text{äquivalente Molmasse des Stoffes X (g/mol).}$$

Beispiele:

1. Zweiwertiges Kation

Aus der gegebenen Massenkonzentration, Molmasse und Äquivalentzahl

$$\beta(\text{Ca}^{2+}) = 60 \text{ mg/l} = 0,060 \text{ g/l}$$

$$M(\text{Ca}^{2+}) = 40,08 \text{ g/mol}$$

$$z = 2$$

errechnet sich die Äquivalentkonzentration wie folgt:

$$c(1/2 \text{ Ca}^{2+}) = 0,06 \text{ g/l} / ((1/2) \cdot 40,08 \text{ g/mol})$$

$$= 0,00299 \text{ mol/l} = 2,99 \text{ mmol/l} \quad (\text{Gl. 82})$$

2. Einwertiges Anion

$$\beta(\text{Cl}^-) = 75,8 \text{ mg/l} = 0,0758 \text{ g/l}$$

$$M(\text{Cl}^-) = 35,453 \text{ g/mol}$$

$$z = 1$$

$$c(1/1 \text{ Cl}^-) = 0,0758 \text{ g/l} / ((1/1) \cdot 35,453 \text{ g/mol})$$

$$= 0,00214 \text{ mol/l} = 2,14 \text{ mmol/l}$$

3. Zweiwertiges Anion

$$\beta(\text{SO}_4^{2-}) = 225 \text{ mg/l} = 0,225 \text{ g/l}$$

$$M(\text{SO}_4^{2-}) = 96,06 \text{ g/mol}$$

$$z = 2$$

$$c(1/2 \text{ SO}_4^{2-}) = 0,225 \text{ g/l} / ((1/2) \cdot 96,06 \text{ g/mol})$$

$$= 0,00468 \text{ mol/l} = 4,68 \text{ mmol/l}$$

4. Einwertiges Anion

$$\beta(\text{HCO}_3^-) = 244 \text{ mg/l} = 0,244 \text{ g/l}$$

$$M(\text{HCO}_3^-) = 61,006 \text{ g/mol}$$

$$z = 1$$

$$c(1/1 \text{ HCO}_3^-) = 0,244 \text{ g/l} / ((1/1) \cdot 61,006 \text{ g/mol})$$

$$= 0,0040 \text{ mol/l} = 4,0 \text{ mmol/l}$$

Die **Massenkonzentration** $\beta(\text{X})$ (g/l) ist das Produkt aus der Stoffmengenkonzentration $c(\text{X})$ (mol/l) und der Molmasse $M(\text{X})$ (g/mol) des Stoffes oder Ions.

$$\beta(\text{X}) = c(\text{X}) \cdot M(\text{X}) \quad \text{Gl. 83}$$

$$\beta(\text{X}) = \text{Massenkonzentration (g/l),}$$

$$c(\text{X}) = \text{Stoffmengenkonzentration (mol/l),}$$

$$M(\text{X}) = \text{Molmasse des Stoffes oder Ions X (g/mol).}$$

Beispiel:

Einwertiges Anion

Aus der gegebenen Stoffmengenkonzentration und der Molmasse

$$c(1/1 \text{ Cl}^-) = 2,14 \text{ mmol/l} = 0,00214 \text{ mol/l}$$

$$M(\text{Cl}^-) = 35,453 \text{ g/mol}$$

errechnet sich die Massenkonzentration wie folgt:

$$\beta(\text{Cl}^-) = 0,00214 \text{ mol/l} \cdot 35,453 \text{ g/mol}$$

$$= 0,0759 \text{ g/l} = 75,9 \text{ mg/l} \quad (\text{Gl. 83})$$

Die **Massenkonzentration** $\beta(\text{X})$ (g/l) ist das Produkt aus der Äquivalentkonzentration $c(1/z \text{ X})$ (mol/l) und der äquivalenten Molmasse $M(1/z \text{ X})$ (g/mol) des Stoffes oder Ions:

$$\beta(\text{X}) = c(\frac{1}{z}\text{X}) \cdot M(\frac{1}{z}\text{X}) = c(\frac{1}{z}\text{X}) \cdot \frac{1}{z}M(\text{X}) \quad \text{Gl. 84}$$

$$\beta(\text{X}) = \text{Massenkonzentration (g/l),}$$

$$c(\frac{1}{z}\text{X}) = \text{Äquivalentkonzentration (mol/l),}$$

$$M(\frac{1}{z}\text{X}) = \text{äquivalente Molmasse des Stoffes oder Ions X (g/mol).}$$

Beispiel:

Aus der gegebenen Äquivalentkonzentration, der Molmasse und der Äquivalenzahl

$c(1/2 \text{ Ca}^{2+}) = 2,99 \text{ mmol/l} = 0,00299 \text{ mol/l}$
 $M(\text{Ca}^{2+}) = 40,08 \text{ g/mol}$
 $z = 2$

errechnet sich die Massenkonzentration wie folgt:

$\beta(\text{Ca}^{2+}) = 0,00299 \cdot (1/2) \cdot 40,08 \text{ g/l}$
 $= 0,060 \text{ g/l} = 60 \text{ mg/l} \quad (\text{Gl. 84})$

3.9.3.1.11 Massenanteil

Der **Massenanteil** $w(X)$ eines gelösten Stoffes X ist der Quotient aus der Masse $m(X)$ der gelösten Stoffportion und der entsprechenden Gesamtmasse m_{Lsg} der Lösung:

$$w(X) = \frac{m(X)}{m_{\text{Lsg}}} \quad \text{Gl. 85}$$

 $w(X) = \text{Massenanteil (1),}$
 $m(X) = \text{Masse der gelösten Stoffportion (kg),}$
 $m_{\text{Lsg}} = \text{Gesamtmasse der Lösung (kg).}$

Der Massenanteil ist dimensionslos, da er ein Quotient aus gleichdimensionalen Größen ist. In der Regel wird er in Prozent (%) oder in g/kg oder mg/kg angegeben, wobei der Massenanteil entsprechend umgerechnet werden muss.

Beispiel:

Löst man 100g NaCl in 1 000g Wasser, beträgt die Masse der Lösung 1 100g. Daraus errechnet sich der Massenanteil $w(\text{NaCl})$ wie folgt:

$w(\text{NaCl}) = \frac{100}{1100} = 0,0909 = 0,0909 \text{ g/g.} \quad (\text{Gl. 85})$

Weitere Umrechnungen sind möglich, z.B.:

$w(\text{NaCl}) = 0,0909$
 $w(\text{NaCl}) = 0,0909 \text{ g/g} \cdot 100 \% = 9,09 \%$
 $w(\text{NaCl}) = 0,0909 \cdot 1\,000 \text{ g/1 kg} = 90,9 \text{ g/kg}$
 $w(\text{NaCl}) = 0,0909 \cdot (10^6 \text{ mg/1 kg})$
 $= 90\,900 \text{ mg/kg.}$

3.9.3.1.12 Angloamerikanische Einheiten

In der englischsprachigen Literatur werden Analyseergebnisse häufig als Massenanteile wiedergegeben (Tab. 27):

Für Wasser mit der Dichte $\rho = 1 \text{ kg/dm}^3$ sind die Zahlenwerte in ppm und mg/l bei geringer Konzentration annähernd gleich.

Weitere Einheiten in der englischsprachigen Literatur sind:

$1 \text{ grain per U.S. gallon} = 17,12 \text{ mg/l,}$
 $1 \text{ grain per Imperial gallon} = 14,3 \text{ mg/l.}$

Die Internationale Norm ISO 31-0 „Quantities and units – Part 0: General principles“ aus dem Jahre 1992 empfiehlt jedoch, Abkürzungen wie ppm, ppb usw. nicht zu benutzen.

3.9.3.1.13 Ältere Einheiten

Erfahrungsgemäß sind ältere Analysen etwa seit dem Jahre 1830 mit den heutigen, wenn auch mit Einschränkungen, die vor allem durch verfeinerte Analysemethoden gegeben sind, größenordnungsmäßig vergleichbar. Die wichtigsten Umrechnungsfaktoren sind:

Tab. 27: Bezeichnungen der gebräuchlichsten Massenanteile und ihre Umrechnung.

Bezeichnung	Umrechnung	Faktor
1 ppm (part per million) = 1 Teil von 1 Million Teilen	1 Milligramm (mg) pro Kilogramm (kg)	10^{-6}
1 ppb (part per billion) = 1 Teil von 1 Milliarde Teilen	1 Mikrogramm (µg) pro Kilogramm (kg)	10^{-9}
1 ppt (part per trillion) = 1 Teil von 1 Billion Teilen	1 Nanogramm (ng) pro Kilogramm (kg)	10^{-12}
1 ppq (part per quadrillion) = 1 Teil von 1 Billiarde Teilen	1 Pikogramm (pg) pro Kilogramm (kg)	10^{-15}

3

- 1 preußisches Gran = 60,9 mg
- 1 g = 16,42 preußische Gran
- 1 preußisches Civilpfund = 16 preuß. Unzen = 7 680 Gran = 467,71 g
- 1 preußischer Cubikzoll = 17,891 cm³
- 1 preußischer Cubikzoll CO₂ = 35,3 mg CO₂

Weitere Angaben zu alten Einheiten und solchen, die nicht dem internationalen Einheitensystem (SI) entsprechen, finden sich in KURZWEIL (2000).

3.9.3.2 Löslichkeit von Feststoffen in Wasser

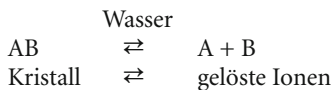
Das **Lösungsvermögen** für viele Stoffe ist die wichtigste Eigenschaft des Wassers. Unter Löslichkeit wird dabei die maximale Menge eines Stoffes verstanden, die bei festgelegten Druck- und Temperaturbedingungen von einer bestimmten Menge Wasser (Lösemittel) unter Bildung eines homogenen Gemisches (gesättigte Lösung) aufgenommen wird.

Die Auflösung eines Stoffes durch Wasser ist ein komplizierter Vorgang, der auf der Reaktion der Wassermoleküle mit den Molekülen eines in Lösung gehenden Stoffes beruht und etwa folgendermaßen abläuft: Zunächst gruppieren sich die polaren Wassermoleküle an die Ionen eines Kristallgitters, das seinerseits durch die **Gitterenergie** zusammengehalten wird. Bei der Gruppierung lagern sich die Wassermoleküle mit der positiven Seite ihres Dipols an die negativ geladenen, mit der negativen Seite an die positiv geladenen Ionen des Kristallgitters an. Dabei wirken die anziehenden Kräfte der polaren Wassermoleküle auf die Gitter-Ionen ein (**Hydratationsenergie**). Sobald die Hydratationsenergie größer als die Gitterenergie ist, zerfällt der Kristall und geht in Lösung (Abb. 58-6).

Bei dieser Auflösungsreaktion eines festen, kristallisierten Stoffes laufen zwei Vorgänge gleichzeitig ab:

- **Auflösung:** Übergang von Ionen aus dem im Kristall gebundenen Zustand in das Wasser;
- **Kristallisation:** Übergang von bereits gelösten Ionen aus der Lösung auf die Oberfläche des zu lösenden Kristalls.

Der Vorgang der Löslichkeit wird durch folgende Reaktionsgleichung beschrieben:



Die Geschwindigkeit der Auflösung ist der Größe der Kristalloberfläche direkt proportional; je größer die Kontaktfläche, desto mehr Stoff geht pro Zeiteinheit in Lösung. Die Geschwindigkeit des zweiten Vorgangs (Kristallisation) wird dagegen durch die Konzentration an bereits im Wasser gelösten Ionen bestimmt. Je größer nämlich die Anzahl der gelösten Ionen im Verhältnis zu den Wassermolekülen ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, dass sich die entgegengesetzt geladenen Ionen des aufzulösenden Stoffes wieder soweit nähern, dass ihre Anziehungskräfte die Hydratationskräfte der Wassermoleküle überwinden. Mit steigendem Verbrauch an Wassermolekülen für die Auflösung verlangsamt sich dieser Prozess, mit fallendem steigt das Auflösungsvermögen.

In dem Augenblick, wo die Geschwindigkeiten beider Vorgänge gleich sind, d.h. also, dass die Anzahl der pro Zeiteinheit in Lösung gehenden Ionen gleich der der kristallisierenden ist, kommt der Auflösungsprozeß zum Erliegen, die Lösung ist gesättigt. Der Vorgang der Auflösung wird erlahmen oder aufhören, wenn die in Lösung gegangenen Ionen nicht aus dem Grenzbereich der Kristalloberfläche entfernt werden. Die gelösten Ionen haben eine Eigenbewegung, die aus der Temperatur des Wassers und der dadurch verursachten Wärmebewegung der Ionen resultiert. Dadurch bewegen sich die Ionen aus Bereichen höherer Konzentration zu solchen geringerer, ein Vorgang, der als **Diffusion** bezeichnet wird. Dieser Vorgang verläuft meist langsam, kann jedoch erheblich beschleunigt werden, wenn durch Bewegung (Rühren) das Wasser an der Kristalloberfläche des Stoffes ständig erneuert wird.

Bei gesättigten Lösungen ist eine weitere Auflösung des Kristalls in der Regel nur durch eine Temperaturerhöhung möglich, da durch die temperaturbedingte Zunahme der Schwingungen der Kristallionen die Kristallgitterenergie vermindert und damit die Hydratationsenergie der Wassermoleküle wirksamer wird. Damit hängt die Lös-

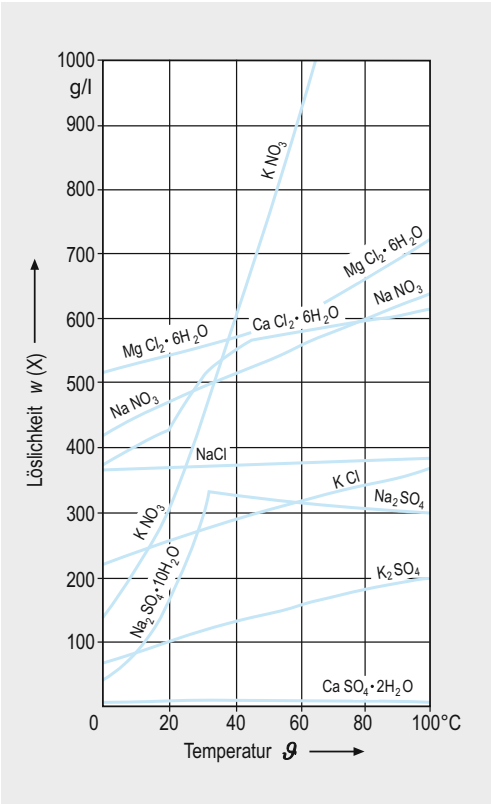


Abb. 60: Temperaturabhängige Löslichkeit einiger Salze im Wasser (Angaben als Massenanteil: $w(X) \cdot 100$) (ergänzt nach ALEKIN, 1962).

lichkeit von festen Stoffen im Wasser auch von dessen Temperatur ab; Beispiele zeigt die Abb. 60. Bei Abkühlung scheidet ein Teil der gelösten Stoffe aus, bis das Gleichgewicht zwischen Kristallisation und Auflösung wieder erreicht ist.

Vielfach entstehen bei der Auflösung Hydrations-Zwischenprodukte und zwar dadurch, dass die Kristallgitter nur zum Teil durch Wassermoleküle gespalten und die Ionen der Salze von H_2O -Ionen umgeben werden. Solche Salz-Hydrate haben je nach Druck- und Temperaturbedingungen andere Löslichkeiten als die hydratlosen Salze (Tab. 29).

Zur größenordnungsmäßigen Ansprache der Löslichkeit von Stoffen dienen die **Löslichkeitsgrade**, die jedoch in der Literatur nicht einheitlich angewandt werden. Eine Abstufung der Löslichkeit von Stoffen gibt Tab. 28:

Tab. 28: Einteilung von Stoffen nach ihrer Löslichkeit in Wasser; Angaben als Massenanteil: $w(X)$ (g wasserfreier Stoff in 1 000 g Wasser).

Konzentrationsbezeichnung	Löslichkeit in Wasser als Massenanteil $w(X)$ g/kg
leicht lösliche Stoffe	> 100
mäßig lösliche Stoffe	20 – 100
schwer lösliche Stoffe	1 – 20
sehr schwer lösliche Stoffe	0,1 – 1
praktisch unlösliche Stoffe	< 0,1

3.9.3.2.1 Elektrolytische Dissoziation

Bei der Auflösung eines Stoffes im Wasser werden die Ionen eines Kristallgitters durch Wassermoleküle getrennt und voneinander entfernt. Dieser Vorgang, der durch die Bildung von elektrisch geladenen Ionen aus elektroneutralen Molekülen gekennzeichnet ist, wird als **elektrolytische Dissoziation** bezeichnet. Stoffe, deren Moleküle im Wasser mehr oder weniger in Ionen dissoziieren, werden **Elektrolyte** genannt. Ursprünglich wurde der Begriff der elektrolytischen Dissoziation auf alle Elektrolyte angewandt. Nach neueren Auffassungen trifft er jedoch nur auf solche Stoffe zu, die erst aufgrund einer Reaktion mit Wasser Ionen bilden (sog. potenzielle Elektrolyte). Im Gegensatz dazu sind die natürlichen Elektrolyte bereits in festem Zustand und in Schmelzen aus Ionen aufgebaut, dazu gehören fast alle Salze. In wässriger Lösung liegen infolgedessen die natürlichen Elektrolyte vollständig ionisiert vor; die bei Messungen der elektrischen Leitfähigkeit vorge-tauschte unvollständige Ionisation ist durch interionische elektrostatische Kräfte bedingt, die eine Hemmung der Beweglichkeit der Ionen bewirken. Der wahre Dissoziationsgrad α_D

$$\alpha_D = \frac{\text{dissoziierte Moleküle}}{\text{ursprünglich vorhandene Moleküle}} \quad \text{Gl. 86}$$
$$\alpha_D = \text{Dissoziationsgrad (1)}$$

eines potenziellen Elektrolyten gibt an, welcher Bruchteil des anfangs aus elektroneutralen Mole-

Tab. 29: Löslichkeiten einiger anorganischer Stoffe in Wasser bei verschiedenen Temperaturen (VON VOGEL, 1956), Angaben als Massenanteil: $w(X)$ (g wasserfreier Stoff in 1 000 g Wasser); U.P. = Umwandlungspunkt des Bodenkörpers, gekennzeichnet durch Temperatur und Konzentration (MATTHEB, 1994).

Stoff	(Boden- körper)	0 °C	10 °C	20 °C	30 °C	40 °C	50 °C	60 °C	70 °C	80 °C	90 °C	100 °C	U.P.
CaCl ₂	· 6 H ₂ O	603,0	650	745									29,8 °C
CaCl ₂					1 020								1 006
CaCl ₂	· 2 H ₂ O						1 323	1 368	1 417	1 470	1 527	1 590	453 °C
CaSO ₄	· 2 H ₂ O	1,76	1,925	2,036	2,10	2,122							
CaSO ₄												0,67	42 °C
Ca(HCO ₃) ₂		161,5	166	166		170,5		175	179,5			184,0	2,1
CaNO ₃	· 4 H ₂ O	1 010,0	1 153	1 270		196							
Ca(NO ₃) ₂	· 3 H ₂ O						281,5						42,6 °C
KCl		281,5	313	343,5	373	403	431,0	456	483	510	534	562,0	
K ₂ SO ₄		73,3	92	111,5	129,1	147,9	165	182	197,5	212,9	228	241,0	
K ₂ CO ₃	· 1,5 H ₂ O	(1 073)	(1 090)	1 115	1 140	1 170	1 212	1 270	1 331	1 400	1 475	1 160	
KNO ₃		132,5	215	315	456	639	857	1 099	1 380	1 680	2 020	2 452	
MgCl ₂	· 6 H ₂ O		535,0	542,5	553	565	587	607	658,7			727	-3,4 °C
MgSO ₄	· 7 H ₂ O		300,5	356	408	454							1,8 °C
MgSO ₄	· 6 H ₂ O							544					48,2 °C
MgSO ₄	· 1 H ₂ O									515	(480)		67,5 °C
Mg(NO ₃) ₂	· 6 H ₂ O	639,0	705			818		937	1 109				-14,7 °C
Mg(NO ₃) ₂	· 2 H ₂ O							2 145	2 330			2 640	52,7 °C
NaCl	· 2 H ₂ O	356,0											(2 080)
NaCl		357,0	358,5	361,5	364,2	367,2	370,5	375	385	387	392		0,2 °C
Na ₂ SO ₄	· 10 H ₂ O	45,6	91,4	190,8	408,7								-1,25 °C
Na ₂ SO ₄	· 10 H ₂ O					481							32,383 °C
Na ₂ SO ₄							466	452,6	430,9		423		
Na ₂ CO ₃	· 10 H ₂ O	68,6	119,8	215,8	397								-2,05 °C
Na ₂ CO ₃	· 1 H ₂ O					489	474	462	452	445	445	445	35,37 °C
NaNO ₃		707,0	880			1 049		1 247	1 480			1 760	

kühlen aufgebauten Stoffes unter Ionenbildung umgesetzt wird. Je nach Dissoziationsgrad werden starke und schwache Elektrolyte unterschieden. Eine Lösung kann aber auch Nichtelektrolyte enthalten, deren Moleküle zwar auch von einer Hydrat-(Wassermolekül-)Hülle umgeben sind, deren Gitterenergie jedoch so groß ist, dass sie nicht in Ionen dissoziieren (z.B. manche Gase wie O_2 , N_2). Der Dissoziationsgrad hängt schließlich von der Konzentration ab.

Wässrige Lösungen stellen also homogene Gemische von Molekülen und Ionen des gelösten Stoffes, des Wassers und der Reaktionsprodukte der beiden Komponenten dar. Solche Lösungen, in denen der gelöste Stoff in Form von Molekülen und **Ionen** vorliegt, werden als **echte Lösungen** bezeichnet. Im Gegensatz dazu stehen die **kolloidalen Lösungen**. In solchen kolloidalen Lösungen liegen die Teilchen eines gelösten Stoffes als **Molekül-** oder **Ionengruppen** vor. Die Größe solcher Gruppen schwankt zwischen 10^{-5} und 10^{-7} cm. Kolloide haben eine große Oberfläche, wodurch zwischen ihnen und den Wassermolekülen enge Wechselwirkungskräfte auftreten. Dadurch entstehen Bindungen, die zu einer beträchtlichen Stabilität kolloidaler Lösungen führen. Die im Grundwasser am weitesten verbreiteten Kolloide sind anorganische Kieselsäure- und Eisen-Verbindungen.

3.9.3.2.2 Löslichkeit organischer Stoffe

Organische Säuren, Basen und Salze dissoziieren wie anorganische in Ionen und bilden echte Lösungen. Dazu gehören z.B. Huminsäuren, Fulvosäuren, einfache Fettsäuren, Naphthensäuren und ihre Salze. Durch Komplexbildungen können sich ihre Löslichkeiten ändern. Bei den übrigen organischen Stoffen ist zwischen polaren (z.B. Phenol, Ethanol) und unpolaren organischen Verbindungen (z.B. Erdöl und Erdölprodukte, viele Pestizide, halogenierte Kohlenwasserstoffe) zu unterscheiden. Letztere sind meist wenig wasserlöslich und bilden im (Grund-) Wasser meist eine eigene Phase, die je nach Dichte entweder aufschwimmt oder zu Boden sinkt.

Unpolare Pestizid-Wirkstoffe werden deshalb wegen ihrer schlechten Wasserlöslichkeit auf Trägersubstanzen aufgebracht, die die Löslichkeit für eine gezielte Anwendung erhöhen

(MATTHEß, 1993). Für eine Grundwasserreinigung spielt daher die Handelsform (Formulierung) solcher Pestizide eine wesentliche Rolle.

3.9.3.2.3 Löslichkeitsprodukt (Löslichkeitskonstante)

Wie die Tab. 29 zeigt, sind die Löslichkeiten der Stoffe im Wasser unterschiedlich. Das Ergebnis (Produkt) der Löslichkeit lässt sich nach dem Massenwirkungsgesetz allgemein beschreiben:

$$K_{AB} = \frac{c(A^{v+})^m \cdot c(B^{v-})^n}{c(A_m B_n)} \quad \text{Gl. 87}$$

K_{AB} = Dissoziationskonstante des Stoffes AB (1),

$c(\dots)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes AB oder eines Ions (mol/l),

v^+ , v^- = Ladungszahl der Ionen (1),

m , n = Anzahl der beteiligten Ionen (1).

$c(A^{v+})^m$ und $c(B^{v-})^n$ sind die Stoffmengenkonzentrationen (genauer: Aktivitäten; Abschn. 3.9.3.4) der Ionen A und B in mol/l und $c(AB)$ die der ungelösten Salze (z.B.: $CaCl_2$).

$$K_{CaCl_2} = \frac{c(Ca^{2+})^1 \cdot c(Cl^{1-})^2}{c(CaCl_2)} \quad (\text{Gl. 87})$$

Das **Massenwirkungsgesetz** besagt: Das Verhältnis zwischen dem Produkt aus den Konzentrationen der Reaktionsprodukte, ausgedrückt in Mol, und dem Produkt aus den Konzentrationen der Ausgangsstoffe ist bei gleicher Temperatur und bei gleichem Druck bei der Einstellung des chemischen Gleichgewichts für eine bestimmte Reaktion konstant. Diese Konstante K_{AB} besitzt für jede chemische Reaktion ihren eigenen charakteristischen Wert (Gleichgewichtskonstante).

Für eine gesättigte Lösung kann $c(AB)$ als konstant angenommen werden, sodass man die Konzentration $c(AB)$ mit der Gleichgewichtskonstanten der gesättigten Lösung zum **Löslichkeitsprodukt** (L_{AB}) der Ionen-Konzentration zusammenfassen kann:

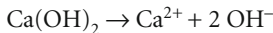
3

$$L_{AB} = c(A^{v+})^m \cdot c(B^{v-})^n \quad \text{Gl. 88}$$

L_{AB} = Löslichkeitsprodukt ($\text{mol}^{m+n}/\text{l}^{m+n}$),
 $c(\dots)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions in der Lösung (mol/l),
 v^+, v^- = Ladungszahl der Ionen (1),
 m, n = Anzahl der beteiligten Ionen (1).

Die Löslichkeit und damit das Löslichkeitsprodukt ist nur bei schwer löslichen Salzen weniger temperaturunabhängig und nimmt sonst in der Regel mit der Temperatur zu. Wenn zusätzlich andere Stoffe enthalten sind, wächst es mit der Konzentration der Lösung. Diese Zusammenhänge spielen bei höher konzentrierten Grundwässern (Mineralwässer) eine Rolle. Beispiele von Löslichkeitsprodukten gibt die Tab. 30; eine ausführliche Zusammenstellung findet sich vor allem bei D'ANS & LAX (1992).

Über das Löslichkeitsprodukt kann die Änderung der Gleichgewichtskonzentration von Ionen als Folge der Änderung der Konzentration anderer Lösungsinhalte berechnet werden. Im folgenden Beispiel (zweiwertiges Kation, einwertiges Anion) ist davon auszugehen, dass doppelt soviel Hydroxid- wie Calcium-II-Ionen in der Lösung enthalten sind:



das heißt:

$c(\text{Ca}^{2+}) = c(2 \text{OH}^-) = 1/2 c(\text{OH}^-)$ bzw. als Äquivalentkonzentration des Ca^{2+} ausgedrückt:
 $c(1/2 \text{Ca}^{2+}) = 2 c(\text{Ca}^{2+}) = c(\text{OH}^-)$.

Beispiel:

Das Löslichkeitsprodukt für Ca(OH)_2 ist nach Tab. 30 $L_{AB} = c(\text{Ca}^{2+}) \cdot c(\text{OH}^-)^2 = 7 \cdot 10^{-5} \text{ mol}^3/\text{l}^3$. Dann ergibt sich durch Ersetzen von $c(\text{OH}^-)^2$
 $L_{AB} = c(\text{Ca}^{2+}) \cdot (2 c(\text{Ca}^{2+}))^2 = c(\text{Ca}^{2+})^3 = 7 \cdot 10^{-5} \text{ mol}^3/\text{l}^3$ bzw.:

$$c(\text{Ca}^{2+}) = \sqrt[3]{\frac{7 \cdot 10^{-5}}{2^2}} \text{ mol/l} = 2,596 \cdot 10^{-2} \text{ mol/l}$$

$$= 25,96 \text{ mmol/l}$$

Mit der molaren Masse von $M(\text{Ca}) = 40,08 \text{ g/mol}$ errechnet sich die Massenkonzentration $\beta(\text{Ca}^{2+})$ des Calciums wie folgt:

$$\begin{aligned} \beta(\text{Ca}^{2+}) &= c(\text{Ca}^{2+}) \cdot M(\text{Ca}^{2+}) \\ &= 2,596 \cdot 10^{-2} \text{ mol/l} \cdot 40,08 \text{ g/mol} \cdot 1000 \\ &= 1040,5 \text{ mg/l} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 84})$$

Werden einer Lösung soweit Hydroxid-Ionen (OH^-) **zugeführt**, dass ihr pH-Wert 13,0 bzw. ihre Konzentration $c(\text{OH}^-) = 10^{-1} \text{ mol/l}$ beträgt, so **verändert** sich auch die Stoffmengenkonzentration $c(\text{Ca}^{2+})$. Das Löslichkeitsprodukt für Ca(OH)_2 ist nach Tab. 30

$$L_{AB} = c(\text{Ca}^{2+}) \cdot c(\text{OH}^-)^2 = 7 \cdot 10^{-5} \text{ mol}^3/\text{l}^3.$$

Da die Konzentration $c(\text{OH}^-) = 10^{-1} \text{ mol/l}$ ist, kann nach Umstellung der Gleichung die Stoffmengenkonzentration $c(\text{Ca}^{2+})$ errechnet werden:

$$c(\text{Ca}^{2+}) = \frac{L_{AB}}{c(\text{OH}^-)^2} = \frac{7 \cdot 10^{-5}}{0,1^2} \text{ mol/l} = 7,0 \text{ mmol/l} \quad (\text{Gl. 88})$$

Die Umrechnung als Massenkonzentration (mg/l) ergibt dann:

$$\begin{aligned} \beta(\text{Ca}^{2+}) &= c(\text{Ca}^{2+}) \cdot M(\text{Ca}^{2+}) \\ &= 7 \text{ mmol/l} \cdot 40,08 \text{ g/mol} \\ &= 280,56 \text{ mg/l.} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 84})$$

Die Anhebung des pH-Wertes hat also eine Verringerung der Löslichkeit bewirkt. Allgemein gilt, dass **gleichionige Zusätze** die Löslichkeit eines Salzes herabsetzen.

Allgemein ergibt sich die molare Löslichkeit, errechnet als Stoffmengenkonzentration $c(A_m B_n)$ eines Salzes $A_m B_n$, aus der Gleichung:

$$c(A_m B_n) = m+n \sqrt[m \cdot n]{\frac{L_{AB}}{m^m \cdot n^n}} \quad \text{Gl. 89}$$

$c(\dots)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes oder eines Ions in der Lösung (mol/l),
 L_{AB} = Löslichkeitsprodukt ($\text{mol}^{m+n}/\text{l}^{m+n}$),
 m, n = Anzahl der beteiligten Ionen (1).

Tab. 30: Löslichkeitsprodukte L_{AB} fester Stoffe in Wasser bei $\vartheta = 25\text{ °C}$ (nach D’ANS & LAX 1967 (1); GARRELS et al. 1960 (2); HABERER 1969a (3); HODGMAN et al. 1958 (4); LATIMER 1953 (5)) (MATTHEB, 1994).

Stoff	Löslichkeitsprodukt L_{AB}	Einheit	Literaturzitat
$[Ag^+]^2 [S^{2-}]$	$6,7 \cdot 10^{-50}$	mol^3/l^3	(1)
$[Ba^{2+}] [CO_3^{2-}]$	$8,1 \cdot 10^{-9}$	mol^2/l^2	(3)
$[Ba^{2+}] [F^-]^2$	$1,8 \cdot 10^{-7}$	mol^3/l^3	(1)
$[Ba^{2+}] [SO_4^{2-}]$	$1 \cdot 10^{-10}$	mol^2/l^2	(1)
$[Ca^{2+}] [CO_3^{2-}]$	$5 \cdot 10^{-9}$	mol^2/l^2	(1)
$[Ca^{2+}] [F^-]^2$	$3,4 \cdot 10^{-11}$ (18 °C)	mol^3/l^3	(1)
$[Ca^{2+}] [SO_4^{2-}] \cdot 2\text{ H}_2\text{O}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	mol^2/l^2	(1)
$[Ca^{2+}] [OH^-]^2$	$7 \cdot 10^{-5}$	mol^3/l^3	(1)
$[Ca^{2+}] [Mg^{2+}] [CO_3^{2-}]^2$	$4,7 \cdot 10^{-20}$	mol^4/l^4	(2)
$[Fe^{2+}] [CO_3^{2-}]$	$3 \cdot 10^{-11}$	mol^2/l^2	(1)
$[Fe^{2+}] [OH^-]^2$	$4,9 \cdot 10^{-17}$	mol^3/l^3	(1)
$[Fe^{3+}] [OH^-]^3$	$3,8 \cdot 10^{-38}$ (18 °C)	mol^4/l^4	(1)
$[Fe^{2+}] [S^{2-}]$	$5 \cdot 10^{-18}$	mol^2/l^2	(1)
$[Mg^{2+}] [CO_3^{2-}] \cdot 3\text{ H}_2\text{O}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	mol^2/l^2	(1)
$[Mg^{2+}] [OH^-]^2$	$5,6 \cdot 10^{-12}$	mol^3/l^3	(1)
$[Mn^{2+}] [OH^-]^2$	$2,1 \cdot 10^{-13}$	mol^3/l^3	(1)
$[Sr^{2+}] [CO_3^{2-}]$	$5,6 \cdot 10^{-10}$	mol^2/l^2	(1)
$[Sr^{2+}] [SO_4^{2-}]$	$3,4 \cdot 10^{-7}$	mol^2/l^2	(1)
$[Zn^{2+}] [CO_3^{2-}]$	$1,2 \cdot 10^{-10}$	mol^2/l^2	(1)
$[Zn^{2+}] [OH^-]^2$	$6,9 \cdot 10^{-17}$	mol^3/l^3	(1)

Beispiel:

Bezogen auf das vorherige Beispiel mit $Ca(OH)_2$ ist $m = 1$ und $n = 2$, somit errechnet sich die Stoffmengenkonzentration wie folgt:

$$c(CaOH_2) = \sqrt[1+2]{\frac{7 \cdot 10^{-5}}{1^1 \cdot 2^2}} mol/l = \sqrt[3]{\frac{7 \cdot 10^{-5}}{4}} mol/l$$
$$= 2,596 \cdot 10^{-2} mol/l \qquad (Gl. 89)$$

3.9.3.3 Löslichkeit von Gasen in Wasser

Während bei der Löslichkeit fester Stoffe im Wasser der Druck praktisch keine Rolle spielt, hängt die Löslichkeit der Gase außer von der Temperatur auch vom Druck, bei Gasgemischen vom Partialdruck ab. Nach dem HENRY-Gesetz (WILLIAM HENRY, britischer Chemiker; 1775–1836) ist die **Löslichkeit** L (cm^3/cm^3) eines Gases, also seine Konzentration im Wasser, proportional seinem Partialdruck:

$$L = \alpha \cdot p_p$$

Gl. 90

3

L = Löslichkeit eines Gases in Wasser
 ($\text{cm}^3/\text{cm}^3 = 1$)
 α = temperaturabhängiger Löslichkeits-
 koeffizient ($1/\text{hPa}$),
 p = Partialdruck des Gases über dem Wasser
 (hPa).

Diese Beziehung gilt nur für verdünnte Lösungen und für Gase, die nicht mit dem Wasser reagieren.

Der **Löslichkeitskoeffizient** α wird auch als **BUNSEN-Absorptionskoeffizient** (ROBERT WILHELM BUNSEN, deutscher Chemiker; 1811–1899) bezeichnet. Dieser ist die auf den Normzustand ($T = 273,15 \text{ K}$ und $p = 1013,25 \text{ hPa}$) bezogene Gasmenge (cm^3), die von 1 cm^3 Lösungsmittel (Wasser) aufgenommen wird, wenn der Partialdruck des Gases $1013,25 \text{ hPa}$ beträgt. Zahlenwerte sind Tabellenwerken zu entnehmen, z.B. LANDOLT & BÖRNSTEIN, 1962; D'ANS & LAX, 1992). (Dort sind tabellarisch die technischen Absorptionskoeffizienten und die Umrechnungsfaktoren angegeben). Bei allen chemischen Berechnungen in diesem Buch wurden die Angaben aus KÜSTER & THIEL (2003) zugrunde gelegt. Einige Löslichkeiten, die aus α berechnet wurden, sind in der Tab. 31 zusammengestellt. Die Löslichkeit kann in Massenkonzentrationen (mg/l) umgerechnet werden, indem die Werte aus Tab. 31 durch die Dichte des Gases bei der entsprechenden Temperatur dividiert werden.

Aus dem HENRY-Gesetz ergibt sich, dass die Löslichkeit eines Gases bei konstanter Temperatur direkt proportional zum Druck ist. Diese Beziehung spielt eine wesentliche Rolle bei der Entgasung von aus der Tiefe der Erdkruste aufsteigenden Wässern, z.B. kohlensäurereichen Wässern. In der Tiefe herrschen höhere Drücke durch

die Auflast der Wassersäule. Mit dem Aufstieg des Wassers nimmt der Druck ab, es stellt sich ein neues Gleichgewicht zwischen dem Druck bzw. dem Partialdruck des gelösten Gases und dem Druck des Wassers ein, die gelöste Kohlensäure entweicht als Gas.

Für die Temperaturabhängigkeit der Löslichkeit L kann der folgende Ansatz gewählt werden, der streng genommen nur für ideale Gase gilt:

$$L = \alpha \left(1 - \frac{T}{T_0}\right) p_p \quad \text{Gl. 91}$$

L = Löslichkeit (m^3/m^3),
 α = temperaturabhängiger Löslichkeits-
 koeffizient

$$\left(\frac{1}{\text{Pa}}\right),$$

T = absolute Temperatur (K),

$T_0 = 273 \text{ K}$,

p_p = Partialdruck des Gases (Pa).

Danach verringert sich die Löslichkeit mit steigender Temperatur. Die Gaslöslichkeit im Wasser nimmt ferner ab, wenn Feststoffe gelöst enthalten sind, z.B. enthält Wasser ($\vartheta = 15 \text{ }^\circ\text{C}$, $p_p = 1013,25 \text{ hPa}$) gelösten Sauerstoff bei einem vorgegebenen Chlorid-Anteil (Tab. 32).

Zur Beurteilung von Sauerstoff zehrenden Reinigungsvorgängen (Abbau organischer Belastungen im Grundwasser) ist schließlich von Bedeutung, dass der Gastransport in der wasserungesättigten Bodenzone und im Grundwasser zu einem wesentlichen Teil auf Diffusionsvorgängen im gas- und wassergefüllten Hohlraum der Gesteine beruht. ALBERTSEN & MATTHEB (1977) stell-

Tab. 31: Löslichkeit L (cm^3/l) von Gasen in Wasser bei verschiedenen Temperaturen.

	0 °C	10 °C	20 °C
Wasserstoff (H_2)	21,5	19,6	18,2
Methan (CH_4)	55,6	41,8	33,1
Stickstoff (N_2)	23,5	18,5	15,5
Sauerstoff (O_2)	49,3	38,4	31,4
Kohlenstoffdioxid (CO_2)	1710	1190	878
Ammoniak (NH_3)	1300	910	711

Tab. 32: Löslichkeit L von Sauerstoff in Wasser in Abhängigkeit von der Massenkonzentration $\beta(X)$ gelöster Feststoffe (Chlorid).

Massenkonzentration gelöster Sauerstoff $\beta(\text{O}_2)$ mg/l	Chlorid $\beta(\text{Cl})$ mg/l
10,15	0
9,14	10 000
8,14	20 000

ten in rolligen Lockergesteinen fest, dass die Diffusivität der Gase neben der Porosität entscheidend vom Feuchtigkeitsgehalt beeinflusst wird, während Korngrößenverteilung und Lagerungsdichte unbedeutend sind. Wegen der geringeren Gasdiffusion in Wasser nimmt daher die Gasausbreitung im Sickerbereich mit zunehmendem Wassergehalt ab.

3.9.3.4 Stoffmengenkonzentrationen und Aktivitäten

Zwischen den in natürlichen Wässern gelösten und den ungelösten festen Stoffen (aus dem Grundwasserleiter) stellt sich entsprechend dem Löslichkeitsprodukt (und damit dem Massenwirkungsgesetz) ein Gleichgewicht ein. Durch Konzentrationsänderungen von aus den Feststoffen gelösten gleichartigen Ionen oder durch zusätzlich eingebrachte andersartige Lösungsgenossen wird das Löslichkeits-Gleichgewicht verschoben. Deshalb ist zu betrachten, welche Einflüsse solche Verschiebungen infolge Beteiligung von gleichen oder anderen Lösungsgenossen haben. Dabei zeigt sich generell, dass die Einwirkung von Ionen auf solche anderer Stoffe umso größer ist, je stärker ihre elektrische Ladung ist. Die Ionen eines gelösten Stoffes unterliegen damit in einer Lösung dem Einfluss des von den Fremdionen aufgebauten elektrischen Kraftfeldes, dessen räumliche Wirkung und Stärke von den beteiligten Ionen abhängt. Die gegenseitige Anziehung der Ionen hemmt die Reaktionen. Die Folge ist, dass nicht alle Ionen eines gelösten Stoffes bei chemischen Reaktionen mit der gesamten Konzentration

(chemisch) „aktiv“ sind, und je höher die ionare Gesamtkonzentration einer Lösung ist, desto mehr „stören“ sich die Ionen-Konzentrationen der im Wasser gelösten Stoffe gegenseitig in ihren Aktivitäten. Die Folge ist in quantitativer Hinsicht eine Abweichung der (Aktivitäts-) Ionen-Konzentration von der tatsächlich gelösten Konzentration. Es ist also zwischen der analytisch bestimmten **Stoffmengenkonzentration** $c(X)$ und der **Aktivität** $a(X)$ ihrer dissoziierten Ionen zu unterscheiden. Die Abweichung gibt der dimensionslose **Aktivitätskoeffizient** f an, und es ist:

$$a(X) = f \cdot c(X) \quad \text{Gl. 92}$$

$$\begin{aligned} a(X) &= \text{Aktivität des Ions X (mol/l),} \\ f &= \text{Aktivitätskoeffizient (1),} \\ c(X) &= \text{Stoffmengenkonzentration des Ions X (mol/l).} \end{aligned}$$

Je größer die Zahl der an einer Lösung beteiligten Ionen ist, desto höher ist die Ionenaktivität und desto mehr weicht die tatsächliche reaktionsaktive Konzentration (Aktivität) von der Konzentration nach dem Löslichkeitsprodukt und damit der Aktivitätskoeffizient von $f = 1$ ab. Umgekehrt werden bei Verdünnung einer Lösung die zwischen den Ionen wirkenden elektrischen Kräfte geringer und der Aktivitätskoeffizient nähert sich dem Wert 1. In alle Berechnungen (Modelle) mit chemischen Gleichgewichten gehen deshalb nicht die Ionen-Konzentrationen (nach der Analyse), sondern die Ionenaktivitäten ein.

Der Aktivitätskoeffizient f hängt damit von der Menge der an der Lösung beteiligten Ionen ab. Die von diesen bewirkten Kräfte werden als **Ionenstärke** I zusammengefasst. Nach LEWIS & RANDALL (1921), die diese Zusammenhänge untersucht haben, werden nun die Ionenstärken und damit die interionischen Wechselwirkungen *allein* durch die Zahl und Ladung der Ionen bestimmt und nicht durch die Art der Ionen (also der Elemente). Die Ionenstärke I (mol/l) errechnet sich somit aus der Stoffmengenkonzentration c (mol/l) der an der Lösung beteiligten Ionen (Anionen und Kationen) und deren Ladung (Wertigkeit, z) nach folgender Gleichung:

$$I = 0,5 \cdot (c(1)z_1^2 + c(2)z_2^2 + c(3)z_3^2 + \dots + c(n)z_n^2) \quad \text{Gl. 93}$$

3

I = Ionenstärke (mol/l),
 $c(1,2,3,...n)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions 1, 2, 3, ... n (mol/l),
 $z_{1,2,3,...n}$ = Äquivalentzahl, Wertigkeit des Ions 1, 2, 3, ... n (1).

Die gleiche Berechnung von I kann auch direkt von der Massenkonzentration der Ionen ausgehen, die in der chemischen Wasseranalyse angegeben ist:

$$I = 0,5 \cdot (\beta(1)k_1^2 + \beta(2)k_2^2 + \beta(3)k_3^2 + \dots + \beta(n)k_n^2) \quad \text{Gl. 94}$$

I = Ionenstärke (mol/l),
 $\beta(1,2,3,...n)$ = Massenkonzentration des Ions 1, 2, 3, ... n (mg/l),

mit:

$$k(X) = \frac{z(X)^2}{M(X)} \cdot \frac{10^{-3} \text{ g}}{1 \text{ mg}} \quad \text{Gl. 95}$$

$k(X)$ = Umrechnungsfaktor für das Ion X (mol/g),
 $z(X)$ = Äquivalentzahl, Wertigkeit des Ions (1),
 $M(X)$ = Molmasse des Ions X (g/mol).

LANGELIER (1936) gibt folgende Näherungsgleichung für die Ionenstärke I an, sofern die Lösung zu ungefähr gleichen Teilen aus I- und II-wertigen Ionen besteht:

$$\{I\} = 2,5 \cdot 10^{-5} \{R\} \quad \text{Gl. 96}$$

I = Ionenstärke (mol/l),
 R = Abdampfdruckstand (mg/l).

Nach MAIER & GROHMANN (1977) lässt sich die Ionenstärke I hinreichend genau aus der elektrischen Leitfähigkeit κ (mS/cm) bei 20 °C errechnen:

$$\{I\} = 0,18 \cdot \{\kappa\} \quad \text{Gl. 97}$$

I = Ionenstärke (mol/l),
 κ = elektrische Leitfähigkeit (mS/cm).

Ist die Ionenstärke I einer Lösung aus den Werten einer chemischen Analyse bekannt, kann der Aktivitätskoeffizient f nach DEBYE & HÜCKEL (1923)

(PETER DEBYE, niederländischer Chemiker und Physiker; 1884–1966, ERICH HÜCKEL, deutscher Chemiker und Physiker; 1896–1963) nach folgender empirischer Zahlenwertgleichung berechnet werden:

$$-\lg f = \frac{0,5 \cdot z^2 \cdot \sqrt{\{I\}}}{1 + 0,33 \cdot 10^8 \cdot \{d_j\} \cdot \sqrt{\{I\}}} \quad \text{Gl. 98}$$

f = Aktivitätskoeffizient (1),
 z = Wertigkeit des Ions, für das f berechnet wird (1),
 d_j = Ionendurchmesser (10^{-8} bis $5 \cdot 10^{-8}$ cm) (cm),
 I = aufgrund der Analyse errechnete Ionenstärke der Lösung (mol/l).

Geht man von einem mittleren Ionendurchmesser von $d_j = 3 \cdot 10^{-8}$ cm aus, vereinfacht sich die Gleichung, da im Nenner der Summand ($0,33 \cdot 10^8 \cdot 3 \cdot 10^{-8} = 1$) wird. Dann ist

$$\lg f = -\frac{0,5 \cdot z^2 \cdot \sqrt{\{I\}}}{1 + \sqrt{\{I\}}} \quad (\text{Gl. 98})$$

Häufig wird folgende empirische Zahlenwertgleichung angewandt:

$$\lg f = -0,298 \cdot z^2 \cdot \sqrt{2\{I\}} \quad \text{Gl. 99}$$

Weitere Gleichungen sind in DVWK (1992b, S. 22) zusammengestellt.

Durch das Vorhandensein von Fremdionen ändert sich die Ionenstärke und somit die Aktivitätskoeffizienten und die Aktivitäten aller gelösten Ionen. Dies hat dann auch Einfluß auf die Löslichkeit eines Stoffes im Wasser. Somit ist das Löslichkeitsprodukt (Gl. 88) statt mit Stoffmengenkonzentrationen mit Aktivitäten zu bilden, es wird daher als Ionenaktivitätsprodukt bezeichnet:

$$I_{AB} = \left(f_A \cdot c(A^{v+})\right)^m \cdot \left(f_B \cdot c(B^{v-})\right)^n \quad \text{Gl. 100}$$

I_{AB} = Ionenaktivitätsprodukt ($\text{mol}^{m+n}/\text{l}^{m+n}$),
 f_A, f_B = Aktivitätskoeffizienten der Ionen (1),
 $c(\dots)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions in der Lösung (mol/l),

v^+, v^- = Ladung der Ionen (1),
 m, n = Anzahl der beteiligten Ionen (1).

Beispiel:

Eine gesättigte CaCO_3 -Lösung enthält zusätzlich noch $\beta(\text{Mg}^{2+}) = 292 \text{ mg/l}$ und $\beta(\text{Cl}^-) = 851 \text{ mg/l}$. Unter diesen Bedingungen soll die Konzentration an Karbonat- (CO_3^{2-}) Ionen berechnet werden. Das Löslichkeitsprodukt bzw. das Ionenaktivitätsprodukt für CaCO_3 (Tab. 30) ist nach Gl. 100 unter Berücksichtigung der Aktivitätskoeffizienten f_{Ca} und f_{CO_3} wie folgt zu berechnen:

$$I_{\text{CaCO}_3} = f_{\text{Ca}} \cdot c(\text{Ca}^{2+}) \cdot f_{\text{CO}_3} c(\text{CO}_3^{2-}) \quad (\text{Gl. 100})$$

$$= 5 \cdot 10^{-9} \left(\frac{\text{mol}^2}{\text{l}^2} \right)$$

Davon ausgehend, dass $c(\text{Ca}^{2+}) = c(\text{CO}_3^{2-})$ sowie die Aktivitätskoeffizienten für Ionen gleicher Wertigkeit untereinander gleich sind, also $f = f_{\text{Ca}} = f_{\text{CO}_3}$, ergibt sich:

$$c(\text{CO}_3^{2-}) = \sqrt{\frac{5 \cdot 10^{-9}}{f^2}} \text{ mol/l} = \frac{7,07 \cdot 10^{-5}}{f} \text{ mol/l}$$

Da in dem Beispiel die Konzentration an CO_3^{2-} -Ionen gering ist, wird in diesem Fall die Ionenstärke I weitgehend durch einen Anteil an Mg^{2+} - ($\beta(\text{Mg}^{2+}) = 0,292 \text{ g/l} = 292 \text{ mg/l}$) und Cl^- -Ionen ($\beta(\text{Cl}^-) = 0,851 \text{ g/l} = 851 \text{ mg/l}$) bestimmt. Durch Einsetzen erhält man:

$$I = 0,5 \cdot (\beta(\text{Mg}^{2+}) k_{\text{Mg}} + \beta(\text{Cl}^-) k_{\text{Cl}}) \quad (\text{Gl. 94})$$

$$I = 0,5 \cdot (292 \cdot 1,6 \cdot 10^{-4} + 851 \cdot 2,8 \cdot 10^{-5}) \text{ (mol/l)}$$

$$= 0,035 \text{ mol/l}$$

Daraus errechnet sich der Aktivitätskoeffizient f wie folgt:

$$\lg f = -\frac{0,5 \cdot 2^2 \cdot \sqrt{0,035}}{1 + \sqrt{0,035}} = -0,3152 \quad (\text{Gl. 98})$$

$$f = 0,484$$

Bei Verwendung der Gl. 99 ergibt sich der gleiche Wert für f :

$$\lg f = -0,298 \cdot 2^2 \cdot \sqrt{2 \cdot 0,035} = -0,3154 \quad (\text{Gl. 99})$$

$$f = 0,484$$

Nach Einsetzen ist:

$$c(\text{CO}_3^{2-}) = \frac{7,07 \cdot 10^{-5}}{0,484} \text{ mol/l} = 1,46 \cdot 10^{-4} \text{ mol/l}$$

Die Massenkonzentration $\beta(X)$ errechnet sich wie folgt:

$$\beta(X) = c(X) \cdot M(X) \quad (\text{Gl. 83})$$

$$\beta(\text{CO}_3^{2-}) = 1,46 \cdot 10^{-4} \text{ (mol/l)} \cdot 60 \text{ g/mol} = 8,76 \text{ mg/l}$$

In diesem Beispiel mit den Massenkonzentrationen $\beta(\text{Mg}^{2+}) = 292 \text{ mg/l}$ und $\beta(\text{Cl}^-) = 851 \text{ mg/l}$ beträgt damit die Massenkonzentration nach Sättigung $\beta(\text{CO}_3^{2-}) = 8,76 \text{ mg/l}$.

Um einen Vergleich mit den Konzentrationen einer reinen CaCO_3 -Lösung (ohne Fremdionenzusatz) zu bekommen, wird die Konzentration entsprechend dem Löslichkeitsprodukt (Gl. 88) wie folgt berechnet:

$$L_{\text{AB}} = c(\text{Ca}^{2+}) \cdot c(\text{CO}_3^{2-}) = 5 \cdot 10^{-9} \text{ mol}^2/\text{l}^2;$$

da $c(\text{Ca}^{2+}) = c(\text{CO}_3^{2-})$, ergibt sich:

$$c(\text{CO}_3^{2-}) \cdot c(\text{CO}_3^{2-}) = c(\text{CO}_3^{2-})^2 = 5 \cdot 10^{-9} \text{ mol}^2/\text{l}^2$$

$$c(\text{CO}_3^{2-}) = \sqrt{5 \cdot 10^{-9}} \text{ (mol/l)} = 7,07 \cdot 10^{-5} \text{ mol/l}$$

$$\text{bzw. } \beta(\text{CO}_3^{2-}) = 4,2 \text{ mg/l.} \quad (\text{Gl. 83})$$

In diesem Beispiel erhöht die Beteiligung von Fremdionen (Lösungsgenossen) die Löslichkeit des Salzes. Dies ist häufig bei II- und mehrwertigen Ionen mit größerer Ionenstärke festzustellen. In höher konzentrierten Lösungen liegen die Aktivitätskoeffizienten erheblich unter 1, in Meerwässern z.B. für einwertige Ionen um 0,7, für zweiwertige um 0,3. Die nachstehende Gleichung zeigt, dass mit fallendem Aktivitätskoeffizienten die Löslichkeit zunimmt (Löslichkeitsprodukt L ist konstant):

$$c(\text{CO}_3^{2-}) = \frac{\sqrt{L}}{f} = \frac{7,07 \cdot 10^{-5}}{f} \frac{\text{mol}}{1} \quad \text{Gl. 101}$$

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions in der Lösung (mol/l),

L = Löslichkeitsprodukt ($\text{mol}^{m+n}/\text{l}^{m+n}$),

f = Aktivitätskoeffizient (1).

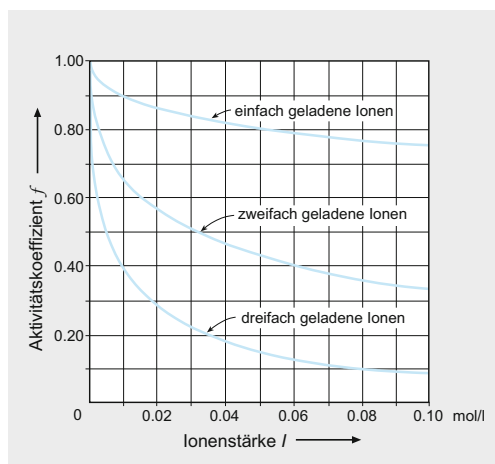


Abb. 61: Abhängigkeit des Aktivitätskoeffizienten f von der Ionenstärke I (nach FAIR & GEYER, 1961).

Daraus resultiert z.B., dass in Meerwasser mehr CaCO_3 als in reinem Wasser gelöst ist.

Die Gleichung nach DEBYE & HÜCKEL (1923) gilt für alle Ionen bis zu einer Ionenstärke von etwa 0,1; das entspricht Konzentrationen von etwa $\beta(\text{NaCl}) = 6\,000\text{ mg/l}$ oder $\beta(\text{CaSO}_4) = 3\,400\text{ mg/l}$ in einem Temperaturbereich von $\vartheta = 0\text{ °C}$ bis 40 °C . Die Abhängigkeit des Aktivitätskoeffizienten f von der Ionenstärke I für Ionen verschiedener Wertigkeit z ist aus Abb. 61 ersichtlich (FAIR & GEYER, 1961).

Die Aktivitätskoeffizienten für gelöste Gase ergeben sich aus folgender Beziehung (MATTHEB, 1994):

$$f_{\text{Gas}} = \frac{C_{\text{W}} \cdot p_{\text{D}}}{C_{\text{s}} \cdot p_{\text{D,W}}} \quad \text{Gl. 102}$$

f_{Gas} = Aktivitätskoeffizient für Gas (1),

p_{D} = Dampfdruck der Lösung bei der gegebenen Ionenstärke (Pa),

$p_{\text{D,W}}$ = Dampfdruck des reinen Wassers (Pa),

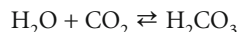
C_{W} = Absorptionskoeffizient des Gases in reinem Wasser ($1/(\text{hPa})$),

C_{s} = Absorptionskoeffizient des Gases in der Lösung bei der gegebenen Ionenstärke ($1/(\text{hPa})$).

3.9.3.5 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht

Wird das Gas Kohlenstoffdioxid (CO_2) in Wasser (H_2O) geleitet, löst es sich. Die Löslichkeit von Gasen ist druck- und temperaturabhängig (Tab. 33).

Die wässrige Lösung von CO_2 reagiert sauer. Ein sehr kleiner Anteil des gelösten CO_2 setzt sich dabei nämlich in die schwache Kohlensäure um:



- 1. Dissoziationsstufe: $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_3\text{O}^+ + \text{HCO}_3^-$
Dissoziationskonstante $K_1 = 4,45 \cdot 10^{-7}\text{ mol/l}$ bei $\vartheta = 25\text{ °C}$
- 2. Dissoziationsstufe: $\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_3\text{O}^+ + \text{CO}_3^{2-}$
Dissoziationskonstante $K_2 = 4,69 \cdot 10^{-11}\text{ mol/l}$ bei $\vartheta = 25\text{ °C}$

Als zweiwertige Säure bildet die Kohlensäure zwei Reihen von Salzen: Hydrogencarbonate mit dem HCO_3^- -Anion und Carbonate mit dem CO_3^{2-} -Anion; letztere bilden sich im Grundwasser jedoch nur bei Werten $\text{pH} > 8,2$. Hydrogencarbonate entstehen auch bei der Reaktion von Kohlensäure mit Carbonaten:



Sie sind mit Ausnahme von NaHCO_3 leichter löslich als Carbonate.

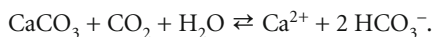
Tab. 33: Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser in Abhängigkeit von Druck p und Temperatur ϑ .

Massen- konzentration $\beta(\text{CO}_2)$ mg/l	Luftdruck p hPa	Wasser- temperatur ϑ °C
3 346	1 013,24	0
2 318		10
1 688		20
1 257		30
32 200	24 511,68	20

Die kurz dargelegten Vorgänge finden auch im Grundwasser statt. Das Kohlenstoffdioxid stammt aus der Atmosphäre und wird mit Niederschlägen eingetragen, stammt aus organischen Abbauprodukten der belebten Bodenzone, oder es steigt aus der Tiefe auf. Dann ist es entweder vulkanischen Ursprungs (postvulkanische Exhalationen), Abbauprodukt biogener Sedimente (COLOMBO et al., 1968; HOEFS, 1973) oder thermisches Zersetzungsprodukt von Karbonatgesteinen, die im Verlauf tektonischer Vorgänge in größere Tiefen abgesunken sind.

Die im Grundwasser gelöste Kohlensäure wirkt auf die in den Gesteinen der Grundwasserleiter enthaltenen Karbonate ein. In welchem Maße diese Reaktion erfolgt, hängt vom Karbonat-(Kalk-)Gehalt der Gesteine, vom Kohlensäuregehalt des Grundwassers und dessen Strömungen ab. Zur Vertiefung der Kenntnis um diese Vorgänge wird auf den Abschnitt „Carbonate Systems“ in MATTHEß et al. (1992) verwiesen.

Kalkstein (CaCO_3) ist nur gering wasserlöslich (nach SONTHEIMER et al. (1980) für Calcit: $L(\text{CaCO}_3) = 14 \text{ mg/l}$ bei 20°C). Mit steigender CO_2 -Konzentration nimmt die Löslichkeit jedoch zu. Zwischen den an der Reaktion beteiligten Konzentrationen an CO_2 , HCO_3^- und Ca^{2+} -Ionen stellt sich ein Gleichgewicht ein, das **Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht**:



Bei ihren Überlegungen zur Bestimmung dieses Gleichgewichts stellten TILLMANS & HEUBLEIN (1912) nach der von BODLÄNDER (1900) aufgestellten Beziehung folgende Gleichung auf:

$$c(\text{CO}_2) = K_{\text{Ti}} \cdot (c(\text{HCO}_3^-))^3 \quad \text{Gl. 103}$$

$c(\text{CO}_2)$ = Stoffmengenkonzentration des im Wasser zu freier Kohlensäure gelösten Kohlenstoffdioxids (sog. zugehörige freie Kohlensäure), berechnet als CO_2 (Molmasse $M = 44 \text{ g/mol}$) (mmol/l),

K_{Ti} = temperaturabhängige TILLMANS-Konstante (l^2/mmol^2) (Tab. 34),

$c(\text{HCO}_3^-)$ = Stoffmengenkonzentration der im Wasser gelösten, im HCO_3^- -gebundenen Kohlensäure (sog. halbgebundene Kohlensäure) (mmol/l).

Diese Beziehung gilt streng genommen nur für Wässer mit gleicher Calcium- und Karbonat-Härte, also mit äquivalenten Mengen an Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionen. Da diese Bedingung aber in der Praxis recht selten erfüllt ist, beschrieben TILLMANS & HEUBLEIN (1912) dieses Gleichgewicht durch die nach TILLMANN'S (JOSEPH TILLMANN'S, deutscher Wasserchemiker, 1876–1935) benannte Gleichung:

$$c(\text{CO}_2) = K_{\text{Ti}} \cdot (c(\frac{1}{1} \text{HCO}_3^-))^2 \cdot c(\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}) \quad (\text{Gl. 103})$$

$c(\frac{1}{1} \text{HCO}_3^-)$ = Äquivalentkonzentration der im Wasser gelösten, im HCO_3^- -gebundenen Kohlensäure (sog. halbgebundene Kohlensäure) (mmol/l); die Äquivalentkonzentration von 1 mmol/l, (früher: mval/l), dies entspricht einer Massenkonzentration von β (sog. halbgebundene Kohlensäure) = 22 mg/l oder $\beta(\text{HCO}_3^-) = 61 \text{ mg/l}$ oder $2,8^\circ\text{dH}$ (Karbonat-Härte),

$c(\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+})$ = Äquivalentkonzentration der Calcium-Ionen (mmol/l) (früher: c(eq) in mval/l).

Das System freie Kohlensäure – in Hydrogenkarbonat-Ionen gebundene Kohlensäure im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht, entsprechend der TILLMANS-Gleichung für reine Wässer, zeigt die Kurve in Abb. 62. Unter der Kurve befindet sich der Bereich der im HCO_3^- -gebundenen, oberhalb der freien, aggressiven Kohlensäure (CO_2). Im Gleichgewicht stehen solche Wässer, deren CO_2 - und HCO_3^- -Ionen-Konzentration auf der Kurve liegen.

Da das Grundwasser auch gelöste Ionen anderer Stoffe enthält und sich deren Ionenstärke I auf das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht auswirkt, muss ein von der Ionenstärke abhängiger Korrekturfaktor f_{Ti} für die TILLMANS-Konstante K_{Ti} ein-

3 geführt werden. Nach Gl. 92 ist die Aktivität eines Ions a

$$a(X) = c(X) \cdot f \quad (\text{Gl. 92})$$

und somit

$$c(X) = a(X)/f$$

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions X (mol/l),

$a(X)$ = Aktivität des Ions X (mol/l),

f = Aktivitätskoeffizient (1);

Tab. 34: TILLMANS-Konstante K_{Ti} in Abhängigkeit von der Temperatur ϑ (HÄSSELBARTH 1963).

Temperatur ϑ °C	TILLMANS-Konstante K_{Ti} l ² /mmol ²	Temperatur ϑ °C	TILLMANS-Konstante K_{Ti} l ² /mmol ²
0	9,371 · 0,001	26	2,387 · 0,01
1	9,700	27	2,459
2	1,004 · 0,01	28	2,539
3	1,039	29	2,617
4	1,076	30	2,703
5	1,114	31	2,804
6	1,156	32	2,903
7	1,199	33	3,012
8	1,244	34	3,117
9	1,291	35	3,235
10	1,339	36	3,356
11	1,389	37	3,482
12	1,441	38	3,613
13	1,492	39	3,748
14	1,548	40	3,889
15	1,606	41	4,025
16	1,667	42	4,176
17	1,729	43	4,323
18	1,790	44	4,486
19	1,857	45	4,643
20	1,926	46	4,806
21	1,999	47	4,986
22	2,074	48	5,162
23	2,147	49	5,356
24	2,227	50	5,544
25	2,311		

(beachte: $f \neq f_{Ti}$!), d.h. Konzentration (hier: $c(\text{CO}_2)$) und Aktivitätskoeffizient f bzw. Ionenstärke sind einander umgekehrt proportional: Je größer die Ionenstärke ist, desto niedriger muss die TILLMANS-Konstante sein. Das mit dem

Korrekturfaktor f_{Ti} korrigierte Gleichgewicht lautet somit:

$$c(\text{CO}_2) = \frac{K_{Ti}}{f_{Ti}} \cdot c\left(\frac{1}{1} \text{HCO}_3^-\right)^2 \cdot c\left(\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}\right) \quad \text{Gl. 104}$$

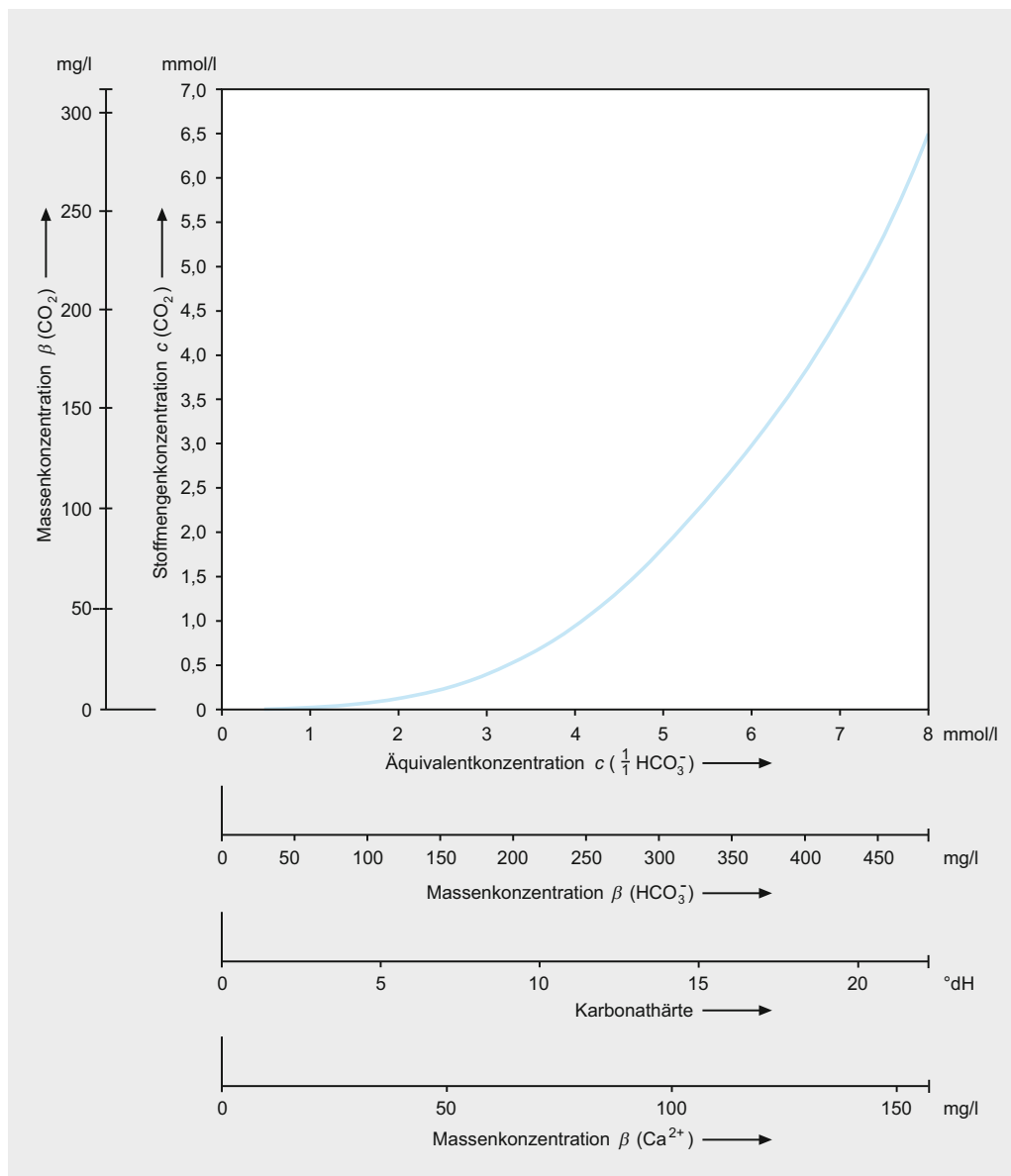


Abb. 62: Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht für $\vartheta = 10\text{ °C}$; $c(\text{CO}_2) = K_{Ti} \cdot (c(1/1\text{HCO}_3^-))^3$.

3

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions X (mol/l),
 K_{Ti} = temperaturabhängige TILLMANS-Konstante K_{Ti} (l²/mmol²),
 f_{Ti} = TILLMANS-Korrekturfaktor (1).

Die TILLMANS-Korrekturfaktoren f_{Ti} in Abhängigkeit von Ionenstärke I gesamt sind der Tab. 35 zu entnehmen. Aus den aufgezeigten Beziehungen ergibt sich, dass bei gleicher Temperatur die zum Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht erforderliche Konzentration der freien Kohlensäure mit zunehmender Ionenstärke abnimmt.

Da Kohlensäure eine Säure ist, kann für jedes Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht in dem System $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{CO}_2$ der entsprechende pH-Wert errechnet werden, womit die Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts-Situation eines Wassers genauer erfasst wird als durch die TILLMANS-Gleichung. Bei Sättigung (also Einstellung des Gleichgewichts) besteht nach Arbeiten von STROHECKER (1936) und LANGELIER (1936) folgende Gleichung für $\text{pH} \leq 9,5$:

$$\text{pH}_{\text{Sättigung}} = \text{pK}_{\text{La}} + \lg f_{\text{La}} - \lg c\left(\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}\right) - \lg c\left(\frac{1}{1} \text{HCO}_3^-\right) \quad \text{Gl. 105}$$

$\text{pH}_{\text{Sättigung}}$ = pH-Wert eines natürlichen Wassers im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht (1),

pK_{La} = Logarithmus der temperaturabhängigen (LANGELIER-) Konstanten (Tab. 36) (1),

f_{La} = LANGELIER-Korrekturfaktor (1),

$c(1/z X)$ = Äquivalentkonzentration des Stoffes oder Ions (mol/l).

Der LANGELIER-Korrekturfaktor f_{La} kann nach LARSON & BUSWELL (1942) aus der Ionenstärke I mit der folgenden Zahlenwertgleichung berechnet werden:

$$\lg f_{\text{La}} = \frac{2,5\sqrt{\{I\}}}{1 + 5,3\sqrt{\{I\}} + 5,5\{I\}} \quad \text{Gl. 106}$$

I = Ionenstärke (mol/l).

Der Tab. 37 sind die nach Gl. 106 berechneten Zahlenwerte $\lg f_{\text{La}}$ in Abhängigkeit der jeweiligen Ionenstärke einer Lösung zu entnehmen.

Näherungsweise kann der Sättigungs-pH-Wert auch aus folgender TILLMANS-Gleichung errechnet werden, wobei allein das Verhältnis (der Massenkonzentrationen) gebundener zu freier Kohlensäure berücksichtigt wird:

$$\text{pH}_{\text{Gleichgewicht}} = \lg \frac{2 \cdot \beta(\text{CO}_2 \text{ geb.})}{3,04 \cdot 10^{-7} \cdot \beta(\text{CO}_2 \text{ frei})} \quad \text{Gl. 107}$$

$\beta(\text{CO}_2 \text{ geb.})$ = Massenkonzentration gebundene Kohlensäure (mg/l),

$\beta(\text{CO}_2 \text{ frei})$ = Massenkonzentration freie Kohlensäure (mg/l).

Diese Gleichung ist jedoch nicht anwendbar, wenn keine oder im Verhältnis zur freien Kohlensäure wenige Hydrogenkarbonat-Ionen im Wasser enthalten sind.

In natürlichen Gewässern wird das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht häufig nicht erreicht, weil ein Missverhältnis zwischen Kohlensäuregehalt im Wasser und Karbonat-Gehalt im Grundwasserleiter besteht, oder weil sich die Kohlensäure- oder Karbonat-Gehalte durch wechselnde Strömungsverhältnisse des Grundwassers ändern. Ein Gleichgewicht hat sich eingestellt, wenn die nach TILLMANS errechnete Gleichgewichtskonzentration von CO_2 , also $c(\text{CO}_2)$ gleich der in der Wasserprobe bestimmten Konzentration an freier Kohlensäure ist. Ergibt sich, dass der tatsächlich analytisch bestimmte Gehalt größer als der errechnete ist, muss ein Teil der freien Kohlensäure „überschüssig“ sein, d.h. es ist mehr Kohlensäure vorhanden als für das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht erforderlich ist. Das Wasser hat dann Säureeigenschaften, es ist aggressiv. Ist umgekehrt weniger freie Kohlensäure vorhanden als errechnet, kann Kalk (CaCO_3) ausgeschieden werden, was zum Ansatz von Kalkinkrustierungen (z.B. in Wasserrohren) führt.

Es ist also:

$$c(\text{CO}_2 \text{ überschüssig}) = c(\text{CO}_2 \text{ frei}) - c(\text{CO}_2 \text{ Gleichgewicht}) \quad \text{Gl. 108}$$

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes (mol/l).

Diese Beziehungen müssen sich naturgemäß auch in den errechneten (pH-Gleichgewicht)

Tab. 35: TILLMANS-Korrekturfaktor f_{Ti} in Abhängigkeit von der Ionenstärke I_{ges} (nach HÄSSELBARTH 1963).

Ionenstärke I_{ges} mmol/l	TILLMANS- Korrekturfaktor f_{Ti} 1	Ionenstärke I_{ges} mmol/l	TILLMANS- Korrekturfaktor f_{Ti} 1	Ionenstärke I_{ges} mmol/l	TILLMANS- Korrekturfaktor f_{Ti} 1
0,27	1,101	12,8	1,645	25,6	1,833
0,53	1,124	13,2	1,653	25,8	1,835
0,8	1,187	13,6	1,661	26,0	1,838
1,2	1,228	13,8	1,664	26,4	1,842
1,6	1,260	14,0	1,668	26,8	1,846
1,8	1,281	14,4	1,675	27,0	1,849
2,0	1,289	14,8	1,683	27,2	1,851
2,4	1,314	15,0	1,686	27,6	1,855
2,8	1,337	15,2	1,690	28,0	1,859
3,0	1,348	15,6	1,696	28,2	1,861
3,2	1,358	16,0	1,703	28,4	1,863
3,6	1,377	16,2	1,706	28,8	1,867
4,0	1,396	16,4	1,710	29,2	1,871
4,2	1,404	16,8	1,716	29,4	1,873
4,4	1,413	17,2	1,723	29,6	1,875
4,8	1,429	17,4	1,726	30,0	1,879
5,2	1,444	17,6	1,729	30,4	1,883
5,4	1,451	18,0	1,735	30,8	1,887
5,6	1,459	18,4	1,741	31,2	1,890
6,0	1,472	18,6	1,744	31,6	1,894
6,4	1,485	18,8	1,747	32,0	1,898
6,6	1,492	19,2	1,752	32,4	1,901
6,8	1,498	19,6	1,758	32,8	1,905
7,2	1,511	19,8	1,761	33,2	1,909
7,6	1,522	20,0	1,764	33,6	1,912
7,8	1,528	20,4	1,769	34,0	1,915
8,0	1,534	20,8	1,774	34,4	1,919
8,4	1,544	21,0	1,777	34,8	1,922
8,8	1,555	21,2	1,780	35,2	1,926
9,0	1,560	21,6	1,785	35,6	1,929
9,2	1,565	22,0	1,791	36,0	1,932
9,6	1,575	22,2	1,793	36,4	1,936
10,0	1,585	22,4	1,795	36,8	1,939
10,2	1,590	22,8	1,800	37,2	1,942
10,4	1,594	23,2	1,805	37,6	1,945
10,8	1,603	23,4	1,808	38,0	1,948
11,2	1,612	23,6	1,810	38,4	1,951
11,4	1,616	24,0	1,815	38,8	1,954
11,6	1,621	24,4	1,820	39,2	1,957
12,0	1,629	24,6	1,822	39,6	1,960
12,4	1,637	24,8	1,824	40,0	1,963
12,6	1,641	25,2	1,829		

3

Tab. 36: Logarithmus der Konstanten K_{La} (pK_{La}) der STROECKER-LANGELIER-Gleichung in Abhängigkeit von der Temperatur ϑ (HÄSSELBARTH, 1963).

Temperatur ϑ °C	pK_{La} 1	Temperatur ϑ °C	pK_{La} 1	Temperatur ϑ °C	pK_{La} 1
0	8,901	11	8,614	22	8,354
1	8,878	12	8,589	23	8,333
2	8,851	13	8,565	24	8,311
3	8,825	14	8,540	25	8,288
4	8,798	15	8,515	30	8,196
5	8,771	16	8,492	35	8,100
6	8,745	17	8,468	40	7,996
7	8,718	18	8,445	45	7,923
8	8,692	19	8,422	50	7,844
9	8,665	20	8,400		
10	8,639	21	8,376		

und den in der Wasserprobe bestimmten pH-Werten zu erkennen geben:

$$I_{La} = \Delta pH = pH_{\text{gemessen}} - pH_{\text{Gleichgewicht}} \quad \text{Gl. 109}$$

I_{La} = LANGELIER-(Calciumkarbonat-Sättigungs-) Index (1).

Negative Index-Werte zeigen aggressive Kohlensäure, positive CaCO_3 -Übersättigung und Nullwerte Gleichgewichtswässer an.

Die wasseranalytische Chemie unterscheidet daher in dem System Kohlensäure-gelöste Karbonate folgende Kohlensäure-Arten:

ganz gebundene Kohlensäure
 CO_3^{2-} -Ionen
halbgebundene Kohlensäure
 HCO_3^- -Ionen

gebundene
Kohlensäure

zugehörige Kohlensäure
(Kohlensäure zur Erhaltung
des Kalk-Kohlensäure-
Gleichgewichts)
überschüssige Kohlensäure
(aggressive Kohlensäure)

freie
Kohlensäure

Wenn der pH-Wert 8,2 überschreitet, können Karbonat-Ionen im Wasser vorkommen.

Bei der aggressiven Kohlensäure wird zwischen kalkaggressiver und rostschutzverhindernder unterschieden (Abschn. 3.9.7.1.6).

Beispiel:

Die Analyse einer Wasserprobe ergab folgende Werte:

$\vartheta_{\text{Wasser}} = 10^\circ\text{C}$,
pH = 6,7,
freie Kohlensäure $\beta(\text{CO}_2 \text{ frei}) = 48,0 \text{ mg/l}$,

$c(\frac{1}{2}\text{Ca}^{2+}) = 3,5 \text{ mmol/l}$,

$c(\frac{1}{1}\text{HCO}_3^-) = 4,1 \text{ mmol/l}$.

Aus den übrigen Analysendaten errechnet sich nach Gl. 89 die Ionenstärke $I = 9,6 \text{ mmol/l}$. Für diesen Wert wird in der Tab. 35 der Korrekturfaktor $f_{Ti} = 1,575$ abgelesen. Die TILLMANS-Konstante für eine Wassertemperatur $\vartheta = 10^\circ\text{C}$ wird aus der Tab. 34 mit $K_{Ti} = 1,339 \cdot 10^{-2} (\text{l/mmol})^2$ abgelesen.

Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht errechnet sich nach Gl. 104 wie folgt:

$$c(\text{CO}_2) = \frac{K_{\text{Ti}}}{f_{\text{Ti}}} \cdot c\left(\frac{1}{1} \text{HCO}_3^-\right)^2 \cdot c\left(\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}\right), \text{ (Gl. 104)}$$

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Ions X (mmol/l),

K_{Ti} = temperaturabhängige TILLMANS-Konstante K_{Ti} (l²/mmol²),

f_{Ti} = TILLMANS-Korrekturfaktor (1).

$$c(\text{CO}_2) = \frac{1,339 \cdot 10^{-2} \text{ (l/mmol)}^2}{1,575} \cdot 4,1^2 \cdot 3,5 \text{ mmol/l} = 0,5 \text{ mmol/l}.$$

Aus der Stoffmengenkonzentration errechnet sich die Massenkonzentration:

$$\beta(X) = c(X) \cdot M(X) \text{ (Gl. 83)}$$

$$\beta(\text{CO}_2) = 0,5 \cdot 44 \text{ mg/l} = 22 \text{ mg/l}$$

Der dem Gleichgewicht entsprechende pH-Wert errechnet sich wie folgt:

$$\text{pH}_{\text{Sättigung}} = \text{p}K_{\text{La}} + \lg f_{\text{La}} - \lg \left\{ c(1/2 \text{Ca}^{2+}) \right\} - \lg \left\{ c(1/1 \text{HCO}_3^-) \right\} \text{ (Gl. 105)}$$

Nach Einsetzen von

$$\begin{aligned} \text{p}K_{\text{La}} &= 8,639 \text{ (Tab. 36)} \\ &\text{für } \vartheta = 10^\circ \text{C,} \\ \lg \{ c(1/2 \text{Ca}^{2+}) \} &= \lg 3,5 = 0,544, \\ \lg \{ c(1/1 \text{HCO}_3^-) \} &= \lg 4,1 = 0,613, \\ \lg f_{\text{La}} &= 0,156 \text{ für } I_{\text{ges}} = 9,6 \text{ mmol/l} \end{aligned}$$

beträgt der pH-Wert im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht

$$\text{pH}_{\text{Sättigung}} = 8,639 + 0,156 - 0,544 - 0,613 = 7,6.$$

Der pH-Wert errechnet sich näherungsweise nach der TILLMANS-Gleichung

$$\text{pH}_{\text{Gleichgewicht}} = \lg \frac{2 \cdot \beta(\text{CO}_2 \text{ geb.})}{3,04 \cdot 10^{-7} \cdot \beta(\text{CO}_2 \text{ frei})} \text{ (Gl. 107)}$$

$\beta(\text{CO}_2 \text{ geb.})$ = Massenkonzentration gebundene Kohlensäure (mg/l),

$\beta(\text{CO}_2 \text{ frei})$ = Massenkonzentration freie Kohlensäure (mg/l).

Tab. 37: Logarithmus des Korrekturfaktors f_{La} in Abhängigkeit von der Ionenstärke I_{ges} (mmol/l) (ZEHENDER et al., 1956).

Ionenstärke I_{ges} (mmol/l)	$\lg f_{\text{La}}$ 1	Ionenstärke I_{ges} (mmol/l)	$\lg f_{\text{La}}$ 1
0,1	0,024	9,0	0,153
0,2	0,033	10,0	0,158
0,4	0,045	12,0	0,166
0,6	0,054	14,0	0,173
0,8	0,061	16,0	0,179
1,0	0,067	18,0	0,185
1,3	0,074	20,0	0,190
1,6	0,081	22,0	0,194
1,9	0,087	24,0	0,198
2,2	0,092	26,0	0,201
2,5	0,097	28,0	0,205
2,8	0,102	32,0	0,210
3,2	0,107	36,0	0,215
3,6	0,112	40,0	0,219
4,0	0,117	45,0	0,224
4,5	0,122	50,0	0,228
5,0	0,126	60,0	0,233
6,0	0,134	70,0	0,238
7,0	0,141	80,0	0,241
8,0	0,147	100,0	0,245

Durch Einsetzen von:

freie Kohlensäure $\beta(\text{CO}_2 \text{ frei}) = 48,0 \text{ mg/l}$,
 $c(1/1 \text{HCO}_3^-) = 4,1 \text{ mmol/l}$ (entspricht einer Massenkonzentration $\beta(\text{CO}_2 \text{ geb.}) = c(\text{HCO}_3^-) \cdot M(1/2 \text{CO}_2) = 4,1 \text{ mmol/l} \cdot 22 \text{ mg/mmol} = 90,2 \text{ mg/l}$)
folgt:

$$\text{pH}_{\text{Gleichgewicht}} = \lg \left(\frac{2 \cdot 90,2}{3,04 \cdot 10^{-7} \cdot 48} \right) = 7,1. \text{ (Gl. 107)}$$

3 Die errechneten pH-Werte sind damit ähnlich.

Für das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht beträgt die erforderliche CO_2 -Konzentration $\beta(\text{CO}_2) = 22 \text{ mg/l}$, tatsächlich vorhanden sind jedoch $\beta(\text{CO}_2 \text{ frei}) = 48,0 \text{ mg/l}$, das Wasser enthält damit $\beta(\text{CO}_2 \text{ frei}) = 26 \text{ mg/l}$ überschüssige Kohlensäure, es ist aggressiv. Das zeigt sich auch in den pH-Werten: Der errechnete beträgt $\text{pH} = 7,6$, der tatsächlich bestimmte ist $\text{pH} = 6,7$ (also „saurer“). Die Kontrolle ermöglicht die Errechnung des Langelier-Indexes (oder Sättigungs-Index):

$$I_{\text{La}} = \Delta \text{pH} = \text{pH}_{\text{gemessen}} - \text{pH}_{\text{Gleichgewicht}} \quad (\text{Gl. 109})$$

$$I_{\text{La}} = 6,7 - 7,6 = -0,9.$$

Der Index ist negativ und zeigt das Vorhandensein aggressiver Kohlensäure an.

In der Praxis wird zur Ermittlung des Ca-Sättigungsindex der pH-Wert-Schnelltest durchgeführt. Dazu wird der Differenzbetrag des pH-Wertes vor und nach Zugabe von reinem CaCO_3 (bis zur Sättigung) gemessen: Positive pH-Wert-Änderung zeigt Kalkaggressivität, negative (Fallen des pH-Werts) keine Änderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts an.

Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht bleibt bis zu einem Druck von $p = 25 \text{ bar}$ ($2,5 \cdot 10^6 \text{ Pa}$) gleich, das entspricht einer Wassersäule (Tiefe unter Grundwasseroberfläche) von rund 250 m. Erst über $p = 25 \text{ bar}$ wirkt sich der erhöhte CO_2 -Partialdruck in der Weise aus, dass die Löslichkeit zunimmt. Diese Beziehungen sind z.B. beim Tiefenkarst von Bedeutung. Beim Aufstieg von solchen Wässern aus größerer Tiefe scheiden sich die Karbonate bei Änderung der Gleichgewichte aus (Kluftfüllungen).

Als problematisch erweist sich allerdings, dass während der experimentellen Bestimmung vor Ort durch Laugen-Titration entsprechend den Deutschen Einheitsverfahren ein Teil der freien Kohlensäure infolge unterschiedlichen Partialdrucks zwischen Wasser und Atmosphäre entweichen kann. Dieses Problem wird weitgehend bei Anwendung des temperierten Marmorlösungsversuches (**HEYER-Versuch**) nach DIN 38 404-10 umgangen, wobei unter Temperaturkonstanz der Probe die Änderung der Säurekapazität bis $\text{pH} = 4,3$ (m-Wert) nach Zugabe von Marmorpulver und Einstellung der Karbonat-Sättigung be-

stimmt wird. Vergleichende Untersuchungen haben recht eklatante Unterschiede der Ergebnisse aus Konzentrationsbestimmung und Auswertung nach TILLMANS und dem temperiertem Marmorlösungsversuch erkennen lassen (QUADFLIEG, 1987). Zwischen temperiertem Marmorlösungsversuch und Langelier-Index haben Korrelationen von Analyseergebnissen ebenfalls keine befriedigende Übereinstimmung beider Verfahren erkennen lassen. Technisch qualifiziertere Ergebnisse hatte der Langelier-Index, insbesondere bei sehr weichen Wässern. Andererseits ist die Kenntnis der Kohlensäuregehalte des Grundwassers unter Umständen von enormer wirtschaftlicher Bedeutung. Wegen der, wenn auch schwachen, Säureeigenschaften beim Vorhandensein überschüssiger Kohlensäure wirken sich solche Wässer aggressiv auf Rohrleitungen (Brunnenrohre, Wasserleitungen) oder auf Baumaterial (Fundamente von Bauwerken) aus, mit dem sie in Kontakt kommen. Für Wasserversorgungen genutzte aggressive Grundwässer müssen deshalb aufbereitet werden, sei es, dass die Kohlensäure neutralisiert oder sei es, dass sie durch Verrieseln über Kaskaden „ausgetrieben“ wird.

Aus hydrogeologischer Sicht sollte jedoch nicht übersehen werden, dass die Errechnungen der Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichte und auch des Gehalts an aggressiver Kohlensäure auf Gleichungen beruhen, die unter Labor-Bedingungen entwickelt wurden und eine Genauigkeit vortäuschen, die bei dynamischer Betrachtung den ständig wechselnden Lösungsgleichgewichten in dem vom Grundwasser durchflossenen Untergrund nicht gerecht wird. So ist z.B. allein über Ionen-Austausch oder Adsorption damit zu rechnen, dass sich die Calcium-Konzentrationen und damit naturgemäß auch die Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichte ständig ändern. CO_2 -Bestimmungen in Grundwasserproben sind zwar chemisch gesehen (relativ) exakte Bestimmungen, geohydrochemisch betrachtet jedoch nur für den Ort und die Zeit der Probennahme, nicht jedoch für die tatsächlichen Verhältnisse im Grundwasserleiter (räumlich und zeitlich) exakt repräsentativ. Dabei ist zu bedenken, dass jede Grundwasserprobennahme außerhalb des Grundwasserleiters erfolgt und somit stets die ursprünglichen Druckverhältnisse nicht mehr gegeben sind. Dynamischen Betrachtungen werden jedoch Modellrechnungen besser gerecht, welche die ständi-

gen Neueinstellungen der Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichte in einem Stofftransport-Modell schrittweise in Zellen ermitteln, in die der Grundwasserleiter aufgeteilt wird (SCHULZ, 1981; DVWK, 1992b).

3.9.3.6 Einfluss des pH-Wertes auf die Löslichkeit

Die genaue Messung des pH-Wertes (Abschn. 3.9.2.3.3) erfolgt elektrometrisch mit einer Normal-Wasserstoffelektrode (DVWK, 1994b). Nach dem FARADAY-Gesetz ist die **elektromotorische Kraft EMK** (mV) bei $\vartheta = 18\text{ °C}$ zwischen zwei Lösungen mit den Wasserstoffaktivitäten a_1 und a_2 (mol/l) durch folgende Zahlenwertgleichung zu berechnen:

$$\{EMK\} = 0,0577 \cdot (\lg\{a_2\} - \lg\{a_1\}) \quad \text{Gl. 110}$$

EMK = elektromotorische Kraft (mV),
 a = Aktivität des Wasserstoffkations (mol/l).

Wird die Aktivität der einen Lösung $a_1 = 1$ mol/l gesetzt, nämlich die einer Platin-Elektrode, die von Wasserstoff unter einem Druck von 1 bar = 10^5 Pa umspült wird, und in eine Lösung der H^+ -Ionenaktivität 1 taucht, so ergibt sich mit $\lg\{a_1\} = \lg 1 = 0$:

$$\{EMK\} = 0,0577 \cdot \lg\{a_2\}.$$

Ist die Aktivität der freien H^+ -Ionen = $\{a_2\}$, so ist

$$\{EMK\} = 0,0577 \cdot \lg\{a_H\}$$

und mit $pH = -\lg\{a_H\}$ ergibt sich

$$\begin{aligned} \{EMK\} &= -0,0577 \cdot pH \quad \text{oder} \quad pH \quad (\text{Gl. 110}) \\ &= -\frac{\{EMK\}}{0,0577}. \end{aligned}$$

Der pH-Wert wird damit über die elektromotorische Potenzialdifferenz (mV) zwischen der Normal-Wasserstoffelektrode und der Lösung bestimmt.

Der pH-Wert beeinflusst die Löslichkeit vieler Stoffe und deren Ionen-Konzentration im Wasser. Änderungen der pH-Werte in natürlichen

Wässern werden häufig durch unterschiedliche Kohlensäuregehalte bewirkt. Nur wenige Ionen wie Na^+ , K^+ , NO_3^- und Cl^- bleiben über fast alle pH-Stufen gleich löslich. Die Löslichkeiten der meisten Metall-Ionen hängen dagegen vom pH-Wert ab. Dazu gehören vor allem Elemente (manche Halbmetalle und Metalle, insbesondere Schwermetalle) mit amphoteren Eigenschaften. Sie reagieren je nach dem Reaktionspartner entweder als Base oder als Säure. Diese (Metall-) Verbindungen sind in saurem Milieu leicht löslich, fallen bei steigendem pH-Wert (Alkalisierung) als Hydroxid oder Salz aus, gehen aber bei weiterer Alkalisierung (pH etwa >9) unter Bildung von basischen Komplex-Verbindungen wieder in Lösung. Dazu gehören u.a. Zink (Komplex Zinkat $[Zn(OH)_4]^{2-}$), Zinn (Komplex Stannat), Chrom (Komplex Chromit $[Cr(OH)_6]^{3-}$), Molybdän (Molybdat), Wolfram (Wolframat), Aluminium (Aluminat $[Al(OH)_4]^{3-}$), ferner Arsen (Arsenat) und Antimon (Antimonat), Summenformel: $[Me(OH)_n]^{3-}$. Praktisch nicht amphoter sind Kupfer, Cadmium und Quecksilber. Von manchen Metallen, deren Ionen mehrere Wertigkeiten haben können, reagieren die Ionen mittlerer Wertigkeiten amphoter (z.B. Mn-IV). Das schwer wasserlösliche Magnesiumhydroxid geht erst bei $pH > 10,5$ wieder in Lösung. Dagegen ist Kieselsäure (Si-Verbindungen) im sauren Bereich kaum löslich, sondern erst im basischen ($pH > 9$). Die Kenntnis solcher chemischen Zusammenhänge ist für manche hydrogeologische Untersuchung wichtig, z.B. fallen schwermetallhaltige Industrieabfälle als schwer oder kaum lösliche Industrieabfälle in den Klärwerken von Industrieanlagen an. Dieser Schlamm wurde in der Vergangenheit auf Deponien abgelagert. Sofern solche Deponien den Niederschlägen ausgesetzt waren, konnten die Schwermetalle wieder in Lösung gehen, da die Niederschlagswässer in der Regel $pH < 7$ haben. Wenn die Deponien keine Basisabdichtung besaßen, konnten die Lösungen in das Grundwasser gelangen.

Neuere Vorschriften (Technische Anleitung Abfall) sehen zunächst eine Verwendungsprüfung der Hydroxidschlämme vor. Sind sie nicht anderweitig verwendbar, werden sie Elutionsversuchen mit unterschiedlichen pH-Werten unterzogen, die den Zutritt von Niederschlagswasser simulieren sollen. Die Versuchsergebnisse erlauben eine Entscheidung darüber, ob die Stoffe

3 nach einer Vorbehandlung (z.B. Entwässerung) auf einer Sonderabfalldéponie abgelagert werden können, die gegen den Zutritt von Niederschlagswasser und den Austritt von Sickerwasser gesichert und überwacht ist, ob die Stoffe in einer Untertagedéponie abgelagert oder ob sie z.B. thermisch (Verbrennung) behandelt werden müssen.

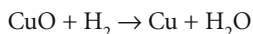
Das Auftreten von schwermetallhaltigen Sickerwässern im Grundwasser ist durch diese Regelungen in Deutschland nur noch im Bereich von Altablagerungen (Altlasten) zu erwarten.

Im Wasser gelöste Stoffe ändern häufig den pH-Wert, da sich einige der dissoziierten Ionen mit den H^+ -, andere mit den OH^- -Ionen verbinden. Hydrogenkarbonathaltige Wässer verschieben den pH-Wert in den basischen Bereich, da sie H^+ -Ionen binden. In Basalten des Vogelsberggebiets wurden Werte $pH \geq 9,8$ gemessen, bedingt durch hohe Konzentrationen an $NaHCO_3$ aus Na^+ -Ionen-Austausch in Tuffen. In Kalifornien wurde in ähnlichen natürlichen Wässern $pH \geq 11,6$ ermittelt. Andererseits können Grundwässer auch freie Säuren enthalten, vor allem Kohlensäure und Huminsäuren. In vulkanischen Gebieten verdanken die Wässer (meist thermale Fumarolenwässer) ihre niedrigen pH-Werte freien Schwefelsäuren (in El Salvador/Mittelamerika $pH \leq 2,3$; HÖLTING, 1959) oder Schwefel- und Salzsäure (in Japan $pH \leq 0,4$). Aggressive, besonders betonaggressive Eigenschaften werden auch im normalen Grundwasser nicht nur durch Kohlensäure, sondern ebenfalls durch Mineralsäuren und deren Salze verursacht (DIN 4030-1, 4030-2).

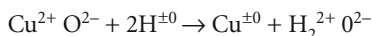
Im Allgemeinen, insbesondere in den nicht vulkanisch beeinflussten natürlichen Grundwässern puffern die darin enthaltenen Hydrogenkarbonate die Kohlensäure ab und lassen ein angenähertes Säure-Base-Gleichgewicht entstehen. Dieses Gleichgewicht führt dazu, dass die pH-Werte in einem verhältnismäßig kleinen Bereich schwanken, größenordnungsmäßig zwischen $pH = 5,5$ und $pH = 8,0$.

3.9.3.7 Einfluss des Redoxpotenzials auf die Löslichkeit

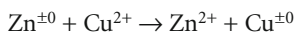
Die chemische Reaktionsgleichung:



stellt eine Reduktions-Oxidations-Gleichung dar: Chemisch gesehen hat das Kupfer-Atom das Sauerstoff-Atom verloren, das Sauerstoff-Atom wurde dem Wasserstoffmolekül angelagert. Da die Atome und Moleküle dieser Reaktion (wie alle Säuren, Basen und Salze) eine Ionenbindung nach dem COULOMB-Gesetz haben und die Elektronen der Außenschalen der Atome bei den chemischen Reaktionen jeweils ausgetauscht werden, kann der Vorgang auch folgendermaßen beschrieben werden:



Das Kupfer-Ion wurde reduziert, indem es 2 negative Ladungseinheiten ($2 e^-$) erhielt (Zufuhr von Elektronen), der Wasserstoff wurde oxidiert, indem er 2 negative Ladungseinheiten ($2 e^-$) abgab (Abgabe von Elektronen). Unter solchen Reduktions-Oxidations-(Redox-)Prozessen werden heute nicht nur chemische Vorgänge unter Beteiligung des Sauerstoffs, sondern allgemein Wechsel von Elektronenladungen im Verlauf von Reaktionen verstanden. So überträgt z.B. $Zn^{\pm 0}$ (Zink) seine beiden Außenelektronen auf das Cu^{2+} - (Kupfer-)Ion:



Formal kann auch diese Reaktion in eine Reduktion und in eine Oxidation aufgespalten werden, und es bedeuten allgemein:

Oxidation:

$Zn^{\pm 0} \rightarrow Zn^{2+} + 2 e^-$ = Elektronenabgabe
= Zunahme der Oxidationszahl (bzw. -stufe).

Reduktion:

$Cu^{2+} + 2 e^- \rightarrow Cu^{\pm 0}$ = Elektronenaufnahme
= Abnahme der Oxidationszahl (bzw. -stufe).

Die **Oxidationszahl** wird mit positivem oder negativem Vorzeichen über das Elementsymbol geschrieben oder dem Element als römische Ziffer angehängt; z.B. Fe^{3+} , Fe^{2+} oder Fe(III) , Fe(II) .

Wird in eine Redoxlösung, d.h. in eine Lösung mit reduzierenden und oxidierenden Inhalten eine inerte Metallelektrode mit hoher Elektronenleitfähigkeit eingetaucht, so erfolgt an deren Oberfläche ein der Ionen-Konzentration der Reaktionsteilnehmer proportionaler Umsatz, wobei die Elektrodenoberfläche ein elektronenaustauschendes Medium darstellt. Das sich einstellende (elektrische) Potenzial, gemessen als Redoxspannung in Volt (V oder mV), wird durch die zur Zeit der Messung gerade im Austausch befindlichen, an der Elektrodenoberfläche haftenden Elektronen (Ladungseinheiten e^-) verursacht. Wird z.B. Platinblech in eine Lösung mit III-wertigen Metall-Ionen getaucht, so haben diese Ionen das Bestreben, unter Aufnahme von Elektronen (Reduktion) aus dem Platinblech in II-wertige Ionen überzugehen und dabei die Elektrodenoberfläche (elektrisch) positiv aufzuladen. Das geschieht solange, bis durch die elektrische Abstoßung dieser Prozess zum Stillstand kommt. Umgekehrt gehen II-wertige Ionen aus der Lösung unter Elektronenabgabe (Oxidation) an die Elektrode in III-wertige über. Taucht die Platinelektrode in eine Lösung, die sowohl II- als auch III-wertige Ionen enthält, wird die Elektrode je nach Konzentration der beiden Ionenarten ein positives oder negatives Potenzial annehmen.

Das sich in einer solchen Lösung einstellende Potenzial lässt sich allgemein nach der **NERNST-Gleichung** (WALTER HERMANN NERNST, deutscher Chemiker und Physiker; 1864–1941) beschreiben:

$$E_H = E_o + \frac{R \cdot T}{n \cdot F} \ln \frac{a(\text{ox})}{a(\text{red})} \quad \text{Gl. 111}$$

oder (nach Umwandlung des natürlichen in den dekadischen Logarithmus):

$$E_H = E_o + 2,3 \frac{R \cdot T}{n \cdot F} \cdot \lg \frac{a(\text{ox})}{a(\text{red})} \quad \text{Gl. 112}$$

$$\begin{aligned} E_H &= \text{Redoxpotenzial der Lösung (V),} \\ E_o &= \text{Standard-Redoxpotenzial (V)} \\ &\quad (\text{für } T = 298 \text{ K, } 10^5 \text{ Pa und } c(\text{ox}) \\ &\quad = c(\text{red}) = 1 \text{ mol/l Aktivität),} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} R &= \text{universelle Gaskonstante} = 8,314 \\ &\quad (\text{J}/(\text{mol} \cdot \text{K})), \\ F &= \text{FARADAY-Konstante} = 96,484 \cdot 10^3 \\ &\quad (\text{J}/(\text{V} \cdot \text{mol})), \\ T &= \text{absolute Temperatur (K),} \\ n &= \text{Anzahl der umgesetzten Elektronen} \\ &\quad (1), \\ a(\text{ox}) &= \text{Aktivität (mol/l) der oxidierten Form} \\ &\quad \text{des Stoffes (im obigen Beispiel: der} \\ &\quad \text{III-wertigen Ionen); bei Gasen als Partialdruck } p_p \text{ (} 10^5 \text{ Pa),} \\ a(\text{red}) &= \text{Aktivität (mol/l) der reduzierten} \\ &\quad \text{Form des Stoffes (im obigen Beispiel:} \\ &\quad \text{der II-wertigen Ionen); bei Gasen als} \\ &\quad \text{Partialdruck } p_p \text{ (} 10^5 \text{ Pa).} \end{aligned}$$

Der Faktor

$$E_N = 2,3 \cdot \left(\frac{R \cdot T}{F} \right) \quad \text{Gl. 113}$$

wird auch **NERNST-Spannung** E_N genannt und ist temperaturabhängig (Tab. 38). Bei einem Atmosphärendruck $p_{\text{amb}} = 10^5 \text{ Pa}$ und einer Temperatur $\vartheta = 25^\circ \text{C}$ ist $E_N = 0,05916 \text{ V} = 59,16 \text{ mV}$. Üblicherweise wird die NERNST-Spannung E_N in mV angegeben.

Die Temperaturabhängigkeit kann auch nach folgender Gleichung bestimmt werden:

$$\frac{dE_N}{dT} = 0,198 \text{ mV/K} \quad \text{Gl. 114}$$

$$\begin{aligned} E_N &= \text{NERNST-Spannung (mV),} \\ T &= \text{absolute Temperatur (K).} \end{aligned}$$

Die Umrechnung des bei der Temperatur ϑ gemessenen Wertes E_ϑ auf E_o (bezogen auf $\vartheta = 25^\circ \text{C}$) erfolgt nach der Gleichung:

$$E_o = E_\vartheta - 0,198 \cdot \{ \vartheta - 25 \} \quad \text{Gl. 115}$$

$$\begin{aligned} E_o &= \text{Standard-Redoxpotenzial bei } 25^\circ \text{C (mV),} \\ E_\vartheta &= \text{Redoxpotenzial (mV) bei gegebener} \\ &\quad \text{Wassertemperatur } \vartheta, \\ \vartheta &= \text{gemessene Temperatur (}^\circ \text{C).} \end{aligned}$$

Während man heute in der Praxis keine Platin-Elektroden, sondern wegen leichter Handhabbarkeit sog. Elektroden zweiter Art (z.B. Ag/AgCl oder Kalomel, Hg_2Cl_2) als Bezugselektroden

3

Tab. 38: Temperaturabhängigkeit der NERNST-Spannung E_N .

Temperatur ϑ °C	NERNST-Spannung E_N mV	Temperatur ϑ °C	NERNST-Spannung E_N mV	Temperatur ϑ °C	NERNST-Spannung E_N mV
0	54,20	35	61,14	70	68,08
5	55,19	40	62,13	75	69,08
10	56,18	45	63,12	80	70,07
15	57,17	50	64,12	85	71,06
20	58,16	55	65,11	90	72,05
25	59,16	60	66,10	95	73,04
30	60,15	65	67,09	100	74,04

wählt, wird das Redoxpotenzial aus historischen Gründen noch auf das Potenzial der Normal-Wasserstoffelektrode mit einem Druck von $p = 1,014 \cdot 10^5$ Pa und einer H^+ -Aktivität von 1 bezogen. Zur Umrechnung muss deshalb jeweils zu dem gemessenen Potenzial E_t das Potenzial der Bezugselektrode addiert werden, das jeweils wiederum temperaturabhängig ist (Tab. 39).

Beispiel:

Bei einer Wassertemperatur $\vartheta = 22$ °C wurde mit einer Kalomel-Elektrode ein Potenzial $E_t = 212$ mV gemessen. Die Umrechnung auf das Wasserstoff-Potenzial und die Temperatur $\vartheta = 25$ °C wird folgendermaßen durchgeführt:

- Schritt 1: Temperaturkorrektur nach Gl. 115

$$\begin{aligned}
 E_{o(25^\circ\text{C})} &= E_{Ht} - 0,198 (\{\vartheta\} - 25) \text{ mV} \\
 &= (212 - 0,198 (22 - 25)) \text{ mV} \\
 &= (212 - (-0,594)) \text{ mV} \\
 &= 212,594 \text{ mV.}
 \end{aligned}$$
- Schritt 2: Umrechnung auf das Bezugspotenzial Wasserstoff (E_H). Hierzu muss die Bezugsspannung der Kalomel-Elektrode bei $\vartheta = 22$ °C (Tab. 39, interpoliert) zum temperaturkorrigierten Potenzial addiert werden:

$$E_H = (212,594 + 246,4) \text{ mV} \approx 459 \text{ mV.}$$

Einige geohydrochemisch wichtige Potenziale sind in der Tab. 40 zusammengefasst. **Redoxpotenziale** entstehen vorzugsweise bei Metallen, wobei in der hydrogeologischen Praxis besonders Eisen und

Mangan hervorzuheben sind, deren Löslichkeit entscheidend vom Redoxpotenzial des Grundwassers abhängt und damit auch die Gefahr von Filterverockerungen in Brunnen (Abschn. 4.3.4.4). Ferner lässt die Tabelle die Anordnung in einer (Spannungs-) Reihe aufgrund der Potenziale gegenüber Wasserstoff erkennen. Die Elemente/Verbindungen höheren Potenzials wirken dabei als Oxidationsmittel (Oxidantien) gegenüber denen niedrigeren Potenzials. Andererseits ist das Reduktionspotenzial („Reduktionskraft“) umso größer, je niedriger das Redoxpotenzial (E_o) ist. So kann z.B. Mn^{2+} durch Fe^{2+} reduziert werden, oder H_2 durch S^{2-} oxidiert werden usw.

Wie aus der Tab. 40 schließlich ersichtlich, ist das Redoxpotenzial der im Wasser gelösten Oxy- und Hydroxy-Verbindungen und -ionen häufig von der H^+ - bzw. OH^N -Ionen-Konzentration abhängig, d.h. also vom pH-Wert. Diese pH-Wert-Abhängigkeit beschreibt die erweiterte NERNST-Gleichung (Gl. 116) im Anschluss an (Gl. 115):

$$E_H = E_o - \frac{2,3 \cdot R \cdot T}{n_v \cdot F} \cdot \left(\lg \frac{a(\text{ox})}{a(\text{red})} - \text{pH} \right) \quad \text{Gl. 116}$$

- E_H = Redoxpotenzial der Lösung (V),
 E_o = Standard-Redoxpotenzial (V)
 (für $T = 298$ K, 10^5 Pa und $c(\text{ox}) = c(\text{red}) = 1$ mol/l Aktivität),
 ϑ = Temperatur (°C),
 R = universelle Gaskonstante = 8,314 (J/(mol · K)),
 T = absolute Temperatur (K),

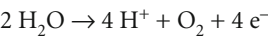
Tab. 39: Potenziale der Elektroden zweiter Art in Abhängigkeit von der Wassertemperatur ϑ .

Temperatur ϑ °C	Quecksilber/ Kalomel KCl _{ges.} mV	Silber/Silberchlorid	
		KCl 1 mol/l mV	KCl 3 mol/l mV
0	260,2	249,3	224,2
5	257,2	246,9	220,9
10	254,1	244,4	217,4
15	250,9	241,8	214,0
20	247,7	239,1	210,5
25	244,4	236,3	207,0
30	241,1	233,4	203,4
35	237,7	230,4	199,8
40	234,3	227,3	196,1
45	230,8	224,1	192,3
50	227,2	220,8	188,4
55	223,6	217,4	184,4
60	219,9	213,9	180,3
65	216,2	210,4	176,4
70	212,4	206,9	172,1

n_v = Anzahl der bei der Redoxreaktion umgesetzten H^+ -Ionen (1),
 F = FARADAY-Konstante = $96,485 \cdot 10^3$ (J/(V · mol)),
 $a(ox)$ = Aktivität (mol/l) der oxidierten Form des Stoffes (im obigen Beispiel: der III-wertigen Ionen); bei Gasen als Partialdruck p_p (10^5 Pa),
 $a(red)$ = Aktivität (mol/l) der reduzierten Form des Stoffes (im obigen Beispiel: der II-wertigen Ionen); bei Gasen als Partialdruck p_p (10^5 Pa).

Üblicherweise wird das Redoxpotenzial in mV angegeben.
Für Redoxpotenziale, die auf Wasserstoff gleich Null bezogen werden, wird das Symbol E_H verwandt, für Standard-Potenziale von Redoxpaaren eines bestimmten Systems bei Aktivitäten (a) = 1 das Symbol E° .
Ein wichtiger Anwendungsbereich der Redoxpotenziale sind die pH-abhängigen Stabilitäts-

grenzen des Wassers (H_2O); unter Stabilitäts-
grenzen sind die Linien zu verstehen, welche in
 pH/E_H -Diagrammen (Abb. 63, Abb. 64) die Sta-
bilitätsfelder begrenzen, d.h. die Flächen markie-
ren, in denen chemische Spezies/Verbindungen
vorherrschend (dominierend) sind (deshalb heu-
te Prädominanzfelder genannt). Im oxidierenden
Bereich (Elektronenabgabe) ist die Stabilität des
Wassers durch die Reaktion (Tab. 40)



begrenzt. Für das Potenzial E_H gilt nach Tab. 40:

$$E_H = E_o + \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \ln \left\{ \frac{c(O_2) \cdot c(H^+)^4}{c(H_2O)^2} \right\} \quad \text{Gl. 117}$$

E_H = Redoxpotenzial der Lösung (V),
 E_o = Standard-Redoxpotenzial (V)
(für T = 298 K, 10^5 Pa und $c(ox)$
= $c(red)$ = 1 mol/l Aktivität),

3

Tab. 40: Geohydrochemisch wichtige Redoxpotenziale (E_o).

		Redoxpotential E_o (V)
Co^{2+}	$\text{Co}^{3+} + \text{e}^-$	1,84
$\text{Ni}^{2+} + 2 \text{H}_2\text{O}$	$\text{NiO}_2 + 4 \text{H}^+ + 2 \text{e}^-$	1,75
Mn^{2+}	$\text{Mn}^{3+} + \text{e}^-$	1,51
$\text{Pb}^{2+} + 2 \text{H}_2\text{O}$	$\text{PbO}_2 + 4 \text{H}^+ + 2 \text{e}^-$	1,46
$2 \text{H}_2\text{O}$	$\text{O}_2 + 4 \text{H}^+ + 4 \text{e}^-$	1,23
$\text{NO} + 2 \text{H}_2\text{O}$	$\text{NO}_3^- + 4 \text{H}^+ + 3 \text{e}^-$	0,94
$\text{NH}_4^+ + 3 \text{H}_2\text{O}$	$\text{NO}_3^- + 10 \text{H}^+ + 8 \text{e}^-$	0,84
Fe^{2+}	$\text{Fe}^{3+} + \text{e}^-$	0,77
$\text{Ni}(\text{OH})_2 + 2 \text{OH}^-$	$\text{NiO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} + 4 \text{e}^-$	0,49
$\text{S} + 3 \text{H}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{SO}_3 + 4 \text{H}^+ + 4 \text{e}^-$	0,45
4OH^-	$\text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} + 4 \text{e}^-$	0,40
$\text{PbO} + 2 \text{OH}^-$	$\text{PbO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{e}^-$	0,25
$\text{H}_2\text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	$\text{SO}_4^{2-} + 4 \text{H}^+ + 2 \text{e}^-$	0,17
$\text{Mn}(\text{OH})_2 + \text{OH}^-$	$\text{Mn}(\text{OH})_3 + \text{e}^-$	0,15
$\text{S}^{2-} + 4 \text{H}_2\text{O}$	$\text{SO}_4^{2-} + 8 \text{H}^+ + 8 \text{e}^-$	0,14
$\text{Co}(\text{OH})_2 + \text{OH}^-$	$\text{Co}(\text{OH})_3 + \text{e}^-$	0,12
$\text{NO}_2 + 2 \text{OH}^-$	$\text{NO}_3^- + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{e}^-$	0,01
H_2	$2 \text{H}^+ + 2 \text{e}^-$	0,00
$\text{Cu}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{OH}^-$	$2 \text{Cu}(\text{OH})_2$	-0,08
$\text{NH}_3 + 9 \text{OH}^-$	$\text{NO}_3^- + 6 \text{H}_2\text{O} + 8 \text{e}^-$	-0,12
S^{2-}	$\text{S}^0 + 2 \text{e}^-$	-0,48
$\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{OH}^-$	$\text{Fe}(\text{OH})_3 + \text{e}^-$	-0,56

R = universelle Gaskonstante = 8,314
(J/(mol · K)),

T = absolute Temperatur (K),

F = FARADAY-Konstante = $96,484 \cdot 10^3$
(J/(V · mol)),

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration eines Stoffes
oder Ions (mol/l);

oder nach Umformung der Gleichung (Auflösung von $\ln$):

$$E_H = E_o + \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \ln c(\text{O}_2) + \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \ln c(\text{H}^+)^4 - \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \ln c(\text{H}_2\text{O})^2. \quad (\text{Gl. 117})$$

Bei verdünnten Lösungen kann statt der Stoffmengenkonzentration auch das Produkt aus der Aktivität $a(X)$ und der Standardkonzentration c^0 (= 1 mol/l) verwendet werden. Dann entspricht nämlich bei einem Aktivitätskoeffizienten $f \approx 1$ die Stoffmengenkonzentration $c(X)$ annähernd der Aktivität $a(X)$ (Gl. 92).

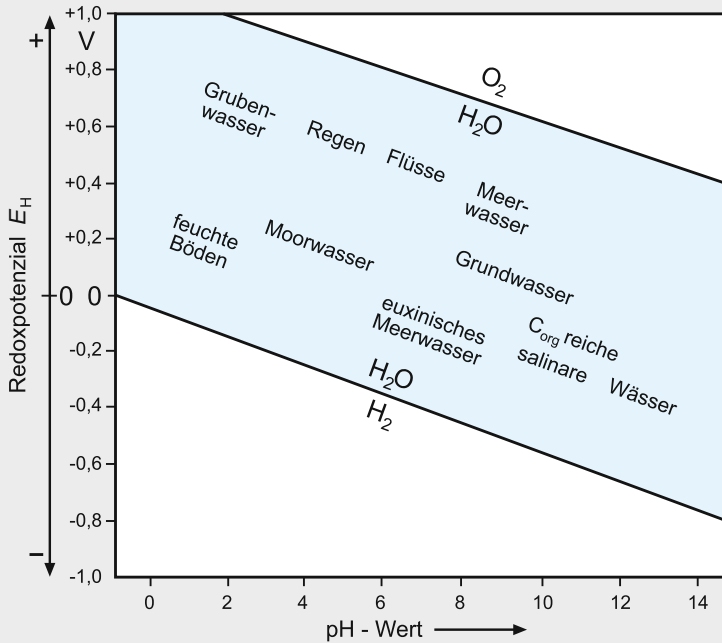


Abb. 63: Häufig vorkommende E_H /pH-Bedingungen natürlicher Wässer.

Wegen des Wasserüberschusses ist die Aktivität von $c(\text{H}_2\text{O}) = 1$, und da $\ln 1 = 0$, entfällt der letzte Term der Gleichung, und es ist:

$$E_H = E_o + \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \ln c(\text{O}_2) + \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \ln c(\text{H}^+)^4 \quad (\text{Gl. 117})$$

Da $\ln c(\text{H}^+)^4 = 4 \ln c(\text{H}^+)$ und definitionsgemäß $\ln c(\text{H}^+) = 2,3 \lg c(\text{H}^+) = -2,3 \text{ pH}$, ist im dekadischen Logarithmus:

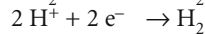
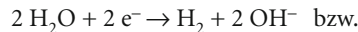
$$E_H = E_o + 2,3 \cdot \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \lg c(\text{O}_2) - \frac{2,3 \cdot R \cdot T}{F} \text{pH} \quad (\text{Gl. 117})$$

Bei Gasen geht jedoch statt der Aktivität der Partialdruck $p_p(\text{X})$ dieses Gases ein, sodass sich E_H errechnet nach:

$$E_H = E_o + 2,3 \cdot \frac{R \cdot T}{4 \cdot F} \lg p_p(\text{O}_2) - \frac{2,3 \cdot R \cdot T}{F} \text{pH} \quad (\text{Gl. 118})$$

- E_H = Redoxpotenzial der Lösung (V),
- E_o = Standard-Redoxpotenzial (V)
(für $T = 298 \text{ K}$, 10^5 Pa und $c(\text{ox}) = c(\text{red}) = 1 \text{ mol/l}$ Aktivität),
- R = universelle Gaskonstante = $8,314 \text{ (J/(mol} \cdot \text{K))}$,
- T = absolute Temperatur (K),
- F = FARADAY-Konstante = $96,484 \cdot 10^3 \text{ (J/(V} \cdot \text{mol))}$,
- $p_p(\text{X})$ = Sauerstoff-Partialdruck (Pa).

Im **reduzierenden** Bereich (Elektronenaufnahme) ist die Stabilitätsgrenze des Wassers durch die Reaktion:



gegeben. Dafür lautet die pH-abhängige NERNST-Gleichung:

$$E_H = E_o - 2,3 \cdot \frac{R \cdot T}{2 \cdot F} \lg p_p(\text{H}_2) - 2,3 \frac{R \cdot T}{F} \text{pH} \quad (\text{Gl. 119})$$

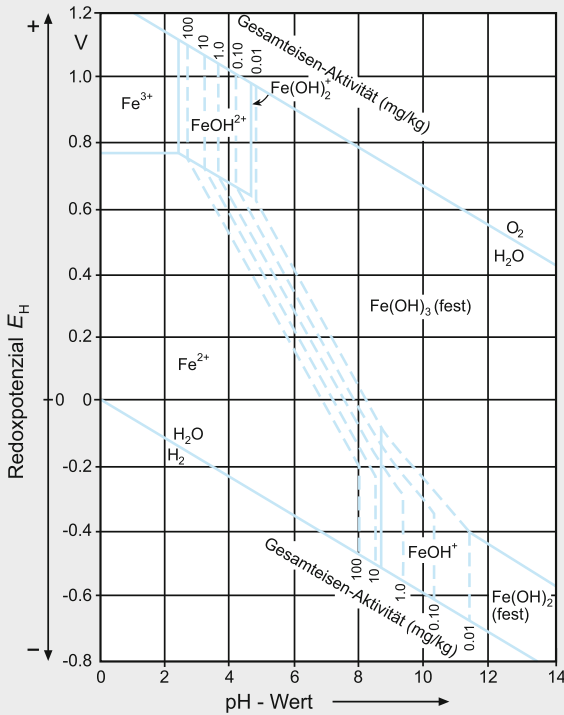


Abb. 64: Prädominanz-(Stabilitäts-)felder für Eisen II- und III-Spezies für Aktivitäten von 0,01 mg bis 100 mg gelöstes Eisen/kg (nach HEM, 1961).

Abb. 63 zeigt die Stabilitätsgrenzen des Wassers sowie häufig vorkommende E_H /pH-Verhältnisse natürlicher Wässer.

E_H /pH-Diagramme geben also die Bereiche der in den verschiedenen Oxidations-pH-Stufen vorherrschenden gelösten Ionen und Verbindungen der Elemente an. In Abb. 64 sind z.B. die Prädominanz-(Stabilitäts-)felder der verschiedenen Eisen-Spezies unter Normalbedingungen ($T = 298\text{ K}$, $p = 10^5\text{ Pa}$, unterschiedliche Ionenaktivitäten) dargestellt. Die Prädominanzfelder der jeweiligen Spezies werden durch die Stabilitätsgrenzen eingegrenzt, an deren Linien die Aktivitäten der angrenzenden Ionen gleich groß sind. Waagrecht verlaufende Grenzlinien (z.B. von Fe^{3+} in der linken oberen Ecke) kennzeichnen pH-unabhängige Redoxreaktionen, an denen nur Elektronen, jedoch keine H^+ - oder OH^- -Ionen beteiligt sind; sie sind daher nur E_H -abhängig. Senkrecht verlaufende Grenzlinien werden durch H^+ - oder OH^- -Ionen bestimmt, es tritt kein Elektronenübergang auf, sie sind also pH-abhängig.

Schräg verlaufende Stabilitätsgrenzen geben pH- und E_H -abhängige Spezies wieder. Außerhalb der Prädominanzfelder sind die jeweiligen Spezies nur untergeordnet oder gar nicht (wie z.B. H_2O mit den gasförmigen Anteilen H_2 und O_2) existent. Eine umfangreiche Zusammenstellung von Prädominanzfeldern findet sich bei HEM (1961) und SEEBURGER & KÄB (1989).

Außer dem Redoxpotenzial wird häufig der sog. **rH-Wert** ermittelt. Dieser ist ein pH-Wert-unabhängiges Maß für das Redoxvermögen eines Systems. Der rH-Wert ist als der negative dekadische Logarithmus des Wasserstoff-Partialdrucks (also $\text{rH} = -\lg p_p(\text{H}_2)$) definiert, mit dem eine Platinelektrode beladen sein müsste, um eine der Lösung entsprechende Reduktionswirkung auszuüben.

Wie oben angeführt, gilt im reduzierenden Bereich



sodass sich das Redoxpotenzial nach Gl. 119 errechnet aus:

$$E_H = E_o + 2,3 \frac{R \cdot T}{2 \cdot F} \cdot \lg \frac{c(H^+)^2}{c(H_2)}. \quad (\text{Gl. 119})$$

Mit $rH = -\lg p_p(H_2)$ und $E_o = 0$ (Wasserstoff; Tab. 40) sowie $-\lg c(H^+) = pH$ ergibt sich der Zusammenhang zwischen E_H und rH zu:

$$E_H = 2,3 \frac{R \cdot T}{2 \cdot F} \cdot rH - 2,3 \frac{R \cdot T}{F} pH \quad \text{Gl. 120}$$

E_H = Redoxpotenzial der Lösung (V),
 R = universelle Gaskonstante = 8,314 (J/(mol · K)),
 T = absolute Temperatur (K),
 F = FARADAY-Konstante = $96,484 \cdot 10^3$ (J/(V · mol)),
 rH = negativer dekadischer Logarithmus des Wasserstoff-Partialdrucks = $-\lg p_p(H_2)$;

und daraus

$$rH = \frac{E_H + \left(2,3 \frac{R \cdot T}{F} pH\right)}{2,3 \frac{R \cdot T}{2 \cdot F}}. \quad (\text{Gl. 120})$$

Da (nach den Ausführungen zu Tab. 38)

$$E_N = 2,3 \frac{R \cdot T}{F} \quad \text{Gl. 121}$$

E_N = NERNST-Spannung (mV),
 R = universelle Gaskonstante = 8,314 (J/(mol · K)),
 T = absolute Temperatur (K),
 F = FARADAY-Konstante = $96,484 \cdot 10^3$ (J/(V · mol))

ist, ergibt sich nach Einsetzen von E_N und Kürzen (Gl. 121) zu:

$$\begin{aligned} rH &= \frac{E_H + E_N \cdot pH}{\frac{E_N}{2}} = \frac{E_H}{\frac{E_N}{2}} + \frac{E_N \cdot pH}{\frac{E_N}{2}} \\ &= 2 \frac{E_H}{E_N} + 2 \frac{E_N}{E_N} \cdot pH = 2 \frac{E_H}{E_N} + 2 pH \end{aligned} \quad (\text{Gl. 120})$$

Da die Umrechnung von E_H in rH -Werte auf der NERNST-Spannung (59,16 mV) basiert, und da die Änderung der E_H -Werte pro pH-Schritt unter Grundwasserbedingungen anders als in Laborversuchen von dieser NERNST-Spannung abweichen kann (BAAS BECKING et al., 1960), ist die Umrechnung bei sehr sauren oder sehr basischen Grundwässern unter Umständen problematisch.

Reduzierende Eigenschaften von Lösungen lassen sich nach **rH-Werten** wie folgt charakterisieren:

- 0 – 9 stark reduzierend,
- 9 – 17 vorwiegend schwach reduzierend,
- 17 – 25 indifferente Systeme,
- 25 – 34 vorwiegend schwach oxidierend,
- 34 – 42 stark oxidierend.

Beispiel:

Das Redoxpotenzial einer Wasserprobe (temperaturkorrigiert und auf die Normalwasserstoffelektrode umgerechnet) beträgt $E_H = 207$ mV und der pH-Wert $pH = 4,3$. Nach Tab. 38 beträgt für $\vartheta = 25^\circ \text{C}$ die NERNST-Spannung $E_N = 59,16$ mV. Daraus errechnet sich nach Umformung der rH -Wert wie folgt:

$$rH = 2 \cdot \frac{E_H}{E_N} + 2 \cdot pH \quad (\text{Gl. 120})$$

$$rH = 2 \cdot \frac{207}{59,16} + 2 \cdot 4,3 = 15,6$$

Es handelt sich also um ein Wasser mit vorwiegend schwach reduzierenden Eigenschaften.

In thermodynamischen Modellen wird häufig der sog. pE -Wert angewandt; d.i. der dekadische Logarithmus der „Aktivität der Elektronen“. Unter Standardbedingungen ist

$$pE = \frac{E_H}{0,0592} \quad \text{Gl. 122}$$

worin E_H das Redoxpotenzial nach der NERNST-Gleichung (Gl. 112) ist.

Einschränkend gelten E_H/pH -Diagramme und damit alle Redoxmessungen nur für den Fall thermodynamischer Gleichgewichte (Abschn. 3.9.4.7) die bei der Erstellung der Prädominanzfelder unter Laborbedingungen wohl gegeben

3 sind. In der Natur, bei der Messung im Gelände, muss jedoch davon ausgegangen werden, dass solche Gleichgewichte bei niedrigen Temperaturen nicht erreicht werden. Zusätzlich gibt es Einflüsse organischer Liganden (insbesondere biologische Aktivitäten von Mikroben) sowie auch unterschiedliche kinetische Effekte bei chemischen Gleichgewichten und die Tatsache, dass sich schließlich die Ionenspezies gegenseitig beeinflussen.

Die fehlende oder mangelnde Einstellung thermodynamischer Gleichgewichte zeigt sich in sog. Mischpotenzialbildungen, deren Kenntnis sowohl für die Messpraxis (mehr oder weniger lange Dauer oder fehlende Konstanz des Messwertes) als auch für die Interpretation der Redoxverhältnisse wichtig ist. Dieses Phänomen ist wie folgt zu erklären:

Wie oben erwähnt findet beim Eintauchen der Messelektrode in eine Lösung ein Elektronenübertritt aus der Elektrode in die Lösung und umgekehrt statt. Im Gleichgewicht sind anodi-

sche i_+ und kathodische i_- **Stromflüsse** gleich groß, die **Austauschstromdichte** i_a ist

$$i_a = i_+ = i_- \quad \text{Gl. 123}$$

i_a = Austauschstromdichte (A/m^2),
 i_+ = anodischer Stromfluss (A/m^2),
 i_- = kathodischer Stromfluss (A/m^2).

An der Elektrode stellt sich ein Potenzial ein, bei dem alle beteiligten Redoxpaare das einheitliche Redoxpotenzial E_H haben, die Spannungskurven der Redoxpaare laufen durch denselben Punkt E_H (Abb. 65-1). In einer Lösung mit mehreren Redoxpaaren, welche zudem unter Umständen nicht spontan miteinander reagieren, stellt sich an der Elektrode ein Mischpotenzial E_M ein, das sich aus den Austauschstromdichten der einzelnen Redoxpaare derart zusammensetzt, dass die resultierende Stromdichte an der Elektrodenoberfläche gleich Null ist (Abb. 65-2). Je geringer die Austauschstromdichte ist, also je flacher die

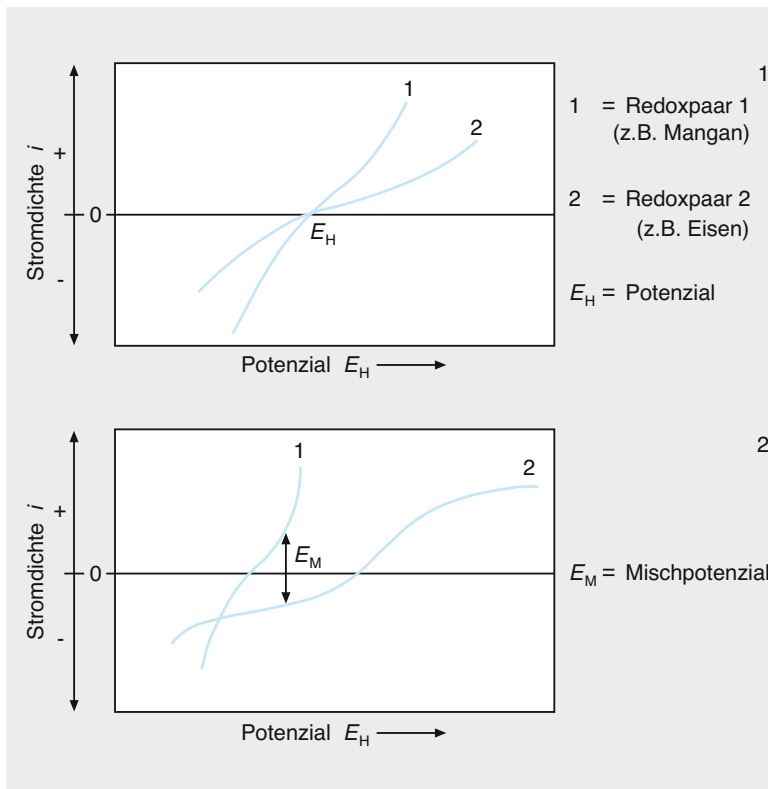


Abb. 65: Austauschstromdichte zweier Redoxpaare (1) mit Potenzialgleichgewicht E_H und (2) mit Mischpotenzial E_M .

Stromspannungskurve verläuft, desto größer kann die abweichende Potenzialeinstellung sein.

Da diese Verhältnisse oft in verdünnten Lösungen gegeben und Grundwässer häufig nur schwach konzentriert sind, ergeben sich für die Anwendung der Messung von Redoxpotenzialen bei geohydrochemischen Untersuchungen und ihrer Interpretation doch einige Schwierigkeiten, so wünschenswert es auch sein mag, zur Beurteilung der Redoxverhältnisse im Hinblick auf Löslichkeitsprozesse einen charakterisierenden Messwert zu haben.

Auf Anregung des DVWK-Fachausschuss 3.5 „Grundwasserchemie“, der sich mit der Problematik von Messung zur Bestimmung des Redoxpotenzials im Grundwasser befasste, wurde von SEEBURGER & KÄß (1989) eine Studie zusammengestellt, in der Literaturauszüge zu diesem Problem, eine Sammlung hydrogeologisch relevanter Prädominanzfelder, Rechenbeispiele und Empfehlungen für Redoxmessungen enthalten sind. Bei Messungen der Redoxspannung im Grundwasser ist insbesondere zu beachten:

- Die Messelektroden müssen kleinflächig (z.B. Stiftelektroden) sein und vor jeder Messung auf Filz (mit Ceroxid oder Opalit) poliert werden, um den ungestörten Elektronenübergang in die Lösung zu ermöglichen.
- Die Messung erfolgt im fließenden Wasser (Messbirne); außer der Redoxspannung werden die Temperatur, der pH-Wert und die elektrische Leitfähigkeit laufend (alle 5 Minuten) erfasst.
- Die E_H -Messung wird beendet, wenn sich die Redoxspannung innerhalb von 5 Minuten nicht mehr ändert. Die Einstellzeiten streuen erfahrungsgemäß sehr stark und liegen zwischen 10 und 95 Minuten; meist um 30 Minuten.
- Die Standardabweichungen bei der Messung der Redoxspannung in den Versuchsreihen des DVWK-FA 3.5 sind unterschiedlich. Die Redoxspannung der 15 Grund- und Mineralwassermessstellen mit um mehrere Tage versetzten Versuchsreihen liegt zwischen 5,7 mV und 26 mV, im Mittel bei 15 mV.

3.9.3.8 Elektrische Leitfähigkeit

Echte und potenzielle Elektrolyte (Abschn. 3.9.3.2.1, elektrolytische Dissoziation) dissoziieren in wässriger Lösung. Die dabei entstehenden Ionen machen die Lösung elektrisch leitfähig. Lösungen von Nichtelektrolyten, zu denen die Mehrzahl organischer Verbindungen mit Ausnahme organischer Säuren und deren Salze sowie organische Basen gehören, sind elektrisch nicht leitfähig.

Der **elektrische Leitwert** G (Siemens, $S = \frac{1}{\Omega}$) ist der Kehrwert des elektrischen Widerstandes R (Ohm, Ω) und ist allgemein wie folgt definiert:

$$G = \kappa \cdot \frac{A}{l} \quad \text{Gl. 124}$$

$$G = \text{elektrischer Leitwert } (S = \frac{1}{\Omega}),$$

$$\kappa = \text{elektrische Leitfähigkeit } (\frac{S}{cm}),$$

$$l = \text{Länge des Leiters (m)},$$

$$A = \text{Querschnitt des Leiters (m}^2\text{)}.$$

Die **elektrische Leitfähigkeit** κ in ($\frac{S}{cm}$) (Abschn. 3.9.3.8) einer Wasserprobe bestimmt man durch eine Widerstandsmessung zwischen Elektroden mit einer Fläche A und einem Abstand l :

$$\kappa = \frac{l}{A \cdot R} \quad \text{Gl. 125}$$

$$\kappa = \text{elektrische Leitfähigkeit } (\frac{S}{cm}),$$

$$l = \text{Elektrodenabstand (cm)},$$

$$A = \text{Elektrodenquerschnittsfläche (cm}^2\text{)},$$

$$R = \text{elektrischer Widerstand } (\Omega = \frac{1}{S}).$$

Üblicherweise beträgt die Fläche der Elektrode 1 cm^2 und der Abstand zwischen den Elektroden 1 cm . Somit ergibt sich als Einheit der elektrischen Leitfähigkeit $\frac{S}{cm}$ bzw. $\frac{\mu S}{cm}$. Bei der Messung der elektrischen Leitfähigkeit muss die Temperatur gemessen und auf die Bezugstemperatur umgerechnet werden.

Messverfahren sind in DVWK (1994b) erläutert.

Vorwiegend in der englischsprachigen Literatur wird als Einheit das (international nicht zugelassene) mho (Anagramm von Ohm) verwendet.

3

Gebräuchlich für die elektrische Leitfähigkeit von Wasser ist in der Hydrochemie die Einheit $\mu\text{S}/\text{cm}$. Das in der Wasserchemie verwendete entionisierte Wasser (jetzt durch Ionen-Austausch, früher durch Destillation als „destilliertes Wasser“ gewonnen) hat je nach Anwendungsbereich eine elektrische Leitfähigkeit von $\kappa = 0,05 \mu\text{S}/\text{cm}$ bis $\kappa = 50 \mu\text{S}/\text{cm}$. Infolge Dissoziation von Elektrolyten nimmt die Leitfähigkeit zu, wobei die Ionen je nach Dissoziationsgrad und Beweglichkeit unterschiedliche elektrische Leitfähigkeiten haben. Diese werden für die jeweiligen Ionen als **molare Äquivalentleitfähigkeit Λ** ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{mol}$) berechnet als Quotient von elektrischer Leitfähigkeit und Äquivalentkonzentration:

$$\Lambda = \frac{\kappa}{c(1/z X)} \cdot 10^3 \quad \text{Gl. 126}$$

Λ = molare Äquivalentleitfähigkeit ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{mol}$),
 κ = elektrische Leitfähigkeit (S/cm),
 $c(1/z X)$ = Äquivalentkonzentration des Stoffes X (mol/l).

Durch Umrechnung der Äquivalent- auf die Massenkonzentration ergibt sich die auf Masse bezogene **Äquivalentleitfähigkeit Λ_M** ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{g}$), wobei gilt:

$$\Lambda_M = \frac{\Lambda}{M(1/z X)} \quad \text{Gl. 127}$$

Λ_M = auf die Masse bezogene Äquivalentleitfähigkeit ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{g}$),

Λ = molare Äquivalentleitfähigkeit ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{mol}$),
 $M(1/z X)$ = äquivalente Molmasse des Stoffes oder Ions (g/mol).

Eine Auswahl gibt Tab. 41.

Die elektrische Leitfähigkeit κ der wässrigen Lösung eines oder mehrerer Salze setzt sich aus den Leitfähigkeitsteilbeträgen der einzelnen Kationen und Anionen zusammen. Obwohl die Werte der Tab. 41 nur für unendliche Verdünnungen gelten, können sie benutzt werden, um aus der chemischen Analyse näherungsweise die elektrische Leitfähigkeit zu berechnen. Man erhält die elektrische Leitfähigkeit κ (S/cm), indem die Produkte aus Äquivalentleitfähigkeiten und Äquivalentkonzentrationen

$$c\left(\frac{1}{z} X\right) \text{ (mol/l)}$$

der einzelnen Ionen addiert werden. Die Λ_M -Werte werden in analoger Weise benutzt, wenn die Konzentrationen in mg/l angegeben sind. Solche Berechnungen der Leitfähigkeiten aus einer vorliegenden Wasseranalyse sind von Nutzen für die Auswertung geoelektrischer Bohrlochmessungen (Abschn. 4.1.4.2.1) im Vergleich zur tatsächlichen Leitfähigkeitsmessung zwecks Kontrolle der Vollständigkeit einer Analyse. Allerdings können für solche Berechnungen, die genauere Werte liefern sollen, nicht die Werte der Tab. 41 angewandt werden, die nur für große Verdünnungen exakt gelten.

Tab. 41: Molare Äquivalentleitfähigkeiten Λ ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{mol}$) und massebezogene Äquivalentleitfähigkeiten Λ_M ($\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{g}$) bei $\vartheta = 25^\circ\text{C}$.

Kation	Molare Äquivalentleitfähigkeiten Λ $\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{mol}$	Massebezogene Äquivalentleitfähigkeiten Λ_M $\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{g}$	Anion	Molare Äquivalentleitfähigkeiten Λ $\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{mol}$	Massebezogene Äquivalentleitfähigkeiten Λ_M $\text{S}\cdot\text{cm}^2/\text{g}$
Na^+	49,6	2,16	Cl^-	75,9	2,14
K^+	72,0	1,84	SO_4^{2-}	73,9	1,54
Ca^{2+}	52,0	2,60	HCO_3^-	43,6	0,715
Mg^{2+}	3,82	3,82	CO_3^{2-}	84,6	2,82
			NO_3^-	71,0	1,15

Recht genaue Werte liefert, wie die Praxis gezeigt hat, die Errechnung der elektrischen Leitfähigkeit nach ROSSUM (1975). Danach wird aus dem Ergebnis einer Wasseranalyse zunächst über die Äquivalentleitfähigkeit die Leitfähigkeit der einzelnen (analytisch bestimmten) Ionen und aus deren Konzentrationen jeweils getrennt nach Kat- und Anionen die Ionenstärke errechnet, und aus beiden (Äquivalentleitfähigkeit und Ionenstärke) jeweils das Mittel der Kat- und Anionenleitfähigkeit, die schließlich unter Berücksichtigung der (temperaturkorrigierten) Viskosität die Gesamtleitfähigkeit ergeben. Die Berechnung nach ROSSUM (1975) ist so genau, dass mögliche analytische Bestimmungsfehler durch Vergleich der errechneten und gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten aufgedeckt werden. Wenn z.B. die Ionenbilanz der Analyse ergibt, dass die Anionensumme größer als die der Kationen und die errechnete elektrische Leitfähigkeit niedriger als die gemessene ist, dann wurde wahrscheinlich für ein Kation eine zu niedrige Konzentration analysiert. Umgekehrt resultiert bei einer zu hohen elektrischen Leitfähigkeit die Differenz wahrscheinlich aus einem zu hohen Wert für ein Kation.

Das Mittel der Kationen- und Anionen-Summen der Leitfähigkeiten entspricht der Leitfähigkeit der untersuchten Wasserprobe. Umgekehrt kann aus der Leitfähigkeit auf den gelösten Feststoffinhalt größenordnungsmäßig geschlossen werden. Aus der Multiplikation der elektrischen Leitfähigkeit κ ($\mu\text{S}/\text{cm}$) mit dem empirischen Faktor 0,725 ergibt sich annähernd der Zahlenwert des Abdampfdruckstandes in mg/l bei 100°C .

Da die Ionenbeweglichkeit mit steigender Temperatur zu- und mit fallender abnimmt, ist die Leitfähigkeit temperaturabhängig. Temperaturkorrektur-Faktoren, mit denen die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten entsprechend der Wassertemperatur zur Umrechnung auf die elektrische Leitfähigkeit bei 25°C multipliziert werden müssen, sind der Tab. 42 zu entnehmen.

Wie aus Tab. 43 zu ersehen, lässt sich der Wassertyp aus der Leitfähigkeit ersehen.

3.9.4 Physikalisch-chemische Prozesse beim Grundwasserfließen

Die chemische Beschaffenheit des Grundwassers hängt von den aus der Erdoberfläche durch die versickernden Wässer eingetragenen Lösungsinhalten, vor allem anthropogenen, sowie von der chemisch-petrographischen Beschaffenheit des durchflossenen Grundwasserleiters ab. Beim Grundwasserfließen laufen nun Wechselwirkungen mit dem Grundwasserleiter und unterschiedlich beschaffenen Grundwässern ab (LUCKNER & SCHESTAKOW, 1986). Man kann davon ausgehen, dass die Beschaffenheit des Grundwassers, also die in einer Wasseranalyse angegebenen Ioneninhalte (qualitativ und quantitativ) das Ergebnis von chemisch-physikalischen Prozessen in Richtung auf einen Gleichgewichtszustand ist. Solche Prozesse werden verschiedentlich als „Diagenese“ oder „Metamorphose“ des Wassers bezeichnet. Eine Grundwasseranalyse ist als Ausdruck dieses chemisch-physikalischen Gleichgewichtszustandes zu verstehen und lässt bei sorgfältiger Interpretation die Vorgänge erkennen, die beim Grundwasserfließen abgelaufen sind. Da im Untergrund jedoch die petrographische Beschaffenheit eines Grundwasserleiters selten homogen ist, werden sich die Gleichgewichtszustände ständig ändern, und das umso mehr, je länger die Fließwege sind. Insofern ist das Ergebnis einer chemischen Wasseranalyse nur punktuell zu werten, und erst im Vergleich mit anderen Analysenergebnissen sind die Vorgänge abzuleiten, die regional oder zeitlich abgelaufen sind. Eine Interpretation der chemischen Verhältnisse in Grundwasserleitern darf damit nicht statisch, sondern muss dynamisch erfolgen.

3.9.4.1 Auflösung und Ausfällung

Die fundamentale Wechselwirkung zwischen Grundwasser und grundwasserleitendem Gestein ist die Auflösung oder Lösung von Mineralien. Die verbreitetsten löslichen Salze im Untergrund sind karbonatische, sulfatische und chloridische Verbindungen, insbesondere CaCO_3 (Kalkstein), $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ (Dolomit), MgCO_3 (Magnesit), NaCl (Steinsalz) und CaSO_4 (Anhydrit) bzw.

3

Tab. 42: Temperaturkorrekturfaktoren f_{25} für die Umrechnung von Messwerten der elektrischen Leitfähigkeit κ von natürlichen Wässern bei der Messtemperatur $\vartheta = 25\text{ °C}$ (WAGNER, 1980).

Temperatur ϑ °C	Temperaturkorrekturfaktor f_{25}									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	1,918	1,912	1,906	1,899	1,893	1,887	1,881	1,875	1,869	1,863
1	1,857	1,851	1,845	1,840	1,834	1,828	1,822	1,817	1,811	1,805
2	1,800	1,794	1,788	1,783	1,777	1,772	1,766	1,761	1,756	1,750
3	1,745	1,740	1,734	1,729	1,724	1,719	1,713	1,708	1,703	1,698
4	1,693	1,688	1,683	1,678	1,673	1,668	1,663	1,658	1,653	1,648
5	1,643	1,638	1,634	1,629	1,624	1,619	1,615	1,610	1,605	1,601
6	1,596	1,591	1,587	1,582	1,578	1,573	1,569	1,564	1,560	1,555
7	1,551	1,547	1,542	1,538	1,534	1,529	1,525	1,521	1,516	1,512
8	1,508	1,504	1,500	1,496	1,491	1,487	1,483	1,479	1,475	1,471
9	1,467	1,463	1,459	1,455	1,451	1,447	1,443	1,439	1,436	1,432
10	1,428	1,424	1,420	1,416	1,413	1,409	1,405	1,401	1,398	1,394
11	1,390	1,387	1,383	1,379	1,376	1,372	1,369	1,365	1,362	1,358
12	1,354	1,351	1,347	1,344	1,341	1,337	1,334	1,330	1,327	1,323
13	1,320	1,317	1,313	1,310	1,307	1,303	1,300	1,297	1,294	1,290
14	1,287	1,284	1,281	1,278	1,274	1,271	1,268	1,265	1,262	1,259
15	1,256	1,253	1,249	1,246	1,243	1,240	1,237	1,234	1,231	1,228
16	1,225	1,222	1,219	1,216	1,214	1,211	1,208	1,205	1,202	1,199
17	1,196	1,193	1,191	1,188	1,185	1,182	1,179	1,177	1,174	1,171
18	1,168	1,166	1,163	1,160	1,157	1,155	1,152	1,149	1,147	1,144
19	1,141	1,139	1,136	1,134	1,131	1,128	1,126	1,123	1,121	1,118
20	1,116	1,113	1,111	1,108	1,105	1,103	1,101	1,098	1,096	1,093
21	1,091	1,088	1,086	1,083	1,081	1,079	1,076	1,074	1,071	1,069
22	1,067	1,064	1,062	1,060	1,057	1,055	1,053	1,051	1,048	1,046
23	1,044	1,041	1,039	1,037	1,035	1,032	1,030	1,028	1,026	1,024
24	1,021	1,019	1,017	1,015	1,013	1,011	1,008	1,006	1,004	1,002
25	1,000	0,998	0,996	0,994	0,992	0,990	0,987	0,985	0,983	0,981
26	0,979	0,977	0,975	0,973	0,971	0,969	0,967	0,965	0,963	0,961
27	0,959	0,957	0,955	0,953	0,952	0,950	0,948	0,946	0,944	0,942
28	0,940	0,938	0,936	0,934	0,933	0,931	0,929	0,927	0,925	0,923
29	0,921	0,920	0,918	0,916	0,914	0,912	0,911	0,909	0,907	0,905
30	0,903	0,902	0,900	0,898	0,896	0,895	0,893	0,891	0,889	0,888
31	0,886	0,884	0,883	0,881	0,879	0,877	0,876	0,874	0,872	0,871
32	0,869	0,867	0,865	0,864	0,863	0,861	0,859	0,858	0,856	0,854
33	0,853	0,851	0,850	0,848	0,846	0,845	0,843	0,842	0,840	0,839
34	0,837	0,835	0,834	0,832	0,831	0,829	0,828	0,826	0,825	0,823
35	0,822	0,820	0,819	0,817	0,816	0,814	0,814	0,811	0,810	0,808

Tab. 43: Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit κ vom Wassertyp.

Wassertyp	elektrische Leitfähigkeiten κ $\mu\text{S/cm}$
Regenwasser	5 – 30
„Süßes“ Grundwasser	30 – 2 000
Trinkwasser (Grenzwert)	2 500
Mineralwässer	1 500 – 10 000
Meerwasser	45 000 – 55 000
Solen	> 60 000

$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Gips), in geringem Maße Eisen- und Mangan-Verbindungen. Die Löslichkeit hängt von den Stoffen, deren Löslichkeitsprodukt und Ionenaktivität ab und wird durch die Wassertemperatur, bei Beteiligung von Gasen (vor allem CO_2) durch den Druck und in einigen Fällen von dem pH-Wert und dem Redoxpotenzial der Lösung beeinflusst. Aber auch schwer wasserlösliche Minerale wie die Silikate, vor allem Feldspäte, können unter der Einwirkung von H^+ -Ionen und OH^- -Ionen gelöst werden, ein Vorgang, der als Hydrolyse bezeichnet wird. Dabei greifen die dissoziierten Ionen des Wassers die Kristalloberfläche an und lösen schrittweise die Stoffe, vor allem Ca^{2+} , Mg^{2+} und K^+ . Diese können selbst neue Verbindungen mit Anionen, vor allem unter dem Einfluss von Kohlensäure mit Hydrogenkarbonaten bilden. Dadurch kann Hydrogenkarbonat im Grundwasser vorkommen, ohne dass das Grundwasser Kalkgesteine durchflossen hat. Aus den silikatischen Reststoffgehalten bilden sich die Tonmineralien. Das von der Oberfläche in den Boden versickernde Wasser ist, sofern es nicht anthropogen belastet wurde, arm an gelösten Inhaltsstoffen. Die im Boden enthaltenen löslichen Alkali- und Erdalkali-Salze werden mehr oder weniger gelöst und weiter in die Tiefe verfrachtet. Dieser Vorgang wird als Auswaschung des Bodens bezeichnet und findet naturgemäß nur in den Gebieten statt, in denen eine ständige Versickerung von Niederschlagswässern erfolgt. Insofern sind großräumig auch klimatische Faktoren zu berücksichtigen, die ihrerseits die Bodenbildung beeinflussen (ALEKIN, 1962). Im humiden Klimabereich, zu dem Deutschland gehört, ist in der

Regel von einer Auswaschung des Bodens auszugehen. Die Alkali-Verbindungen sind durchweg leichter löslich als die der Erdalkalien. Alkali-Verbindungen gehen daher zuerst in Lösung.

Bei der weiteren Versickerung in die Tiefe vollziehen sich mehrere Prozesse, die als „gravitative Differentiation des Wassers“ zusammengefasst werden können. Mit zunehmender Tiefe und unter dem Einfluss der verschiedenen physikalischen und chemischen Vorgänge nehmen die Stoffinhalte und damit die Dichte zu, sodass mehr und mehr Setzungs- (oder Seigerungs-) Prozesse wirksam werden. Maßgebend dafür ist vor allem die **Ionendichte** (FILATOW, 1956):

$$\text{Ionendichte} = \frac{\text{Ionenmasse}}{\text{Ionenvolumen}} \quad \text{Gl. 128}$$

Diese steigt bei den Anionen in der Reihenfolge HCO_3^- (0,77), SO_4^{2-} (0,91) und Cl^- (1,45) an. Ferner nimmt in größerer Tiefe infolge zunehmender Konzentration des Lösungsinhaltes und höherer Temperatur die Löslichkeit der Kohlensäure ab, sodass sich das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht in der Weise verschiebt, dass die gelösten Hydrogenkarbonate als Karbonate ausfallen. Weiterhin werden Sulfate mikrobiell (Abschn. 3.9.6.2.1) im anaeroben (sauerstoffarmen) Milieu zersetzt; ist das tiefe Grundwasser sauerstoffhaltig, ist die Sulfat-Konzentration auch leicht erhöht (HÖLTING, 1970, S. 32). Da die Sulfate meist als Calciumsulfate vorliegen, bleibt Calcium bei der Sulfat-Reduktion übrig und verbindet sich (z.B. im stark anaeroben Milieu der Erdöllagerstätten) mit Chloriden.

Tiefe Grundwässer in Tafelgebieten bestehen vorwiegend aus hochmineralisierten CaCl_2 -Wässern, in jungen Senkungsgebieten wechseln die geohydrochemischen Verhältnisse, meist handelt es sich hier um NaCl -Wässer.

SCHOELLER (1962, S. 310) sieht folgenden allgemeinen Zusammenhang zwischen den Konzentrationen der natürlichen Wässer und den jeweils vorherrschenden Anionen:

- Äquivalentkonzentration:

$$c\left(\frac{1}{z} X\right) < 40 \text{ mmol/l}$$

3

(entsprechend einer Konzentration an festen gelösten Bestandteilen von 950 mg/l bis 1 090 mg/l, z.B. bestimmt als Abdampfrückstand); Äquivalentverhältnis: (mmol/l) der Ionen: $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}) > \text{Cl}^-$ oder SO_4^{2-}

- Äquivalentkonzentration:

$$c\left(\frac{1}{z} X\right) = 40 \text{ mmol/l bis } 60 \text{ mmol/l}$$

(entsprechend etwa 1 600 mg/l bis 4 000 mg/l Abdampfrückstand);

Äquivalentverhältnis: möglicherweise ähnlich wie bei

$$c\left(\frac{1}{z} X\right) < 40 \text{ mmol/l}$$

- Äquivalentkonzentration:

$$c\left(\frac{1}{z} X\right) > 60 \text{ mmol/l}$$

(etwa > 4 000 mg/l Abdampfrückstand);

Äquivalentverhältnis: SO_4^{2-} oder $\text{Cl}^- > (\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$

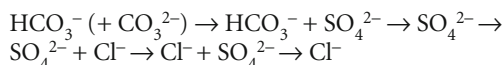
- Äquivalentkonzentration:

$$c\left(\frac{1}{z} X\right) > 180 \text{ mmol/l}$$

(etwa > 11 000 mg/l Abdampfrückstand);

Äquivalentverhältnis: $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > (\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$

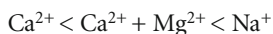
Hinsichtlich der Anionen ergibt sich bei langen Fließwegen und ausreichender Reaktionszeit zur Einstellung chemischer und physikalischer Gleichgewichtszustände folgende Abfolge:



Fehlt es im tieferen Untergrund infolge der petrographischen Beschaffenheit an einem ausreichenden Cl^- -Gehalt, hört die Abfolge vorher auf (HÖLTING, 1970). So werden z.B. im tieferen Untergrund des tertiärzeitlichen Eger-Beckens (Tschechien) nur $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -haltige höher mineralisierte Grundwässer angetroffen.

Bei den Kationen, die wesentlich mehr physikalisch-chemischen Prozessen unterliegen, ist im Allgemeinen eine relative Zunahme von Magnesium (Mg^{2+}) gegenüber Calcium (Ca^{2+}) zu beobachten, da das Calciumsulfat wegen seiner gerin-

geren Löslichkeit eher als das Magnesiumsulfat ausfällt. Natrium-Verbindungen sind am leichtesten löslich, sodass sich bei den Kationen annähernd die Abfolge ergibt:



Kalium ist generell in den Wässern wenig enthalten, da es meistens adsorptiv im Grundwasserleiter gebunden wird.

Löslichkeitsänderungen treten auch bei der Mischung verschieden beschaffener Grundwässer ein, sei es an der Grenzfläche verschiedener Grundwasserleiter (z.B. karbonatisch-sulfatische Gesteine, etwa im Zechstein, Muschelkalk), sei es bei künstlicher (Wassergewinnungsanlagen) oder natürlicher hydraulischer Verbindung von Grundwasserleitern oder auch bei wechselnden Grundwasserständen. Dabei gibt es einige charakteristische Lösungs- oder Ausfällungsvorgänge, die meist auf Änderungen der Löslichkeitsgleichgewichte zurückzuführen sind, d.h. die Zufuhr gleichartiger oder anderer Ionen führt zur Überschreitung der Löslichkeitsprodukte und damit zur **Ausfällung**. Ein Beispiel ist die Mischung von CaCl_2 -haltigen Wässern mit solchen, die schwerer lösliche $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ - oder CaSO_4 -Salze enthalten. Infolge des dabei entstehenden Ca -Ungleichgewichts fällt CaCO_3 oder CaSO_4 aus. Kommen bariumhaltige Wässer mit sulfathaltigen zusammen, fällt das schwer lösliche BaSO_4 aus (z.B. in Grubenwässern). Löslichkeitsänderungen sind auch die Ursache von Dolomitierungsvorgängen in Grundwässern (LINCK, 1938): Beim Zusammenfluss leichter löslicher magnesiumhaltiger Salinarwässer (insbesondere MgCl_2) mit karbonatischen Calcium-Wässern scheidet das Magnesium als schwer lösliches MgCO_3 (bzw. $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) aus, während sich CaCl_2 anreichert. Ferner kann es zur Änderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts (Abschn. 3.9.3.5) kommen. Solange das Mischwasser einen Gehalt an freier Kohlensäure hat, der im Bereich der freien zugehörigen Kohlensäure bleibt, werden sich keine Änderungen des Lösungsinhalts ergeben. Übersteigt der CO_2 -Gehalt jedoch die Gleichgewichtsgrenze „freie zugehörige – freie überschüssige (aggressive) Kohlensäure“, wirkt das Wasser kalklösend (AXT, 1965). Häufig ist dieser Mischungsvorgang die Ursache für Spalten- und Höhlenbildungen unter der Grundwasser-

oberfläche in Karstgebieten („Karstkorrosion“). Schließlich kann es infolge der Mischung von Wässern verschiedener Redoxpotenziale zur Ausfällung von Stoffen kommen, deren Löslichkeit vom Redoxpotenzial abhängt (z.B. Eisen-Verbindungen, Vorgang der Verockerung).

3.9.4.2 Adsorption und Desorption

Während des Fließens tritt das Grundwasser mit adsorptiv wirksamen organischen und anorganischen Stoffen des Grundwasserleiters in Wechselwirkung. Dabei werden die dissoziierten Ionen und kolloidalen Moleküle durch die VAN-DER-WAALS-Kräfte (JOHANNES DIEDEREK VAN DER WAALS, niederländischer Physiker; 1837–1923) an der Oberfläche von Kristallen oder Kolloiden gebunden. Diese Bindung ist häufig nur schwach, bei einigen Mineralen werden die Ionen aber auch im Kristallgitter adsorptiv eingebunden. Diese Art der Bindung ist die Voraussetzung für den Ionen-Austausch, bei dem Ionen im stöchiometrischen Verhältnis durch andere ersetzt werden.

Ebenso wie eine Bindung (**Adsorption**) ist jedoch auch ein Freiwerden (**Desorption**) von dissoziierten oder nicht dissoziierten organischen oder anorganischen Wasserinhaltsstoffen beim Grundwasserfließen möglich, d.h. adsorbierte Bestandteile können unter geänderten Konzentrationen oder Löslichkeitsverhältnissen wieder freigesetzt werden (Remobilisation). Desorptions- und Adsorptions-Prozesse verlaufen im Gleichgewicht zwischen der Konzentration des von einem Adsorbenten angelagerten Stoffes c_{ads} und der Konzentration dieses Stoffes in der Lösung c_{w} bei gegebener Temperatur nach der sog. **FREUNDLICH-ISOOTHERME** (HERBERT MAX FINLAY FREUNDLICH, deutscher Chemiker; 1880–1941) ab:

$$\{c_{\text{ads}}\} = \{k\} \cdot \{c_{\text{w}}\}^{1/n} \quad \text{Gl. 129}$$

c_{ads} = Konzentration des adsorbierten Stoffes (mol/kg),

k = stoffspezifische Konstante (l/kg),

c_{w} = Konzentration des Stoffes in Lösung (mol/l),

n = stoffspezifische Konstante (1).

Nach dieser Beziehung bewirkt die Konzentrationserhöhung eines Stoffes im Grundwasser die Zunahme der adsorbierten Menge dieses Stoffes im grundwasserleitenden Gestein und umgekehrt. Da die Löslichkeit von Stoffen im Wasser an bestimmte physikalisch-chemische Bedingungen gebunden ist, ergibt sich aus der FREUNDLICH-Isotherme, dass bei Änderung der Löslichkeitsverhältnisse die Konzentrationen der adsorbierten und der desorbierten Stoffinhalte wechseln. Da ferner die Löslichkeiten nicht zuletzt auch von den Teilkonzentrationen verschiedener Stoffe abhängen und diese sich gegenseitig beeinflussen oder miteinander reagieren, ergibt sich zwangsläufig die immer notwendiger werdende dynamische Betrachtungsweise geohydrochemischer Prozesse. Danach darf nicht der einzelne Stoffinhalt allein und isoliert betrachtet werden, sondern nur die Komplexität des Gesamtlösungsinhaltes. Insofern können Untersuchungen über Transportvorgänge im Grundwasser genauer nur in **Stofftransport-Modellen** (DVWK, 1989) untersucht werden, die sowohl Lösungsinhalt als auch die durch den Grundwasserleiter gegebenen physikalisch-chemischen Rahmenbedingungen erfassen. Hier bietet sich somit ein weites Feld für die Anwendung numerischer Stofftransport-Modelle, wobei das Lösungsziel iterativ nur unter Einbeziehung aller Bedingungen und Fakten erreicht werden kann.

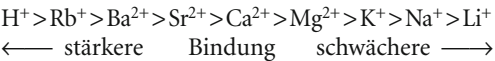
Sorptiven Prozessen unterliegen praktisch alle im Wasser enthaltenen Stoffe, anorganische wie auch organische. Eine wesentliche Rolle kommt dabei der Bindung von metallischen und halbmetallischen Ionen zu, sodass es in der Regel nur sehr langsam zu quantitativ größeren Einträgen von der Erdoberfläche in den Untergrund kommt, wobei auch hier stofflich zu differenzieren ist. Gute Untersuchungsmöglichkeiten bieten radioaktive Isotope, da sie leicht messbar sind. Dabei hat sich gezeigt, dass ihre **Transportgeschwindigkeit** kleiner als die **Sickergeschwindigkeit** des Wassers ist. Um 1 Meter in den Boden einzudringen, benötigen nachstehende Ionen in den in Mitteleuropa vorkommenden Böden folgende Zeiten:

Caesium	150 bis 5 000 a,
Strontium	40 bis 200 a,
Cer	200 bis 5 000 a,
Ruthenium	100 bis 5 000 a.

Tab. 44: Austauschkapazitäten äquivalenter Stoffmengenkonzentrationen $c(\frac{1}{2}X)$ in mmol/100 g fester Substanz von verschiedenen Mineralen und Gesteinen (MATTHEB, 1994; gekürzt).

Mineral/Gestein	für Kationen	für Anionen	
	nach GRIM (1968)	nach CARROLL (1959)	nach GRIM (1968)
Basalt	–	0,5 – 2,8	–
Bimstuff	–	1,2	–
Tuff	–	32,0 – 49,0	–
Quarz	–	0,6 – 5,3	–
Feldspat	–	1,0 – 2,0	–
Kaolinit	3 – 15	–	6,6 – 13,3
Halloysit 2 H ₂ O	5 – 10	–	–
Illit + Chlorit	10 – 40	10 – 40	–
Tonerde	–	10 – 41,0	–
Diatomeenerde	–	25 – 54	–
Montmorillonit	80 – 150	70 – 100	23 – 31
Silicagel	80 – 150	80	–
Zeolithe	100 – 130	230 – 620	–
Organische Substanz des Bodens und rezenter Sedimente	150 – 500	–	–
Leuzit	–	460	–
Sodalith	–	920	–

unter gleichen Bedingungen die Bindungsfähigkeit umso größer wird, je höher die Wertigkeit eines Ions und je schwerer es aus einem Mineral zu verdrängen ist. Wasserstoff bildet dabei eine Ausnahme, denn er verhält sich beim Ionen-Austausch wie ein II- oder III-wertiges Ion. Die allgemeine Abfolge der Bindungsintensität ist:



Die Bindungsintensität hat z.B. bei dem Vorgang Alkalisierung – Erdalkalisierung Konsequenzen. Bei der Alkalisierung findet folgender Austausch statt:

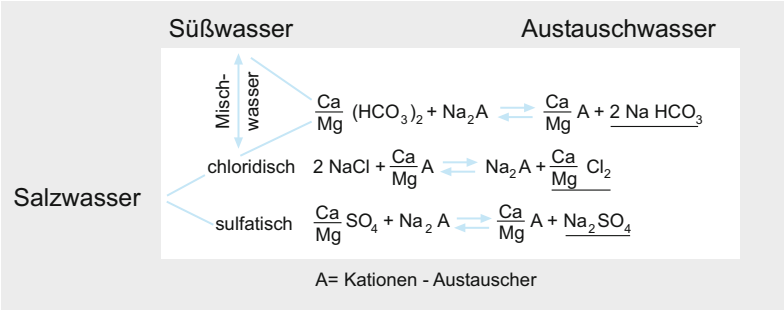
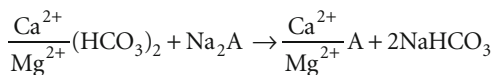


Abb. 66: Schema zur Bildung von Ionen-Austauschwässern (nach LÖHNERT, 1966).

3



Fließt das alkalisierte Wasser (z.B. Sole) in ein erdalkalireiches Milieu, findet eine Erdalkalisierung, also der umgekehrte Vorgang statt. Da nun Ca^{2+} eine höhere Bindungsintensität als Mg^{2+} hat, weisen solche „**Regenerationswässer**“ häufig einen relativ höheren Mg^{2+} - als Ca^{2+} -Gehalt aus. COLDEWEY & SCHÖPEL (1981) beschreiben zwei Vorkommen von Regenerationswässern in den Schichten der Oberkreide des Ruhrgebiets.

Die Regelmäßigkeit der Bindungsfolge kann jedoch durch das austauschspezifische Verhalten einiger Mineralien gestört werden. Manche Tonmineralien haben nämlich Affinitäten zu bestimmten Kationen. So bindet sich z.B. Kalium (K^+) nicht an Kaoline, dafür aber umso stärker an Glimmer und Montmorillonit. Die Bindung an letzteren ist so stark, dass hier der Ionen-Austausch von K^+ nicht reversibel ist. Das ist der Grund dafür, dass Kalium in der Regel im Grundwasser in geringerer Konzentration enthalten ist als Natrium.

Ionen-Austauschvorgänge führen, sofern es sich um hydrogencarbonatische Verbindungen handelt, zur Änderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts. Die zweiwertigen Erdalkalien binden nämlich 2 mol HCO_3^- , die einwertigen Alkalien jedoch nur 1 mol HCO_3^- (Äquivalentkonzentrationen!). Erdalkalisierte Austauschwässer haben daher einen relativ höheren HCO_3^- -Gehalt und benötigen deshalb zur Erhaltung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts mehr freie zugehörige Kohlensäure, andernfalls fallen Karbonate aus.

Typen von Austauschwässern

Die am weitesten verbreiteten (natürlichen) Austauschwässer sind die des NaHCO_3 -Typs. Sie sind daran zu erkennen, dass im Verhältnis der Äquivalentkonzentrationen der Ionen die Summe der Erdalkalien $c(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < c(\text{HCO}_3^-)$ ist. Da in einer wässrigen Lösung die Summe der Äquivalentkonzentrationen der positiv geladenen Kationen gleich der der negativ geladenen Anionen sein muss, müssen außer den Erdalkalien auch noch Alkalien durch HCO_3^- -Ionen gebunden sein. Da solche Salze, insbesondere NaHCO_3 im

Untergrund Deutschlands von Natur aus in quantitativ wirksamen Mengen nicht vorkommen, müssen Ionen-Austauschvorgänge stattgefunden haben, die zu dem festgestellten Lösungsinhalt geführt haben. In Analysen sind Austauschprozesse außerdem daran zu erkennen, dass die Karbonat-Härte $\gg$ Gesamt-Härte ist. Hinsichtlich der verschiedenen „Härten“ wird auf den Abschn. 3.9.7.1.6.3 verwiesen. In der Wasserchemie wurde früher häufig als Obergrenze der Karbonat-Härte die Gesamt-Härte angegeben, obwohl die Karbonat-Härte tatsächlich höher ist. Deshalb sollte bei Verdacht auf Ionen-Austausch die tatsächliche Karbonat-Härte berechnet werden.

Da die Chloride im Grundwasser meist aus der Auflösung von Salzen in Salzlagerstätten stammen, werden sich Austauschvorgänge bei Zufuhr oder Abfuhr von Na^+ aus Salzwässern in einer Verschiebung des (äquivalenten) Cl-Na-Ionen-Verhältnisses (Abschn. 3.9.7.4.2.5, Ionen-Verhältnisse) anzeigen. Die Erfahrung zeigt, dass das entsprechende Verhältnis (Cl-Na) in natürlichen Wässern in der näheren Umgebung von Salzlagerstätten unabhängig von deren stratigraphischen Alter 1,0 bis 1,3 beträgt. Errechnet sich nun aus den Analysendaten einer Grundwasserprobe ein Verhältnis $< 1,0$, so resultiert daraus, dass im Ionen-Verhältnis $c(1/1 \text{ Cl}^-)/c(1/1 \text{ Na}^+)$ die Natrium- relativ zur Chlorid- Konzentration zugenommen haben muss. Damit kann also ein Teil des Natrium-Anteils nicht aus dem Zufluss von Salinarwässern stammen, sondern muss anderer Herkunft sein. Sofern nicht der Sulfat-, sondern der Hydrogencarbonat-Gehalt erhöht ist, handelt es sich um ein **Natriumhydrogencarbonat-Wasser**, das – wie oben ausgeführt – in Deutschland durch Ionen-Austauschprozesse entsteht. Übersteigt das aus den Analysendaten errechnete Chlorid-Natrium-Verhältnis den Wert 1,3, resultiert daraus, dass gegenüber den Salinarwässern der Erdalkali-Gehalt relativ (gegen Chlorid) zugenommen hat. Hierbei ist jedoch nach allgemeiner Erfahrung nicht der Schluss gerechtfertigt, dass es sich um Ionen-Austausch in Richtung Erdalkalisierung handelt, da die (relative) Zunahme des Erdalkali- (in der Regel Calcium-)Gehaltes auch durch chemische Vorgänge, insbesondere Auflösung von Erdalkalkarbonaten verursacht worden sein kann.

Weiterhin verbreitet sind **Natriumsulfat-Wässer**, die bei fehlenden Glaubersalzlagerstätten, wie in Deutschland, allein aus Ionen-Austausch hervorgegangen sind (HÖLTING, 1972). In solchen natürlichen Wässern ist die Sulfat-Härte größer als die Nichtkarbonat-Härte (= Gesamt-Härte – Karbonat-Härte):

$$1^\circ\text{d Sulfat-Härte} = 0,357 \cdot c\left(\frac{1}{2}\text{SO}_4^{2-}\right) = \frac{\beta(\text{SO}_4^{2-})}{17,2}$$

Gl. 130

$$c\left(\frac{1}{2}\text{SO}_4^{2-}\right) = \text{Äquivalentkonzentration Sulfat (mmol/l),}$$

$$\beta(\text{SO}_4^{2-}) = \text{Massenkonzentration Sulfat (mg/l).}$$

Sind außer Na_2SO_4 - auch höhere NaHCO_3 -Gehalte vorhanden und ergibt sich ein negativer Wert für die Nichtkarbonat-Härte, lässt sich dieser Austauschtyp nicht durch die genannte Berechnung nachweisen. Ein Nachweis ist dennoch möglich, da in solchen Fällen das (Äquivalent-) Ionen-Verhältnis

$$\frac{c\left(\frac{1}{1}\text{Na}^+\right)}{c\left(\frac{1}{1}\text{Cl}^-\right)} > 1 \text{ ist,}$$

also ein Na^+ -Überschuss gegenüber Cl^- und das Verhältnis

$$\frac{c(\text{Na}^+) - c(\text{Cl}^-)}{c(\text{SO}_4^{2-})} < 1 \text{ ist.}$$

Auf Grund der Ionen-Verhältnisse unterscheidet SILIN-BETSCHURIN (1965) folgende Grundwassertypen:

- **Natriumsulfat-Typ:**

$$\frac{c\left(\frac{1}{1}\text{Na}^+\right) - c\left(\frac{1}{1}\text{Cl}^-\right)}{c\left(\frac{1}{2}\text{SO}_4^{2-}\right)} > 1$$

- **Natriumhydrogenkarbonat-Typ:**

$$\frac{c\left(\frac{1}{1}\text{Na}^+\right) - c\left(\frac{1}{1}\text{Cl}^-\right)}{c\left(\frac{1}{2}\text{SO}_4^{2-}\right)} < 1$$

- **Magnesiumchlorid-Typ:**

$$\frac{c\left(\frac{1}{1}\text{Na}^+\right) - c\left(\frac{1}{1}\text{Cl}^-\right)}{c\left(\frac{1}{2}\text{Mg}^{2+}\right)} < 1$$

- **Calciumchlorid-Typ:**

$$\frac{c\left(\frac{1}{1}\text{Na}^+\right) - c\left(\frac{1}{1}\text{Cl}^-\right)}{c\left(\frac{1}{2}\text{Mg}^{2+}\right)} > 1$$

Diese Typen können noch weiter unterteilt werden (SCHOELLER, 1962, S. 315).

3.9.4.4 Diffusion und Ionensiebeffekt in Tongesteinen

In zwei mischbaren Flüssigkeiten mit Inhaltsstoffen unterschiedlicher Konzentration erfolgt ein Konzentrationsaustausch dadurch, dass die Ionen aus der höher in die niedriger konzentrierte Lösung wandern. Dieser Vorgang wird als **Diffusion** bezeichnet. Solche Vorgänge finden auch in Grundwasserkörpern mit Inhaltsstoffen unterschiedlicher Konzentration statt und führen durch Ionen-Diffusionen und thermische Konvektionen zu Konzentrationsangleichungen. Vorübergehend können sich zwischen den unterschiedlichen Lösungen Grenzflächen bilden, die sich in Lösungen zwar verhältnismäßig schnell auflösen, unter besonderen geologischen Bedingungen jedoch über lange Zeiträume erhalten bleiben (z.B. konnate Wässer).

Konzentrationsgefälle können auf verschiedene Weise entstehen, etwa durch stoffliche Verschiedenheiten der vom Grundwasser durchflossenen Gesteine, durch Druck- und Temperaturunterschiede in der Erdkruste oder durch aszendente (aus der Tiefe aufsteigende) Lösungen. Da

3 Ionen und Moleküle bei Diffusionen **spezifische Geschwindigkeiten** haben, kann es während dieses Prozesses zu Verschiebungen der Lösungsinhalte kommen.

Ähnliche Vorgänge können in Gesteinsfolgen, speziell bei in Sedimentgesteinen häufig eingeschalteten Tongesteinslagen auftreten. Trotz ihrer geringen Durchlässigkeit können diese als semipermeable Membranfilter wirken (v. ENGELHARDT, 1960). Wenn solche Tonstein-Membranen zwei verschiedenen konzentrierte Lösungen trennen, erfolgt eine Bewegung von Wassermolekülen in Richtung auf die niedriger konzentrierte Lösung. Dabei wirken die Tonsteine wegen ihrer semipermeablen Eigenschaften selektiv (als „**Ionensieb**“). Die Bewegung der negativ geladenen Anionen wird nämlich durch negative Aufladung der Tonmineraloberflächen gehemmt, sodass sie kaum in die schwächer konzentrierte Lösung übertreten können. Besonders trifft das für die Chloride zu, sodass zuweilen Tone als Chlorid-Sperren wirken. Dagegen werden die Bewegungen der positiv geladenen Kationen kaum gehemmt. Jedoch sind auch hier an den Tonmineraloberflächen wie bei der Diffusion die Geschwindigkeiten ionenspezifisch und unterschiedlich: Li^+ , Na^+ und Mg^{2+} sind am schnellsten, K^+ und Ba^{2+} am trägsten. Infolge dieser unterschiedlichen Geschwindigkeiten können sich in Sedimentgesteinen Fronten verschieden schnell wandernder Kationen herausbilden. Hierauf und auf der Wirkung der Tone als Anionen-Sperren beruht die vielfach feststellbare Tatsache, dass sich in Lagen großporiger Sedimente, die nur durch dünne Tonschichten getrennt sind, Lösungen unterschiedlicher Zusammensetzung und Konzentration finden.

3.9.4.5 Oxidation und Reduktion

Oxidation und Reduktion finden auch im Grundwasser statt und stellen wesentliche geohydrochemische Reaktionen dar. Redoxpotenzial (Abschn. 3.9.3.7) und pH-Wert (Abschn. 3.9.3.5) bestimmen die Löslichkeit einiger relevanter Ionen.

Oberhalb der Grundwasseroberfläche sind die Hohlräume im Untergrund mit Grundluft (im Boden = Bodenluft) erfüllt, die zwar häufig höhere Anteile an Kohlenstoffdioxid und Wasser-

dampf und demgemäß relativ weniger Sauerstoff als die Luft über der Erdoberfläche enthält, jedoch in der Regel sauerstoffhaltig ist. Deshalb wirkt dieser Raum oberhalb des Grundwassers oxidierend. Die diesen Raum (wasserungesättigte Zone) durchsetzenden Sickerwässer tragen gelösten Sauerstoff aus der Atmosphäre in das Grundwasser ein, der durch die Strömungsvorgänge oder Diffusion auch in das tiefere Grundwasser verfrachtet wird. Viele Grundwässer erreichen daher Sauerstoff-Sättigung; diese ist temperaturabhängig und schwankt in den Grundwässern Deutschlands bei Sättigung um $\beta(\text{O}_2) = 10 \text{ mg/l}$. In Analysen wird häufig das Sättigungs-Defizit (%) angegeben, d.h. die prozentuale Abweichung des tatsächlichen Gehalts an freiem gelöstem Sauerstoff vom maximal möglichen Sättigungswert.

Bei Anwesenheit von freiem, im Wasser gelöstem Sauerstoff und einer Temperatur von 25°C ($= 298 \text{ K}$) gilt die Redoxgleichung:

$$E_{\text{H}} = (1,23 + 0,0148 \cdot \lg\{c(\text{O}_2)\} - 0,059 \text{ pH}) \quad \text{Gl. 131}$$

E_{H} = Redoxpotenzial (V),
 c = Stoffmengenkonzentration (mol/l),
 pH = pH-Wert (1).

Sie ergibt sich aus Gl. 116 unter Verwendung des E_0 -Wertes für O_2 aus Tab. 40.

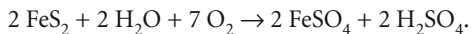
Das Redoxpotenzial E_{H} nimmt also mit steigendem Sauerstoff-Gehalt zu, sodass stark sauerstoffhaltige Wässer oxidierend wirken. Wasser mit gelöstem Sauerstoff stellt damit ein Verwitterungsgens dar, teils direkt durch Oxidation von Eisen(II)- und Mangan(II)-Verbindungen, teils aber auch indirekt über die Oxidation organischer Verbindungen des Bodens sowie von Kautobiolithen (Torf, Kohle, Erdöl etc.), wodurch der Sauerstoff selbst verbraucht wird.

Als Beispiel ist in diesem Zusammenhang die Oxidation der Eisensulfide Pyrit und Markasit (FeS_2) zu nennen, die für manche Schichtwässer, besonders im Rheinischen Schiefergebirge mit Tonschiefern des Paläozoikums geradezu charakteristisch ist. Dieser Vorgang lässt sich auf zweierlei Weise darstellen:

- nach der Verschiebung des Redoxpotenzials:
 $\text{FeS}_2 + 8 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeSO}_4 + \text{HSO}_4^- + 15 \text{ H}^+ + 14 \text{ e}^-$

Die bei diesem Prozess freigewordenen Ladungseinheiten (e^-) zeigen an, dass es sich um eine Oxidation handelt.

- nach der chemischen Reaktion:



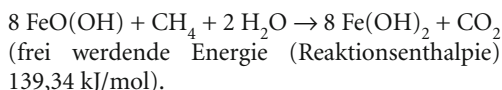
Das Sulfid des Pyrits (bzw. Markasits) wurde also in ein Sulfat überführt, wobei freie Schwefelsäure entsteht.

Die Versauerung durch Pyritverwitterung (Entstehung von Schwefelsäure) ihrerseits wirkt auf das (grundwasserleitende) Gestein ein und kann aus diesem Kationen herauslösen, z.B. Na^+ -Ionen, wodurch es zur Bildung von $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Wässern kommt. Solche Lösungsinhalte entstehen also im Grundwasser nicht nur durch Ionen-Austausch, sondern auch als Folge chemischer Prozesse. Die Oxidationsvorgänge sind exotherm, d.h. es wird Wärme frei. Deshalb sind Wässer, in welchen Oxidationsprozesse abgelaufen sind, meist etwas wärmer als die, welche unter vergleichbaren hydrogeologischen Verhältnissen vorliegen, ohne ihres Sauerstoff-Gehaltes beraubt zu sein.

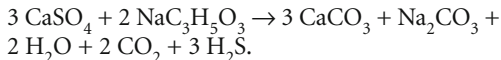
Durch den Oxidationsprozess verliert das Grundwasser seinen Gehalt an freiem Sauerstoff (Sauerstoffzehrung), das Wasser wird sauerstoffarm. Man spricht deshalb von „**reduzierten Wässern**“ (GERB, 1953).

Sauerstoffzehrung findet nicht nur im Kontakt mit anorganischen Stoffen, sondern auch durch organische Substanzen wie Huminsäuren, Torf, Kohle oder Erdöl statt. In solchen Schichten ist das Grundwasser meist völlig frei von gelöstem Sauerstoff.

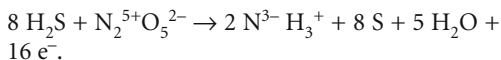
Die reduzierende Energie eines Systems nimmt mit fallendem Potenzial zu. Das kann soweit führen, dass weniger stabile sauerstoffhaltige Ionen von Säuren oder Basen ihres Sauerstoffs beraubt werden. So wird das III-wertige Eisenoxidhydrat im Kontakt mit organischen Substanzen durch Methan (CH_4) zum II-wertigen reduziert, wobei der Kohlenstoff des Methans durch den Sauerstoff im FeO(OH) -Molekül zu CO_2 oxidiert wird:



Das sauerstoffhaltige SO_4^{2-} -Anion des Calciumsulfats (Anhydrit CaSO_4) kann chemisch ebenfalls reduziert werden, z.B. durch Natriumlactat ($\text{NaC}_3\text{H}_5\text{O}_3$):



Das SO_4^{2-} -Anion des Anhydrits wurde zum sauerstofffreien Schwefelwasserstoff (H_2S) reduziert. Solche Reduktionen von sauerstoffhaltigen Anionen erfolgen meist unter Beteiligung von Mikroben (Abschn. 3.9.6.2), auch die der Nitrat-Reduktion (OBERMANN, 1988; ROHMANN & SONTHEIMER, 1985). Letztere ist zum Verständnis von Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit eminent wichtig, z.B. durch Schwefelwasserstoff:



Dabei wird das V-wertige, positiv geladene Stickstoff-Atom zum III-wertig negativ geladenen im Ammoniak reduziert, das Schwefel-Atom im Schwefelwasserstoff zu elementarem Schwefel oxidiert.

Nach OTTOW (1981) wie auch anderen Autoren ist in natürlichen Grundwassersystemen eine Abfolge von Redoxreaktionen in Abhängigkeit vom Redoxpotenzial E_H festzustellen. Die Redoxprozesse setzen in dieser Reihenfolge ein:

- Sauerstoff-Aufnahme, oxidiertes Milieu $E_H > 400 \text{ mV}$
- Nitrat-Reduktion $E_H +600 \text{ bis } +300 \text{ mV}$
- Mangan-Reduktion $E_H +500 \text{ bis } +220 \text{ mV}$
- Eisen-Reduktion $E_H +400 \text{ bis } +180 \text{ mV}$
- Sulfat-Reduktion $E_H +100 \text{ bis } -200 \text{ mV}$
- Methan-Bildung $E_H -150 \text{ bis } -280 \text{ mV}$

Für die Praxis ist die schon bei relativ hohem Potenzial-Niveau einsetzende Nitrat-Reduktion besonders hervorzuheben, dank derer der negative Einfluss von Überdüngungen in der Landwirtschaft auf die Grundwasserbeschaffenheit (Abschn. 4.7.2.2) retardiert ist.

Kennzeichnende chemische Merkmale reduzierter Wässer sind Sauerstoff-Defizite, merkliche Gehalte an Eisen-II- und Mangan-II-Ionen, reduzierte Nitrate (also niedrige Nitrat-Gehalte)

3 sowie Anteile von H_2S , NO_2^- - und NH_4^+ -Ionen. Besonders in oberflächennahen Grundwasserleitern finden Redoxreaktionen statt, meist mikrobiell-katalytisch aktiviert. Konzentrationsverteilungen von O_2 , NO_3^- , N_2 , N_2/Ar , $\delta^{15}\text{N}$, Mn^{2+} und Fe^{2+} ließen bei Untersuchungen von Grundwasserleitern des Pleistozäns bei Bocholt, Nordrhein-Westfalen (LEUCHS, 1988), erkennen, dass die Mikroorganismen mit abnehmendem Energiegewinn pro Mol oxidierten organischen Kohlenstoffs nacheinander reduzieren. D.h. mit zunehmender Tiefe tritt eine zunehmende Anreicherung von O_2 , NO_3^- , Mn(IV)-Oxid und Fe(III)-Hydroxid auf. Im Gegensatz zur Annahme von GERB (1953) vollziehen sich solche Reduktionsvorgänge relativ kurzfristig. Im Fuhrberger Feld nördlich von Hannover stellten BÖTTCHER et al. (1989) für die Nitrat-Reduktion Zeitspannen von 1,2 bis 2,1 Jahren, für die Sulfat-Reduktion von ca. 76 bis 100 Jahren fest. Die Untersuchungen an massiven Verunreinigungsherden wie Mülldeponien (GOLWER et al., 1976) haben gezeigt, dass sich im Unterstrom einer Deponie eine Reduktionszone herausbildet. Die Reduktionszone entsteht unmittelbar unter dem Einfluss reduzierender Substanzen aus dem Müllkörper und geht bei zunehmendem Sauerstoff-Gehalt durch seitlichen Zustrom anderer sauerstoffhaltiger Grundwässer in eine Übergangszone mit zeitweisen Sauerstoff-Gehalten über. Die reduzierende Wirkung endet schließlich an der Oxidationszone, wo wieder erhöhte Gehalte an freiem Sauerstoff vorliegen (Abb. 132). Diese Prozesse wurden in Gerinneversuchen nachvollzogen und bestätigt (KRETZSCHMER, 1989).

Änderungen des Redoxpotenzials wirken sich nicht nur horizontal sondern auch vertikal aus. So können z.B. infolge Grundwasserspiegelschwankungen in einzelnen Schichten die Redoxpotenziale ständig wechseln. Die Folge ist eine Bodenverockerung. Dabei wird der Sauerstoff-Gehalt unter dem Einfluss von Huminsäuren im Grundwasser vermindert, Fe^{2+} -Ionen können in Lösung gehen. Fällt der Wasserspiegel, dringt sauerstoffhaltige Bodenluft nach, die gelösten Fe^{2+} -Ionen, die im Haftwasser die Bodenpartikel umhüllen, werden zu Fe^{3+} -Ionen oxidiert, die – da ihre Verbindungen schwer wasserlöslich sind – als Fe^{3+} -Hydroxid ausfallen (Raseneisenerzbildungen).

Ein ähnlicher, häufig jedoch folgenreicherer Vorgang ist die **Verockerung** von Brunnenfiltern. Solange nur das Fe^{2+} -haltige reduzierte Grundwasser den Brunnenfilter umspült, scheidet kein Eisen aus, da das in reduzierten Grundwässern enthaltene Fe^{2+} -Ion leichter wasserlösliche Verbindungen bildet. Sobald jedoch der Wasserspiegel im Brunnen infolge Wasserförderung fällt, strömt sauerstoffhaltige Bodenluft nach, welche die Fe^{2+} -Ionen im Haftwasser des Brunnenfilters (insbesondere in Filterschlitzten und im Hohlraum der Filterkiese) zu Fe^{3+} -Ionen oxidiert, die ebenfalls als Fe^{3+} -Hydroxide ausfallen und – infolge ständiger Wiederholung dieses Prozesses – zur gefürchteten Filterverockerung führen. Die Brunnen altern vorzeitig, ihre Leistung lässt schnell nach (Abschn. 4.3.4.4). Eine Abhilfe stellt die Vergleichmäßigung der Grundwasserförderung dar.

3.9.4.6 Eintrag und Transport organischer Stoffe im Untergrund

Organische Stoffe finden in der Ökologie große Beachtung, da einige dieser Stoffe kanzerogen oder ab bestimmten Konzentrationen giftig sind (PARACELSUS THEOPHRASTUS BOMBASTUS VON HOHENHEIM, schweizerischer Universalgelehrter; 1493–1541): „Sola dosis facit venenum!“ dt. „Allein die Dosis macht das Gift!“. Dazu gehören vor allem Pflanzenschutzmittel und Biozidprodukte, die nur zu einem meist kleineren Teil die Pflanzen erreichen, zum größeren Teil beim Versprühen in die Atmosphäre übertreten und zu Schadstoffeinträgen in Boden und Grundwasser führen (Abschn. 4.7.2.2). Ferner zählen dazu (Abschn. 4.7.2.5) chlorierte Kohlenwasserstoffe (CKW), polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK) oder polychlorierte Biphenyle (PCB) u.a.m. Vielfältig sind die Faktoren, die das Transportverhalten solcher Stoffe bedingen. Dabei spielen organische Verbindungen eine aktive und eine passive Rolle. Zum Aktiv-Verhalten gehört ihre Eigenschaft, gelöst oder in fester Form bei geohydrochemischen Prozessen als Komplexbildner, als Sorbent, als Reduktionsmittel oder als Nahrung für Mikroorganismen zu wirken.

Wesentlicher ist jedoch ihr Passiv-Verhalten, d.h. ihr Eintrag und ihre Ausbreitung im Unter-

grund, bewirkt durch vielfältige Transportmechanismen. Das Erkennen solcher Mechanismen ist heute um so wichtiger, als viele der dem Grundwasser schadenden Stoffe organogen sind, die Einschätzung von Schadensumfängen, ihre nachteiligen ökologischen Wirkungen und die erforderlichen Sanierungen oder Vermeidungsstrategien Kenntnisse des Transportverhaltens voraussetzen. Maßgebend ist zunächst die Löslichkeit (Abschn. 3.9.3.2), von welcher die **Mobilität** eines Stoffes im Grundwasser ausgeht. Die gelösten Stoffe werden in der wasserungesättigten konvektiv (vertikal), in der wassergesättigten Zone jedoch vorwiegend advektiv (horizontal) transportiert, d.h. die Verfrachtung erfolgt zunächst vertikal in Sickerichtung und dann in Richtung der Grundwasserströmung. Innerhalb des Grundwasserkörpers wird ebenfalls eine Vertikalkomponente wirksam, die jedoch allgemein wesentlich geringer als die Horizontalkomponente ist. Im Verlauf des Transportes kommt es zu einer Ausbreitung der gelösten Stoffe (nicht nur organischer, sondern naturgemäß auch anorganischer). Ursache sind molekulare Diffusionen als Folge von Konzentrationsunterschieden zwischen Grundwasserbereichen verschieden konzentrierter Lösungsinhalte sowie hydromechanische Dispersionen. Solche Dispersionen werden durch Unterschiede der Korngrößen und (daraus resultierend) des fließenden Grundwassers sowie Umströmungen im Korngerüst verursacht. Dispersionen haben Verdünnungen eingetragener Stoffe zur Folge.

Außer Dispersionen kommt es im Verlauf des Transports zu **Retardierungen** (Verlangsamung, Verzögerung) der Verfrachtung, und zwar als Folge von Sorptionsprozessen. Wesentlich ist dabei das Ausmaß der adsorbierenden Wirkung durch im Grundwasserleiter enthaltene feinverteilte organische Stoffe (z.B. Humus, Fulvin), quantifizierbar über den Faktor f_{oc} (Quotient aus dem Gewicht des organisch gebundenen Kohlenstoffs und dem Gesamtgewicht der Probe in g). In Schüttel- (sog. Batch-) Versuchen oder auch Säulenversuchen wird die Sorptionskapazität eines Bodens dadurch ermittelt, dass die zu testende Substanz mit der Bodenprobe zusammengebracht und (analytisch) bestimmt wird, wie viel Testsubstanz am Boden haftet (sorbiert wurde) und wie viel in Lösung gegangen bzw. geblieben ist. Zwischen beiden ergibt sich bei geringen Konzentrationen in erster Näherung eine lineare

Funktion, die graphisch als Gerade mit einer bestimmten Steigung darstellbar ist:

$$\beta(X_{Bo}) = K_D \cdot \beta(X_{Lsg}) \quad \text{Gl. 132}$$

$\beta(X_{Bo})$ = Konzentration des am Boden sorbierten Stoffes ($\mu\text{g/kg}$),
 K_D = Steigung der Geradenfunktion = Adsorptionskoeffizient (1),
 $\beta(X_{Lsg})$ = Gleichgewichtskonzentration in der Lösung ($\mu\text{g/l}$).

Der K_D -Wert ist dabei eine stoffspezifische Größe.

Als Maß für die Sorptionseigenschaften organischer Stoffe wurde das **Octanol-Wasser-Verteilungsverhältnis** K_{OW} gewählt. Es erlaubt für unpolare, nicht oder nicht stark ionische Kohlenwasserstoffe (Abschn. 3.9.3.2.2) eine Näherungsbeschreibung ihrer Adsorptionswirkung. Octanol wurde als Referenzadsorbens gewählt, weil es Eigenschaften wie typische Schadstoff-Phasen in der Natur hat. Zur Ermittlung wird die zu testende organische Substanz X mit einem Gemisch aus Octanol und Wasser so lange geschüttelt, bis sich ein Verteilungsgleichgewicht eingestellt hat. Durch direkte Analysen beider Phasen wird die Menge sorbierter Substanz bestimmt. Dann ist:

$$K_{OW} = \frac{c(X_{Oct})}{c(X_W)} \quad \text{Gl. 133}$$

K_{OW} = Verteilungsverhältnis eines Stoffes in Octanol/Wasser (1),
 $c(X_{Oct})$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes X in Octanol (mol/l),
 $c(X_W)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes X in Wasser (mol/l).

Für zahlreiche Stoffe liegen die K_{OW} -Werte in veröffentlichten Tabellen vor (z.B. LEO & HANSCH, 1979; SCHMIDT et al., 1983); meist wird der K_{OW} -Wert logarithmiert angegeben. Zwischen dem Adsorptionskoeffizienten K_D und dem K_{OW} -Wert bestehen Beziehungen, die in der Regel aus (Labor-)Versuchsergebnissen durch Regressionsrechnungen abgeleitet werden. Für einen weiteren Bereich organischer Substanzen und natürlicher Sorbenten wurde folgender Zusammenhang gefunden (MATTHEß, 1993):

3

$$\lg K_D = 0,72 \cdot \lg K_{OW} + \lg f_{oct} + 0,5 \quad \text{Gl. 134}$$

K_D = Steigung der Geradenfunktion = Adsorptionskoeffizient (1),

K_{OW} = Verteilungsverhältnis eines Stoffes in Octanol/Wasser (1),

f_{oct} = Quotient aus dem Gewicht des organisch gebundenen Kohlenstoffs und dem Gesamtgewicht der Probe (1).

Das Ausmaß der Retardierung (Verlangsamung, Verzögerung) des Transports eines Stoffes wird durch den **Retardierungsfaktor R** ausgedrückt. Dieser ist abzuschätzen nach:

$$\{R\} = 1 + \frac{\{\rho_{Sch}\}}{\{n_{Peff}\}} \cdot \{K_D\} \quad \text{Gl. 135}$$

R = Retardierungsfaktor (1),

ρ_{Sch} = Schüttdichte des Sediments (etwa 2 g/cm³),

n_{Peff} = effektiver Porenanteil (bei Sedimenten 0,05 – 0,2) (1),

K_D = Adsorptionskoeffizient (1).

Durch Säulenversuche oder besser im Gelände kann das Ausbreitungsverhalten von organischen und anorganischen Stoffen erfasst bzw. die in Laborversuchen ermittelten Werte naturnah überprüft werden. Dabei sollte jedoch nicht übersehen werden, dass es sich bei derart ermittelten Werten, wie z.B. Verteilungskoeffizienten, letzten Endes nur um black-box-Daten handelt, d.h. die Eingangsbedingungen sind festgelegt bzw. bekannt, die Ergebnisse gemessen, die Prozesse selbst (im Versuchsmedium) im Detail jedoch unbekannt geblieben. Deshalb muss die Übertragbarkeit der Versuchsergebnisse auf Naturverhältnisse kritisch gesehen werden, zumal in La-

borversuchen die Naturgegebenheiten in allen Varianten nur angenähert zu simulieren sind. Verteilungskoeffizienten wie der K_{OW} -Wert sollten deshalb nur als größenordnungsmäßige Hinweise gewertet werden. In diesem Sinne sind auch die Angaben der Beziehungen zwischen Wasserlöslichkeit (L), Octanol-Wasser-Verteilungskoeffizient F ($\lg K_{OW}$), Sorption und Transport zu verstehen (Tab. 45).

Außer diesen chemischen und physikalisch-chemischen wirken wesentlich auch mikrobiologische Abbauprozesse (Abschn. 3.9.6.2) auf eingetragene Stoffe und ihre Ausbreitung ein, sodass mehrere Faktoren und Prozesse die Änderungen von Beschaffenheit und Konzentration eingetragener Stoffinhalte im Grundwasser bewirken, deren jeweilige Aktivität und Kinetik unterschiedlich und wechselnd verläuft; außerdem beeinflussen sie sich gegenseitig. Dabei ist immer zu bedenken, dass die Geschwindigkeiten der sich im Untergrund bewegendes Wasser im Verhältnis zu oberirdischen Gewässern sehr gering sind (vertikal im Sickerbereich meist um 1 m/a). Als Ergebnis ist festzuhalten, dass aus der Erdoberfläche in den Untergrund eingetragene Stoffe unterschiedlicher Genese und Zusammensetzung bei Transport und Ausbreitung Veränderungen in der Konzentration und Zusammensetzung erfahren, die letztlich dem jeweiligen geohydrochemischen Milieu, d.h. den dort herrschenden Bedingungen entsprechende Lösungsinhalte ergeben (Abb. 67). In der Regel kommt es zu einer Verarmung des Stoffspektrums.

3.9.4.7 Thermodynamik

Chemische und physikalische Prozesse, von denen die Löslichkeiten und Konzentrationen der

Tab. 45: Beziehungen zwischen Wasserlöslichkeit L , Verteilungsverhältnis eines Stoffes in Octanol/Wasser K_{OW} , Sorption und Transport (SCHMIDT et al., 1983).

Wasserlöslichkeit L ml/l	Octanol-Wasser-Verteilungs- koeffizient F ($= \lg K_{OW}$)	Sorption	Transport
> 100	< 3	gering	schnell
100 – 0,1	3 – 4	gering bis gut	verzögert
< 0,1	> 4	sehr gut	gering

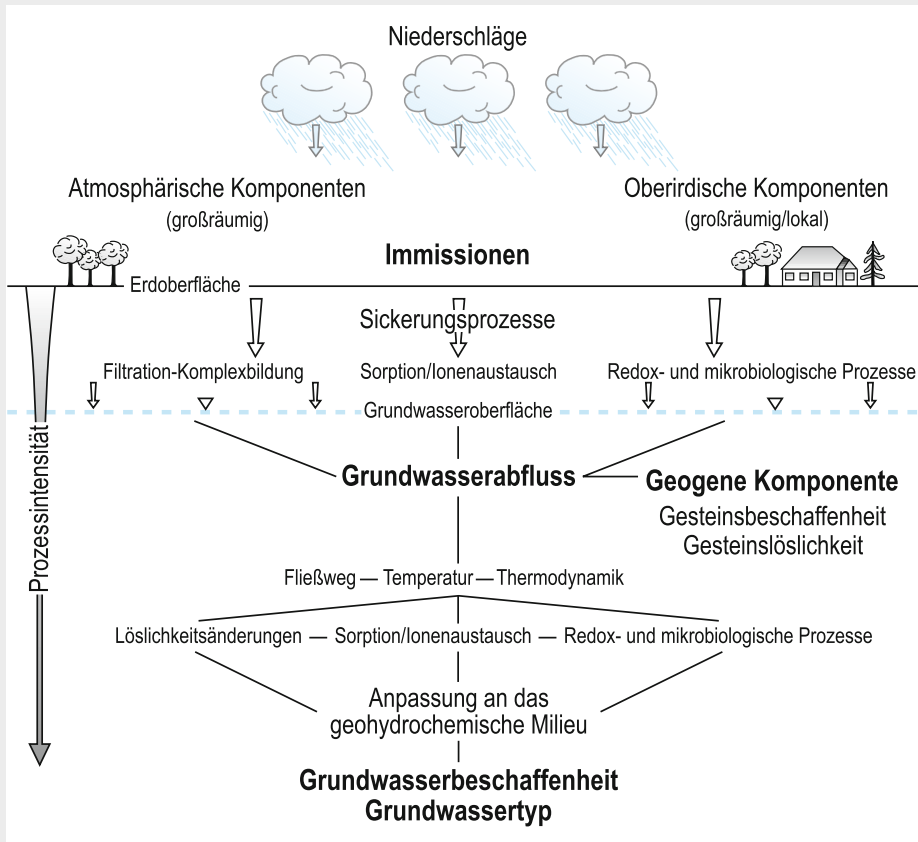


Abb. 67: Prozesse in wasserungesättigten und -gesättigten Zonen.

Stoffe im Grundwasser abhängen sowie deren Kinetik verlaufen keineswegs für sich allein, sondern in gegenseitiger Abhängigkeit nach thermodynamischen Gesetzmäßigkeiten, d.h. sie unterliegen einer temperaturgesteuerten Dynamik.

Bei chemischen und physikalisch-chemischen Reaktionen wird Energie in mechanischer Form, als Licht, Wärme oder Elektrizität aufgenommen, in chemische Energie umgeformt und gespeichert oder in einer der genannten Energieformen wieder abgegeben.

Die Grundlage der Thermodynamik bilden ihre drei Hauptsätze:

- Es gibt mehrere Energieformen (Wärme, elektrische, magnetische oder mechanische), doch bleibt die Energie bei allen Prozessen erhalten.
- Ein mit Energie-(Wärme-) Umsatz verbundener Umwandlungsprozess verläuft immer von einem höheren zu einem niederen Energieniveau und ist nicht vollkommen reversibel, da alle Energiesysteme energetisch irreversible Anteile (Entropie eines Stoffes) enthalten.
- Beim absoluten Nullpunkt ($T = 0 \text{ K}$ bzw. $\vartheta = -273,15 \text{ °C}$) ist die Entropie Null; dieser Punkt ist nur asymptotisch erreichbar.

3 Die Thermodynamik unterscheidet drei energetische Größen, die zueinander in funktionaler Beziehung stehen:

$$G = H - T \cdot S \quad \text{Gl. 136}$$

G = molare freie Enthalpie, auch GIBBS-Enthalpie genannt: Für eine Reaktion frei verfügbares Energiepotenzial eines Stoffes, reaktionstreibende Kraft (J/mol),

H = molare Enthalpie: Der gesamte innere Energieinhalt eines Stoffes zuzüglich des Energieproduktes aus Druck und Volumen (J/mol),

T = absolute Temperatur (K),

S = molare Entropie: Nicht frei verfügbarer, d.h. nicht in Reaktionsenergie umsetzbarer Energieanteil desselben Stoffes (J/(mol·K)).

In jedem thermodynamischen System gibt es drei mögliche variable „Zustandsgrößen“: Druck p , Temperatur T und Volumen V . Vereinfachend werden zur Darstellung von Stoffenergiesystemen jeweils meist nur zwei Variable verwandt, während die dritte konstant bleibt: Bei konstanter Temperatur wird von isothermen, bei konstantem Druck von isobaren und bei konstantem Volumen von isochoren Systemen gesprochen.

Ebenfalls vereinfachend wird vorausgesetzt, dass bei Prozessen geschlossene Systeme vorliegen und daher „**thermodynamische Gleichgewichte**“ erreicht oder nahezu erreicht werden.

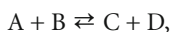
In chemischen Reaktionen haben die Reaktionspartner bestimmte Energieinhalte und streben entsprechend den jeweils vorliegenden Zustandsgrößen (p , T) thermodynamische Gleichgewichte an, wobei sich – sofern diese Prozesse reversibel sind – neue Gleichgewichte einstellen. Daher sind nicht die Absolutwerte der Energien zu betrachten, sondern deren Änderungen während einer Reaktion.

Die Gleichgewichtslage der Reaktionen zwischen den Konzentrationen der Reaktionspartner ergibt sich aus der **BOLTZMANN-Verteilung** (LUDWIG BOLTZMANN, österreichischer Physiker; 1844–1906):

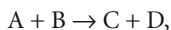
$$K_c = \frac{c(C) \cdot c(D)}{c(A) \cdot c(B)} = e^{-\frac{\Delta G_R}{RT}} \quad \text{Gl. 137}$$

K_c	= Gleichgewichtskonstante der Reaktion (1),
$c(A) \dots c(D)$	= Konzentration der Reaktionspartner im Gleichgewicht (mol/l),
ΔG_R	= Standard-GIBBS-Reaktionsenergie (J/mol),
R	= universelle Gaskonstante = 8,314 (J/(mol·K)),
T	= absolute Temperatur (K).

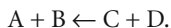
Ist eine chemische Reaktion reversibel:



so ist das Gleichgewicht der Reaktion nach rechts verschoben (exergonisch), wenn $\Delta G < 0$:



und nach links (endergonisch), wenn $\Delta G > 0$:



Die Differenz ΔG_R der Freien Enthalpie G bei Reaktionen wird gemäß dem zweiten Hauptsatz und bei konstantem Druck durch drei Komponenten bestimmt:

$$\Delta G_R = \Delta U_R + p \cdot \Delta V_m - T \cdot \Delta S_R \quad \text{Gl. 138}$$

ΔG_R = Differenz der Freien Enthalpien der einzelnen Reaktionspartner (J/mol),

ΔU_R = Differenz der molaren Bindungsenergien der einzelnen Reaktionspartner (J/mol),

p = Druck (N/m²),

ΔV_m = Volumenänderung (m³/mol),

T = absolute Temperatur (K),

ΔS_R = Differenz der molaren Entropien der einzelnen Reaktionspartner (J/(mol · K)).

ΔU_R ist die Differenz ($U_1 - U_2$) der molaren Bindungsenergien zwischen den Reaktionspartnern auf der linken (U_1) und der rechten Seite (U_2) obiger (allgemeiner) Reaktionsgleichung. $p \cdot \Delta V_m$ ist die Volumenarbeit durch die Reaktion aufgrund struktureller Unterschiede der Moleküle. Die Summe von ΔU_R und $p \cdot \Delta V_m$ ergibt die Enthalpieänderung ΔH der Reaktionspartner. Ist $\Delta H < 0$, liegt eine **exotherme Reaktion** (Prozesse, die

unter Abgabe von Wärmeenergie ablaufen), $\Delta H > 0$ eine **endotherme Reaktion** (Prozesse, die unter Aufnahme von Wärmeenergie aus der Umgebung ablaufen) vor. Allgemein gilt also für Gleichgewichtslagen chemischer Reaktionen:

$$\Delta G = \Delta H - T \cdot \Delta S \quad \text{Gl. 139}$$

ΔG = Differenz der Freien Enthalpien der einzelnen Reaktionspartner (J/mol),

ΔH = Differenz der molaren Enthalpien der einzelnen Reaktionspartner (J/mol),

T = absolute Temperatur (K),

ΔS = Differenz der molaren Entropien der einzelnen Reaktionspartner (J/(mol·K)).

Zum Zeitpunkt des thermodynamischen Gleichgewichts wird bei Konstanz von Druck und Temperatur die freie Energie G Null ($\Delta G = 0$). Aus dem 2. Hauptsatz ergibt sich, dass nur dann eine Reaktion ablaufen kann, wenn ein Energiegefälle zwischen den Reaktionspartnern vorhanden ist. Daraus folgt, dass Reaktionen (nur) solange ablaufen, wie thermodynamische Energiegefälle bestehen. Ist der Ausgleich erfolgt, hat sich das thermodynamische Gleichgewicht des Systems eingestellt, in dem dann keine Reaktionen mehr ablaufen. Für den freiwilligen Ablauf einer Reaktion muss also die (gesamte) Enthalpie der Reaktionsprodukte eines Systems geringer als die der beteiligten Reaktionsteilnehmer (vor Beginn der Reaktion) sein, weil sonst eine Reaktion nicht erfolgen kann; und der Ablauf wird um so spontaner sein, je größer die Energiedifferenz ist.

Allgemein gilt für die Änderung der freien Reaktionsenthalpie während einer Reaktion:

$$\begin{aligned} \Delta(G_{\text{Reaktion}}) &= \sum \left(\Delta_{\text{Bildung}} G_{\text{Reaktionsprodukte}} \right) \\ &\quad - \sum \left(\Delta_{\text{Bildung}} G_{\text{Ausgangsstoffe}} \right) \\ &= \Delta H - T \cdot \Delta S. \end{aligned} \quad (\text{Gl. 139})$$

$\Delta G_{\text{Reaktion}}^{\circ}$ (unter Standardbedingungen: $\Delta G_{\text{Reaktion}}^{\circ}$) stellt die treibende Kraft der Reaktion dar und wird deshalb als thermodynamisches Potenzial oder (meistens) als **GIBBS-Enthalpie** (JOSIAH WILLARD GIBBS, US-amerikanischer Physiker; 1839–1903) bezeichnet. Naturgemäß enthält die stabilste Phase eines Systems (Elemente

und deren Verbindungen) die geringste, die instabilste die meiste freie Energie. Die freie Bildungsenthalpie $\Delta_{\text{Bildung}}^{\circ} G^{\circ}$ der Stoffe wird bei konstantem Druck und konstanter Temperatur in kJ/mol angegeben (häufig bei Standard-Bedingungen von $p = 1\,013,24$ hPa und $\vartheta = 25$ °C; SATP = Standard Ambient Temperature and Pressure) (Tab. 46).

Gleichgewichte chemischer Reaktionen sind durch stoffspezifische Konstanten festgelegt, z.B. durch Dissoziationskonstanten, Löslichkeitsprodukte oder Bildungskonstanten komplexer Verbindungen. Gleichgewichte einer Reaktion, festgelegt durch Konstanten, haben thermodynamisch freie Enthalpien, von ihnen hängt somit auch die Bildungsenergie (Wärmetönung) der Reaktion ab. Unter Standardbedingungen gilt allgemein:

$$\Delta G_{298} = -R \cdot T \cdot \ln K = -5,71 \cdot 10^3 \text{ (J/mol)} \cdot \lg K \quad \text{Gl. 140}$$

ΔG_{298} = Änderung der freien Reaktionsenthalpie (J/mol),

R = universelle Gaskonstante = 8,314 J/(mol·K),

T = absolute Temperatur (K) (hier $T = 298$ K bzw. $\vartheta = 25$ °C),

K = Gleichgewichtskonstante (1).

Die Geschwindigkeit einer thermodynamischen Reaktion hängt bei nicht spontan ablaufenden Reaktionen von der Konzentration, der Temperatur und der molekularen Ordnung der Reaktionspartner ab. Da diese Größen unterschiedlich verteilt sind, laufen die jeweiligen chemischen Reaktionen unterschiedlich schnell ab.

In wässrigen Lösungen sind alle Gleichgewichtskonstanten der Löslichkeit und dann auch des Transports temperatur- und druckabhängig; die Druckabhängigkeit bleibt dabei weitgehend auf Gase beschränkt. Unter Gleichgewichtskonstanten sind nicht nur stoffspezifische Löslichkeiten, sondern auch solche elektrochemischer Potenziale (pH- und E_H -Wert) oder des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts zu verstehen. Alle chemischen Reaktionen im (Grund-) Wasser sind daher als thermodynamische Systeme zu sehen, deren Gleichgewichte den jeweiligen Bildungsenergien der Reaktionspartner entsprechen. Änderungen der Druck-Temperatur-Bedingungen

3

Tab. 46: Freie Bildungsenthalpien ΔG° (kJ/mol) für verschiedene Stoffe bei $p = 1013,24$ hPa und $\vartheta = 25$ °C.

Formel (Stoff)	Zustand	freie Bildungs- enthalpien ΔG° (kJ/mol)	Formel (Stoff)	Zustand	freie Bildungs- enthalpien ΔG° (kJ/mol)
CaCO ₃ (Calcit)	c	- 1 129,6	KAlSi ₃ O ₈ (Kalifeldspat)	c	- 3 584,0
Ca(HCO ₃) ₂	aq	- 1 728,4	NO ₂ ⁻	aq	- 34,5
CaSO ₄	c	- 1 321,2	NO ₃ ⁻	aq	- 110,7
CaSO ₄ · 2 H ₂ O	c	- 1 797,0	NH ₄ ⁺	aq	- 79,6
CO ₂	g	- 394,7	NH ₄ OH	aq	- 264,0
CO ₂	aq	- 386,5	Na ⁺	aq	- 262,1
H ₂ CO ₃	aq	- 623,9	NaCl	aq	- 393,3
HCO ₃ ⁻	aq	- 587,5	NaHCO ₃	aq	- 849,5
CO ₃ ²⁻	aq	- 528,5	Na ₂ SiO ₃	c	- 1 427,8
Cl ⁻	aq	- 131,3	O ₂	g	0
HCl	aq	- 131,3	H ₂ O	aq	- 131,8
Fe ²⁺	aq	- 85,0	OH ⁻	aq	- 157,4
Fe ³⁺	aq	- 10,6	O ₂	aq	+ 54,4
Fe(OH) ₂	aq	- 234,1	S ²⁻	aq	+ 158,8
Fe(OH) ₃	aq	- 444,7	SO ₃ ²⁻	aq	- 486,1
FeS ₂ (Pyrit)	c	- 150,7	SO ₄ ²⁻	aq	- 742,5
H ⁺	aq	0	HS ⁻	aq	+ 12,6
H ₂	g	0	Beispiel für die Berechnung von ΔG_R : Chemische Reaktion: $2 \text{ HCl} + \text{MgCO}_3 \rightarrow \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$ ΔG° 2 HCl: (2x - 131,3) - 262,6 MgCO ₃ } - 1 030,0 MgCl ₂ } - 718,9 H ₂ CO ₃ } - 623,9 Energieänderung dieser Reaktion je Mol der Reaktionsprodukte: $\Delta G_R = [(- 718,9) + (- 623,9)] - [(- 1 030,0) + (- 262,6)] = - 50,2 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$		
Mg ²⁺	aq	- 456,3			
MgCl ₂	aq	- 718,9			
MgSO ₄	aq	- 1 198,9			
MgCO ₃	c	- 1 030,0			
Mn ²⁺	aq	- 227,8			
Mn ³⁺	aq	(- 82,1)			
K ⁺	aq	- 282,5			

Anmerkung: Das negative Vorzeichen gibt an, dass Energie bei der Reaktion frei wird.

Zustand: c = kristallin, aq = wässrige Lösung, g = gasförmig.

führen zu Änderungen der thermodynamischen Gleichgewichte und damit zu Änderungen der Löslichkeiten und Konzentrationen von Stoffen (und Gasen) im Wasser.

Als Maß für die thermodynamische Aktivität in einem geohydrochemischen System kann der Sättigungs-Index I_s gelten, der den Sättigungsgrad des Lösungsinhaltes eines Wassers hinsicht-

lich chemischer Spezies oder der im Wasser gelösten Minerale charakterisiert. I_s ergibt sich als Quotient aus dem Ionenaktivitätsprodukt (I_{AP}), der aus den Analysendaten errechneten Aktivitäten der gelösten Ionen $\{A^{v-}\}^m \cdot \{B^{v+}\}^n$ und dem zugehörigen Löslichkeitsprodukt (L_{AB} , Abschn. 3.9.3.2.3):

$$I_s = \lg \frac{I_{AP}}{L_{AB}} \quad \text{Gl. 141}$$

I_s = Sättigungs-Index,
 I_{AP} = Ionenaktivitätsprodukt der Ionen
 $\{A^{v-}\}^m$ und $\{B^{v+}\}^n$,
 L_{AB} = Löslichkeitsprodukt ($\text{mol}^{m+n}/\text{l}^{m+n}$).

Ist das I_{AP} der untersuchten chemischen Spezies in der analysierten Wasserprobe größer als ihr Löslichkeitsprodukt, ist also $I_s > 0$, dann ist dieses Wasser übersättigt mit den Ionen dieser Spezies. Umgekehrt ist bei Untersättigung $I_s < 0$ und bei Sättigungsgleichgewicht $I_s = 0$ (Beispiel in Tab. 64). Der Sättigungs-Index ist somit ein Maß für die Abweichung der Konzentration (im jeweils betrachteten geohydrochemischen System) von dem thermodynamischen Gleichgewicht (d.h. der Sättigungskonzentration). Unter Berücksichtigung der Gesteinsbeschaffenheit des durchflossenen Grundwasserleiters werden die Ergebnisse der I_s -Berechnungen interpretiert. Für diese sehr aufwendigen Berechnungen stehen EDV-Programme (z.B. WATEQF, PHREEQC; Abschn. 3.9.7.4.4) zur Verfügung (DVWK, 1992b).

3.9.5 Grundwasserfauna

Obwohl das Grundwasser von extremen Lebensbedingungen geprägt ist, bietet es Lebensraum für eine Vielzahl von Organismen, so dass man Grundwasser zunehmend auch als Ökosystem begreift. Zu den extremen Bedingungen gehören die permanente Dunkelheit, die räumliche Enge, konstant niedrige Temperaturen und Nährstoffknappheit. Der gemeinsame Projekt-kreis „Grundwasserbiologie“ von DWA und DVGW stellte den aktuellen Kenntnisstand zum Lebensraum Grundwasser in einer ausführlichen Übersicht zusammen (VDG, 2005).

Mikroorganismen stehen im Grundwasser am Anfang der Nahrungskette und bilden neben partikulärem organischem Material die Lebensgrundlage für Protisten und Grundwassertiere. Allein für Deutschland sind über 500 Tierarten beschrieben, die sich ursprünglich von Tiergruppen der Oberflächengewässer ableiten, jedoch eine Weiterentwicklung und Anpassung an die Grundwasserbedingungen vollzogen haben. Zu den wichtigsten Grundwassertieren zählen die Krebstiere (*Crustacea*) mit den Wasserflöhen (*Cladocera*), Ruderfußkrebse (*Copepoda*), den Muschelkrebse (*Ostracoda*) und den Brunnenkrebse (*Bathynellacea*), aber auch Asseln (*Isopoda*). Auch Würmer (*Vermes*), Schnecken (*Gastropoda*) und Insektenlarven können ins Grundwasser einwandern (MATZKE & HAHN, 2005). Echte, (stygobionte) Grundwassertiere sind bedeutend kleiner als ihre Verwandten, augen- und farblos und ihre Körper sind für das Leben im Interstitial (Lückensystem) abgeflacht. Außerdem weisen sie deutlich verlangsamte Stoffwechsel- und Reproduktionsraten auf (PREUB & SCHMINKE, 2004). Mit ihren Fraßtätigkeiten und Bewegungsaktivitäten spielen sie eine wichtige Rolle für den Nährstoffkreislauf und die Durchlässigkeit des Lückensystems. Eine genaue Übersicht über Grundwassertiere und ihre Ökologie geben SCHMINKE & GAD (2007).

3.9.6 Mikrobiologie des Grundwassers

Die Bedeutung biologischer Vorgänge im Grundwasser ist mindestens genauso groß wie die chemischer und physikalischer. Es zeigt sich nämlich zunehmend, dass kaum Prozesse im Grundwasser ablaufen an denen keine Mikroben, zumindest katalytisch, beteiligt sind (GRIEBLER & MÖSSLACHER, 2003; HUNKELER et al., 2006). Der DVWK-Fachausschuss „Mikrobiologie“ hat die in zahlreichen Publikationen verstreuten Erkenntnisse zusammengefasst, um „die Bedeutung biologischer Vorgänge für die Beschaffenheit des Grundwassers“ herauszustellen (DVWK, 1988; VDG, 2005).

Mikroorganismen kommen überall im Boden und im Grundwasser vor. So sind in 1 g Boden bis zu 25 Milliarden **Keime** (nicht näher de-

3

finierte Krankheitserreger) mit einem Trockengewicht von etwa 1 mg vorhanden. Wichtig sind dabei ihre große Anpassungsfähigkeit an das Milieu und ihre hohe Vermehrungsrate. Ein Bakterium kann sich alle halbe Stunde teilen, theoretisch könnten in 24 Stunden 2^{48} neue Zellen entstehen. Dass eine solche extreme Vermehrung tatsächlich nicht erfolgt, hat seine Ursache darin, dass Nährstoffe und energieliefernde Substrate nicht in ausreichendem Maß zur Verfügung stehen. Bakterien werden noch in Wassertiefen bis 2700 m bei Drücken von etwa 270 bar nachgewiesen. Dagegen sind **Bakterien** gegen höhere Gehalte an gelöster Kohlensäure eines natürlichen Wassers empfindlich. Deshalb sind kohlensäurereiche Wässer bei den üblichen bakteriologischen Trinkwasseruntersuchungen keimarm oder sogar keimfrei. Versuchsreihen (SENFTEIN & MARTI, 1973; KUßMAUL & ZERBE, 1999), wonach kohlensäurereiche Wässer (Konzentrationen mindestens $\beta(\text{CO}_2) = 5 \text{ g/l}$) bei Zimmertemperatur 3 Jahre bakteriologisch und chemisch unverändert blieben, bestätigten diese Zusammenhänge. Bakterizid wirken auch Fe(II)-Gehalte, die für Bakterien toxisch sind.

Im Untergrund sind im Wesentlichen zwei Gruppen von Mikroorganismen verbreitet: **Bakterien** (Bacteria), so die ebenfalls zu den Bakterien gehörende Unterklasse *Actinobacteridae*, u.a. mit der reichen Unterordnung *Actinomycetales* (SCHLEGEL, 1976) sowie **Pilze** (Abb. 68). Im Grundwasser unterscheidet man zwischen den autochthonen, grundwassertypischen Bakterien und den allochthonen, die mit dem Sickerwasser eingetragen werden, aber in der Regel nicht vermehrungsfähig sind. Zu den letzteren können auch hygienisch relevante Mikroorganismen gehören (GRIEBLER & MÖSSLACHER, 2003).

Die Beurteilung mikrobiologischer Fragen setzt in der Regel ein sehr umfangreiches Fachwissen voraus und muss deshalb den Mikrobiologen und in der Interpretation von Laborergebnissen bei Trinkwasseruntersuchungen den Hygienikern vorbehalten bleiben. Jedoch sollten beim Hydro-(geo-) logen Grundkenntnisse vorhanden sein, um Zusammenhänge und Konsequenzen mikrobiologischer Vorgänge abschätzen zu können. Dabei sind hinsichtlich der Grundwasserbeschaffenheit und deren Änderungen zwei Aspekte zu unterscheiden:

- (Geo-) Hygiene des als Trinkwasser genutzten Grundwassers;
- Mikrobielle Prozesse im Grundwasser.

3.9.6.1 Geohygiene des Grundwassers

Durch das Wasser können Krankheitserreger transportiert werden (SACRÉ, 1996), die aus menschlichen Aktivitäten, meist Abwässern stammen und zu Erkrankungen bei Menschen, insbesondere des Darmtraktes, führen können. Treten solche Erkrankungen sprunghaft gehäuft auf, spricht man von Trinkwasserepidemien. Ihre Herde müssen rasch erkannt werden, um zur Schadensminderung sofort Gegenmaßnahmen ergreifen zu können.

Unter den *Enterobakteria* (Bacteria, Großgruppe *Proteobacteria*) werden Keime zusammengefasst, die im Darmtrakt von Menschen und Tieren, aber auch in der Umwelt vorkommen. Unter ihnen finden sich harmlose Bewohner von Boden und Wasser, aber auch Krankheitserreger wie Salmonellen und Shigellen.

Die für die Beurteilung von Trinkwasser wichtigste Gattung der *Enterobacteriaceae* ist *Escherichia* mit der Art *Escherichia coli* (*E. coli*) sowie die biochemisch definierte Gruppe der coliformen Bakterien (Coliforme) mit einer Vielzahl von Gattungen, die teilweise fäkalen Ursprungs (*Klebsiella*, *Citrobacter*), aber teilweise natürliche Bewohner des Wasserkörpers sind (z.B. *Rhennella*). Der Nachweis von *Escherichia coli* gilt als sicherer Indikator für fäkale Verunreinigungen des Wassers. Für die Gruppe der coliformen Bakterien ist dies nur bedingt der Fall.

Zur Gattung *Clostridium* (Bacteria, Stamm *Firmicutes*), zu der anaerobe und z.T. sehr pathogene Sporenbildner im sauerstofffreien Milieu (Gasbrand, Wundstarrkrampf) zählen, gehört auch *Clostridium perfringens*, der ebenfalls regelmäßig im Darm vorkommt, dessen Sporen aber langlebiger und resistenter als Coli- oder coliforme Bakterien sind und somit insbesondere bei desinfizierten Wässern ebenfalls als Indikator für eine fäkale Belastung herangezogen werden kann.

Zu den Fäkalbakterien gehört ferner die Gattung *Streptococcus*, mit den als Enterokokken zusammengefassten fakultativ pathogenen Varien-

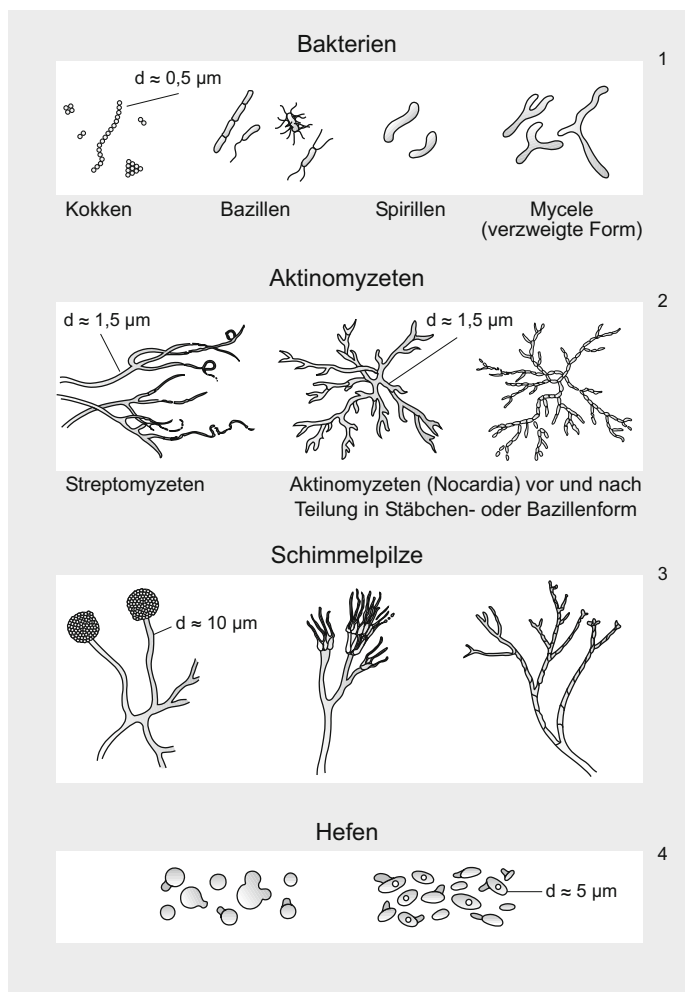


Abb. 68: Wichtige Mikroorganismen im Untergrund (nach DAVIS, 1967).

ten *Streptococcus faecium* und *Streptococcus durans*. Ihre Absterberate im Wasser ist geringer als von *Escherichia coli* und coliformen Bakterien. Beim Fehlen von Coli- und Coliformen Keimen stellt somit der Nachweis von Enterokokken einen weiteren sicheren Indikator für Verunreinigungen durch Abwässer dar.

Pathogene, Epidemien verursachende Keime, sind im Wesentlichen die Gattungen *Vibrio* (mit *Vibrio cholerae*, dem Erreger der Cholera), *Salmonella* (Typhus-Paratyphus-Enteritis-Gruppe) und *Shigella* (Ruhrbakterien). Die genannten Darmbakterien sterben außerhalb ihrer Wirte, also nach Ausscheiden aus dem Körper, mehr oder

weniger schnell ab, bleiben aber pathogen, solange sie noch leben oder nicht inaktiviert wurden. Den besten Schutz stellt ein humusreicher Boden dar, weshalb bakterienreicher Naturdünger im Allgemeinen mikrobiologisch nicht grundwassergefährdend ist. Besonders aerobe Böden lassen pathogene Keime i.d.R. bald absterben, anaerobe, fäulnisreiche in geringerem Maße.

Im Sicker- und Grundwasser werden Bakterien (wie auch Viren) unterschiedlich schnell transportiert und haben deshalb auch verschiedene Überlebenszeiten. Entscheidende Faktoren ihrer Eliminierung in Porengrundwasserleitern sind die Absterbezeit, Adsorption durch minera-

3 lische Bestandteile des Grundwasserleiters oder der Sickerzone und die hydrodynamische Dispersion (Streuung) vom Verunreinigungsherd aus. In sandigen Kiesen wurden Transportweiten von coliformen Bakterien zwischen 0,9 m und 830 m ermittelt, wobei maßgebend die unterschiedliche Dispersion war. In Kluft-, besonders aber in Karstgrundwasserleitern kann es zu noch größeren Transportweiten kommen, wenn die Grundwasserbewegung auf wenige Klüfte beschränkt ist.

Die Absterbezeit pathogener Bakterien (und Viren) kann Größenordnungen bis zu mehreren Monaten, im Extremfall sogar Jahre bis Jahrzehnte (z.B. Milzbrand) erreichen, ist im Allgemeinen jedoch wesentlich geringer. Zum Schutz des Grundwassers werden deshalb Wasserschutzgebiete für Gewinnungsanlagen festgesetzt, wobei die Zone II (von 3 Zonen), die sog. Engere Schutzzone, den Schutz des Wassers vor bakteriellen Verunreinigungen gewähren soll. Diese Zone wird soweit ausgedehnt, dass eine Verweildauer des Wassers von mindestens 50 Tagen im Untergrund gesichert ist (Abschn. 4.7.1).

Wenn auch die Untersuchungen der letzten Jahre längere **Überlebenszeiten** pathogener Bakterien (und Viren) erkennen ließen, so hat die Praxis gezeigt, dass es in den Jahren seit Ausweisung von Wasserschutzgebieten, speziell der Zone II unter dem 50-Tage-Kriterium (seit dem Jahre 1961) zu keinem Fall seuchenhygienisch bedenklicher Verunreinigung des gewonnenen Wassers gekommen ist. Deshalb ist das 50-Tage-Kriterium nach aller Erfahrung als ausreichend anzusehen.

Für den Nachweis von Bakterien sind spezielle mikrobiologische Verfahren erforderlich. Dabei werden Proben des Wassers auf besonderen Bakteriennährlösungen und unter erhöhter, der menschlichen Körpertemperatur ähnlichen Wärme (36 °C) bebrütet (HÖLL, 2002; HÜTTER, 1994). Bakteriologische Trinkwasser-Untersuchungsbefunde erfassen nur ein bestimmtes Spektrum der in den Wasserproben enthaltenen Bakterien, nämlich die, welche pathogen sein können. Indikatoren bakterieller Abwasserunreinigungen sind entsprechend den obigen Ausführungen Coli- und coliforme Bakterien sowie Enterokokken und *Clostridium perfringens*. Nach der Trinkwasserverordnung (TrinkwV) vom 21. Mai 2001 (Berlin, 2001) (gültig ab 1. Januar 2003, mit aktuellen Änderungen vom 31. März 2011) (§5) dür-

fen Krankheitserreger im Trinkwasser nicht in Konzentrationen enthalten sein, die eine Schädigung der menschlichen Gesundheit besorgen lassen. Dieses Erfordernis gilt als nicht erfüllt, wenn in 100 ml Trinkwasser *Escherichia coli*, Enterokokken oder coliforme Bakterien enthalten sind. Im Falle ihres Nachweises müssen Trinkwässer desinfiziert werden.

Zunehmende Beachtung finden **Parasiten**, insbesondere die bakteriengroßen Cysten und Oocysten (3 µm bis 6 µm) der zu den Protozoen gehörenden *Kryptosporidien* und *Giardien*, die (z.T. epidemisch auftretende) Durchfallerkrankungen verursachen und gegen Desinfektionsmittel und Umwelteinflüsse sehr resistent sind. Sie werden von Wildtieren (*Giardien*: z.B. Biber, Bisam) und von Nutztieren (*Kryptosporidien*: insbesondere Kälbern und Lämmern) ausgeschieden und können in den Wasserkreislauf gelangen (DVGW, 2001a).

In diesem Zusammenhang sind die **Viren** zu nennen, deren Nachweis wesentlich schwieriger, deren Infektionsdosis im Vergleich zu Bakterien aber erheblich niedriger ist. Die wichtigsten, durch Wasser übertragbaren pathogenen Viren und die von ihnen verursachten Erkrankungen sind: Enteroviren (z.B. Poliomyelitis), Coxsackieviren (z.B. Meningitis, Krankheiten der Atmungsorgane), Echo-Viren (z.B. Sommerdiarrhoe, Encephalomyelitis), Hepatitis A- und B-Viren (Leberentzündung), Adenoviren (z.B. Gastroenteritis, Encephalomyelitis) und insbesondere Noroviren (profuse Durchfälle). Viren werden, da sie sehr klein sind (25 nm bis 80 nm), adsorptiv relativ leicht gebunden, ihre Transportweiten sind deshalb meist gering. In Langsam- und Schnellsandfiltern wie auch durch Flockung werden Viren aus Wasser eliminiert. Änderungen des Redoxpotenzials wirken bei manchen Bakterien keimabtötend (CARLSON, 1970), Viren können so inaktiviert werden (EUROPEAN STANDARDS FOR DRINKING-WATER, 1970). In diese Richtung zielen auch Ozonisierungen verkeimten Grundwassers zur Aufbereitung als Trinkwasser. Das Redoxpotenzial ist dabei ein zuverlässiges Maß für die oxidative und keimtötende Wirkung des Ozons. Darauf ist auch die hygienische Wirkung von Chlorungen des Wassers (z.B. Badewasser) zurückzuführen, weil durch Zugabe von Chlor (in Form von Hypochlorit) ein hohes Redoxpotenzial (+ 650 mV) und damit ei-

ne Inaktivierung der Viren und Abtötung von Bakterien erreicht wird. Auf die keimtötende Wirkung von Redoxpotenzial-Änderungen dürfte auch zurückzuführen sein, dass natürliche reduzierte Wässer meist keimarm sind.

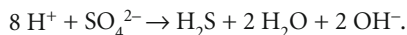
Im Allgemeinen kann unter natürlichen Verhältnissen davon ausgegangen werden, dass Viren bei der Bodenpassage eliminiert werden; das gilt insbesondere für Wassergewinnungsanlagen, für die ein Wasserschutzgebiet ausgewiesen ist (Engere Schutzzone). Nur Grundwässer aus Gebieten mit unzureichender Bodenfilterwirkung (z.B. Karstgrundwasserleiter) können virologisch problematisch sein.

3.9.6.2 Mikrobielle Abbauprozesse

Bakterien (Keime) interessieren den Hydrogeologen aber nicht nur aus Gründen der Hygiene. Sie bewirken nämlich eine Reihe von Prozessen, die (meist) zum Abbau organischer und anorganischer Verbindungen führen und somit die Grundwasserbeschaffenheit entscheidend beeinflussen können.

3.9.6.2.1 Mikrobielle Reduktion von Sulfat

Im Grundwasser erfolgt eine mikrobielle Sulfat-Reduktion durch die nur im anaeroben Milieu lebende Bakteriengattung *Desulfovibrio*, die ihre lebensnotwendige Energie über die Zerlegung des Sulfats (**Desulfurikation**) gewinnt. Das Nebenprodukt dieser „Sulfat-Atmung“ ist Schwefelwasserstoff:



Der Prozess der mikrobiellen Sulfat-Reduktion wird als Desulfurikation bezeichnet, die entsprechende Bakterienspezies ist *Desulfovibrio desulfuricans*. Subspezies dieser Art sind noch bei NaCl-Konzentrationen von 200 g/l und Temperaturen bis 80 °C lebensfähig. Darauf ist zurückzuführen, dass in tiefen Wässern, die mit Erdöl oder Erdgas in Kontakt stehen und die ein anaerobes (sauerstoffreies) Milieu bilden, sulfatarm bis sulfatfrei sind. Dies gilt insbesondere für die Randwässer von Erdöllagerstätten.

Andere Schwefelbakterien, die z.T. nur im aeroben (sauerstoffhaltigen) Milieu existieren, oxidieren Schwefelwasserstoff, Schwefel, (Metall-) Sulfide oder andere reduzierte Schwefel-Verbindungen. Rote Schwefelbakterien, die anaerob leben, spalten aus dem Schwefelwasserstoff (H_2S) Wasserstoff-Ionen ab, die sie für die chemosynthetische Assimilation von Kohlenstoff benötigen. Der elementare Schwefel wird von anderen aerob lebenden Bakterien weiter zu Sulfat oxidiert.

Die Zusammenhänge mikrobieller Schwefel-Umsetzungen wurden durch SCHWARTZ (1958) untersucht, der den mikrobiellen S-Kreislauf in einem Schema (Abb. 69) zusammenfasste.

3.9.6.2.2 Mikrobielle Reduktion von Nitrat

Ähnlich der Desulfurikation wird die **Denitrifikation**, die mikrobielle Nitrat-Reduktion durch Bakterien verschiedener Stoffwechseltypen bewirkt, z.T. auch durch Streptomyceten und andere Pilze beeinflusst. Die Mikroben reduzieren im sauerstoffarmen Milieu ($\beta(\text{O}_2) < 5 \text{ mg/l}$) das Nitrat-Ion ($\text{N}^{5+}\text{O}_3^{2-}$) zunächst zu Nitrit ($\text{N}^{3+}\text{O}_2^{2-}$), das dann seinerseits mikrobiell zum elementaren Stickstoff (N_2^0) reduziert wird. Häufig gehen solche Prozesse mit anorganischen Reduktionen einher (OBERMANN, 1988; BÖTTCHER et al., 1989; KRETZSCHMER, 1989). In Brunnenbohrungen wurden Ausbrüche ziemlich reinen Stickstoffgases festgestellt (z.B. HÖLTING, 1972, S. 270), wobei das Gas allein durch mikrobiellen Nitrat-Abbau entstanden ist und sich in schwer durchlässigen Partien der Gebirgsschichten angesammelt hat. Andere Bakterien bilden aus Nitrit ($\text{N}^{3+}\text{O}_2^{2-}$) durch Reduktion Ammonium-Ionen ($\text{N}^{3+}\text{H}_4^{+}$). Unter aeroben Bedingungen werden Ammonium- und Nitrit-Ionen durch **Stickstoffbakterien** (*Nitrosomonas*, *Nitrococcus*, *Nitrobacter*) zu Nitrat oder Stickstoff wieder oxidiert. Dieser Vorgang spielt sich häufig in Fäkalabwässern ab, deren Lösungsinhalte durch die Wirkung der Bakterien im sauerstoffreicheren Milieu (z.B. in Kläranlagen für kommunale Abwässer) oxidiert werden, aus den Nitrit- und Ammoniak-Ionen werden Nitrat-Ionen. Die Erfahrung zeigt, dass die Denitrifikation schon bei Sauerstoffdefiziten beginnt (wenn auch retardiert), bei denen

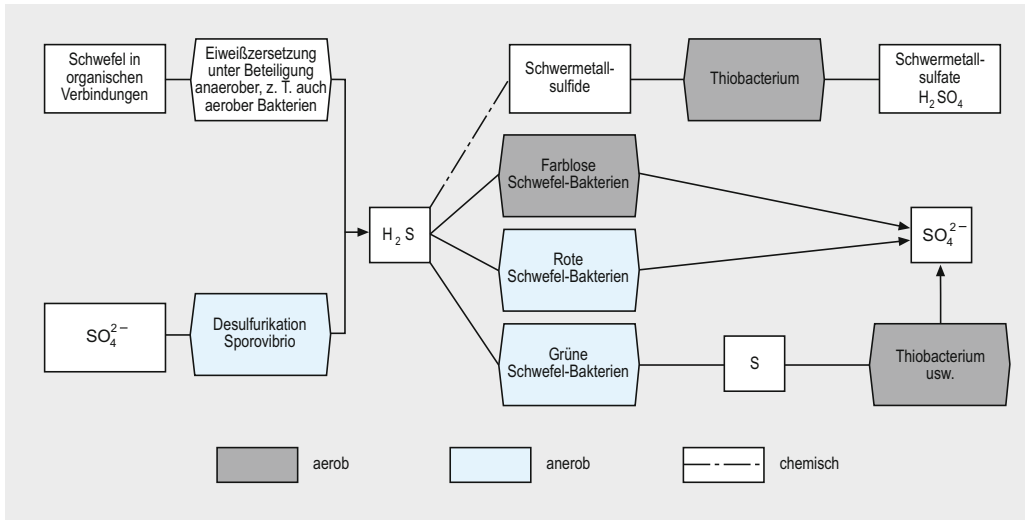


Abb. 69: Mikrobielle Umsetzungen von Schwefel und Schwefel-Verbindungen (nach SCHWARTZ, 1958).

entsprechende mikrobielle Prozesse der Desulfurifikation noch nicht erfolgen. Der Vorgang der Nitrifikation und der Denitrifikation wird großtechnisch bei der Abwasserbehandlung genutzt.

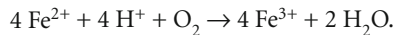
Nitrat-Gehalte in natürlichen Wässern sind in der Regel anthropogen und gelten als Indikatoren für entsprechende Belastungen. Ein verminderter Nitrat-Gehalt unter sauerstoffarmen Verhältnissen darf jedoch nicht zu dem Fehlschluss verleiten, dass solche Belastungen fehlen, nur weil die Nitrate mikrobiell reduziert wurden. In solchen Fällen müssen, sofern erforderlich, weitere Untersuchungen z.B. auf Schwermetall-Ionen oder (noch) nicht zersetzte organogene Stoffe erweisen, wie stark die anthropogene Belastung tatsächlich ist.

3.9.6.2.3 Mikrobielle Oxidation und Reduktion von Eisen

Das Vorkommen oder Fehlen von Eisen- (und Mangan-) Ionen hängt von deren Oxidationsstufe (Redoxpotenzial) und dem pH-Wert des Wassers ab. Bei den Oxidations-Reduktions-Prozessen sind häufig Bakterien, gelegentlich auch Pilze, Protozoen und Algen beteiligt, die als Katalysatoren wirken.

Das Eisen liegt im aeroben Milieu als nahezu wasserunlösliche Fe(III)-Verbindung vor. In Gegenwart organischer Substanzen, die den Bakterien als Nahrungs- und Energiequelle dienen, vollzieht sich die Reduktion des III-wertigen Eisens in die wasserlösliche II-wertige Form. Die Sauerstoffzehrung durch Bakterien sorgt für das in diesem Prozess notwendige anaerobe Milieu, wobei die Mikroben katalytisch wirken. Unter günstigen Bedingungen können sehr hohe Eisenkonzentrationen entstehen.

Umgekehrt gibt es Bakterien der Gattung *Thiobacillus*, die im Bereich pH = 0,5 bis 6,0 Eisen(II) zu Eisen(III) oxidieren:



Während für die Eisenbakterien dieser Prozess erwiesen ist, steht eine exakte Analyse für die gleichfalls öfter in diesem Zusammenhang genannte Gattung *Galionella ferruginea* noch aus; möglicherweise kommt sie immer in Eisenhydroxiden vor, ohne dort chemolithoautotroph (autotrophe Assimilation mit chemischer Energie als Energiequelle) zu leben.

3.9.6.2.4 Mikrobielle Oxidation und Reduktion von organischen Substanzen

Die meisten organischen Substanzen oder Gase (z.B. Methan) werden durch Mikroorganismen im Untergrund abgebaut. Solchen mikrobiellen Prozessen ist ein wesentlicher Teil des sogenannten Selbstreinigungsvermögens organisch belasteter Grundwässer zu verdanken. Selbst konzentrierte Belastungen, wie sie z.B. durch auslaufendes Öl oder Benzin entstehen, werden mit der Zeit durch Mikroorganismen beseitigt. Dieser Vorgang wird als „Natural Attenuation“ bezeichnet (u.a. HOPPE, 2002).

Der Abbau organischer Substanzen erfolgt nach einer dem radioaktiven Zerfall ähnlichen Funktion, die Konzentration nimmt also exponentiell ab. Für jeden Stoff gibt es demnach eine Halbwertszeit $T_{1/2}$, d.h. eine Zeit, nach dem die ursprüngliche Konzentration auf die Hälfte gefallen ist.

ZOETEMANN et al. (1981) geben nach Beobachtungen einer Deponie in den Niederlanden folgende Schätzwerte für $T_{1/2}$ an: 0,3 Jahre für Toluol, Ethylbenzol und Xylol; 0,6 Jahre für Propylbenzol und Naphthalin; 1 Jahr für Benzol; 1 Jahr für 1,1,1-Trichlorethan und Dichlorbenzol; 10 Jahre für Dichlormethan (Tab. 89). Mit diesen Werten kann die Konzentration der organischen Substanz zu einem Zeitpunkt (c_t) gegenüber der Anfangskonzentration (c_0) und somit können auch die Konzentrationsminderung und der Abbau nach folgender Beziehung errechnet werden:

$$c_t = c_0 \cdot e^{-\left(\frac{0,693 \cdot t}{T_{1/2}}\right)} \quad \text{Gl. 142}$$

c_t = Konzentration zum Zeitpunkt t (mg/l),
 t = Zeitpunkt (a),
 c_0 = Anfangskonzentration (mg/l),
 $T_{1/2}$ = Halbwertszeit (a).

Die angegebenen Halbwertszeiten dürfen jedoch nicht verallgemeinert werden. Je nach Konzentration des Schadstoffs und der Mikroorganismen, der Nährstoffversorgung und der Durchlässigkeit des Bodens sowie vieler anderer Faktoren ergeben sich unterschiedliche Abbaueiten. Eine Altersbestimmung von Altlasten ist daher in der Regel nicht möglich (DGMK, 2002).

Man kann davon ausgehen, dass ein Großteil der organischen Verbindungen durch Mikroorganismen abgebaut und auf ihre elementaren Bestandteile zurückgeführt werden kann. Selbst Cyanide (CN^-), deren giftige (toxische) Wirkung sich auf alle Lebensbereiche erstreckt, werden durch adaptierte Bakterien, vor allem denitrifizierende, abgebaut, sofern nicht zu hohe Konzentrationen vorliegen. Auch konzentrierte Salzlösungen, wie z.B. Solen, beeinträchtigen die mikrobielle Aktivität kaum, da sich die Mikroflora dem Biotop anpasst. Unterschiedlich ist jedoch die Abbauezeit von organischen Substanzen durch Mikroben, die sich über Jahre erstrecken kann.

Ausnahmen hinsichtlich des mikrobiologischen Abbaus machen nicht-natürliche (abiotische) organische Substanzen (auch Xenobiotika genannt), zu denen insbesondere halogenierte Kohlenwasserstoffe, speziell polychlorierte aliphatische und aromatische Kohlenwasserstoffe gehören, die früher vielfältig angewandt wurden, insbesondere von der Industrie (z.B. Lösungsmittel: Trichlorethen (TRI) und Perchlorethen (PER) sowie polychlorierte Biphenyle (PCB)) oder Landwirtschaft (z.B. Pestizide: Dichlordiphenyltrichlorethan (DDT)). Jedoch gibt es auch hier Hinweise, dass langfristig ein Abbau nicht ausgeschlossen ist, nicht zuletzt als Folge gentechnischer Maßnahmen (DVWK, 1988). Eine Übersicht über die mikrobiologischen Abbauleistungen gibt die Tab. 47.

3.9.7 Geohydrochemische Analyse und ihre Auswertung

Geohydrochemische Analysen sind die Grundlage für die Bewertung von Grundwasserleitern, die Erfassung hydrogeologischer Zusammenhänge und die Untersuchung von regionalen räumlichen und zeitlichen Veränderungen der Grundwasserbeschaffenheit. So wichtig Wasseranalysen sind, so verschieden fallen die Anforderungen an die chemischen Parameter in den Analysen der Untersuchungsstellen aus, da sie von verschiedenen Fachdisziplinen ausgewertet werden. Der Hydrogeologe benötigt geohydrochemisch relevante Daten, der Techniker solche, die für die Beurteilung der Aufbereitung, Weiterleitung und technischen Verwendung des Was-

3

Tab. 47: Abbaubarkeit einiger organischer Stoffe durch Mikroben.

Biologisch leicht abbaubar	Aliphatische Kohlenwasserstoffe, aromatische Kohlenwasserstoffe, z.B. Benzol, Toluol, Xylol, Phenol, Kresol, Naphthol
	Azyklische Kohlenwasserstoffe, Alkane, polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (bis 4 aromatische Ringe)
	Anorganische Verbindungen, z.B. Cyanide, Thiocyanat, Schwefel, Sulfid, Thiosulfat
	Bestimmte chlorierte aromatische Kohlenwasserstoffe, z.B. einige Chlorbenzoate, Chlorphenole und Monochlortoluole
Biologisch schwer oder kaum abbaubar	Andere chlorierte aromatische Kohlenwasserstoffe, Nitrophenole, polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (5 und mehr aromatische Ringe)
	PCB-Verbindungen (langsamer Abbau geringer chlorierter Congenere)
	Dioxin, Dibenzofurane: Wenig bis gar keine Hinweise auf mikrobiologischen Abbau
Kein biologischer Abbau	Schwermetalle

sers nötig sind, der Abwassertechniker solche, die zur Beurteilung der Wirksamkeit der Abwasseraufbereitung erforderlich sind, der Hygieniker schließlich solche, die den sozialhygienischen Belangen Rechnung tragen. So entstanden verschiedene Analysenformulare. Durch die Einführung der gesetzlichen (SI)-Einheiten sind Werte älterer Analysen nicht ohne weiteres mit neueren vergleichbar, Umrechnungen werden deshalb erforderlich (COLDEWEY, 1980, COLDEWEY et al., 1986).

Weitgehende Übereinstimmung ist jedoch in den anzuwendenden Analysenverfahren (Methoden) erzielt worden. Die Wasserchemische Gesellschaft, Fachgruppe in der GDCh, in Gemeinschaft mit dem Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN e.V., gibt die „Deutschen Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlamm-Untersuchung“ heraus, in denen die aktuellen Verfahren festgelegt sind. Es handelt sich um eine Loseblattsammlung, die ständig ergänzt wird. Durch den verstärkten Einfluss aus der europäischen Normenarbeit werden zunehmend die deutschen durch europäische Normen abgelöst, sie erscheinen dann als z.B. DIN EN 1234. Eingehende Darstellungen geben HÖLL (1986, 2002), DVGW (1993a), HÜTTER (1994) und speziell für Untersuchungen von Mineral- und Heilwässern FRESSENIUS & QUENTIN (1970).

Begriffe der Grundwasserbeschaffenheit sind in der DIN 4049-2, Ausgabe April 1990, definiert.

DIN 38402-1 enthält Basisformulare zum Eintrag der Analysenergebnisse für die verschiedenen Verwendungszwecke des Wassers (z.B. Trinkwasser, Abwasser, Heilwasser). Die Konzentrationsangaben erfolgen in mg/l (Massenkonzentration), sofern sich nicht durch den Parameter andere Einheiten ergeben. Für die Äquivalentkonzentrationen (auch bei Heilwässern) ist die Basiseinheit mmol/l (früher: $c(eq)$ in mval/l) bzw. für die Stoffmengenanteile der Äquivalente % (früher: mval%) vorgesehen. Für die geowissenschaftlichen Belange ist ein Mindestumfang von geohydrochemisch relevanten Daten erforderlich. Deshalb wurden vom KWK/FH-DGG-Arbeitsausschuss AA 7.4 Ch Grundwasserchemie das DVWK-Regelwerk, Heft 111 „Empfehlungen zu Umfang, Inhalt und Genauigkeitsanforderungen bei chemischen Grundwasseruntersuchungen“ (DVWK, 1979) erarbeitet. Diesen Empfehlungen ist auch ein Muster-Analysenformular beigelegt, das den Mindestumfang einer Regeluntersuchung von Grundwasser sowie die für die hydrogeologische Auswertung benötigten Daten und Einheiten enthält. Heft 111 des DVWK-Regelwerkes und das DVWK-Merkblatt 203 (DVWK, 1982a) wurden zum Heft 128 des DVWK-Regelwerkes „Entnahme und Un-

tersuchungsumfang von Grundwasserproben“ (DVWK, 1992a) zusammengefasst.

Die LAWA-Grundwasserrichtlinie (LAWA, 1993) nennt die Erfordernisse einer fachgerechten Grundwassergüteüberwachung.

3.9.7.1 Physikalische und chemische Parameter einer Wasseranalyse

3.9.7.1.1 Probennahme

Die für geohydrochemische Untersuchungen erforderlichen physikalischen und chemischen Parameter (Daten) sind in den schon erwähnten „Empfehlungen zu Umfang, Inhalt und Genauigkeitsanforderungen bei chemischen Grundwasseruntersuchungen“ aufgeführt. Sie enthalten auch die erforderlichen Analysen-Kopfdaten und die bei der Probennahme zu erhebenden örtlichen Parameter. Hinsichtlich der Entnahme von Wasserproben und deren eventuell notwendige Konservierung sind allgemeine Anweisungen im DVWK-Merkblatt 203 (DVWK, 1982a), speziell für Wassererschließungen im DVGW-Merkblatt W112 (DVGW, 2001f) gegeben. DVWK-Merkblatt 203 (DVWK, 1982a) enthält detaillierte Hinweise für die Entnahme. Probennahmen aus Grundwasserleitern sind auch in DIN 38402-13 beschrieben. Probennahmegeräte hat KÄß (1989) beschrieben. Spezielle Probennahmen von Bodenwasser sind mit Saugkerzen möglich (GROSSMANN et al., 1987; DVWK, 1990b).

Teufengerechte Probennahmen ermöglichen Multi-Level-Brunnen. In diesen sind in einem im unteren Teil verfilterten Vollrohr in unterschiedlichen und durch die hydrogeologische Situation bestimmten Tiefen Kiesbelag-Filter (bis 20 pro Brunnen) eingesetzt. Von den einzelnen Kiesbelag-Filtern führen PVC-Schläuche an die Erdoberfläche, so dass getrennte Probennahmen aus den jeweiligen Teufen möglich sind. Ausführlich wurden tiefenorientierte Probennahmen in dem DVWK-Merkblatt 245 (DVWK, 1997) beschrieben. Das Ausbaumaterial von Brunnen oder Grundwassermessstellen kann die Spurengehalte einer Wasserprobe beeinflussen (DVWK, 1990c). Schließlich ist darauf zu achten, dass Entnahmegeräte für Wasserproben, in denen Spurenkonzentrationen (im Mikro- oder gar Nanogramm-Bereich) analysiert werden sollen, besonders gut

gereinigt sein müssen, da schon geringste Reste aus vorausgegangenen Beprobungen zu falschen Ergebnissen und damit zu Falschbewertungen führen.

Folgende Untersuchungen sollten sinnvollerweise wegen möglicher Veränderung der Probe bereits vor Ort während der Probennahme erfolgen:

- Organoleptik: Geruch, Färbung, Trübung und Geschmack (nur bei unbelasteten Wässern),
- Wassertemperatur,
- Leitfähigkeit,
- pH-Wert,
- Sauerstoffkonzentration,
- Redoxspannung.

3.9.7.1.2 Probenvorbereitung

Verschiedene Inhaltsstoffe, die im Wasser gelöst sind, verändern sich durch Probennahme, Transport und Lagerung. Daher ist es erforderlich, besondere Sorgfalt bei der Probennahme aufzuwenden und sich nach den Vorgaben zu richten. Teilweise ist es sinnvoll, für verschiedene zu untersuchende Parameter auch verschiedene Probenbehälter zu befüllen und ggf. Reagenzien zur Stabilisierung zuzufügen. Probebehälter sollen stets bis zum Überlaufen gefüllt werden, damit der Luftsauerstoff vor dem Transport vollständig verdrängt wird. Generell sollten die Wasserproben dunkel und kühl gehalten werden (z.B. in einer Kühltasche) und so schnell wie möglich ins Labor zur Untersuchung gebracht werden; auch dort ist so schnell wie möglich mit der Analyse zu beginnen. Festzulegen ist auch, ob die Wasserproben vor der Analyse zu filtrieren sind, da an partikulären Stoffen sorptiv (Schwer-) Metalle und organische Schadstoffe gebunden sein können, die eine höhere Konzentration im Lösungsinhalt vortäuschen. Nicht filtriert wird, wenn Schwebstoffe im Wasser oder Gesamtgehalte untersucht werden sollen. Eine Übersicht über die Verfahren zur Homogenisierung von Wasserproben gibt die DIN 38402-30.

3.9.7.1.3 Übersicht der Analyseverfahren

Normen oder Normentwürfe mit dem Gruppentitel „Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-,

3 Abwasser- und Schlamm-Untersuchung“ (DEV) sind in folgende Gebiete aufgeteilt:

Allgemeine Angaben (Gruppe A)	DIN 38402
Geruch und Geschmack (Gruppe B)	DIN/ÖNORM 1622
Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C)	DIN 38404
Anionen (Gruppe D)	DIN 38405
Kationen (Gruppe E)	DIN 38406
Gemeinsam erfassbare Stoffgruppen (Gruppe F)	DIN 38407
Gasförmige Bestandteile (Gruppe G)	DIN 38408
Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H)	DIN 38409
Biologisch-ökologische Gewässeruntersuchung (Gruppe M)	DIN 38410
Mikrobiologische Ver- fahren (Gruppe K)	DIN 38411
Testverfahren mit Wasser- organismen (Gruppe L)	DIN 38412
Einzelkomponenten (Gruppe P)	DIN 38413
Schlamm und Sedimente (Gruppe S)	DIN 38414
Suborganismische Test- verfahren (Gruppe T)	DIN 38415

Die in den o.g. Reihen aufgelisteten genormten Untersuchungsverfahren waren früher fast ausschließlich deutsche (DIN-) Normen, die zunehmend durch Übernahme internationaler und europäischer Normen als DIN ISO-, DIN EN- und DIN EN ISO Normen abgelöst werden. In diesem Sammelwerk sind etwa 300 Verfahren beschrieben, die ständig weiter entwickelt werden. Die in den Abschn. 3.9.7.1.5 und 3.9.7.1.6 genannten Analyseverfahren sind auf dem Stand vom Ende des Jahres 2010, sie werden ständig durch Nachfolgenormen ersetzt. Auskünfte über den Stand der Normung gibt der Normenausschuss Wasserwesen im DIN Deutsches Institut für Normung e.V. in Berlin.

Auf dem Prüfbericht sind bei allen Analysewerten stets die verwendeten Verfahren anzugeben.

Neben den genormten Verfahren sind auch so genannte Schnelltests im Einsatz, die mit vorgefertigten Reagenzien-Sätzen arbeiten. Sie können im Feld bei der Probennahme für orientierende Messungen eingesetzt werden, wobei sie durch das schnelle Vorliegen von Ergebnissen durchaus hilfreich sein können. Schnelltests haben aber häufig Querempfindlichkeiten, die falsch positive Werte ergeben und ersetzen daher auf keinen Fall die Untersuchungen nach genormten Verfahren im Labor.

3.9.7.1.4 Qualitätssicherung in der Analytik

Bei der Durchführung der Probennahme, des Transportes und der nachfolgenden Analytik sind die Grundsätze der Qualitätssicherung und eines guten Qualitätsmanagements zu beachten. Die Kompetenz eines analytischen Labors wird in der Regel durch eine Akkreditierung nach DIN EN ISO 17025 bestätigt. Hierbei bescheinigt eine Akkreditierungsstelle (EU-weit geregelt) dem Labor, bestimmte Prüfungen durchführen zu können und dabei einen hohen Qualitätsstandard zu besitzen. Die Akkreditierung ist befristet und muss daher in regelmäßigen Abständen erneuert werden. Dies geschieht durch Audits vor Ort, die etwa alle 12 bis 18 Monate durchgeführt werden müssen, um die Akkreditierung aufrecht zu erhalten.

Darüber hinaus besteht eine ständige Verpflichtung der Laboratorien, ihre Messergebnisse auf sog. Normale zurückzuführen, d.h. sich von der Richtigkeit der Daten zu überzeugen. Dies geschieht durch verschiedene Maßnahmen wie regelmäßige Kalibrierung, Verwendung von zertifizierten Referenzmaterialien und Teilnahme an Ringversuchen.

Für Wasseruntersuchungen (Grund- und Oberflächenwasser) in Deutschland ist eine Zulassung durch die Bundesländer erforderlich, wobei eine gegenseitige Anerkennung der Zulassung in den einzelnen Ländern erfolgt. Diese ist sowohl an bauliche, apparative und personelle Voraussetzungen geknüpft als auch an die Einhaltung der vorgenannten qualitätssichernden Maßnahmen. Wesentliche Anforderung ist auch die erfolgreiche Teilnahme an Ringversuchen; bei mehrmaliger nicht erfolgreicher Teilnahme wird die Zulassung entzogen.

3.9.7.1.5 Untersuchungen vor Ort

3.9.7.1.5.1 Organoleptik

In der organoleptischen Prüfung (Organoleptik), in Verbindung mit einer Beurteilung auch sensorische Prüfung (Sensorik) genannt, wird eine Wasserprobe auf die mit menschlichen Sinnen wahrnehmbaren Parameter Färbung, Trübung, Geruch und Geschmack beschrieben. Der Parameter Färbung wird visuell, Trübung visuell oder messtechnisch, Geruch durch Riechen oder messtechnisch erfasst und Geschmack durch Probieren. Aus Arbeitsschutzgründen sollte beim Verdacht einer Belastung (Kontamination) des Wassers auf Geruchs- und vor allem auf Geschmacksprüfungen verzichtet werden.

Die Färbung wird in der Regel – für die meisten Anwendungen auch ausreichend – visuell vor Ort bei der Probenahme bestimmt. Im Labor erfolgt ggf. die Untersuchung und Bestimmung der Färbung nach dem Norm-Verfahren DIN EN ISO 7887.

Bei der visuellen Bestimmung der Trübung wird eine ca. 20 cm große Blechscheibe, die in vier Sektoren schwarz und weiß lackiert ist (SECCHIScheibe), an einem Messband abgesenkt und die Sichttiefe ermittelt, dies macht man in der Regel bei Oberflächenwässern. Bei der optischen, so genannten nephelometrischen Messung (DIN EN ISO 7027) wird die Schwächung eines Lichtstrahls ($\lambda = 860$ nm) oder die Streuung des Lichts ($\lambda = 860$ nm, Streuwinkel 90°) gemessen. Die Kalibrierung erfolgt mit einer Formazin-Standardsuspension; Einheit FNU (formazine nephelometric units) oder NTU (nephelometric turbidity unit).

Im einfachsten Fall wird ein Geruch qualitativ mit der Nase bestimmt. Die quantitative Prüfung des Geruchs nach DIN EN 1622 erfolgt über den Geruchsschwellenwert TON (threshold odour number). Dazu wird die geruchhaltige Wasserprobe mit geruchfreiem Wasser solange versetzt, bis der Geruch nicht mehr wahrnehmbar ist. Der TON ist das Verdünnungsverhältnis des geruchhaltigen Wassers mit dem geruchfreien Vergleichswasser. Analog dazu wird die Geschmacksschwellenwert TFN (threshold flavour number), in der Trinkwasserverordnung (TrinkwV) vom 21. Mai 2001 (Berlin, 2001) den Geruchsschwellenwert (GSW).

3.9.7.1.5.2 Temperatur

Die Temperatur des Wassers wird bei der Probenahme nach DIN 38404-4 gemessen. Die Angabe erfolgt in der Celsius-Temperatur ($^\circ\text{C}$) (ANDERS CELSIUS, schwedischer Astronom und Physiker; 1701–1744) oder in der SI-Einheit K (Kelvin) (WILLIAM THOMSON später LORD KELVIN, britischer Physiker; 1824–1907). In der englischsprachigen Literatur wird häufig die Temperatur in $^\circ\text{F}$ (Fahrenheit) (GABRIEL DANIEL FAHRENHEIT, französischer Physiker und Instrumentenbauer; 1686–1736) angegeben. Eine nur noch selten verwendete Temperaturskala stellt die Réaumur-Skala dar (RÉNE-ANTOINE FERCHAULT DE RÉAUMUR, französischer Naturforscher, 1683 – 1757). Die Umrechnung der jeweiligen Temperatureinheiten in $^\circ\text{C}$ erfolgt nach den folgenden Zahlenwertgleichungen:

$$\{\vartheta_{\text{C}}\} = \frac{5}{9}(\{\vartheta_{\text{F}}\} - 32) \quad \text{Gl. 143}$$

$$\begin{aligned} \vartheta_{\text{C}} &= \text{Temperatur } (^\circ\text{C}), \\ \vartheta_{\text{F}} &= \text{Temperatur } (^\circ\text{F}). \end{aligned}$$

$$\{\vartheta_{\text{C}}\} = \{T\} - 273,15 \quad \text{Gl. 144}$$

$$T = \text{Temperatur (K)}.$$

$$\{\vartheta_{\text{C}}\} = \{\vartheta_{\text{R}}\} \cdot 1,25 \quad \text{Gl. 145}$$

$$\vartheta_{\text{R}} = \text{Temperatur } (^\circ\text{Re})$$

Die Umrechnungen zwischen den weiteren Temperatureinheiten sind in der Tab. 48 zusammengestellt. Der Vergleich der verschiedenen Temperaturskalen lässt sich aus Abb. 70 ersehen.

Methoden zur Messung der Grundwassertemperatur wurden von ZOTH (1987) und die zur Beobachtung und Auswertung in LAWA (1987) zusammengestellt.

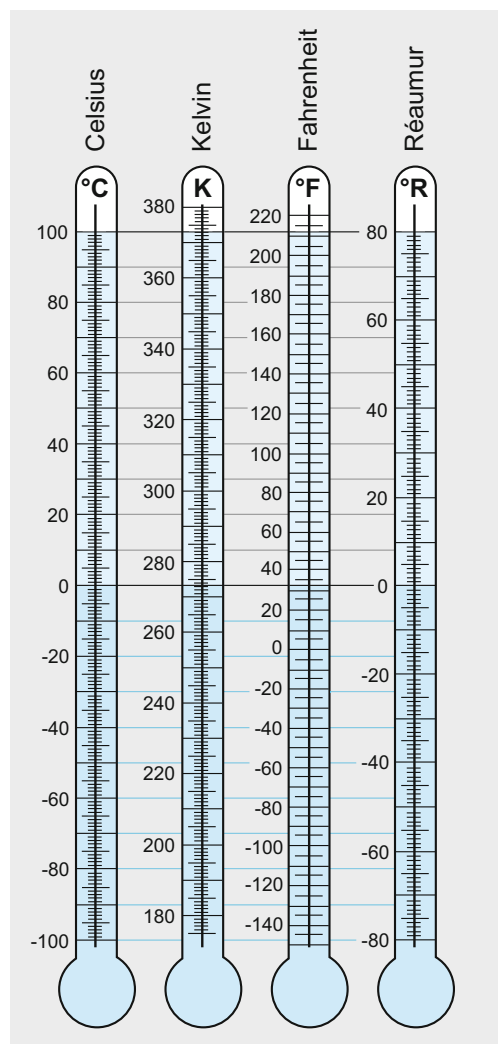
3.9.7.1.5.3 Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit, durch welche der Lösungsinhalt (Gehalt an dissoziierten Ionen) einer Wasserprobe orientierend bestimmt werden kann (Abschn. 3.9.3.8), wird bei der Probenahme nach DIN EN 27888 gemessen (DVWK, 1994b). Da die elektrische Leitfähigkeit temperaturabhängig ist, wird sie immer auf $\vartheta = 25^\circ\text{C}$

3

Tab. 48: Umrechnung zwischen Temperaturskalen.

nach/ von	Kelvin T (K)	Celsius ϑ_C (°C)	Réaumur ϑ_R (°Re)	Fahrenheit ϑ_F (°F)
T	1	$= \vartheta_C + 273,15$	$= \vartheta_{Re} \cdot 1,25 + 273,15$	$= (\vartheta_F + 459,67) \cdot \frac{5}{9}$
ϑ_C	$= T - 273,15$	1	$= \vartheta_{Re} \cdot 1,25$	$= (\vartheta_F - 32) \cdot \frac{5}{9}$
ϑ_R	$= (T - 273,15) \cdot 0,8$	$= \vartheta_C \cdot 0,8$	1	$= (\vartheta_F - 32) \cdot \frac{4}{9}$
ϑ_F	$= T \cdot 1,8 - 459,67$	$= \vartheta_C \cdot 1,8 + 32$	$= \vartheta_{Re} \cdot 2,25 + 32$	1

**Abb. 70:** Vergleich verschiedener Temperatur-Skalen.

(früher: 20 °C) bezogen (Umrechnung nach Tab. 42). Gute Messgeräte verfügen über eine (automatische) Temperaturkompensation auf die Bezugstemperatur. Die Angabe der (längenbezogenen) elektrischen Leitfähigkeit erfolgt in der Einheit $\mu\text{S}/\text{cm}$. Aus der Multiplikation der elektrischen Leitfähigkeit κ ($\mu\text{S}/\text{cm}$) mit dem Faktor 0,725 ergibt sich angenähert der Abdampfdruckstand in mg/l bei 100 °C.

3.9.7.1.5.4 pH-Wert

Der pH-Wert (negativer dekadischer Logarithmus der Konzentration der Wasserstoff-Ionen) wird potentiometrisch nach DIN 38404-5 (Abschn. 3.9.2.3.3 und DVWK, 1994b) gemessen. Bestimmungen mit Universalindikatoren (Lösungen oder Messstreifen) vermitteln nur größenordnungsmäßige Werte.

3.9.7.1.5.5 Sauerstoff-Gehalt

Der Gehalt an gelöstem freiem Sauerstoff gibt Hinweise auf oxidierende oder reduzierende Verhältnisse im Grundwasserleiter und sollte deshalb direkt bei der Probennahme bestimmt werden. Die Bestimmung erfolgt nach DIN EN 25813 oder DIN EN 25814, die Ergebnisse werden als Massenkonzentration angegeben. Zur Umrechnung auf Stoffmengeneinheiten gilt der Zusammenhang: Bei $\beta(\text{O}_2) = 1 \text{ mg}/\text{l}$ entspricht $c(\text{O}_2) = 0,0313 \text{ mmol}/\text{l}$. Messverfahren zur Bestimmung des O_2 -Gehalts sind auch in DVWK (1994b) zusammengestellt.

3.9.7.1.5.6 Redoxspannung

Die Messungen der Redoxspannung (früher als Messung des Redoxpotenzials bezeichnet, gemessen wird jedoch die Spannung mittels Redoxelek-

trode (Platinelektrode)) sind bei der Probennahme sehr sorgfältig auszuführen (Abschn. 3.9.3.7), da man sonst keine repräsentativen Werte erhält. Die Messung nach DIN 38404-6 muss solange durchgeführt werden, bis eine Konstanz der Anzeige von ± 1 mV über 5 Minuten eingehalten wird. Die Messzeit kann eine halbe Stunde und mehr dauern.

3.9.7.1.6 Untersuchungen im Labor

3.9.7.1.6.1 Absorption im Bereich der UV-Strahlung: Spektraler Absorptionskoeffizient (SAK)

Der spektrale Absorptionskoeffizient SAK (auch Extinktionsmodul genannt) ermöglicht quantitative Angaben über die Färbung eines Wassers, gemessen über die Absorption eines Lichtstrahls bestimmter Wellenlänge. Ermittelt wird die Schwächung von Lichtstrahlen der Wellenlängen $\lambda = 436$ nm und $\lambda = 254$ nm einer Quecksilberdampfleuchte in einer Wasserprobe mit einer Schichtdicke von (umgerechnet) $s = 1$ m. Die Messung basiert auf folgenden Überlegungen: Durchstrahlt ein Lichtbündel eine Schichtdicke s , so wird das Verhältnis des durchgelassenen **Lichtstroms** φ_{tr} – gemessen in Lumen (lm) – zum einstrahlendem Lichtstrom φ_{e} als dimensionsloser (Lichtstrom-) **Transmissionsgrad** τ definiert.

Es gilt:

$$\tau = \frac{\varphi_{\text{tr}}}{\varphi_{\text{e}}} \quad \text{Gl. 146}$$

τ = Transmissionsgrad (1),
 φ_{tr} = durchgelassener Lichtstrom (lm),
 φ_{e} = einstrahlender Lichtstrom (lm).

Die Messung erfolgt nach DIN 38404-3 (DVWK, 1994b). Hierbei wird ein Fotometer benutzt, dessen Skala auf die Durchlässigkeit oder auf die Extinktion (Absorption) geeicht ist. Unter der **Extinktion** E wird der dekadische Logarithmus des reziproken Wertes des (Lichtstrom-) Transmissionsgrades τ verstanden:

$$E = \lg\left(\frac{1}{\tau}\right) = \lg\left(\frac{\varphi_{\text{e}}}{\varphi_{\text{tr}}}\right) \quad \text{Gl. 147}$$

E = Extinktion (1),
 τ = Transmissionsgrad (1),
 φ_{e} = einstrahlender Lichtstrom (lm),
 φ_{tr} = durchgelassener Lichtstrom (lm).

Nach dem LAMBERT-BEER-Gesetz ist die Extinktion E der Schichtdicke s proportional (JOHANN HEINRICH LAMBERT, schweizerisch-elsässischer Mathematiker und Physiker; 1728–1777 und AUGUST BEER, deutscher Mathematiker und Physiker; 1825–1863). Es gilt:

$$E = \lg\left(\frac{\varphi_{\text{e}}}{\varphi_{\text{tr}}}\right) = k \cdot s \quad \text{Gl. 148}$$

E = Extinktion (1),
 φ_{e} = einstrahlender Lichtstrom (lm),
 φ_{tr} = durchgelassener Lichtstrom (lm),
 k = Proportionalitätsfaktor (1/m),
 s = Schichtdicke (m).

Die Wellenlänge $\lambda = 436$ nm liegt im sichtbaren blaviolettten Bereich, d.h. im Gebiet der Komplementärfarbe zu den meist in natürlichen Wässern vorkommenden Gelbbrauntönen. Die Wellenlänge $\lambda = 254$ nm liegt im UV-Bereich und liefert für gewisse organische Inhaltsstoffe vergleichbare Werte.

3.9.7.1.6.2 Säure- und Basekapazität

Wesentliche geohydrochemische Eigenschaften eines natürlichen Wassers werden durch seine Gehalte an Hydrogenkarbonat und freier Kohlensäure bestimmt, die beide nach dem Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht (Abschn. 3.9.3.5) voneinander abhängen. Um diesen Komplex chemisch zu erfassen, wird das Aufnahmevermögen (Kapazität) für Säuren oder Basen durch Titrationen bis zu festgelegten pH-Werten nach DIN 38409-7 bestimmt. Die „**Säurekapazität bis pH = 8,2** ($K_{\text{S}8,2}$)“ (früher als p-Wert bezeichnet, heute nicht mehr als Bezeichnung zugelassen) gibt an, wie viel Säure (in der Praxis HCl mit $c = 0,1$ mol/l) eine Wasserprobe bis zum Umschlagpunkt des Indikators Phenolphthalein (pH = 8,2) aufnimmt. Analog stellt die „**Säurekapazität bis pH = 4,3** ($K_{\text{S}4,3}$)“ (früher als m-Wert bezeichnet, heute nicht mehr als Bezeichnung zugelassen) die Säuremenge dar, die bis zum Umschlagpunkt des Indikators Methylorange (pH = 4,3) verbraucht

3

Tab. 49: Nationale Härtegrade.

Angabe	Definition	Massenkonzentration $\beta(\text{Ca})$ mg/l	Stoffmengenkonzentration $c(\text{Ca})$ mmol/l
°dH (deutsch)	10 mg/l CaO	7,14	0,179
°fH (französisch)	10 mg/l CaCO_3	4,0	0,1
°eH (englisch)	10 mg CaCO_3 in 0,7 l Wasser	5,7	0,143
°aH (amerikanisch)	1 mg/l CaCO_3	0,4	0,01
°rH (russisch)	1 mg/l Ca^{2+}	1,0	0,0251

wird. Die „**Basekapazität bis pH = 8,2** ($K_{B\ 8,2}$)“ gibt schließlich die Menge an Base (in der Praxis NaOH mit $c = 0,1$ mol/l) an, die bis zum Umschlagpunkt des Phenolphthaleins ($\text{pH} = 8,2$) verbraucht wird. Zuverlässige Ergebnisse erhält man jedoch bei allen vorgenannten Titrationen nur mit elektrometrischer Endanzeige. Die für diese drei Begriffe früher verwendeten Bezeichnungen „Säureverbrauch“ und „Baseverbrauch“ werden als nicht zutreffend empfunden, weil die Wasserprobe an sich nichts verbraucht. Der ebenfalls benutzte Begriff „Acidität“ im Sinne von Säuregehalt (entspricht der Basekapazität) ist bei einem Wasser mit einem pH-Wert = 8 ebenso irreführend wie der Begriff „Alkalität“ (entspricht der Säurekapazität) bei einem Wasser von pH-Wert = 5. Dagegen beschreibt das Wort „Kapazität“ im Sinne von Aufnahmevermögen die Eigenschaft des Wassers, wie sie im Ergebnis der Titration zum Ausdruck kommt.

3.9.7.1.6.3 Härte

Neben den Messwerten der Säure- und Basekapazität ist die Beibehaltung des Begriffs „**Härte**“ erforderlich. Die Wasserhärte ist nach DIN 38409-6 die Bezeichnung für die Konzentration an bestimmten, durch die Härtebezeichnung festgelegten Ionen im Wasser. Mit der Härte wird eine in der Praxis benötigte Eigenschaft des Wassers zahlenmäßig wiedergegeben, die sonst nur umständlich beschrieben werden kann. Geochemisch sind einfache Klassifikationen von Grundwassertypen möglich, die in Übersichtskarten eine schnelle Orientierung über die Grund-

wasserbeschaffenheit größerer Gebiete ermöglichen.

Die „Härte“ eines Wassers wird in verschiedenen Ländern unterschiedlich definiert (Tab. 49):

Vereinfacht werden Ergebnisse statt in °dH häufig auch nur in °d angegeben.

Die Angaben in nationalen Härtegraden sollten jedoch vermieden werden und stattdessen die Äquivalentkonzentrationen genannt werden. Die Umrechnung der deutschen Härtegrade in Äquivalentkonzentrationen ergibt sich bei der Molmasse des Äquivalents $M(1/2 \text{ CaO}) = 28$ g/mol aus:

1 °dH entspricht einer Massenkonzentration von $\beta(\text{CaO}) = 10$ mg/l

Umgerechnet in Äquivalentkonzentration ergibt sich:

$$c(1/2 \text{ CaO}) = \beta(\text{Ca}) / M(1/2 \text{ CaO}) = (10 \text{ mg/l}) / (28 \text{ g/mol}) = 0,357 \text{ mmol/l}$$

Somit entspricht die Äquivalentkonzentration $c(1/2 \text{ CaO}) = 1$ mmol/l einem Härtegrad von 2,8 °dH.

Die nationalen Härtegrade lassen sich in Äquivalentkonzentrationen (Tab. 50 und 51) und die Äquivalentkonzentrationen in nationale Härtegrade umrechnen (Tab. 52):

Die analytisch bestimmten Massenkonzentrationen der härtebildenden Kationen lassen sich in Härtegrade umrechnen nach:

$$^{\circ}\text{dH} = c(1/z \text{ X}) \cdot 2,8 = \frac{\beta(\text{X})}{M(1/z \text{ X})} \cdot 2,8 \quad \text{Gl. 149}$$

$c(1/2 X)$	= Äquivalentkonzentration des Stoffes (mol/l),
$\beta(1/2 X)$	= Massenkonzentration (g/l),
$M(1/2 X)$	= äquivalente Molmasse des Stoffes oder Ions X (g/mol).

Tab. 50: Umrechnung nationaler Härtegrade.

gegebener Härtegrad	umgerechneter Härtegrad
1 °eH	0,80 °dH
1 °dH	1,25 °eH
1 °dH	1,70 °fH
1 °fH	0,56 °dH
1 °fH	1,20 °eH
1 °aH	0,056 °dH
1 °dH	7,14 °rH
1 °rH	0,14 °dH

Beispiele:
Aus der Massenkonzentration β und der äquivalenten Molmasse M
 $\beta(\text{CaO}) = 100 \text{ mg/l}$
 $M(1/2 \text{ CaO}) = 28,04 \text{ g/mol}$

errechnet sich die Äquivalentkonzentration wie folgt:
 $c(1/2 \text{ CaO}) = (\beta(\text{CaO})) / (M(1/2 \text{ CaO}))$ (Gl. 81)
 $= (100 \text{ mg/l}) / (28,04 \text{ g/mol})$
 $= 3,566 \text{ mmol/l}$

Durch Multiplikation mit $2,8 \text{ °dH}/(\text{mmol/l})$ ergibt sich der Härtegrad wie folgt:

$3,566 \cdot 2,8 = 10 \text{ °dH}$ (Gl. 149)

Aus der Massenkonzentration β und der äquivalenten Molmasse M
 $\beta(\text{MgO}) = 35,8 \text{ mg/l}$
 $M(1/2 \text{ MgO}) = 20,16 \text{ g/mol}$

Tab. 51: Umrechnung nationaler Härtegrade in Äquivalentkonzentrationen $c(1/2 X)$.

Angabe	Grad Härte	Äquivalentkonzentration $c(1/2 \text{ Ca})$ mmol/l
°dH (deutsch)	1	0,357
°fH (französisch)	1	0,200
°eH (englisch)	1	0,286
°aH (amerikanisch)	1	0,020
°rH (russisch)	1	0,050

Tab. 52: Umrechnung von Äquivalentkonzentrationen $c(1/2 X)$ in nationale Härtegrade.

Angabe	Äquivalentkonzentration $c(1/2 \text{ Ca})$ mmol/l	Grad Härte
°dH (deutsch)	1	2,80
°fH (französisch)	1	3,50
°eH (englisch)	1	5,00
°aH (amerikanisch)	1	50,0
°rH (russisch)	1	20,0

3 errechnet sich die Äquivalentkonzentration wie folgt:

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ MgO}) &= (\beta(\text{MgO})) / (M(1/2 \text{ MgO})) \\ &= (35,8 \text{ mg/l}) / (20,16 \text{ g/mol}) \\ &= 1,776 \text{ mmol/l} \quad (\text{Gl. 81}) \end{aligned}$$

Durch Multiplikation mit 2,8 °dH/(mmol/l) ergibt sich der Härtegrad wie folgt:

$$1,776 \cdot 2,8 = 5^\circ\text{dH} \quad (\text{Gl. 149})$$

Bei den Härten werden unterschieden:

- **Gesamt-Härte (GH):** Gehalt an CaO und MgO (hinzu sind noch die Gehalte an SrO und BaO zu zählen, die aber häufig nur in geringen Konzentrationen vorliegen und daher vernachlässigt werden können), weil deren Verbindungen schwer wasserlöslich sind und beim Erwärmen meist als Karbonate ausfallen.
- **Karbonat-Härte (KH):** Anteil an Ca-Ionen und Mg-Ionen, für den eine äquivalente Konzentration an Hydrogenkarbonat (HCO_3^-) und, sofern vorhanden, auch Karbonat (CO_3^{2-}) sowie dem bei der Hydrolyse entstehenden Hydroxid (OH^-) vorliegt.
- **Nichtkarbonat- (oder Mineral-) Härte (NKH):** Gesamt-Härte abzüglich der Karbonat-Härte. Die Nichtkarbonat-Härte ist eine Rechengröße und wird meist nicht mehr angegeben.

Die **Gesamt-Härte** erfasst die Gehalte an CaO und MgO.

Sie kann aus Gl. 149 unter Einbeziehung von MgO errechnet werden:

$$\begin{aligned} ^\circ\text{dH} &= (c(1/2\text{CaO}) + c(1/2\text{MgO})) \cdot 2,8 \\ &= \left(\frac{\beta(\text{CaO})}{M(1/2\text{CaO})} + \frac{\beta(\text{MgO})}{M(1/2\text{MgO})} \right) \cdot 2,8 \quad (\text{Gl. 149}) \end{aligned}$$

Durch Einsetzen von $M(1/2 \text{ CaO}) = 28,04 \text{ g/mol}$ und $M(1/2 \text{ MgO}) = 20,16 \text{ g/mol}$ und beim Ausmultiplizieren der Klammer ergibt sich dann die Formel zur Berechnung der Gesamt-Härte aus den Massenkonzentrationen:

$$\text{GH} = \frac{\beta(\text{CaO}) + 1,4 \cdot \beta(\text{MgO})}{10} \quad \text{Gl. 150}$$

$$\beta(X) = \text{Massenkonzentration (g/l)}.$$

Häufig werden in (vor allem älteren) Analysen statt Gesamt-Härten (bezogen auf die CaO- oder MgO-Gehalte) so genannte **Calcium- oder Magnesium-Härten** (bezogen auf Ca^{2+} und Mg^{2+}) angegeben, die gemäß Gl. 150 umzurechnen sind:

$$\begin{aligned} ^\circ\text{Ca-Härte} &= c(1/2\text{CaO}) \cdot 2,8 = \frac{\beta(\text{CaO})}{28,04} \cdot 2,8 \\ &= \beta(\text{CaO}) \cdot 0,10 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} ^\circ\text{Ca-Härte} &= c(1/2\text{Ca}^{2+}) \cdot 2,8 = \frac{\beta(\text{Ca}^{2+})}{20,04} \cdot 2,8 \\ &= \beta(\text{Ca}^{2+}) \cdot 0,14 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} ^\circ\text{Mg-Härte} &= c(1/2\text{MgO}) \cdot 2,8 = \frac{\beta(\text{MgO})}{20,16} \cdot 2,8 \\ &= \beta(\text{MgO}) \cdot 0,14 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} ^\circ\text{Mg-Härte} &= c(1/2\text{Mg}^{2+}) \cdot 2,8 = \frac{\beta(\text{Mg}^{2+})}{12,16} \cdot 2,8 \\ &= \beta(\text{Mg}^{2+}) \cdot 0,23 \end{aligned}$$

Um alle Werte direkt untereinander ohne Umrechnungen vergleichen zu können, ist eine Angabe der Härte in Äquivalentkonzentrationen ($c(1/z \text{ X})$ (mmol/l) sinnvoll.

Für die Qualifikation eines Wassers hinsichtlich seiner Härte werden Härtestufen nach KLUT & OLSZEWSKI (1945) verwandt (Tab. 53):

Diese Einteilung ist nicht zu verwechseln mit den Härtestufen nach dem „Wasch- und Reinigungsmittelgesetz“ vom 5. März 1987 (i.d.F.v. 29. April 2007) (Berlin, 2007). Nach diesem Gesetz werden folgende Härtebereiche unterschieden (Tab. 54) (Hinweis: Im Gesetz wird nur auf die Stoffmengenkonzentration Bezug genommen):

Nach DIN 38409-6 wird die Gesamt-Härte nur noch als Stoffmengenkonzentration der Härtebildner (also in der Regel Calcium plus Magnesium), berechnet als Calcium, mit der Angabe mmol/l bestimmt. Dabei entspricht 1 °dH einer Stoffmengenkonzentration von $c(\text{Ca}^{2+}) = 0,179 \text{ mmol/l}$.

Tab. 53: Härtestufen nach KLUT & OLSZEWSKI (1945).

Äquivalentkonzentration $c(1/2 \text{ Ca}^{2+})$ mmol/l	Gesamthärte °dH	Beurteilung
< 1,43	< 4	sehr weich
1,43 – 2,86	4 – 8	weich
2,86 – 4,28	8 – 12	mittelhart
4,28 – 6,43	12 – 18	etwas (oder ziemlich) hart
6,43 – 10,7	18 – 30	hart
> 10,7	> 30	sehr hart

Tab. 54: Härtestufen nach dem „Wasch- und Reinigungsmittelgesetz“.

Härtebereich	Gesamthärte (Stoffmengenkonzentration) $c(X)$ mmol/l	Gesamthärte °dH
weich	< 1,5	< 8,4
mittel	1,5 – 2,5	8,4 – 14,0
hart	> 2,5	> 14,0

Die **Karbonat-Härte** errechnet sich aus der Säurekapazität bis pH 4,3 (früher: m-Wert). Bei Verwendung von Salzsäure (HCl) mit $c = 0,1 \text{ mol/l}$ und 100 ml Wasserprobe gibt der Verbrauch in Millilitern bis zum Umschlagpunkt des Indikators Methylorange die Karbonat-Härte in der Äquivalentkonzentration (mmol/l) an. Durch Multiplikation mit dem Faktor 2,8 ergibt sich die Karbonat-Härte in der Einheit deutsche Härtegrade °dH.

In stärker alkalischen natürlichen Wässern mit höheren pH-Werten können Hydroxide (z.B. $\text{Ca}(\text{OH})_2$) und Karbonate (CO_3^{2-}) enthalten sein. Deshalb wird bei der Wasseranalyse untersucht, ob auch bei höheren pH-Werten noch Säure verbraucht wird. Diesen Wert stellt die „Säurekapazität bis pH = 8,2“ ($K_{S,8,2}$) dar. Aus den Säurekapazitäten bis pH = 4,3 ($K_{S,4,3}$) und pH = 8,2 ($K_{S,8,2}$) lassen sich die Äquivalentkonzentrationen von HCO_3^- , CO_3^{2-} - und OH^- nach den Angaben in (Tab. 55) berechnen:

Die Massenkonzentrationen lassen sich aus den Äquivalentkonzentrationen nach Gl. 83

$$\beta(X) = c\left(\frac{1}{z}X\right) \cdot M(1/2 X)$$

errechnen mit $M(1/1 \text{ OH}^-) = 17 \text{ g/mol}$, $M(1/2 \text{ CO}_3^{2-}) = 30 \text{ g/mol}$ und $M(1/1 \text{ HCO}_3^-) = 61 \text{ g/mol}$.

Bei der Umrechnung der Äquivalentkonzentration des Hydrogenkarbonats in °dH ist zu berücksichtigen, dass diese Größe über die Massenkonzentration des II-wertigen Calciums definiert ist. Ist nur Hydrogenkarbonat (I-wertig) anwesend (was in der Regel der Fall ist), ist zur Umrechnung die ermittelte $c(1/1 \text{ HCO}_3^-)$ zu verdoppeln, weil $2 \cdot c(1/1 \text{ HCO}_3^-) = c(1/2 \text{ CaO})$. 1 °dH Karbonat-Härte entspricht $2 \cdot c(1/1 \text{ HCO}_3^-) = c(1/2 \text{ CaO}) = 0,357 \text{ mmol/l}$.

3.9.7.1.6.4 Freie Kohlensäure

Der Säuregehalt natürlicher Wässer am Ort der Entnahme (kritische Anmerkungen: Abschn. 3.9.3.5) wird weitgehend durch den Gehalt an gelöster **freier Kohlensäure** bestimmt und ergibt sich aus der Basekapazität bis pH = 8,2 (DIN 38409-7). Die bei der Titration benötigte Menge

3

Tab. 55: Bestimmung der Äquivalentkonzentration $c(1/z X)$ von HCO_3^- , CO_3^{2-} und OH^- aus den Säurekapazitäten $K_{S\,4,3}$ und $K_{S\,8,2}$.

Analysenergebnis	Äquivalentkonzentration $c(1/1 \text{ OH}^-)$ mmol/l	Äquivalentkonzentration $c(1/2 \text{ CO}_3^{2-})$ mmol/l	Äquivalentkonzentration $c(1/1 \text{ HCO}_3^-)$ mmol/l
$K_{S\,8,2} = 0$	0	0	$K_{S\,4,3}$
$2 K_{S\,8,2} < K_{S\,4,3}$	0	$2 K_{S\,8,2}$	$K_{S\,4,3} - 2 K_{S\,8,2}$
$2 K_{S\,8,2} = K_{S\,4,3}$	0	$2 K_{S\,8,2}$	0
$2 K_{S\,8,2} > K_{S\,4,3}$	$2 K_{S\,8,2} - K_{S\,4,3}$	$2 (K_{S\,4,3} - K_{S\,8,2})$	0
$K_{S\,8,2} = K_{S\,4,3}$	$K_{S\,4,3}$	0	0

an NaOH $c = 0,1 \text{ mol/l}$ bei 100 ml Wasserprobe, multipliziert mit $M(\text{CO}_2) = 44 \text{ g/mol}$, ergibt die (errechnete) Konzentration an freier Kohlensäure. Streng genommen werden bei dieser Bestimmung alle Säure- (H^+) -Ionen erfasst, also z.B. auch die – sofern vorhanden – der Huminsäuren; vielfach wird auch deshalb der Parameter „Freie Kohlensäure“ in den Analysenformularen in Anführungsstriche gesetzt oder nur der Wert $K_{B\,8,2}$ angegeben. Die Beziehung zwischen Massenkonzentration und Stoffmengenkonzentration ergibt sich aus Gl. 151

$$\beta(\text{CO}_2) = c(\text{CO}_2) \cdot M(\text{CO}_2) = c(\text{CO}_2) \cdot 44 \text{ Gl. 151}$$

$\beta(X)$ = Massenkonzentration (g/l),

$c(X)$ = Stoffmengenkonzentration des Stoffes oder Ions (mol/l),

$M(X)$ = molare Masse (g/mol).

Somit ergeben sich folgende Zahlenwerte:

$$c(\text{CO}_2 \text{ gelöst}) = 1 \text{ mmol/l entspricht } \beta(\text{CO}_2 \text{ gelöst}) = 44 \text{ mg/l}$$

$$\beta(\text{CO}_2 \text{ gelöst}) = 1 \text{ mg/l entspricht } c(\text{CO}_2 \text{ gelöst}) = 0,0227 \text{ mmol/l}$$

Ein Teil der gelösten freien Kohlensäure wird im Wasser zur Erhaltung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts (Abschn. 3.9.3.5) benötigt (freie zugehörige Kohlensäure), ein darüber hinaus vorhandener Anteil wirkt aggressiv (als Säure). Die Bestimmung des Anteils aggressiver Kohlensäure, dessen Kenntnis für die (technische) Verwendung eines natürlichen Wassers von wesentli-

cher Bedeutung ist, erfolgt bei bekannten Werten der Säurekapazität bis $\text{pH} = 4,3$ und Basekapazität bis $\text{pH} = 8,2$ über Tabellen oder durch direkten Versuch (HEYER-Versuch). Dazu wird die Wasserprobe mit Marmorpulver versetzt und die Menge verbrauchten Pulvers bestimmt. Nach den Deutschen Einheitsverfahren (DIN 38404-10) erfolgt die Bestimmung der kalkaggressiven Kohlensäure als Abweichung von der Calciumkarbonat-Sättigung über den Sättigungs-Index (Abschn. 3.9.3.5).

In Wasseranalysen wird häufig unterschieden zwischen **rostschutzverhindernder** (oder **eisenaggressiver**) und **kalkaggressiver Kohlensäure**. Zwischen beiden besteht insofern ein Unterschied, als hinsichtlich der Aggressivität der Kohlensäure auf Metalle die gesamte überschüssige Kohlensäure aggressiv wirkt, während beim Kalkangriff ein Teil der überschüssigen Kohlensäure für das sich neu (nach Auflösen von Karbonaten) einstellende Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht benötigt wird.

3.9.7.1.6.5 Bestimmung von Silicat bzw. Kieselsäure

Aus der Kenntnis der Gehalte an Kieselsäure können sich Hinweise auf die Herkunft eines Grundwassers ergeben. Sie wird nach DIN 38405-21 bestimmt und als SiO_2 ausgewiesen. Die Angabe erfolgt als Massenkonzentration $\beta(\text{SiO}_2)$ in mg/l oder umgerechnet auf das Element als $\beta(\text{Si})$ in mg/l.

So weisen z.B. (meist basische) Grundwässer in den Basalten des Vogelsberges SiO_2 -Massen-

konzentrationen $\beta(\text{SiO}_2) > 30 \text{ mg/l}$ auf, dagegen die des vorgelagerten Buntsandsteins $\beta(\text{SiO}_2) < 20 \text{ mg/l}$.

Zu beachten ist, dass die Angaben der Kieselsäuregehalte in den Analysen nicht immer einheitlich erfolgen (Bezug auf SiO_2 , H_2SiO_3 oder nur Si). Gegebenenfalls muss eine Umrechnung über die Äquivalentkonzentration und die Molmasse der Äquivalente erfolgen. Diese betragen für $M(1/4 \text{ Si}) = 7 \text{ g/mol}$, $M(1/2 \text{ SiO}_2) = 30 \text{ g/mol}$ und $M(1/2 \text{ H}_2\text{SiO}_3) = 39 \text{ g/mol}$.

Beispiel:

Aus der Massenkonzentration von Siliciumdioxid und den Molmassen von SiO_2 und Kieselsäure
 $\beta(\text{SiO}_2) = 80 \text{ mg/l}$,
 $M(1/2 \text{ SiO}_2) = 30 \text{ g/mol}$,
 $M(1/2 \text{ H}_2\text{SiO}_3) = 39 \text{ g/mol}$
 errechnet sich die Massenkonzentration von Kieselsäure wie folgt:

Zunächst wird die Äquivalentkonzentration des Siliciumdioxids berechnet:

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ SiO}_2) &= \beta(\text{SiO}_2) / M(1/2 \text{ SiO}_2) \\ &= (80/30) \text{ mmol/l} \\ &= 2,67 \text{ mmol/l.} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 81})$$

Die Massenkonzentration von Kieselsäure $\beta(\text{H}_2\text{SiO}_3)$ errechnet sich dann aus der Äquivalentkonzentration des SiO_2 wie folgt:

$$\begin{aligned} \beta(\text{H}_2\text{SiO}_3) &= c(1/2 \text{ SiO}_2) \cdot M(1/2 \text{ H}_2\text{SiO}_3) \\ &= 2,67 \cdot 39 \text{ mg/l} \\ &= 104 \text{ mg/l.} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 81})$$

3.9.7.1.6.6 Oxidierbarkeit mit Kaliumpermanganat

Eine direkte Bestimmung des Gehaltes einer Wasserprobe an einzelnen organischen Substanzen ist nicht möglich, da es sich meistens um komplexe Gemische unter Einschluss von Huminsäuren handelt. Um die Analyse auf Einzelstoffe zu vermeiden, wird die Oxidierbarkeit aller Inhaltsstoffe als Summenparameter ermittelt.

Als Oxidationsmittel wird in der Regel eine Kaliumpermanganat- (KMnO_4) -Lösung benutzt, wobei das Mn-VII zu Mn-II reduziert wird. Das Verfahren ist aufwändig, da die Probe bis zum

Tab. 56: Zusammenhang von Permanganat-Verbrauch, Permanganat-Index I_{Mn} und Farbe einer Wasserprobe.

Permanganat-Verbrauch mg/l	Permanganat-Index I_{Mn} mg/l	Farbe
bis 10	bis 2,5	farblos
bis 40	bis 10	schwach bis stark gelblich
bis 100	bis 25	gelbbraun
> 100	> 25	braun bis rotbraun

Sieden erhitzt werden muss. Da sowohl einige anorganische Substanzen reduzierend wirken (z.B. Nitrit, Fe^{2+} -Verbindungen) als auch nicht alle Kohlenwasserstoffe, insbesondere halogenierte, oxidiert werden, sollte nicht – wie verschiedentlich üblich – bei diesem Parameter vom „Gehalt an organischen Substanzen“ gesprochen werden. Die Analyse erfolgt nach DIN EN ISO 8467, die Angabe erfolgt als Permanganat-Index I_{Mn} bezogen auf Sauerstoff in mg/l.

Soll die Angabe als Permanganat-Verbrauch erfolgen, ist I_{Mn} mit dem Faktor $f_{\text{un}} = 3,95$ zu multiplizieren. Dies errechnet sich aus dem Verhältnis der äquivalenten Molmassen $fM_{\text{Mn}} = M(1/5 \text{ KMnO}_4) / M(1/2 \text{ O}_2)$ – Molmasse des Äquivalentes $M(1/5 \text{ KMnO}_4) = 31,6 \text{ g/mol}$.

Vielfach lässt schon die Farbe einer Wasserprobe den Gehalt an organischen Substanzen grob abschätzen (Tab. 56).

3.9.7.1.6.7 Chemischer Sauerstoffbedarf (CSB)

Statt des Permanganats wird heute in der Regel Kaliumdichromat ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) verwendet, wobei Cr-VI zu Cr-III reduziert wird. Das genormte Verfahren ist DIN 38409-44 für gering verschmutzte Wässer und DIN 38409-41 für stärker belastete Wässer. Daneben gibt es noch das Kurzzeitverfahren nach DIN 38409-43. CSB ist ein typischer Parameter für Abwasser bzw. hoch belastete Wässer.

Die Angabe erfolgt als Massenkonzentration bezogen auf Sauerstoff $\beta(\text{CSB})$ in mg/l O_2 .

3.9.7.1.6.8 Organisch gebundener Kohlenstoff

Neben der Bestimmung der Oxidierbarkeit von Wasserinhaltsstoffen durch chemische Reaktionen gibt es Verfahren, mit deren Hilfe man die in der Wasserprobe enthaltenen Kohlenstoff-Verbindungen direkt messen kann. Diese Verfahren sind automatisierbar und verdrängen in zunehmendem Maße die Bestimmung des CSB. Bei der Bestimmung wird die Wasserprobe bei hohen Temperaturen (ca. 950 °C) verbrannt und das entstehende CO₂ wird bestimmt. Man unterscheidet dabei:

- **TC (total carbon):** der gesamte in 1 l Wasser enthaltene Kohlenstoff, Summe aus TOC und TIC.
- **TIC (total inorganic carbon):** der in 1 l Wasser enthaltene anorganische Kohlenstoff, d.h. Kohlensäure und ihre Anionen (Bestimmung Abschn. 3.9.7.1.6.4).
- **TOC (total organic carbon):** Differenz aus TC und TIC bzw. Summe aus DOC und POC.
- **DOC (dissolved organic carbon):** der in 1 l Wasser enthaltene gelöste organisch gebundene Kohlenstoff.
- **POC (particulate organic carbon):** der in 1 l Wasser enthaltene ungelöste organisch gebundene Kohlenstoff.

Die Analyse wird nach DIN EN 1484 durchgeführt, die Angabe erfolgt als Massenkonzentration bezogen auf Kohlenstoff $\beta(\text{TOC})$ und $\beta(\text{DOC})$, jeweils in mg/l C.

3.9.7.1.6.9 Biochemischer Sauerstoffbedarf (BSB_n)

Zur Bestimmung der oxidierbaren Bestandteile im Wasser durch mikrobiologische Aktivität, in der Regel des Wassers aus Kläranlagen und aus damit belasteten Flusswässern, wird der biochemische Sauerstoffbedarf (BSB_n) nach DIN EN 1899-1 und -2 bestimmt. In diesem Verfahren wird die Masse an Sauerstoff bestimmt, die für die Oxidation der in 1 l Wasserprobe enthaltenen biochemisch oxidierbaren Inhaltsstoffe in n Tagen (in der Regel ist n = 5) durch den Stoffwechsel von Mikroorganismen bei 20 °C summarisch verbraucht wird.

Die Angabe erfolgt als Massenkonzentration bezogen auf Sauerstoff $\beta(\text{BSB}_5)$ in mg/l O₂.

3.9.7.1.6.10 Kationen und Anionen

In der Grundwasseranalyse sollen als Hauptbestandteile die Kationen Natrium (Na⁺), Kalium (K⁺), Ammonium (NH₄⁺), Calcium (Ca²⁺), Magnesium (Mg²⁺), Eisen (Fe²⁺) und Mangan (Mn²⁺) sowie die Anionen Hydrogencarbonat (HCO₃⁻), Chlorid (Cl⁻), Nitrat (NO₃⁻), Nitrit (NO₂⁻), Sulfat (SO₄²⁻) und Phosphat (PO₄³⁻) bestimmt sein; Angabe und Berechnung der Konzentrationen beziehen sich auf die Ionen (und nicht Oxide, Anhydride oder Salze).

Die Analyse der Kationen erfolgt häufig mit ICP-OES (Induktiv gekoppeltes Plasma mit optischer Emissions-Spektroskopie) nach DIN EN ISO 11885. Dieses Verfahren erlaubt die Bestimmung von 33 Elementen. Ein moderneres Verfahren arbeitet mit einem angeschlossenen Massenspektrometer (ICP-MS). Das Verfahren beschreiben DIN EN ISO 17294-1 und -2. Mit diesen Verfahren lassen sich sogar 62 Elemente analysieren. Ammonium bestimmt man nach DIN 38406-5. Die Anionen werden in der Regel mittels Ionenchromatographie nach den Verfahren DIN EN ISO 10304-1 und -2 bestimmt, die Konzentrationen werden als Massenkonzentrationen in mg/l und/oder als Äquivalentkonzentrationen in mmol/l angegeben.

3.9.7.1.6.11 Ionenbilanz und Stoffmengenanteile der Äquivalente

In vielen Analysen, besonders bei Heilwässern, wird die Angabe Stoffmengenanteile der Äquivalente χ in % verwandt, wozu der prozentuale Anteil der einzelnen Ionen an der Summe der Kationen- bzw. Anionen-Äquivalente errechnet wird (Abschn. 3.9.3.1). Theoretisch müssen – sofern alle Ionen bestimmt sind – die Summen der Kationen- und Anionen-Äquivalentkonzentrationen gleich sein. Dieses ist häufig nicht der Fall, teils weil nicht alle Ionen bestimmt, teils weil trotz größter Sorgfalt beim Analysieren vollkommen genaue quantitative Bestimmungen nicht erreicht werden oder wegen der Einbindung von Kationen in chemischen Komplexen, die im Analysengang nicht aufgelöst wurden.

Ein Beispiel für die Angabe einer Grundwasseranalyse wird in Tab. 57 gegeben. Die Umrechnung in die verschiedenen Einheiten wurde oben erläutert, die Umrechnungsfaktoren sind der Tab. 58 (s. S. 205) zu entnehmen. Bei Analysen, bei denen die Konzentration des zu untersuchenden Ions oder Moleküls unterhalb des durch die Untersuchungsmethode gegebenen Anwendungsbereiches liegt, sollte nicht „n.n.“ (nicht nachweisbar) und auf keinen Fall „0,0“ angegeben werden, sondern stets der Wert, bei welchem die durch das angewandte Analysenverfahren bedingte Nachweisgrenze unterschritten wird (z.B. $\beta(\text{Fe}^{2+}) < 0,05 \text{ mg/l}$).

Die Ionenbilanz (Bilanz der Äquivalentkonzentrationen) lässt erkennen, dass zwischen der Kationen-Summe $\Sigma c(1/z \text{ Kationen}) = 1,804 \text{ mmol/l}$ und der Anionen-Summe $\Sigma c(1/z \text{ Anionen}) = 1,839 \text{ mmol/l}$ eine Differenz von $0,035 \text{ mmol/l}$ bzw. $1,9 \%$ besteht. Die **Genauigkeitsanforderungen** an eine Grundwasseranalyse für die einzelnen Ionen werden in den entsprechenden Empfehlungen der DVWK-Regel

111 (DVWK, 1979) bzw. in der Neufassung DVWK-Regel 128 (DVWK, 1992a) festgelegt. Zwischen den Summen der Äquivalentkonzentrationen von Kationen und Anionen gelten Abweichungen bei Äquivalentkonzentrationen bis 2 mmol/l von 5% , über 2 mmol/l von 2% als zulässig (bezogen auf die Hälfte der Summe von Kationen und Anionen); die in Tab. 57 wiedergegebene Analyse genügt diesen Anforderungen (Abschn. 3.9.7.3). In LAWA (1993) werden andere als akzeptabel anzunehmende Grenzen benannt: $\pm 10 \%$ bei einer Summe der Äquivalentkonzentrationen $< 5 \text{ mmol/l}$ und $\pm 5 \%$ bei einer Summe $> 5 \text{ mmol/l}$.

Zur Genauigkeitsanforderung sollte jedoch noch eine Anmerkung gemacht werden. Die Genauigkeit – oder besser Richtigkeit – einer Analyse muss sich immer der Fragestellung anpassen. Mit dem Übergang von der Nasschemie zu instrumentellen Verfahren haben sich neben dem enormen Zeitgewinn auch Verbesserungen bei der Genauigkeit ergeben. Vor allem der Einsatz von Rechnern ermöglicht die Ausgabe von Analy-

Tab. 57: Analyse eines Grundwassers aus Basalten des Tertiärs.

	Molmasse $M(X)$ g/mol	Massen- konzentration $\beta(X)$ mg/l	Stoffmengen- konzentration $c(X)$ mmol/l	Äquivalent- konzentration $c(1/z X)$ mmol/l	Stoffmengenanteil der Äquivalente $\chi(1/z X)$ %
Kationen					
Na ⁺	22,99	3,9	0,170	0,170	9,40
K ⁺	39,1	0,3	0,008	0,008	0,43
Ca ²⁺	40,08	14,8	0,369	0,739	40,93
Mg ²⁺	24,31	10,8	0,444	0,889	49,24
Fe ²⁺	55,85	< 0,05	< 0,001	< 0,002	-
Summe Kationen		29,8	0,991	1,804	100
Anionen					
Cl ⁻	35,45	3	0,085	0,085	4,60
SO ₄ ²⁻	96,06	6,2	0,065	0,129	7,02
NO ₃ ⁻	62	4,5	0,073	0,073	3,95
HCO ₃ ⁻	61	94,7	1,552	1,552	84,43
Summe Anionen		108,4	1,774	1,839	100

3 seergebnissen „mit vielen Stellen hinter dem Komma“. Dies täuscht eine Genauigkeit vor, die jedoch nicht vorhanden ist. Daher ist die Angabe der Anzahl von signifikanten Stellen immer der entsprechenden Norm zu entnehmen.

Wichtig bei allen Betrachtungen ist die Tatsache, dass sich die Analysenergebnisse immer auf die im Labor vorliegende Probe beziehen. Sie verleiten dann möglicherweise zu der Annahme, dass das Analysenergebnis die Beschaffenheit eines Grundwassers am Punkt der Probeentnahme als unveränderlich darstellt. Tatsächlich gleicht ein Analysenergebnis selten einem anderen, weil die Probennahme immer einen Eingriff in das System darstellt und mit einem eigenen Fehler behaftet ist. Zudem unterliegen Lösungsinhalte natürlichen Schwankungen – wenn auch meist in geringen Grenzen. Insofern ist eine Steigerung der Genauigkeit über das notwendige Maß hinaus nicht sinnvoll.

Die zur Festlegung geohydrochemischer Eigenschaften eines Grundwasserleiters erforderliche Probenzahl wird in DVWK-Regel 128 (DVWK, 1992a) erläutert.

3.9.7.1.6.12 Elemente

Im Bereich der anorganischen Inhaltsstoffe wird eine Vielzahl von **Elementen** bestimmt, fälschlicherweise oft als Schwermetalle (z.B. ist Arsen kein Schwermetall) bezeichnet. Die Bestimmung erfolgt, ggf. nach Aufschluss, mit spektrometrischen Verfahren; hier seien die Verfahren DIN EN ISO 11885 (ICP/OES), DIN EN ISO 17294-1 und -2 (ICP/MS), DIN EN ISO 15586 (AAS-Graphitrohr) und DIN EN ISO 11969 (AAS-Hydridverfahren) sowie die Verfahren zur Bestimmung von Quecksilber DIN EN 1483, DIN EN 12338 sowie DIN EN 13506 genannt.

3.9.7.1.6.13 Weitere Untersuchungen anorganischer Inhaltsstoffe

Die genannten Analysenparameter stellen den Mindestumfang für Grundwasseranalysen dar. Die oben nicht genannten Inhaltsstoffe werden der Regelanalyse angefügt und richten sich nach dem Zweck und dem Ziel der Untersuchung. Dazu gehören insbesondere therapeutisch wirksame Ioneninhalte bei Heilwässern und andere Ionen in Mineralwasseranalysen oder Sonderbestim-

mungen, wie sie sich aus der Trinkwasserverordnung (TrinkwV) oder anderen speziellen Untersuchungszielen ergeben (Abschn. 3.9.7.5.3).

Vertiefende Informationen zur Abwasseruntersuchung und -bewertung vermittelt HÜTTER (1994).

3.9.7.1.7 Untersuchungen organischer Inhaltsstoffe

In der Abwasserchemie sind neben den genannten weitere Parameter üblich, die **Summenbestimmungen** darstellen und aufwändige Einzelanalysen ersparen sollen. Sie werden auch bei der Untersuchung von Grundwässern vor allem in Bereichen mit Altlasten und Altlast-Verdachtsflächen eingesetzt. Die wichtigsten sind:

- **AOX:** adsorbierbare organische Halogen- (z.B. Chlor-) Verbindungen; dieser Parameter ist grundwasserchemisch relevant, da bei seiner Bestimmung auch Spurengehalte erfasst werden; die geogene Grundbelastung liegt bei $\beta < 10 \mu\text{g/l}$. Die Analyse erfolgt in der Regel nach DIN EN ISO 9562, in stark salzhaltigen Wässern (z.B. Solen) nach DIN 38409-22. Die Angabe der Ergebnisse erfolgt als $\beta(\text{Cl}^-)$ in mg/l oder $\mu\text{g/l}$.
- **EOX:** extrahierbare organische Halogen-Verbindungen; das Untersuchungsverfahren für diesen Parameter ist weniger empfindlich als die AOX-Bestimmung. Für Wasser existiert kein genormtes Analyseverfahren mehr, da dieser Parameter durch AOX ersetzt wurde. In Schlämmen und Sedimenten kann EOX nach DIN 38414-17 analysiert werden.
- **POX:** mit Stickstoffgas ausblasbare organische Halogene (leichtflüchtige organische Halogen-Verbindungen); hierfür existiert kein genormtes Verfahren.
- **Gesamter gebundener Stickstoff TN_b :** Summe des Stickstoff aus allen gelösten Verbindungen; dies ist in der Regel die Summe aus Ammoniumstickstoff (NH_4^+), Nitratstickstoff (NO_3^-), Nitritstickstoff (NO_2^-) sowie organischen Stickstoff-Verbindungen. Dazu oxidiert man die in der Wasserprobe enthaltenen Stickstoff-Verbindungen durch katalytische Verbrennung in einer Sauerstoff-Atmosphäre bei über 700°C zu Stickstoffoxid. Nach DIN

EN 12260 wird das entstandene Stickstoffmonoxid mit einem Chemolumineszenz-Detektor analysiert; auch eine Analyse nach DIN 38409-27 ist möglich.

- **Kohlenwasserstoffe:** Bestimmung von schwerflüchtigen lipophilen Stoffen mit Siedetemperaturen $\vartheta_{\text{Si}} > 250\text{ °C}$ (Heizöl, Diesel, Wachse, Fette, Öle). Es handelt sich um ein gravimetrisches Verfahren, das nur für hohe Konzentrationen geeignet ist, früher als H17 bezeichnet. Diese Norm wurde zurückgezogen und durch DIN 38409-56 ersetzt.
- **Kohlenwasserstoff-Index (KW-Index, auch Mineralöl-Kohlenwasserstoff-Index oder MKW-Index genannt):** Bestimmung von Kohlenwasserstoffen zwischen C_{10} und C_{40} nach Lösemittelextraktion und Gaschromatographie. Das Verfahren ist auch für niedrigere Konzentrationen anwendbar. Früher wurde zur Bestimmung das Verfahren nach DIN 38409-18 – allgemein als H18 bezeichnet – eingesetzt. Im Jahr 2000 wurde diese Norm zurückgezogen und durch DIN EN ISO 9377-2 ersetzt. Durch die Änderung des Analyseverfahrens wird der Einsatz von halogenierten Lösemitteln vermieden.
- **Phenolindex:** Summenbestimmung für leichtflüchtige Phenole und phenolartige Substanzen (ohne Destillation: Gesamtphenole; nach Destillation: wasserdampfllüchtige Phenole). Die Analyse erfolgt nach DIN 38409-16 bzw. als automatisiertes Fließinjektionsverfahren gemäß DIN EN ISO 14402. Bei diesen beiden Summenverfahren ist zu berücksichtigen, dass die unterschiedlichen Phenole (z.B. Phenol selbst und die Alkylphenole) aufgrund unterschiedlicher Reaktivität im Index nicht unbedingt gleich berücksichtigt werden.
- **Cyanide:** Summe aller Cyanid-Verbindungen. Man unterscheidet freies Cyanid CN(frei), leicht freisetzbare Cyanide CN(l. fr.) sowie das gesamte Cyanid CN(ges.). Freies Cyanid und leicht freisetzbare Cyanide (in der Regel Komplex-Verbindungen mit Cu, Cd, Ni, Zn und Ag) sind unter milden Säurebedingungen ($\text{pH} = 4,5$) zersetzlich und gelten als toxikologisch relevant, die übrigen Cyanide, insbesondere solche in Eisen-Komplexen, sind sehr stabil. Daher werden in der Regel sowohl Gesamt- als auch leicht freisetzbare Cyanide analysiert, und zwar nach DIN 38405-7, -13 und -14 so-

wie als automatisiertes Fließinjektionsverfahren nach DIN EN ISO 14403.

- **Tenside:** grenzflächenaktive organische Substanzen, auch Detergenzien genannt (aus Wasch- und Reinigungsmitteln). Unterschieden werden anionische, sog. methylenblauaktive (MBAS) Tenside und nichtionische, sog. bismutaktive (BiAS) Tenside (Analyse nach DIN 38409-23) sowie kationische, sog. disulfonblauaktive (DBAS) Tenside (Analyse nach DIN 38409-20).

Im Bereich der **organischen Spurenstoffe** im Wasser ist jedoch die Bestimmung von Einzelsubstanzen erforderlich. Da es sich hier in der Regel um eine messtechnisch nicht vollständig erfassbare Vielzahl von Verbindungen handelt, wird in der Regel nur eine Auswahl an typischen Vertretern der einzelnen Gruppen analysiert:

- **BTEX:** Summenbezeichnung für die Aromaten Benzol, Toluol, Ethylbenzol und Xylol: die Analyse erfolgt gemäß DIN 38407-9 nach Lösemittelextraktion und durch Gaschromatographie; alternativ nach DIN EN ISO 15680: Diese Norm schreibt die gaschromatographische Analyse einer Anzahl monocyclischer aromatischer Kohlenwasserstoffe, Naphthalin und einiger chlorierter Substanzen durch purge-and-trap-Anreicherung und thermischer Desorption vor.
- **LHKW:** leichtflüchtige halogenierte Kohlenwasserstoffe. Bei den LHKW handelt es sich um halogenierte Verbindungen von Methan, Ethan und Ethen, wobei die chlorierten Verbindungen (z.B. die Lösemittel Trichlormethan (Chloroform), Trichlorethen (TRI) und Tetrachlorethen (PER)) häufiger nachgewiesen werden. Die Analyse erfolgt nach DIN EN ISO 10301, die eine Analyse nach Lösemittelextraktion und durch Gaschromatographie vorsieht.
- **PAK:** polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (engl. PAH). Die Gruppe der PAK umfasst eine Vielzahl von aromatischen Verbindungen, die analytisch nicht alle bestimmt werden können. Daher wird eine Auswahl getroffen: Entweder 6 Verbindungen – Analyse nach DIN 38407-7 (Trink- und Heilwässer) mit Dünnschicht-Chromatographie oder nach DIN 38407-8 (Grund- und Oberflächen-

3

wasser) mit HPLC, alternativ erfolgt die Analyse von 15 typischen Verbindungen (nach US-EPA) nach DIN EN ISO 17993. Hierbei erfolgt die Analyse nach Lösemittelextraktion durch HPLC. Bei allen Verfahren wird die Verbindung Benzo-(a)-pyren analysiert, die meist auch als Leitkomponente für die Summe der PAK angesehen wird.

- **PCB:** polychlorierte Biphenyle. Diese Verbindungsklasse umfasst 209 Stoffe unterschiedlichen Chlorierungsgrades (sog. Kongenere), analysiert werden davon 6, teilweise 7 Einzelverbindungen. Hierbei erfolgt die Analyse nach DIN 38409-3 oder DIN EN ISO 6468 nach Lösemittelextraktion durch Gaschromatographie; letztere Norm erlaubt auch die Analyse von Chlorbenzolen und Organochlorpestiziden.

3.9.7.1.8 Radioaktivität

Die SI-Einheit der Radioaktivität ist das Becquerel (ANTOINE HENRI BECQUEREL, französischer Physiker, 1852–1908) (Bq; 1 Bq = 1 Atomzerfall pro Sekunde). Die alte Einheit war das Curie (MARIE CURIE (SKŁODOWSKA), polnische Chemikerin, 1867–1934) (Ci; 1 Ci = $3,7 \cdot 10^{10}$ Bq). In der Bäderheilkunde wurde früher die Radon-Konzentration des Wassers oder der Luft in der Einheit MACHE (ME; 1 ME = 13,45 Bq/l) angegeben (HEINRICH MACHE, österreichischer Physiker, 1876–1954).

Radioaktivitätsangaben beziehen sich allein auf die pro Zeiteinheit zerfallenden Atome, gleich welcher Art. Sie sagen nichts über die Strahlenschädigung aus. Dazu muss zusätzlich die Isotopenzusammensetzung einer Probe bekannt sein, da sich die Energie der radioaktiven Strahlung von Isotop zu Isotop unterscheidet.

Verfahren zur Bestimmung der spezifischen Radioaktivität in Wasser werden in der DIN 38404-13 bis DIN 38404-18 vorgestellt.

3.9.7.1.9 Umrechnung von Analysenwerten

Die Konzentrationsangaben können als Massen-, Äquivalent- oder Stoffmengen-Konzentrationen erfolgen bzw. als Grad deutscher Härte angegeben werden. Der Umrechnung dient Tab. 58. Die hier angegebenen Äquivalentkonzentration in

mmol/l sind hinsichtlich des Zahlenwertes mit Angaben in der alten Einheit mval/l identisch.

3.9.7.1.10 Bewertung der Analysenergebnisse

Über die Bewertung von Analysenergebnissen und die daraus zu ziehenden Folgerungen zur Herkunft und Bewegung des Grundwassers gibt es eine umfangreiche Spezialliteratur. Deshalb muss auf zusammenfassende Darstellungen (z.B. HEM, 1985; MATTHEß, 1994; DVWK 1994a, 1996a und 1998) verwiesen werden. Zu Einflüssen geogener organischer Sedimente finden sich in der Literatur relativ wenige Hinweise. Eine allgemeine Übersicht der organischen Geochemie gibt HOLLERBACH (1985).

Bei der Bewertung von Beeinflussungen durch menschliche Aktivitäten werden auch mikrobiologische Befunde berücksichtigt. Als Indikator für solche Einflüsse gilt insbesondere das in Fäkalien enthaltene Darmbakterium *Escherichia coli* (Abschn. 3.9.6.1).

3.9.7.2 Berechnungen nicht analysierter Parameter

Sofern nicht alle Parameter in einer Analyse bestimmt wurden, können häufig ergänzende Werte errechnet werden. Solche Rechnungen gehen von der Überlegung aus, dass die Summen der Äquivalentkonzentrationen von Kationen bzw. Anionen gleich sind (Abschn. 3.9.7.1.6 und 3.9.7.3), also

$$\sum c(1/z \text{ Kationen}) = \sum c(1/z \text{ Anionen}) \quad \text{Gl. 152}$$

Da ältere Analysen u.U. den heutigen Anforderungen an Richtigkeit und Präzision nicht entsprechen, müssen solche Analysen ggf. kritisch bewertet und im Extremfall nur als größenordnungsmäßige Angaben betrachtet werden.

Die folgenden Beispiele sollen Möglichkeiten solcher Berechnungen aufzeigen:

Beispiel 1:

Aus der in Tab. 59 zusammengestellten Grundwasseranalyse sollen die nicht analysierten Konzentrationen der Alkalien nachträglich berechnet werden.

Tab. 58: Umrechnungsfaktoren für geohydrochemische Analysen.

Parameter	Massen- konzentration $\beta(X)$ mg/l	Äquivalent- konzentration $c(\frac{1}{2}X)$ mmol/l	Stoffmengen- konzentration $c(X)$ mmol/l	Grad deutscher Härte °dH
Gesamthärte	–	1,0000	0,5000	2,8
Karbonat-Härte	–	1,0000	1,0000	2,8
Sauerstoff (O ₂)	1,0	–	0,0313	–
Kohlensäure (CO ₂)	1,0	–	0,0227	–
Oxidierbarkeit als O ₂	1,0	–	0,0313	–
Natrium (Na ⁺)	1,0	0,0435	0,0435	–
Kalium (K ⁺)	1,0	0,0256	0,0256	–
Calcium (Ca ²⁺)	1,0	0,0499	0,0250	0,14
Magnesium (Mg ²⁺)	1,0	0,0822	0,0411	0,23
Eisen (Fe ²⁺)	1,0	0,0358	0,0179	–
Mangan (Mn ²⁺)	1,0	0,0364	0,0182	–
Ammonium (NH ⁺)	1,0	0,0555	0,0555	–
Hydrogenkarbonat (HCO ₃ ⁻)	1,0	0,0164	0,0164	0,046
Chlorid (Cl ⁻)	1,0	0,0282	0,0282	–
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	1,0	0,0208	0,0104	–
Nitrat (NO ₃ ⁻)	1,0	0,0161	0,0161	–
Nitrit (NO ₂ ⁻)	1,0	0,0217	0,0217	–
Phosphat (PO ₄ ³⁻)	1,0	0,0316	0,0105	–
Kieselsäure als (SiO ₂)	1,0	0,0333	0,0166	–

Tab. 59: Grundwasseranalyse zu Beispiel 1.

Parameter	Härte °dH (gegeben)	Massenkonzentration $\beta(X)$ mg/l (gegeben)	Äquivalentkonzentration $c(\frac{1}{2}X)$ mmol/l (berechnet)
Gesamt-Härte	132,5		47,32
Karbonat-Härte	15,8		5,64
Chlorid (Cl ⁻)		541,7	15,28
Sulfat (SO ₄ ²⁻)		1929	40,17
Nitrat (NO ₃ ⁻)		0,2	0,003

3

Dies geschieht durch Umrechnung der Härten und Massenkonzentrationen in Äquivalentkonzentrationen über die Aufstellung der Ionenbilanz:

Bei den Anionen ist die Summe der Äquivalentkonzentrationen von Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- und HCO_3^- zu berechnen:

2,8 °dH Karbonat-Härte entsprechen einer Äquivalentkonzentration von $c(1/1 \text{ HCO}_3^-) = 1,0 \text{ mmol/l}$ (Tab. 51), bei der vorliegenden Analyse ergibt sich demnach 15,8 °dH, das entspricht 5,64 mmol/l.

$$\Sigma c(1/z \text{ Anionen}) = c(1/1 \text{ Cl}^-) + c(1/2 \text{ SO}_4^{2-}) + c(1/1 \text{ NO}_3^-) + c(1/1 \text{ HCO}_3^-)$$

Die Äquivalentkonzentrationen aus Tab. 59 werden eingesetzt. Es ergibt sich:

$$\Sigma c(1/z \text{ Anionen}) = (15,28 + 40,17 + 0,003 + 5,64) \text{ mmol/l} = 61,093 \text{ mmol/l.}$$

Analog zu den Anionen ist bei den Kationen die Summe der Äquivalentkonzentrationen zu berechnen. Vereinfacht wird die Gesamt-Härte als Äquivalentkonzentration des Calciums angegeben, 2,8 °dH Gesamt-Härte entsprechen einer Äquivalentkonzentration von $c(1/2 \text{ Ca}^{2+}) = 1,0 \text{ mmol/l}$ (Tab. 51), bei der vorliegenden Analyse ergibt sich 132,5 °dH, entspricht 47,32 mmol/l.

Die Ionenbilanz der Kationen ist nicht vollständig, da die Alkalien nicht analysiert worden sind. Die Bilanz ist wie folgt:

$$\Sigma c(1/z \text{ Kationen}) = c(1/2 \text{ Ca}^{2+}) + c(1/1 \text{ Alkalien}) \text{ bzw. umgestellt:}$$

$$c(1/1 \text{ Alkalien}) = \Sigma c(1/z \text{ Kationen}) - c(1/2 \text{ CaO}).$$

Da aber die Ionenbilanz ausgeglichen sein muß, gilt Gl. 152 und die Kationen- darf durch die Anionen-Summe ersetzt werden:

$$c(1/1 \text{ Alkalien}) = \Sigma c(1/z \text{ Anionen}) - c(1/2 \text{ CaO}). \text{ Mit den berechneten Werten ergibt sich:}$$

$$c(1/1 \text{ Alkalien}) = (61,093 - 47,32) \text{ mmol/l} = 13,77 \text{ mmol/l.}$$

Berechnet als Natrium ergibt sich eine Massenkonzentration $\beta(\text{Na}^+)$ aus nachstehender

Tab. 60: Grundwasseranalyse zu Beispiel 2.

Parameter	Massenkonzentration $\beta(X)$ mg/l (gegeben)
Calciumoxid (CaO)	145,6
Magnesiumoxid (MgO)	30,6
Chlorid (Cl^-)	63,9
gebundene Kohlensäure (CO_2 gebunden)	154,0
Schwefeltrioxid (SO_3^-)	28,0

Gleichung (äquivalente Molmasse von Natrium $M(1/1 \text{ Na}^+) = 23,0 \text{ g/mol}$).

$$\beta(\text{Na}^+) = c(1/1 \text{ Na}^+) \cdot M(1/1 \text{ Na}^+) = 316,7 \text{ mg/l.} \quad (\text{Gl. 81})$$

Beispiel 2:

Aus der in Tab. 60 zusammengestellten Grundwasseranalyse soll in die heute übliche Form umgerechnet, die Konzentrationen der Alkalien errechnet und als Massenkonzentration (berechnet als das sicher vorherrschende Na^+ -Ion) angegeben werden. In der Grundwasseranalyse sind die Kationen als Oxide, das Hydrogenkarbonat als gebundene Kohlensäure und das Sulfat als Anhydrid SO_3^- angegeben:

Die Analysenergebnisse werden zunächst in Äquivalentkonzentrationen umgerechnet, wobei die äquivalenten Molmassen der Oxide bzw. der Anhydride eingesetzt werden müssen:

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ CaO}) &= \beta(\text{CaO}) / M(1/2 \text{ CaO}) \\ &= (145,6 / 28,0) \text{ mmol/l} \\ &= 5,2 \text{ mmol/l,} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 81})$$

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ MgO}) &= \beta(\text{MgO}) / M(1/2 \text{ MgO}) \\ &= (30,6 / 20,15) \text{ mmol/l} \\ &= 1,5 \text{ mmol/l,} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ Cl}^-) &= \beta(\text{Cl}^-) / M(1/1 \text{ Cl}^-) \\ &= (63,9 / 35,45) \text{ mmol/l} = 1,8 \text{ mmol/l,} \end{aligned}$$

CO_2 gebunden ist als CO_3^{2-} zu verstehen, daher ist $M(1/2 \text{ CO}_2) = 22 \text{ g/mol}$ und nicht $M(1/1 \text{ CO}_2) = 44 \text{ g/mol}$ wie bei der freien Kohlensäure, also:

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ CO}_2) &= \beta(\text{CO}_2) / M(1/2 \text{ CO}_2) \\ &= (154,0 / 22,0) \text{ mmol/l} \\ &= 7,0 \text{ mmol/l.} \end{aligned}$$

SO_3^- ist das Anhydrid der Schwefelsäure. H_2SO_4 bzw. SO_4^{2-} ist ein zweiwertiges Anion, somit ist $M(1/2 \text{ SO}_3^-) = 40 \text{ g/mol}$, also:

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ SO}_3^-) &= \beta(\text{SO}_3^-) / M(1/2 \text{ SO}_3^-) \\ &= (28,0 / 40,0) \text{ mmol/l} \\ &= 0,7 \text{ mmol/l.} \end{aligned}$$

Die Massenkonzentrationen $\beta(X)$ der Kationen ergeben sich durch Multiplikation mit den äquivalenten Molmassen $M(1/z X)$:

$$\begin{aligned} \beta(\text{Ca}^{2+}) &= c(1/2 \text{ Ca}^{2+}) \cdot M(1/2 \text{ Ca}^{2+}) \\ &= (5,2 \text{ mmol/l}) \cdot (20,0 \text{ g/mol}) \\ &= 104,0 \text{ mg/l,} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 81})$$

$$\begin{aligned} \beta(\text{Mg}^{2+}) &= c(1/2 \text{ Mg}^{2+}) \cdot M(1/2 \text{ Mg}^{2+}) \\ &= (1,5 \text{ mmol/l}) \cdot (12,15 \text{ g/mol}) \\ &= 18,2 \text{ mg/l,} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \beta(\text{Cl}^-) &= c(1/1 \text{ Cl}^-) \cdot M(1/1 \text{ Cl}^-) \\ &= (1,8 \text{ mmol/l}) \cdot (35,45 \text{ g/mol}) \\ &= 63,8 \text{ mg/l,} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \beta(\text{CO}_3^{2-}) &= c(1/2 \text{ CO}_3^{2-}) \cdot M(1/2 \text{ CO}_3^{2-}) \\ &= (7,0 \text{ mmol/l}) \cdot (30,0 \text{ g/mol}) \\ &= 210,0 \text{ mg/l,} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \beta(\text{SO}_4^{2-}) &= c(1/2 \text{ SO}_4^{2-}) \cdot M(1/2 \text{ SO}_4^{2-}) \\ &= (0,7 \text{ mmol/l}) \cdot (48 \text{ g/mol}) \\ &= 33,6 \text{ mg/l.} \end{aligned}$$

Die Alkalien (als Na^+ berechnet) lassen sich aus der Ionenbilanz ableiten (s. Beispiel 1)

$$c(1/1 \text{ Na}^+) = \sum c(1/z \text{ Anionen}) - c(1/2 \text{ CaO}) - c(1/2 \text{ MgO}).$$

In diesem Beispiel ist $\sum c(1/z \text{ Anionen}) = (1,8 + 7,0 + 0,7) \text{ mmol/l} = 9,5 \text{ mmol/l}$,

$$c(1/1 \text{ Na}^+) = 9,5 - 5,2 - 1,5 = 2,8 \text{ mmol/l bzw.}$$

$$\begin{aligned} \beta(\text{Na}^+) &= c(1/1 \text{ Na}^+) \cdot M(1/1 \text{ Na}^+) \\ &= (2,8 \text{ mmol/l}) \cdot (23 \text{ g/mol}) \\ &= 64,4 \text{ mg/l.} \end{aligned}$$

Beispiel 3:

Gegeben ist die in Tab. 62 zusammengestellte Mineralwasseranalyse.

In dieser „älteren“ Mineralwasseranalyse wurden die Analysenwerte als Salz-Verbindungen und nicht in der Ionenform angegeben. Die Massenanteile der Kationen und Anionen sollen berechnet werden. Hierzu wird die Analyse schrittweise umgerechnet, indem zunächst die Äquivalentkonzentrationen der Salze berechnet werden (Tab. 62, Teil 1) (Achtung: alle Angaben sind in diesem Beispiel nicht auf Liter, sondern auf Kilogramm bezogen), z. B.:

$$\begin{aligned} c(1/2 \text{ NaCl}) &= \beta(\text{NaCl}) / M(1/1 \text{ NaCl}) \\ &= (2\,246 \text{ mg/kg}) / (58,44 \text{ g/mol}) \\ &= 38,433 \text{ mmol/kg.} \end{aligned}$$

Die äquivalenten Molmassen der wichtigsten Oxide und Salz-Verbindungen sind in Tab. 61 zusammengestellt.

Als nächster Schritt werden aus den Äquivalentkonzentrationen der Salze die Massenanteile der einzelnen Ionen errechnet nach $w(X) = c(1/z X) \cdot M(1/z X)$. Diese Zahlen finden sich in Tab. 62, Teil 2.

Durch Addition der Massenanteile ergeben sich für die einzelnen Ionen:

$$\begin{aligned} w(\text{Na}^+) &= (883,6 + 174,8) \text{ mg/kg} \\ &= 1\,058,4 \text{ mg/kg,} \\ w(\text{Ca}^{2+}) &= (415,1 + 276,9) \text{ mg/kg} \\ &= 692,0 \text{ mg/kg,} \\ w(\text{Mg}^{2+}) &= 76,72 \text{ mg/kg,} \\ w(\text{Fe}^{2+}) &= 15,69 \text{ mg/kg,} \\ w(\text{Cl}^-) &= 1\,362 \text{ mg/kg,} \\ w(\text{SO}_4^{2-}) &= (365,2 + 994,9) \text{ mg/kg} \\ &= 1\,360,1 \text{ mg/kg,} \\ w(\text{HCO}_3^-) &= (843,1 + 385,3 + 34,29) \text{ mg/kg} \\ &= 1\,262,7 \text{ mg/kg.} \end{aligned}$$

PALMER-Werte

Nur noch historischen Wert hat die Errechnung der sogenannten PALMER-Werte. PALMER (1911) nahm an, dass die geohydrochemischen Eigenschaften eines Wassers durch dessen Salinität (Anionen Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- und HCO_3^-) sowie Alkalinität (Kationen Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) bestimmt sind und dass sich starke Säuren mit Basen verbinden und so den Salzgehalt bedingen,

3 Tab. 61: Äquivalente Molmassen $M(1/z \text{ X})$ (g/mol) von Oxiden und Salz-Verbindungen.

Verbindung	Äquivalente Molmasse g/mol	Verbindung	Äquivalente Molmasse g/mol	Verbindung	Äquivalente Molmasse g/mol
Li ₂ O	14,9405	CaO	28,0395	FeO	35,923
LiCl	43,394	Ca(HCO ₃) ₂	81,055	Fe(HCO ₃) ₂	88,94
Li ₂ CO ₃	36,9455	CaCO ₃	50,045	FeCO ₃	57,928
LiHCO ₃	67,958	CaCl ₂	55,495		
		CaSO ₄	68,07	MnO	35,468
Na ₂ O	30,9895			Mn(HCO ₃) ₂	88,486
NaHCO ₃	84,007	Mg O	20,152	MnCO ₃	57,475
Na ₂ CO ₃	52,995	Mg(HCO ₃)	73,17		
NaCl	58,443	MgCO ₃	42,157	NH ₃	17,031
Na ₂ SO ₄	71,02	MgCl ₂	47,6055	NH ₄ Cl	53,492
NaNO ₃	84,995	MgSO ₄	60,18	NH ₄ HCO ₃	79,06
NaNO ₂	68,995			(NH ₄) ₂ CO ₃	48,0435
		BaO	76,67	NH ₄ NO ₃	80,044
K ₂ O	47,1015	Ba(HCO ₃) ₂	129,687	NH ₄ NO ₂	64,044
KHCO ₃	100,12	BaCO ₃	98,675	NH ₄ (HSO ₄)	115,10
K ₂ CO ₃	69,105	BaCl ₂	104,125	(NH ₄) ₂ SO ₄	66,07
KCl	74,555	BaSO ₄	116,70		
K ₂ SO ₄	87,13			N ₂ O ₅	54,005
KNO ₃	101,11	SrO	51,81	N ₂ O ₃	38,006
KNO ₂	85,108	Sr(HCO ₃) ₂	104,827		
		SrCO ₃	73,815	P ₂ O ₃	18,325
		Sr(HCO ₃) ₂	104,827	P ₂ O ₅	23,6566
		SrSO ₄	91,84	H ₃ PO ₄	32,665
		SrCl ₂	79,265		
				Al ₂ O ₃	16,9933

schwache Säuren dagegen die Alkalität. Davon ausgehend unterschied er fünf Klassen von natürlichen Wässern.

Die PALMER-Werte haben den Nachteil, dass sie nicht die Ionenkonzentrationen erkennen lassen, da sie auf theoretischen Salzverbindungen basieren, die in der Reihenfolge ihrer Löslichkeit berechnet werden. Eine Rückrechnung auf die Ausgangswerte ist nicht möglich. Die Anwendung in der Hydrogeologie verbietet sich daher. In der Lagerstättenkunde, besonders bei der Un-

tersuchung von Ölfeldwässern, waren derartige Berechnungen bis in die sechziger Jahre noch üblich.

3.9.7.3 Plausibilitätskontrollen

Bei der Auswertung von älteren Wasseranalysen oder von Fremdanalysen sollten Plausibilitätskontrollen durchgeführt werden, die Hinweise auf deren Korrektheit und damit Zuverlässigkeit

Tab. 62: Mineralwasseranalyse zu Beispiel 3 (Teil 1).

Verbindung	Massenanteil des Salzes $w(X)$ mg/kg (gegeben)	Molmasse des Salzäquivalents $M(1/z X)$ g/mol	Äquivalentkonzentration des Salzes $c(1/z X)$ mmol/kg (berechnet)
NaCl	2 246	58,44	38,433
Na ₂ SO ₄	540	71,02	7,604
CaSO ₄	1 410	68,07	20,714
Ca(HCO ₃) ₂	1 120	81,06	13,817
Mg(HCO ₃) ₂	462	73,17	6,314
Fe(HCO ₃) ₂	50	88,94	0,562

Tab. 62: Mineralwasseranalyse zu Beispiel 3 (Teil 2).

Verbindung	Äquivalent- konzentration des Salzes $c(1/z X)$ mmol/kg	äquivalente Molmasse Kation $M(1/z X)$ g/mol	Massenanteil Kation $w(X)$ mg/kg	äquivalente Molmasse Anion $M(1/z X)$ g/mol	Massenanteil Anion $w(X)$ mg/kg
NaCl	38,433	22,99	883,6	35,45	1 362
Na ₂ SO ₄	7,606	22,99	174,9	48,03	365,2
CaSO ₄	20,714	20,04	415,1	48,03	994,9
Ca(HCO ₃) ₂	13,817	20,04	276,9	61,02	843,1
Mg(HCO ₃) ₂	6,314	12,15	76,72	61,02	385,3
Fe(HCO ₃) ₂	0,562	27,92	15,69	61,02	34,29

geben können. Die Plausibilitätskontrollen beziehen sich jedoch in der Regel nur auf anorganische Parameter, eine Überprüfung organischer Analysen ist nur in sehr eingeschränktem Umfang möglich. Einige Kontrollmöglichkeiten für die Plausibilität sind nachstehend zusammengestellt, z.T. nach DVWK (1992b).

3.9.7.3.1 Ionenbilanz

Aufgrund der Genauigkeitsanforderungen in DVWK-Regel 111 (DVWK, 1979) bzw. in der Neufassung DVWK-Regel 128 (DVWK, 1992a) sind prozentuale Abweichungen bei der Summe der Äquivalentkonzentrationen für Anionen bzw. Kationen < 2 mmol/l von 5 % und > 2 mmol/l von 2 % zulässig. Dies gilt jeweils bezogen auf

das arithmetische Mittel der Anionen- und Kationen-Summe. LAWA (1993) nennt andere als akzeptabel anzunehmende Grenzen: $\pm 10 \%$ bei einer Summe der Äquivalentkonzentrationen < 5 mmol und $\pm 5 \%$ bei einer Summe > 5 mmol/l.

3.9.7.3.2 pH-Wert

Der pH-Wert kann größenordnungsmäßig aus dem Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht errechnet werden (Abschn. 3.9.3.5).

3.9.7.3.3 Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit kann aus den Konzentrationen in Verbindung mit den Äquivalent-

3 leitfähigkeiten der einzelnen Parameter errechnet werden (Abschn. 3.9.3.8). Dieser Zahlenwert wird in $\mu\text{S}/\text{cm}$ angegeben; multipliziert man ihn mit dem empirischen Faktor 0,725, erhält man größenordnungsmäßig den Zahlenwert der gelösten Feststoffe (oder Abdampfrückstand) in mg/l bei $100\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3.9.7.3.4 Spektraler Absorptionskoeffizient (SAK 254 nm)

Der Zahlenwert des SAK 254 nm ist ungefähr 2 bis 4 mal so groß wie der Zahlenwert des DOC (gelöster organisch gebundener Kohlenstoff) bei Angabe in mg/l .

3.9.7.3.5 Grundwassertypen

Mit den Ergebnissen einer Grundwasseranalyse lässt sich das betreffende Wasser mit dem erwarteten Grundwassertyp vergleichen, dessen Lösungsinhalte größenordnungsmäßig von den Gesteinsbeschaffenheiten der grundwasserleitenden Schichten abhängig sind. Grundwässer sind regional chemisch unterschiedlich (Beispiele: Tab. 65).

Weitere Plausibilitäten sind in Tab. 63 zusammengefasst.

3.9.7.4 Auswertung und Darstellung von Untersuchungsergebnissen

Die qualitativ und quantitativ vielfältigen Ionenkombinationen in natürlichen Wässern verlangen nach Ordnungsprinzipien, die geohydrochemische Auswertungen ermöglichen. Diese Prinzipien gehen in der Regel davon aus, dass die geohydrochemischen Eigenschaften unter quantitativen Gesichtspunkten geordnet und somit die wesentlichen qualitativen Merkmale herausgestellt werden. Weniger wesentliche Merkmale werden dagegen wegen der Übersichtlichkeit kaum oder gar nicht berücksichtigt. Ohne eine solche vereinfachende Zusammenfassung würde jede auf geohydrochemischen Daten basierende hydrogeologische Untersuchung erschwert oder unmöglich werden.

In der Hydrogeologie wurden zahlreiche Methoden zur Auswertung und Darstellung von

Tab. 63: Plausibilitätskontrollen von Wasseranalysen.

Wenn	Konzentration	ist ausgeschlossen
O_2	$> 5,0\text{ mg}/\text{l}$	$\text{Fe}^{2+} > 0,05\text{ mg}/\text{l}$ $\text{Mn}^{2+} > 0,05\text{ mg}/\text{l}$ $\text{NO}_2^- > 0,05\text{ mg}/\text{l}$ $\text{NH}_4^+ > 0,1\text{ mg}/\text{l}$ $\text{H}_2\text{S} > 0,01\text{ mg}/\text{l}$
Fe^{2+}	$> 0,2\text{ mg}/\text{l}$ $> 1,0\text{ mg}/\text{l}$	$\text{NO}_3^- > 2,0\text{ mg}/\text{l}$ $\text{H}_2\text{S} > 0,1\text{ mg}/\text{l}$
Mn^{2+}	$> 0,2\text{ mg}/\text{l}$	$\text{NO}_3^- > 2,0\text{ mg}/\text{l}$ $\text{H}_2\text{S} > 0,1\text{ mg}/\text{l}$
H_2S	$> 0,1\text{ mg}/\text{l}$	$\text{NO}_3^- > 1,0\text{ mg}/\text{l}$
pH	$> 8,0$ oder $< 5,5$	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} > 1,0\text{ mmol}/\text{l}$
Spektraler Absorptionskoeffizient bei 254 nm $> 10\text{ l}/\text{m}$		DOC $< 3,0\text{ mg}/\text{l}$

Wasseranalysen entwickelt, die hier ausführlich dargestellt werden. In der Praxis sind allerdings nur wenige weit verbreitet. Bestimmend für die anzuwendende Methode ist das Untersuchungsziel. Hinsichtlich der Auswertung können drei Gruppen zusammengefasst werden:

- **Einzeldiagramme**, in denen Analysendaten einer untersuchten Wasserprobe dargestellt werden,
- **Sammeldiagramme**, in denen mehrere Analysen direkt und übersichtlich verglichen werden können,
- **flächenhafte Darstellungen** in Karten oder Schnitten.

Der DVWK-Fachausschuss 3.5 (Grundwasserchemie) hat dazu eine Methodensammlung zur Auswertung und Darstellung von Grundwasserbeschaffenheitsdaten zusammengestellt (DVWK, 1990a), eine ausführliche Erläuterung der Methoden zur Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit geben HÖTZL & WITTHÜSER (1999). Eine EDV-gestützte Auswertung und Darstellung findet sich bei COLDEWEY et al. (1986).

3.9.7.4.1 Einzeldiagramme

In Einzeldiagrammen werden einzelne Analysergebnisse wiedergegeben. Da punktuelle Angaben nur einen beschränkten geohydrochemischen Aussagewert haben, werden solche Darstellungen meist nur dort verwendet, wo besondere Charakteristika herausgestellt werden sollen. Beispiel dafür sind Heilwasser-(Mineralwasser-) Analysen, bei denen insbesondere der therapeutische Wert des Wassers beschrieben wird.

3.9.7.4.1.1 Säulendiagramme

Die Konzentrationen einzelner Ionen oder Werte der vollständigen Analyse werden in Säulenform dargestellt (Abb. 71) links die Kationen, rechts die Anionen. Die Gesamthöhe der Säulen ist ein Maß für die jeweilige Konzentration der einzelnen Ionen, entweder als Massenkonzentration (mg/l), als Massenanteil (mg/kg), als Äquivalentkonzentration (mmol/l) oder als Stoffmengenanteil der Äquivalente (%). Die Reihenfolge ist entweder quantitativ festgelegt oder dem Untersuchungsziel angepasst. Die in älteren Darstellungen angegebenen Äquivalentkonzentrationen mit Anga-

ben in der alten Einheit (mval/l) sind hinsichtlich des Zahlenwertes in (mmol/l) identisch.

In hydrogeologischen Karten werden verschiedentlich Säulendiagramme nach PREUL (in KARENBERG et al., 1958) wiedergegeben, wobei die für die Grundwassernutzung relevanten kritischen Grenzwerte zusätzlich markiert sind.

In der Abb. 72 sind diese Werte für die einzelnen Ionen durch Mittellinien der Säulen angezeigt. Die diese Mittellinien überschreitenden Werte geben unerwünscht hohe Konzentrationen nach den Grenzwerten der Trinkwasserverordnung an.

3.9.7.4.1.2 Kreisdiagramme

Kreisdiagramme werden meistens für die Darstellung von Heilwasseranalysen verwandt. Die Kreisfläche A_{Kr} (mm²) ist dabei proportional der Konzentration. Der Kreisradius r_{Kr} (mm) errechnet sich wie folgt:

$$r_{Kr} = \sqrt{\frac{A_{Kr}}{\pi}} \quad \text{Gl. 153}$$

r_{Kr} = Kreisradius (mm),
 A_{Kr} = Kreisfläche (mm²).

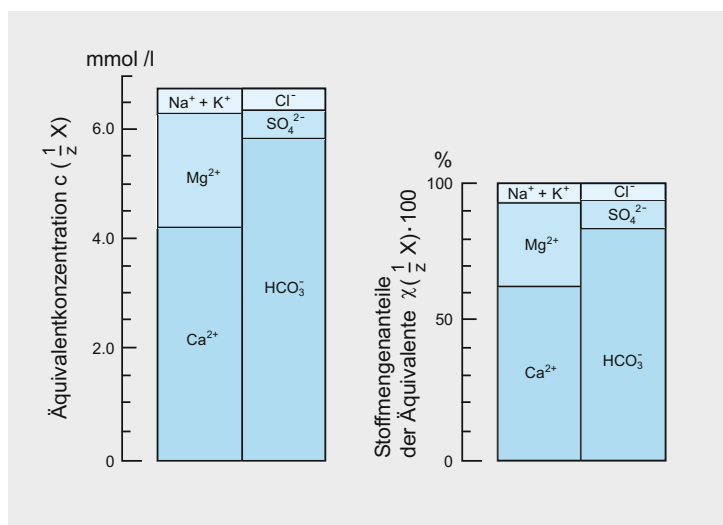


Abb. 71: Säulendiagramme (Äquivalentkonzentrationen $c \left(\frac{1}{Z} \right)$ und Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi \left(\frac{1}{Z} \right)$) (verändert nach MATTHEB, 1994).

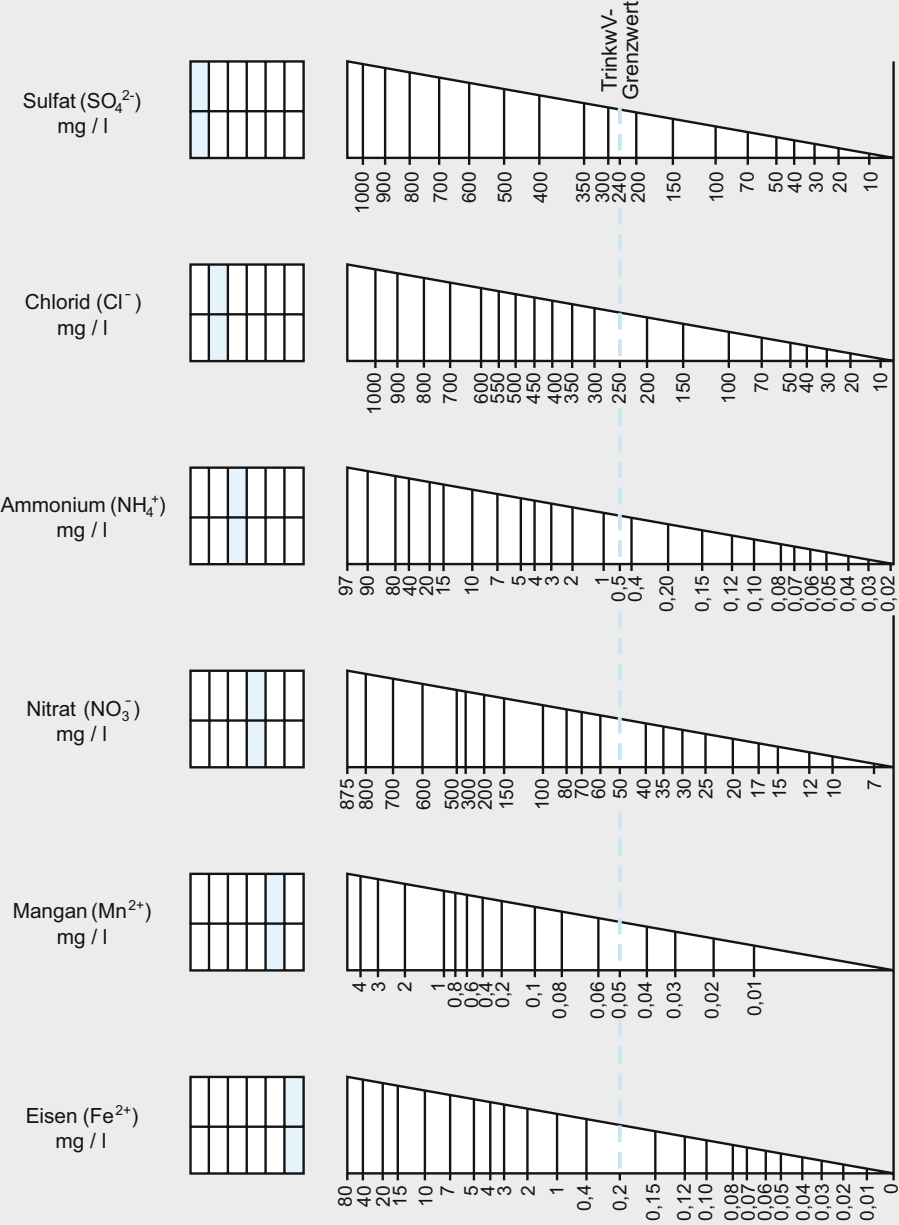


Abb. 72: Säulendiagramme (Massenkonzentrationen $\beta(X)$), nach PREUL (in KARRENBURG et al., 1958).

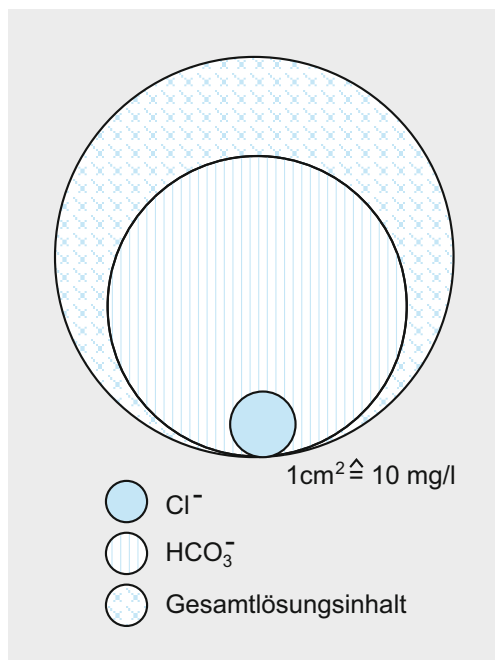


Abb. 73: Kreisdiagramm des Gesamtlösungsinhaltes, der Cl^- - und der HCO_3^- -Konzentration (Massenkonzentrationen $\beta(X)$) (verändert nach CARLÉ, 1954).

Dabei gilt, dass die Kreisfläche A_{Kr} proportional zu der Konzentration ist.

CARLÉ (1954) errechnete für jede ausgewählte Ionen-Konzentration die zugehörige Fläche und stellte diese exzentrisch dar (Abb. 73). UDLUFT (1953 und 1956) (HANS UDLUFT, deutscher Geologe; 1900–1966) fasste alle analysierten Ionen im Kreis (Angabe als Stoffmengenanteil der Äquivalente in %) zusammen, in der oberen Hälfte die Kationen, in der unteren die Anionen (Abb. 74). Im Zentrum des Kreises sind flächenproportional die undissoziierten Lösungsinhalte, insbesondere die gelöste freie Kohlensäure angeordnet. Die für die balneologische Charakterisierung eines Heilwassers maßgebenden Ionen (≥ 20 % Stoffmengenanteil des Äquivalents; Abschn. 3.9.7.5.2) werden unterstrichen. Thermalquellen ($t \geq 20$ °C) werden durch zusätzliche Außenkreise markiert. Niedrig konzentrierte, aber die balneologische Charakteristik bestimmende Ionen (z.B. Fe^{2+} , Br^- u.a.) sind durch radiale Markierungen zusätzlich darstellbar. MATTHEß (1994) machte auf eine In-

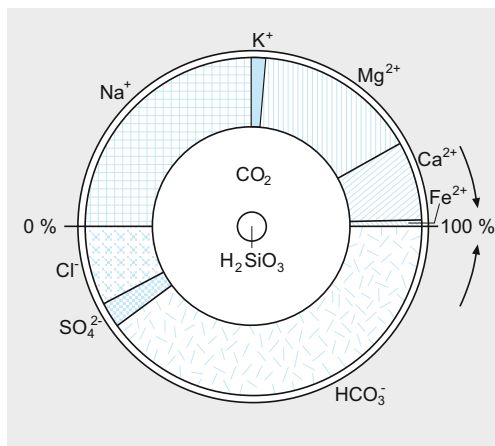


Abb. 74: UDLUFT-Kreisdiagramm (Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi\left(\frac{1}{z}X\right)$ in Prozent)(verändert nach UDLUFT, 1953).

konsequenz dieser Darstellungsart aufmerksam, die darin besteht, dass die Kreisfläche proportional der Gesamtmassenkonzentration (mg/l) ist, die Größe der Kreisausschnitte für die Anteile der Einzellinien jedoch auf Stoffmengenanteile der Äquivalente in % bezogen wird. Deshalb sollten besser gleiche Einheiten verwendet werden. Im Übrigen können auch Nicht-Heil-, z.B. Mineralwässer, durch das Kreisdiagramm dargestellt werden.

3.9.7.4.1.3 Strahlendiagramme

Weitgehend auf die ausländische, insbesondere nordamerikanische Literatur beschränkt sind Strahlendiagramme, in denen die einzelnen Strahlen meist eines Sechsecks bestimmten Ionen zugeordnet und deren Konzentrationen der Länge nach markiert werden. Im sechsstrahligen Diagramm nach TICKELL (1921) sind auf 5 Strahlen die Stoffmengenanteile der Äquivalente der Ionen $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, SO_4^{2-} und Cl^- , auf dem 6. Strahl die Summe der Äquivalentkonzentrationen dargestellt. Die Endpunkte der Konzentrationsangebenden Strahlenlängen werden durch Linien verbunden, sodass sich charakteristische Vielecke ergeben (Abb. 75). DALMADY (1927) variierte das Strahlendiagramm dadurch, dass er jedem Strahl einen Stoffmen-

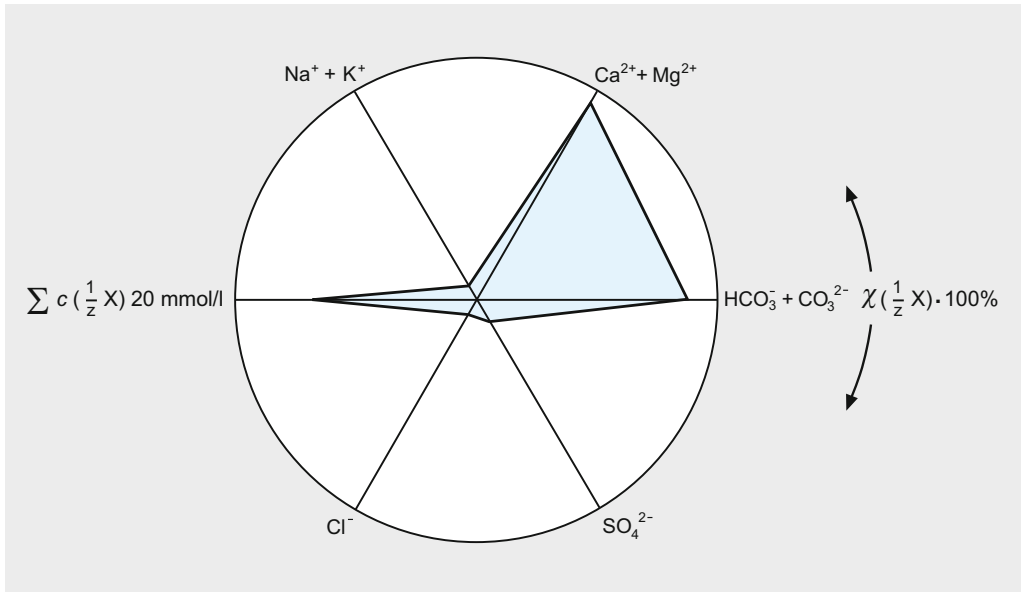


Abb. 75: TICKELL-Strahlendiagramm (Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi\left(\frac{1}{2}X\right)$ in Prozent bzw. Summe der Äquivalentkonzentrationen $\sum c\left(\frac{1}{2}X\right)$) (verändert nach TICKELL, 1921).

genanteil der Äquivalente von 100 % zuordnete und die Ionen (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-) entsprechend ihren Anteilen auf den zugehörigen Strahlen markierte.

3.9.7.4.2 Sammeldiagramme

In Sammeldiagrammen werden mehrere nach verschiedenen Gesichtspunkten ausgewählte Analysen zusammengefasst und verglichen. Das Ziel ist, Ionen-Beziehungen abzuleiten. Dafür bieten sich zwei Möglichkeiten (HÖLTING, 1973):

- Die einzelnen Ionen oder Ionengruppen werden als Funktion der Gesamtionenkonzentration angesehen.
- Die einzelnen Ionen oder Ionengruppen werden in ihrer gegenseitigen funktionalen Beziehung dargestellt, und es werden Ionen-Verhältnisse errechnet.

Beide Betrachtungsweisen setzen voraus, dass chemisch reaktionsgleiche Einheiten, also Äquivalenteinheiten benutzt werden.

3.9.7.4.2.1 Dreieckdiagramme

Zur Untersuchung der Ionen oder Ionengruppen als Funktion der Gesamtionenkonzentration werden die Äquivalentprozente der Kationen bzw. Anionen ausgewertet. Am meisten verbreitet ist die Darstellung im OSANN-Dreieckdiagramm⁵ (OSANN, 1903).

Ihr liegt die Tatsache zugrunde, dass im gleichseitigen Dreieck die Summe der Lote, gefällt von einem inneren Punkt im Dreieck auf die drei Seiten, konstant ist (isometrisches Dreieck). Wird die Dreieckshöhe gleich 100 % Stoffmengenanteil der Äquivalente gesetzt, so lassen sich durch einen Punkt im Dreieckdiagramm drei Parameter einer Analyse darstellen, deren Lage im Dreieck durch die Fußpunkte der Lote auf die Dreiecksseiten gegeben sind. Durch Zuordnung eines Koordinatennetzes lassen sich somit die Konzentrationen von drei Parametern durch einen Punkt darstellen. Jeder der drei Parameter hat an einer Dreieckspitze seine höchste Konzentration (100 % Stoffmengenanteil der Äquivalente), auf der der Spitze gegenüberliegenden Dreiecksseite die geringste Konzentration (0 %

Stoffmengenanteil der Äquivalente). Es wird also jeweils von einer Seite zur gegenüberliegenden Spitze gezählt. Da nur drei Parameter durch diese Darstellung erfasst werden können, werden meist Kationen- ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+}) und

Anionenendreiecke (Cl^- oder $\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$, HCO_3^- , SO_4^{2-}) zusammengefasst (Abb. 76). SCHWILLE (1957) stellte Härten von Grundwässern in einem Härtedreieck (Abb. 77) dar, wobei durch markierte Felder gleiche Grundwassertypen her-

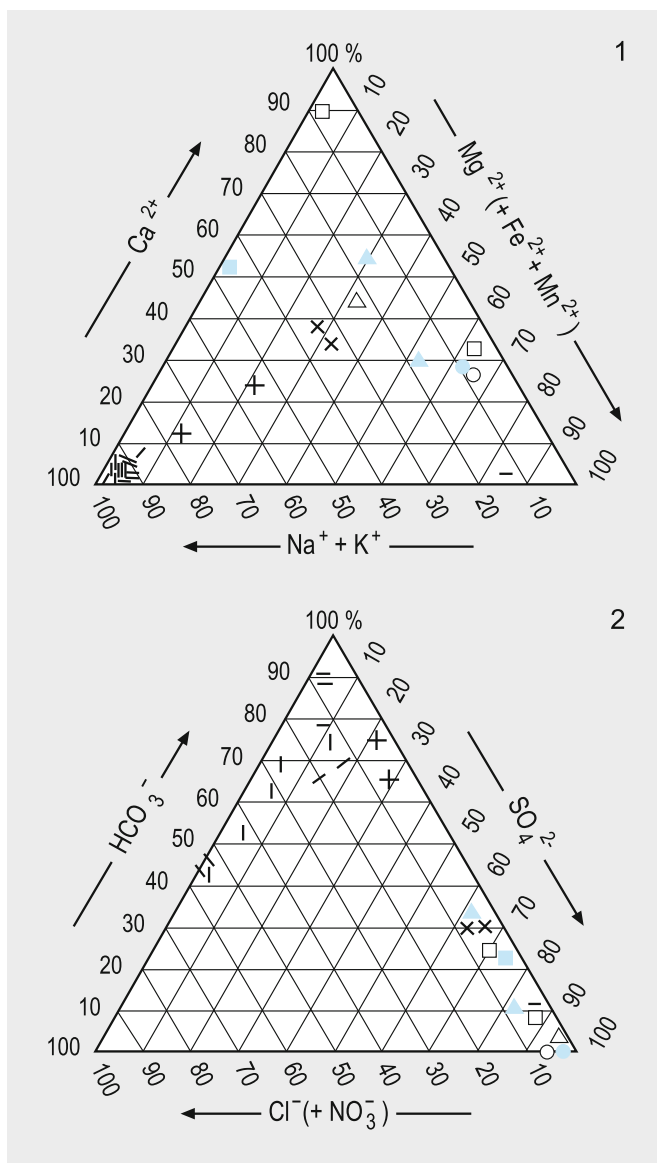


Abb. 76: (1) Kationen- und (2) Anionen-OsANN-Dreieckdiagramme (Stoffmengenanteile der Äquivalente

$\chi\left(\frac{1}{z}X\right)$) in Prozent (verändert nach HEYL, 1973).

3 vorgehoben werden können. HEYL (1970) modifizierte das Dreieckdiagramm, indem er die Grenze von **20 % Stoffmengenanteil der Äquivalente**, welche für die Typisierung von Mineralwässern bestimmend ist, durch eine verstärkte Linie hervorhob (Abb. 78).

SCHWILLE (1957) kombinierte das Härtedreieck mit zwei Diagrammen im rechtwinkligen Koordinatensystem (Abb. 79), dadurch werden drei Diagramme vereinigt. In dem dargestellten Beispiel (Moselwasser und ufernahes Wasserwerk) wurden Zusammenhänge zwischen Gesamt-Här-

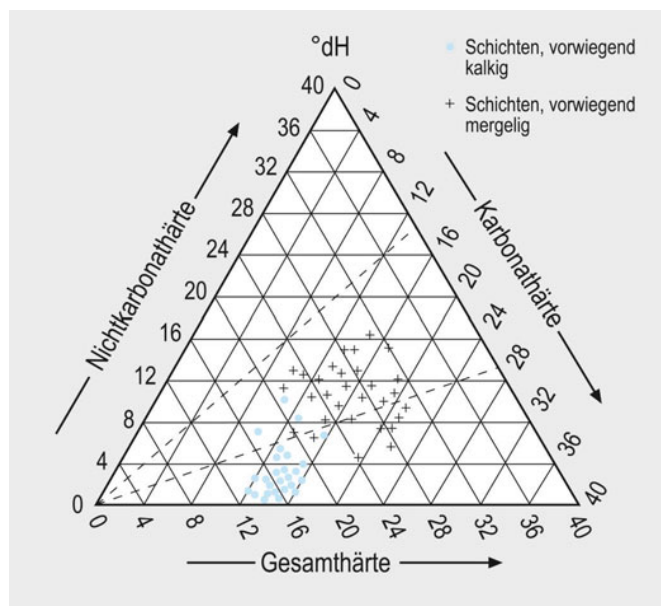


Abb. 77: Dreieckdiagramm der Wasserhärten (°dH) (nach SCHWILLE, 1957); gestrichelte Linien grenzen unterschiedliche Grundwassertypen ab.

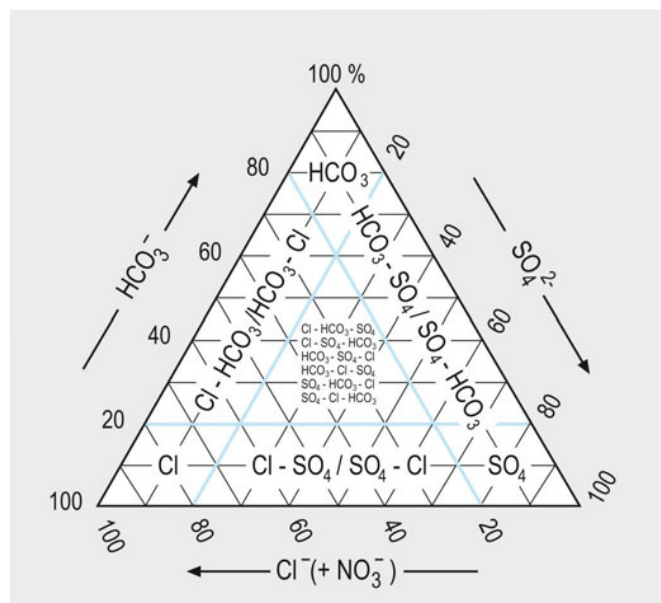


Abb. 78: OSANN-Dreieckdiagramm (Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi\left(\frac{1}{2}X\right)$ in Prozent) (nach HEYL, 1970).

te und Chlorid-Gehalt sowie Nichtkarbonat-Härte und Sulfat-Gehalt vermutet. Eine nahezu lineare Abhängigkeit des Chlorid-Gehaltes von der Gesamt-Härte zeigt sich deutlich, weniger augenfällig zwischen der Nichtkarbonat-Härte und den Sulfaten.

3.9.7.4.2.2 Quadratdiagramme

In einem Dreiecksdiagramm lassen sich entweder Anionen oder Kationen darstellen, beide jedoch nicht. Wenn Anionen und Kationen in einem Diagramm dargestellt werden sollen, ist ein Quadratdiagramm zu wählen. Auf jeweils gegenüber-

liegenden Seiten werden einzelne Ionen oder Ionengruppen dargestellt, wobei auf der einen Seite aufsteigende und der gegenüberliegende Seite absteigende Stoffmengenanteile der Äquivalente angezeigt werden. Beispielhaft ist dies in Abb. 80 an Grubenwässern einer (mittlerweile stillgelegten) Eisenerzgrube des Siegerlandes abzulesen (HEYL, 1970). Auf der linken Ordinate sind aufsteigend die Stoffmengenanteile der äquivalenten Alkali-Konzentrationen und auf der rechten Ordinate absteigend die der Erdalkali- (plus restliche Kationen-) Konzentrationen zu sehen; analoges gilt für die Anionen auf der Abszisse. Die Zusammenstellungen der Ionenkombinationen

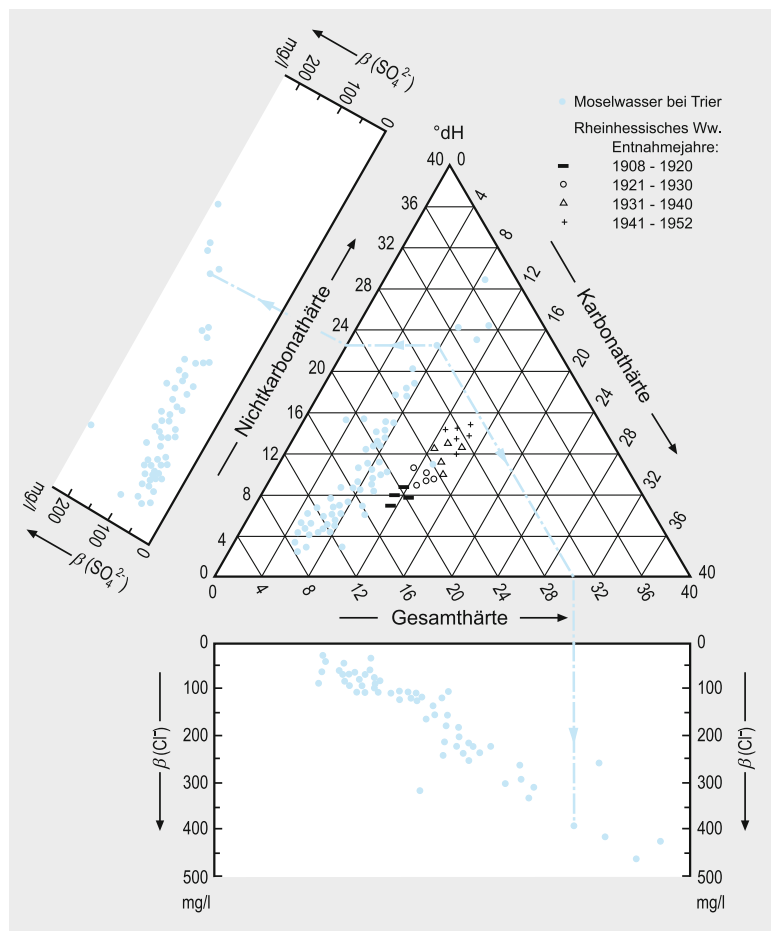


Abb. 79: Kombination von Härtedreieck und zwei Diagrammen im rechtwinkligen Koordinatensystem ($^{\circ}\text{dH}$ und Massenkonzentrationen $\beta(X)$) (nach SCHWILLE, 1957).

3

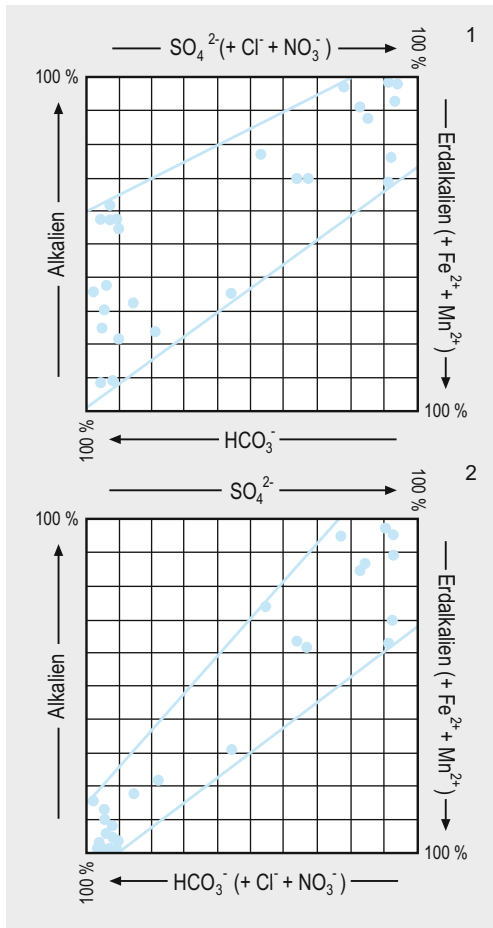


Abb. 80: Quadratdiagramm (Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi\left(\frac{1}{2}X\right)$ in Prozent) (nach HEYL, 1970).

richten sich nach dem Untersuchungsziel, maximal vier Parametergruppen sind durch einen Punkt darstellbar. In Abb. 80 ist dies zu sehen: oben ist als Einzel-Kation Hydrogenkarbonat (Abb. 80-1), unten Sulfat (Abb. 80-2) dargestellt.

Um in einem Quadratdiagramm fünf Parameter darstellen zu können, stellte KÄB (1967b) die Analysen nicht als Punkte, sondern als waagerechte Linien dar (Abb. 81) deren Länge den Äquivalenten entspricht. Die Abstände zwischen diesen Linien und der linken Quadratseite entsprechen den Stoffmengenanteilen der Chlorid-,

die auf der rechten Seite den der Hydrogenkarbonat-Äquivalente. Der vertikale Abstand gibt die Stoffmengenanteile der Äquivalente der Erdalkalien bzw. Alkalien an.

3.9.7.4.2.3 PIPER-Diagramme

PIPER (1944) schlug eine Kombination von Dreieck- und Viereckdiagrammen vor, die im U.S. Geological Survey gebräuchlich ist und auch in Deutschland angewandt wird. Durch Schrägstellung des Quadrats entsteht eine Raute, an deren Seiten zwei Dreieckdiagramme angefügt werden (Abb. 82). In der Raute werden Kationen (Erdalkalien $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ und Alkalien $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$) und Anionen ($\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^{-}$, $\text{HCO}_3^{-} + \text{CO}_3^{2-}$) durch einen Punkt dargestellt, in den Dreieckdiagrammen die Kationen und Anionen jeweils gesondert. Durch eine solche Kombination können die Ionenbeziehungen zwischen den Kationen und Anionen und die der Kationen bzw. der Anionen jeweils untereinander verglichen werden.

3.9.7.4.2.4 Vertikaldiagramme

Von den verschiedenen Vertikaldiagrammen ist das SCHOELLER-Diagramm (SCHOELLER, 1956) am weitesten verbreitet. Auf der Abszisse werden die Kationen und Anionen angeordnet und auf der Ordinate die zugehörigen Äquivalentkonzentrationen meist im logarithmischen Maßstab angegeben (Abb. 83). Durch Verbindung der Einzelgehalte der Ionen ergibt sich ein Linienzug. Parallel verlaufende Linienzüge bedeuten gleiche Ionen-Verteilungen, unabhängig von der Konzentration.

3.9.7.4.2.5 Ionen-Verhältnisse

Eine ihrem Wesen nach andere geohydrochemische Auswertung von Wasseranalysen ist die Errechnung von Ionen-Verhältnissen (auch Ionen-Quotienten genannt), wobei die Äquivalente einzelner Ionen oder Ionengruppen zueinander in eine funktionale Beziehung gebracht werden. Während bei der Errechnung der Stoffmengenanteile der Äquivalente und deren Darstellung in Diagrammen alle betrachteten Ionen in einem System zusammengefasst werden, können durch Ionen-Verhältnisse geohydrochemisch relevante Ionen oder Ionengruppen gesondert untersucht

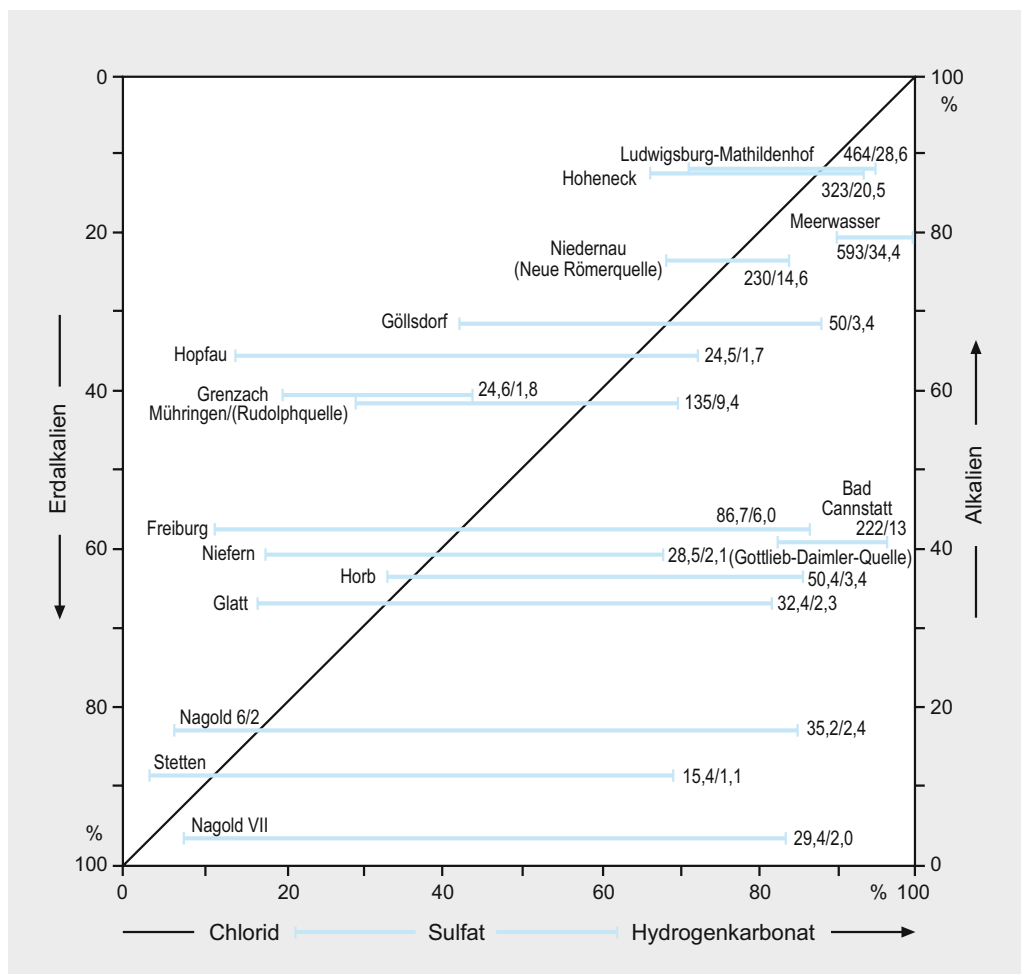


Abb. 81: Quadratdiagramm zur Fünfstoffdarstellung (Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi\left(\frac{1}{z}X\right)$ in Prozent) (nach K&A, 1967b).

werden. Ionen, deren Bewertung bei Betrachtung ihrer Abhängigkeit von der Gesamtkonzentration wegen nur geringer Anteile sonst vernachlässigt werden, können isoliert untersucht und herausgestellt werden. Ein weiterer Vorteil liegt darin, dass man zum exakten Vergleich der Stoffmengenanteile der Äquivalente mehrerer Analysen stets von der gleichen Anzahl der Parameter ausgehen muss; ein Vergleich wäre ungenau, wenn in der einen Analyse drei Anionen, in der anderen vier oder fünf auf ihre Prozentanteile an der Gesamtkonzentration umgerechnet würden. In der vergleichenden Untersuchung mittels der Ionen-Ver-

hältnisse entfällt diese Voraussetzung. Beispiele solcher Verhältnisse sind (HÖLTING, 1970, 1974):

- **Alkali-Verhältnis:** $c(1/1 \text{ Na}^+) : c(1/1 \text{ K}^+)$;
- **Erdalkali-Verhältnis:** $c(1/2 \text{ Ca}^{2+}) : c(1/2 \text{ Mg}^{2+})$;
- **Erdalkali-Alkali-Verhältnis:** $c(1/2 \text{ Ca}^{2+} + 1/2 \text{ Mg}^{2+}) : c(1/1 \text{ Na}^+ + 1/1 \text{ K}^+)$;
- **Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis:** $c(1/1 \text{ HCO}_3^-) : c(1/1 \text{ Cl}^- + 1/2 \text{ SO}_4^{2-})$;
- **Salinar-Verhältnis:** $c(1/1 \text{ Cl}^-) : c(1/2 \text{ SO}_4^{2-})$;
- **Chlorid-Natrium-Verhältnis:** $c(1/1 \text{ Cl}^-) : c(1/1 \text{ Na}^+)$.

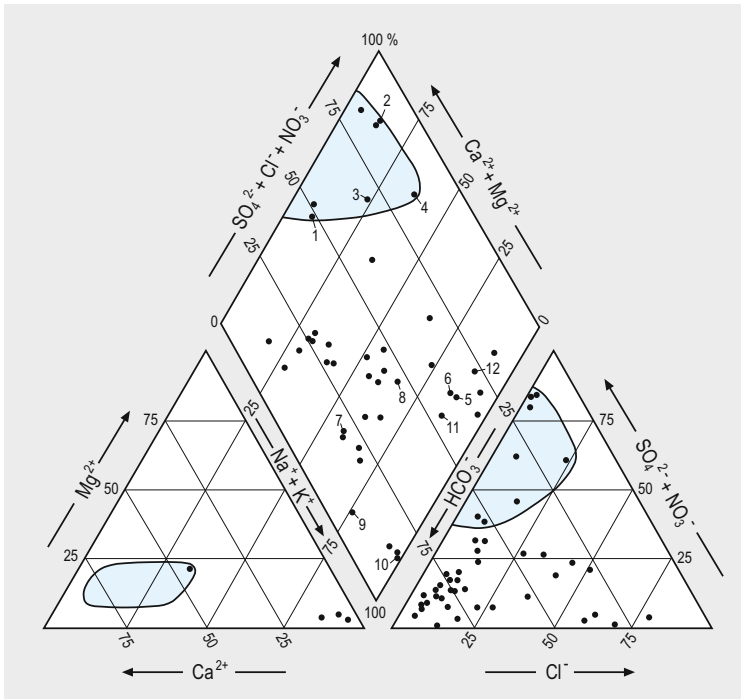


Abb. 82: PIPER-Diagramm (Stoffmengenanteile der Äquivalente $\chi\left(\frac{1}{2}X\right)$ in Prozent) (nach MICHEL, 1969).

Der Untersuchung spezieller geohydrochemischer Beziehungen dienen z.B. Reduktionskoeffizienten (GLOGOCZOWSKI, 1960, S. 534), Ionen-Austauschindizes (SCHOELLER, 1962, S. 306), Natrium-Adsorptionsverhältnisse in Beregnungswässern (HEM, 1985) oder Chlorid-Natrium-Verhältnisse (HÖLTING, 1970, S. 26). In der ausländischen Literatur wird für Ionen-Quotienten häufig der Buchstabe „r“ (für ratio) vorgesetzt.

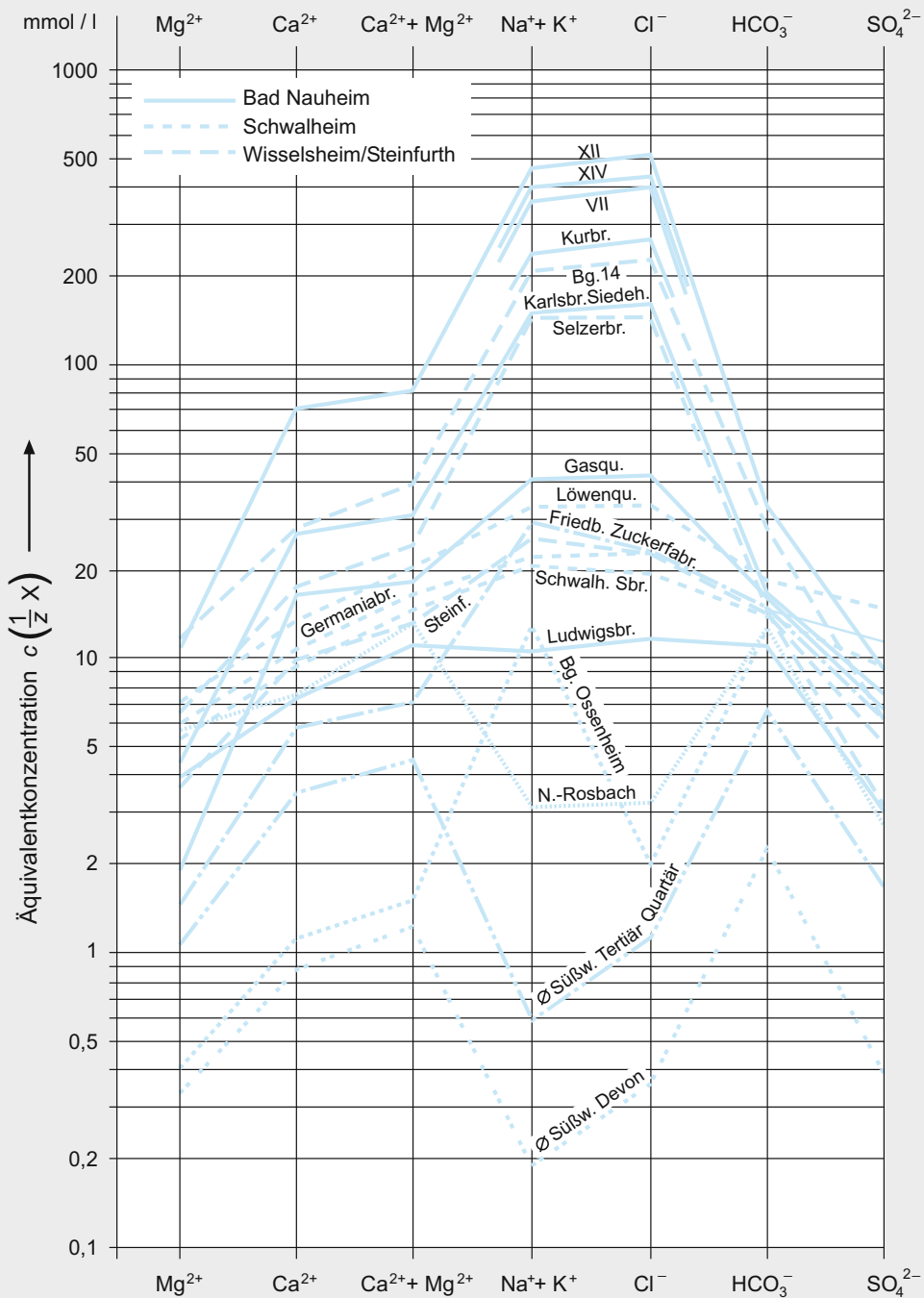
Ein Vorteil der **geohydrochemischen Auswertung** von Analysen über Ionen-Verhältnisse ist, dass sich unabhängig von den Konzentrationen gleiche Ionen-Verhältnisse ergeben (z.B. bei Verdünnungen von Mineralwässern durch lösungsarme Wässer). Schließlich können zeitliche Verschiebungen der Lösungsinhalte untersucht werden. Ist eine Vergleichslösung direkt oder aus benachbarten Quellen bekannt, sind die erfolgten Verschiebungen der Anteile der Lösungsgenossen über die Ionen-Verhältnisse quantitativ abzuschätzen (HÖLTING & WIEGAND, 1972). Die Ionen-Verhältnisse werden zweckmäßigerweise auf semilogarithmischem Papier dargestellt (HÖLTING,

1969, Abb. 1–5), ein Beispiel zeigt Abb. 84. Dabei charakterisiert der Linienverlauf die Ionen-Verteilung.

3.9.7.4.3 Geohydrochemische Karten

Geohydrochemische Karten sollen die Zusammenhänge regional über größere Flächen erfassen, um daraus Folgerungen über die genetischen Zusammenhänge der Grundwasserbeschaffenheit ziehen zu können. Dabei ist es wichtig, das Untersuchungsziel genau zu kennen und danach die Art der Kartendarstellung zu wählen. Ferner ist darauf zu achten, dass nur zusammengehörende geohydrochemische Systeme miteinander verglichen werden.

Abb. 83: SCHOELLER-Diagramm (Äquivalentkonzentrationen $c\left(\frac{1}{2}X\right)$) (nach SCHARPFF, 1976).



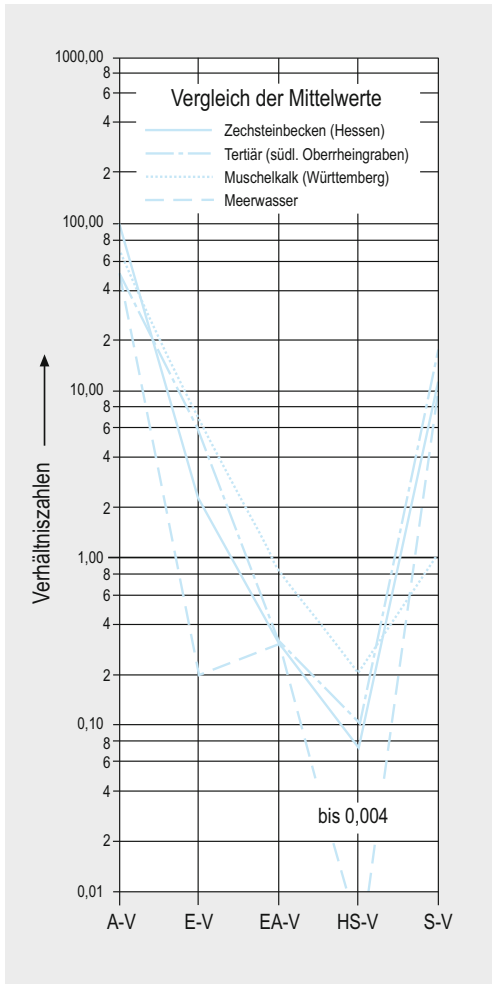


Abb. 84: Ionen-Verhältnisse stratigraphisch verschiedener Salinarwässer (nach HÖLTING, 1969).

Im Allgemeinen werden die Verteilungen einzelner Ionen oder anderer Parameter (z.B. Härten, Wassertemperaturen) durch Punkte oder Säulen wiedergegeben (LANGGUTH, 1966; GRIMM, 1969; SCHNEIDER, H., 1973, S. 155 ff.; COLDEWEY, 1976). Ein nächster Schritt ist es, die Gebiete gleicher oder ähnlicher Ionen-Verteilungen durch Isolinien festzulegen oder farbig anzulegen (z.B. KARRENBURG et al., 1958; KELLER, 1978/79). Die Darstellung mehrerer Ionen in einer Karte erweist sich häufig als ziemlich problematisch, da die Übersichtlichkeit verloren geht, je mehr Io-

nen aufgeführt werden. Geeigneter ist es, für mehrere Ionen die Verhältniszahlen zu errechnen und in Karten durch Isolinien oder Flächenkennzeichnungen Gebiete gleicher oder ähnlicher Ionen-Verhältnisse zusammenzufassen (Abb. 85). Dabei ergibt sich auch die Möglichkeit, geohydrochemische Fazies aufzustellen (Abb. 86), die durch geohydrochemische Profile (HÖLTING, 1970, Abb. 6) ergänzt werden können. Der Darstellungsmaßstab ist dabei den durch das vorliegende Datenmaterial gegebenen Möglichkeiten anzupassen. Nicht einzelne Parameter, sondern die wichtigsten Eigenschaften der Grundwässer in den alten Bundesländern sind in einem Kartenwerk von VIERHUFF et al. (1981) zusammengefasst worden.

3.9.7.4.4 Auswertung von Grundwasser-Untersuchungsergebnissen mittels EDV

Die ständig wachsende Zahl geohydrochemischer Daten sowie zunehmend komplexere Fragestellungen sind oftmals nur noch computergestützt zu bewältigen. Heute steht eine Vielzahl von Rechnerapplikationen zur Verfügung, mit denen die Bearbeitung des Analysenmaterials von der Datenaufbereitung und -archivierung (mit Tabellenkalkulations- und Datenbankprogrammen) über die statistische Auswertung (z.B. Cluster-, Diskriminanz-, Faktorenanalyse), die graphische Darstellung (z.B. Ganglinien, Dreieck-, SCHOELLER- und PIPER-Diagramme), die Verknüpfung mit geographischen Informationen (mit GIS-Systemen) bis hin zur Modellierung geochemischer Prozesse realisiert werden kann. Mit modernen leistungsfähigen Computern ist in der Regel auch die Untersuchung großer Datenmengen und komplexer Fragestellungen möglich.

Für die Dokumentation der geologischen Daten wurden von PREUSS et al. (1991) ein „Symbol-schlüssel Geologie“ zusammengestellt. Weitere Hinweise sind der „Richtlinie zur Verschlüsselung von Beschaffensdaten in der Wasserwirtschaft und Empfehlung für deren elektronische Verarbeitung“ zu entnehmen (DVWK, 1976). Die heute in der Hydrogeologie, speziell Geohydrochemie, angewandten EDV-Methoden sind bei LANGGUTH & VOIGT (2004) sowie in der DVWK-Schrift 89 (DVWK, 1990a) zu finden. Insbesondere statistische Auswertungsmethoden stellte HÖTZL (1982) zusammen.

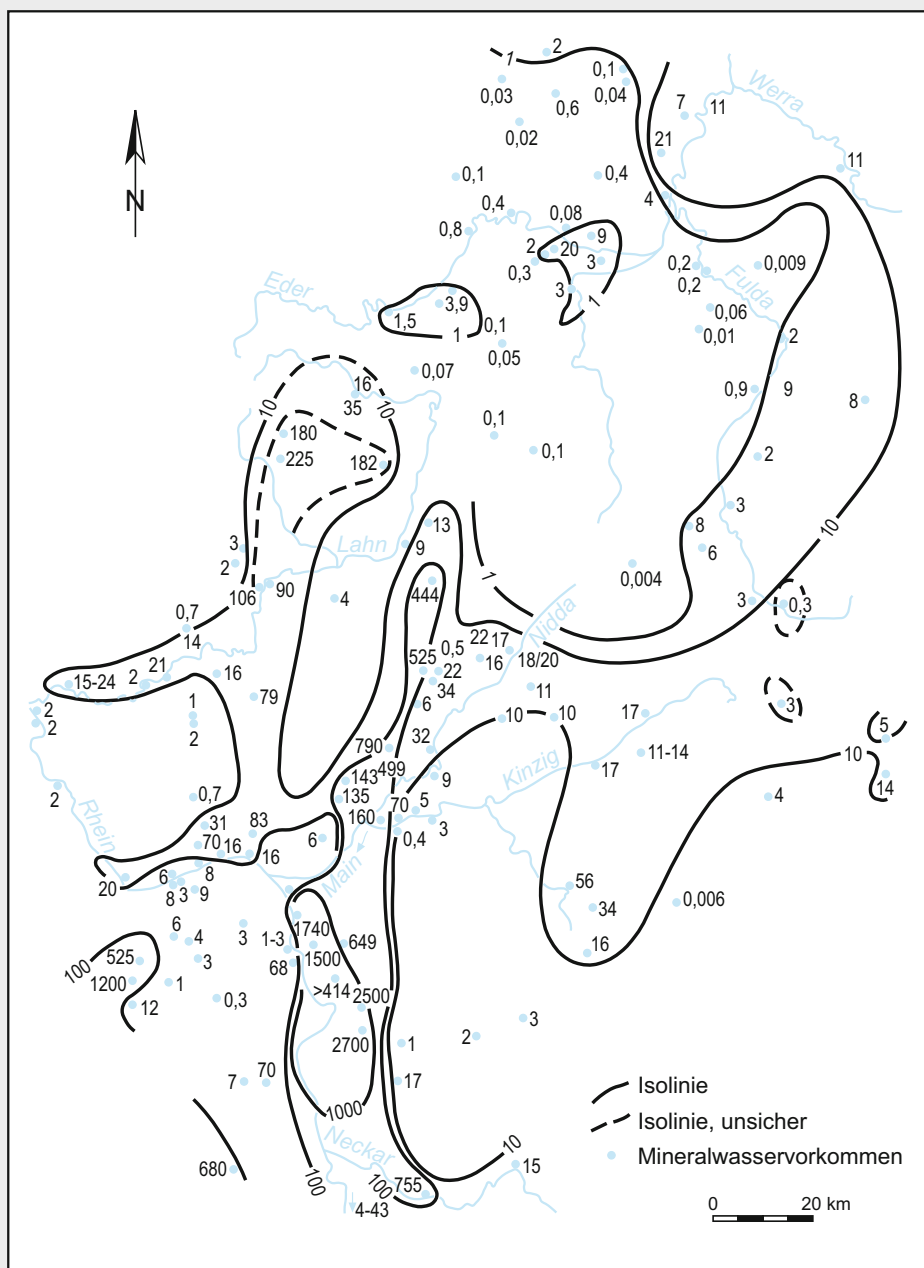


Abb. 85: Salinar-(Ionen-) Verhältnisse von Mineralwässern in Hessen (nach HÖLTING, 1977).

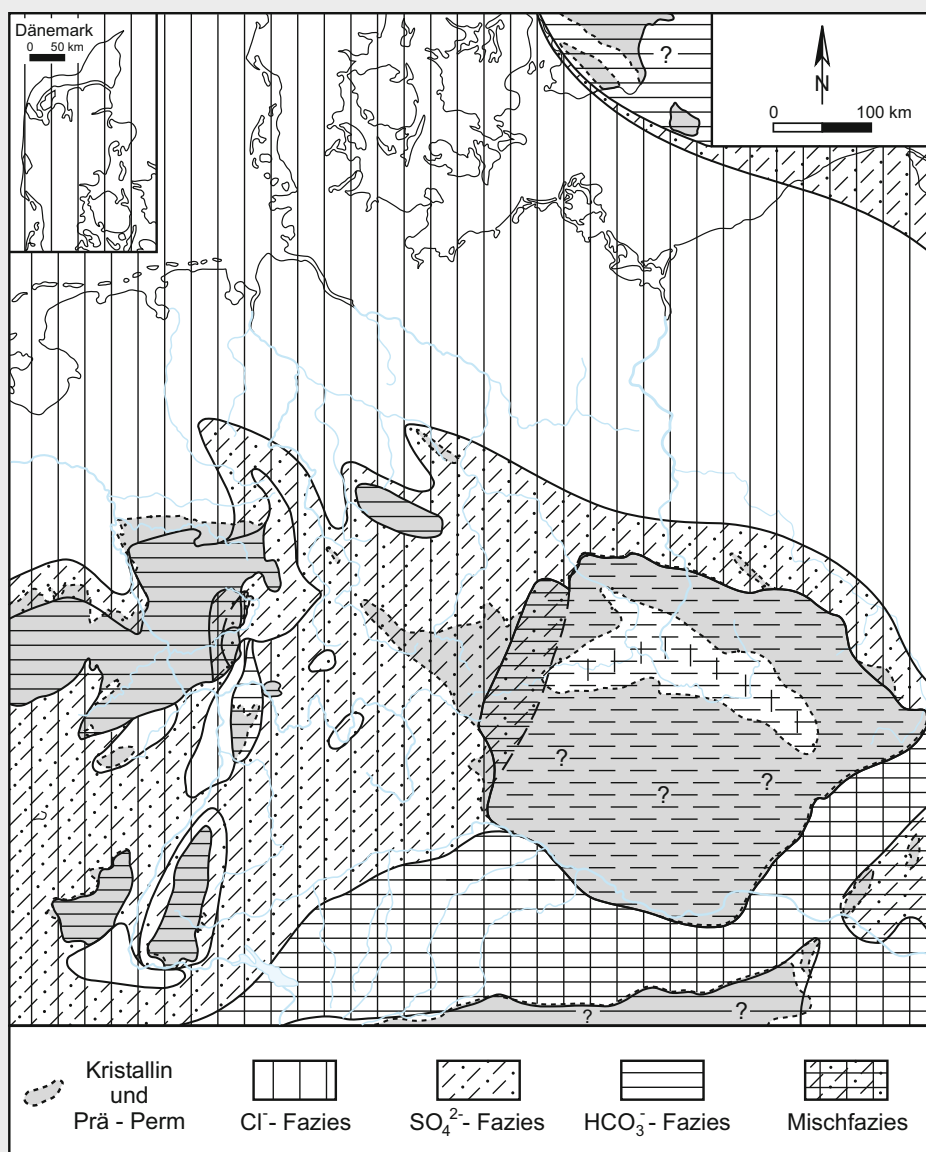


Abb. 86: Übersichtskarte der Fazies tiefer Grundwässer in Mitteleuropa (nach HÖLTING, 1970).

3.9.7.4.4.1 Statistische Datenauswertung

Die Grundlagen statistischer Untersuchungen werden u.a. von MARSAL (1979), SCHÖNWIESE (1985), DAVIS (1986) und SCHAFMEISTER (1999)

beschrieben. Derzeit ist eine Vielzahl von Statistikprogrammen für Personalcomputer erhältlich. Bewährte Programme, die auch multivariate statistische Verfahren beherrschen, sind z.B. SPSS

(für Windows und Macintosh: SPCC Inc., Chicago/Illinois, USA), Statistica (für Windows und Macintosh, StatSoft, Tulsa/Oklahoma, USA), Systat (für Windows und Macintosh: Systat Software Inc., Point Richmond/Kalifornien, USA), Stasy 100 (für DOS: MERKEL & SPERLING, 1990) und Stasy V10 (für DOS: PIC GmbH, München). Die wichtigsten in der Hydrogeochemie zur Anwendung kommenden statistischen Verfahren werden im Folgenden kurz umrissen.

3.9.7.4.4.2 Häufigkeitsverteilung, eindimensionale Daten

Die Analysendaten werden in Form einer Häufigkeitsverteilung aufgetragen, um die Struktur eines eindimensionalen Datenkollektivs (ein Parameter, mehrere Proben) sichtbar zu machen. Dabei wird deutlich, welche Form der Verteilung den Daten zugrunde liegt (z.B. normale GAUSS-Verteilung; nach KARL FRIEDRICH GAUSS, deutscher Mathematiker; 1777–1855) und ob mehrere Gipfelwerte vorliegen. Bei mehrgipfelter Verteilung ist es Aufgabe des Bearbeiters, die Ursachen herauszufinden.

Die **Korrelationsanalyse** quantifiziert aus einem Datenkollektiv den Grad der Zusammenhänge mehrerer Variablen (z.B. Parameter von Wasseranalysen eines geohydrochemischen Systems). Als Maß für den Grad dieses Zusammenhangs, d.h. in der statistischen Rechnung die Güte der Anpassung der (Variablen-) Punkte an die aus den Variablen abgeleiteten Ausgleichskurve dient der Korrelationskoeffizient. Der Koeffizient kann Werte zwischen +1 (positive Korrelation) und –1 (negative, umgekehrte Korrelation) annehmen; die geringste Korrelation besteht beim Wert 0. Es lässt sich über dieses statistische Verfahren ermitteln, ob signifikante Zusammenhänge zwischen Größen bestehen. Sofern solche Zusammenhänge bestehen, müssen sie geohydrochemisch interpretiert werden.

In der **Regressionsanalyse** wird die Art der Abhängigkeit einer Variablen von einer definierten Größe durch eine mathematische Funktion erfasst, z.B. die Abhängigkeit des Chlorid- vom Natrium-Gehalt. Praktisch wird bei dieser statistischen Analyse durch die Punkteschar eines Koordinatensystems eine Ausgleichsgerade gelegt und aus deren Steigung die Regressionsgleichung abgeleitet, die in einem linearen Modell folgende

Form hat: $y = a + bx$. Die Regressionsanalyse ist sinnvoll für maximal zwei Variablen anwendbar und liefert dann eine Trendlinie.

3.9.7.4.4.3 Diskriminanzanalyse, mehrdimensionale Daten

Mehrdimensionale Daten (mehrere Parameter, mehrerer Proben) sind nur in einem mehrdimensionalen System darstellbar. Damit ist jedoch das menschliche Vorstellungsvermögen (z.B. bei 10 Parametern 10 Dimensionen) überfordert.

Es gibt jedoch mathematische Verfahren zur Bearbeitung mehrdimensionaler Probleme. Ein solches Verfahren ist die Diskriminanzanalyse. Für jede vorgegebene Parametergruppe wird zur Kennzeichnung der mehrdimensionalen Häufigkeitsverteilung die Diskriminanzfunktion errechnet. Anschließend werden alle Proben aus allen Gruppen an der Diskriminanzfunktion gemessen und mit einer berechneten Wahrscheinlichkeit neuen Gruppen zugeordnet. Wenn sich die Zuordnung mit der alten (vom Bearbeiter vermuteten) Gruppeneinteilung im Wesentlichen deckt, so bedeutet das, dass die alten Gruppen im betrachteten mehrdimensionalen Merkmalsraum gut voneinander unterschieden sind. Gibt es bei den Neuuzuordnungen Überschneidungen zwischen zwei oder mehreren der alten Gruppen, so bedeutet das, dass diese Gruppen im betrachteten Merkmalsraum nicht deutlich trennbar sind.

Die Diskriminanzanalyse eignet sich vor allem für die Untersuchung von Grundwassertypen (Abschn. 3.9.7.5). Sie gibt darüber Aufschluss, ob die getroffene (vorgegebene) Gruppeneinteilung von geohydrochemischen Einheiten unter Berücksichtigung mehrerer Analysenparameter berechtigt ist oder nicht. Z.B. ist festzustellen, ob sich Grundwässer aus Schichten des Mittleren Buntsandsteins in Hessen deutlich von solchen in Südwestdeutschland unterscheiden (vorgegebene Gruppen: 1. Gruppe: Wasseranalysen aus dem Mittleren Buntsandstein in Hessen, 2. Gruppe: Analysen aus Südwestdeutschland). Das Rechenprogramm gibt dann an, mit welcher Wahrscheinlichkeit die eingegebenen Analysen der einen oder anderen Gruppe angehören (Neuzuordnung). Unterscheiden sich nach der Neuuzuordnung die beiden vorgegebenen Gruppen tatsächlich voneinander, ist der Schluss zu ziehen, dass die vorgegebene Gruppierung (Grundwas-

3

sertyp) berechtigt ist. Ergibt sich bei der Neuordnung jedoch keine deutliche Trennung, ist der Schluss zu ziehen, dass nach den Analyseergebnissen keine unterschiedlichen Grundwassertypen vorliegen, dass sich also in dem obigen Beispiel Grundwässer aus dem Mittleren Buntsandstein in Hessen nicht von denen Südwestdeutschlands unterscheiden.

3.9.7.4.4.4 Clusteranalyse, mehrdimensionale Daten

Wenn in einem mehrdimensionalen Datensatz keine Gruppen bekannt sind, ihre Existenz jedoch vermutet wird, kann zur Ermittlung von Grundwassertypen das Verfahren der Clusteranalyse angewendet werden. Durch dieses statistische Verfahren werden im mehrdimensionalen System (entsprechend der Zahl der auszuwertenden Parameter) die Wasseranalysen sortiert und zu Gruppen zusammengefasst. Vom Bearbeiter ist zu prüfen, ob die vom Programm aufgestellten Gruppen interpretierbar sind und welche geohydrochemischen Zusammenhänge bestehen.

3.9.7.4.4.5 Faktorenanalyse

Die Faktorenanalyse ist ein multivariates Verfahren, das bei der Auswertung, Klassifikation und Interpretation umfangreichen geohydrochemischen (Analysen-) Materials eingesetzt werden kann. Das Statistikprogramm berechnet Faktoren und gibt an, welcher Parameter mit welcher Wahrscheinlichkeit jedem der gebildeten Faktoren zuzuordnen ist. Welche kausale Beziehung zwischen den Faktoren und einer geohydrochemischen Einflussgröße besteht, muss vom Bearbeiter untersucht werden. Ein mögliches Ergebnis könnte sein, dass in Analysen von Wässern des Mittleren Buntsandsteins ein Faktor durch die Parameter Ca^{2+} , Mg^{2+} und HCO_3^- , ein zweiter durch Na^+ und Cl^- und ein dritter durch NO_3^- bestimmt wird. Der sachkundige Bearbeiter erkennt, dass der erste Faktor durch die geohydrochemischen Eigenschaften des Buntsandstein-Grundwasserleiters, der zweite durch Salzwasser-einflüsse (NaCl) und der dritte durch menschliche Einflüsse (Düngung von landwirtschaftlichen Flächen) verursacht wird.

3.9.7.4.4.6 Dreieck-, Viereck- und Kreisdiagramme

Neben der Darstellung von Analysenwerten in einfachen xy-Diagrammen ist mit entsprechenden Präsentations- und Auswerteprogrammen auch die positionsgerechte Darstellung von mehreren geochemischen Parametern in Kationen-Anionen-Dreieck-, Kationen-Anionen-Viereck- und Kreisdiagrammen, meist getrennt nach Kationen und Anionen, möglich. Die Gehalte der Einzelstoffe werden entweder als Stoffmengenanteile der Äquivalente in % oder in stoffmengenbezogenen Konzentrationen, in der Regel als Äquivalentkonzentrationen angegeben.

Mit dem Programmpaket AquaChem der Fa. Waterloo Hydrogeologic, Inc. Waterloo Kanada lassen sich solche Diagramme darstellen.

3.9.7.4.4.7 Geohydrochemische Karten

In der überwiegenden Zahl der Fälle liegen dem Bearbeiter einzelne Messwerte von zufällig gegebenen Punkten zur Auswertung vor. Hieraus sind fast immer flächenhafte, regionale Aussagen üblicherweise in Form von Isolinienkarten zu erstellen. Diese Aufgabe wird durch eine Vielzahl von Programmen unterstützt. Im PC-Bereich häufig eingesetzte Programme zur Datenregionalisierung sind z.B. Surfer (Golden Software Inc., Golden/Colorado, USA) und Geo-EAS (US-EPA, 1988), für den Einsatz auf Workstations eignet sich z.B. ArcInfo (ESRI Inc., Redlands, Kalifornien, USA). Allen Programmen ist gemeinsam, dass aus zufällig im Untersuchungsgebiet verteilten Messwerten mittels verschiedener mathematischer Verfahren Schätzwerte für gleichmäßig verteilte Stützpunkte (Gitterknotenpunkte) berechnet werden können.

Zur Berechnung solcher Schätzwerte hat sich insbesondere das **Kriging-Verfahren** bewährt (DANIEL KRIGE, südafrikanischer Bergbauingenieur) (KRIGE, 1951). Hierbei wird für jeden Gitterknotenpunkt anhand der in einem bestimmten Umkreis liegenden Stützpunkte ein Mittelwert gebildet, wobei nahe am Schätzpunkt liegende Stützpunkte höher gewichtet werden. Für die sachgerechte Beurteilung der Aussagewerte von Proben sowie die Auswahl des optimalen Umkreises und der passenden Wichtungsfaktoren für die Kriging-Methode ist die Anwendung von Variogrammen (MATHERON, 1963) (GEORGES MA-

THERON, französischer Mathematiker, 1930–2000) geeignet. Hierbei wird für jedes Punktepaar im gesamten Untersuchungsgebiet die Varianz der Messwerte berechnet und über die jeweils zugehörigen Entfernungen im Variogramm aufgetragen. Anhand der Variogrammkurve ist dann die Unterscheidung zwischen dem lokalen (zufälligen) und dem regionalen Informationsanteil möglich.

Durch statistische Rechnungen werden die mittleren Werte von geohydrochemischen Parametern und ihre Varianzen deskriptiv erfasst. Das Ergebnis sind Aussagen, die den zu erfassenden Grundwassertyp oder ein bestimmtes geohydrochemisches Milieu quantitativ beschreiben. Ein Beispiel für die Anwendung sind statistische Bearbeitungen chemischer Analysen von Grundwasserproben aus dem Buntsandstein (HÖLTING et al., 1982).

3.9.7.4.4.8 Modellierung des geochemischen Gleichgewichts

Für weitergehende Aussagen zur Grundwasserbeschaffenheit ist die Anwendung geochemischer Computermodelle sinnvoll. Hiermit werden die Zustände und Prozesse im Grundwasser unter Anwendung der Gleichgewichts-Thermodynamik modellierbar. Durch den Einsatz von Modellprogrammen (z.B. WATEQ, PHREEQ, GEOCHEM, EQ, SOLMINEQ.88, SCHULZ & KÖLLING in DVWK, 1992b, u.a.m.) können somit Fragen zum Zustand und zur Genese der jeweiligen chemischen Wasseranalysen untersucht werden, z.B.:

- in welcher Bindungsform bestimmte Wasserinhaltsstoffe bei den gemessenen pH- und Redoxbedingungen vorliegen (Tab. 64);
- ob thermodynamisch eine Fällung oder Lösung bestimmter Minerale beim Kontakt mit dem untersuchten Wasser möglich ist (Tab. 64);
- wie sich die Löslichkeitsverteilung beim Kontakt mit grundwasserleitenden Gesteinen bestimmter Zusammensetzung ändert;
- unter welchen thermodynamischen Bedingungen ein Grundwassertyp entstanden ist, in Kontakt mit welchem Gestein.

Die Tab. 64 zeigt für beispielhaft ausgewählte Parameter unterschiedliche Speziesverteilungen

(Stoffmengenanteile der Äquivalente bezogen auf ein Ion) in Abhängigkeit von der Lösungszusammensetzung. So kann z.B. Calcium bis zu 59 % Stoffmengenanteil der Äquivalente aller Calciumionen (Thermalbrunnen Herbstein) als $c(\text{CaSO}_4)^{\pm 0}$ vorliegen. Aluminium kann z.B. in Abhängigkeit vom pH-Wert und dem Lösungsinhalt im Meerwasser überwiegend als negativ geladenes Tetrahydroxoaluminat ($[\text{Al}(\text{OH})_4]^-$) oder im Heilwasser (Helenenquelle) als positiv geladener Fluoro-Komplex ($[\text{AlF}_2]^+$) vorliegen. Derart unterschiedliche Speziesverteilungen können erheblichen Einfluss auf Sorptions- und Ionen-Austauschprozesse am Grundwasserleitermaterial haben. Auch die Sättigungs-Indizes können stark variieren. Z.B. ist für Calcit sowohl eine deutliche Untersättigung (Schützenhofquelle, Maxquelle und Thermalbrunnen Herbstein) als auch eine Übersättigung (Meerwasser) in der Lösung möglich. Auf diese Weise kann eine erste Abschätzung der möglichen Fällungs-/Lösungsreaktionen für das vorliegende geochemische Milieu getroffen werden.

Unter Annahme bestimmter, sich aus der jeweiligen geologischen Situation ergebender Randbedingungen, sind schließlich mit Hilfe von Modellrechnungen deduktiv der Ablauf und das Ergebnis geohydrochemischer Prozesse in einem Grundwasserleiter simulierbar (KÖLLING in DVWK, 1992b). So wird der Lösungsinhalt, wie er unter den zugrunde gelegten Verhältnissen beschaffen sein müsste, in mehreren Prozessschritten theoretisch abgeleitet. Durch Vergleich mit der tatsächlichen Wasseranalyse dieses untersuchten Grundwasserleiters wird erkennbar, ob die dabei in Erscheinung tretenden Unterschiede auf abgelaufene, jedoch nicht erkannte Prozesse/Einflüsse (z.B. anthropogen) hindeuten.

Solche Modellrechnungen werden, obwohl lange bekannt, in der Praxis noch recht zögerlich angewandt. Dieses mag daran liegen, dass die Modellprogramme in der Regel über unkomfortable und umständliche Eingaberoutinen verfügen. Mit einigen Eingabeprogrammen (z.B. FREAKIN für PHREEQUE, KÖLLING in DVWK, 1992b, PC-Shell für SOLMINEQ88) wurde eine erhebliche Verbesserung erreicht. Es sollte daher nicht übersehen werden, dass sich hier Untersuchungsmöglichkeiten bieten, geohydrochemische Prozesse wesentlich fundierter interpretieren und verstehen zu können und somit langfristige Prog-

3

Tab. 64: Beispiele für berechnete Speziesverteilungen und Sättigungszustände im Meerwasser und in einigen Mineralwässern mit dem thermodynamischen Gleichgewichtsprogramm PHREEQC. Analysen (1) nach FRESSENIUS, 1975. Redoxpotenziale (2) mit 100 mV angenommen.

Einheit	Meerwasser	Schützenhof- quelle Wiesbaden 1972 Deutscher Bäder- kalender 1975 ¹⁾	Maxquelle Bad Dürkheim 1972 Deutscher Bäder- kalender 1975 ¹⁾	Helenen- quelle Bad Wildungen 1957	Thermal- brunnen Herbstein 1977
Ausgangslösung:					
Dichte g/cm ₃	1,02336	1,0033	1,0150	1,0026	1,0016
Temperatur °C	25,0	46,9	22,4	11,8	32,9
Redoxpotential mV	500	100 ²⁾	100 ²⁾	100 ²⁾	-60
pH	8,22	6,2	6,2	5,65	7,0
K ⁺ mg/l	408,3	87,3	595,9	16,0	22,2
Na ⁺ mg/l	11016	2072	6699	654,8	284,9
Li ⁺ mg/l	0,185	4,30		0,56	0,36
Ca ⁺⁺ mg/l	421,8	315,6	1387	346,8	597,5
Mg ⁺⁺ mg/l	1322	35,0	136	239,3	98,7
Sr ⁺⁺ mg/l	8,33	13,3	73,0	1,18	8,65
Ba ⁺⁺ mg/l	0,021	0,04		0,48	0,08
Fe ⁺⁺ mg/l	0,020	3,29	3,61	6,63	4,15
Mn ⁺⁺ mg/l	0,0002	0,33	1,94	0,41	0,13
Al ⁺⁺⁺ mg/l	0,00020	0,010		0,15	0,018
Cl ⁻ mg/l	19798	3675	13560	604,4	6,14
F ⁻ mg/l	1,42	1,13	1,02	0,27	2,40
Br ⁻ mg/l	68,85	3,81	32,6	0,26	0,043
NO ₃ ⁻ mg/l	0,297	2,06	0,44	7,12	0,22
HCO ₃ ⁻ mg/l	144,9	375,8	352,2	2964	201,0
SO ₄ ²⁻ mg/l	2775	113,3	39,4	25,1	2291
PO ₄ ³⁻ mg/l	0,061	0,019	0,066	0,154	0,007
H ₄ SiO ₄ mg/l	2,74	53,9	3,35	11,79	8,03
H ₃ BO ₃ mg/l	0,797	2,49		0,404	1,49
Ionenstärke mol/l	0,652	0,119	0,421	0,062	0,061
Speziesverteilung:					
<i>Ca Spezies:</i>					
Ca ⁺⁺ %	64,1	92,1	97,7	95,6	40,7
CaCO ₃ %	1,14				
CaHCO ₃ ⁺ %	1,12	1,83	1,26	3,27	0,42
CaSO ₄ %	33,6	6,01	0,96	1,15	58,8
<i>Al-Spezies:</i>					
Al ⁺⁺⁺ %				0,89	
Al(OH) ⁺⁺ %		0,15		1,63	
Al(OH) ₂ ⁺ %		10,2		1,64	1,62
Al(OH) ₃ %	0,33	9,4			4,13
Al(OH) ₄ ⁻ %	99,7	42,8			88,0
AlF ⁺⁺ %		1,10		32,5	

nosen für zu erwartende Entwicklungen zu geben (MATTHEß et al., 1992).

3.9.7.4.4.9 Modellierung des Stofftransportes

Eine zunehmend wichtiger werdende Aufgabe ist die Abschätzung der Stoffausbreitung im Grundwasser z.B. für die Auswertung von Tracerversuchen oder zur Prognose einer Schadstoffausbreitung. Hierbei ist sowohl die Berücksichtigung der hydrodynamischen Prozesse als auch der stoffspezifischen, transportbestimmenden Wechselwirkungen zwischen der Lösung und der Festphase erforderlich. Mathematisch kann dies sowohl durch die analytische (z.B. SAUTY et al., 1991) als auch die numerische Berechnung der Transportgleichung (RAUSCH et al., 2002) erreicht werden, wie sie in den numerischen Grundwassermodellen angewendet werden (Abschn. 3.8).

Voraussetzung für die Anwendung von Stofftransportprogrammen ist in jedem Falle eine ausreichende Datenbasis, zu der fast immer die Durchführung von Labor- und Feldversuchen zur Parameterbestimmung für hydraulische, hydrodynamische und geochemische Parameter erforderlich ist. Letztendlich wird das Modellergebnis nur so gut sein können wie die Qualität der Eingabedaten.

3.9.7.5 Typisierung von Grundwässern

Mit den Auswertungs- und Darstellungsmethoden ist es möglich, Grundwassertypen aufzustellen, d.h. Grundwässer nach ihren Lösungsinhalten zu gliedern und geohydrochemisch oder genetisch gleiche oder ähnliche Grundwässer zu Einheiten (Typen) zusammenzufassen. Das Ziel ist die Herausarbeitung der geohydrochemischen Beschaffenheit von Grundwässern durch eine meist punktuelle statistische Erfassung von geohydrochemischen Daten eines bestimmten Grundwasservorkommens.

Der Begriff „Grundwassertyp“ ist nicht definiert und wird verschieden angewandt. Ursprünglich wurde darunter die Beschreibung der geohydrochemischen Eigenschaften von Grundwässern unabhängig von der petrographischen Beschaf-

fenheit des zugehörigen Grundwasserleiters verstanden. NÖRING (1951) beschrieb den salinaren, karbonatischen, den Eisen-Mangan- und den basenarmen Typ. Andere Autoren sehen mehr einen Zusammenhang zwischen der Beschaffenheit des Grundwassers und des Gesteins. GERB (1958) definiert, dass von einem Typ gesprochen wird, „wenn sich zwischen den Eigenschaften chemisch gleichartiger Wässer und denen des geologischen Körpers, aus dem die Wässer stammen, eine eindeutige Zuordnung herstellen lässt. Die charakteristischen, typenbestimmenden Eigenschaften erhalten also ihren inneren Zusammenhang über die chemisch-petrographischen Eigenschaften dieses geologischen Körpers“. Grundwassertypen können somit nach zwei Gesichtspunkten aufgestellt werden:

- Typisierung nach dem grundwasserleitenden Gestein;
- Typisierung unabhängig vom grundwasserleitenden Gestein ausschließlich nach geohydrochemischen Eigenschaften.

3.9.7.5.1 Typisierung nach dem grundwasserleitenden Gestein

Eine Typisierung nach dem grundwasserleitenden Gestein ist unter folgenden Voraussetzungen möglich:

- Es herrschen humide Klimabedingungen.
- Die bei der Grundwasserneubildung durchsickerte Bodenzone weist keine Besonderheiten auf (Torfe, reduzierende Eigenschaften, mächtigere kalkhaltige Lössüberdeckungen).
- Ein Übertritt von Grundwässern zwischen Grundwasserleitern mit stark voneinander abweichenden petrographischen Eigenschaften findet nicht statt.

Die Tab. 65 gibt typische Analysen von Grundwässern petrographisch verschiedener Grundwasserleiter wieder. Der Lösungsinhalt wird in erster Linie von der Löslichkeit der Minerale in den grundwasserleitenden Gesteinen bestimmt. Die Unterschiede der Lösungsinhalte der Grundwässer sind unverkennbar.

Ähnlich klare Beziehungen lassen sich für Lockergesteine meist nicht aufstellen. Die chemische Zusammensetzung solcher Gesteine wech-

3 selt häufig, da die petrographische Beschaffenheit der Anteile der Korngemische meist recht heterogen ist. Es bilden sich Mischtypen heraus, die keine einwandfreie Zuordnung zu einem bestimmten Grundwasserleiter ermöglichen.

THEWS (1972) gibt basierend auf der Bearbeitung von Grundwässern eine Typisierung der Grundwasserleiter im Taunus und Taunusvorland. Eine Übersicht über die geogenen Grundwasserbeschaffenheiten in den westlichen Bundesländern vermittelt HÖLTING (1991).

3.9.7.5.2 Typisierung nach geohydrochemischen Eigenschaften unabhängig vom grundwasserleitenden Gestein

Die einfachste Art dieser Typisierung geht von den Gesamt-Massenanteilen des Lösungsinhaltes aus. GORRELL (1958) schlug folgende Einteilung vor:

Wassertyp	Abdampfrückstand
Süßwasser	< 1 000 mg/kg
Brackwässer	1 000 – 10 000 mg/kg
Salzwasser	10 000 – 100 000 mg/kg
Solen	> 100 000 mg/kg

Diese Einteilung ist allerdings recht grob. Vielfach wird in Deutschland die Grenze Süß-/ Salzwasser bei Massenkonzentrationen von $\beta(\text{Cl}^-) = 250 \text{ mg/l}$ (entsprechend $\beta(\text{NaCl}) = 412 \text{ mg/l}$) gesehen. Dabei wird unterstellt, dass man bei Konzentrationen von $\beta(\text{Cl}^-) > 250 \text{ mg/l}$ den Salz-Gehalt des Wassers schmeckt. Viele Menschen schmecken jedoch erst Salz-Gehalte bei höheren Konzentrationen, sodass die Einteilung unsicher ist. Außerdem wird der Begriff „Sole“ in Deutschland anders verstanden. Bergmännisch werden als Solen Lösungsinhalte $\beta(\text{NaCl}) > 40 \text{ g/l}$, in der Balneologie (Bäderkunde) solche mit Massenanteilen von $w(\text{NaCl}) > 14 \text{ g/kg}$ bezeichnet.

Genauer ist die Methode, Viereck-(PIPER-) Diagramme (Stoffmengenanteile der Äquivalente in %) in Felder aufzuteilen und diese zu nummerieren. Je nachdem, in welches Feld ein Analysenpunkt fällt, wird das Wasser mit der entsprechenden Typen-Nummer versehen (Abb. 87). Berücksichtigt werden bei dieser Typisierung nur die in der Regel in einem Grundwasser enthaltenen Io-

nen (-gruppen), nämlich die Alkalien ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$), die Erdalkalien ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), die Karbonate und Hydrogenkarbonate ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) sowie die Anionen Sulfat, Chlorid und Nitrat ($\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$). Naturgemäß charakterisiert die Typ-Nummer die Wasserbeschaffenheit. So bedeutet Typ-Nr. 55 einen Stoffmengenanteil der Äquivalente ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) von 50–60 % und einen Stoffmengenanteil der Äquivalente ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) von 50–60 %. Die auf 100 % Stoffmengenanteil der Äquivalente fehlenden Anteile ergeben automatisch die Konzentrationen der Alkalien und Sulfate/Chloride/Nitrate. Für tiefe Grundwässer und auch viele Mineralwässer sind aber auf der Anionen-Seite noch weitere Differenzierungen zwischen Chloriden und Sulfaten wünschenswert. Deshalb schlugen FURTA & LANGGUTH (1967) Kennzahlen vor, die die Stoffmengenanteile der Äquivalente einerseits der Erdalkalien, andererseits der Hydrogenkarbonate und Chloride darstellen. Hierbei ergibt sich dann der Sulfat-Anteil aus der Differenz der Stoffmengenanteile der Äquivalente von HCO_3^- (bzw. CO_3^{2-}) und Cl^- zu 100 %. So bedeutet die Kennzahl 68//42/37: Stoffmengenanteil der Äquivalente Erdalkalien: 68 %; Stoffmengenanteil der Äquivalente HCO_3^- : 42 %, Stoffmengenanteil der Äquivalente Cl^- : 37 %. Der Stoffmengenanteil des SO_4^{2-} beträgt dann $100 - (42 + 37) \% = 21 \%$ am Stoffmengenanteil der Äquivalente. Weiterhin stellten FURTA & LANGGUTH (1967) ein Vierstoff-Diagramm zur qualitativen Charakterisierung der Wässer nach Kennzahlen-Intervallen (Abb. 88) auf Grund ihres Typen-Diagrammes (Abb. 87) auf und bezeichneten die jeweiligen Feldergruppen (in Klammern die Stoffmengenanteile der Äquivalente in Prozent in der Folge Erdalkalien//Hydrogenkarbonat/Chlorid):

Erdalkalische Wässer

- überwiegend hydrogenkarbonatisch (> 80// > 60/ < 10)
- hydrogenkarbonatisch-sulfatisch (> 80// 40 – 60/ < 10)
- überwiegend sulfatisch (> 80// < 40/ < 10)

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaliegehalt

- überwiegend hydrogenkarbonatisch (50 – 80// > 50/ < 20)
- überwiegend sulfatisch (50 – 80// < 50/ < 20)
- überwiegend chloridisch (50 – 80// < 50/ > 50)

Tab. 65: Analysen von Grundwässern aus verschiedenen Gesteinen (RICHTER & LILlich, 1975).

	1 Quarzit	2 Sandstein	3 Dolomitstein	4 Kalkstein	5 Gipsmergelstein
pH	6,0	7,2	7,6	7,4	7,0
Leitfähigkeit $\mu\text{S}/\text{cm}$	55	240	430		1250
Gesamthärte $^{\circ}\text{dH}$	1,0	6,4	15,2	20,2	50,7
Carbonathärte $^{\circ}\text{dH}$	1,0	5,8	12,3	19,6	19,3
freies CO_2 mg/l	41	11	11,5	60,0	30,2
aggr. CO_2 mg/l	33	8,8	10,7	0	2,4
Na^+ mg/l	4	7	3	9	11
K^+ mg/l	0,8	1,6	0,8		2,4
Ca^{2+} mg/l	4	27	48	79	205
Mg^{2+} mg/l	2	11	36	39	96
Fe^{2+} mg/l	0,08	< 0,1	0,03	0,04	0,14
Cl^- mg/l	4	7	14	5,3	24
NO_3^- mg/l	2	1	24	0	18
HCO_3^- mg/l	24	126	268	427	421
SO_4^{2-} mg/l	3	10	37	22,1	529
Analyse 1: Taunusquarzit bei Wiesbaden (THEWS, J. D., 1972)					
Analyse 2: Mittlerer Buntsandstein bei Einbeck, 1972 (Archiv Nds. Landesamt f. Bodenf.)					
Analyse 3: Ob. Muschelkalk, dolomitisch; Schengen, Luxemburg (NEUMANN-REDLIN, Chr., 1971)					
Analyse 4: Karst; Weißjura-Kalk, Fränk. Alb					
Analyse 5: Gipsmergelstein, Keuper; Luxemburg (NEUMANN-REDLIN, Chr., 1971)					

Alkalische Wässer

- überwiegend (hydrogen-) karbonatisch ($< 50// > 50/ < 50$)
- überwiegend sulfatisch-chloridisch ($< 50// < 50/ > 50$)
- überwiegend chloridisch ($< 50// < 20/ > 70$).

Eine weitere Möglichkeit der Typisierung nach geohydrochemischen Eigenschaften, nämlich nach Ionen-Verhältnissen, wurde schon im Abschn. 3.9.7.4.2.5 erläutert.

Klassifizierung der Mineral- und Heilwässer

Die Klassifizierung der Heilwässer erfolgt in der Balneologie ebenfalls nach geohydrochemischen Kategorien unabhängig von der petrographischen Beschaffenheit des Speichergesteins.

Als **Mineralwässer** wurden nach den „Nauheimer Beschlüssen“ vom 25. September 1911 solche Grundwässer bezeichnet, deren Massenanteil an gelösten Feststoffen („Salzen“) $\geq 1\,000\text{ mg/kg}$ (1 g/kg) beträgt. Genauer ist in der Mineral- und Tafelwasser-Verordnung (MTVO) vom 1. Dezember 2006 (BGBl. I, S. 1036)⁶ nachzulesen. Die Einteilung und Benennung erfolgt unter Zugrundelegung der Stoffmengenanteile der Äquivalente in % (in älteren Analysen kann die nicht mehr zulässige Bezeichnung mval % erscheinen). Die Mineralwassertypen sind in den „Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungs-orte und Heilbrunnen“, herausgegeben vom Deutschen Heilbäderverband Berlin und Deutschen Fremdenverkehrsverband Frankfurt/M., festgelegt (12. Auflage vom Oktober 2005)⁷. Die Artbezeichnungen (Typen) sind darin nur für

3

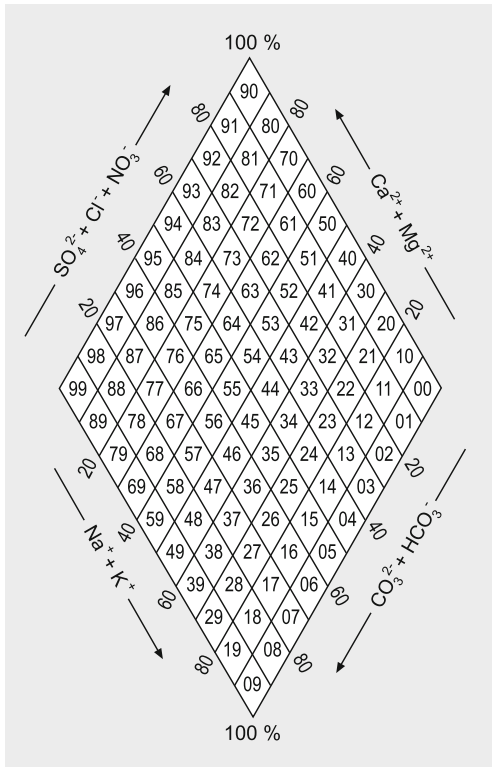


Abb. 87: Grundwasser-Typendiagramm mineralarmer Wässer (Stoffmengenanteile der Äquivalentkonzentrationen $\chi\left(\frac{1}{2}X\right)$ in Prozent)

(nach FURTA & LANGGUTH, 1967).

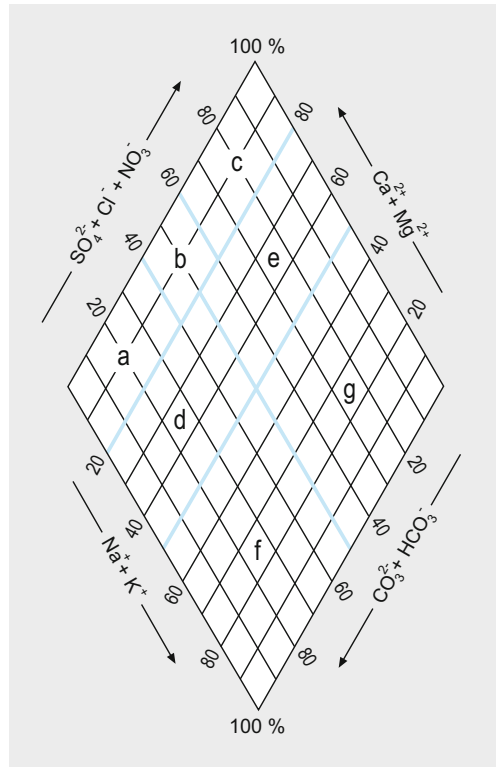


Abb. 88: Vierstoffdiagramm zur qualitativen Charakterisierung von Wässern nach Kennzahlen-Intervallen (Stoffmengenanteile der Äquivalentkonzentrationen $\chi\left(\frac{1}{2}X\right)$ in Prozent) (nach FURTA & LANGGUTH, 1967).

(nach FURTA & LANGGUTH, 1967).

Heilwässer festgelegt, also für natürliche Wässer aus Heilquellen, die medizinisch nachgewiesene krankheitsheilende, lindernde oder verhütende Eigenschaften haben (HÖLL, 1965).

Diese Typisierung wurde aber auch früher bei allen anderen Mineralwässern angewandt. In den Richtlinien des EG-Rates vom 15. Juli 1980 „zur Angleichung der Rechtsvorschriften der Mitgliederstaaten über die Gewinnung und den Handel mit natürlichen Mineralwässern“ und für die Bundesrepublik Deutschland daran anschließend in der „Verordnung über natürliches Mineralwasser, Quellenwasser und Tafelwasser (Mineral- und Tafelwasser-Verordnung)“ vom 1. August 1984 (BGBl I, S. 1036) in der Fassung vom 1. Dezember 2006 wird definiert, dass ein „natürliches

Mineralwasser“ ein bakteriologisch einwandfreies Wasser ist, das seinen Ursprung in unterirdischen, vor Verunreinigungen geschützten Wasservorkommen hat und aus einem oder mehreren natürlichen oder künstlich erschlossenen Quellen (Bohrbrunnen) gewonnen wird. Es unterscheidet sich von natürlichem Trinkwasser durch seine Eigenart (Mineralien, Spurenelemente) und seine ursprüngliche Reinheit. Zur Etikettierung und Bezeichnung sind Kriterien (Tab. 66) für die erforderlichen Konzentrationen festgelegt. Zur Durchführung erging die „Allgemeine Verwaltungsvorschrift zur Verordnung über natürliches Mineralwasser, Quellenwasser und Tafelwasser“ am 26. November 1984.

Nach der Trinkwasserverordnung vom 21. Mai 2001 (Artikel 2) müssen Trink- und Tafelwässer die dort festgelegten Grenzwerte einhalten.

Die genannten Konzentrationen für die Kriterien weichen von den in Deutschland geltenden balneologischen Begriffsbestimmungen ab. Es ist deshalb deutlich zu machen, dass die Begriffe „Mineralwasser“ und „Heilwasser“, die früher identisch waren, soweit es den Lösungsinhalt betraf, heute in diesem Sinne nicht mehr gleich sind. Nur für Heilwässer trifft noch der Grenzwert des Massenanteils von $w = 1\,000\text{ mg/kg}$ entsprechend den „Nauheimer Beschlüssen“ zu. Die aus EG-Wirtschaftsgründen getroffene Abwertung des Mineralwasser-Begriffs muss hydrogeologisch als wenig glücklich empfunden werden, da Mineralwasser neuer Definition geohydrochemisch nichts Besonderes darstellt, solches alter Definition aber nicht gleich Heilwasser ist; dazu gehört außer der besonderen geohydrochemischen Eigenschaft eine balneologische Anerkennung. Ein einprägsamer Ersatzbegriff für das klassische „Mineralwasser“ fehlt bislang.

Für die Klassifizierung der **Heilwässer** (nach den Begriffsbestimmungen: Charakterisierung)

werden alle Ionen einer Wasseranalyse herangezogen, deren Gehalte mindestens 20 % Stoffmengenanteil der Äquivalente betragen und zwar in der Reihenfolge Kationen und Anionen, jeweils nach abnehmenden Gehalten. Der Analysenumfang ist in den Begriffsbestimmungen vom April 2005 festgeschrieben. Dabei wird zwischen einer Großen Analyse (alle 10 Jahre) und einer Kontrollanalyse (alle 2 Jahre) unterschieden. In der Klassifizierung werden die Kationen Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} und die Anionen Cl^- , SO_4^{2-} und HCO_3^- berücksichtigt. Ferner werden adjektivisch zu den Artbezeichnungen solche Ionen gesetzt, die zwar in aller Regel die Grenze von 20 % Stoffmengenanteil der Äquivalente nicht erreichen, medizinisch jedoch besonders wirksam sind, wenn festgelegte Grenzwerte erreicht oder überschritten werden:

- Eisen-haltige Wässer
 $w(\text{Eisen}) \geq 20\text{ mg/kg}$ (früher 10 mg/kg)
- Jod-haltige Wässer
 $w(\text{Iodid}) \geq 1\text{ mg/kg}$
- Schwefel-haltige Wässer
 $w(\text{Sulfidschwefel}) \geq 1\text{ mg/kg}$

Tab. 66: Kriterien zur Bezeichnung von Mineral-, Quellen- und Heilwässern.

Kriterium	Parameter	Massenkonzentration $\beta(\text{X})$ mg/l
sehr geringer Mineralgehalt:	fester Rückstand	< 50
geringer Mineralgehalt:	fester Rückstand	< 500
hoher Mineralgehalt:	fester Rückstand	> 1500
Hydrogenkarbonat- (Bikarbonat-) haltig	HCO_3^-	> 600
Sulfat-haltig	SO_4^{2-}	> 200
Chlorid-haltig	Cl^-	> 200
Calcium-haltig	Ca^{2+}	> 150
Magnesium-haltig	Mg^{2+}	> 50
Fluorid-haltig	F^-	> 1
Eisen-haltig	Fe^{2+}	> 1
Säuerling	CO_2	> 250
Natrium-haltig	Na^+	> 200
geeignet für Natrium-arme Ernährung	Na^+	< 20

3

- Radon-haltige Wasser
 $\geq 666 \text{ Bq/kg}$ (früher 18 nCi/kg)
- Fluorid-haltige Wasser
 $w(\text{Fluorid}) \geq 1 \text{ mg/kg}$
- Kohlensäure-Wasser oder Sauerlinge
 $w(\text{freies gelöstes Kohlenstoffdioxid}) \geq 1\,000 \text{ mg/kg}$

Solen sind Wasser, deren Massenanteil an $w(\text{NaCl}) = 14 \text{ g/kg}$ ($w(\text{Na}^+) = 5,5 \text{ g/kg}$; $w(\text{Cl}^-) = 8,5 \text{ g/kg}$) übersteigt. **Thermalwasser** müssen Wassertemperaturen $\vartheta_W = 20^\circ \text{C}$ (Thermen) am Austrittsort haben. Heilwässer, deren Lösungsinhalt $w < 1\,000 \text{ mg/kg}$ bleibt, werden Akrato-Wasser (oder Akratopegen) genannt. In der älteren Literatur finden sich noch folgende Bezeichnungen, die heute nicht mehr anzuwenden sind:

- Na-Cl-Wasser: muriatische (Muria = Salzlake) Quellen
- Ca-Cl₂-Wasser: erdmuriatische Quellen
- Na₂-SO₄-Wasser: salinische Quellen
- Mg-SO₄-Wasser: Bitter-Quellen
- Ca-SO₄-Wasser: Gipswässer

Ein Beispiel für die Artbezeichnung (Mineralwassertyp) eines Mineralwassers gibt Tab. 67.

3.9.7.5.3 Einteilung nach Nutzungsmöglichkeiten

Die Einteilung nach Nutzungsmöglichkeiten führt an sich schon von geohydrochemischen Fragestellungen und Problemerkklärungen weg, ist jedoch für den praktisch tätigen Hydrogeologen nicht ohne Bedeutung. Er muss heute vielfach auch in der Lage sein, die Nutzungsmöglichkeiten eines zu erschließenden Grundwasservorkommens für Trink- oder Brauchwasser-(technische) Zwecke zu beurteilen.

Wichtigste Elemente der Beurteilung sind **Grenzwerte**, d.h. maximal zulässige Konzentrationen, die bei Nutzung als Trinkwasser nicht überschritten werden dürfen. Die Festlegung solcher Werte ist jedoch zuweilen problematisch und kritisch zu sehen; sie erfolgt nämlich nicht nur (wie allgemein angenommen) allein aus hygienischer Sicht, sondern unterliegt bei manchen Werten politischen (ideologischen) oder ökonomischen Kriterien (KUBMAUL, 1997) und bedarf insbesondere bei öffentlichen Auseinandersetzungen

einer fachlichen Überprüfung. Die Definition des Schwellenwertes und des Hintergrundwertes finden sich in der Richtlinie 2006/118/EG des europäischen Parlamentes und des Rates „zum Schutz des Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung“ (Amtsblatt der EG Nr. L 372/19 vom 12. Dezember 2006).

Erste Bewertungen der Hygiene von Trinkwässern enthielten die „Hygienischen Leitsätze für die Trinkwasserversorgung in Preussen“ (Berlin, 1932) sowie die Erstfassung der DIN 2000 (Berlin, 1942). In der Fassung der DIN 2000 vom November 1973, Neufassung Oktober 2000, „Zentrale Trinkwasserversorgung: Leitsätze für Anforderungen an Trinkwasser, Planung, Bau und Betrieb der Anlagen“ wurde u.a. das Trinkwasser als das wichtigste, nicht ersetzbare Lebensmittel bezeichnet.

Für den EG-Bereich wurden vom Rat der Europäischen Gemeinschaft in der Richtlinie 80/778/EWG (Amtsblatt der EG Nr. L 229/11 vom 30. August 1980) (Brüssel, 1980) „über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch“ vom 15. Juli 1980 im Anhang I Grenzwerte und Richtwerte festgelegt. Dort wurden auch Zahl und Umfang der Analysen (Anhang II) und die anzuwendenden Analyseverfahren (Anhang III) festgeschrieben. Vom Anwendungsbereich dieser Richtlinie sind nach Artikel 4 die Mineralwässer und die national anerkannten Heilwässer ausgeschlossen; für diese Wässer wurden eigene Richtlinien am 15. Juli 1980 erlassen (Abschn. 3.9.7.5.2).

Für Deutschland wurden im Anschluss an die EG-Richtlinie die Grenzwerte für chemische Stoffe sowie Kenngrößen und Grenzwerte zur Beurteilung der Beschaffenheit des Trinkwassers in der Trinkwasserverordnung (TrinkwV) vom 05. Dezember 1990 festgelegt (Berlin, 1990).

Die EU-Richtlinie wurde aus unterschiedlichen Gründen in den Jahren 1994 bis 1998 überarbeitet. Eines der Hauptziele war es, die Parameter den aktuellen wasserwirtschaftlichen Erkenntnissen anzupassen, die in den WHO-Empfehlungen „Guidelines for drinking water quality“ 1993 (Genf, 1993) ihren Niederschlag gefunden haben. Im Dezember 1998 trat die neue Richtlinie 98/83/EG (Brüssel, 1998) des Rates über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (ABl. Nr. L 330 vom 5. Dezem-

Tab. 67: Analyse eines Mineralwassers (Georg-Viktor-Quelle, Bad Wildungen, Anal. Labor. Fresenius, Wiesbaden) und die daraus resultierende Artbezeichnung.

Ion	Massenanteil $w(X)$ mg/kg	Äquivalentkonzentration $c\left(\frac{1}{z}X\right)$ mmol/kg	Massenanteil des Äquivalents $\chi\left(\frac{1}{z}X\right)$ %
Li ⁺	0,18	0,03	0,12
Na ⁺	56,51	2,46	9,84
K ⁺	6,47	0,17	0,68
Mg ²⁺	125,2	10,3	41,2
Ca ²⁺	233,7	11,67	46,48
Ba ²⁺	0,08	–	–
Fe ²⁺	10,79	0,39	1,56
Mn ²⁺	0,77	0,03	0,12
Summe Kationen		25,05	100
Cl [–]	5,87	0,17	0,68
SO ₄ ^{2–}	59,19	1,23	4,92
HPO ₄ ^{2–}	0,20	–	–
HCO ₃ [–]	1442	23,63	94,40
Summe Anionen	1940,96	25,03	100

Freie Kohlensäure: 2 652 mg/kg
Temperatur: 9,7 °C
Typ: eisenhaltiger Ca-Mg-HCO₃-Säuerling (eisenhaltiger Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Säuerling)

ber 1998, S. 32) in Kraft; sie enthält die verbindliche Aufforderung an die Mitgliedstaaten der Europäischen Union, die neuen Vorschriften innerhalb von zwei Jahren in innerstaatliches Recht umzusetzen. Daher wurde im Anschluss die TrinkwV überarbeitet. Am 28. Mai 2001 wurde die Verordnung zur Novellierung der Trinkwasserverordnung vom 21. Mai 2001 im Bundesgesetzblatt Nr. 24 veröffentlicht (BGBl. I, S.959) (Berlin, 2001). Sie trat am 1. Januar 2003 in Kraft. Letztmalig wurde die Trinkwasserverordnung am 31. März 2011 geändert und im Bundesgesetzblatt Jahrgang 2011, Teil 1, Nr. 21 veröffentlicht und trat am 01. November 2011 in Kraft. Sie gliedert sich in die Abschnitte Beschaffenheit des Wassers für den menschlichen Ge-

brauch, Aufbereitung, Pflichten des Unternehmers und Überwachung. Grundsätzlich muss Trinkwasser so beschaffen sein, dass es frei von Krankheitserregern, genusstauglich und rein ist; dazu werden mikrobiologische und chemische Anforderungen definiert, d.h. Grenzwerte mikrobiologisch und hygienisch relevanter Inhalte festgelegt (Tab. 68.1 bis Tab. 68.4). Unterschieden wird bei den Grenzwerten chemischer Inhalte zwischen solchen, die sich im Verteilungsnetz in der Regel nicht erhöhen, und solchen, die verändert werden können. Neu eingeführt wurden **Indikatorparameter**; darunter werden Inhalte ohne oder nur untergeordneter hygienischer Relevanz verstanden, die der Überwachung der organoleptischen, mikrobiologischen und chemi-

3

schen Qualität, der Wirksamkeit einer Wasseraufbereitung dienen sollen. Heil- und Mineral-/Tafelwässer sind von der TrinkwV 2001 ausgeschlossen, sie unterliegen dem Arzneimittelrecht bzw. der Mineral- und Tafelwasser-Verordnung. Weitere relevante Unterlagen zur Wasserversorgung wurden von HÜTTER (1994) und BIESKE et al. (1998) zusammengestellt.

Soweit erforderlich, müssen Grundwässer für die angestrebte Nutzung in meist recht aufwändigen Verfahren aufbereitet werden (HÖLL, 2002; HÜTTER, 1994). Die wichtigsten sind:

- **Enteisenung:** z.B. durch Oxidation (Belüftung), Ausflockung mit Aluminiumchlorid, Ionen-Austauscher,

- **Entmanganung:** durch Oxidation, Ionen-Austauscher,
- **Entsäuerung:** durch Kalk- oder MgO-Zugabe, Verrieselung über Kaskaden,
- **Enthärtung:** durch Fällverfahren, Ionen-Austauscher,
- **Teil- oder Vollentsalzung:** durch Membranverfahren (Umkehrosmose),
- **Entfernung organischer Schadstoffe:** z.B. durch Aktivkohle-Filter.

Die die Wassergewinnung und Wasseraufbereitung betreffenden Normen sind im DIN-Taschenbuch 12 zusammengefasst.

Tab. 68: Grenzwerte für chemische Stoffe, Indikatorparameter und mikrobiologische Parameter (TrinkwV, 2001).

Tab. 68.1: Chemische Parameter, deren Konzentration sich im Verteilungsnetz nicht erhöht.

Lfd.Nr.	Parameter	Grenzwert (mg/l)	Bemerkung
1	Acrylamid	0,0001	
2	Benzol	0,001	
3	Bor	1	
4	Bromat	0,01	
5	Chrom	0,05	Zur Bestimmung auf Chromat umgerechnet
6	Cyanid	0,05	
7	1,2-Dichlorethen	0,003	
8	Fluorid	1,5	
9	Nitrat	50	Die Summe aus Nitrat-Konzentration in mg/l, geteilt durch 50 und Nitrit-Konzentration in mg/l geteilt durch 3 darf nicht > 1 mg/l sein
10	Pflanzenschutzmittel und Biozidprodukte	0,0001	
11	Pflanzenschutzmittel und Biozidprodukte insgesamt	0,0005	
12	Quecksilber	0,001	
13	Selen	0,01	
14	Tetrachlorethen und Trichlorethen	0,01	Summe für beide Stoffe

Tab. 68.2: Chemische Parameter, deren Konzentration im Verteilungsnetz ansteigen kann.

Lfd.Nr.	Parameter	Grenzwert (mg/l)	Bemerkung
1	Antimon	0,005	
2	Arsen	0,01	
3	Benzo-(a)-pyren	0,00001	
4	Blei	0,01	einschließlich der bei der Stagnation in Rohren aufgenommenen Pb-Verbindungen
5	Cadmium	0,005	einschließlich der bei Stagnation aufgenommenen Cd-Verbindungen
6	Epichlorhydrin	0,0001	
7	Kupfer	2	einschließlich der bei Stagnation aufgenommenen Cu-Verbindungen
8	Nickel	0,02	wöchentliche Durchschnittsprobe
9	Nitrit	0,5	wie bei Nitrat
10	Polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe	0,0001	Summe der Stoffe Benzo-(b)-fluoranthren, Benzo-(k)-fluoranthren, Benzo-(ghi)-Perylen, Indeno-(1,2,3-cd)-pyren
11	Trihalogenmethane	0,05	
12	Vinylchlorid	0,0005	

3

Tab. 68.3: Indikatorparameter.

Lfd. Nr.	Parameter	Einheit	Grenzwert	Bemerkung
1	Aluminium	mg/l	0,2	
2	Ammonium	mg/l	0,5	geogenbedingte Überschreitungen bleiben bis 30 mg/l außer Betracht
3	Chlorid	mg/l	250	nicht korrosiv wirkend
4	<i>Clostridium perfringens</i>	Anzahl/ 100 ml	0	
5	Eisen	mg/l	0,2	
6	Färbung (spektraler Absorptionskoeffizient Hg 436 nm)	m ⁻¹	0,5	
7	Geruchsschwellenwert (GSW)		2 3	bei 12 °C bei 25 °C
8	Geschmack			für den Verbraucher annehmbar
9	Koloniezahl bei 22 °C			ohne anormale Veränderung
10	Koloniezahl bei 36 °C			ohne anormale Veränderung
11	Elektr. Leitfähigkeit	µS/cm	2 500	bei 20 °C
12	Mangan	mg/l	0,05	
13	Natrium	mg/l	200	
14	Organisch gebundener Kohlenstoff (TOC)			ohne anormale Veränderung
15	Oxidierbarkeit	mg/l O ₂	5	
16	Sulfat	mg/l	240	
17	Trübung	Nephelometrisch (NTU)	1,0	
18	pH-Wert		≥ 6,5 und ≤ 9,5	
19	Tritium	Bq/l	100	
20	Gesamtrichtdosis	mSv/a	0,1	

Tab. 68.4: Mikrobiologische Parameter.

Lfd. Nr.	Parameter	Grenzwert (Anzahl/ 100 ml)
1	<i>Escherichia coli</i>	0
2	Enterokokken	0
3	Coliforme Bakterien	0

4 Angewandte Hydrogeologie

Die Erforschung der Vorräte, der Dynamik und der Beschaffenheit des Grundwassers ist eine Aufgabe der Hydrogeologie. Eine zweite und nicht minder wesentliche Aufgabe ist die Anwendung hydrogeologischer Erkenntnisse in der Praxis. Neben der Beherrschung der wissenschaftlichen Grundkenntnisse gehören wesentliche Grundlagen optimaler praxisbezogener Tätigkeit zu den Erfahrungen eines Hydrogeologen. Möglichst weitreichende, vielfältige und fundierte Kenntnisse und Erfahrungen sind die besten Voraussetzungen für eine erfolgreiche Beratung potenzieller Auftraggeber. Eine ausführliche Darstellung der verschiedenen Methoden in der Angewandten Hydrogeologie geben BENDER (1984) und HEATH & TRAINER (1981).

4.1 Grundwassergewinnung

Die Erschließung und Nutzung von Grundwasser als Trinkwasser erfordert im Bereich der Grundwassergüte und der Grundwasserbewirtschaftung grundlegende Kenntnisse verschiedener Fachgebiete, die wesentliche Voraussetzungen für Einrichtung und Betrieb von Wasserwerken sind. Umfassende Basiskenntnisse werden in dem DVGW-Lehrbuch zur Wasserversorgung (DVGW, 1996a) und dem Regelwerk zur Grundwassererkundung (DVGW, 1996b) zusammengestellt. Bei Grundwassererschließungen arbeiten u.a. zusammen:

- **Die Geologie- und Ingenieurbüros mit Hydrogeologen**, welche die Untergrundverhältnisse analysieren und Möglichkeiten optimaler Grundwassererschließungen aufzeigen, und mit **Ingenieuren**, welche die technische Ausführung der notwendigen Bohrarbeiten planen, die Wasseraufbereitungsanlagen entwerfen und einen Planungsentwurf für die technische Ausführung der Anlagen aufstellen sowie die Antragsunterlagen für die rechtlichen (baurechtlich, wasserechtlich) Genehmigungen erstellen;
 - **Die Wasserwirtschaftsverwaltung als Genehmigungs- und Überwachungsbehörde**, welche für die Überwachung des ordnungsgemäßen technischen Zustandes der Wassergewinnungs- und Aufbereitungsanlagen zuständig ist und als Ordnungsbehörde Schutzgebietsarrondierungen und entsprechend Handlungsbeschränkungen festsetzt;
 - **Die Gesundheitsaufsicht (Gesundheitsamt)**, welche den ordnungsgemäßen hygienischen Zustand der Wassergewinnungs-, -aufbereitungs- und -verteilanlagen (Verteilernetz) sowie die chemisch-hygienische Beschaffenheit des Trinkwassers zu überwachen hat.
- All diese Institutionen arbeiten bereits in der ersten Planungsphase gemeinsam mit weiteren zuständigen Behörden (z.B. Naturschutzbehörde) an der Konzeption, der Beurteilung der Auswirkung und dem Schutz der vorgesehenen Wassergewinnungs- und Aufbereitungsanlage eng zusammen. Diese Zusammenarbeit wird mit fortlaufender Planung bis zur Bauausführung und Fertigstellung der Anlagen bedarfsweise fortgesetzt und intensiviert.
- Wenn auch jede Institution für ihre Aufgaben verantwortlich ist, so sind für den Hydrogeologen Grundkenntnisse auch dieser peripheren Disziplinen erforderlich, um realisierbare Vorschläge

- **Der Wasserwerksbetreiber**, mit eigenen Fachleuten (je nach Unternehmensgröße meist Ingenieure und Techniker, aber auch z.B. Kaufleute), der den Bedarfsnachweis für eine Wasserversorgung oder deren Erweiterung führt;

4 für Wassererschließungen machen zu können, die sowohl den hydrogeologischen Verhältnissen als auch den Interessen anderer Belange optimal Rechnung tragen.

Grundlagen zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots hat der DVWK-Fachausschuss „Grundwassernutzung“ (DVWK, 1982a) zusammengestellt.

4.1.1 Beratungen, Gutachtenerstellung

Für größere Wassererschließungsmaßnahmen empfiehlt es sich, den Rat erfahrener Fachleute (Geologen, Ingenieure, Hydrologen) einzuholen. Diese Beratungen erfolgen vorwiegend in Form von Gutachten und Stellungnahmen (JOSOPAIT, 1996). Gutachten sind in aller Regel Meinungsäußerungen des Bearbeiters und rechtlich auch immer nur als solche zu werten. Ein Gutachtenbearbeiter soll jedoch die gestellte Aufgabe nach bestem Wissen lösen und bemüht sein, sich von subjektiven Meinungen frei zu machen. Es bleibt jedoch schon wegen der unterschiedlichen Erfahrungen nicht aus, dass solche subjektiven Meinungen in ein Gutachten einfließen. Durch Gegengutachten und Obergutachten können hydrogeologische Beurteilungen wie auch in anderen wissenschaftlichen Disziplinen optimiert werden. Irrtümer sind zwar nie völlig auszuschließen, jedoch bei dem heutigen Stand hydrogeologischer Erkenntnisse zu vermeiden, wenn die Untersuchungen mit einem genügenden, meist jedoch mit erheblichen Kosten verbundenen Aufwand betrieben werden. Fehlschlüsse in Gutachten sind rechtlich dann strafbar, wenn sie grob fahrlässig gezogen wurden.

Gutachten sollen logisch, verständlich, nachvollziehbar und eindeutig in der Aussage sein. Das setzt voraus, dass das gestellte Problem klar erkannt und beschrieben ist. Falls ein Gutachten nach längerer Zeit wieder herangezogen wird, muss erkennbar sein, ob zwischenzeitlich bekannt gewordene Beobachtungen oder Fakten zur Zeit der Gutachtenbearbeitung schon bekannt waren und berücksichtigt wurden. Deshalb müssen alle ausgewerteten Beobachtungen, Messungen, Fremdgutachten und -berichte in dem

Gutachten enthalten und der Gedankengang dargestellt sein, der zur abschließenden Meinungsbildung führt. Andererseits sollten zu einer solchen Meinungsbildung aber nur so viele Untersuchungen angestellt werden, dass der dafür notwendige Aufwand in einem wirtschaftlich vertretbaren Verhältnis zum angestrebten Untersuchungsziel steht. Schließlich sind „Eventualschlüsse“ („sollte, könnte“) soweit als möglich zu vermeiden. Hydrogeologisch gibt es genügend Möglichkeiten, quantitative und qualitative Aussagen fundieren zu können. Sofern erforderlich, können Folgerungen unter Angabe ihres Wahrscheinlichkeitsgrades gezogen werden.

4.1.2 Voruntersuchungen

Eine Grundwassererschließung beginnt mit der Ermittlung des **Wasserbedarfs** $\dot{V}_w$. Grundsätzlich wird unterschieden zwischen dem:

- **Mittleren Bedarf:** Richtwert, der für die hydrogeologischen Untersuchungen maßgebend ist. Hierbei wird davon ausgegangen, dass bei ausreichendem Rückhaltevermögen des genutzten Grundwasserleiters sommerliche Spitzenentnahmen durch winterliche Minderentnahmen ausgeglichen werden.
- **Spitzenbedarf:** Richtwert für die Untersuchungen, nach denen die technischen Einrichtungen auszulegen sind, um auch den kurzzeitigen Spitzenverbrauch abdecken zu können.

Aus dem **Jahresbedarf** $\dot{V}_{wa}$ (m^3/a), dividiert durch 365 (Tage), errechnet sich der mittlere **Tagesbedarf** $\dot{V}_{wd}$ (m^3/d). Durch Division des mittleren Tagesbedarfs $\dot{V}_{wd}$ durch die Zahl 86,4 ergibt sich der mittlere Bedarf in der Einheit l/s; Umrechnungen zwischen Jahres-, Tages- und Spitzenbedarf erfolgen wie folgt:

Bei einem Jahresbedarf $\dot{V}_{wa}$ in (m^3/a) ist der Tagesbedarf:

$$\dot{V}_{wd} = 1 \frac{\text{m}^3}{\text{a}} \cdot \frac{1 \text{ a}}{365 \text{ d}} = \frac{1}{365} \frac{\text{m}^3}{\text{d}}$$

$$1 \frac{\text{m}^3}{\text{a}} = \frac{1}{365} \frac{\text{m}^3}{\text{d}}$$

Bei einem Tagesbedarf $\dot{V}_{\text{Wd}} = 1 \frac{\text{m}^3}{\text{d}}$ ist der Sekundenbedarf:

$$\begin{aligned}\dot{V}_{\text{Wsb}} &= 1 \frac{\text{m}^3}{\text{d}} \cdot \frac{1 \text{ d}}{24 \cdot 3600 \text{ s}} \\ &= \frac{1}{86,4 \cdot 10^3} \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \frac{1000 \text{ l}}{1 \text{ m}^3} = \frac{1}{86,4} \frac{\text{l}}{\text{s}} \\ 1 \frac{\text{m}^3}{\text{d}} &= \frac{1}{86,4} \frac{\text{l}}{\text{s}}.\end{aligned}$$

Weitere Hinweise enthält die DIN 2000 „Zentrale Trinkwasserversorgung“, in der auch die Anforderungen an Hygiene und Ausbau von Grundwasser-Gewinnungsanlagen aufgeführt sind. Normen, Regelwerke, wasserrechtliche Vorschriften, Veröffentlichungsreihen, Firmenpublikationen, Behörden- und Firmenanschriften, jeweils für Deutschland, Schweiz, Österreich und die EU, hat HÜTTER (1994) zusammengestellt.

Zur überschlägigen Ermittlung eines kommunalen Bedarfs wird vielfach davon ausgegangen, für den mittleren Verbrauch etwa 121 l/d je Einwohner (in 2009) anzusetzen und die Einwohnerzahl mit diesem Wert zu multiplizieren.

Nach Festlegung des Wasserbedarfs wird festzustellen sein, welche der vorhandenen Gewinnungs- und technischen Wasserverteilungsanlagen weiterhin verwendungsfähig sind. Von der Klärung dieser Frage hängt es ab, ob eine Neuerschließung nach Möglichkeit in einer vorgegebenen Fläche erfolgen soll, oder ob ein hydrogeologisch optimaler Bereich z.B. für eine Brunnenbohrung gewählt werden kann. Dabei sind auch wirtschaftliche Gesichtspunkte, wie Kosten für Rohrleitungen und Vorratsbehälter einschließlich der zusätzlich notwendigen Ausrüstungen zu berücksichtigen.

Aus den Feststellungen des Wasserbedarfs und der weiteren Verwendung bestehender Anlagen ergibt sich das **Erschließungsziel** und mit dessen Kenntnis die eigentliche hydrogeologische Aufgabe. Die Untersuchung beginnt mit einer **geologischen Analyse** des betrachteten Gebietes. Dabei werden alle bereits vorhandenen Beobachtungen und Erkenntnisse ausgewertet, die durch zusätzliche Geländebegehungen ergänzt werden. Zur geologischen Analyse dienen in erster Linie die geologischen Kartenwerke und – sofern vorhanden – bereits niedergebrachte Bohrungen, diese

lassen sich bei den geologischen Fachdienststellen einsehen. Dabei wird festzustellen sein, ob im Untergrund Poren- oder Kluft-(Trennflächen-) Grundwasserleiter ausgebildet sind. In Porengrundwasserleitern ist zu klären, wo und in welcher Tiefe gut durchlässige und ergiebige Schichten entwickelt sind (Abschn. 3.2.1); dabei ist wegen möglicher hygienischer Beeinträchtigungen die Tiefe (Grundwasserflurabstand) der Grundwasseroberfläche und die Überdeckung durch schlecht durchlässige Schichten zu berücksichtigen. In Gebieten mit Festgesteinen, in denen sich das Grundwasser auf Trennflächen bewegt (Abschn. 3.2.2), sind die Gesteineigenschaften (kompetente und inkompetente Eigenschaften) sowie die Ausbildung und Richtung tektonischer Störungszonen zu ermitteln. Gegebenenfalls ist zu überlegen, wie groß das Einzugsgebiet ist, das einer Gewinnungsanlage zugeordnet werden kann, da von dessen Größe die Dauer-(Betriebs-) Leistung eines Brunnens oder Schüttung der Quellenfassung abhängen.

Die geologische Analyse kann, sofern erforderlich, durch geophysikalische Untersuchungen (Abschn. 4.1.4.1; KNÖDEL et al., 2005) und Auswertungen von Luft- und Satellitenbildern ergänzt werden.

Die geologische Auswertung von **Luft- und Satellitenbildern** (KRONBERG, 1984; STETS, 1986) eignet sich besonders zur Untersuchung von Kluftgesteinen (COLDEWEY & KRAHN, 1991). Durch Strukturanalysen mit Linearen wird der tektonische Beanspruchungsplan und somit die Verteilung wasserwegsamere Klüfte untersucht. Luftbilder sind in analoger Form in den entsprechenden Archiven der Landesvermessungsämter zu erhalten oder können als digitale Orthophotos über die Geobasisdatendienste vieler Kommunen bzw. der Landesvermessung direkt in eine digitale Auswertung eingebunden werden (WebGIS- und WMS-Services). Da meist aus mehreren Jahren Aufnahmen vorliegen, sind so auch zeitliche Veränderungen von Oberflächennutzungen (z.B. Deponien, Bauwerke) detektierbar (BUCHER, 2007; ALBERTZ, 2009). Sollen große Areale Ziel hydrogeologischer Untersuchungen sein, empfiehlt sich die (multispektrale) Auswertung geometrisch hochauflösender Satellitendaten, wie z.B. jene des QUICKBIRD- oder IKONOS-Sensors (KUX et al., 2007) oder bereits verfügbare hyperspektraler Scanner (HyMAP- oder ENMAP-Da-

4 ten). Letztere sind insbesondere aufgrund Ihrer vielfältigen IR-Sensibilität in der Lage durchfeuchtete Oberflächen und physikochemische Bodenparameter vom Flugzeug bzw. Satelliten aus zu erfassen (BELOCKY & GRÖSEL, 2001).

Der geologischen folgt die **hydrogeologische Analyse**. Auch hier werden die vorhandenen hydrogeologischen Daten (Grundwasser-Neubildungsraten, Ergebnisse von Pumpversuchen in geologisch vergleichbaren Gebieten) gesammelt, gesichtet und im Zusammenhang mit den geologischen Verhältnissen interpretiert. Von Nutzen ist häufig die Darstellung einer Grundwassergleichkarte (Abschn. 3.6.1), aus der die Grundwasserfließrichtungen und (qualitativ) die regionalen Durchlässigkeitsverhältnisse abzuleiten sind.

4.1.3 Bestimmung der Grundwasserneubildung

4.1.3.1 Allgemeine Anmerkungen

Unter **Grundwasserneubildung** wird der Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser verstanden (DIN 4049-3). Das Volumen des auf einer bestimmten Fläche infiltrierten Wassers während einer bestimmten Zeitspanne ergibt die **Grundwasserneubildungsrate** (m^3/s oder l/s). Wie beim Abfluss wird unterschieden zwischen der **Grundwasserneubildungshöhe** (mm/a) und der **Grundwasserneubildungsspende** ($\text{l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$). Letztere wird auf eine definierte Fläche, das unterirdische Einzugsgebiet, bezogen (= in der Horizontalprojektion gemessenes Gebiet, aus dem Grundwasser einem bestimmten Ort zufließt. Dieses Gebiet kann durch unterirdische Wasserscheiden abgegrenzt sein). Wie bereits ausgeführt, fallen unterirdisches und oberirdisches Einzugsgebiet nicht immer zusammen.

Angaben zur Grundwasserneubildung werden benötigt, um Eingriffe in den Wasserhaushalt beurteilen bzw. Veränderungen prognostizieren zu können. Beispielhafte Fragestellungen sind die Auswirkungen einer Grundwasserentnahme auf das Grundwasserdargebot, landschaftliche Veränderungen (z.B. Anlage von Baggerseen oder Steinbrüchen) auf den grundwasserbürtigen Ab-

fluss eines Vorfluters oder klimatische Veränderungen auf den Wasserhaushalt.

Lysimeter-Messungen (Abschn. 4.1.3.2) haben gezeigt, dass die Zusickerung von Niederschlagsanteilen zum Grundwasser im Jahresverlauf nicht kontinuierlich erfolgt, was durch Isotopen-Messungen bestätigt wird (MOSER & RAUERT, 1980). Abgesehen von den durch die Niederschlagsverteilung gegebenen Intervallen üben dabei Vegetationsperioden, Witterungseinflüsse, Bodensättigungen u.a. einen wesentlichen Einfluss auf den zeitlichen Ablauf der Grundwasserneubildung aus. Generell ist die Grundwasserneubildung abhängig von den klimatischen Gegebenheiten (Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte, Sonnenscheindauer etc.), den hydrogeologischen Eigenschaften und Bodeneigenschaften des Untergrundes, der Flächennutzung (Vegetation, Art der Nutzung, Befestigung) und der Orographie (Hangneigung, Hangrichtung).

Außer diesen Einflüssen sind aber auch Fehler (-bereiche) bei der Datenermittlung zu berücksichtigen (GROSSMANN & LANGE, 1999). So beträgt z.B. die durch Messfehler bedingte Abweichung der Niederschlagshöhe bei freier Stationslage in den Wintermonaten teilweise über 30 % und geht in den Sommermonaten auf 11 % zurück, während in stark windgeschützten Lagen mit 8 % bis 11 % nur geringe jahreszeitliche Unterschiede auftreten (RICHTER, 1995; ATV-DVWK, 2002). Die Variation der Interzeption beträgt für Laubwald (bzw. Nadelwald) im Sommer im Mittel 25 % (bzw. 34 %), im Winter 19 % (bzw. 33 %) des Niederschlags. Ungenauigkeiten sind auch bei den anderen Eingangsdaten (potenzielle/tatsächliche Evapotranspiration, nutzbare Feldkapazität, kapillarer Aufstieg u.a.m.) zu erwarten.

Schließlich ist zu berücksichtigen, dass die mittlere vertikale Sickerungsgeschwindigkeit von Niederschlagswässern in ($\pm$ lehmigen) Böden, wie sie in den Überdeckungen des Pleistozäns häufig verbreitet sind, etwa $1 \text{ m}/\text{a}$ beträgt. Es besteht dadurch eine mehr oder weniger lange Zeitdifferenz zwischen der Einsickerung und dem Erreichen der Grundwasseroberfläche.

Nicht das gesamte neu gebildete Grundwasser ist wirtschaftlich nutzbar. Bei dem insgesamt vorhandenen Grundwasservorrat (Wasservolumen in den speichernutzbaren Hohlräumen) eines definierten, regional abgegrenzten Gebietes ist zu

unterscheiden (DIEDERICH & HÖLTING, 1980) zwischen dem

- nicht nutzbaren (stationären) Grundwasservorrat, der am kurzfristigen unterirdischen Wasserkreislauf nicht beteiligt ist und dem
- nutzbaren (dynamischen) Grundwasservorrat oder maximal gewinnbaren Grundwasserdargebot.

Das **Grundwasserdargebot** umfasst gemäß DIN 4049-3 alle positiven Glieder der Wasserbilanz für einen Grundwasserabschnitt und damit neben der Grundwasserneubildung aus Niederschlag bzw. Aus- und Zusicke- rung aus höheren oder tieferen Grundwasserstockwerken auch Zusicke- rung aus oberirdischen Gewässern. Das Grundwasserdargebot ist meist nur zum Teil wirtschaftlich bzw. technisch gewinnbar, insbesondere bei schlecht durchlässigen Grundwasserleitern. Was als wirtschaftlich gewinnbar anzusehen ist, orientiert sich an den örtlichen hydrogeologischen Gegebenheiten. Der von der Wasserwirtschaft verwendete Begriff nutzbares Grundwasserdargebot umfasst einen Teil des gewinnbaren Grundwasserdargebotes und beinhaltet meist neben den ökonomischen auch **ökologische** Einschränkungen.

In Gebieten mit weniger gut durchlässigen Grundwasserleitern und damit niedrigerem gewinnbaren Grundwasserdargebot muss man unwirtschaftlichere, d.h. mit höherem finanziellen Aufwand verbundene Grundwassernutzungen akzeptieren. Stattdessen muss in entsprechend aufwändigere technische Anlagen (Brunnen/ Rohrleitungen) investiert werden, als dies in Gebieten mit besser durchlässigen Grundwasserleitern und entsprechend höherem Dargebot der Fall ist.

Für das rd. 21 100 km² große Hessen beträgt die Grundwasserneubildung rd. 2,1 Mrd. m³/a (HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2011), wovon nach DIEDERICH & HÖLTING (1980) etwa 50 %, also 1,2 Mrd. m³/a als tatsächlich nutzbar geschätzt wurden. Etwa 34 % des nutzbaren Grundwasserdargebotes werden jährlich gefördert und damit durch Wassergewinnungsanlagen tatsächlich genutzt. Bis zur Erschöpfung des nutzbaren Grundwasserdargebotes würden also etwa 3 Jahre vergehen. Jährlich wird aber auch 5-fach mehr Grundwasser neu

gebildet als gefördert. Der insgesamt im (Gesteins-) Untergrund Hessens gespeicherte statische Grundwasservorrat beträgt dagegen 57 bis 80 Mrd. m³. Damit wäre bei dem derzeitigen Verbrauch eine Wasserversorgung für über 100 Jahre möglich, ohne dass eine Neubildung erfolgen müsste. Eine wirtschaftliche Gewinnung ist jedoch auf keinen Fall über diese Zeit möglich. Die wenig kostenaufwändigen und leicht, also wirtschaftlich gewinnbaren (dynamischen) Grundwasservorräte werden so lange als möglich genutzt, ehe wegen Fehlens oder Versiegens kostengünstig gewinnbarer Dargebote auf weniger wirtschaftliche Gewinnungen zurückgegriffen werden muss.

Der wirtschaftlich nutzbare Anteil der Grundwasserneubildung kann größenordnungsmäßig abgeschätzt werden und hängt in der Regel von den hydraulischen Eigenschaften der grundwasserleitenden Gesteine, also bei Lockergesteinen von der Petrographie und bei Festgesteinen vom Grad der tektonischen Beanspruchung und der Gesteinsklüftung ab. Die Abschätzung erfolgt z.B. auf der Grundlage von **Pumpversuchsauswertungen** in Brunnen, die in geologisch vergleichbaren Gebieten gebohrt wurden. Durch Errechnung der Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnisse (Abschn. 4.2.3.1.2.5) werden die voraussichtlich ergiebigsten Grundwasserleiter in einem betrachteten Gebiet ermittelt.

Wiederholt hat sich gezeigt, dass der nutzbare Anteil der Grundwasserneubildung ungefähr dem mittleren Niedrigwasserabfluss $\bar{V}_{AMN}$ (Abschn. 3.7.4.3.1) entspricht. Eine solche Entnahme hat jedoch zur Konsequenz, dass betroffene Gewässer zeitweise austrocknen. Die Gewichtung des wirtschaftlich nutzbaren Anteils der Grundwasserneubildung richtet sich, wie oben ausgeführt, nach den örtlichen Gegebenheiten und geht in der Regel von wasserwirtschaftlichen Überlegungen aus.

Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung gibt es mehrere Verfahren (ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG der FH-DGG 1977), nämlich

- mit Lysimetern,
- aus dem Bodenwasserhaushalt,
- aus dem Abfluss in Vorflutern,
- aus der Wasserhaushaltsgleichung,
- aus Grundwasserganglinien,

4

- aus der Chlorid-Konzentration des Grundwassers und des Niederschlags,
- mit der Gesamtritium-Methode und
- aus Wasserwerksdaten,

von denen die heute oft verwendeten im Folgenden beschrieben werden.

Die Zuverlässigkeit der Ergebnisse ist nicht nur von dem verwendeten Verfahren, sondern auch von der Qualität und Auflösung der Eingangsdaten abhängig. Letztlich können die Ergebnisse nicht besser als die Eingangsdaten sein.

4.1.3.2 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate mit Lysimetern

Lysimeter wurden bereits bei der Erörterung der Verdunstung (Abschn. 3.7.3) beschrieben. Die mit solchen Anlagen gemessene Sickerwasserrate $\dot{h}_{As}$ erfasst direkt den versickernden Niederschlagsanteil an einem Punkt. Da der Direktab-

fluss nicht berücksichtigt wird, entspricht die Sickerwasserrate dem Gesamtabfluss und nicht in jedem Fall der Grundwasserneubildung. Zur Auswertung werden die Sickerwasserraten $\dot{h}_{As}$ (mm/a) in einem Diagramm über dem zugehörigen Niederschlag $\dot{h}_N$ aufgetragen. Die Messpunkte verschiedener Jahre geben eine mehr oder weniger lineare Punktschar, durch die eine Ausgleichsgerade gelegt wird. Diese Gerade geht nicht durch den Nullpunkt des Koordinatenkreuzes, sondern schneidet auf der $\dot{h}_N$ -Achse jeweils mehrere hundert Millimeter entsprechend der Verdunstung ab. Eine Anzahl von solchen Ausgleichsgeraden haben DYCK & CHARDABELLAS (1963) veröffentlicht, sie sind auszugsweise in der Abb. 89 dargestellt. Aus ihnen wird die Abhängigkeit der Sickerwasserrate von der Boden- und Bewuchsart deutlich.

Die Schwierigkeit der großflächigen Gültigkeit von Lysimetermessungen liegt in der Übertragbarkeit von punktförmigen Einzelmessungen auf größere Gebiete. Dazu müssen nach JOSOPAIT & LILLICH (1975) eine Reihe von Faktoren berücksichtigt werden: Verteilung der Niederschlagshö-

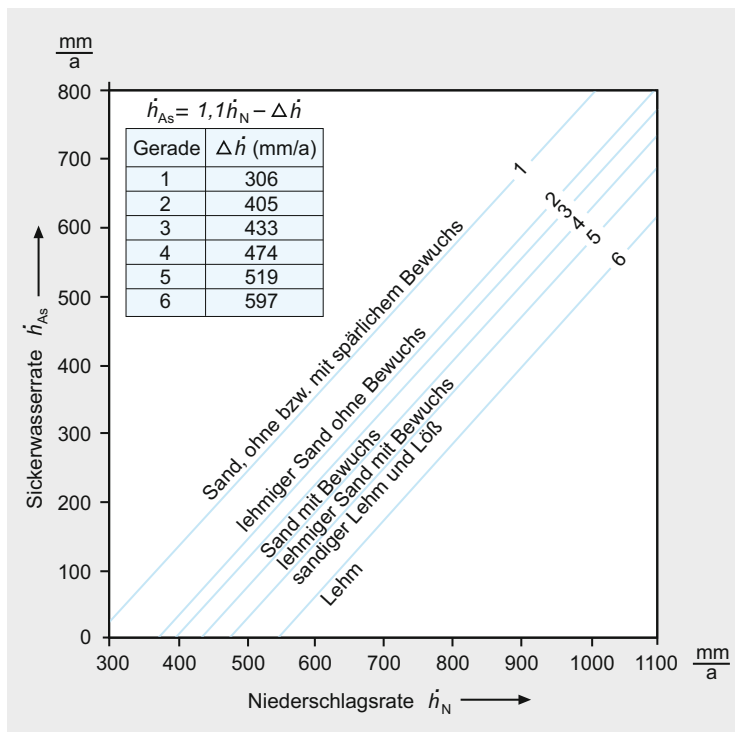


Abb. 89: Sickerwasserrate $\dot{h}_{As}$ in Abhängigkeit von der Niederschlagsrate $\dot{h}_N$ bei verschiedenen Boden- und Bewuchsarten (nach DYCK & CHARDABELLAS, 1963).

hen, mittlere Monats- und Jahrestemperatur, Oberflächenabfluss, Bewuchs bzw. Flächennutzung, Bodenart und Flurabstand des Grundwassers. Generell ist bei der Verwendung von Lysimeterdaten zur Bestimmung von Grundwasserneubildungsraten zu beachten:

- Lysimeter sind nur in Lockergesteinen einsetzbar.
- Wegen gestörter Lagerungsverhältnisse im Lysimeter sind systematische Fehler möglich.
- Verfälschungen der Messungen durch Bauten von Würmern, Insekten und Nagern sowie Wurzelröhren müssen ausgeschlossen werden.
- Auf grundwasserfernen Standorten müssen Lysimeter so tief ausgelegt sein, dass zwischen Wurzelraum und Kapillarraum (Abschn. 3.4.1) eine nicht durchwurzelte, immer feuchte Zone bleibt.
- Die aus langjährigen Lysimeterdaten erhaltenen Verdunstungswerte bzw. Sickerwasserraten können nur unter Berücksichtigung der Art des Untergrundes, des Klimas, der Vegetation und anderer beeinflussender Faktoren näherungsweise auf größere Flächen übertragen werden.
- Zur Berechnung der Grundwasserneubildung fehlt bei Lysimetermessungen der Oberflächenabfluss, auch die Berücksichtigung geringer Flurabstände ist schwierig.

4.1.3.3 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus dem Bodenwasserhaushalt

Da im humiden Klimabereich die Grundwasserneubildung weitgehend durch Versickerung (Infiltration) der Niederschlagsanteile von der Erdoberfläche durch die grundwasserungesättigte Zone im Boden (Abschn. 3.4.1) in die gesättigte Zone des Grundwassers erfolgt, besteht die Möglichkeit, die Änderungen des Wasserhaushalts in der grundwasserungesättigten Zone kontinuierlich zu verfolgen. Der Teil des infiltrierten Niederschlags, der nicht durch Evapotranspiration verbraucht wird, erreicht, sofern kein Oberflächenabfluss stattfindet, das Grundwasser. Im Bereich unterhalb des Wurzelraumes und damit unterhalb des Raumes, der durch Transpiration der

Pflanzen erreichbar ist, aber noch in der ungesättigten Zone, werden die zur Berechnung der Grundwasserneubildungsrate erforderlichen Parameter Wassergehalt und Matrixpotenzial (Abschn. 3.4.1) in Abhängigkeit von der Zeit und der Tiefe bestimmt. Die Wassergehaltsänderungen werden entweder durch Wägung des Lysimeterblocks bzw. Wassergehaltsbestimmungen laufend entnommener Bodenproben, durch Neutronenmessungen in flachen Bohrlöchern oder über die Änderung der Dielektrizitätszahlen des Bodens als Folge unterschiedlicher Wassergehalte (**TDR = time-domain-reflectometry-Verfahren = Zeitbereichsreflektometrie-Verfahren**) bestimmt. Das Matrixpotenzial wird mit Tensiometern (HARTGE, 1991) ermittelt. Ferner werden die Sickervorgänge durch Markierungsversuche (z.B. Impfung mit dem radioaktiven Wasserstoff-Isotop Tritium ^3H) verfolgt; damit können die räumlichen Größen durch Simulation der Vorgänge in mathematischen Modellen zur Erfassung der Bodenwasserbewegungen bestimmt werden.

In längeren Messreihen an 20 verschiedenen ebenen Standorten unterschiedlicher Nutzung konnten RINGER & STREBEL (1980) die Grundwasserneubildung über Wassergehalts- und Matrixpotenzialmessungen (Abschn. 3.4.1) ermitteln. Aus den Messungen der Saugspannungen lässt sich die Richtung der Wasserbewegung (der hydraulische Gradient) ermitteln. Während der Vegetationsperiode ist dieser hydraulische Gradient häufig in einer Tiefe unterhalb des Wurzelraumes gleich Null. Da in der Zone über dieser Grenze die Wasserbewegung nach oben, in der Zone darunter nach unten gerichtet ist, stellt diese Grenze eine „Wasserscheide“ dar. Für Messperioden ohne „Wasserscheide“ (abwärts gerichtete Wasserbewegung in der gesamten ungesättigten Bodenzone) wird die Grundwasserneubildung aus der Differenz zwischen Niederschlag und Summe von Evapotranspiration und Wassergehaltsänderung zwischen Boden- und Grundwasseroberfläche berechnet. RINGER & STREBEL (1980) stellten bei ihren Untersuchungen einen engen Zusammenhang zwischen der Grundwasserneubildungsrate und der Niederschlagsrate $\dot{h}_N$, der potenziellen Evapotranspirationsrate $\dot{h}_{ETp}$ nach HAUDE (1955) sowie des pflanzenverfügbaren Bodenwassers W_{pfl} (mm) (Summe aus nutzbarer Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes in mm

4 und Gesamtmenge des kapillaren Aufstiegs in mm) fest. Sie stellten Regressionsgleichungen auf, mit denen die Grundwasserneubildung je nach Bodennutzung (Acker-, Grünland, Nadel-, Laubwald) über die genannten Werte von h_N , h_{ETp} und das pflanzenverfügbare Bodenwasser W_{pfl} mit einer Genauigkeit von ca. 30 bis 40 mm/a berechnet werden kann. Bei Standorten mit hohem Flurabstand reduziert sich W_{pfl} (mm) auf die nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum nFK_{We} (mm), während bei Böden mit Grundwasserbeeinflussung der kapillare Grundwasseraufstieg (mm) zum pflanzenverfügbaren Bodenwasser addiert werden muss (BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG, 2005).

Diese recht aufwändige Methode erlaubt eine zeitlich sehr detaillierte Erfassung der Grundwasserneubildung über Bodenwasserversickerungen und ist über Flächen geeigneter als Lysimeterwerte. Es ist jedoch zu bedenken, dass nach dieser Methode nicht die Grundwasserneubildung erfasst wird, da der Oberflächenabfluss nicht berücksichtigt wird. Außerdem sind die Regressionsgleichungen nur in den Klimabereichen anwendbar, in denen sie ermittelt wurden.

4.1.3.4 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus dem Abfluss in Vorflutern

Die Trennung des Gesamtabflusses eines Gewässers aus einem definierten Einzugsgebiet in den oberirdischen Abfluss und den unterirdischen Abfluss wurde im Abschn. 3.7.4.3.1.1 eingehend erläutert. Im Regelfall entspricht der unterirdische Abfluss der Grundwasserneubildung. Hierzu gehören auch die Ermittlungen durch Quellschüttungsmessungen (Abschn. 3.5.3.1) und durch „Naturlysimeter“. Bei letzteren handelt es sich um hydrogeologisch isolierte Einheiten, d.h. mehr oder weniger durchlässige Gesteinskörper, die von (nahezu) undurchlässigen Gesteinen begrenzt sind und deren unterirdischer Abfluss messbar ist (GRONEMEIER, 1976; MEßER, 1997).

Bei der Auswertung von Abflussdaten ist zu beachten, dass der Abfluss durch wasserbauliche Maßnahmen (z.B. Talsperren) beeinflusst, z.B. vergleichmäßigt, sein kann. Außerdem kann der grundwasserbürtige Abfluss durch Grundwasser-

entnahmen im Einzugsgebiet oder Versickerung aus dem Gewässer geringer sein als die Grundwasserneubildung.

4.1.3.5 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus der Wasserhaushaltsgleichung

Für die flächendifferenzierte Berechnung der Grundwasserneubildung kommt nur die Ermittlung aus der Wasserhaushaltsgleichung (hydrologische Grundgleichung, Abschn. 3.7) in Betracht. Hierzu wurden in der Vergangenheit verschiedene Berechnungsverfahren publiziert. Zu nennen sind insbesondere die Methoden nach BAGROV (1953) und GLUGLA et al. (1976), RENGGER & WESSOLEK (1990) und DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980).

Bei den Verfahren BAGROV und GLUGLA (BAGROV, 1953; GLUGLA et al., 1976; BAMBERG et al., 1980) und RENGGER & WESSOLEK (RENGGER & STREBEL, 1980; SPONAGEL et al., 1983; RENGGER et al., 1986; RENGGER & WESSOLEK, 1990) werden generell nicht die Grundwasserneubildung berechnet, sondern lediglich die reale Verdunstung, die vom Niederschlag subtrahiert den Gesamtabfluss ergibt. Bei DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) schließt sich die Aufteilung des Gesamtabflusses in den Direktabfluss und den grundwasserbürtigen Abfluss an. Letzterer ist nach den Gl. 154 und Gl. 155 bei fehlender Entnahme der Grundwasserneubildung gleichzusetzen (SCHROEDER & WYRWICH, 1990). Bei verschiedenen weiteren Autoren (BOGENA et al., 2003; HERGESELL & BERTHOLD, 2005; NEUMANN, 2009) erfolgt die Aufteilung des Gesamtabflusses über einen Baseflow-Index (BFI), der anhand der Pegelraten von Gewässern abgeleitet wird. Hier ist allerdings Vorsicht geboten, da wasserwirtschaftliche Einflüsse auf das Abflussgeschehen berücksichtigt werden müssen (z.B. Zu- und Abflüsse von Wasser über die Einzugsgebietsgrenze, Talsperren und andere den Abfluss regulierende Einflüsse). Die Jahreswerte der langjährig mittleren Grundwasserneubildung bzw. der grundwasserbürtige Abfluss werden nach folgenden Gleichungen berechnet:

$$\dot{h}_{Au} = \dot{h}_N - \dot{h}_{ET} - \dot{h}_{Ad} = \dot{h}_A - \dot{h}_{Ad} \quad \text{Gl. 154}$$

$$n_{Ad} = \frac{\dot{h}_{Ad}}{(\dot{h}_N - \dot{h}_{ET})} \quad \text{Gl. 155}$$

$$\dot{h}_{Ad} = (\dot{h}_N - \dot{h}_{ET}) \cdot n_{Ad}$$

$\dot{h}_{Au}$ = unterirdische Abflussrate (mm/a),
 $\dot{h}_N$ = Niederschlagsrate (mm/a),
 $\dot{h}_{ET}$ = Evapotranspirationsrate (mm/a),
 $\dot{h}_{Ad}$ = Direktabflussrate ($\dot{h}_{Ao1} + \dot{h}_{Au1}$) (mm/a),
 $\dot{h}_A$ = Gesamtabflussrate ($\dot{h}_N + \dot{h}_{ET}$) (mm/a),
 n_{Ad} = Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss (1).

Bei der Berechnung für Einzeljahre ist eine Speicheränderung (Rücklage – Aufbrauch) zu berücksichtigen. Die Abgrenzung des unterirdischen Einzugsgebietes muss mit besonderer Sorgfalt vorgenommen werden, ggf. sind unterirdischer Zu- oder Abstrom zu berücksichtigen.

Die drei oben genannten grundlegenden Berechnungsverfahren sind vielfach modifiziert und angewandt worden. Das aktuelle Verfahren von BAGROV und GLUGLA ist im Merkblatt M504 (ATV-DVWK, 2002) detailliert dargestellt. Weiterentwicklungen des Verfahrens RENGIER & WESSOLEK sind bei BOGENA et al. (2003) und GROSSMANN & LANGE (1999) zu finden. Das Verfahren von DÖRHÖFER & JOSOPAIT wurde abgewandelt und verfeinert von SCHROEDER & WYRWYCH (1990) und von MEßER (1997, 2010) für Bearbeitungen im urbanen Raum weiterentwickelt. Für alle genannten Verfahren liegen Programm-Module zur Berechnung in einem Geoinformationssystem (GIS) vor.

Bei mehreren Anwendungen wurden die Berechnungsergebnisse mit Auswertungen von Abflussmessungen nach WUNDT (1958) bzw. KILLE (1970) verglichen und mehr oder weniger gute Übereinstimmungen gefunden. Zur Bearbeitung des Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) wurde ein Vergleich durchgeführt und die Ergebnisse mit Auswertungen von Abflussmessungen verglichen (NEUMANN & WYCIŚK, 2001; NEUMANN, 2009). Im Rahmen der Entwicklung und Anwendung eines makroskaligen Verfahrens kommt NEUMANN (2009) dabei zu dem Schluss, dass der Ansatz von MEßER auf der Grundlage der betrachteten 106 Einzugsgebiete und bezogen auf Trendverlauf und Korrelation, die beste Anpassung aller genannten Modellversionen aufzeigt. Die Modifikationen nach

SCHROEDER & WYRWYCH, GROWA 98 sowie insbesondere die ursprüngliche Version von DÖRHÖFER & JOSOPAIT zeigen größere Streuungen und systematische Abweichungen.

Die Ergebnisse der Verfahren sind grundsätzlich vergleichbar. Bei der jeweiligen Problemstellung ist vor der Anwendung immer auch die Verwendbarkeit der Verfahren zu prüfen. Beispielsweise wurde die Methode von RENGIER & WESSOLEK in einem niederschlagsarmen Raum entwickelt. Die Verdunstung ist bei diesem Verfahren sehr stark vom Niederschlag abhängig, so dass in niederschlagsreichen Gebieten zu hohe reale Verdunstungswerte berechnet werden. Die Methode ist somit bei Jahresniederschlägen über 750 mm/a nur bedingt anwendbar.

4.1.3.6 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus Grundwasserganglinien

BÖKE (1977) stellte fest, dass in bestimmten Teilgebieten des Oberrheingrabens (Hessisches Ried) der unterirdische Abfluss im Januar einem Zwölftel des Jahresabflusses entspricht. Der Einfluss des Niederschlags auf den jahreszeitlichen Gang der Grundwasserhöhen, dokumentiert durch steigende oder fallende Wasserstände Δh , lässt sich aus mehrjährigen Messungen ableiten. Durch Korrelation der Januar-Niederschläge mit den (mehrjährigen) Grundwasserhöhen (Δh -Werte) einer Messstelle wird der Quotient Januar-Verdunstung/Jahres-Verdunstung abgeleitet und somit der zur Grundwasserneubildung beitragende Anteil des Niederschlags ermittelt. Auch lässt sich dabei das (speicher-) nutzbare Porenvolumen erfassen, indem die Grundwasserabsenkungshöhe festgestellt wird, wenn die Januar-Niederschläge ausbleiben.

4.1.3.7 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus der Chlorid-Konzentration des Grundwassers und des Niederschlags

Chloride sind in Niederschlägen als Aerosole enthalten und werden bei der Gebietsverdunstung angereichert. Entsprechend ist die Chlorid-Kon-

4 zentration im Grundwasser c_{ClGw} (mg/l) höher als im Niederschlag c_{ClN} (mg/l). Das Verhältnis aus beiden multipliziert mit der um die oberirdische Abflussrate $\dot{h}_{\text{Ao1}}$ (mm/a) verkleinerten Niederschlagsrate $\dot{h}_{\text{N}}$ (mm/a) entspricht der Grundwasser-Neubildungsrate $\dot{h}_{\text{Gw}}$ (mm/a):

$$\dot{h}_{\text{Gw}} = \frac{c_{\text{ClN}}}{c_{\text{ClGw}}} (\dot{h}_{\text{N}} - \dot{h}_{\text{Ao1}}) \quad \text{Gl. 156}$$

$\dot{h}_{\text{Gw}}$	= Grundwasser-Neubildungsrate (mm/a),
c_{ClN}	= Chlorid-Konzentration im Niederschlag (mg/l),
c_{ClGw}	= Chlorid-Konzentration im Grundwasser (mg/l),
$\dot{h}_{\text{N}}$	= Niederschlagsrate (mm/a),
$\dot{h}_{\text{Ao1}}$	= oberirdische Abflussrate (mm/a).

Die Chlorid-Methode setzt voraus, dass das Chlorid ausschließlich über Niederschläge in das Grundwasser gelangt, also z.B. nicht durch Lösung von Salz aus Stäuben oder Ablagerungen (KCl wird z.B. in der Landwirtschaft als Dünger benutzt). Auch darf das im Sommer auf der Oberfläche abgelagerte Salz nicht durch den oberirdischen Abfluss verloren gehen. Zudem muss eine direkte Grundwasserneubildung durch Versickerung aus oberirdischen Gewässern (Uferfiltration u.ä.) ausgeschlossen werden. Schließlich muss bei vielen Jahrtausenden alten Grundwässern paläohydrologisch oder paläoklimatisch sicher gestellt sein, dass sich die chemische Zusammensetzung des Niederschlages bis heute nicht geändert hat.

4.1.3.8 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate mit der Gesamtritium-Methode

Diese Methode (MOSER & RAUERT, 1980) geht davon aus, dass ein Teil des seit Beginn der Kernwaffenversuche in den fünfziger Jahren des 20. Jahrhunderts mit den Niederschlägen auf ein Gebiet aufgebrauchten Tritiums durch Verdunstung für die Grundwasserneubildung verloren gegangen ist. Sofern der Rest in der Feuchte der ungesättigten Zone erhalten ist, ergibt sich die Neubildungsrate $\dot{h}_{\text{Gw}}$ analog zur Chlorid-Methode.

Befindet sich Tritium schon in der gesättigten Zone, was heute fast immer der Fall ist, kann nur ein Minimalwert der Grundwasserneubildung ermittelt werden. Auch hier muss Neubildung durch Uferfiltration ausgeschlossen werden.

4.1.3.9 Bestimmung der Grundwasser-Neubildungsrate aus Wasserwerksdaten

Ist aus langjährigen Messungen die mittlere Grundwasserentnahme eines Wasserwerks bekannt und kann die Größe des zugehörigen unterirdischen Einzugsgebietes bestimmt werden, errechnet sich die Grundwasser-Neubildungsrate zu:

$$\dot{h}_{\text{Gw}} = \frac{\dot{V}_{\text{m}}}{A_{\text{Egu}}} \quad \text{Gl. 157}$$

$\dot{h}_{\text{Gw}}$	= Grundwasser-Neubildungsrate (l/s·km ²),
$\dot{V}_{\text{m}}$	= langjährige, mittlere Entnahmerate (l/s),
A_{Egu}	= Fläche des zugehörigen unterirdischen Einzugsgebietes (km ²).

Es ist jedoch zu beachten, dass dabei die mittlere langfristig nutzbare Grundwasserneubildung bestimmt wird. Die tatsächliche Grundwasser-Neubildungsrate kann höher sein (ENGEL & HÖLTING, 1970).

4.1.3.10 Anwendbarkeit der Bestimmungsmethoden in verschiedenartigen Untersuchungsgebieten

Die Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate wird sich nach den klimatologischen, morphologischen und geologisch-hydrogeologischen Gegebenheiten richten müssen und sich möglichst auf verschiedene Verfahren stützen, sofern ein höherer Genauigkeitsgrad erforderlich ist. In der Praxis werden Verfahren bevorzugt, die auf Gewässerkundlichen Statistiken (Abflussmessungen) oder Berechnungen nach der Wasserhaus-

haltsgleichung mit Geographischen Informationssystemen (GIS) beruhen. Bei aller noch so sorgfältigen und genauen Erfassung der für die Berechnung notwendigen Parameter darf man nicht der Täuschung unterliegen, höchste Genauigkeitsgrade erreichen zu können. Dafür sind die geologischen und meteorologischen Inhomogenitäten häufig zu groß und nicht voll erfassbar. Errechnete Werte stellen immer Integrationen über definierte Gebiete dar. Von besonderer Wichtigkeit ist eine zuverlässige Abgrenzung der zu betrachtenden (unterirdischen) Einzugsgebiete. Insbesondere in mächtigen bzw. hoch durchlässigen Porengrundwasserleitern sind die Wechselwirkungen mit den Gewässern (z.B. Unterströmungen und Versickerungen) zu beachten.

Die Verfahren, die in verschiedenen Untersuchungsgebieten einzusetzen sind, gibt folgende Übersicht wider (ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG der FH-DGG, 1977):

Überwiegend Lockergesteine:

- Lockergesteine mit Vorflutern:
Einsetzbar: Wasserhaushaltsgleichung, WUNDT- $\dot{V}_{\text{AMoMN}} / \dot{V}_{\text{AMoMnF}}$ -Verfahren, NATERMANN- $\dot{V}_{\text{Au}}$ -Linienverfahren, Trockenwetter-Abflussmessungen (nach Korrektur), Lysimeter, Bodenwasserhaushalt.
Nur unter besonderen Voraussetzungen anwendbar: Trockenwetterabfluss-Statistik, Quellenschüttungsmessungen, Wasserwerksmethode, Chlorid-Methode, Tritium-Markierung.
- Lockergesteine ohne Vorfluter:
Einsetzbar: Wasserhaushaltsgleichung, Lysimeter, Bodenwasserhaushalt, Wasserwerksmethode.
Unter Voraussetzungen anwendbar: Chlorid-Methode, Tritium-Markierung.

Überwiegend Festgesteine mit Vorflutern:

- Einsetzbar: WUNDT- $\dot{V}_{\text{AMoMN}} / \dot{V}_{\text{AMoMnF}}$ -Verfahren, NATERMANN- $\dot{V}_{\text{Au}}$ -Linienverfahren, Trockenwetter-Abflussmessungen, Wasserhaushaltsgleichung.
Unter Voraussetzungen anwendbar: WUNDT- $\dot{V}_{\text{AMoMN}} / \dot{V}_{\text{AMoMnF}}$ -Verfahren, Trockenwetterabfluss-Statistik, Quellenschüttungsmessungen, Lysimeter, Wasserwerksmethode.

In der Praxis wird die Grundwasserneubildung oft flächendifferenziert benötigt, z.B. als Eingangsgröße bei numerischen Grundwassermodellen. Dabei kommen in der Regel Verfahren zum Einsatz, die auf der Wasserhaushaltsgleichung basieren, da die übrigen Verfahren entweder den Direktabfluss nicht berücksichtigen oder keine flächendifferenzierten Ergebnisse liefern. Wichtig ist in jedem Fall der Abgleich der Ergebnisse mit einem zweiten Verfahren, z.B. mit der Auswertung von Abflussganglinien.

Vom ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG der FH-DGG (1977) und zahlreichen Bearbeitungen in den einzelnen Bundesländern liegen für verschiedene geologische Einheiten und nach unterschiedlichen Methoden ermittelte Grundwasser-Neubildungswerte vor. In Tab. 70 sind einige Werte auszugsweise zusammengestellt. Die Abhängigkeit der Ergiebigkeit von den Gesteinen geologischer Formationen zeigt Tab. 69.

Eine großräumige Übersicht der Grundwassererergiebigkeiten in Abhängigkeit von den Gesteinseigenschaften der Grundwasserleiter vermittelt die Internationale Hydrogeologische Karte von Europa im Maßstab 1:1 500 000 (für Deutschland Blatt C4 Berlin; Hannover, 1977) und der Hydrologische Atlas von Deutschland (BUNR, 2003). Eine Übersicht der Grundwasserergiebigkeiten Deutschlands gibt Abb. 90.

Beispiel:

Bei einer Grundwasser-Neubildungsspende von $7,6 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ für Schleswig-Holstein errechnet sich die Grundwasser-Neubildungsrate wie folgt:

$$\dot{h}_{\text{GW}} = 7,6 \frac{\text{l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2} \cdot \frac{1 (\text{mm/a})}{0,03168 (\text{l/s} \cdot \text{km}^2)} = 240 \text{ mm/a.}$$

4.1.4 Geophysikalische Methoden

Mittels geophysikalischer Messmethoden lassen sich Grundwasserleiter erkunden und abgrenzen. Für diese Untersuchungen stehen zahlreiche Oberflächen- und Bohrlochmessmethoden zur Verfügung. Der Vorteil der Ergebnisse solcher

4 Messmethoden ist, dass es sich hierbei um physikalische Parameter handelt, die eine Korrelierung z.B. von Bohrlochdaten erleichtern. Allerdings sind die Ergebnisse einiger Verfahren nicht eindeutig, sodass sich eine Kombination von mehreren Verfahren empfiehlt. Die Auswahl der Messverfahren und die Interpretation der Messungen sollte man erfahrenen Fachleuten überlassen.

4.1.4.1 Geophysikalische Oberflächenmessungen

Der Vorteil der geophysikalischen Oberflächenmessungen liegt darin, dass sie „berührungslos“ Untergrunddaten liefern. Die Zahl der Bohrungen lässt sich daher erheblich einschränken. Informationen zu den verschiedenen Methoden der

Tab. 69: Ergiebigkeit der Gesteine geologischer Formationen in Deutschland nach HÖLTING (BALKE et al. 2000).

Ära	Periode (Alter in Mio. Jahr.)	Epoche (Mio. Jahre)	Gesteine (mittlere Ergiebigkeit) ¹
Käno-(Neo-)zoikum	Quartär	Holozän	Humid: Auenlehme, Talsande, Küstendünen (+) Arid: Dünensande, Fanglomerate, Salze (++) Nival: Moränenablagerungen (+) Limnisch: Moore, Seekreide (-) Marin: Deltaablagerungen, Kalke, Korallenriffe, Tiefseeton (-)
		Pleistozän	Moränen (N-Europa): Geschiebemergel, -lehme, -sande; (-/+) Mittelgebirge: lehmiger Hangschutt, Terrassensande, -kiese (+) Limnisch (Becken): Bänderton, Schluff, Ton (- -) Äolisch: Löß (-)
	Tertiär	1,5-2	
		Neogen	Alpin: Flysch-, Molasse-Sedimente (+) Mittelgebirge: Flußkiese, -sande; Quarzit (++) Limnisch: Kies/Sand, Tone, Kaoline; Braunkohlen (+) Marin: Ton, Quarz-, Glimmer-, Glaukonitsande; Ton (-/+)
		26 Paläogen	Vulkanisch: Basalt (Mittelgeb.), Tuffe; Phonolith, Trachyt (+)
Mesozoikum	Kreide	65	
		Obere Kreide	Alpin: Flysch-Sedimente (-) Oberkreide: Schreibkreide mit Feuerstein, Plänerkalke, Kalkmergel, Grünsandsteine, Quadersandsteine (+)
		100	Unterkreide: Sandsteine, Mergel, Tone, Konglomerate, Trümmererze (-/+)
	Jura	136	Wealden: Sandstein, Ton; Steinkohle (-/+)
		Malm	Kalkstein, Riffkalke, Dolomit; örtlich Salze (++)
		Dogger	Sandsteine, Mergel, Kalksteine; Eisenoolithe (-)
	Trias	190/195	Lias Tonsteine, Stinkkalke, Sandsteine, Mergel; Ölschiefer (- -)
		Keuper	Letten (sandiger Ton), Sandstein, Dolomit; Gips (-)
		Muschelkalk	Kalkstein, Dolomit, Mergel; örtlich Steinsalz (+/-)
			Buntsandstein Sand-, Schluff-, Tonstein; Gips, Steinsalz (im Becken) (-/++)

Tabelle 69: (Fortsetzung)

Ära	Periode (Alter in Mio. Jahr.)	Epoche (Mio. Jahre)	Gesteine (mittlere Ergiebigkeit) ¹
Paläozoikum	Perm	225	
		Zechstein	Stein-, Kalisalz, Anhydrit, Sandsteine, Kalksteine (Stinkkalk), Kuperschiefer (-/+)
		Rotliegendes	Sandsteine, Konglomerate, Schiefertone, Kalksteine; Steinkohle; Porphyre, Porphyrite, Tuffe (-)
		280	
	Karbon	Oberkarbon	Flyschfazies: Grauwacken, Sandsteine, Ton-/Kieselschiefer, Kalksteine (+) Molassefazies: Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine; Steinkohlen (+)
		Unterkarbon	Magmatische Gesteine: Granodiorite, Diorite, Gabbro, Porphyre, Porphyrite, Diabase, Melaphyre; Metamorphite; Quarzite (-)
	Devon	345	
		Oberdevon	Grauwacken, Sandsteine, Quarzite, Tonschiefer, geschichtete Kalksteine (Knollenkalke), massige Kalksteine (Riffkalke); Diabase, Keratophyre, Tuffe (Schalsteine); im Harz Rutschmassen (-)
		Mitteldevon	
		Unterdevon	
Algonkium	Silur	395	Alaun-, Kiesel-, Tonschiefer, Kalksteine; Diabase (-/+)
	Ordovizium	430–440	Grauwacken, Quarzite, Ton-, Kiesel-, Alaunschiefer; Diabas, Keratophyr (-)
		500	
	Kambrium	Oberkambrium	Grauwacken, Sandsteine, Tonschiefer, Dolomite, Kalksteine; Diabase, Diabastuffe (-)
		Mittelkambrium	
		Unterkambrium	
Archaikum	Proterozoikum Eozoikum	570	Gneise (Nordeuropa, Böhmen, Erzgebirge, Schwarzwald, Vogesen, (Spessart); Quarzit, Tonschiefer, Grauwacken(-schiefer) (- -)
		1 000	
Azoikum		> 4 500	Meist Gneise, Quarzite, Marmore, Amphibolite; Granite, Gabbro (- -)

¹ (- -) sehr gering; (-) gering; (+) gut; (++) sehr gut

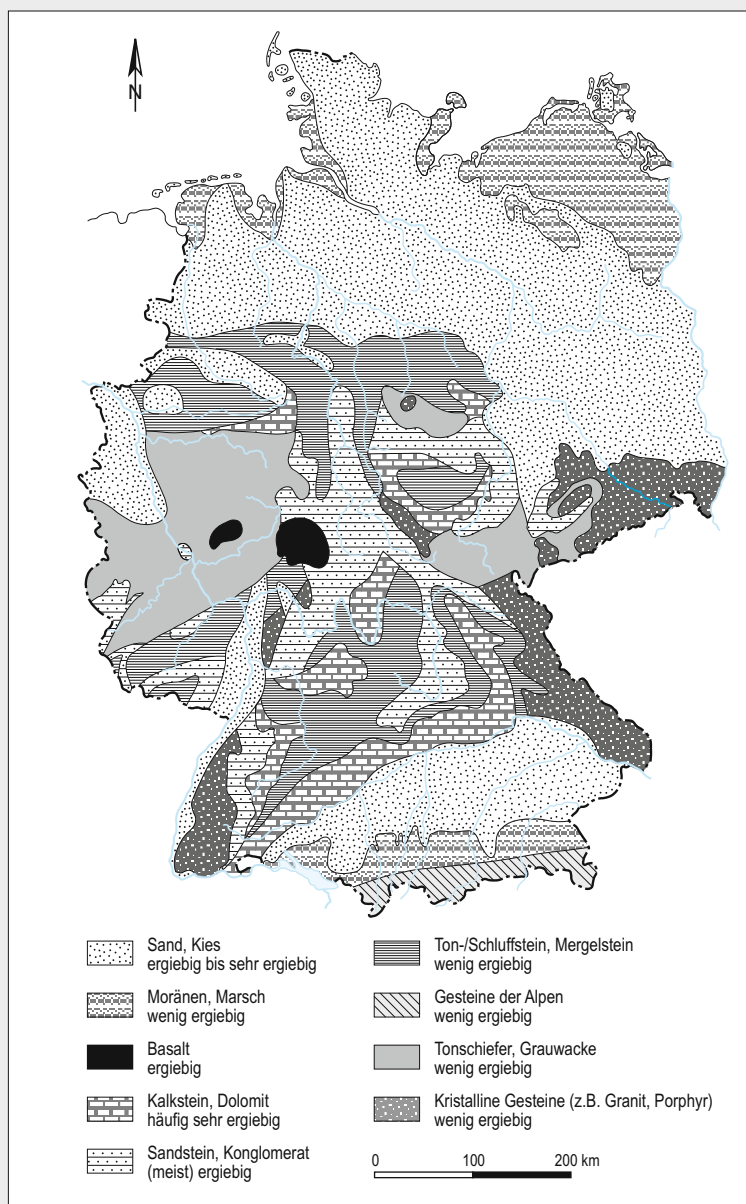


Abb. 90: Hydrogeologische Übersichtskarte Deutschlands (Gesteine und Ergiebigkeiten).

Oberflächengeophysik finden sich in dem DVGW-Regelwerk Nr. 43 (DVGW, 1996b).

4.1.4.1.1 Geoelektrische Messungen

Die geoelektrischen Messmethoden beruhen auf der Eigenschaft des Wassers, den spezifischen

elektrischen Widerstand der Gesteine zu verändern. Die meisten gesteinsbildenden Minerale (mit Ausnahme von Graphit und Vererzungen) weisen hohe spezifische elektrische Widerstände, Poren- und Kluftwasser aufgrund ihrer Lösungsinhalte (z.B. Salze) geringere Widerstände auf.

Tab. 70: Beispiele von Werten der Grundwasserneubildung (ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG FH-DGG, 1977).

Gebiet (Unter-suchungsort und -zeitraum)	Fläche A km ²	Untersuchungs-methode	Niederschlags-rate $\dot{h}_N$ mm/a	Grundwasser-neubildungs-rate $\dot{h}_{Gw}$ mm/a	Grundwasser-neubildungs-spende $\dot{h}_{Gw}$ l/(s · km ²)
Lockergesteine					
Schleswig-Holstein Sander (langjährig)	11,5	Wasserhaushalt + Grundwasserstände	800	240	7,6
N'Lüneburger Heide Sand, Löss, Lehm (1891 – 1930)	ca. 1 000	Lysimeter, Wasser-haushalt	700 – 775	ca. 250	7,9
Niederrhein-Krefeld Mittelterrasse	122	Wasserhaushalt	715	235	7,4
Oberrhinebene, Heidelberg–Freiburg ($\dot{h}_N$: 1931 – 1960, Lys.: 1965 – 1973)	ca. 2 600	Lysimeter, Boden-wasserhaushalt	i.M. 756	i.M. 155	i.M. 4,9
Festgesteine					
Hessen – ob. Fulda Paläoz. Btsdst. (1936 – 1955)	540	$\dot{h}_{AMoMN}$	807	164 – 148	5,2 – 4,7
Hessen – andere Gebiete					
Odenwald-Kristallin				60 – 95	1,9 – 3,0
Paläoz. Sedimentgest.				20 – 60	0,6 – 1,9
Diabase, Basalte				80 – 120	2,5 – 3,8
Zechstein				60 – 220	1,9 – 7,0
Mittl. Btsdst.				60 – 140	1,9 – 4,4
Trierer Bucht Sandstein (langjährig)	5 – 30	Natur-Lysimeter	750	ca. 150	4,8
Bayer. Rhön Btsdst. (1954 – 1966)	90,7	Wasserhaushalt, Quellenmessungen	997	231	7,3
Schwäb. Alb Jura (1967)	72	Wasserhaushalt	836	490	15,5

Bem.: $\dot{h} = 1 \frac{\text{mm}}{\text{a}} = 1 \frac{\text{l}}{\text{m}^2 \cdot \text{a}} = 0,03168 \frac{\text{l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$ sowie $1 \frac{\text{l}}{\text{s} \cdot \text{km}^2} = 31,5576 \frac{\text{mm}}{\text{a}}$

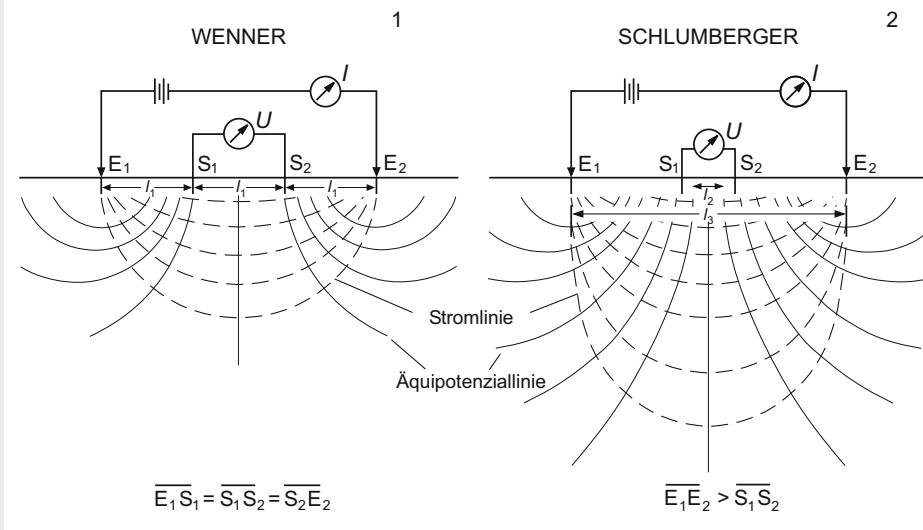


Abb. 91: Geoelektrische Messungen nach dem (1) WENNER- und dem (2) SCHLUMBERGER-Verfahren.

Bei der Messmethode wird über zwei geerdete Elektroden Gleichstrom in den Untergrund eingespeist. Zwischen den Elektroden wird die durch den Elektrodenstrom erzeugte Spannung mittels Sonden gemessen. Diese Anordnung der Sonden und Elektroden wird als Vierpunktanordnung bezeichnet. Nach der Anordnung der Elektroden unterscheidet man unter anderem zwischen dem WENNER- (Abb. 91-1) und dem SCHLUMBERGER-Verfahren (Abb. 91-2).

Aufgrund der größeren Abstände der Sonden beim WENNER-Verfahren lassen sich schnell Mittelwerte größerer Gebiete bestimmen. Das SCHLUMBERGER-Verfahren ist dagegen stärker punktförmig und erschließt größere Tiefen. Beide eignen sich daher zur Untersuchung horizontaler Schichtgrenzen und zur Erkundung der Lage der Grundwasseroberfläche. Die Auswertung der Messergebnisse erfolgt durch Computerprogramme, bei denen Modellkurven an die gemessene Sondierungskurve optimal angepasst werden (Inversion).

4.1.4.1.2 Seismische Messungen

Bei den seismischen Messungen werden die elastischen Eigenschaften der Gesteine für die geo-

physikalische Erkundung des Untergrundes genutzt. Hierzu werden die Gesteine durch Erschütterungen (Hammerschlag, Sprengung, Vibratoren) angeregt. Die dadurch entstehenden elastischen Wellen pflanzen sich in den verschiedenen Gesteinen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit fort. An den Grenzflächen werden diese Wellen reflektiert und refraktiert (gebrochen); man unterscheidet daher zwischen Reflexions- und Refraktionsseismik. In der Refraktionsseismik wird die unter 90° gebrochene Welle (Kopfwelle oder MINTROP-Welle) genutzt. Die Ausbreitung der seismischen Wellen wird mittels hochauflösender Erschütterungsmessgeräte (Geophone) registriert. Aus den Laufzeiten der Wellen zwischen dem Ort der Anregung und dem des Empfangs lassen sich Informationen über den Aufbau des Untergrundes gewinnen.

Zur Bestimmung des Grundwasserflurabstandes bieten sich refraktionsseismische Untersuchungen an, bei denen die Impulsanregung z.B. durch ein Fallgewicht erfolgt. In sandig-kiesigen Ablagerungen liegen die seismischen Geschwindigkeiten unterhalb der Grundwasseroberfläche $v > 1\,500\text{ m/s}$ und oberhalb $v < 1\,000\text{ m/s}$. In Festgesteinen, in denen die seismischen Geschwindigkeiten in der Regel $v > 2\,000\text{ m/s}$ sind, ist die-

ses Verfahren kaum anwendbar. Der Einfluss des Wassers auf die Änderung der seismischen Geschwindigkeit hängt unmittelbar von der Porosität ab.

4.1.4.1.3 VLF-Verfahren

Das VLF- (very low frequency-) Verfahren ist ein passives elektromagnetisches Verfahren zur Ortung elektrischer Leitfähigkeitsunterschiede im Untergrund, das Frequenzen von $f = 10$ bis 30 kHz benutzt. Die elektromagnetischen Wellen bestehen aus gekoppelten elektrischen und magnetischen Feldern, die senkrecht aufeinander stehen. Mit dem Verfahren lassen sich leitfähige Strukturen im Untergrund ermitteln, z.B. die ungefähre Tiefe des Grundwassers sowie Kluft- und Störungszonen und Karsthohlräume.

4.1.4.1.4 GPR-Verfahren

Das GPR-(ground penetrating radar-) Verfahren ist eine hochauflösende Messmethode, bei der ein kurzer elektromagnetischer Impuls über eine Antenne in den Untergrund abgestrahlt wird. Hierzu benutzt man Frequenzen von $f = 10$ bis 2000 MHz. Änderungen der dielektrischen Eigenschaften des Untergrundes bewirken eine Reflexion einer Teilenergie an die Oberfläche. Dieser Vorgang wird mit einer Empfangsantenne registriert. Das Verfahren eignet sich zur Erkundung des Grundwasserflurabstandes unter der Bedingung, dass der Untergrund trocken ist und keine leitfähigen Materialien, wie z.B. Tone, Schluffe, eisenhaltigen Schlacken oder salzhaltigen Lösungen enthält.

4.1.4.1.5 Aero-Verfahren

Neben den genannten oberflächennah eingesetzten geophysikalischen Verfahren werden zunehmend Aerogeophysik-Befliegungen durchgeführt. Diese Messungen werden entweder von Flugzeugen oder Hubschraubern ausgeführt und gestatten eine Kombination von verschiedenen Verfahren. Neben den Methoden der Photogrammetrie und der Thermal-Infrarottechnik sind in der Hydrogeologie insbesondere die Methoden der Aeroelektromagnetik und des Aeroradars von Interesse (SIEMON et al., 2009).

4.1.4.2 Geophysikalische Bohrlochmessungen

Die besonders im Drehbohrverfahren niedergebrachten Bohrungen mit nicht immer gesicherter Teufentreue und Fraktionierung der Bohrproben machen es häufig erforderlich, Untersuchungen durchzuführen, die eine genauere Kenntnis von Daten für stratigraphische und hydrogeologische Auswertungen ermöglichen, besonders im Hinblick auf den anschließenden Brunnenausbau. Durch geophysikalische Bohrlochmessungen werden ermittelt (SCHNEIDER, H., 1973; DVGW, 1990; LUX, 1996):

- **Physikalische Größen:** Temperatur, Leitfähigkeit und Strömungsgeschwindigkeit des Wassers; natürliche Gammastrahlung, Dichte, Porosität, Geschwindigkeit elastischer Wellen, spezifischer elektrischer Widerstand, Eigenpotenzial des Gesteins, komplexe Dielektrizitätszahl,
- **Geometrische Größen:** Kaliber, Neigung und Azimut der Bohrung; Raumstellung von Klüften,
- **Ausbaudaten:** Verrohrung, Zementation, Tonsperre, Filter (KÖNIG et al., 2011).

Der Innenraum von Bohrungen, Brunnen und Grundwassermessstellen lässt sich mit Hilfe von Scannern vollständig und maßstäblich erfassen (RÜBEL & BRAUCH, 2009). Bei allen kontinuierlichen Bohrlochmessverfahren hängt das Auflösungsvermögen von der Fahrgeschwindigkeit der Sonde ab.

Diese Daten werden zusätzlich zu den Bohrproben und den Ergebnissen der Wasseranalysen interpretiert. Der Einfluss der Bohrspülung auf die Bohrlochmessungen muss dabei berücksichtigt werden. Bohrlochmessungen eignen sich für alle Gesteine, in verrohrten Bohrlöchern sind jedoch nicht alle Verfahren (z.B. keine geoelektrischen Messungen) auswertbar.

In Abb. 92 besitzt das Wasser im Sandstein eine größere elektrische Leitfähigkeit (salzhaltiger) als die Spülflüssigkeit im Bohrloch; das elektrochemische Potenzial ergibt sich als Summe des Flüssigkeitspotenzials und des durch die Membranwirkung des Tons hervorgerufenen Potenzials.

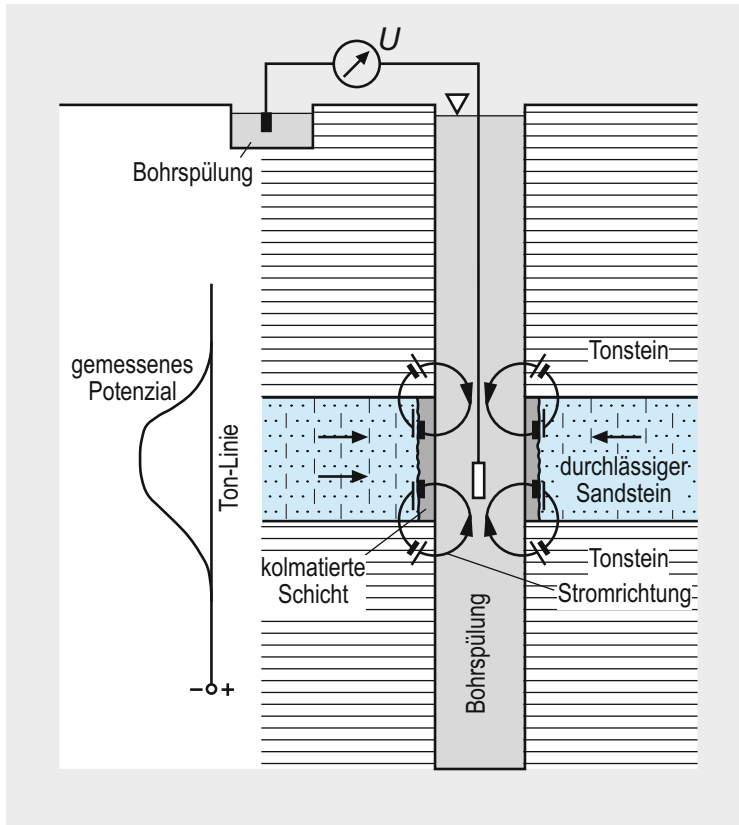


Abb. 92: Eigenpotenzial-(SP)-Messung (nach DAVIES & DE WIEST, 1966).

4.1.4.2.1 Geoelektrische Messungen (RES, EL, FEL, SP)

Bei **elektrischen Widerstandsmessungen (RES: Resistivity-Log oder ES-Log)** wird der scheinbare spezifische elektrische Widerstand der Gesteine und ihres Wasserinhalts gemessen. Der wahre spezifische Widerstand hängt von der Gesteinsporosität und dem Elektrolyt-(dissoziierten Lösungs-) Inhalt des Wassers ab. Im einfachsten Fall erfolgt die Messung in der Zwei-Elektroden-Anordnung, wobei eine Elektrode an der (Erd-) Oberfläche fest installiert (Erdungselektrode), die andere in das Bohrloch eingeführt wird. Die Messung ist sehr grob und ermöglicht nur näherungsweise eine Schichtparallelisierung. Quantitative Aussagen werden durch Mehr-Elektroden-Anordnungen (Abb. 93) ermöglicht. Über zwei in das Bohrloch geführte Stromelektroden E_1 und E_2 wird ein elektrisches Feld im durchbohrten Gesteinskörper erzeugt, wodurch zwischen den

Potenzialsonden S_1 und S_2 im Bohrloch eine Spannung entsteht, deren Größe vom spezifischen elektrischen Widerstand der von der Sonde durchfahrenen Gebirgsschichten abhängt. Nach dem OHM-Gesetz (GEORG SIMON OHM, deutscher Mathematiker und Physiker; 1787–1854) ergibt sich aus dem Verhältnis der elektrischen Spannung U (V) zur elektrischen Stromstärke I (A) der elektrische Widerstand R (Ω), der kontinuierlich gemessen wird. Die gemessenen spezifischen Widerstände ρ (Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit)

$$\rho_{el} = \frac{1}{\kappa} = R \cdot \frac{A}{l} \quad \text{Gl. 158}$$

ρ_{el} = spezifischer elektrischer Widerstand (Ω m),

κ = elektrische Leitfähigkeit (S/m = $1/(\Omega$ m)),

R = elektrischer Widerstand (Ω),

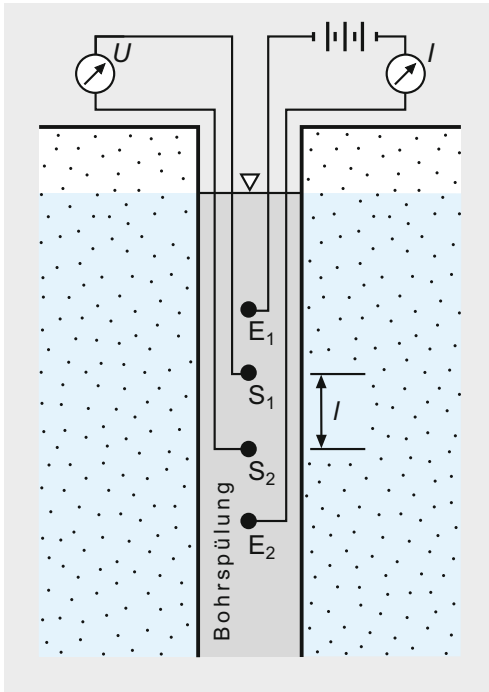


Abb. 93: Vierpunktanordnung einer geoelektrischen Bohrlochmessung.

A = Elektrodenquerschnittsfläche (m^2),
 l = Elektrodenabstand (m)

sind scheinbare spezifische Widerstände, weil die Messungen stets in einem mit Bohrspülung oder Wasser gefüllten offenen Bohrloch stattfinden und die gemessenen Werte außerdem von der Konfiguration der Elektroden und Sonden abhängen.

Das Auflösungsvermögen der Widerstandskurve, d.h. die Mächtigkeit der gerade noch erfassbaren Schichten unterschiedlichen Widerstands sowie die Eindringtiefe des zu erfassenden Gesteinsbereiches vom Bohrloch in das Gebirge, hängen von der Messlänge l (Latero-Log, EL oder in fokussierter Elektrodenanordnung, FEL; Abb. 93) und der Anordnung der Elektroden ab. Je kleiner l ist, desto größer ist das Auflösungsvermögen, aber umso geringer die Eindringtiefe und desto störender der „Filterkuchen“ (Spülungsrest) an der Bohrlochwand. Deshalb erfolgen alle Messungen mit zwei Sondenabständen („kleine

Normale“, $l \approx 0,1 \text{ m}$ bis $0,5 \text{ m}$; „große Normale“, $l \approx 0,5 \text{ m}$ bis $2,0 \text{ m}$). Mit noch kleineren Längen ($l \approx 0,1 \text{ m}$), den Micro-Logs, wird die Dicke des Filterkuchens an der Bohrlochwand ermittelt. Die geoelektrischen Verfahren dienen zur Ermittlung der Lage von Schichtgrenzen und zur Messung der Leitfähigkeit von Grundwässern in sonst gleichartigen Gesteinen (Feststellung von Salzwässern).

Bei der Messung des **elektrischen Eigenpotenzials (SP-Log)** wird kein Strom zugeführt, sondern das natürliche elektrische Potenzial ermittelt. Dieses kann sich zwischen Tonen und Sanden und zwischen der Bohrspülung und dem Gebirgswasser bilden, sofern unterschiedliche Konzentrationen vorhanden und dadurch Ionenwanderungen zum Ausgleich des Konzentrationsgefälles möglich sind, die das elektrische Potenzial erzeugen (Abb. 92). Solche Messungen haben zum Ziel:

- **Feststellung von Tonsteinen**, da diese wasserundurchlässig sind und deshalb kein Eigenpotenzial bilden können (Potenzial ~ 0 = Ton-Basislinie).
- **Ermittlung der Konzentrationen** (Lösungsinhalte) des Gebirgswassers (z.B. Salzwasser) bei Kenntnis des elektrischen Widerstands der Bohrspülung.

Elektrische Bohrlochmessungen können nur im unverrohrten Bohrloch ausgeführt werden.

4.1.4.2.2 Salinometer-Log (SAL)

Mit dem Salinometer-Log wird die Konzentration dissoziierter Ionen über die elektrische Leitfähigkeit (Abschn. 3.9.3.8) der Bohrspülung gemessen. Mittels Salinometer- und Temperaturmessungen gelang BERTHOLD (2009) der Nachweis von freier Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen. Bei der freien Konvektion handelt es sich nach DIN 4049-1 um meist vertikal gerichtete Ausgleichsvorgänge der Wärme- oder Stoffverteilung in Gewässern (z.B. durch Abkühlung, Verdunstung, Stoffzufuhr), während bei der dynamischen Konvektion turbulente Bewegungen eine Rolle spielen.

4 4.1.4.2.3 Gamma-Log (GR)

Durch radioaktiven Zerfall des ^{40}K -Isotops, das in Tonsteinen angereichert ist, entsteht eine γ -Eigenstrahlung der Schichten, deren Intensität der Impulsrate (cps = counts per second) gemessen wird. Je größer die γ -Strahlung, desto höher der Tongehalt und desto geringer die Gesteinsdurchlässigkeit. Andere γ -Strahler (z.B. Uran) fallen in der Messung durch wesentlich höhere Strahlungsintensität auf. Die γ -Messung ist (weitgehend) unabhängig von der Verrohrung.

4.1.4.2.4 Gamma-Gamma-Log (D, FD, GG)

Die von einer γ -Strahlungsquelle emittierten γ -Quanten werden im Gebirge absorbiert. Die Größe der Absorption hängt von der Elektronendichte des Gesteins ab, die ihrerseits der Gesteinsgesamtdichte (Dichte des Gesteins und Poreninhalt) proportional ist. Diese Messung stellt somit eine Dichte-Messung dar.

4.1.4.2.5 Neutron-Gamma-Log (NL, N)

Die Sonde enthält eine Neutronenquelle, die schnelle Neutronen emittiert, deren Geschwindigkeit durch Zusammenprall mit massengleichen H^+ -Ionen infolge elastischen Stoßes soweit vermindert wird, dass sie von diesen eingefangen werden. Dabei werden γ -Strahlungsquanten frei, deren Intensität gemessen wird. Die so entstandene (Sekundär-) Intensität ist ein Maß für den Gehalt an H^+ -Ionen im Gebirge und damit für den Wassergehalt und die Porosität. Nach Abzug der γ -Eigenstrahlung des Gebirges kann somit die Porosität und damit die Grundwasserführung gemessen werden. Da auch das Bohrloch Wasser enthält, das bremsend auf die Gammaquanten wirkt, können die Messungen nur bei kleinen Bohrlochdurchmessern und zusammen mit dem Kaliber-Log ausgeführt werden.

4.1.4.2.6 Sonic- (oder Akustic-) Log (SV)

Die Schall-Laufzeit (Schallgeschwindigkeit) hängt von der Gesteinsdichte und deren Porosität bzw. Kluftvolumen ab. Gemessen wird die Laufzeit von Ultraschallimpulsen über Strecken von 30 cm oder 90 cm. Die Messung ermöglicht Hin-

weise auf die Porosität und die Klüftung. Eine Ergänzung stellt die Schalldämpfungsmessung dar. Sie beruht darauf, dass die Schalldämpfung an Kluftzonen größer als in ungeklüfteten Gesteinen ist.

Eine interessante Variante der Akustik-Messungen ist die akustische Abbildung der Bohrlochwand nach dem Prinzip des Pulsechoverfahrens. Ein rotierender Pulsgeber tastet mit bis zu 288 Signalen pro Umdrehung die Bohrlochwand ab, Laufzeit und Amplitude der Echos werden aufgenommen und in Falschfarben als Bild dargestellt.

4.1.4.2.7 Kaliber-Log (CAL)

Mit Hilfe elektromechanischer oder akustischer Messsysteme wird kontinuierlich der Bohrloch-Durchmesser gemessen. Dabei werden Auskolkungen in der Bohrlochwand ermittelt, die Hinweise auf klüftige oder wenig verfestigte Gesteinsabschnitte geben. Die Auskolkungen können die Messsignale anderer Logs verfälschen. Dies betrifft insbesondere die Density-, Sonic- und Neutron-Logs. Bei der Auswertung dieser Logs empfiehlt es sich, das Kaliber-Log hinzu zu ziehen. Mit Hilfe spezieller Software lässt sich aus dem Kaliber-Log auch das Volumen des Bohrloches ermitteln und daraus die Massen für den Ausbau berechnen.

4.1.4.2.8 Temperatur-Log (TEMP)

Grundwasserzuläufe oder besonders Zuflüsse von Thermalwässern zeigen sich vielfach durch Temperatur-Sprünge im Grundwasserprofil der Bohrung an. Die Messung erfolgt kontinuierlich über temperaturempfindliche elektrische Widerstandsbrücken (SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, H., 1975b). Das Auflösungsvermögen ist kleiner 0,1°C.

4.1.4.2.9 Deviation-Log (DV)

Unter Deviation versteht man die Abweichung des Bohrloches von der Lotrechten. Mittels einer aufwändigen Messapparatur wird die Neigung und Richtung des Bohrloches bestimmt. Die Neigung wird über ein Pendel bzw. Schwerkraftsystem oder mit Hilfe von zwei Inklinometern, die Richtung über ein kardanisch gelagertes Kompasssystem ermittelt.

4.1.4.2.10 Dipmeter-Log (DIP)

Das Dipmeter misst Streichen und Fallen der Gesteinsschichten, indem drei oder vier Mikrowiderstands-Messsysteme die Bohrlochwand abtasten und den Widerstand messen.

4.1.4.2.11 Flowmeter-Log (FLOW)

Nach Kenntnis der grundwasserführenden Schichten (durch elektrische bzw. radioaktive Messungen) kann durch Durchflussmessungen (SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, H. 1975b) der quantitative Anteil der jeweiligen grundwasserleitenden Schicht an der Gesamtleistung (in %) gemessen werden. Zunächst wird eine sog. Nullfahrt bei ausgeschalteter Pumpe mittels eines Strömungsmessgerätes (Flowmeter) durchgeführt. In dem Messgerät befindet sich ein Flügelrad, das je nach der Strömungsgeschwindigkeit unterschiedliche Umdrehungen erfährt, die aufaddierend registriert werden (Abb. 94). Anschließend erfolgt die Messung in einem durch Pumpen erzeugten Wasserstrom (Leistungsfahrt). Aus der aufgezeichneten Leistungskurve lässt sich ersehen, aus welchen Schichtfolgen der Bohrung Grundwasser zuströmt. Die Messung ist nur im unverrohrten Bohrloch sinnvoll. Vergleichsmessungen nach einer gewissen Betriebszeit können Aufschluss über verstopfte Filterabschnitte geben.

Die Grundwasserfließgeschwindigkeit lässt sich mit einem sogenannten „Thermoflowmeter“ – entwickelt von der Universität Stuttgart, Institut für Wasserbau, und der Fa. Berghof Analytik + Umweltengineering GmbH & Co. KG – über Temperaturmessungen ermitteln (MICHELS et al., 2008). In einem Sensor wird eine Platte aufgeheizt, deren Temperatur auf einer konstanten Temperaturdifferenz zu einem zweiten Temperatursensor gehalten wird. Wird der Sensor von Wasser umströmt, kühlt die Heizplatte ab. Die Heizenergie, die notwendig ist, um die konstante Temperaturdifferenz aufrecht zu halten, ist ein Maß für die Strömungsgeschwindigkeit.

4.1.4.3 Anwendung und Auswertung geophysikalischer Messungen

Prinzipiell können die Messungen in allen Gesteinen angewandt werden, sofern nicht durch Verrohrungen Einschränkungen gegeben sind. Das Schema der Auswertung verdeutlicht Abb. 95. Ihren zusätzlichen Wert erhalten solche Bohrlochmessungen dadurch, dass Profilvergleiche ange stellt werden, wofür sich besonders die Gamma-Logs eignen (Abb. 96). Mit Hilfe der Messergebnisse lassen sich gut oder weniger gut wasserleitende Schichten erkennen und einordnen. Diese Erkenntnisse dienen z.B. der Planung und dem Ausbau von Brunnen. Ausführliche Erläuterungen der Verfahren und ihre Anwendungsmöglichkeiten bringt das DVGW-Merkblatt W 110 (DVGW, 1990).

4.1.5 Hauptuntersuchungen

Der Hauptanteil für die Erschließung von Grundwasser stellt der Bau von Grundwasser messstellen und der von Bohrbrunnen dar. Hierzu sind umfangreiche Vorarbeiten hinsichtlich der Auswahl von Bohransatzpunkten sowie geeigneter Bohrfirmen und die Erstellung einer Beschreibung zwingend erforderlich.

4.1.5.1 Qualitätskriterien für Bohr- und Ausbauarbeiten

Bei der Auswahl der Bohrfirmen kommt dem beratenden und ausschreibenden Büro große Verantwortung zu. Je höher die Qualifikation der Bohrmannschaft und ihrer Firma ist, umso besser ist auch die Qualität der Bohrarbeiten für Brunnen und Messstellen. Es sollten nur Firmen mit qualifiziertem Personal (z.B. Brunnenbauer, zertifizierte Fachkraft nach DIN EN ISO 22475-1 durch die Deutsche Gesellschaft für Geotechnik, Essen, oder Zusatzqualifikation) beauftragt werden. Hinweise über Qualifikationskriterien für Bohr- und Brunnenbaufirmen gibt das DVWG-Arbeitsblatt W120 (DVGW, 2001b).

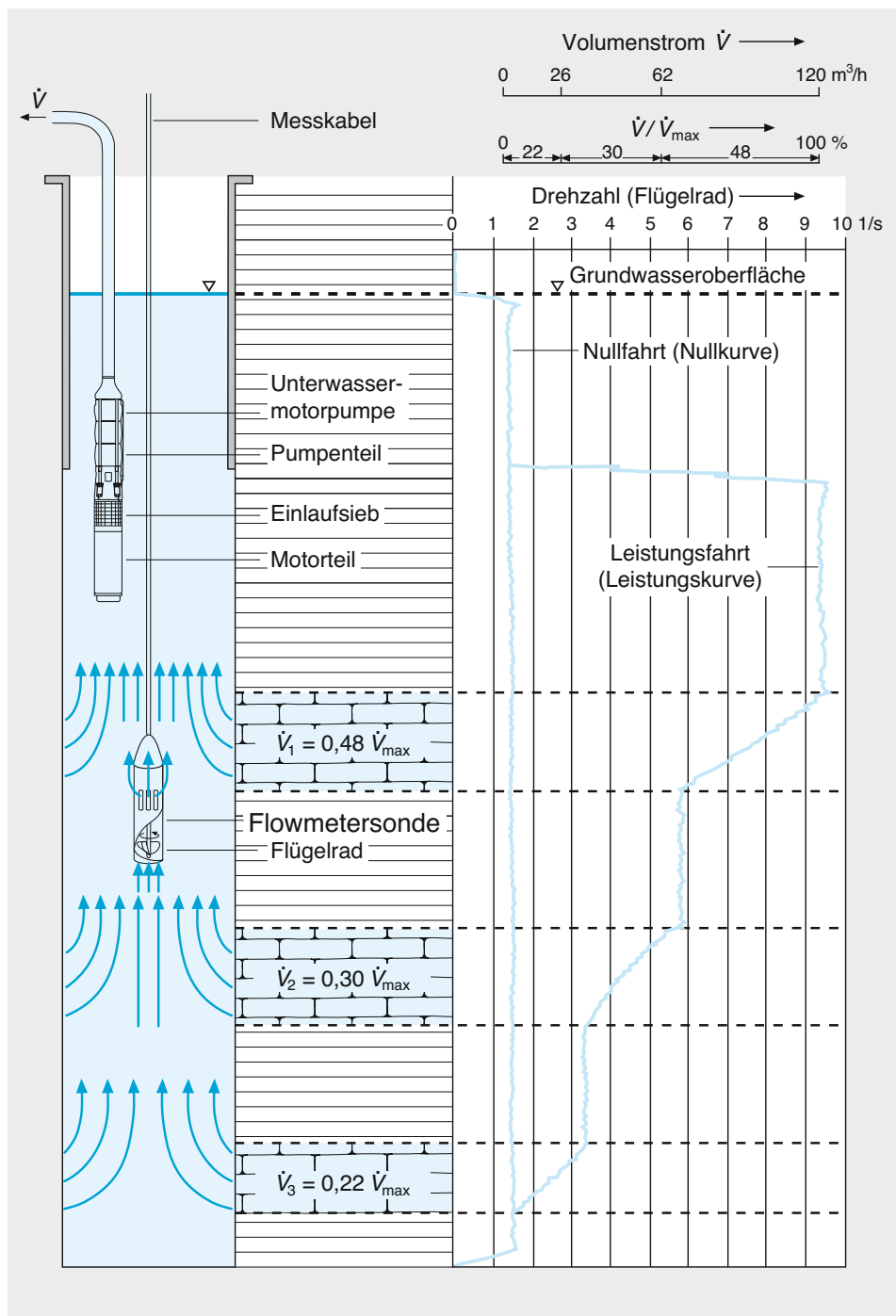


Abb. 94: Interpretation des Logs einer Durchfluss-Messung ohne und mit Grundwasserförderung (verändert nach SCHNEIDER, E.; in SCHNEIDER, H., 1988).

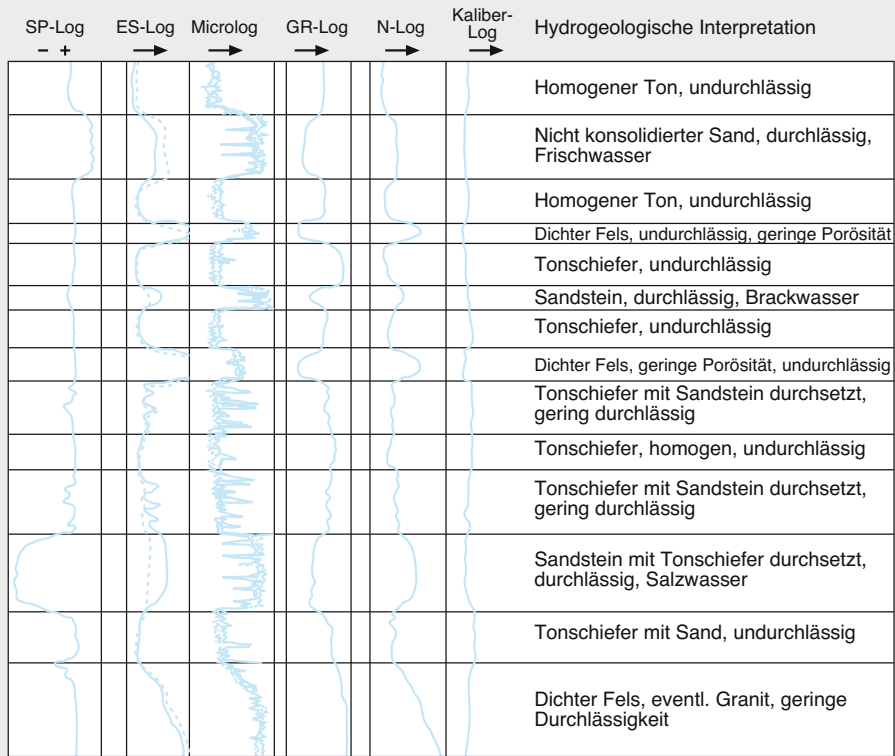


Abb. 95: Interpretation hypothetischer Beispiele von Logs verschiedener geophysikalischer Bohrlochmessungen (verändert nach DAVIS & DE WIEST, 1966).

4.1.5.2 Bau von Brunnen und Grundwassermessstellen

Jeder Grundwasserleiter hat eine spezielle, vorwiegend gesteinsabhängige Ergiebigkeit (Abb. 97). Wie hoch der förderbare Anteil ist, hängt vom Fassungsvermögen des Brunnens ab, worunter man die im Dauerbetrieb bei gleichbleibender Absenkung gewinnbare Entnahmerate versteht. Diese kann in der Regel mit etwas Erfahrung abgeschätzt werden. Ergibt diese Abschätzung, dass die zu erwartende Entnahmerate für den benötigten Zweck ausreichend ist, kann mit der Erschließung des Grundwasservorkommens – meistens durch Vertikalbrunnen – begonnen werden (DVGW-Arbeitsblatt W123 (DVGW, 2001c) und DVGW-Merkblatt W124 (DVGW,

1998a)). Nach der rechtlichen Klärung der Zugänglichkeit des Bohransatzpunktes, zu der auch Recherchen möglicherweise vorhandener Kampfmittel, Telefon- und Strom- sowie Wasser- und Abwasserleitungen und sonstige Infrastruktureinrichtungen gehören, erfolgt (meist durch ein Geologie- oder Ingenieur-Büro) eine Ausschreibung für die Bohrfirmen zur Angebotsabgabe. In diesem Angebot müssen die zu erwartenden geologischen Verhältnisse angegeben sein. Grundlage solcher Ausschreibung ist die „Verdingungsordnung für Bauleistungen (VOB)“ (im Auftrag des Deutschen Verdingungsausschusses für Bauleistungen)⁸, welche auch die die Bohrarbeiten betreffenden Normen (DIN 18300 Erdarbeiten, DIN 18301 Bohrarbeiten und DIN 18302 Brunnenbauarbeiten) enthält (BIESKE, 1992),

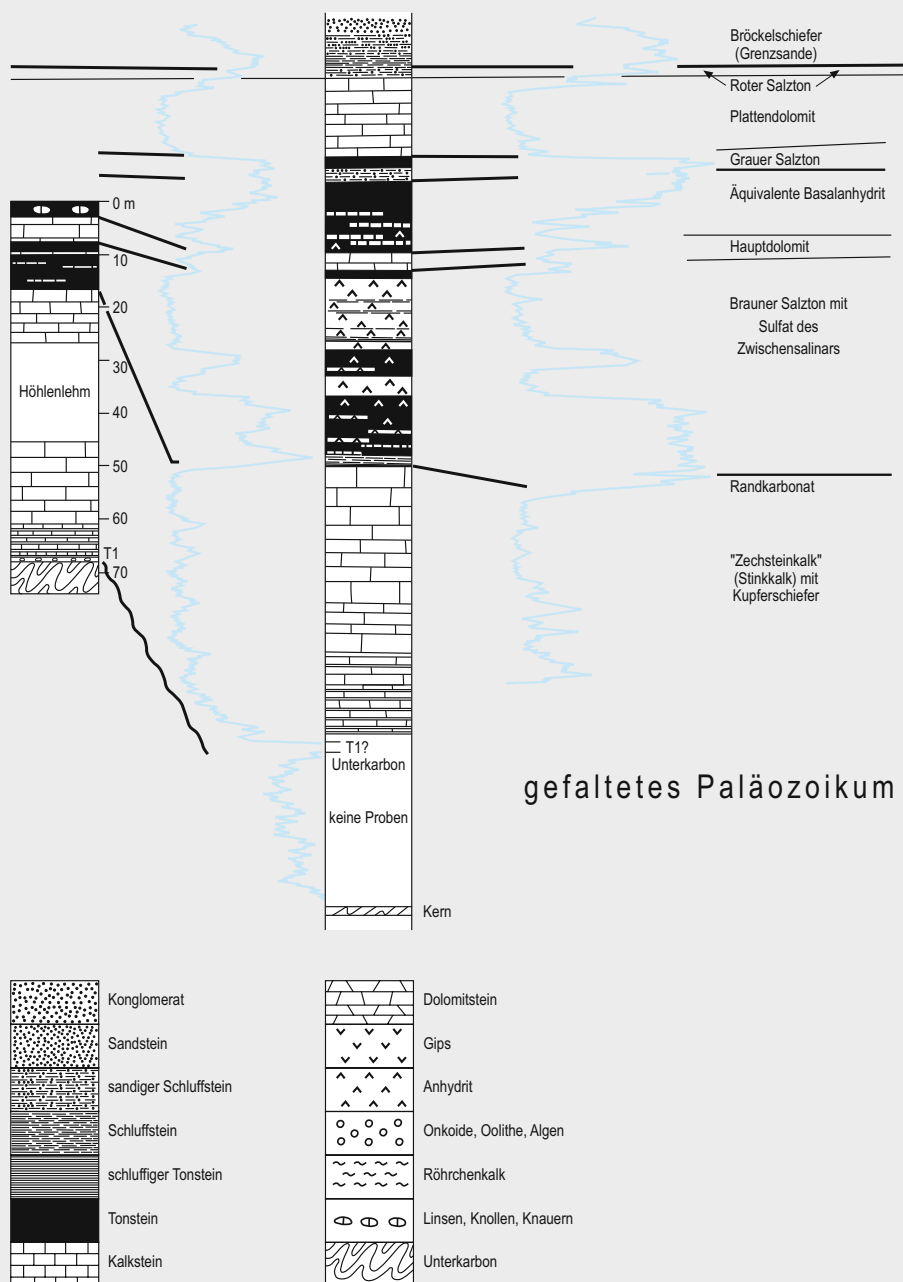


Abb. 96: Interpretation von Gamma-Logs verschiedener Zechstein-Bohrungen des Kreises Waldeck/Hessen (verändert nach HÖLTING et al., 1974).

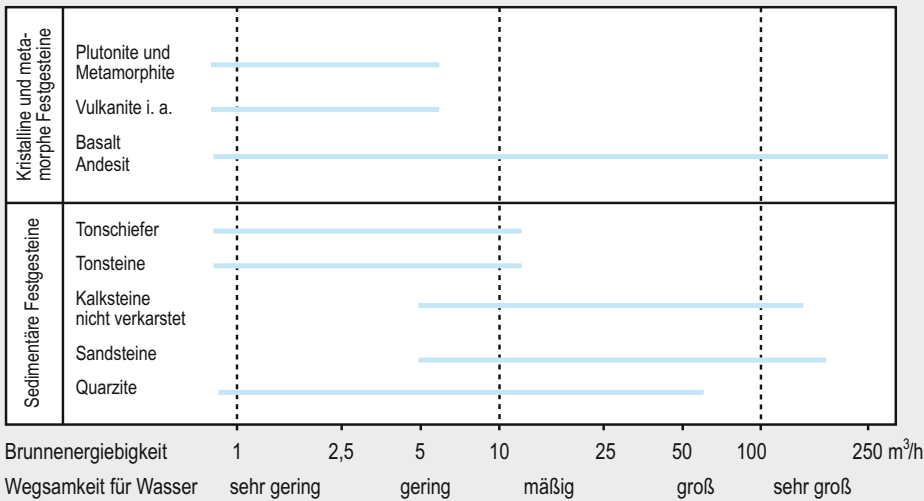


Abb. 97: Ergiebigkeiten von Brunnen in Festgesteinen (nach RICHTER & LILLICH, 1975).

ferner das „Standardleistungsbuch (StLB) für das Bauwesen“, Leistungsbereich 005 (Brunnenarbeiten und Aufschlussbohrungen).

Hilfreich ist ein Leitfaden der ARBEITSGEMEINSCHAFT HYDROGEOLOGIE der GLÄ (1980), der den Hydrogeologen bei seiner Beratungstätigkeit unterstützen soll. Neben Gesetzen und Vorschriften, welche die Rechtsgrundlage für Bohrarbeiten bilden, werden Ausschreibung (Mustervorlage) und Betreuung der Bohrung bei der Wassererschließung eingehend erörtert.

4.1.5.3 Ausschreibungen

In den Vorbemerkungen zur Ausschreibung sollten folgende Hinweise gegeben werden:

- geologische Verhältnisse,
- Vorflutverhältnisse zur Ableitung des Wassers bei Pumpversuchen,
- Zufahrtsmöglichkeiten zur Bohrstelle,
- Platzverhältnisse,
- Energieversorgung der Baustelle (Strom und Wasser).

In der Ausschreibung für Brunnen und Grundwassermessstellen sollten folgende Leistungsbe-reiche aufgeführt werden:

- An- und Abtransport aller Geräte mit Zubehör, pauschal
- Auf- und Abbau des Bohrgerätes, je Stck.
- Leitungsrecherche, pauschal
- Suchschürfe zum Auffinden von Leitungen bis zu 1,25 m Tiefe, je Stck.
- Bohrarbeiten gestaffelt nach Bohrverfahren, Durchmesser und Tiefe einschließlich Dokumentation (Bodenansprache), je m
- Erstellung eines Schichtenverzeichnisses, je Stck.
- Darstellung des Brunnens bzw. der Grundwasserstelle nach DIN EN ISO 22475-1, DIN 4023 und DIN EN ISO 14688-1 und DIN EN ISO 14689-1, je Stck.
- Einbau, Vorhaltung und Wiederziehen von Hilfsverrohrungen, gestaffelt nach Durchmesser, je m
- Lieferung und Einbau von Filterrohren (Material, Durchmesser, je m

4

Wandstärke, Verbindungsart und Schlitzweiten angeben),	
• Lieferung und Einbau von Vollrohren (Material, Durchmesser, Wandstärke und Verbindungsart angeben),	je m
• Lieferung und Einbau von Peilfiltergarnituren (Material, Durchmesser, Wandstärke und Schlitzweiten angeben),	je m
• Lieferung und Einbau von Kies-schüttungen nach DIN 4924 und DVGW-Merkblatt W113 (DVGW, 2001d),	je m
• Lieferung und Einbau von Abdichtungen (Quellton oder Zementsuspension),	je m
• Probennahme	
– Glas, Becher,	je Stck.
– Kernkiste,	je m
• Kolonnenstunde für außervertragliche Arbeiten,	je Std.
• Ein- und Ausbau einer Entsandungseinrichtung nach DVGW-Arbeitsblatt W 119 (DVGW, 2002a) (Pumpenleistung angeben),	pauschal
• Durchführung der Entsandung nach DVGW-Arbeitsblatt W117 (DVGW, 1975a) (Pumpenleistung angeben),	pauschal
• Ein- und Ausbau einer Pumpe (Einbautiefe und Leistung angeben),	pauschal
• Durchführung des Pumpversuchs nach DVGW-Arbeitsblatt W111 (DVGW, 1997) einschließlich Wiederanstiegmessungen,	je Std.
• Erstellung eines Abschlussbauwerkes (Brunnenstube) nach DVGW-Arbeitsblatt W122 (DVGW, 1995a) einschließlich Brunnenkopf nach DIN 4926, Schacht nach DIN 4034-2, Schacht-abdeckung nach DIN 1239, Einstiegsleiter nach DIN 3620	je Stck.
• Erstellung eines Abschlussbauwerkes für Grundwassermessstellen für unterflur (Straßenkappe) oder überflur	je Stck.
• Dokumentation	je Stck.
• Einmessung nach Lage und Höhe	je Stck.

Die Darstellung der Bohrdaten nach DIN erfolgt in der Regel mittels Computerprogrammen (z.B. WinBohr der Fa. IDAT GmbH bzw. DCBOHR der Fa. DC-Software).

Bei der Erarbeitung des Ausschreibungsblanketts ist größte Sorgfalt anzuwenden, da dieses die Arbeitsgrundlage für den Bohrunternehmer darstellt. Bei Lücken in den Ausschreibungsunterlagen wird dem Unternehmer Raum für nicht kalkulierte Nachforderungen und somit für Preiserhöhungen geboten.

Schon in der Ausschreibung ist festzulegen, ob zunächst nur eine Versuchsbohrung (Aufschlussbohrung) mit kleinerem Durchmesser niederzubringen ist. Solche Bohrungen sind billiger und werden durchgeführt, wenn die hydrogeologischen Verhältnisse unklar sind und zusätzliche geohydrologische Daten benötigt werden. Sind die bekannten Daten jedoch eindeutig, wird die Hauptbohrung gleich durchgeführt.

Über die Leistungsfähigkeit von Bohr- und Brunnenbauunternehmen erteilt der DVGW auf Grund des Arbeitsblattes W120 (DVGW, 1991a) eine Prüfbescheinigung.

Neben dem Bau von Brunnen ist auch die Einrichtung von Grundwassermessstellen (nicht korrekt sind die Bezeichnungen Peilrohr oder -brunnen) im Rahmen von Grundwassererschließungen notwendig. Grundwassermessstellen dienen der Beobachtung des Grundwasserspiegels und seiner Schwankungen sowie der Entnahme von Grundwasserproben. Wie bereits in Abschn. 3.6 beschrieben, ist die Einbautiefe der Filterstrecke der Grundwassermessstelle von Bedeutung, da diese die Standrohrspiegelhöhe beeinflusst. Dies lässt sich aus der von HUBBERT (1940) (MARION KING HUBBERT, US-amerikanischer Geologe, 1903–1989) entwickelten Vorstellung für das Grundwasserfließen in kleinen Einzugsgebieten entnehmen (Abb. 98).

Die Grundwasserstandsmessungen können in offenen oder geschlossenen Systemen erfolgen. Welches System ausgewählt wird, hängt von der Durchlässigkeit und der Änderungsrate des Porenwasserdruckes ab. Bei den meistens verwendeten offenen Systemen wird ein Standrohr mit Filter in das Bohrloch eingebaut. Der gemessene Grundwasserstand entspricht bei nicht gespannten Verhältnissen der Grundwasseroberfläche, bei gespannten Verhältnissen der Grundwasserdruckfläche. Bei gering durchlässigen Gesteinen ist der

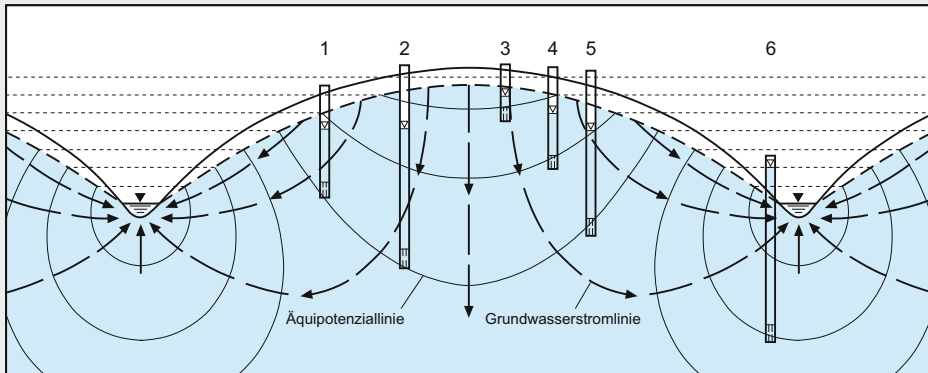


Abb. 98: Veranschaulichung der hydraulischen Situation an Grundwassermessstellen mit verschiedenen Ausbautiefen (verändert nach HUBBERT, 1940).

Einbau eines geschlossenen Systems notwendig, um die Porenwasserdrücke mittels hydraulischer, pneumatischer oder elektrischer Messsysteme zu registrieren. Dies geschieht durch Abdichten der Messsysteme gegen den Atmosphärendruck. Ausführliche Hinweise zu Probeentnahmeverfahren und Grundwasserstandsmessungen finden sich in der DIN EN ISO 22475-1, DVGW Merkblatt W112 (DVGW, 2001) und W115 (DVGW, 2001e).

Je nach Fragestellung ergibt sich eine unterschiedliche **Anzahl von Grundwassermessstellen**. So ermöglicht die Messung der Absenkung bei einem Pumpversuch in nur einer Grundwassermessstelle schon die Ermittlung der Transmissivität T_{GW} und des dimensionslosen Speicherkoeffizienten S . Mehrere Grundwassermessstellen in unterschiedlichen Abständen vom Entnahmehauptbrunnen haben den Vorteil, dass die gemessenen Absenkungen eine genauere Analyse ermöglichen und die Ergebnisse für einen größeren Bereich repräsentativ sind. Es sollten möglichst drei Grundwassermessstellen vorhanden sein. Beim Monitoring von Altlasten sollte mindestens eine Messstelle im Oberstrom und zwei im Unterstrom vorhanden sein.

Obwohl keine feste Regel über den **Abstand der Grundwassermessstellen** besteht, sollten folgende Kriterien berücksichtigt werden:

- **Grundwasserleiter:** In gespannten Grundwasserleitern kann der Druckhöhenverlust noch auf große Entfernungen vom Entnahmehauptbrunnen gemessen werden (z.B. einige 100 m). In ungespannten Grundwasserleitern ist die Absenkung nur auf kurze Entfernungen vom Entnahmehauptbrunnen messbar (kaum weiter als 100 m).
- **Durchlässigkeit:** In Grundwasserleitern mit hoher Durchlässigkeit ist der Absenkungstrichter weit und flach. In Grundwasserleitern mit geringer Durchlässigkeit ist der Absenkungstrichter klein und tief.
- **Entnahmemenge:** Bei großen Fördermengen ist der Absenkungstrichter größer als bei kleinen.
- **Filterlänge:** Bei unvollkommenen Entnahmehauptbrunnen ist die Zuströmung in Brunnennähe horizontal und teilweise vertikal. Die vertikale Strömungsrichtung verursacht eine kleinere Absenkung als bei einer horizontalen Anströmung. In der Regel sollte der Abstand zwischen Entnahmehauptbrunnen und der ersten Grundwassermessstelle gleich der Mächtigkeit des Grundwasserleiters sein.
- **Schichtung:** Der Einfluss der Schichtung auf die Absenkung in Grundwassermessstellen in verschiedenen Tiefen des Grundwasserleiters

4

wird mit wachsender Pumpdauer und Entfernung vom Entnahmebrunnen kleiner.

Die Anordnung dieser Messstellen erfolgt nach o.g. Kriterien, entweder auf senkrecht sich kreuzenden Reihen, oder – bei guter Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Untergrundes – besser flächenhaft. Durch die Messstellen sollen die durch unterschiedliche Durchlässigkeitsverhältnisse bedingten Asymmetrien des Absenkungstrichters und damit die richtungsverschiedenen Durchlässigkeitsbeiwerte erfasst werden. In den meisten Fällen wird ein Abstand der Grundwassermessstellen zwischen 10 m und 100 m gewählt. Bei geringer Durchlässigkeit des Grundwasserleiters und kleiner Entnahmemenge ist ein kleinerer Abstand der ersten Grundwassermessstelle vom Entnahmebrunnen (z.B. 1,5 m bis 5,0 m) erforderlich.

Bohrungen werden heute nicht nur zur Erschließung von Grundwasser oder für Grundwassermessstellen (DVGW, 2003a) niedergebracht, sondern auch zur Erkundung von Untergrundbelastungen durch anthropogene Aktivitäten und deren Folgen (Versickerungen wassergefährdender Stoffe aus Altablagerungen und Altstandorten, sog. Altlasten). Hinsichtlich der Bohrtechnik gilt grundsätzlich das Gleiche wie bei Brunnenbohrungen. Zusätzlich ist jedoch darauf zu achten, dass die Bohrgeräte vor Bohrbeginn sorgfältig gereinigt werden, um keine Verunreinigungen von vorausgegangenen Bohrarbeiten zu verschleppen. Auf Gefährdungen der Bohrmannschaft (evtl. Anlegen von Schutzkleidung und Atemschutz!) im Verlauf von Bohrarbeiten durch gesundheitsgefährdende Stoffe im Untergrund ist hinzuweisen. COLDEWEY & KRAHN (1991) geben weitere Hinweise auf das richtige Bohren in Altablagerungen und in deren Umgebung.

Wegen der möglichen Gefährdung der Bohrmannschaft ist auf die Einhaltung der **Arbeitsschutzvorschriften** besonders hinzuweisen. Auskünfte hierzu geben die Arbeitsschutzbehörde und die zuständige Berufsgenossenschaft, so z.B. in der „Berufsgenossenschaftlichen Regel für Sicherheit und Gesundheit bei der Arbeit BGR 128 Kontaminierte Bereiche“. Es ist Aufgabe des Bohrunternehmens, die regional gültigen Rechtsvorschriften für Erdaufschlüsse zu beachten.

4.1.6 Bohrverfahren

Für die Gewinnung von Probenmaterial zur Untersuchung im Labor sind geologische Aufschlüsse zu erstellen. Falls diese nicht natürlicherweise (z.B. Uferböschungen) oder anthropogen (z.B. Kies- und Sandgruben, Steinbrüche) vorhanden sind, müssen sie künstlich hergestellt werden. Dies kann z.B. in Form von Schürfen oder Gräben geschehen; besser sind allerdings Bohraufschlüsse. Durch Bohrungen lassen sich sowohl das notwendige Probenmaterial gewinnen, aber auch Hinweise auf die Höhe des Grundwasserspiegels bekommen. Außerdem können Wasserproben entnommen werden.

Generell unterteilt man die Bohrverfahren in Trocken- und Spülbohrverfahren. Eine umfassende Übersicht gibt Tab. 71 (DVGW, 2001e). Technische Einzelheiten sind BIESKE et al. (1998); SCHILLING et al. (1991); CHILINGARIAN & VORABUTR (1981) zu entnehmen.

4.1.6.1 Trockenbohrverfahren

Bei **Trockenbohrverfahren** (drehend oder schlagend) werden Meißel verschiedener Bauart und verschiedenen Durchmessers in den Untergrund niedergebracht, ohne dass eine Bohrspülung zur Förderung des Bohrguts zugesetzt wird; deshalb spricht man auch von einem Trockenbohrverfahren. Unter Spülung wird nach DIN 4020 die Zugabe von Wasser oder Luft zur Förderung des Bohrgutes verstanden. In Lockergesteinen werden Bohrwerkzeuge (Schappe, Schnecke, Kiespumpe, Greifer) eingesetzt, die das gelöste Gestein selbst aufnehmen und beim Ziehen an die Oberfläche befördern (Trockendrehbohrverfahren, Abb. 99-1). Da die Wände der Bohrlöcher im Lockergestein meistens nicht standfest sind, müssen sie durch Verrohrungen (Mantelrohre) abgesichert werden, die kontinuierlich mit fortschreitender Tiefe mitgeführt und nach Abschluss der Bohrarbeiten wieder gezogen werden. Festgesteine werden durch schwere Meißel gelockert und das gelockerte Bohrgut von Zeit zu Zeit durch Greifwerkzeuge (Schappen) an die Oberfläche befördert. Der Meißel hängt an einem Seil (Pennsylvanisches Verfahren) oder an einem Gestänge (Kanadisches Verfahren); in beiden Verfahren

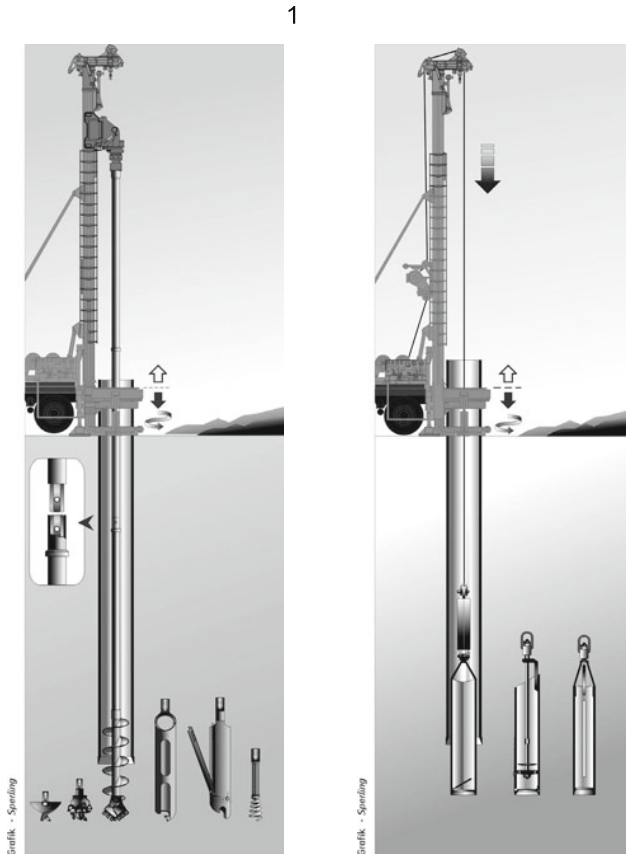


Abb. 99: Bohrverfahren; (1) Trockendrehbohrverfahren mit Verrohrung; (2) Seilschlagbohrverfahren mit Verrohrung, (Fa. Nordmeyer GmbH & Co. KG, Peine).

wird der Meißel während des Bohrens langsam gedreht. Durch eine Schlagvorrichtung innerhalb der Bohranlage wird der Meißel auf- und niederbewegt (Abb. 99-2).

Besonders harte Gesteine (z.B. Basalt, Hornsteine) werden im **Lufthebeverfahren** mit druckluftbetriebenen Bohrlochkämmern gelöst (Versenkhammer, Im-Loch-Hammer). Die Druckluft kühlt den Hammer und bläst gleichzeitig das Bohrgut aus dem Bohrloch heraus. Dieses Verfahren eignet sich nur für (möglichst harte) Festgesteine und ist bis zu einem Bohrlochdurchmesser von 450 mm wirtschaftlich anwendbar. Bei Verwendung eines Doppelwandgestänges sind auch größere Bohrdurchmesser möglich, da die Strömungsgeschwindigkeit durch die Förderung in dessen Ringraum trotz normaler Kompressorleistung entsprechend hoch bleibt.

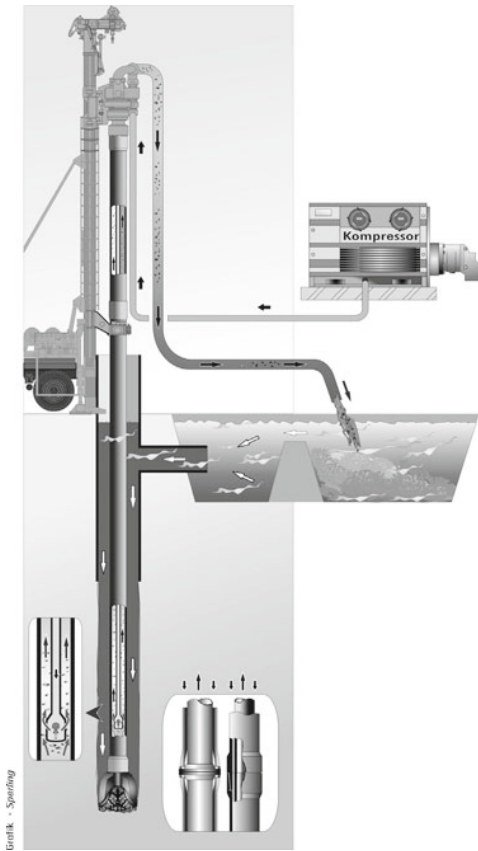
Für die geologische Bearbeitung einer Bohrung ist eine regelmäßige, sorgfältige Entnahme

von **Bohrproben** wichtig (DIN EN ISO 22475-1); die Entnahme soll bei jedem erbohrten Meter und bei Schichtwechsel erfolgen. Bei der geologischen Bearbeitung der Bohrproben ist zu bedenken, dass zwar die Bohrproben meist tiefentreu sind, jedoch beim Ziehen der Proben durch den wassererfüllten Teil des Bohrloches Entmischungsvorgänge erfolgt sein können, die zu einer Verarmung an feinkörnigem Material führen. Wichtiges Hilfsmittel zur Gesteinsbeurteilung können auch Bohrfortschrittsdiagramme sein, in denen der durch die Gesteins Härte bestimmte Bohrfortschritt in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt wird. Die gewonnenen Bohrproben werden in Kisten, durchsichtigen Beuteln, Kunststoffbechern und PVC-Linern oder in Gläsern aufbewahrt, die zur Identifikation der Proben entsprechend beschriftet sein müssen.

Die abschließende Beschreibung der Bohrergebnisse, die Aufstellung von Schichtenverzeich-

4

1



2

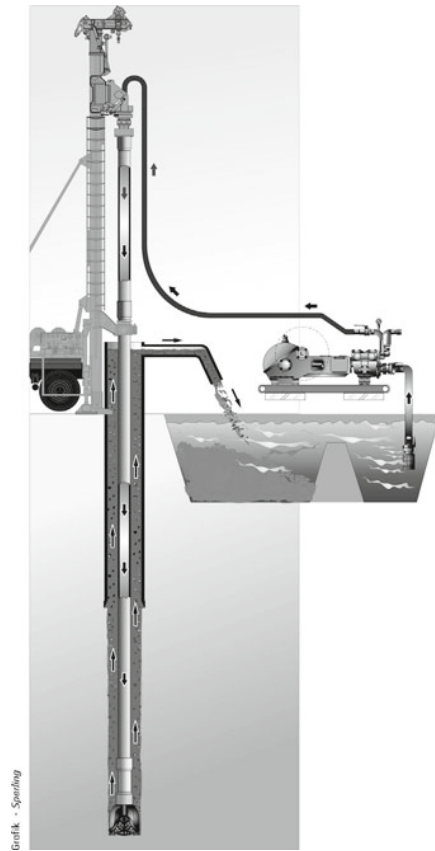


Abb. 100: Bohrverfahren; (1) Lufthebebohrverfahren, (2) Drehbohrverfahren mit direkter Spülstromrichtung; (Fa. Nordmeyer GmbH & Co. KG, Peine).

nissen und Ausbauverzeichnissen erfolgt nach DIN EN ISO 22475-1.

Während der Bohrarbeiten ist die Höhenlage des Wasserspiegels täglich vor und nach der Schicht zu messen, da sich aus der Veränderung Hinweise auf das Antreffen grundwasserleitender Schichten und deren hydraulischer Potenziale ergeben können. Bei der Auswertung ist zu berücksichtigen, dass das Bohrloch mit einem Gemisch aus Wasser und Bohrgut gefüllt ist. Eine solche Mischung kann eine höhere Dichte als das Grundwasser im angrenzenden Gestein besitzen. Die Folge davon ist, dass der Grundwasserspiegel im Bohrloch tiefer als im Grundwasserleiter steht. Nach NÖRING (1959) beträgt dieser Höhenunterschied Δh :

$$\Delta h = h_{\text{GW}} - h_{\text{Bl}} \quad \text{Gl. 159}$$

Δh = Höhenunterschied des Wassers innerhalb und außerhalb des Bohrloches (m),
 h_{GW} = Höhe des Grundwasserspiegels außerhalb des Bohrloches über Bohrlochsohle (m),
 h_{Bl} = Höhe des Wasserspiegels im Bohrloch über Bohrlochsohle (m).

Unter der Voraussetzung, dass der statische Druck des Bohrlochwassers gleich dem Druck des Grundwassers ist, gilt

$$g \cdot \rho_{\text{Bl}} \cdot h_{\text{Bl}} = g \cdot \rho_{\text{GW}} \cdot h_{\text{GW}} \quad \text{Gl. 160}$$

g = örtliche Fallbeschleunigung = 9,81 m/s²,

ρ_{Bl} = Dichte des Wassers im Bohrloch (kg/m^3),
 h_{Bl} = Höhe des Wasserspiegels im Bohrloch
 über Bohrlochsohle (m),
 ρ_{Gw} = Dichte des Grundwassers (kg/m^3),
 h_{Gw} = Höhe des Grundwasserspiegels außerhalb
 des Bohrloches über Bohrlochsohle (m).

Daraus ergibt sich

$$h_{\text{Bl}} = h_{\text{Gw}} \cdot \frac{\rho_{\text{Gw}}}{\rho_{\text{Bl}}} \quad (\text{Gl. 160})$$

und mit Gl. 159

$$\Delta h = h_{\text{Gw}} - h_{\text{Bl}} = h_{\text{Gw}} \cdot \frac{\rho_{\text{Gw}}}{\rho_{\text{Bl}}} = h_{\text{Gw}} \left(1 - \frac{\rho_{\text{Bl}}}{\rho_{\text{Gw}}} \right)$$

bzw.

$$\Delta h = h_{\text{Bl}} \cdot \frac{\rho_{\text{Bl}}}{\rho_{\text{Gw}}} - h_{\text{Bl}} = h_{\text{Bl}} \left(\frac{\rho_{\text{Bl}}}{\rho_{\text{Gw}}} - 1 \right) \quad \text{Gl. 161}$$

Δh = Höhenunterschied des Wassers inner-
 halb und außerhalb des Bohrloches (m),
 h_{Bl} = Höhe des Wasserspiegels im Bohrloch
 über Bohrlochsohle (m),
 ρ_{Bl} = Dichte des Wassers im Bohrloch (kg/m^3),
 ρ_{Gw} = Dichte des Grundwassers (kg/m^3).

Nach NÖRING (1959) ergeben sich für das Gemisch im Bohrloch Dichtewerte bis $\rho = 1,63 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Die höhere Dichte des Wasser-Bohrgut-Gemisches ist auch die Ursache für die häufig zu machende Beobachtung, dass der Wasserspiegel im Bohrloch am Abend eines Arbeitstages tiefer steht als am Morgen. Während der Bohrarbeiten wird das Gemisch mit Bohrgut angereichert und nachts setzt sich das Bohrgut ab. Sollen genauere Aufschlüsse über die Wasserspiegel im Bohrloch erzielt werden, muss das Bohrloch klar gepumpt, das Gemisch also entfernt werden.

Trockenbohrungen haben durchweg einen geringeren Bohrfortschritt als Spülbohrungen. Sie haben jedoch den Vorteil, dass während der Bohrarbeiten Veränderungen des Grundwasserstandes im Bohrloch mit fortschreitender Tiefe erfasst werden können. Bei Mineralwasserbohrungen sind so Zutritte von Mineralwässern und Kohlensäureeintritte genauer feststellbar.

4.1.6.2 Spülbohrverfahren

In der Grundwassererschließung werden vorwiegend Spülbohrverfahren eingesetzt, vor allem in Festgesteinen. Dabei wird durch einen Kraftdrehkopf oder Drehtisch mit einer vierkantigen Mitnehmer-(Kelly-) Stange das Bohrgestänge an der Erdoberfläche angetrieben. Die Meißel sind meist als Rollenmeißel ausgebildet. Der Bohrandruck erfolgt durch hydraulische Vorschubeinrichtungen, durch das Eigengewicht des Gestänges oder durch zusätzlich eingebaute Schwerstangen oberhalb des Bohrwerkzeugs. Die Bohrpülung zur Förderung des Bohrguts wird z.B. durch das Bohrgestänge oder den Ringraum zwischen Bohrgestänge und Bohrlochwand geführt. Spülhilfen sind nach DIN 4020 Wasser (zum Teil mit Spülmittelzusätzen angereichert) oder Luft (Lufthebebohrverfahren, Abb. 100-1). Sie dienen der Kühlung der Bohrwerkzeuge und der Beseitigung des Abriebes von der Schnittfläche. Die Spülverfahren lassen sich nach Richtung des Spülstromes wie folgt untergliedern:

- **Direkte Spülbohrverfahren** (direkte Spülstromrichtung, Druckspülung oder Rechts-spülung (Abb. 100-2)), wobei die Spülhilfe mit Überdruck durch das Gestänge zur Bohrlochsohle eingepresst wird, sich dort mit Bohrgut belädt und im Ringraum zwischen Bohrgestänge und Bohrlochwand wieder aufsteigt. Dieses Spülverfahren wird auch bei Kernbohrungen angewandt, durch die mittels Einfach- oder Doppelkernrohre feste Gesteinskerne aus dem Gebirge gewonnen werden.
- **Indirekte Spülbohrverfahren** (indirekte Spülstromrichtung, Saugspülung oder Linksspülung (DVGW, 2001e)), wobei das Bohrloch mit Wasser bzw. Spülung gefüllt wird, das in den Ringraum zwischen Bohrlochwand und Gestänge einfließende Wasser sich an der Sohle mit Bohrgut belädt und mit hoher Geschwindigkeit durch das Gestänge hochgesaugt wird. Dieses Verfahren setzt voraus, dass der Bohrlochwasserspiegel oberflächennah gehalten werden kann.

Bei Spülbohrungen ist hinsichtlich der Teufentreue und der Probebeschaffenheit zu berücksichtigen, dass für den Spülmittelanstieg einige Zeit vergeht. RICHTER & LILICH (1975) geben an,

Tab. 71: Übersicht der Bohrverfahren für die Erkundung, Gewinnung und Beobachtung von Grundwasser (DVGW, 2001e).

Drehbohrverfahren		Schlagbohrverfahren	
Verfahrenstyp – Lösen des Bohrgutes – Bohrgutförderung	drehend kontinuierlicher Bohrgutaustag mit indirekter Spülstromrichtung („Linkspülung“)	drehend oder schlagend diskontinuierlicher Bohrgutaustag	schlagend, z.T. drehschlagend kontinuierlicher Bohrgutaustag mit direkter Spülstromrichtung („Rechtsspülung“)
Bohrverfahren	Druckspülbohren	Saugbohren	Luftthebebohren
Haupteinsatzgebiete	Wassererschließung Wassergewinnung Solebohrungen Thermalsolebohrungen Mineralwasserbohrungen	Wassergewinnung Wassergewinnung Großlochbohrungen	Wassererschließung Wassergewinnung Mineralwasserbohrung Solebohrung Thermalwasserbohrung
Spülungsmedium	Flüssigkeitsspülung	Flüssigkeitsspülung	Luftspülung
Spülfördermittel	Kolben-, Kreiselpumpe	Flüssigkeitsspülung Kreiselpumpe	Verdichter
Bohrwerkzeuge	Rollenmeißel Hartmetallkronen Diamantkronen Flügelmeißel	Ein- und Mehrstufenmeißel mit Schneidmessern für Lockergestein Flügelmeißel für Lockergestein Rollenmeißel für Festgestein	Schappe Ventilbüchse Kiespumpe Schnecke Krätzer Greifer Meißel Hohlbohrschnecke
Sicherung der Bohrlochwand	Standrohre Sperrrohre sofern erf. Spülung	Standrohre Sperrrohre sofern erf. Spülung	Standrohre Sperrrohre Wasserüberdruck Standrohre Sperrrohre sofern erf.

Tabelle 71: (Fortsetzung)

Drehbohrverfahren		Schlagbohrverfahren	
Bohrstrang	Bohrgestänge mit Schraubverbindern	Bohrgestänge mit Flanschverbindern oder Schraubverbindern mit eingehängter oder integrierter Luftleitung oder Doppelwandgestänge	Bohrgestänge mit Flanschverbindern, Stahlseil mit oder ohne Schwerstange
Bohrstrangantrieb und Antrieb für Hilfsfahrzeuge	Drehtisch, Kraftdrehkopf	Drehtisch, Kraftdrehkopf	Seilwinde mit Freifalleinrichtung, Schlammtrommel, hydraulischer Verrohrungsdrehtisch mit Kraftdrehkopf
Brunnenausbau	Sperrrohre, Aufsatzrohre, Filterrohre	Sperrrohre, Mantelrohre, Aufsatzrohre, Filterrohre	Sperrrohre, Mantelrohre, Aufsatzrohre, Filterrohre, Sperrrohre, Aufsatzrohre, Filterrohre

dass bei einem Meißeldurchmesser von $d = 115\text{ mm}$, einem Spüldruck von $p = 20\text{ bar}$ und einer Pumpenfördermenge von $\dot{V} \approx 450\text{ l/min}$ die Steiggeschwindigkeit einer Klarwasserspülung $v = 50\text{ m/min}$ und die des Bohrgutes $v \approx 30\text{ m/min}$ beträgt. Saugbohrungen erbringen meist geologisch besser bestimmbare Bohrproben, häufig sogar ganze Gesteinsbrocken, und sind teufentreuer. Bei Saugbohrungen besteht jedoch die Gefahr, dass der Bohrlochwasserspiegel nicht oberflächennah gehalten werden kann, sondern z.B. bei Antreffen von Klüften plötzlich abfällt. In diesem Fall können der Spülhilfe zur Andickung (Erhöhung von Viskosität und Dichte) Spülungszusätze zugesetzt werden (DVGW, 1998b). Die Spülhilfen in Kombination mit den Spülungszusätzen sollen

- die Bohrlochwände standfest und kalibergerecht halten,
- das Bohrgut austragen,
- das Absinken des Bohrguts in der Bohrspülung verzögern,
- die Bohrwerkzeuge kühlen und schmieren,
- den Grundwasserleiter durch Abdichten der Bohrlochwände schützen,
- das Grundwasser nicht unmittelbar gefährden.

Als Spülungszusätze werden verwendet: Bentonit, CMC (Carboxy-Methyl-Cellulose, das jedoch als guter Bakteriennährboden desinfiziert werden muss), synthetische Polymere, Beschwerungsmittel (Kreidemehl, Schwerspat) und in salzhaltigem Gebirge Salze zur Minderung der lösenden Wirkung. Mit der „Behandlung, Verwertung und Entsorgung von Bohrspülungen aus Tiefbohrungen“ befasst sich die Hinweisschrift ATV-354 (ATV-DVWK).

Die Spülungszusätze müssen sorgfältig dosiert werden, um ein Dichtsetzen von Klüften zu vermeiden. Sind auch nach Zugabe von Spülungszusätzen die Spüungsverluste so groß, dass keine Bohrproben zur Oberfläche aufsteigen, müssen für die geologische Beurteilung der Schichtenfolge Kernproben gezogen werden.

4

Der Vorteil von Drehbohrverfahren ist der verhältnismäßig hohe, wenn auch von der Gesteinhärte abhängende Bohrfortschritt. Bei harten Gesteinen kann zudem das **Drehschlagbohren**, eine Kombination aus Drehbohren und Schlagbohren, angewandt werden. Durch das schnellere Bohren (kürzere Bohrzeit) werden die Kosten gesenkt. Von Nachteil ist, dass die Grundwasserstände im Bohrloch nicht kontinuierlich beobachtet werden können. Hinweise ergeben sich jedoch aus Messungen der Spülungsverluste; je größer diese sind, mit desto höherer Gebirgsdurchlässigkeit ist zu rechnen. Die Spülungsverluste sind deshalb in aller Regel sorgfältig zu beobachten und zu messen.

4.1.6.3 Schräg-, Horizontalbohrverfahren

Schrägb Bohrungen sind in der Wasserversorgung selten, Horizontalbohrungen werden beim Bau von Horizontalfilterbrunnen ausgeführt. Verschiedene Verfahren (RANNEY-, FEHLMANN-, PREUSSAG- und WHG-Verfahren) werden angewandt (HÜPER, 1997). Beim RANNEY-Verfahren wird durch die Vorpresseinrichtung im Schacht das Filterrohr direkt in das wasserführende Gebirge vorgetrieben, während beim FEHLMANN-Verfahren zunächst eine spezielle Bohrrohrtour bis zur Endlänge vorgepresst wird. Anschließend werden die Filterrohre eingebaut und die Bohrrohre wieder gezogen. Beim PREUSSAG-Kiesmantelverfahren wird der Ringraum zwischen Bohrrohr und Filterrohr zusätzlich mit einem an den Grundwasserleiter angepassten Kies verfüllt (HAHN, 1965). Da das Vorpresse der Bohrrohre nur im hindernisfreien Lockergebirge möglich ist, wurde das WHD-Bohrverfahren (water hydraulic drilling) entwickelt. Bei diesem Verfahren werden ein mit Wasser angetriebener und sich in der Bohrrohrtour unabhängig verankerender Bohrmolch eingesetzt. An der Spitze des Bohrmolches werden verschiedene Bohrmeißel angebaut, die einem Überschnitt erzeugen und mit hohem Drehmoment Bohrhindernisse und Festgestein durchbohren können (HUBER & SCHÄTZ, 2009).

Horizontalbrunnen eignen sich zur Entnahme großer Grundwassermengen aus Lockergesteinen

bei geringer Mächtigkeit des Grundwasserleiters und werden bei der Uferfiltratgewinnung bevorzugt. Außerdem werden sie häufig bei Baumaßnahmen eingesetzt (z.B. Grundwasserüberleitungen/Grundwasserdüker, -absenkungen, -drainagen, Abschn. 4.3.4.3).

4.1.6.4 Bohrlochsprengungen (Torpedieren)

Wenn Pumpversuche in einem Festgesteinsbohrloch eine zu geringe Ergiebigkeit erbracht haben, das Bohrloch aufgegeben und verfüllt werden soll, kann versucht werden, durch Sprengungen zusätzlich Risse im Gestein zu erzeugen. Für Tiefen bis 30 m können gelatinöse Gesteinsprengstoffe verwendet werden, bei größeren Tiefen müssen geeignete seismische Sprengstoffe eingesetzt werden. Die anzuwendende Menge kann berechnet werden (BIERMANN, 1966). Diese Berechnung und auch die Sprengarbeiten sind einem ausgebildeten und behördlich zugelassenen Sprengberechtigten anzuvertrauen. Auskünfte erteilt die zuständige Ordnungsbehörde/Bergbehörde. Durch Umfrage ermittelte MICHEL (1974), dass die so genannte Torpedierung von Bohrungen nicht sehr erfolgversprechend ist. Von 51 Torpedierungen verliefen nur 6 (d.h. 12 %) positiv. Unter ausgesprochen günstigen Lageungsverhältnissen bestehen bei Bohrungen in Sandsteinen mit kieseligem Bindemittel, zum Teil auch Grauwacken und Quarziten geringe Erfolgchancen. In Kalk- und Dolomitsteinen haben sich nachweislich keine Erfolge ergeben.

4.2 Geohydraulische Untersuchungen

Generell lassen sich geohydraulische Parameter in Locker- und Festgesteinen sowohl im Labor als auch im Gelände nach verschiedenen Verfahren bestimmen. Die Verfahren unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Genauigkeit, aber auch bezüglich des Zeit- und Kostenaufwandes sehr erheblich. Es gilt daher, den Genauigkeitsanspruch und den zugehörigen Kostenaufwand in Einklang zu

bringen. Ausführliche Hinweise sind den Normblättern DIN EN ISO 22282 zu entnehmen.

4.2.1 Grundlagen der geohydraulischen Untersuchungen

Die Strömung des Grundwassers in Gesteinen wird von deren Durchlässigkeit (geohydraulische Leitfähigkeit), der Beschaffenheit ihres effektiven, durchflusswirksamen Hohlraumanteils (Porenanteil, Kluftanteil) und dem hydraulischen Gradienten (Grundwassergefälle) bestimmt. Alle geohydraulischen Berechnungen gehen vom DARCY-Gesetz (Gl. 14) aus, das durch folgende Gleichungen beschrieben wird (Abschn. 3.3.1.1):

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} \quad \text{bzw.} \quad (\text{Gl. 14})$$

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot i \quad \text{bzw.}$$

$$\frac{\dot{V}}{A} = k_f \cdot \frac{h}{l}$$

- $\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),
- k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
- A = durchflossene Fläche (m^2),
- h = Druckhöhenunterschied (m),
- l = Fließlänge (m),
- i = hydraulischer Gradient (h/l) (1),
- v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s).

Da der Quotient $\dot{V}/A$ nach Gl. 19 die Filtergeschwindigkeit v_f ist, lautet die Ausgangsgleichung für alle Pumpversuche in Lockergesteinen:

$$v_f = \frac{\dot{V}}{A} = k_f \cdot i \quad (\text{Gl. 19})$$

Die Gleichungen des DARCY-Gesetzes zeigen, dass dem gesteinspezifischen Durchlässigkeitsbeiwert k_f eine entscheidende Bedeutung zukommt. Dieser ist abhängig von der Wassertemperatur und beträgt z.B. bei 10 °C das 0,77-fache, bei 30 °C das 1,55-fache des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f bei 20 °C. In der Regel braucht man jedoch unter den klimatischen Verhältnissen in Deutsch-

land darauf keine Rücksicht zu nehmen, da die Temperatur des Grundwassers einheitlich um 10 °C liegt.

Wesentlich entscheidender sind dagegen die Strömungsverhältnisse. Grundsätzlich ist dabei zwischen stationären und instationären Strömungsverhältnissen zu unterscheiden. Bei **stationären Strömungsverhältnissen** wird der Pumpversuch solange gefahren, bis sich bei konstanter Wasserförderung aus dem Brunnen über längere Zeit ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Grundwasserzustrom und -entnahme, also ein stationärer Strömungszustand („**Beharrungszustand**“ des Brunnenwasserspiegels) eingestellt hat. Streng genommen ist dieser Zustand in der Praxis kaum zu verwirklichen. Bei ständigen natürlichen Schwankungen des Grundwasserspiegels, zeitunterschiedlichem Grundwasserzu- und -abstrom und wechselnder Grundwasserneubildung sind nämlich die Strömungsverhältnisse ständig zeitlichen Änderungen unterworfen. Praktisch wird also immer nur ein „quasistationärer“ Zustand erreicht. Deshalb werden häufig kurzfristige Pumpversuche ausgeführt, bei denen die Strömungsverhältnisse nicht stationär sind, sich also noch kein dynamisches Gleichgewicht eingestellt hat und es sich also um **instationäre Strömungsverhältnisse** handelt. Für stationäre und instationäre Strömungsverhältnisse sind naturgemäß verschiedene Berechnungsverfahren erforderlich.

Die verschiedenen Verfahren und ihre Auswertung werden im Abschn. 4.2.2.2 ausführlich dargestellt.

4.2.2 Laborversuche

Im Vergleich zu den Geländemethoden sind Labormethoden hinsichtlich des Zeit- und Kostenaufwandes erheblich günstiger. Allerdings ist die Aussagekraft der Ergebnisse bedingt durch Inhomogenitäten im Gestein eingeschränkt.

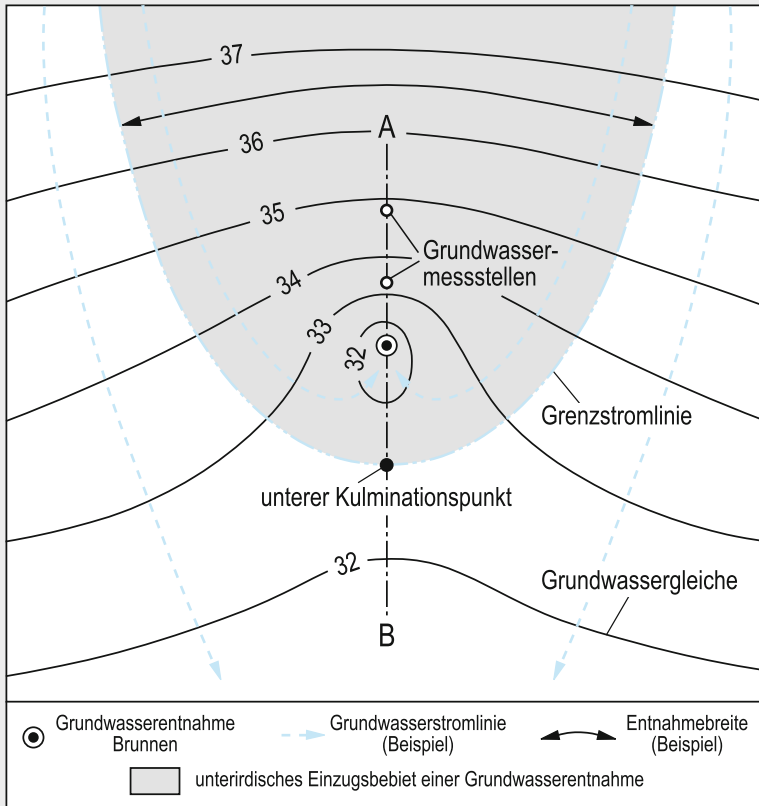
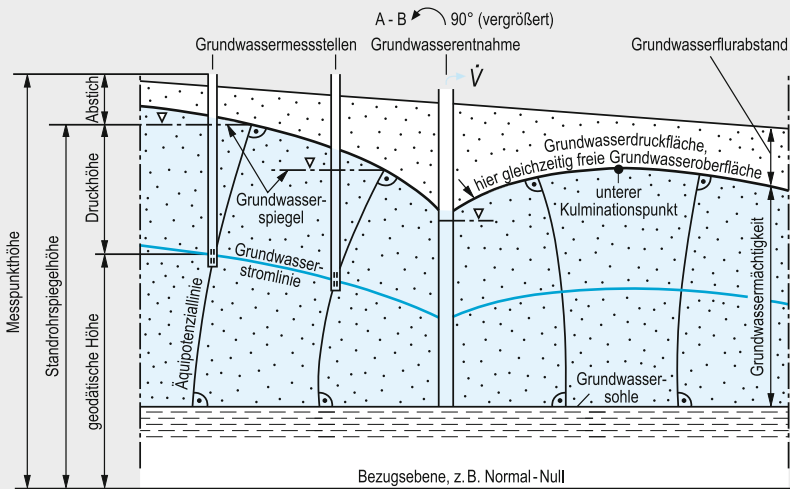


Abb. 101: Einzugsgebiet einer Grundwasserentnahme bei freiem Grundwasser im (1) Längsschnitt und in der (2) Kartendarstellung (verändert nach DIN 4049-3, Ausgabe 1994).

4.2.2.1 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Korngrößenverteilung

Naturgemäß ist der Feinkornanteil eines Lockergesteins entscheidend für die hydraulische Leitfähigkeit. Für die Bestimmung der Korngrößenverteilung ist eine repräsentative Probe notwendig. Die benötigte Probenmenge hängt von der Korngröße ab. So sind für die Untersuchung von Sand 200 bis 500 g, für Kies jedoch 2 bis 20 kg Probenmaterial notwendig. Bei der Beurteilung von Proben aus Spülbohrungen sind mögliche Ausschlammungen während des Bohrvorganges zu berücksichtigen, die zu einer Verfälschung der Kornzusammensetzung führen.

4.2.2.1.1 Bestimmung nach HAZEN

Von der o.g. Überlegung ausgehend, führte HAZEN (1892) Untersuchungen der Durchlässigkeit und der Korngrößenverteilung durch und kam zu folgender empirischer Zahlenwertgleichung:

$$\{k_f\} = \{x\} \cdot \{d_{K10}\}^2 \quad \text{wobei} \quad \{x\} = \frac{0,7 + 0,03 \cdot \{\vartheta\}}{86,4} \quad \text{Gl. 162}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 x = empirischer Beiwert (1),
 d_{K10} = Korngröße im Schnittpunkt der 10 %-Linie mit der Summenkurve (mm),
 ϑ = Wassertemperatur (°C).

Bei einer Wassertemperatur von $\vartheta = 10^\circ\text{C}$, wie sie in Deutschland größenordnungsmäßig vorliegt, ergibt sich der empirische Beiwert $x = 0,0116$, so dass sich der Durchlässigkeitsbeiwert wie folgt errechnet:

$$\{k_f\} = 0,0116 \cdot \{d_{K10}\}^2 \quad (\text{Gl. 162})$$

Die Größe d_{K10} wird als **wirksame Korngröße** bezeichnet, d.h., dass der Korngrößenanteil bis 10 % des Gesamtgemenges ein wesentlicher Faktor für die hydraulische Leitfähigkeit eines (Locker-) Gesteins ist. Die HAZEN-Gleichung gilt allerdings nur, wenn die **Ungleichförmigkeits-**

zahl $U < 5$ ist. Diese ist ein Maß für die Steilheit der Körnungslinie nach DIN 18 123 im Bereich d_{K10} bis d_{K60} (DIN 18 196):

$$U = \frac{d_{K60}}{d_{K10}} \quad \text{Gl. 163}$$

U = Ungleichförmigkeitszahl (1),
 d_{K60} = Korngröße im Schnittpunkt der 60 %-Ordinate mit der Summenkurve (mm),
 d_{K10} = Korngröße im Schnittpunkt der 10 %-Ordinate mit der Summenkurve (mm).

Ist $U > 5$, muss das gröbere Material solange aus der Probe sortiert werden, bis die Bedingung $U < 5$ erfüllt ist.

Die HAZEN-Gleichung wird in der Hydrogeologie häufig angewandt. Wenn der Grundwasserleiter nicht zu inhomogen ist, ergeben sich vielfach recht gute Übereinstimmungen mit Pumpversuchsergebnissen. TSCHAPEK (2000) macht allerdings darauf aufmerksam, dass ein Siebdurchgangswert (z.B. d_{K20}) zu einer flachen oder steilen Siebkurve gehören kann und die Berücksichtigung der Ungleichförmigkeitszahl U zur Korrektur nicht immer ausreicht. Er plädiert deshalb dafür, dass jeweils $2 \pm$ parallele Messpunkte auf der Siebkurve, d.h. je einer oberhalb und unterhalb von d_{K50} zur Berechnung herangezogen werden und aus mehreren Messpunktpaaren ein Mittel errechnet wird.

Beispiel 1 (Abb. 5, Probe 1):

Für die Korngrößen $d_{K60} = 0,27$ mm sowie $d_{K10} = 0,12$ mm und der sich daraus ergebenden Ungleichförmigkeitszahl $U = (0,27/0,12) = 2,3$ errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert wie folgt:

$$k_f = 0,0116 \cdot 0,12^2 \text{ m/s} = 1,7 \cdot 10^{-4} \text{ m/s} \quad (\text{Gl. 162})$$

Beispiel 2 (Abb. 5, Probe2):

Für die Korngrößen $d_{K60} = 2,18$ mm sowie $d_{K10} = 0,64$ mm und der sich daraus ergebenden Ungleichförmigkeitszahl $U = (2,18/0,64) = 3,4$ errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert wie folgt:

$$k_f = 0,0116 \cdot 0,64^2 \text{ m/s} = 4,8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad (\text{Gl. 162})$$

4 Beispiel 3 (Abb. 5, Probe 3):

Für die Korngrößen $d_{K60} = 2,52 \text{ mm}$ sowie $d_{K10} = 0,31 \text{ mm}$ und der sich daraus ergebenden Ungleichförmigkeitszahl $U = (2,52/0,31) = 8,1$ ist eine Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwerts nicht zulässig, da $U > 5$ ist. Hier ist die Bestimmung nach NAHRGANG möglich.

4.2.2.1.2 Bestimmung nach NAHRGANG

Für den Fall, dass $U > 5$ ist, empfiehlt NAHRGANG⁹ eine graphische Ableitung des d_{K10} -Wertes aus der Summenkurve. Dieses unveröffentlichte Verfahren ist unabhängig von der Ungleichförmigkeitszahl und somit also auch für schlecht sortiertes Material anwendbar. Dazu wird die Summenkurve auf doppeltlogarithmischem Papier aufge-

tragen (Abb. 102). Auf einem zweiten, transparenten Deckblatt wird im gleichen Maßstab wie dem der Summenkurve ein Rechteck gezeichnet, dessen Breite von $d = 1 \text{ mm}$ bis $d = 5 \text{ mm}$ entsprechend der Korngrößeneinteilung auf der Abszisse reicht, und dessen Höhe dem Abstand von der 10 %- bis zur 60 %-Linie auf der Ordinate entspricht. Dieses Rechteck erfüllt die Bedingungen von $U \leq 5$; alle innerhalb gelegenen Werte des Verhältnisses $U < 5$. Dann wird das Rechteck auf der Summenkurve der zu untersuchenden Probe so verschoben, bis die rechte obere und die linke untere Ecke des Rechtecks mit einem Abschnitt der Summenkurve deckungsgleich sind. Die linke Rechteckseite, verlängert bis zur Abszisse, gibt dann den d_{K10} -Wert an, der in die HAZEN-Gleichung einzusetzen ist.

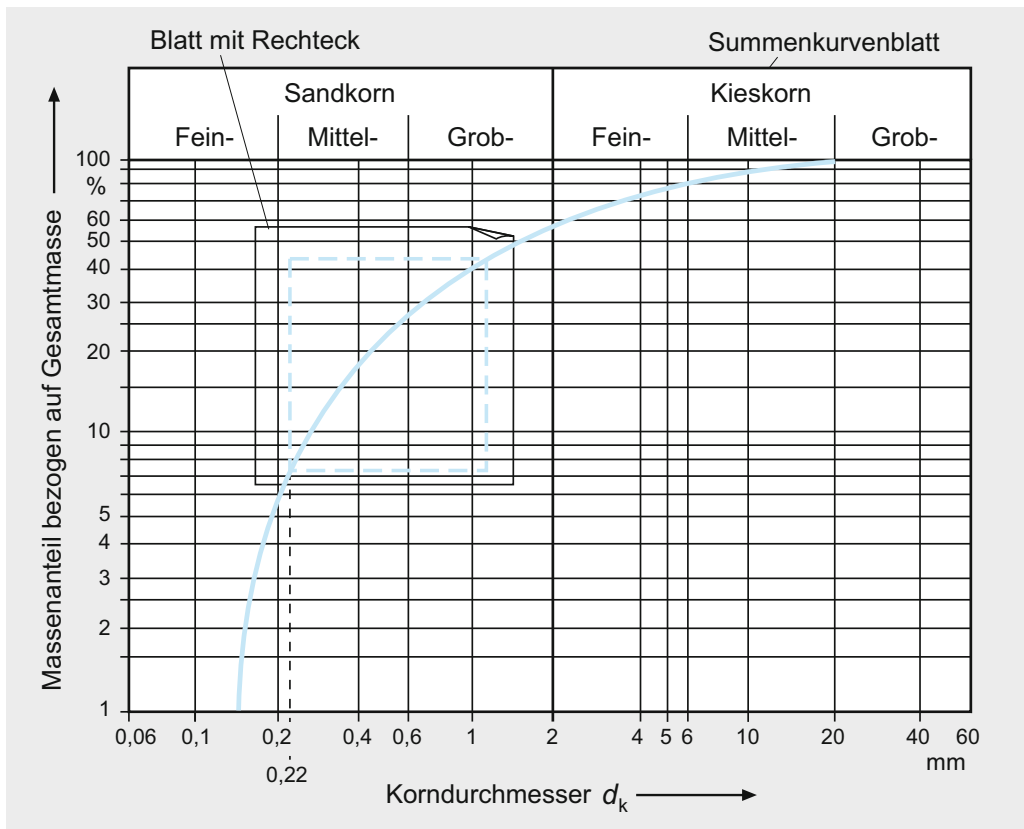


Abb. 102: Bestimmung der wirksamen Korngröße d_{K10} aus der Summenkurve einer Korngrößenanalyse nach NAHRGANG (Probe 3 aus Abb.5).

Beispiel:

Die graphische Bestimmung ergab einen Wert von $d_{k10} = 0,22 \text{ mm}$ (Abb. 102). Unter Zugrundelegung der HAZEN-Gleichung errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert wie folgt:

$k_f = 0,0116 \cdot 0,22^2 \text{ m/s} = 5,6 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ (Gl. 162)

4.2.2.1.3 Bestimmung nach SEELHEIM

Auf Laborversuche von SEELHEIM (1880) geht folgende, häufig zitierte Zahlenwertgleichung zurück:

$$\{k_f\} = 0,00357 \cdot \{d_{K50}\}^2$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 d_{K50} = Korngröße im Schnittpunkt mit der 50 %-Ordinate der Summenkurve (mm).

Gl. 164

Nach allgemeiner Erfahrung kann diese Gleichung jedoch ebenfalls nur angewandt werden, wenn die Ungleichförmigkeitszahl $U < 5$ bleibt.

4.2.2.1.4 Bestimmung nach BEYER

BEYER (1964) wandelte die HAZEN-Gleichung wie folgt ab:

$\{k_f\} = \{x\} \cdot \{d_{K10}\}^2$ (Gl. 162)

indem er den empirischen Beiwert x je nach Ungleichförmigkeitszahl U variierte (Tab. 72).

4.2.2.1.5 Bestimmung nach BIALAS et al.

BIALAS et al. (1970) formulierten folgende Zahlenwertgleichung:

$$\{k_f\} = 0,00357 \cdot \{d_{K20}\}^{2,3}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 d_{K20} = Korngröße im Schnittpunkt mit der 20 %-Ordinate der Summenkurve (mm).

Gl. 165

KANZ (1977) weist auf den Nachteil dieser Berechnungsmethoden hin, da sie unterschiedliche Verdichtungs- und Einregelungsverhältnisse der

Tab. 72: Empirischer Beiwert x in Abhängigkeit von der Ungleichförmigkeitszahl U nach BEYER (1964) (für eine Wassertemperatur $\vartheta = 10 \text{ }^\circ\text{C}$).

Ungleichförmigkeitszahl U	empirischer Beiwert x
1	1
1,0 ... 1,9	$110 \cdot 10^{-4}$
2,0 ... 2,9	$100 \cdot 10^{-4}$
3,0 ... 4,9	$90 \cdot 10^{-4}$
5,0 ... 9,9	$80 \cdot 10^{-4}$
10,0 ... 19,9	$70 \cdot 10^{-4}$
> 20	$60 \cdot 10^{-4}$

Korngemenge nicht berücksichtigen. In einer vergleichenden Methoden-Untersuchung in Sandgruben der Geest in Schleswig-Holstein stellten PEKDEGER & SCHULZ (1975) fest, dass die Methode nach BEYER bei relativ geringem Arbeitsaufwand die kleinsten Ergebnis-Streubreiten und die größte Annäherung an den Mittelwert erbrachte. Eine interessante Methode zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwertes aufgrund der petrografischen Bohrgutansprache beschreibt FUCHS (2010). Bei dem Verfahren werden die Schichtenbeschreibungen benutzt, um daraus eine synthetische Kornsummenkurve abzuleiten, aufgrund derer der Durchlässigkeitsbeiwert abgeschätzt wird. Hierzu gibt es die Windows-basierte Software GCI-PetroK_p.

4.2.2.1.6 Bestimmung nach NISHIDA

Aufgrund von Untersuchungen an Tonböden in Japan entwickelte NISHIDA (1961) ein einfaches Verfahren zur Abschätzung der Durchlässigkeit.

4

4.2.2.2 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Durchströmungsversuchen

4.2.2.2.1 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Laborversuchen mit veränderlicher Druckhöhe

Für die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes durch direkte Messung im Labor gibt es eine Reihe von Versuchsanordnungen, angepasst an die Durchlässigkeit (DIN 18130-1, BENNER et al., 1983). In Abb. 103 werden Versuchsanordnungen mit veränderlicher (instationärer) und konstanter (stationärer) Druckhöhe vorgestellt.

Über eine Wassersäule in einem Messrohr wird ein Druck erzeugt, der das Wasser durch die Bodenprobe drückt. Im Versuchsverlauf verringert sich die Wassersäule und damit die Druckhöhe. Bei diesen Verfahren mit veränderlicher Druckhöhe kann das Wasser in zwei Richtungen die Bodenprobe durchströmen:

- von oben nach unten (Abb. 103-1),
- von unten nach oben (Abb. 103-2).

Die Durchströmung von unten hat den Vorteil, dass die bei der Durchströmung störende Bodenluft ausgetrieben wird. Die Bodenprobe ist gegen das eintretende Wasser mit einer Filterplatte (Schutzfilter) zur gleichmäßigen Verteilung des durchströmenden Wassers versehen.

Diese Anordnungen eignen sich besonders zur Messung von Proben geringer Durchlässigkeit. Zu Beginn des Versuchs beträgt die Druckhöhe h_1 , nach Ablauf einer zu messenden Zeit Δt ist die Druckhöhe h_2 . Da die Versuchsmenge in die Berechnung eingeht, muss auch die Querschnittsfläche A_{Ro} des Messrohres berücksichtigt werden, die jedoch nicht identisch ist mit der Querschnittsfläche der Bodenprobe A_{Pr} . Für instationäre Strömungsverhältnisse gilt:

$$k_f = \frac{A_{Ro}}{A_{Pr}} \cdot \frac{l_{Pr}}{\Delta t} \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad \text{Gl. 166}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

A_{Ro} = Querschnittsfläche des Messrohres (m^2),
 A_{Pr} = Querschnittsfläche der Bodenprobe (m^2),
 l_{Pr} = Länge der Bodenprobe (m),
 Δt = Zeitspanne (s),
 h_1, h_2 = Druckhöhen vor und nach der Versuchsdurchführung (m).

4.2.2.2.2 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Lockergesteinen mittels Laborversuchen mit konstanter Druckhöhe

Aus einem Gefäß mit Überlauf zur Erzeugung eines konstanten Drucks und eines konstanten Volumenstroms strömt das Wasser durch die Probe mit folgenden Durchströmungsrichtungen:

- von oben nach unten (Abb. 103-3),
- von unten nach oben (Abb. 103-4).

Nach oben strömt das Wasser über einen zweiten Überlauf in ein Gefäß ab. Mit diesem wird das Wasservolumen V bestimmt, das durch die Bodenprobe mit der Querschnittsfläche A_{Pr} in der Zeitspanne t strömt. Das Gefälle i ($= h/l$) ergibt sich aus der Höhendifferenz h zwischen den beiden Überläufen sowie der Länge l_{Pr} der Bodenprobe. Dann ist nach Umformung des DARCY-Gesetzes (Gl. 14):

$$k_f = \frac{\dot{V}}{A_{Pr}} \cdot \frac{l_{Pr}}{h} \quad \text{wobei } \dot{V} = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad \text{Gl. 167}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 $\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),
 A_{Pr} = Querschnittsfläche der Bodenprobe (m^2),
 l_{Pr} = Länge der Bodenprobe (m),
 h = Druckhöhendifferenz zwischen Ablauf und Oberkante Bodenprobe (m),
 ΔV = in der Zeitspanne Δt durchflossenes Wasservolumen (m^3),
 Δt = Zeitspanne (s).

4.2.2.3 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Festgesteinen mittels Durchströmungsversuchen

Die Untersuchung der Durchlässigkeit von Festgesteinen erfolgt in einer Triaxialzelle, in der der Bohrkern unter natürlicher Auflast durchströmt

wird. Der Bohrkern wird von einer Gummimanschette umgeben, die diesen durch einen aufgetragenen Flüssigkeitsdruck dicht ummantelt. Dadurch wird verhindert, dass das Wasser, welches den Bohrkern bei der Messung durchströmt, diesen randlich umströmen kann. Die Versuche sind ebenfalls wie bei den Lockergesteinen mit konstanter und veränderlicher Druckhöhe durchzuführen.

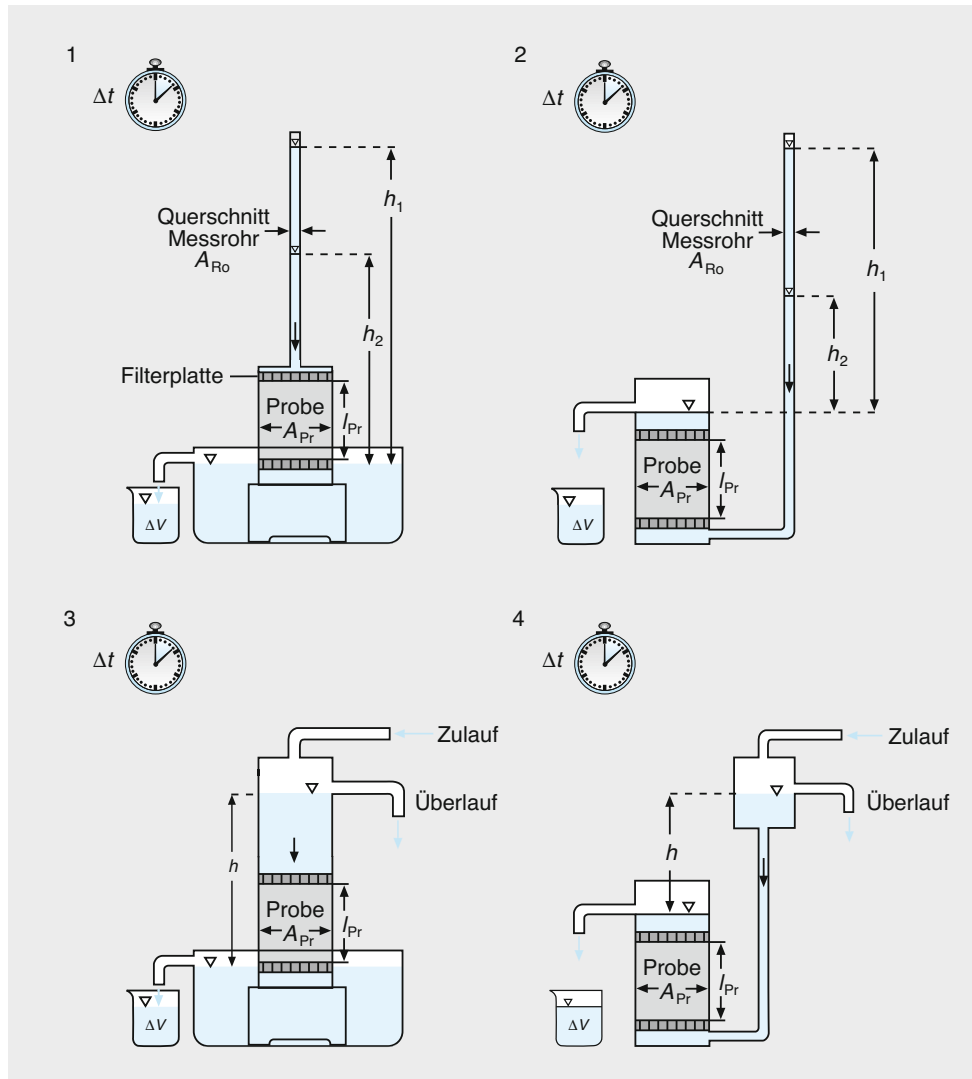


Abb. 103: Versuchsanordnungen zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f mit veränderlicher Druckhöhe (1 und 2) und konstanter Druckhöhe (3 und 4) (Durchströmung von oben nach unten (1 und 3) und von unten nach oben (2 und 4)) (verändert und erweitert nach Todd, 2005).

4

4.2.2.4 Generelle Anmerkungen zu den Versuchsergebnissen im Labor

Die Ergebnisse der **Durchlässigkeitsbeiwerts-Bestimmungen** im Labor sind kritisch zu betrachten, da häufig für einen Grundwasserleiter nur eine Probe untersucht wird. In aller Regel empfiehlt es sich zur Beurteilung der Durchlässigkeitsverhältnisse eines Grundwasserleiters mehrere Proben zu entnehmen und diese im Labor zu untersuchen. Diese Vorgehensweise trägt der Inhomogenität der Gesteine Rechnung, denn der Porenanteil bzw. Kluftanteil ist nie gleichmäßig über die Gesamtmächtigkeit ausgebildet, sondern zeigt sogar häufig erhebliche Unterschiede.

4.2.3 Geländeversuche

Aus wasserwirtschaftlicher Sicht sind für großräumige Durchlässigkeitsbeiwerts-Bestimmungen (Gebirgsdurchlässigkeit) immer den Geländeversuchen (z.B. durch Pumpversuche) der Vorzug zu geben, da bei diesen ein Mittel über die Durchlässigkeiten (Transmissivitäten) des untersuchten Grundwasserleiters gewonnen wird, der den tatsächlichen Verhältnissen wesentlich näher kommt. Die Vielzahl an möglichen und auch in der Literatur beschriebenen Verfahren ist besonders für den Anfänger verwirrend. Leider fehlen Vergleichsmessungen mit verschiedenen Methoden an denselben Standorten, so dass eine Wertung der Ergebnisse aus den verschiedenen Verfahren nicht möglich ist. Außerdem fehlen detaillierte Angaben zur Durchführung, wie sie z.B. in den Technischen Güte- und Lieferbedingungen (TGL) beschrieben werden. COLDEWEY et al. (2002) geben Empfehlungen zur Standardisierung.

4.2.3.1 Pumpversuche

Die Bestimmung der geohydraulischen Parameter erfolgt überwiegend durch **Pumpversuche**, die quasi großräumige „Versuchsanlagen“ zur Messung geohydraulischer Werte darstellen. Diese Versuche werden in Brunnen ausgeführt, die in den zu untersuchenden Grundwasserleitern niedergebracht wurden.

4.2.3.1.1 Grundlagen für Pumpversuche

Strömungsmechanisch von Bedeutung ist dabei, wie tief der Brunnen bzw. dessen Brunnenfilter in den Grundwasserleiter eintaucht. Es wird unterschieden zwischen **vollkommenen** und **unvollkommenen Brunnen**: Vollkommen sind solche, die den gesamten Grundwasserleiter erschließen (Abb. 104-2 und Abb. 104-4), unvollkommen solche, die nur einen Teil erfassen (Abb. 104-1 und Abb. 104-3), also nicht bis zur Grundwassersohle hinabreichen. Durch die Modellierung der geohydraulischen Situation lässt sich der Verlauf der Grundwasserstromlinien und der Äquipotenziallinien an den unterschiedlich ausgebauten Brunnen erkennen. Der unterschiedliche Ausbau der Brunnen wird auch bei den verschiedenen Berechnungsverfahren berücksichtigt. Hinsichtlich ihrer Leistung gibt es zwischen vollkommenen und unvollkommenen Brunnen geringe Unterschiede. Diese können jedoch in der Praxis vernachlässigt werden, da die Fehler, die sich allein aus der naturgegebenen hydraulischen Anisotropie der Grundwasserleiter ergeben, in der Regel größer sind.

Vor der Durchführung von Pumpversuchen müssen in der Umgebung der Entnahmestelle (z.B. Brunnen) Grundwassermessstellen – vielfach durch gesonderte Bohrungen – eingerichtet werden, an denen sich die Veränderungen der Grundwasserspiegelhöhen in der Umgebung messen lassen. Die Anordnung dieser Messstellen erfolgt nach hydrogeologischen Gesichtspunkten, entweder auf senkrecht sich kreuzenden Reihen, oder – bei guter Kenntnisse der geologischen Verhältnisse des Untergrundes – besser flächenhaft. Durch die Messstellen sollen die durch unterschiedliche Durchlässigkeitsverhältnisse bedingten Asymmetrien des Absenkungstrichters und damit die richtungsverschiedenen Durchlässigkeitsbeiwerte erfasst werden.

Bei jeglicher Wasserentnahme, also auch bei Pumpversuchen, sind die gültigen wasserrechtlichen Vorschriften zu beachten.

Bei **stationärem Strömungszustand** wird der Pumpversuch in 3 verschiedenen Absenkungsstufen (Leistungsstufen) durchgeführt. Die Entnahmeraten sollten so gesteigert werden, dass diese in der 1. Stufe ein Drittel, in der 2. Stufe zwei Drittel und in der 3. Stufe der maximalen Entnahmerate entsprechen. Der Beharrungszustand

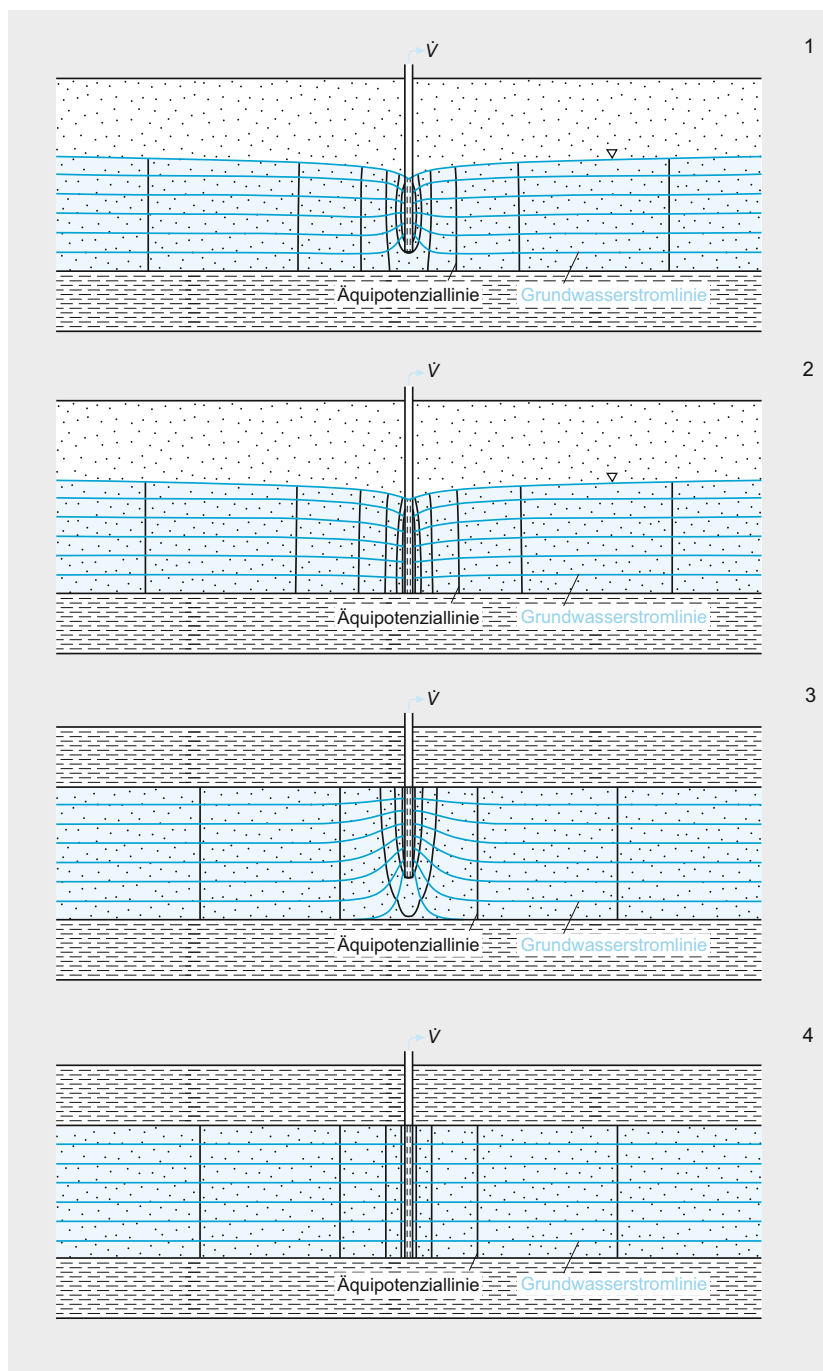


Abb. 104: Äquipotenzial- und Grundwasserstromlinien bei stationärer, horizontaler Strömung zu einem (1) unvollkommenen und (2) vollkommenen Brunnen im freien Grundwasser, zu einem (3) unvollkommenen und (4) vollkommenen Brunnen im gespannten Grundwasser¹⁰.

4 während dieser Pumpstufen sollte 24 Stunden, mindestens aber 12 Stunden gehalten werden. Bei kleineren Entnahmeraten sollte der Pumpversuch in 2 Leistungsstufen durchgeführt werden. Entsprechend sollte der Beharrungszustand in der 1. Stufe bei der Hälfte und in der 2. Stufe bei der maximalen Entnahmerate erreicht werden.

Für einen orientierenden Test ist ein Kurzpumpversuch ausreichend. Bei konstanter Entnahmerate (ca. $0,75 \dot{V}_{\max}$) und einem Beharrungszustand von 12 Stunden lassen sich die hydraulischen Kennwerte des Brunnens ermitteln.

Bei **instationären Strömungsverhältnissen** werden die geohydraulischen Untersuchungen für einen Grundwasserleiter oder Brunnen mit einer konstanten Entnahmemenge durchgeführt. Die Absenkungen werden im Brunnen und in den Grundwassermessstellen gemessen. Es ist nicht erforderlich, den Beharrungszustand zu erreichen, und damit ist auch die Pumpdauer (einige Stunden) wesentlich kürzer als bei stationärem Strömungszustand.

Pumpversuche müssen sachgemäß vorbereitet, durchgeführt, protokolliert und ausgewertet werden (ARMBRUSTER et al., 1976; DVGW, 1972; DVGW 1998). Der Anhang von DVGW (1972) enthält Formblätter für die Aufzeichnungen während der Versuche. Besondere Sorgfalt ist auf genaue Messung und Protokollierung des geförderten Wasservolumens, der Standrohrspiegelhöhen vor (Ruhewasserspiegel) und während des Versuches (inkl. Protokoll der Uhrzeit ihrer Messungen) zu legen. Außerdem ist eine genaue Bestimmung der Messpunkte (lagen- und höhenmäßig auf NN) sowohl für die Brunnen als auch für die Messstellen durchzuführen. Einige Bohr- und Servicefirmen sind dazu übergegangen, die Pumpversuchsdaten kontinuierlich elektronisch (online) aufzuzeichnen, sodass der Versuchsablauf zeitlich genau erfasst und dementsprechend ausgewertet werden kann. COLDEWEY et al. (1987) entwickelten eine Anlage zur automatischen Registrierung von Pumpversuchsdaten, BIESCHKE et al. (1987) die dazugehörige Software. Die Messung des Wasservolumens kann durch Behältermessungen oder durch Volumenstrommessgeräte (Wasserzähler) erfolgen. Außerdem werden zunehmend magnetisch-induktive Durchflussmessgeräte (IDM) eingesetzt. Diese Geräte haben den Vorteil, dass sie das Volumen berührungslos messen und sich nicht durch Feinpartikel zusetzen können.

4.2.3.1.2 Geohydraulische Auswirkungen von Pumpversuchen

4.2.3.1.2.1 Bestimmung des Einflussbereiches

Wenn aus einem Vertikalbrunnen Grundwasser gefördert wird, so wird in der Umgebung des Brunnens die Grundwasser-(druck-)fläche entsprechend dem hydraulischen Gradienten abgesenkt (Grundwasserabsenkung) und damit im Einflussbereich des Brunnens eine Änderung des Verlaufs der Stromlinien des Grundwassers bewirkt. Im Idealfall wäre unter homogenen Verhältnissen dieser Einflussbereich rotationssymmetrisch ausgebildet. Da der Schichtenaufbau des Untergrundes selten homogen ist, weicht die Geometrie dieses Bereiches in der Regel von der Idealform ab. Die **Grenzstromlinie** stellt die hydraulisch bedingte Begrenzungslinie eines unterirdischen Einzugsgebietes dar.

Als **Absenkungsbereich** (Abb. 101) wird dasjenige Gebiet bezeichnet, in dem eine Grundwasserabsenkung durch Beeinflussung der Grundwassergleichen erkennbar wird. Jedoch strömt nicht alles Grundwasser aus dem Absenkungsbereich dem Brunnen zu, sondern nur aus dem **Entnahmebereich** als Teil des Absenkungsbereiches einer Grundwasserentnahme, soweit dieser innerhalb dessen Einzugsgebietes liegt. Die um den Brunnen eingetiefe Grundwasserdruckfläche im engeren Entnahmebereich einer Grundwasserentnahme wird als **Absenkungstrichter** (früher: Entnahmetrichter einer Grundwasserentnahme) bezeichnet.

4.2.3.1.2.2 Bestimmung der Entnahmebreite

Die **Entnahmebreite** b ist der Abstand zwischen den Grenzstromlinien (hydraulisch bedingte Begrenzungslinien) einer Grundwasserentnahme, gemessen entlang einer Grundwassergleiche.

TODD (2005) berechnet auf Grundlage von WENZEL (1936) die Entnahmebreite b wie folgt:

$$b = \frac{\dot{V}}{k_f \cdot h_M \cdot i_0} = \frac{\dot{V}}{T_{Gw} \cdot i_0} \quad \text{Gl. 168}$$

b = Entnahmebreite (m),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m),

i_0 = natürliches Grundwassergefälle (1),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s).

Die halbe Entnahmebreite $b/2$ ist die Entnahmebreite auf Höhe des Brunnens.

Beispiel:

Bei einer Entnahmerate $\dot{V} = 6,84 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$, einer Transmissivität $T_{\text{Gw}} = 2,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ und einem Grundwassergefälle $i_0 = 2,5 \cdot 10^{-3}$ errechnet sich die Entnahmebreite b wie folgt:

$$b = \frac{6,84 \cdot 10^{-2}}{2,3 \cdot 10^{-2} \cdot 2,5 \cdot 10^{-3}} \text{ m} \approx 1190 \text{ m} \quad (\text{Gl. 168})$$

4.2.3.1.2.3 Bestimmung des unteren Kulminationspunktes

Der tiefste Punkt auf der (unteren, abstromigen) Begrenzungslinie des Entnahmebereichs einer Grundwasserentnahme ist der untere **Kulminationspunkt**. Sein Abstand r_0 zur Entnahmestelle (Brunnen) beträgt bei einer Entnahmebreite b angenähert:

$$r_0 = \frac{b}{2\pi} \quad \text{Gl. 169}$$

r_0 = Abstand des Kulminationspunktes zur Entnahmestelle (m),
 b = Entnahmebreite (m).

Für die Entfernung r_0 zwischen Brunnen und (unterem) Kulminationspunkt gilt nach TODD (2005) auf Grundlage von WENZEL (1936):

$$r_0 = \frac{\dot{V}}{2\pi \cdot k_f \cdot h_M \cdot i_0} = \frac{\dot{V}}{2\pi \cdot T_{\text{Gw}} \cdot i_0} \quad \text{Gl. 170}$$

r_0 = Entfernung zwischen Brunnen und unterem Kulminationspunkt (m),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m),
 i_0 = Grundwassergefälle vor der Wasserentnahme (1),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s).

Beispiel:

Bei einer Entnahmerate $\dot{V} = 6,84 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$, einer Transmissivität $T_{\text{Gw}} = 2,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ und einem Grundwassergefälle $i_0 = 2,5 \cdot 10^{-3}$ errechnet sich die Entfernung des unteren Kulminationspunktes zum Brunnen r_0 wie folgt:

$$r_0 = \frac{6,84 \cdot 10^{-2}}{2\pi \cdot 2,3 \cdot 10^{-2} \cdot 2,5 \cdot 10^{-3}} \text{ m} = 190 \text{ m} \quad (\text{Gl. 170})$$

4.2.3.1.2.4 Bestimmungen der Reichweite

Als **Reichweite** l_R der Absenkung bezeichnet man den Abstand von der Entnahmestelle bis zum (oberstromigen) Absenkungsbereich; auf der Höhe des Brunnens beträgt die Zustrombreite angenähert die halbe Entnahmebreite $b/2$. Die Reichweite des Absenkungsbereiches ist je nach Beschaffenheit des Grundwasserleiters verschieden. Im Allgemeinen unterliegt sie jedoch nur geringen Schwankungen, wenn der Pumpversuch lange genug ausgeführt wurde, sodass ein quasistationärer Strömungszustand eingetreten ist. Sie kann verhältnismäßig genau aus den Pumpversuchsergebnissen berechnet werden. Angenähert gelten folgende empirische Zahlenwertgleichungen:

Nach SICHARDT (1928) gilt:

$$\{l_R\} = 3000 \cdot \{h_s\} \cdot \sqrt{\{k_f\}} \quad \text{Gl. 171}$$

l_R = Reichweite (m),
 h_s = Absenkung des Brunnenwasserspiegels (m),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s).

Beispiel:

Bei einer Absenkung $h_s = 9 \text{ m}$ und einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ berechnet sich die Reichweite der Absenkung l_R nach SICHARDT (1928) wie folgt:

$$\{l_R\} = 3000 \cdot \{h_s\} \cdot \sqrt{\{k_f\}} \quad (\text{Gl. 171})$$

$$l_R = 3000 \cdot 9 \cdot \sqrt{1,3 \cdot 10^{-3}} \text{ m} = 970 \text{ m}.$$

4

Nach KUSSAKIN (1935) gilt:

$$\{l_R\} = 575 \cdot \{h_s\} \cdot \sqrt{\{k_f\} \cdot \{h_M\}} \quad \text{Gl. 172}$$

l_R = Reichweite (m),

h_s = Absenkung des Brunnenwasserspiegels (m),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

h_M = Grundwassermächtigkeit (m).

Beispiel:

Bei einer Absenkung $h_s = 9$ m, einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 1,3 \cdot 10^{-3}$ m/s und einer Grundwassermächtigkeit $h_M = 18$ m berechnet sich die Reichweite der Absenkung l_R nach der vereinfachten Gleichung von KUSSAKIN (1935) wie folgt:

$$\{l_R\} = 575 \cdot \{h_s\} \cdot \sqrt{\{k_f\} \cdot \{h_M\}} \quad (\text{Gl. 172})$$

$$l_R = 575 \cdot 9 \cdot \sqrt{1,3 \cdot 10^{-3} \cdot 18} \text{ m} = 792 \text{ m}$$

Rechnerisch ergibt sich, dass bei Grundwassermächtigkeiten unter 40 m die Werte nach der KUSSAKIN-Gleichung kleiner sind als diejenigen, die mittels der SICHARDT-Gleichung ermittelt werden. In Grundwasserleitern mit gespanntem Grundwasser ergeben sich nach ingenieurgeologischen Erfahrungen bei Entspannungsmaßnahmen für Bauwerksgründungen häufig nicht zutreffende, meist zu geringe Werte. Es muss deshalb ausdrücklich betont werden, dass die Reichweitengleichungen nur grobe Anhaltswerte erbringen, die in kritischen Situationen durch andere Methoden überprüft werden müssen, z.B. durch die Einrichtung von Grundwassermessstellen.

4.2.3.1.2.5 Bestimmung der Brunnencharakteristik

Als Ergebnis des Pumpversuches werden die Werte für den Brunnen und für die Grundwassermessstellen M1 und M2 in Diagrammen der Entnahmerate (Abb. 105, rechts oben) und der Grundwasserspiegelabsenkung (Abb. 105, rechts unten) in der Zeit dargestellt. Dazu werden auf der Abszisse die Zeit, entweder als Datum mit Uhrzeiten oder als Zeit seit Beginn des Versuchs,

auf der Ordinate die Entnahmerate nach oben und die Absenkungsbeträge nach unten aufgetragen.

Für die Beurteilung der Ergiebigkeit eines Brunnens ist die Erstellung der **Brunnencharakteristik** notwendig. Voraussetzung ist, dass die Entnahmerate während des Versuchs stufenweise gesteigert und bei jeder Stufe solange gewartet wird, bis eine quasistationäre Absenkung („Beharrung“) erreicht ist. Zumeist wird aus Kostengründen gegen diesen Grundsatz verstoßen, dadurch dass die nächste Absenkungsstufe zu früh begonnen wird. Um die Brunnencharakteristik zu erhalten, werden im Diagramm die zeitbezogene Entnahmerate und die Grundwasserspiegelabsenkung ins Verhältnis gesetzt (Abb. 105, links oben). Aus der Kurve bzw. der Geraden lassen sich Rückschlüsse darauf ziehen, ob ein Grundwasser frei oder gespannt ist. Solange nämlich die Absenkung im Bereich des freien Grundwassers erfolgt, ergeben die Daten des Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnisses (Brunnencharakteristik) eine gekrümmte Linie (Abb. 105-1, links oben), im Bereich des gespannten Grundwassers ergibt sich eine Gerade (Abb. 105-2, links oben).

4.2.3.1.3 Verfahren zur Bestimmung geohydraulischer Parameter

Die geohydraulischen Grundlagen werden detailliert von BUSCH et al. (1993) dargelegt. Für die Auswertung zur Ermittlung der Durchlässigkeitsbeiwerte und weiterer hydrogeologischer Parameter gibt es eine Reihe von Verfahren und Berechnungsmethoden, die insbesondere für die verschiedenen hydrogeologischen Randbedingungen entwickelt wurden. Eine ausführliche Zusammenstellung geben KRUSEMAN & DE RIDDER (1991). Eine Erörterung aller für die jeweiligen Untersuchungsziele geeigneten hydrogeologischen Methoden findet sich in LANGGUTH & VOIGT (2004), Computer-Programme in BOONSTRA (1989). Ein Vergleich verschiedener Feldmethoden unter Zugrundelegung von Untersuchungsergebnissen liefern COLDEWEY et al. (2002). Eine umfangreiche Darstellung der verschiedenen geohydraulischen Geländeversuche findet sich in BATU (1998).

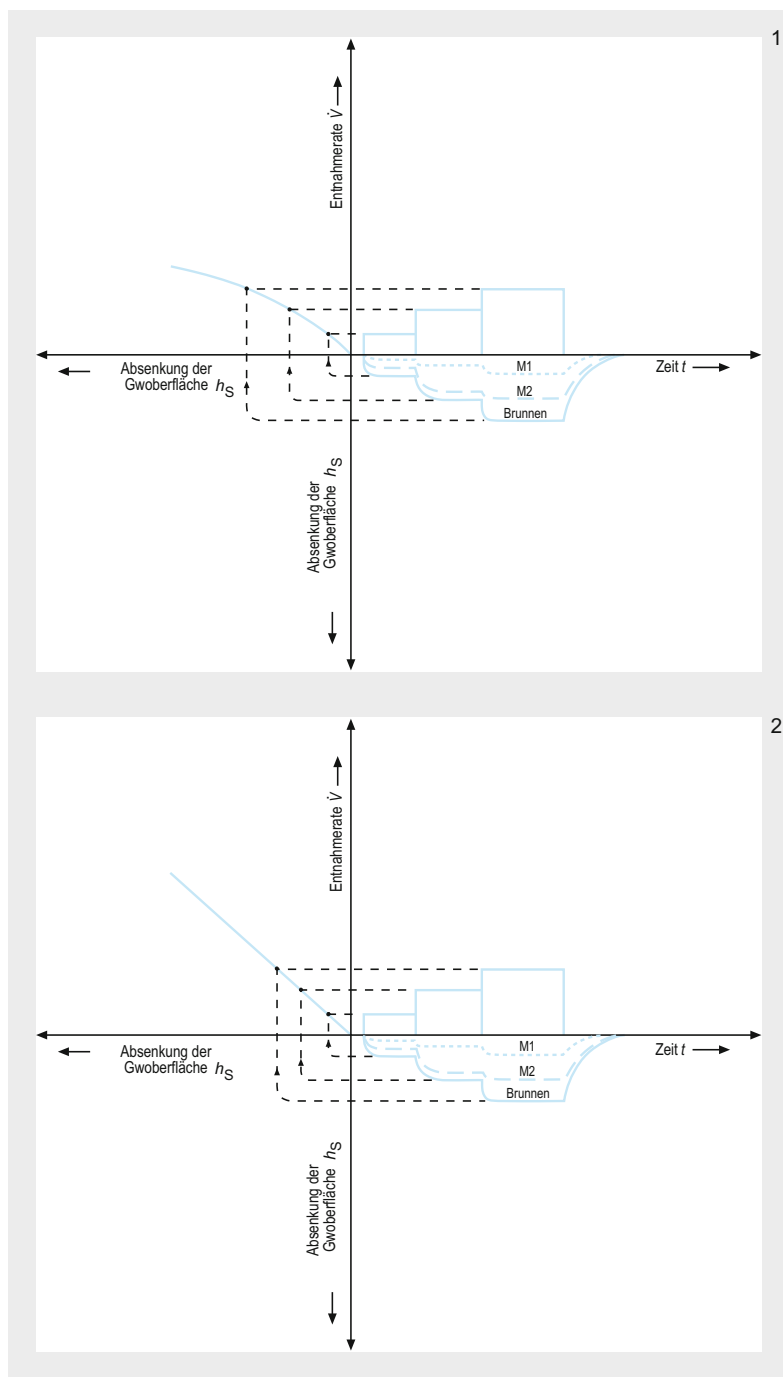


Abb. 105: Entnahmerate $\dot{V}$ (rechts oben), Absenkung des Grundwasserspiegels h_s (rechts unten) und Brunnencharakteristik (links oben) bei einem dreistufigen Pumpversuch (1) im freien Grundwasser und (2) im gespannten Grundwasser.

4

Die allgemein angewandten und anschließend beschriebenen Methoden gehen von folgenden Annahmen aus:

- Der Grundwasserleiter ist scheinbar unbegrenzt.
- Der Grundwasserleiter ist homogen, isotrop, seine Mächtigkeit bleibt in dem vom Pumpversuch erfassten Gebiet gleich.
- Vor dem Pumpversuch ist die freie Grundwasseroberfläche bzw. die gesamte Oberfläche in dem vom Pumpversuch erfassten Gebiet horizontal.
- Der Pumpversuch wird mit konstanter Förderate durchgeführt.
- Der Grundwasserleiter erhält im Bereich des Absenkungstrichters keine Zuflüsse aus einem oberirdischen Gewässer (z.B. Uferfiltrat).
- Der Brunnendurchmesser ist klein im Verhältnis zum beeinflussten Entnahmebereich.
- Der Brunnen ist vollkommen.

Diese Voraussetzungen sind zwar selten erfüllt, doch haben die allgemein angewandten Verfahren eine hinreichende Genauigkeit. Zur exakten Bestimmung hydrogeologischer Parameter geben KRUSEMAN & DE RIDDER (1991) weitere Methoden und Näherungsverfahren für folgende hydrologische Situationen an:

- Der Grundwasserleiter ist ein- oder mehrseitig begrenzt.
- Der Grundwasserleiter ist anisotrop.
- Der Grundwasserleiter ist keilförmig entwickelt.
- Die Grundwasserunterfläche liegt nicht horizontal.
- Die Entnahmemengen während des Versuchs sind nicht konstant.
- Der Brunnen ist unvollkommen.
- Der Brunnen hat einen vergleichsweise großen Durchmesser.
- Der Grundwasserleiter ist zweischichtig und das Grundwasser halbgespannt.
- Der Brunnen hat einen freien Auslauf.

Die folgende Darstellung von Pumpversuchsauswertungen beschränkt sich auf die Regelfälle:

- Pumpversuche unter stationären (quasistationären) Strömungsverhältnissen,

- für gespanntes Grundwasser,
- für freies Grundwasser.
- Pumpversuche unter instationären Strömungsverhältnissen.

4.2.3.1.3.1 Pumpversuche unter stationären (quasistationären) Strömungsverhältnissen

Die Auswertung von Pumpversuchen in gespanntem und freiem Grundwasser, denen stationäre (quasistationäre) Strömungsverhältnisse zugrunde liegen, erfolgt nach folgenden Gleichungen.

Verfahren nach DUPUIT und THIEM

Gespanntes Grundwasser

Nach THIEM, G. (1906) in Anlehnung an DUPUIT (1863) gilt folgende Beziehung für **gespanntes** Grundwasser (Abb. 106-1):

$$\dot{V} = 2 \cdot \pi \cdot k_f \cdot h_M \cdot \frac{(h_2 - h_1)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} \quad \text{Gl. 173}$$

$\dot{V}$	= Entnahmerate (m ³ /s),
k_f	= Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
h_M	= Grundwassermächtigkeit (m),
h_1, h_2	= Standrohrspiegelhöhen (m) in den Messstellen 1 und 2;
$(h_2 - h_1)$	= Standrohrspiegeldifferenz zwischen den Messstellen 1 und 2,
r_1, r_2	= radiale Abstände der Messstellen 1 und 2 vom Brunnen (m).

Die Transmissivität T_{Gw} ergibt sich nach Umstellung der (Gl. 173) mit $T_{Gw} = k_f \cdot h_M$:

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{2 \cdot \pi \cdot \Delta h_s} \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad \text{wobei: } \Delta h_s = h_2 - h_1 \quad (\text{Gl. 173})$$

Beispiel:

Beim Pumpversuch beträgt die Entnahmerate $\dot{V} = 87 \text{ m}^3/\text{h}$ und die Grundwassermächtigkeit $h_M = 22 \text{ m}$. Zwischen der Messstelle M_1 mit $r_1 = 300 \text{ m}$ und der Messstelle M_2 mit $r_2 = 500 \text{ m}$ er-

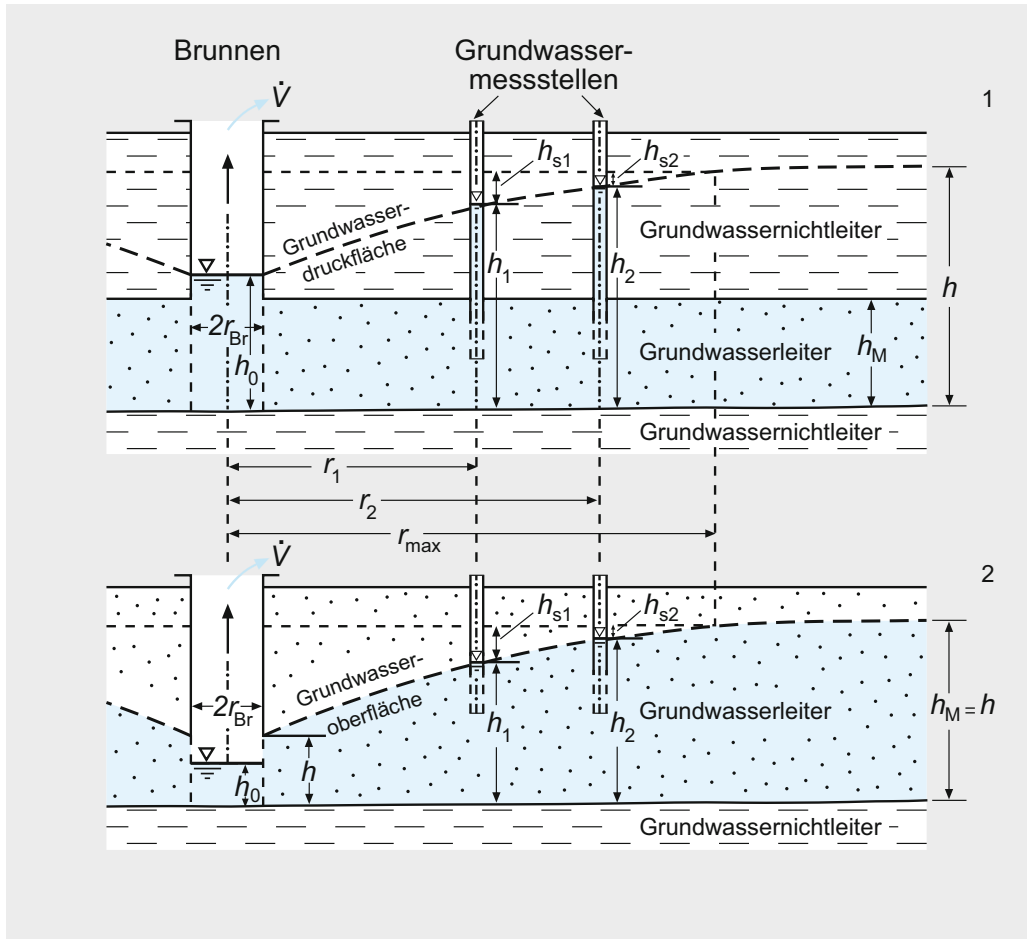


Abb. 106: Begriffe von Pumpversuchen (1) in gespanntem und (2) freiem Grundwasser.

gibt sich eine Absenkung $\Delta h_s = 2$ m. Damit errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} wie folgt:

$$k_f = \frac{T_{Gw}}{h_M} = \frac{9,8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}}{22 \text{ m}} = 4,45 \cdot 10^{-5} \text{ m/s.}$$

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{2 \cdot \pi \cdot \Delta h_s} \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (\text{Gl. 173})$$

$$T_{Gw} = \frac{87 \text{ m}^3/\text{h}}{2 \cdot \pi \cdot 2 \text{ m}} \cdot \ln\left(\frac{500 \text{ m}}{300 \text{ m}}\right) \cdot \frac{1 \text{ h}}{3600 \text{ s}}$$

$$= 9,8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s.}$$

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f errechnet sich wie folgt:

Rechnerisch wird die Transmissivität T_{Gw} und der Durchlässigkeitsbeiwert k_f für den Gesteinskörper zwischen den Messstellen 1 und 2 bestimmt. Jedoch bedarf die berechnete Größe einer kritischen Bewertung, da immer eine Anisotropie des Grundwasserleiters und damit eine unsymmetrische Herausbildung des Absenkungstrichters zu vermuten ist. Diese Unregelmäßigkeiten wirken sich bei der Bestimmung der Transmissivität des durch den Pumpversuch er-

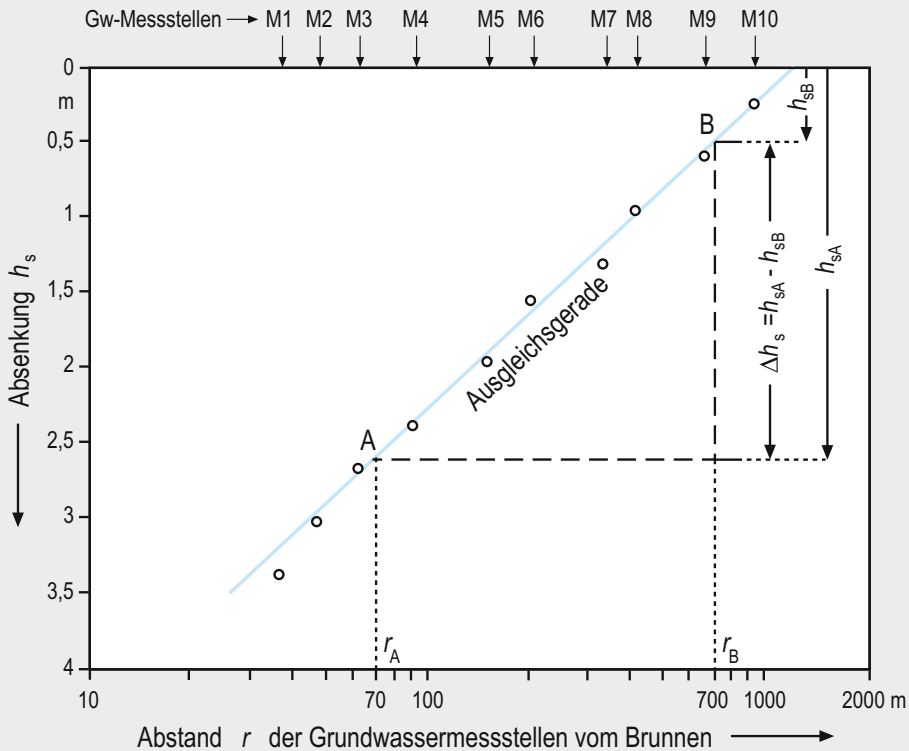


Abb. 107: Graph zur Auswertung eines Pumpversuches unter stationären Strömungsverhältnissen.

fassten Gesteinskörpers aus und sind häufig nicht erkennbar.

Graphisches Verfahren

In dem nachfolgend vorgestellten graphischen Verfahren werden diese Unregelmäßigkeiten ausgeglichen. Hierzu werden alle Messstellen zugleich ausgewertet und die Absenkungsbeträge h_s der Standrohrspiegelhöhen in den zugehörigen Messstellen im Abstand r graphisch dargestellt. Dazu werden die während (quasi-) stationärer Strömungsverhältnisse gemessenen Absenkungsbeträge h_s und die Abstände r semilogarithmisch aufgetragen (Abb. 107). Durch die sich ergebende Punkteschar wird eine Ausgleichsgerade (Regressionsgerade) gelegt, deren Steigung das mittlere Oberflächengefälle des Absenkungstrichters be-

schreibt. Um die Berechnung mit den natürlichen Logarithmen zu vereinfachen, wird auf der Abszisse (r -Achse) eine logarithmische Dekade (Abstand zwischen r_A und r_B) abgegriffen. Die Steigung Δh_s der Geraden innerhalb dieser logarithmischen Dekade berechnet sich aus der Absenkung des Grundwasserspiegels $\Delta h_s = h_{sA} - h_{sB}$ an zwei beliebigen Punkten dieser Geraden A und B. So vereinfacht sich die Gleichung wie folgt:

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{2 \cdot \pi \cdot \Delta h_s} \cdot \ln \left(\frac{r_B}{r_A} \right) \quad (\text{Gl. 173})$$

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{2 \cdot \pi \cdot \Delta h_s} \cdot 2,303 \cdot \lg \left(\frac{r_B}{r_A} \right)$$

- T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 Δh_s = Absenkungsdifferenz, aus Ausgleichsgerade ermittelt (m),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 r_B, r_A = Abstände zum Entnahmebrunnen, mittels Ausgleichsgerade festgelegt (m).

Zur Berechnung der Transmissivität T_{Gw} ist es nicht erforderlich, den dekadischen Logarithmus von (r_B/r_A) zu bestimmen, wenn man auf der Geraden in der graphischen Darstellung den Abschnitt so wählt, dass die den Absenkungsbeträgen h_{sA} und h_{sB} zugehörigen Abstandsradien r_A und r_B auf der logarithmischen Abszisse im Abstand einer logarithmischen Dekade liegen, z.B. $r_A = 70$ m, $r_B = 700$ m (Abb. 107). Dann gilt folgendes:

$$\lg\left(\frac{700}{70}\right) = \lg 10 = 1$$

Beispiel:

Beim Pumpversuch (Abb. 107) beträgt die Entnahmerate $\dot{V} = 87$ m^3/h und die Grundwassermächtigkeit $h_M = 22$ m. Zwischen $r_A = 70$ m und $r_B = 700$ m ergibt sich $\Delta h_s = 2,1$ m. Damit errechnet sich die Transmissivität wie folgt:

$$T_{Gw} = k_f \cdot h_M = \frac{\dot{V}}{2\pi \cdot \Delta h_s} \cdot 2,303 \cdot \lg\left(\frac{r_B}{r_A}\right)$$

wobei: $\Delta h_s = h_{sA} - h_{sB}$ (Gl. 173)

$$\begin{aligned}
 T_{Gw} &= \frac{87 \text{ m}^3/h}{2\pi \cdot 2,1 \text{ m}} \cdot 2,303 \cdot \lg\left(\frac{700 \text{ m}}{70 \text{ m}}\right) \cdot \frac{1 \text{ h}}{3600 \text{ s}} \\
 &= \frac{87 \text{ m}^3/h}{2\pi \cdot 2,1 \text{ m}} \cdot 2,303 \cdot 1 \cdot \frac{1 \text{ h}}{3600 \text{ s}} \\
 &= 4,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/s.
 \end{aligned}$$

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f errechnet sich wie folgt:

$$k_f = \frac{T_{Gw}}{h_M} = \frac{4,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/s}{22 \text{ m}} = 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}.$$

Freies Grundwasser

Nach THIEM, G. (1906) in Anlehnung an DUPUIT (1863) gilt folgende Beziehung für freies Grundwasser (Abb. 106-2):

$$\dot{V} = \pi \cdot k_f \cdot \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} \quad \text{Gl. 174}$$

- $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_1, h_2 = Standrohrspiegelhöhen (m) in den Messstellen 1 und 2; $(h_2 - h_1)$ = Standrohrspiegelgefälle zwischen den Messstellen 1 und 2,
 r_1, r_2 = radiale Abstände der Messstellen 1 und 2 vom Brunnen (m).

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f errechnet sich wie folgt:

$$k_f = \frac{\dot{V} \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)} \quad (\text{Gl. 174})$$

Beispiel:

Bei einem Pumpversuch beträgt die Entnahmerate $\dot{V} = 246,2$ $m^3/h = 0,0684$ m^3/s . In den Messstellen 1 und 2 betragen die Standrohrspiegelhöhen $h_1 = 6,77$ m und $h_2 = 7,37$ m. Die Entfernungen der Messstellen zum Brunnen sind $r_1 = 300$ m, $r_2 = 500$ m. Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f errechnet sich wie folgt:

$$k_f = \frac{\dot{V} \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)} \quad (\text{Gl. 174})$$

$$k_f = \frac{0,0684 \text{ (m}^3/\text{s)} \cdot \ln\left(\frac{500 \text{ m}}{300 \text{ m}}\right)}{\pi \cdot (7,37^2 \text{ m}^2 - 6,77^2 \text{ m}^2)}$$

$$k_f = \frac{0,0684 \text{ (m}^3/\text{s)} \cdot 0,51}{\pi \cdot (54,3 - 45,8) \text{ m}^2} = 0,0013 \text{ m/s}$$

4 Bei einer Grundwassermächtigkeit $h_M = 18$ m zu Beginn des Pumpversuches errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} wie folgt:

$$T_{Gw} = k_f \cdot h_M = 2,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s} \quad (\text{Gl. 23})$$

Korrekturverfahren

Ein weiteres Verfahren ergibt sich aus der Korrektur der Absenkung (JACOB, 1944). Während nämlich der Abflussquerschnitt bei gespanntem Grundwasser im Verlauf der Entnahme unverändert bleibt, verringert er sich beim freien. Die für das gespannte Grundwasser entwickelten Gleichungen sind beim freien nur anzuwenden, wenn die jeweils gemessenen Absenkungen der Standrohrspiegelhöhen korrigiert werden. Die korrigierte Absenkung h_{scor} ergibt sich aus:

$$h_{\text{scor}} = h_s - \frac{h_s^2}{2 \cdot h_M} \quad \text{Gl. 175}$$

h_{scor} = korrigierte Absenkung (m),
 h_s = gemessene Absenkung in der Messstelle (m),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m).

Die folgende Gleichung ist identisch mit der Gleichung für gespanntes Grundwasser, beinhaltet aber die korrigierte Absenkung:

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{2\pi \cdot \Delta h_{\text{scor}}} \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad \text{Gl. 176}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 h_{scor} = korrigierte Absenkung (m),
 r_1, r_2 = radiale Abstände der Messstellen 1 und 2 vom Brunnen (m).

Durch Umwandlung der natürlichen Logarithmen in dekadische Logarithmen ergeben sich andere Schreibweisen für die Gleichung 164:

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{2\pi \cdot \Delta h_{\text{scor}}} \cdot 2,303 \cdot \lg\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (\text{Gl. 176})$$

$$T_{Gw} = 0,3665 \cdot \frac{\dot{V}}{\Delta h_{\text{scor}}} \cdot \lg\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (\text{Gl. 176})$$

4.2.3.1.3.2 Pumpversuche unter instationären Strömungsverhältnissen

Das Erreichen eines stationären oder quasistationären Strömungszustandes im Entnahmebereich ist zeitaufwändig. Einfacher ist es, diesen Zustand nicht abzuwarten, sondern eine geohydraulische Auswertung unter instationären Strömungsverhältnissen vorzunehmen, bei dem die (Bahn-) Geschwindigkeiten der Wasserteilchen im Grundwasserkörper noch veränderlich sind. Wegen dieser zeitlichen Veränderlichkeit bedarf es deshalb der Ermittlung weiterer Parameter, sodass die Berechnungen unter instationären Strömungsverhältnissen mathematisch komplizierter sind.

4.2.3.1.3.2.1 Verfahren nach THEIS

Alle Verfahren zur Berechnung gehen von der Voraussetzung aus, dass das Grundwasser gespannt ist. Trotzdem lassen sich die Berechnungsverfahren auch auf freie Grundwässer übertragen, da hier häufig die DUPUIT-Annahme zutrifft, die besagt, dass gemäß Gl. 18 die Filtergeschwindigkeit $v_f = k_f \cdot i$ unabhängig von der Tiefe ist. Allerdings muss für freie Grundwässer die schon erwähnte Korrektur h_{scor} für die Absenkung h_s durchgeführt werden, da sich der Abflussquerschnitt im Gegensatz zum gespannten Grundwasser während des Pumpversuchs ändert:

$$h_{\text{scor}} = h_s - \frac{h_s^2}{2 \cdot h_M} \quad (\text{Gl. 175})$$

h_{scor} = korrigierte Absenkung (m),
 h_s = gemessene Absenkung in der Messstelle (m),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m).

Als erster befasste sich THEIS (1935) (CHARLES THEIS, US-amerikanischer Hydrologe, 1900–1987) mit der Berechnung der Durchlässigkeitsverhältnisse unter instationären Strömungsverhältnissen und entwickelte Verfahren, in die der Zeitfaktor und der dimensionslose Speicherkoeffizient S eingingen, wobei S ein Maß für den speichernutzbaren Hohlraumanteil des Porensteins darstellt. Der Betrag der Absenkung h_s über den gesamten Entnahmebereich des durch den Pumpversuch erfassten Teils des Grundwasser-

körpers, multipliziert mit dem Speicherkoeffizienten, ist gleich der Entnahmerate.

THEIS stellte in Analogie zur Wärmeströmung für die Grundwasserströmung folgende Beziehung auf:

$$h_{\text{srt}} = \frac{\dot{V}}{4\pi \cdot k_f \cdot h_M} \cdot W(u) \quad \text{Gl. 177}$$

$$\text{mit } u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot k_f \cdot h_M \cdot t} \quad \text{Gl. 178}$$

h_{srt} = Grundwasserabsenkung (m) im Abstand r von der Entnahmestelle zur Zeit t ,
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m),
 $W(u)$ = THEIS-Brunnenfunktion (1),
 r = radialer Abstand der Messstelle vom Brunnen (m),
 S = Speicherkoeffizient (1),
 t = Zeit (s), Dauer der Grundwasserabsenkung h_{srt} .

Durch Umstellung der Gl. 177 wird die Transmissivität T_{Gw} wie folgt berechnet:

$$T_{\text{Gw}} = \frac{\dot{V}}{4\pi \cdot h_{\text{srt}}} \cdot W(u) \quad \text{Gl. 179}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 h_{srt} = Grundwasserabsenkung (m) im Abstand r von der Entnahmestelle zur Zeit t ,
 $W(u)$ = THEIS-Brunnenfunktion (1).

Der Speicherkoeffizient S errechnet sich durch Umstellung der Gl. 178:

$$S = 4 \cdot T_{\text{Gw}} \frac{t}{r^2} \cdot u \quad \text{Gl. 180}$$

S = Speicherkoeffizient (1),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 t = Zeit (s), Dauer der Grundwasserabsenkung h_{srt} ,
 r = radialer Abstand der Messstelle vom Brunnen (m).

$W(u)$ ist die dimensionslose THEIS-Brunnenfunktion, wobei u eine Integrationsvariable der Brunnenfunktion $W(u)$ ist und den Vorgang der Herausbildung des Absenkungstrichters (Strömungsvorgang) mathematisch erfasst. Die THEIS-Brunnenfunktion lässt sich wie folgt darstellen:

$$W(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \quad \text{Gl. 181}$$

Zum praktischen Gebrauch gibt es Tabellen der Brunnenfunktionen mit den Werten für u und $W(u)$ (Tab. 73) sowie graphische Darstellungen (Abb. 108) in THEIS-Typkurven.

Die Transmissivität T_{Gw} und der Speicherkoeffizient S lassen sich nach den genannten Verfahren (Gl. 179 und Gl. 180) wegen der THEIS-Brunnenfunktion nicht direkt bestimmen, sondern nur über ein graphisches Lösungsverfahren. Dazu werden Gl. 177 und Gl. 178 logarithmiert und folgendermaßen umgestellt:

$$\lg(h_{\text{srt}}) = \lg\left(\frac{\dot{V}}{4\pi \cdot T_{\text{Gw}}}\right) + \lg(W(u)), \quad \text{Gl. 182}$$

h_{srt} = Grundwasserabsenkung (m) im Abstand r von der Entnahmestelle zur Zeit t ,
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 $W(u)$ = THEIS-Brunnenfunktion (1).

$$\lg\left(\frac{r^2}{t}\right) = \lg\left(\frac{4 T_{\text{Gw}}}{S}\right) + \lg(u)$$

bzw.

$$\lg\left(\frac{t}{r^2}\right) = \lg\left(\frac{S}{4 \cdot T_{\text{Gw}}}\right) + \lg\left(\frac{1}{u}\right). \quad \text{Gl. 183}$$

r = radialer Abstand der Messstelle vom Brunnen (m),
 t = Zeit (s), Dauer der Grundwasserabsenkung h_{srt} ,
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 S = Speicherkoeffizient (1).

Bei gleicher Entnahmerate $\dot{V}$ enthalten die Klammerausdrücke nur Konstanten, variabel sind h_s und (r^2/t) bzw. (t/r^2) sowie $W(u)$ und u bzw. $1/u$. Zwischen beiden Paaren besteht mathematisch

4 Tab. 73: Werte für Integrationsvariable u und THEIS-Brunnenfunktion $W(u)$ zur Konstruktion der Typkurve (DÜRBAUM, 1969).

Integrationsvariable u	THEIS-Brunnenfunktion $W(u)$	Integrationsvariable u	THEIS-Brunnenfunktion $W(u)$
1	1	1	1
10^{-5}	10,94	$6 \cdot 10^{-3}$	4,54
$2 \cdot 10^{-5}$	10,24	$8 \cdot 10^{-3}$	4,26
$4 \cdot 10^{-5}$	9,55	10^{-2}	4,04
$6 \cdot 10^{-5}$	9,14	$2 \cdot 10^{-2}$	3,35
$8 \cdot 10^{-5}$	8,86	$4 \cdot 10^{-2}$	2,68
10^{-4}	8,63	$6 \cdot 10^{-2}$	2,30
$2 \cdot 10^{-4}$	7,94	$8 \cdot 10^{-2}$	2,03
$4 \cdot 10^{-4}$	7,25	10^{-1}	1,82
$6 \cdot 10^{-4}$	6,84	$2 \cdot 10^{-1}$	1,22
$8 \cdot 10^{-4}$	6,55	$4 \cdot 10^{-1}$	0,70
10^{-3}	6,33	$6 \cdot 10^{-1}$	0,45
$2 \cdot 10^{-3}$	5,64	$8 \cdot 10^{-1}$	0,31
$4 \cdot 10^{-3}$	4,95	10^0	0,26

über die THEIS-Typkurve die gleiche Beziehung. Werden nun auf doppeltlogarithmischem Papier (entsprechend Gl. 168) die Messdaten von h_s gegen die von (t/r^2) als Datenkurve sowie maßstabsgleich auf einem transparenten Deckblatt die THEIS-Typkurve $W(u)$ gegen $1/u$ selbst aufgetragen und beide Blätter so verschoben, dass die Datenkurve und die THEIS-Typkurve annähernd deckungsgleich sind, so entsprechen die Verschiebungsbeträge zwischen den Kurvenblättern der Größe der Klammerausdrücke in der Gl. 168, also den Werten T_{Gw} und S .

Beispiel:

Für die Bestimmung der Transmissivität T_{Gw} werden auf doppeltlogarithmischem Papier aus allen Grundwassermessstellen des Pumpversuchs die gemessenen Werte für h_s (bzw. h_{scor}) gegen (t/r^2) aufgetragen (Abb. 109), die THEIS-Typkurve als transparentes Deckblatts aufgelegt und bis zur Kurvendekung verschoben. Dann wird der Deckungspunkt (A) ausgesucht, der aus Gründen einfacherer Rechnung so gewählt ist, dass $W(u) = 1$ ($= 10^0$) und u bzw. bei reziproker Darstellung

der THEIS-Typkurve (Abb. 109) $1/u = 10$ ($= 10^1$) wird. In diesem Beispiel ergibt sich dann gemäß dem Deckungspunkt A für $h_{srt} = 0,15$ m und für $(t/r^2) = 1,5 \cdot 10^{-3}$ min/m². Da die Transmissivität T_{Gw} in diesem Beispiel in m²/d errechnet wird, kann die Zeit $1,5 \cdot 10^{-3}$ min/m² auf die Einheit d (Tage) umgerechnet werden (1 Tag = 1440 min), also $(1,5 \cdot 10^{-3}/1440)$ d/m². Bei einer Entnahmerate von $\dot{V} = 788$ m³/d errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} wie folgt:

$$T_{Gw} = \frac{\dot{V}}{4\pi \cdot h_{srt}} \cdot W(u) = \frac{788}{4\pi \cdot 0,15} \cdot 1 \text{ m}^2/\text{d}$$
$$= 418 \text{ m}^2/\text{d}. \quad (\text{Gl. 179})$$

Der Speicherkoeffizient S errechnet sich wie folgt:

$$S = 4 \cdot T_{Gw} \cdot \frac{t}{r^2} \cdot u$$
$$= 4 \cdot 418 \frac{\text{m}^2}{\text{d}} \cdot \left(1,5 \cdot 10^{-3} \text{ min}/\text{m}^2\right) \cdot \frac{1}{10} \cdot \frac{1\text{d}}{1440\text{min}}$$
$$= 1,7 \cdot 10^{-4} \quad (\text{Gl. 180})$$

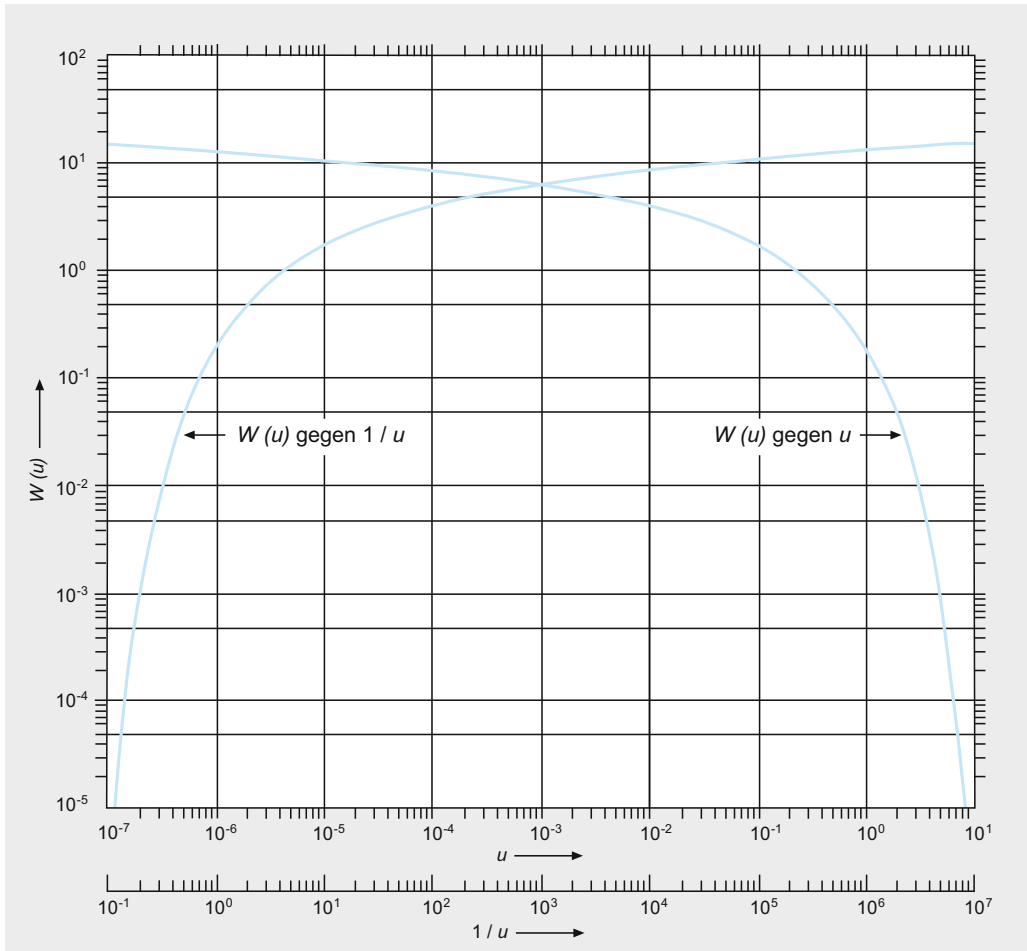


Abb. 108: THEIS-Typkurven (nach THEIS, 1935).

Der Speicherkoeffizient ist nach Durchkürzen der Einheiten ($\text{m}^3 \cdot \text{min} / \text{m}^3 \cdot \text{min} = 1$) dimensionslos.

4.2.3.1.3.2.2 Verfahren nach COOPER & JACOB

Das THEIS-Verfahren wurde von COOPER & JACOB (1946) unter der Annahme vereinfacht, dass die Porendrnung vernachlässigbar ist. Ohne auf die Ableitungen einzugehen, ergeben sich folgende Verfahren:

Verfahren 1: Bestimmung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten durch Auswertung des räumlichen Verlaufs der Absenkung in allen Messstellen zur gleichen Zeit ($t = \text{konstant}$).

Auf semilogarithmischem Papier werden die Absenkungen h_s (m) auf der Ordinate (linear) und die zugehörigen Abstände r (m) der Messstellen von der Entnahmestelle auf der Abszisse (logarithmisch) aufgetragen, die Ausgleichsgerade gezogen und der Absenkungsbetrag Δh_s für eine logarithmische Dekade ermittelt (Abb. 110). Die Transmissivität T_{Gw} (m^2/s) errechnet sich bei der

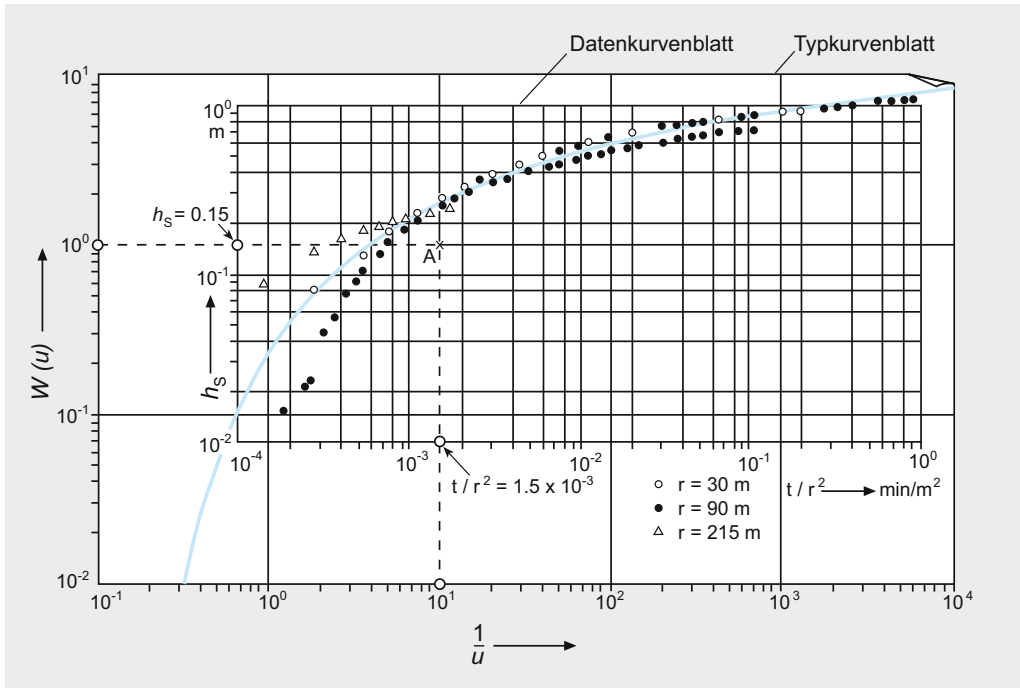


Abb. 109: Graph zur Auswertung eines Pumpversuches unter instationären Strömungsverhältnissen (nach KRUSEMAN & DE RIDDER, 1991).

Entnahmerate $\dot{V}$ (m³/s) und dem Absenkungsbetrag für eine logarithmische Dekade Δh_s (m) wie folgt:

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot \dot{V}}{2\pi \cdot \Delta h_s} \quad \text{Gl. 184}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m²/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m³/s),
 Δh_s = Steigung der Absenkkurve (m).

Durch Verlängerung der Ausgleichsgeraden bis zum Schnittpunkt mit der Abszisse (r -Achse) erhält man in $h_s = 0$ den Wert für den interpolierten Radius r_0 ; mit diesem lässt sich der Speicherkoeffizient S wie folgt berechnen:

$$S = \frac{2,25 \cdot T_{Gw} \cdot t}{r_0^2} \quad \text{Gl. 185}$$

S = Speicherkoeffizient (1),
 T_{Gw} = Transmissivität (m²/s),

t = Zeit (s),
 r_0 = Abstand der Messstelle zur Entnahmestelle (m).

Beispiel:

Bei dem von KRUSEMAN & DE RIDDER (1994) beschriebenen Pumpversuch errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} bei einer Entnahmerate $\dot{V} = 9,1 \cdot 10^{-3}$ m³/s und einem Absenkungsbetrag $\Delta h_s = 0,78$ m für eine logarithmische Dekade wie folgt (Abb. 110):

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot \dot{V}}{2\pi \cdot \Delta h_s} \quad (\text{Gl. 184})$$

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot 9,1 \cdot 10^{-3} \text{ (m}^3/\text{s)}}{2 \cdot \pi \cdot 0,78 \text{ m}} = 4,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Der Speicherkoeffizient S errechnet sich zum Zeitpunkt $t = 140 \text{ min} = 8400 \text{ s}$ und bei einem in-

terpolierten Radius $r_0 = 450$ m wie folgt (Abb. 110):

$$S = \frac{2,25 \cdot T_{\text{Gw}} \cdot t}{r_0^2} \quad (\text{Gl. 185})$$

$$S = \frac{2,25 \cdot 4,3 \cdot 10^{-3} (\text{m}^2/\text{s}) \cdot 8400 \text{ s}}{450^2 \text{ m}^2} = 4,0 \cdot 10^{-4}$$

Verfahren 2: Bestimmung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten durch Auswertung des zeitlichen Verlaufs der Absenkung in einer Messstelle mit konstantem Abstand r zur Entnahmestelle ($r = \text{konstant}$).

Auf semilogarithmischem Papier werden die Absenkungen h_s (m) auf der Ordinate (linear) und die zugehörigen Zeiten t (s) auf der Abszisse (logarithmisch) eingetragen, eine Ausgleichsgerade gezogen und der Absenkungsbetrag Δh_s für eine logarithmische Dekade ermittelt (Abb. 111). Die Transmissivität T_{Gw} (m^2/s) errechnet sich bei einer Entnahmerate $\dot{V}$ (m^3/s) und dem Absenkungsbetrag Δh_s (m) für eine logarithmische Dekade wie folgt:

$$T_{\text{Gw}} = \frac{2,30 \cdot \dot{V}}{4\pi \cdot \Delta h_s} \quad \text{Gl. 186}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),
 Δh_s = Steigung der Absenkungskurve (m).

Durch Verlängerung der Ausgleichsgeraden bis zum Schnittpunkt mit der Abszisse (t -Achse) erhält man in $h_s = 0$ den Wert für die interpolierte Zeit t_0 ; mit diesem Wert lässt sich der Speicherkoeffizient S wie folgt berechnen:

$$S = \frac{2,25 \cdot T_{\text{Gw}} \cdot t_0}{r^2} \quad \text{Gl. 187}$$

S = Speicherkoeffizient (1),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 t_0 = Zeit (s),
 r = Abstand (m).

Die Gleichungen für die Verfahren 1 und 2 gelten jedoch nur, wenn u deutlich kleiner als 0,02 ist. Zur Überprüfung dieser Bedingung müssen die Werte von T_{Gw} und S in die Gl. 178 eingesetzt werden. Für den Fall, dass u größer als 0,02 ist, muss geprüft werden, ab welchem Zeitpunkt die

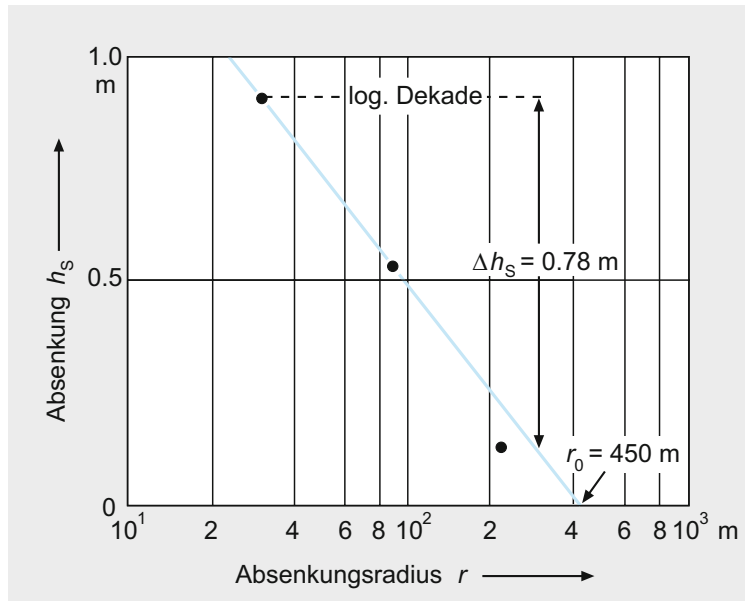


Abb. 110: Graph zur Auswertung des Pumpversuches „Oude Korendijk“ nach dem Verfahren 1 von COOPER & JACOB (1946) (nach KRUSEMAN & DE RIDDER, 1994).

4 jeweilige Grundwassermessstelle diese Bedingung erfüllt.

Beispiel:

Bei dem von KRUSEMAN & DE RIDDER (1994) beschriebenen Pumpversuch errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} bei einer Entnahmerate $\dot{V} = 9,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ und einem Absenkungsbetrag $\Delta h_s = 0,375 \text{ m}$ für eine logarithmische Dekade wie folgt (Abb. 111):

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot \dot{V}}{4\pi \cdot \Delta h_s} \quad (\text{Gl. 186})$$

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot 9,1 \cdot 10^{-3} (\text{m}^3/\text{s})}{4 \cdot \pi \cdot 0,375 \text{ m}} = 4,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}.$$

Der Speicherkoeffizient S errechnet sich nach der interpolierten Zeit $t_0 = 15 \text{ s}$ und einem Radius $r = 30 \text{ m}$ wie folgt (Abb. 111):

$$S = \frac{2,25 \cdot T_{Gw} \cdot t_0}{r^2} \quad (\text{Gl. 187})$$

$$S = \frac{2,25 \cdot 4,4 \cdot 10^{-3} (\text{m}^2/\text{s}) \cdot 15 \text{ s}}{30^2 \text{ m}^2} = 1,7 \cdot 10^{-4}$$

Verfahren 3: Bestimmung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten aus der Wiederanstiegskurve in der Entnahmestelle ($r \neq \text{konstant}$, $t \neq \text{konstant}$).

Die Transmissivität kann auch aus der Wiederanstiegskurve ermittelt werden. Dazu werden nach Abstellen der Pumpe der Wiederanstieg des Wasserspiegels h_s und die zugehörigen Zeiten t gemessen. Auf semilogarithmischem Papier werden die Absenkung h_s (m) auf der Ordinate (linear) und der Quotient t/r^2 (min/m^2) auf der Abszisse (logarithmisch) aufgetragen, die Ausgleichsgerade gezogen und der Wiederanstiegsbetrag Δh_s für eine logarithmische Dekade ermittelt. Die Transmissivität T_{Gw} (m^2/s) errechnet sich bei der Entnahmerate $\dot{V}$ (m^3/s) und dem Wiederanstiegsbetrag Δh_s (m) für eine logarithmische Dekade wie folgt (Abb. 112):

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot \dot{V}}{4 \cdot \pi \cdot \Delta h_s} \quad (\text{Gl. 186})$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),

$\dot{V}$ = Entnahmerate (m^3/s),

Δh_s = Steigung der Absenkungskurve (m).

Durch Verlängerung der Ausgleichsgeraden bis zum Schnittpunkt mit der Abszisse (t/r^2 -Achse)

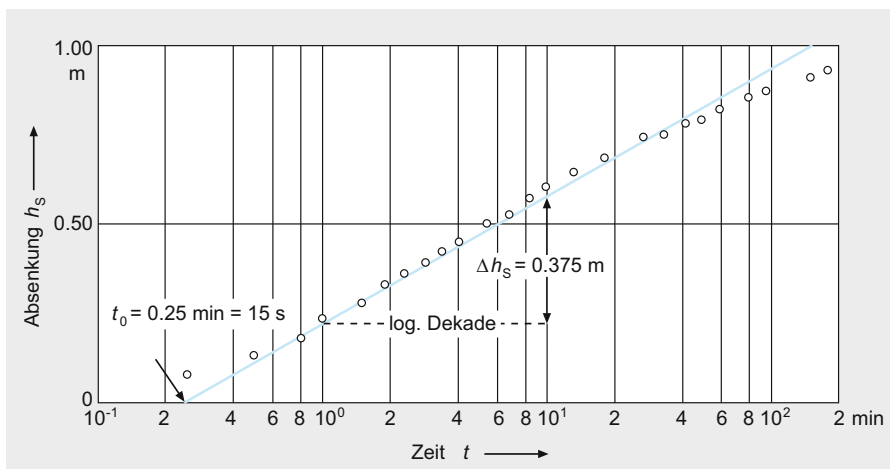


Abb. 111: Graph zur Auswertung des Pumpversuches „Oude Korendijk“ nach dem Verfahren 2 von COOPER & JACOB (1946) (nach KRUSEMAN & DE RIDDER, 1994).

erhält man in $h_s = 0$ den Wert für den interpolierten Quotienten (t_0/r^2) ; mit diesem Wert lässt sich der Speicherkoeffizient S wie folgt berechnen:

$$S = \frac{2,25 \cdot T_{Gw} \cdot t_0}{r^2} \quad (\text{Gl. 187})$$

S = Speicherkoeffizient (1),
 T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 t_0 = Zeit (s),
 r = Abstand (m).

Beispiel:

Bei dem von KRUSEMAN & DE RIDDER (1994) beschriebenen Pumpversuch errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} bei einer Entnahmerate $\dot{V} = 9,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ und einem Wiederanstiegsbetrag $\Delta h_s = 0,33 \text{ m}$ für eine logarithmische Dekade wie folgt (Abb. 112):

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot \dot{V}}{4 \cdot \pi \cdot \Delta h_s} \quad (\text{Gl. 186})$$

$$T_{Gw} = \frac{2,30 \cdot 9,1 \cdot 10^{-3} (\text{m}^3/\text{s})}{4 \cdot \pi \cdot 0,33 \text{ m}} = 5,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}.$$

Der Speicherkoeffizient errechnet sich mit dem interpolierten Quotienten $(t_0/r^2) = 2,45 \cdot 10^{-4} \text{ min}/\text{m}^2 = 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ s}/\text{m}^2$ wie folgt (Abb. 112):

$$S = \frac{2,25 \cdot T_{Gw} \cdot t_0}{r^2} \quad (\text{Gl. 187})$$

$$S = 2,25 \cdot 5,1 \cdot 10^{-3} (\text{m}^2/\text{s}) \cdot 1,5 \cdot 10^{-2} (\text{s}/\text{m}^2) = 1,7 \cdot 10^{-4}.$$

4.2.3.1.4 Generelle Anmerkungen zu den Pumpversuchsergebnissen

Alle Pumpversuchsergebnisse, ob unter stationären oder instationären Strömungsverhältnissen, sind stets kritisch zu werten. Die errechneten Zahlen stellen Werte dar, die streng genommen nur für den Bereich gelten, der durch den Pump-

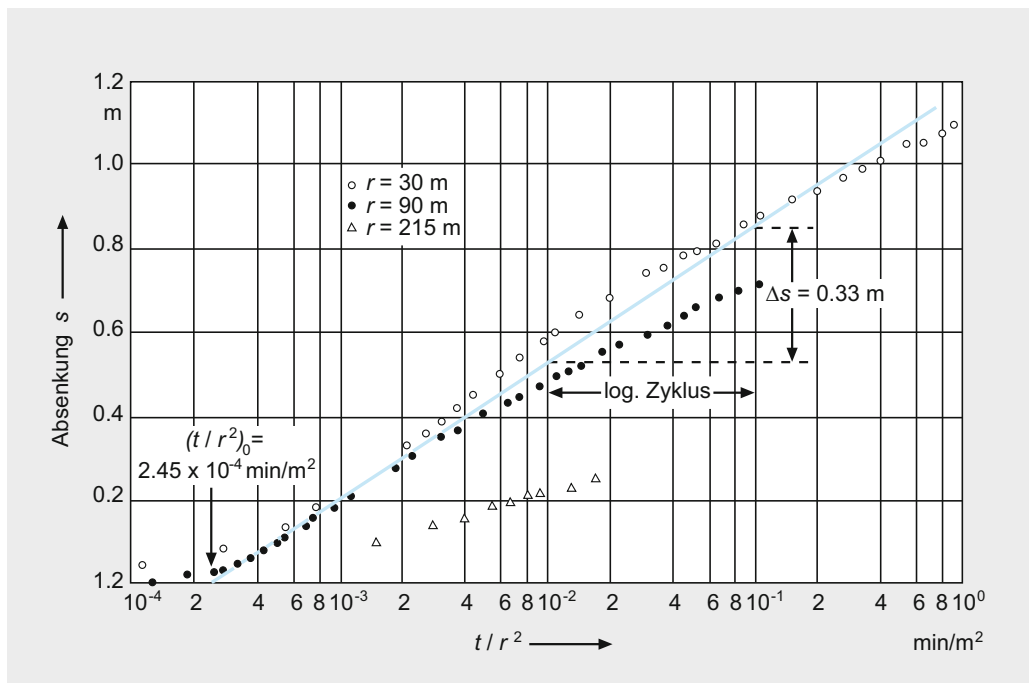


Abb. 112: Graph zur Auswertung des Pumpversuches „Oude Korendijk“ nach dem Verfahren 3 von COOPER & JACOB (1946) (nach KRUSEMAN & DE RIDDER, 1994).

4 versuch erfasst wurde. Zu bedenken ist ferner, dass die Gleichungen von Voraussetzungen ausgehen, die unter natürlichen Verhältnissen selten gegeben sind. Meist ist festzustellen, dass die Werte in den graphischen Darstellungen keine exakte Gerade darstellen, sondern mehr eine lineare Punktwolke. Ursachen dafür sind folgende Inhomogenitäten:

- Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten wechseln.
- Vorgänge bei der Sedimentation oder späteren Erosion verursachen ein Auskeilen einzelner Schichten.
- Die Korngrößenverteilungen sind uneinheitlich.
- Vorfluter speisen in nicht erkennbarem Maße in das Grundwasser ein.

In Kenntnis solcher wechselnden geohydraulischen Verhältnisse sollten die rechnerisch zwar genau zu erhaltenden Zahlen mehr als Größenordnungen gesehen werden, zu deren Interpretation einige hydrogeologische Erfahrung gehört. Sofern möglich, sollten Transmissivitäten oder Durchlässigkeitsbeiwerte durch mehrere Versuche mit jeweils verschiedenen Entnahmemengen – sowohl unter stationären als auch unter instationären Strömungsverhältnissen – ermittelt werden. Wie so oft hängt auch in diesem Falle die Genauigkeit der Untersuchungsergebnisse von dem Aufwand ab, mit dem die Pumpversuche betrieben werden. In Zweifelsfällen müssen die Versuchsergebnisse nach der sicheren Seite ausgelegt werden.

4.2.3.2 Weitere Geländeversuche

Zur Ermittlung der geohydraulischen Eigenschaften stehen neben den Pumpversuchen noch weitere geohydraulische Untersuchungsmethoden zur Verfügung.

4.2.3.2.1 Open-End-Test

Der **Open-End-Test** wird im verrohrten Bohrloch mit offener Sohle ausgeführt (Abb. 113). Die Bohrlöcher müssen in das Grundwasser hineinreichen, außerdem muss der Radius r_{Bl} des Bohr-

loches wesentlich kleiner sein als die durch das Bohrloch durchteufte Wassersäule.

4.2.3.2.1.1 Open-End-Test unter instationären Strömungsverhältnissen

Bei einem Open-End-Test unter instationären Strömungsverhältnissen wird das Bohrloch mit Wasser aufgefüllt (Abb. 113-1). Anschließend werden während des Absenkvorgangs zu unterschiedlichen Zeiten t_1 und t_2 die entsprechenden Grundwasserhöhen h_{s1} und h_{s2} über dem Ruhewasserspiegel gemessen.

Nach dem U. S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation (USBR, 1995) errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wie folgt:

$$k_f = \frac{r_{\text{Bl}}}{4 \cdot t} \cdot \ln \left(\frac{h_{s1}}{h_{s2}} \right) \quad \text{Gl. 188}$$

$$\begin{aligned} k_f &= \text{Durchlässigkeitsbeiwert (m/s)}, \\ r_{\text{Bl}} &= \text{Bohrlochradius (m)}, \\ t &= \text{Zeitspanne (s)}, \\ h_{s1}, h_{s2} &= \text{Aufstau des Wasserspiegels über dem Ruhewasserspiegel zum Zeitpunkt } t_1 \text{ und } t_2 \text{ (m)}. \end{aligned}$$

Beispiel:

Bei einem Open-End-Test unter instationären Strömungsverhältnissen wird direkt nach Auffüllung des Bohrloches ($t_1 = 0$ s) ein Wasserstand $h_{s1} = 5$ m über dem Ruhewasserspiegel gemessen. Nach $t_2 = 7$ min = 420 s ist der Wasserstand auf $h_{s2} = 1$ m gesunken. Bei einem Bohrlochradius von $r_{\text{Bl}} = 150$ mm = 0,15 m errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wie folgt:

$$k_f = \frac{r_{\text{Bl}}}{4 \cdot \Delta t} \cdot \ln \left(\frac{h_{s1}}{h_{s2}} \right) \quad (\text{Gl. 188})$$

$$k_f = \frac{0,15 \text{ m}}{4 \cdot 420 \text{ s}} \cdot \ln \left(\frac{5 \text{ m}}{1 \text{ m}} \right)$$

$$k_f = 8,93 \cdot 10^{-5} \cdot 1,61 \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

$$k_f = 1,4 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

4.2.3.2.1.2 Open-End-Test unter stationären Strömungsverhältnissen

Bei einem Open-End-Test unter stationären Strömungsverhältnissen wird das Bohrloch mit Wasser aufgefüllt und der Wasserspiegel durch Zugabe von Wasser konstant gehalten (Abb. 113-2). Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f errechnet sich aus der durch elektrische Analogieversuche ermittelten Gleichung wie folgt (USBR, 1980):

$$k_f = \frac{\dot{V}}{5,5 \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_s} \quad \text{Gl. 189}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 $\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),
 r_{Bl} = Bohrlochradius (m),
 h_s = aufgestauter Wasserspiegel über dem Ruhewasserspiegel (m).

Beispiel:

Bei einem Open-End-Test unter stationären Strömungsverhältnissen stellt sich bei einem Volumenstrom von $\dot{V} = 5 \text{ l/s} = 0,005 \text{ m}^3/\text{s}$ eine Aufhöhung des Wasserspiegels $h_s = 2 \text{ m}$ ein. Bei einem Bohrlochradius von $r_{\text{Bl}} = 150 \text{ mm} = 0,15 \text{ m}$ errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wie folgt:

$$k_f = \frac{\dot{V}}{5,5 \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_s} \quad (\text{Gl. 189})$$

$$k_f = \frac{0,005 \text{ (m}^3/\text{s)}}{5,5 \cdot 0,15 \text{ m} \cdot 2 \text{ m}} = 3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

4.2.3.2.1.3 Open-End-Test unter Verwendung eines Überdrucks

Bei einem Open-End-Test unter Verwendung eines Überdrucks wird Wasser unter Aufbringung

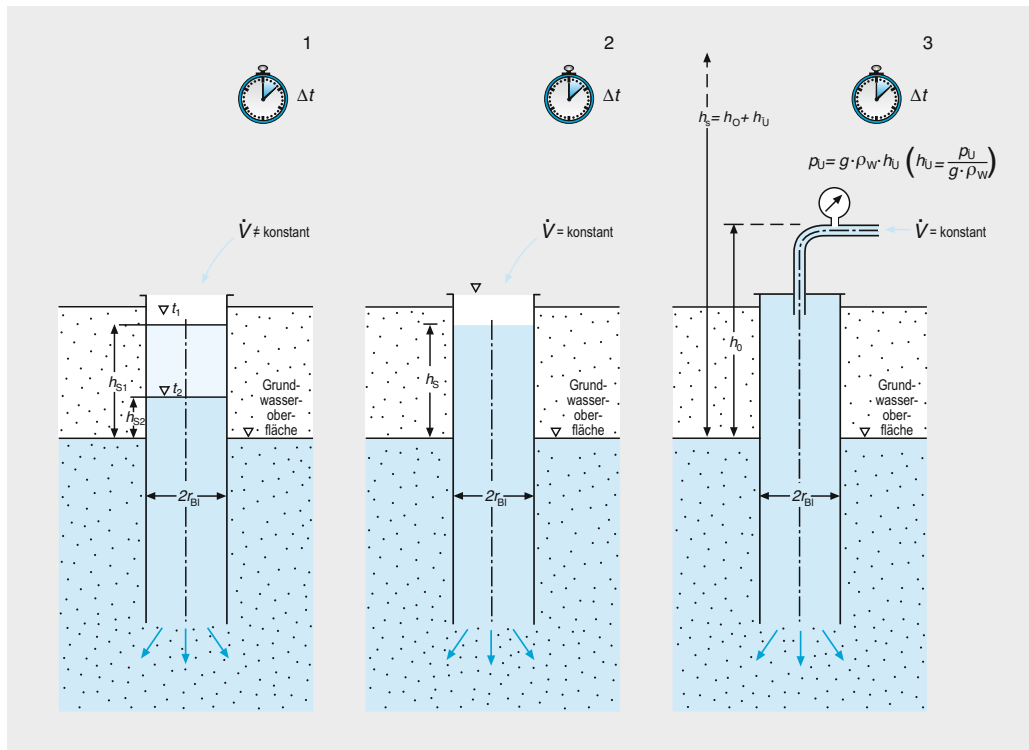


Abb. 113: Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f durch Open-End-Tests (1) unter instationären Strömungsverhältnissen, (2) unter stationären Strömungsverhältnissen, (3) bei Überdruck.

4 eines zusätzlichen Druckes versickert (Abb. 113-3). Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f errechnet sich gemäß der (Gl. 189) wie folgt:

$$k_f = \frac{\dot{V}}{5,5 \cdot r_{Bl} \cdot h_s} \quad (\text{Gl. 189})$$

Der aufgestaute Wasserspiegel h_s setzt sich bei diesem Verfahren wie folgt zusammen:

$$h_s = h_0 + h_{\ddot{u}} \quad \text{Gl. 190}$$

h_s = aufgestauter Wasserspiegel über dem Ruhewasserspiegel (m),

h_0 = aufgestauter Wasserspiegel bis zum Manometer (m),

$h_{\ddot{u}}$ = Höhe des vom Manometer angezeigten Überdrucks (m).

Zur weiteren Berechnung muss der am Manometer gemessene Überdruck $p_{\ddot{u}}$ in Meter Wassersäule umgerechnet werden. Dies geschieht mit der allgemeinen Druckgleichung wie folgt:

$$p_{\ddot{u}} = g \cdot \rho_W \cdot h_{\ddot{u}} \quad (\text{Gl. 30})$$

Durch Umstellung der Gleichung ergibt sich die Höhe der durch den Überdruck erzeugten Wassersäule:

$$h_{\ddot{u}} = \frac{p_{\ddot{u}}}{g \cdot \rho_W} \quad (\text{Gl. 30})$$

$h_{\ddot{u}}$ = aufgestauter Wasserspiegel infolge des Überdrucks (m),

$p_{\ddot{u}}$ = Überdruck am Manometer (Pa),

g = örtliche Fallbeschleunigung = 9,81 m/s²,

ρ_W = Dichte des Wassers $\approx 1\,000\text{ kg/m}^3$.

Durch Verknüpfung der Gl. 189 und 30 ergibt sich die Gleichung zur Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f unter Verwendung eines Überdrucks:

$$k_f = \frac{\dot{V}}{5,5 \cdot r_{Bl} \cdot (h_0 + \frac{p_{\ddot{u}}}{g \cdot \rho_W})} \quad \text{Gl. 191}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

$\dot{V}$ = Volumenstrom (m³/s),

r_{Bl} = Bohrlochradius (m),

h_0 = aufgestauter Wasserspiegel infolge des Überdrucks (m),

$p_{\ddot{u}}$ = Überdruck am Manometer (Pa),

g = örtliche Fallbeschleunigung = 9,81 m/s²,

ρ_W = Dichte des Wassers $\approx 1\,000\text{ kg/m}^3$.

Beispiel:

Bei einem Open-End-Test unter Verwendung eines Überdrucks $p_{\ddot{u}} = 0,7\text{ bar}$ wird ein Volumenstrom von $\dot{V} = 5\text{ l/s} = 0,005\text{ m}^3/\text{s}$ gemessen. Bei einer Höhe des Zulaufrohres $h_0 = 2,70\text{ m}$ über dem Ruhewasserspiegel und einem Bohrlochradius von $r_{Bl} = 150\text{ mm} = 0,15\text{ m}$ errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wie folgt:

Zunächst wird der mit einem Manometer in der Einheit bar gemessene Überdruck $p_{\ddot{u}}$ in die Einheit Pa wie folgt umgerechnet:

$$\begin{aligned} p_{\ddot{u}} &= 0,7\text{ bar} \cdot \frac{10^5\text{ Pa}}{1\text{ bar}} = 0,7 \cdot 10^5\text{ Pa} \\ &= 0,7 \cdot 10^5 \frac{\text{kg}}{\text{s}^2 \cdot \text{m}}. \end{aligned}$$

Dieser Wert wird in die Gleichung zur Berechnung der Überstauhöhe $h_{\ddot{u}}$ eingesetzt:

$$h_{\ddot{u}} = \frac{p_{\ddot{u}}}{g \cdot \rho_W} = 0,7 \cdot 10^5 \frac{\text{kg}}{\text{s}^2 \cdot \text{m}} \cdot \frac{\text{s}^2}{9,81\text{ m}} \cdot \frac{\text{m}^3}{10^3\text{ kg}} \quad (\text{Gl. 30})$$

$$h_{\ddot{u}} = \frac{0,7}{9,81} \cdot 10^2\text{ m} = 0,7 \cdot 10\text{ m} = 7\text{ m}$$

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wird schließlich wie folgt berechnet:

$$k_f = \frac{0,005\text{ m}^3}{\text{s} \cdot 5,5 \cdot 0,15\text{ m} \cdot (2,7\text{ m} + 7\text{ m})} = \frac{0,005}{5,5 \cdot 0,15 \cdot 9,7} \frac{\text{m}}{\text{s}} \quad (\text{Gl. 191})$$

$$k_f = 6,2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{s}}.$$

4.2.3.2 Packer-Test

Der **Packer-Test** (SCHULER, 1973) wird in der Regel in Bohrlöchern durchgeführt, die bis unter die Grundwasseroberfläche verrohrt sind. Innerhalb der Rohrtour (Mantelrohr) wird ein weiteres Rohr in das Grundwasser eingelassen. Zwischen

den beiden Rohrtouren wird eine aufblasbare Dichtung, einem sog. Packer, eingebracht. Anschließend wird in das innere Rohr Wasser mit einem konstanten Volumenstrom $\dot{V}$ eingefüllt, wodurch sich der Wasserspiegel innerhalb dieses Rohres gegenüber dem ursprünglichen Grundwasserspiegel erhöht. Unter der Voraussetzung, dass die Länge des unverrohrten Bohrlochs l_{Bl} deutlich größer als der Bohrlochradius r_{Bl} ist ($l_{\text{Bl}} > 10 r_{\text{Bl}}$), gilt in einem teilverrohrten Bohrloch angenähert (Abb. 114-1):

$$k_f = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{\dot{V}}{l_{\text{Bl}} \cdot h_s} \cdot \ln\left(\frac{l_{\text{Bl}}}{r_{\text{Bl}}}\right) \quad \text{Gl. 192}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 $\dot{V}$ = Volumenstrom (m^3/s),
 l_{Bl} = Länge des unverrohrten Bohrlochs (m),
 h_s = Aufstau des Wasserspiegels über den Ruhewasserspiegel (m),
 r_{Bl} = Bohrlochradius (unverroehrt) (m).

Daraus ergibt sich vereinfachend nach Umwandlung des natürlichen Logarithmus ($2,302/2\pi = 0,3665$):

$$k_f = 0,3665 \cdot \frac{\dot{V}}{l_{\text{Bl}} \cdot h_s} \cdot \lg\left(\frac{l_{\text{Bl}}}{r_{\text{Bl}}}\right) \quad (\text{Gl. 192})$$

Beispiel:

Bei einem Packer-Test mit einem Volumenstrom $\dot{V} = 0,005 \text{ m}^3/\text{s}$ stellt sich eine Aufhöhung des Wasserspiegels $h_s = 2 \text{ m}$ ein. Bei einem unverrohrten Bohrlochteil von $l_{\text{Bl}} = 10 \text{ m}$ und einem Durchmesser $r_{\text{Bl}} = 0,15 \text{ m}$ errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wie folgt:

$$k_f = 0,3665 \cdot \frac{0,005 (\text{m}^3/\text{s})}{10 \text{ m} \cdot 2 \text{ m}} \cdot \lg\left(\frac{10}{0,15}\right) \quad (\text{Gl. 192})$$

$$\approx 1,7 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

Im klüftigen Festgestein kann in der Regel auf das Mantelrohr verzichtet werden (Abb. 114-2).

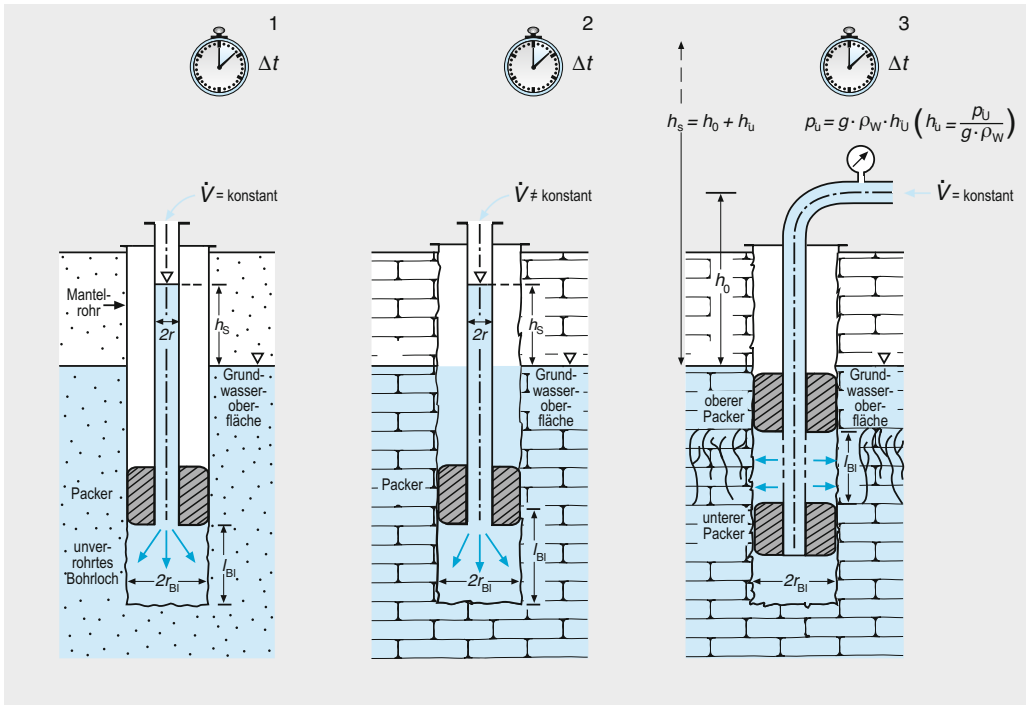


Abb. 114: Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f durch Packer-Tests (1) im teilverrohrten Bohrloch, (2) im unverrohrten Bohrloch, (3) unter Verwendung eines Doppelpackers (WD-Test).

4 4.2.3.2.3 Wasserdrukversuch (WD-Test)

In der Ingenieurgeologie werden für felsmechanische Untersuchungen **Wasserdrukversuche (WD-Tests)** durchgeführt, bei denen Wasser in einem durch einen Doppelpacker sowohl nach oben als auch nach unten abgeschlossenen Bohrlochabschnitt unter einem bestimmten Druck eingepresst wird (Abb. 114-3). Durch die Verwendung eines Doppelpackers und dessen stufenweises Versetzen innerhalb des Bohrlochs lässt sich die Durchlässigkeit gezielt in einzelnen Teufenbereichen ermitteln. Dabei ergibt sich der Durchlässigkeitsbeiwert k_f (HEITFELD & KOPPELBERG, 1981; PRINZ & STRAUß, 2006) aus:

$$k_f = \frac{\left(\frac{\dot{V}}{l_{Bl}}\right)}{2\pi \cdot h_{\bar{u}}} \cdot \ln\left(\frac{l_{Bl}}{r_{Bl}}\right) \quad \text{wobei: } h_{\bar{u}} = \frac{p_{\bar{u}}}{g \cdot \rho_W} \quad \text{Gl. 193}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

$\dot{V}$ = Volumenstrom (m³/s),

l_{Bl} = Länge des abgepackerten Bohrlochabschnitts (m),

$h_{\bar{u}}$ = im abgepackerten Bohrlochabschnitt gemessene Überdruckhöhe (m),

r_{Bl} = Bohrlochradius (m),

$p_{\bar{u}}$ = Überdruck am Manometer (Pa),

g = örtliche Fallbeschleunigung = 9,81 m/s²,

ρ_W = Dichte des Wassers (kg/m³).

HEITFELD & KOPPELBERG (1981) stellten mittels WD-Tests im Rheinischen Schiefergebirge das Verhältnis zwischen Wasseraufnahme und Bohrlochstrecke ($\dot{V}/l_{Bl}$) (l/(min·m)) bei einem Druck von 5 bar und dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f in einer Kurve dar. Aus dieser lässt sich ersehen, welches Wasservolumen bei einem Druck von 5 bar pro Meter freie Bohrlochstrecke vom geklüfteten Gebirge bestimmter Durchlässigkeit pro Minute aufgenommen wird. Nach SCHRAFT & RAMBOW (1984) spiegelt diese Kurve nach Untersuchungsergebnissen in Osthessen bis zu einer Wasseraufnahme von 5 l/(min·m) (bei 5 bar) die ($\dot{V}/l_{Bl}$)- k_f -Beziehung zutreffend wider. Bei hohen Aufnahmen scheint der Kurvenverlauf etwas zu flach zu werden.

4.2.3.2.4 Slug- und Bail-Test

Beim **Slug-Test** wird in einem Bohrloch oder in einem durch Packer abgedichteten Bohrlochabschnitt kurzfristig eine Wassermenge eingefüllt bzw. der Wasserspiegel durch das schlagartige Einbringen eines Verdrängungskörpers angehört. Der zeitliche Druckverlauf im Bohrloch wird registriert. Die Auswertung erfolgt über Typkurven (z.B. SCHÄDEL & STÖBER, 1984). Beim Slug-Test können auf diese Weise im geklüfteten Gestein längere Bohrabschnitte untersucht werden.

Beim **Bail-Test** wird hingegen ein Verdrängungskörper schlagartig aus dem Grundwasser entfernt; wodurch der Wasserspiegel abgesenkt wird. Der darauf folgende Wiederanstieg wird gemessen.

Slug- und Bail-Tests haben sich bei Untersuchungen an Altablagerungen und Altstandorten bewährt, da aufgrund der Methode kein Grundwasser gefördert wird. Somit können auch keine Entsorgungskosten für kontaminiertes Grundwasser anfallen.

Die Auswertung kann mittels numerischer Verfahren erfolgen. Allerdings haben sich die Typkurvenverfahren nach HORSLEV (1951), PAPADOPULOS et al. (1967, 1973) und PAPADOPULOS & COOPER (1967) bewährt.

4.2.3.2.5 Kurzzeitpumpversuch

Bei einem **Kurzzeitpumpversuch** wird der Grundwasserspiegel kurzfristig durch Abpumpen abgesenkt und anschließend der Wiederanstieg des Wasserspiegels im Bohrloch gemessen. Dabei wird die Grundwasserhöhe h_1 am Ende des Kurzzeitpumpversuches und die zu einem späteren Zeitpunkt sich einstellende Höhe h_2 ermittelt, t_1 und t_2 sind die zugehörigen Zeiten. Unter der Voraussetzung, dass

$$\frac{l_{Bl}}{r_{Bl}} > 8 \text{ ist, ergibt sich:}$$

$$k_f = \frac{r_{Bl}^2}{2 \cdot l_{Bl} \cdot (t_2 - t_1)} \cdot \ln\left(\frac{l_{Bl}}{r_{Bl}}\right) \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad \text{Gl. 194}$$

k_f	= Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
r_{Bl}	= Bohrlochradius (m),
h_1, h_2	= Höhe des Wasserspiegels (1) nach Ende des Pumpversuchs und (2) später eingestellte Wiederanstiegshöhe (m),
t_1, t_2	= Zeitpunkt (1) nach Ende des Pumpversuchs und (2) Zeitpunkt der eingestellten Wiederanstiegshöhe (s),
l_{Bl}	= Bohrloch (Filter)-abschnitt (m).

Nach Umwandlung des natürlichen in den dekadischen Logarithmus lautet die Gleichung wie folgt:

$$k_f = \frac{r_{Bl}^2}{2 \cdot l_{Bl} \cdot (t_2 - t_1)} \cdot 5,3 \cdot \lg\left(\frac{l_{Bl}}{r_{Bl}}\right) \cdot \lg\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad (\text{Gl. 194})$$

Dabei ist es gleich, ob das Bohrloch offen oder verrohrt ist, nur der Radius r_{Bl} muss genau bekannt sein.

Beispiel:

Bei einem Bohrlochversuch unter instationären Strömungsverhältnissen, einem Bohrlochradius $r_{Bl} = 0,15$ m, einem Bohrlochabschnitt $l_{Bl} = 8$ m, einem Beobachtungszeitraum $t_2 - t_1 = 3$ min = 180 s und einem Wasserspiegel nach Ende des Versuches von $h_1 = 9$ m und einer Wiederanstiegshöhe von $h_2 = 6,5$ m errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert wie folgt:

$$k_f = \frac{(0,15 \text{ m})^2}{2 \cdot 8 \text{ m} \cdot 180 \text{ s}} \cdot 5,3 \cdot \lg\left(\frac{8}{0,15}\right) \cdot \lg\left(\frac{9}{6,5}\right) = 1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} \quad (\text{Gl. 194})$$

Solche Versuche ergeben häufig kleinere Werte als großräumige Pumpversuche. Ursache ist entweder die Tatsache, dass nur kurze Profileile des Grundwasserleiters erfasst werden oder bei eingebauten Filterrohren sich deren Durchflusswiderstände auswirken. Trotzdem können sich bei mehreren Bestimmungen, z.B. in einem größeren Grundwassermessstellennetz, brauchbare Detailkenntnisse über die Beschaffenheit des Grundwasserleiters ergeben. Eine Zusammenstellung und Bewertung der verschiedenen Versuchsmethoden beschrieben COLDEWEY et al. (2004).

Zur Auswertung und Darstellung von Pumpversuchen und anderen hydraulischen Feldtests per EDV wird z.B. das Programm Aquiferwin32 der Scientific Software Group eingesetzt.

4.2.3.2.6 Einschwingverfahren

Ein bemerkenswertes Verfahren, das auch für die Bestimmung der Transmissivitäten in Kluftgrundwässern geeignet ist, hat KRAUSS (1977) entwickelt. Dieses Verfahren beruht auf der Beobachtung, dass in einem gespannten Grundwasser, durch Erdbeben angeregt, der Wasserspiegel einige Zeit nachschwingt. Amplitude und Verlauf der erzwungenen Schwingung hängen hauptsächlich von der Transmissivität des Grundwasserleiters und seiner Druckhöhe ab. Diese Parameter werden durch Kopplung einer Schwingungs- mit einer Diffusionsgleichung bestimmt. Daraus ergibt sich die Transmissivität T_{Gw} :

$$T_{Gw} = 1,3 \cdot r_{Br}^2 \cdot \frac{f_W}{k} \quad \text{Gl. 195}$$

$$\begin{aligned} T_{Gw} &= \text{Transmissivität (m}^2/\text{s)}, \\ r_{Br} &= \text{Brunnenradius (m)}, \\ f_W &= \text{Eigenfrequenz des Wassers (1/s = Hz)}, \\ k &= \text{Dämpfungskoeffizient (1)}. \end{aligned}$$

Der Schwingungsvorgang wird künstlich dadurch erzeugt, dass das Brunnenrohr abgedichtet und der Wasserspiegel mit Druckluft abgesenkt wird. Nach plötzlicher Druckentlastung stellt sich eine Schwingung des Grundwassers ein, die sich als Grundwasserschwankung ausdrückt. Gemessen werden die schwingenden Grundwasserspiegelhöhen und die Zeit ihrer Amplitude (KRAUSS, 1977). Die vorliegenden Ergebnisse zeigen eine relativ gute Übereinstimmung mit den aus Pumpversuchen gewonnenen Werten (MÜLLER, 1984). Wegen des technischen Aufwandes, besonders der Abdichtung und der plötzlichen Druckentlastung, eignet sich dieses Verfahren mehr für Brunnen oder Messstellen kleineren Durchmessers. Von Vorteil ist, dass kein Wasser abgepumpt werden muss.

4.2.3.2.7 Infiltrationsversuch

Die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes im ungesättigten Bereich, z.B. bei hohen Flurab-

4 ständen, erfolgt durch Infiltrationsversuche (**Sickerversuche**).

Hierzu wird Wasser über Ringinfiltrometer, Sickergruben oder oberflächennahe Bohrungen versickert. Die Sickerrate wird registriert. Ausführliche vergleichende Beschreibungen der verschiedenen Methoden geben BENNER et al. (1991). Diese Versuche lassen sich auch mittels moderner Messtechnik automatisieren (BENNER et al., 1990).

Weitverbreitet ist der **Infiltrometer-Versuch** (Abb. 115). Häufig wird der Infiltrometerversuch verwendet. Zur Durchführung des Doppelring-Infiltrometer-Versuches werden zwei Stahlringe ineinander in den Boden gerammt. Über ein Messrohr mit der Querschnittsfläche A_{Ro} wird Wasser im Innenring mit der Querschnittsfläche A_{Pr} versickert. Das Absinken des Wasserspiegels von h_1 zu h_2 wird über die Zeit t registriert. Dann gilt:

$$k_f = \frac{A_{Ro}}{A_{Pr}} \cdot \frac{l_{Pr}}{\Delta t} \cdot \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad \text{Gl. 196}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

A_{Ro} = Querschnittsfläche des Messrohres (m²),

A_{Pr} = Querschnittsfläche der Bodenprobe (m²),

l_{Pr} = Länge der Bodenprobe (m),

Δt = Zeitspanne (s),

h_1, h_2 = Druckhöhen vor und nach der Versuchsdurchführung (m).

Der Wasserspiegel zwischen Innen- und Außenring dient der Stabilisierung des Infiltrationsvorganges. Neben den Versuchen mit instationären Strömungsverhältnissen gibt es auch noch Versuche mit einem stationären Strömungszustand, bei dem der Wasserspiegel im Messrohr konstant gehalten wird.

4.2.3.3 Orientierende Bestimmungsmethoden

Außer den beschriebenen, verhältnismäßig genauen Verfahren zur Bestimmung der Durchlässigkeiten stehen noch weitere zur Verfügung, die nur näherungsweise gelten und daher mehr ori-

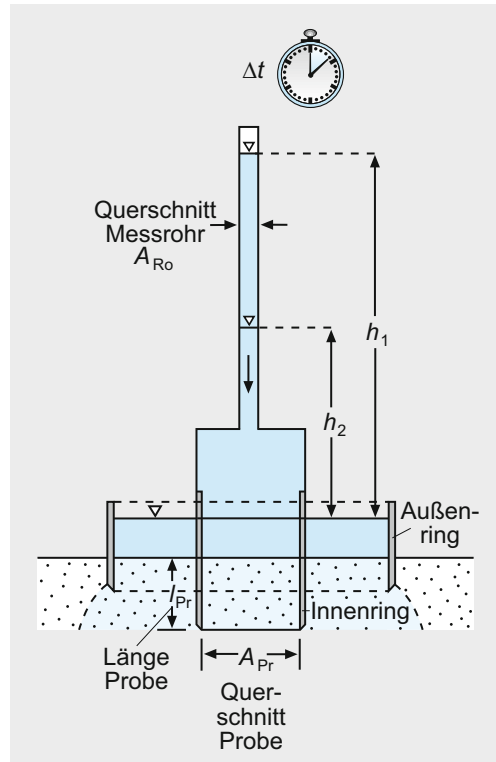


Abb. 115: Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f durch einen Infiltrometerversuch.

entierenden Charakter haben. Sie werden am Brunnen oder einer Messstelle selbst ausgeführt und umfassen daher lediglich einen punktförmigen Ausschnitt des Grundwasserleiters. Ihr Vorteil liegt vor allem in der kurz und schnell erhaltenen Information über die Größenordnung der Durchlässigkeit, vor allem dann, wenn kurzfristig hydrogeologische Entscheidungen ohne größeren Aufwand getroffen werden sollen.

4.2.3.3.1 Gespanntes Grundwasser

Bei gespanntem Grundwasser errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert wie folgt:

$$k_f = \frac{\dot{V}}{h_M \cdot h_{sBr}} \quad \text{Gl. 197}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

$\dot{V}$ = Entnahmerate (m³/s),

h_M = Grundwassermächtigkeit (m),
 h_{sBr} = Absenkung im Brunnen (m).

4.2.3.3.2 Freies Grundwasser

Bei freiem Grundwasser errechnet sich der Durchlässigkeitsbeiwert durch Einsetzen der folgenden Beziehung in Gl. 183 wie folgt:

$$h_M = h_{sBrSo} + \frac{h_{sBr}}{2} \quad \text{Gl. 198}$$

h_M = Grundwassermächtigkeit (m),
 h_{sBrSo} = abgesenkter Wasserspiegel über Brunnensohle (m),
 h_{sBr} = Absenkung im Brunnen (m).

Daraus ergibt sich:

$$k_f = \frac{\dot{V}}{\left(h_{sBrSo} + \frac{h_{sBr}}{2} \right) \cdot h_{sBr}} \quad \text{Gl. 199}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m³/s),
 h_{sBrSo} = abgesenkter Wasserspiegel über Brunnensohle (m),
 h_{sBr} = Absenkung im Brunnen (m).

Beispiel:

Im freien Grundwasser errechnet sich bei einer Entnahmerate $\dot{V} = 0,0684 \text{ m}^3/\text{s}$, einem abgesenkten Wasserspiegel $h_{sBrSo} = 15 \text{ m}$, einem Absenkungsbetrag $h_{sBr} = 8 \text{ m}$ und einer Mächtigkeit des genutzten Grundwasserleiters von

$$h_M = \left(15 + \frac{8}{2} \right) \text{ m} = 19 \text{ m} \quad (\text{Gl. 198})$$

der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wie folgt:

$$k_f = \frac{0,0684 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}}{19 \text{ m} \cdot 8 \text{ m}} = 4,5 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{s}}. \quad (\text{Gl. 199})$$

4.2.3.3.3 Orientierende Bestimmung der Transmissivität nach LOGAN

Die Transmissivität T_{Gw} kann aus einem Pumpversuch nach Einstellung einer Beharrung des abgesenkten Wasserspiegels, d.h. unter (quasi-) stationären Strömungsverhältnissen näherungsweise berechnet werden (LOGAN, 1964):

$$T_{Gw} = \frac{1,22 \cdot \dot{V}}{h_s} \quad \text{Gl. 200}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m²/s),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate (m³/s),
 h_s = Absenkung (m).

Beispiel:

Bei einem Pumpversuch mit einer Entnahmerate $\dot{V} = 0,0684 \text{ m}^3/\text{s}$ und einer Absenkung von $h_s = 8 \text{ m}$ errechnet sich die Transmissivität T_{Gw} wie folgt:

$$T_{Gw} = \frac{1,22 \cdot 0,0684 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}}{8 \text{ m}} = 1,04 \cdot 10^{-2} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}. \quad (\text{Gl. 200})$$

4.2.3.3.4 Bestimmung brunnen-spezifischer Randbedingungen anhand der Wiederanstiegskurve

Am Ende eines Pumpversuches wird der Wiederanstieg des Wasserspiegels gemessen und als Funktion der Zeit halblogarithmisch dargestellt (Abb. 117). Aus dem unterschiedlichen Anstieg der Kurve lassen sich qualitative Schlüsse hinsichtlich der Durchlässigkeitsverhältnisse ziehen. So deutet ein steiler Kurvenanstieg auf eine geringere Durchlässigkeit der Schichten in diesem Abschnitt im geologischen Profil hin. Jedoch ist wegen der Unsicherheit der strömungsmechanischen Verhältnisse, der Anisotropie und der Geometrie der Klüftung die quantitative Auswertung nach den Verfahren, wie sie für die Porengrundwasserleiter entwickelt wurden, zu ungenau. Deshalb werden brunnenbedingte Phänomene, die den Anfangsteil der Absenkungs- der Wiederanstiegskurven nachhaltig beeinflussen können und aus dem Kurvenverlauf abgeleitet werden, in die Auswertung von Pumpversuchen in Klüftgrund-

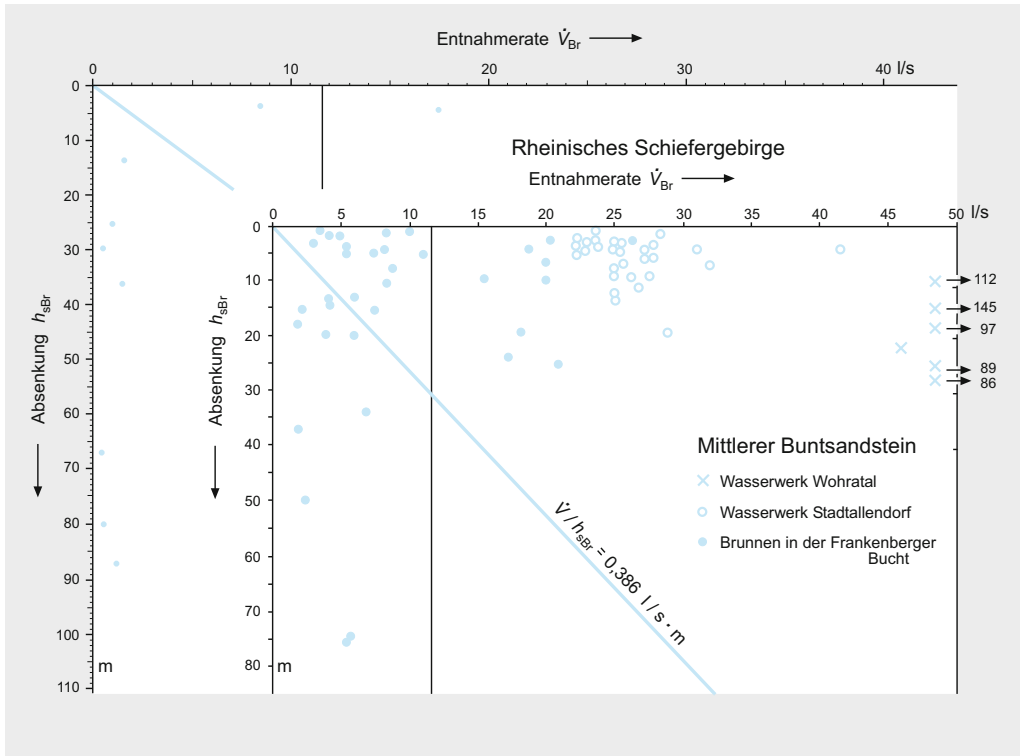


Abb. 116: Entnahmeraten-/Absenkungs-Verhältnisse von Brunnen im Rheinischen Schiefergebirge (oben) und Mittleren Buntsandstein (rechts unten) Hessens.

wasserleitern einbezogen (zusammengefasst in STRAYLE, 1983; STÖBER, 1986). Es sind dies die Brunnenspeicherung und der sog. Skineffekt. Unter **Brunnenspeicherung** versteht man die Fähigkeit des Brunnens, Grundwasser zu speichern (Eigenkapazität). Bei der Wasserförderung aus Brunnen mit großen Durchmessern wird zu Beginn überwiegend das im Brunnen gespeicherte Wasser, erst dann Wasser aus dem Grundwasserleiter gefördert. Bei der Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen sollte dieser Effekt beachtet werden. Der **Skineffekt** stellt eine Bemessungsgröße für die hydraulische Ankopplung eines Brunnens an den grundwassererfüllten Gesteinskörper dar (HAWKINS, 1956; AGARWAL et al., 1970). Unter dem Begriff wird also eine durch Ausbau und Betrieb des Brunnens verursachte Änderung der geohydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters in unmittelbarer Brunnenumgebung zusammengefasst. Er ist propor-

tional zur Förderleistung eines Brunnens und bewirkt einen zeitunabhängigen hydraulischen Druckverlust (oder in der Wiederanstiegsphase des Pumpversuchs einen Druckaufbau). Die Größe dieses konstanten Druckverlustes (-aufbaus) gibt der dimensionslose **Skinfaktor** S_f an, der positiv oder negativ sein kann und von +4 für vollständig dichte bis -5 für stimulierte (z.B. gefrac-te oder gesäuerte) Bohrörter/Brunnen reicht. Da der Anfangsteil einer Wiederanstiegskurve überwiegend durch Einflüsse der Brunnenspeicherung und des Skineffektes geprägt wird, muss ein Pumpversuch in Kluftgrundwasserleitern länger als in Porengrundwasserleitern durchgeführt werden, also etwa 100 bis 500 Stunden dauern und anschließend der Wasserspiegelwiederanstieg genügend lange gemessen werden. Mit Hilfe von Wiederanstiegskurven, die solange zu beobachten sind, dass die Zeitbedingung $((t_{pu} - t_{wi})/t_{wi}) < 3$ (t_{pu} = Pumpzeit, t_{wi} = Wiederan-

stiegszeit) erfüllt ist, lassen sich die äußeren Randbedingungen eines Kluftgrundwasserleiters gut identifizieren; STRAYLE (1983) und STÖBER (1986) gaben dafür Beispiele. Häufig stehen Kostengründe jedoch einer langen Beobachtungszeit entgegen.

Bei der Auswertung von Langzeitpumpversuchen zur Berechnung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten können jedoch Brunnen-speicherung und Skineffekt vernachlässigt werden. Dagegen müssen sie berücksichtigt werden, wenn nur Kurzzeitdaten vorliegen, d.h. wenn die Kurve der bei den Wiederanstiegsmessungen erhaltenen Werte in semilogarithmischer Darstellung noch nicht in eine definierte Gerade übergegangen ist. Die Ermittlung der Brunnen-speicherung und des Skineffektes erfolgt über Typkurven. Dabei lässt sich auch feststellen, welchen Anteil der Skineffekt (Druckverlust) an der Gesamtabenkung des Brunnenwasserspiegels hat.

Die Wiederanstiegskurve (Abb. 117) macht diese Effekte deutlich. Dabei wird die Wiederanstiegsphase nach Beendigung oder Unterbrechung des Pumpversuches durch zwei Momente überlagert. Das ist zum einen die Einspeisung (Wiederauffüllung) in den entstandenen Absenkungstrichter durch nachströmendes Grundwasser, wobei der zeitliche Verlauf dieses Abflussvorganges von der Transmissivität (bzw. Durchlässig-

keit) des Grundwasserleiters abhängt (wie bei einem Versickerungsbrunnen an gleicher Stelle) und zum anderen die Fortsetzung der Absenkung über den Punkt der Fördereinstellung hinaus. Deshalb muss, wenn der Wiederanstieg exakt ausgewertet werden soll, der Aufhöhungsbetrag h_s gegen $\lg((t_{Pu} - t_{Wi})/t_{Wi})$ aufgetragen werden. Bei der Interpretation der Wiederanstiegskurven sind also 3 Phasen zu unterscheiden:

- konkaver Anfangsteil = Einfluss der Brunnen-speicherung,
- geradliniger Teil = Maß für die Transmissivität (je nach Kurvensteigung),
- konvexer Endteil = Überlagerung des Wiederanstiegs durch die Fortsetzung der vorangegangenen Pumpphase.

4.2.3.3.5 Besonderheiten der Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit von Kluftgesteinen

Die bisherigen Betrachtungen der hydraulischen Leitfähigkeit (Durchlässigkeit) bezogen sich auf Porengrundwasserleiter. Bei Kluftgrundwasserleitern gilt das DARCY-Gesetz wegen der häufig turbulenten Strömungsverhältnisse nicht exakt. Für viele hydrogeologische Probleme, besonders

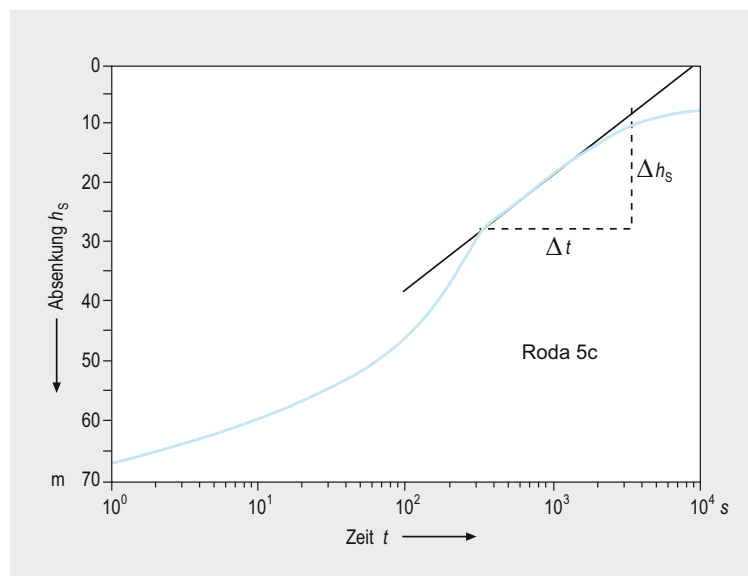


Abb. 117: Wiederanstiegskurve eines Pumpversuchs im Brunnen 5c in Roda/Nordhessen, Mittlerer Buntsandstein.

4 in Gebieten mit vorherrschenden Kluftgrundwässern, sind aber ebenfalls Vergleichsgrößen erforderlich. Alle für derartige Untersuchungen geeigneten Methoden haben STRAYLE et al. (1994) zusammengestellt.

Die Unsicherheiten, die sich aus dem Mangel der hydraulischen Randbedingungen in Kluftgrundwasserleitern bei Anwendung der DUPUIT-Ergiebigkeitsgleichung ergeben, können statistisch annähernd durch eine Vielzahl von Versuchsergebnissen ausgeglichen werden. So wurden z.B. (HÖLTING & SCHRAFT, 1987) bei der Planung größerer Tunnelbauten im Mittleren Buntsandstein durch Pumpversuche und WD-Tests Durchlässigkeitsbeiwerte ermittelt und danach die beim Bau zu erwartenden Wassermengen prognostiziert. Da die prognostizierten und die später beim Bau tatsächlich anfallenden Wasserzuflüsse ziemlich gut übereinstimmten, ist die Zulässigkeit solcher Auswertungen erwiesen. Sie setzt allerdings immer eine gewisse Gebirgszerklüftung voraus.

4.2.4 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Markierungs- (Tracer-) Versuchen

In Kluftgesteinen sind Grundwasser-Abstandsgeschwindigkeiten (und -Fließrichtungen) mehr oder weniger genau durch **Markierungsversuche (Tracerversuche)** bezeichnet, zu bestimmen. Dazu wird ein Markierungsstoff (Tracer) an einer **Eingabestelle** (z.B. Schwinde, Erdfall ohne Zufluss, Höhlengewässer, Grundwassermessstelle) in das Grundwasser eingegeben und von diesem transportiert. Der ideale Markierungsstoff muss gut wasserlöslich oder aufschwemmbar und noch in großer Verdünnung nachweisbar sein. Die Verwendung stabiler anstelle radioaktiver Isotope ist kostspielig und liefert weniger genaue Ergebnisse. Chemikalien kommen als Tracer nicht in Betracht, weil die vergleichsweise hohen Konzentrationen zu vertikalen Dichtebewegungen führen. Der Tracer darf keine gesundheitsschädigenden Eigenschaften besitzen. Grundsätzlich soll die Anzahl und Menge verwendeter Markierungsstoffe auf ein Minimum reduziert werden (KÄß,

2004). In **Beobachtungsstellen** (Quellen, Oberflächengewässer, Schürfe, Bohrungen, Wasserfassungen, Grundwassermessstellen) rings um die Eingabestelle wird festgestellt, wann und in welcher Konzentration die eingegebenen Markierungsstoffe wieder auftreten. Diese Methode ist in Karstgesteinen besonders gut geeignet, um Einzugsgebiete von Karstquellen abzugrenzen. Auch in Lockergesteinen sind solche Versuche möglich, z.B. durch Eingabe der Tracer in Bohrlöcher.

Die Auswertung erfolgt über einen Konzentrations-/Zeit-Graph (**Durchgangskurve**). Je nach Art und Menge der verwendeten Markierungsstoffe sowie der hydrogeologischen Gegebenheiten verlaufen die Kurven steiler oder flacher. Der Kurvenverlauf entspricht dabei nicht einer GAUSS-Verteilungskurve. Aus dem Zeitpunkt des ersten Auftretens des Tracers ergibt sich die maximale Abstandsgeschwindigkeit v_{amax} . Die mittlere Abstandsgeschwindigkeit v_{am} kann nicht aus dem Kurvenmaximum abgeleitet werden, da keine GAUSS-Verteilung vorliegt. Nach KÄß (1967a) liegt v_{am} etwa dort, wo die Kurve wieder auf 2/3 bis 1/2 ihres Höchstwertes gefallen ist.

Tieferegehende Kenntnisse über die Grundlagen und die bisher gemachten Erfahrungen zur Markierungstechnik vermittelt KÄß (2004). Tracerversuche jeglicher Art stellen einen Eingriff in das Grundwasser dar und bedürfen einer behördlichen Erlaubnis. Die wichtigsten geohydrologischen Markierungsmittel sind nach international anerkannten Methoden öko- und humantoxikologisch geprüft worden (Arbeitskreis Human- und ökotoxikologische Bewertung von Markierungsmitteln in Gewässern, 1997).

Tracerversuche lassen sich mit verschiedenen analytischen Lösungsansätzen z.B. mit dem Modellprogramm CATTI (SAUTY et al., 1991) bearbeiten und auswerten.

4.2.4.1 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Färbungsstoffs als Tracer

Bevorzugter Färbungsstoff ist das Uranin (Na-Fluorescein), ein fluoreszierender Farbstoff, der selbst in größter Verdünnung bis 0,002 mg/m³ noch ohne Anreicherung nachweisbar ist. Eine

Anreicherung kann dadurch erreicht werden, dass an den Beobachtungsstellen Aktivkohle-Filter eingebaut werden. Von Nachteil ist, dass Uranin in sauer reagierenden Grundwässern (z.B. Einfluss von Industrieabwässern oder Huminsäuren) farblos wird; außerdem ist es leicht oxidierbar. Ist das der Fall, muss ein anderer Farbstoff, z.B. Sulforhodamin B, verwendet werden. Die für den Versuch notwendige Farbstoffmasse m ergibt sich aus folgender empirischer Gleichung (DIENERT, 1913):

$$m = k_T \cdot \dot{V} \cdot l$$

m = Masse des Markierungsstoffes (g),
 k_T = Beiwert (für Uranin: $2,5 \cdot 10^{-9}$, für Fuchsin: $5 \cdot 10^{-8}$, für Kochsalz: $2,5 \cdot 10^{-6}$ (g·s/cm⁴)),
 $\dot{V}$ = Entnahmerate des Brunnens oder Quellschüttung an der Beobachtungsstelle (häufig nur zu schätzen) (cm³/s),
 l = Entfernung zwischen Aufgabort und Beobachtungsstelle (cm).

Gl. 201

Beispiel:

Bei einem Volumenstrom (z.B. Quellschüttung) von $\dot{V} = 3 \cdot 10^5$ cm³/s und einer Entfernung $l = 8 \cdot 10^5$ cm errechnet sich die benötigte Masse an Uranin (Beiwert $k_T = 2,5 \cdot 10^{-9}$ g · s/cm⁴) wie folgt:

$$m = 2,5 \cdot 10^{-9} (\text{g} \cdot \text{s} / \text{cm}^4) \cdot 3 \cdot 10^5 (\text{cm}^3 / \text{s}) \cdot 8 \cdot 10^5 \text{ cm}$$

$$m = 600 \text{ g}$$

Weitere Angaben zur Berechnung der benötigten Farbstoffmasse finden sich bei KÄß (2004).

Der Nachweis von Uranin im Gelände erfolgt durch ein Fluoreskop oder eine Quarzlampe, in deren Lichtkegel Uranin in der Wasserprobe sichtbar wird. Die quantitative Bestimmung erfolgt im Labor mittels eines Spektralfluorimeters.

Da eingebrachte Färbungsstoffe meist langlebig sind und unter Umständen über längere Zeit größere Gebiete für weitere derartige Tracer unbrauchbar machen, sollten Markierungsversuche mit Uranin oder anderen Färbungsstoffen in Abstimmung mit der zuständigen Wasserbehörde nur dort ausgeführt werden, wo sie zur Klärung von Problemen der Grundwasserbewegung unbedingt erforderlich sind. Die Erfahrungen des Geologischen Landesamts Freiburg/Brsg. mit Tracer-Versuchen hinsichtlich der Eingabemengen und deren Wiederaustrittskonzentrationen sind in der Tab. 74 zusammengestellt.

Nach toxikologischen Untersuchungen bestehen gegen den maßvollen Einsatz folgender Farbstoffe im Grundwasser keine humantoxikologischen Bedenken: Uranin, Eosin, Sulforhodamin B, Amidorhodamin G, Pyranin und Natriumnaphthionat sowie Tinopal CBS-X und Tinopal ABP flüssig, ferner die Salze Strontiumchlorid und Lithiumchlorid. Beim Einsatz von Natriumbromid können bei der Behandlung des Trinkwassers mit Ozon oder Chlor zur Entkeimung gesundheitsrelevantes Bromat oder bromorganische Verbindungen entstehen. Dieses ist unbedingt auszuschließen. Von der Anwendung der Farbstoffe Rhodamin WT, Rhodamin B und Rhodamin 6G wird abgeraten.

Markierungsversuche sollten nach Einsatz, Art und Menge der Markierungsmittel, Beobachtungsmessstellen und Probennahmen nur von

Tab. 74: Eingabemengen $m(X)$ und Wiederaustrittskonzentrationen $\beta(X)$ bei Tracer-Versuchen.

	Eingabemasse der meisten Versuche $m(X)$ kg	Austrittskonzentration $\beta(X)$ mg/m ³	
		maximal	häufig
Uranin	1 – 5	200	1 – 10
Eosin	2 – 10	200	1 – 10
Sulforhodamin B	1 – 15	200	
Lithiumchlorid	25 – 120	30	

4 ausgewiesenen Fachleuten geplant und durchgeführt werden.

4.2.4.2 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Salz als Tracer

Verwendet wird meistens Kochsalz (NaCl) mit dem Beiwert $k_T = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}/\text{cm}^4$. Der Nachweis erfolgt durch Titration oder elektrische Leitfähigkeitsmessung (KÄß, 2004, MAURIN & ZÖTL, 1959) (Abschn. 3.9.3.8).

Beispiel:

Bei einem Volumenstrom (z.B. Quellschüttung) von $\dot{V} = 3 \cdot 10^5 \text{ cm}^3/\text{s}$ und einer Entfernung $l = 8 \cdot 10^5 \text{ cm}$ errechnet sich die benötigte Masse an Kochsalz (Beiwert $k_T = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}/\text{cm}^4$) wie folgt:

$$m = 2,5 \cdot 10^{-6} (\text{g} \cdot \text{s}/\text{cm}^4) \cdot 3 \cdot 10^5 (\text{cm}^3/\text{s}) \cdot 8 \cdot 10^5 \text{ cm}$$

$$m = 600\,000 \text{ g} = 600 \text{ kg}$$

Im Vergleich zum vorherigen Beispiel (Uranin) ist der Verbrauch also wesentlich größer und der Versuch entsprechend aufwändiger.

Gelegentlich wird auch Lithiumchlorid (LiCl) und Strontiumchlorid (SrCl_2) benutzt. Der natürliche Lithium-Gehalt im Grundwasser ist meist gering. Der Nachweis erfolgt flammenphotometrisch. Der geogene Hintergrund für Strontium ist i.A. wesentlich höher als für Lithium, daher ist seine Anwendung weniger geeignet.

4.2.4.3 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels künstlicher radioaktiver Tracer

Für Markierungsversuche mit künstlichen radioaktiven Substanzen sind nur Isotope mit kurzen Halbwertszeiten geeignet, die in sehr geringen spezifischen, damit nicht gesundheitsschädigenden Aktivitäten in das Grundwasser eingebracht werden. Bewährt haben sich ^{24}Na (Halbwertszeit $T_{1/2} = 14,9 \text{ h}$), ^{82}Br ($T_{1/2} = 35,9 \text{ h}$) und ^{131}I ($T_{1/2} =$

8,05 d) in NaCl-, NH_4Br - bzw. NaJ-Lösungen. Derartige Markierungsversuche sind aber wegen der Auflagen der Strahlenschutzverordnung (Berlin, 2001) inzwischen so aufwändig geworden, dass sie nur noch zur Lösung spezieller Aufgaben eingesetzt werden.

Als brauchbarer Ersatz kommen mit schweren stabilen Isotopen angereicherte Wässer in Betracht (MOSER & RAUERT, 1980, s. S. 64). Die Markierungsversuche verlangen dann laufende Probenahmen in zeitlich kurzen Abständen und Laboranalysen der isotopischen Zusammensetzung anstelle der früher üblichen kontinuierlichen Messung der Radioaktivität vor Ort. Die zeitliche Änderung der Delta-Werte liefert bei Anwendung geeigneter geohydraulischer Modelle verschiedene geohydraulische Parameter. Die hydraulische Durchlässigkeit von Grundwassergeringleitern kann aber auch mit kosmogenem ^{14}C in alten Grundwässern ohne künstliche Markierungen bestimmt werden (Abschn. 3.9.2.2, GEYH et al., 1986).

4.2.4.4 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Sporen als Tracer

Nach einem von MAURIN & ZÖTL (1959) erarbeiteten Verfahren, das sich besonders gut für Karstgebiete eignet, werden mit Lebensmittelfarben gefärbte Bärlapp-Sporen (*Lycopodium clavatum*) als Tracer verwendet. Durch solche Versuche wurden z.B. von HÖLTING & MATTHEß (1963) im Zechstein-Karst NW-Hessens im Gebiet Korbach Abstandsgeschwindigkeiten v_a von 55 bis 355 m/h ermittelt; das Verfahren wird in dieser Veröffentlichung eingehend beschrieben. Bei der Auswertung solcher Versuche ist jedoch zu beachten, dass es sich um Triftgeschwindigkeiten handelt, die kleiner als die Abstandsgeschwindigkeit sein können.

Die Sporentriftmethode ist durch Anfärbung der Sporen mit fluoreszierenden Farbstoffen wesentlich verbessert worden (KÄß, 2004). Bärlappsporen können nur in Karst- und Kluftgrundwasserleitern eingesetzt werden. Im Porengrundwasser würden sie aufgrund ihrer Größe (Sporendurchmesser = rd. 30 μm) auf kurzer Fließstrecke vollkommen zurückgehalten werden. Einen ele-

ganten Ausweg bietet der Einsatz von fluoreszierenden Kügelchen (Durchmesser = 0,5 – 10 μm) (KÄß, 2004).

4.2.4.5 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Bakterien als Tracer

Verwendet werden nicht-pathogene Bakterien, vor allem *Serratia marcescens* (früher *Bacterium prodigiosum* genannt), eine farbstoffbildende Variante von *Enterobacter*, die nur selten in fließenden Gewässern vorkommt. Bei Lichtzutritt unter Zimmertemperatur entwickeln Kulturen von *Serratia marcescens* einen blutroten Farbstoff und sind deshalb leicht nachweisbar.

Nach neueren Untersuchungen ist *Serratia marcescens* klinisch pathogen, was jedoch für geohydrologische Untersuchungen ohne Bedeutung ist. Geeignet sollen bestimmte *Escherichia coli*-Stämme sein, die sich nicht im Boden vermehren und leicht nachweisbar sind.

Bei der Bewertung von Tracer-Versuchen mit Bakterien ist deren meist abweichendes Transportverhalten von konservativen Tracern zu berücksichtigen. Neben einer wasserbehördlichen Genehmigung ist zudem wegen der potenziellen Toxizität (Giftigkeit) der Einsatzstoffe stets die Einschaltung von Hygienikern erforderlich.

4.2.4.6 Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit mittels Bor (bzw. Borate) und Fluorchlorkohlenwasserstoffe als Tracer

Anthropogen in den Untergrund eingebrachte Stoffe können Hinweise auf Fließrichtung und –geschwindigkeit in einem Grundwasserleiter liefern. Hierzu eignen sich Stoffe, die natürlicherweise nicht im Grundwasser vorkommen. So ist Bor (als Borat und Perborat), das im Grundwasser recht selten vorkommt, andererseits häufig in Waschmitteln, Seifen, Kosmetika und in Pflanzenschutz- und Düngemitteln enthalten ist, ein recht zuverlässiger Indikator für anthropogene Einflüsse (DIETZ, 1975).

Infolge zunehmender Verbreitung anthropogener Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) und Schwefelhexafluorid (SF_6) in der Atmosphäre und damit in Niederschlägen haben sich Möglichkeiten zur Datierung und damit Beteiligung relativ junger Wässer an Grundwässern ergeben (OSTER et al., 1996a), ein Anwendungsbeispiel beschrieben ebenfalls OSTER et al. (1996b).

4.2.4.7 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes mittels radioaktiver Isotope in Brunnen oder Grundwassermessstellen

Die Filtergeschwindigkeit v_f stellt ein Maß für die Durchlässigkeit eines Grundwasserleiters dar. Nach dem DARCY-Gesetz gilt:

$$v_f = k_f \cdot i \quad (\text{Gl. 20})$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 i = hydraulischer Gradient (1).

Während der hydraulische Gradient i (Grundwassergefälle) meist recht einfach (z.B. durch Sondierungen) zu bestimmen ist, sind für die Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f u.U. umfangreiche Untersuchungen (z.B. Pumpversuche) erforderlich; und zwar je genauer das Ergebnis sein soll, desto umfangreicher die Untersuchung. Eine direkte Bestimmung der Filtergeschwindigkeit v_f nach MOSER & RAUERT (1980) geht davon aus, dass das einen Brunnen durchströmende Grundwasser, das nicht abgepumpt wird, in eine bestimmte Richtung strömt. Wird in den Brunnen eine wasserlösliche radioaktive Substanz eingegeben, nimmt die Anfangsaktivität a_{ini} (Impulsrate) durch Verdünnung mit dem unmarkierten, anströmenden Grundwasser aus dem tributären Einzugsgebiet zeitlich ab. Die Konzentrationsabnahme erfolgt dabei in Funktion der Grundwasserfließrate (HALEVY et al., 1967).

$$\frac{c_t}{c_0} = e^{\frac{-\dot{V} \cdot t}{V}} \quad \text{Gl. 202}$$

4

c_t = Aktivität des Tracers zum Zeitpunkt t
 (Impulsrate, z.B. dps = disintegrations per second),
 c_0 = Anfangsaktivität des Tracers (Impulsrate,
 z.B. dps = disintegrations per second),
 $\dot{V}$ = Grundwasserfließrate (m^3/s),
 t = Zeit (s),
 V = Verdünnungsvolumen (m^3).

Aus der Schnelligkeit der Konzentrationsabnahme ergibt sich die Filtergeschwindigkeit v_f , die unter Berücksichtigung brunnenspezifischer Korrekturfaktoren wie folgt errechnet wird:

$$v_f = \frac{\pi \cdot r_{\text{Br}}}{2 \cdot \alpha \cdot \gamma \cdot t} \cdot \ln \frac{c_0}{c_t} \quad \text{Gl. 203}$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/d),
 r_{Br} = Brunnenradius (m),
 α = Verhältnis der Fließrate im Filterrohr zur Fließrate im unbeeinflussten Strömungsfeld innerhalb des Grundwasserleiters (1),
 γ = experimentell zu bestimmender Korrekturfaktor (1),
 t = Zeitspanne (d),
 c_0 = Anfangsaktivität des Tracers (Impulsrate, z.B. dps = disintegrations per second),
 c_t = Aktivität des Tracers zum Zeitpunkt t (Impulsrate, z.B. dps = disintegrations per second).

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f lässt sich durch Einsetzen und Umformung der Gl. 20 wie folgt errechnen:

$$v_f = k_f \cdot i \quad \text{daraus folgt} \quad k_f = \frac{v_f}{i} \quad (\text{Gl. 20})$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 i = hydraulischer Gradient (1).

Die Änderung der Tracer-Aktivität erfolgt nicht nur durch horizontale Durchströmung von nicht markiertem Grundwasser, sondern zusätzlich noch durch mögliche Vertikalströmungen im Bohrloch. Zur Berücksichtigung der Vertikalströmungen wird die Gl. 184a durch den Korrekturfaktor γ ergänzt. Für die Ermittlung und Anwendung des Korrekturfaktors wird an dieser Stelle auf weiterführende Literatur verwiesen (MOSER

et al., 1957, DROST et al., 1965, KLOTZ & MOSER, 1975).

Sind zwei Bohrlöcher vorhanden, lässt sich die Abstandsgeschwindigkeit v_a und die longitudinale Dispersion im stromabwärts gelegenen Gebiet des markierten Bohrlochs ermitteln (KLOTZ & MOSER, 1975). Die longitudinale Dispersion (Ausbreitung) ist ein Maß für die Varianz der Abstandsgeschwindigkeiten zwischen beiden Bohrlöchern. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Filter- und Abstandsgeschwindigkeit unterschiedlich groß über das durchflusswirksame Porenvolumen umzurechnen sind.

Diese Methode ist auf sich relativ schnell bewegende Grundwässer beschränkt. Strenge Auflagen des Strahlenschutzes erschweren überdies ihren Einsatz.

Generell sollten Untersuchungen mit radioaktiven Tracern nur durch ausgewiesene Fachleuten erfolgen. Neben den entsprechenden Geräten sind große Kenntnisse in der Messtechnik und in der Behandlung von Daten notwendig.

4.3 Wassergewinnung

Die Art der technischen Einrichtungen für die Wassererschließung, also der **Wassergewinnungsanlagen** (Abb. 118), hängt von den gegebenen geologischen und hydrogeologischen Verhältnissen ab (Abb. 97) (FLINSPACH, 1996). Zu unterscheiden sind:

- Wassergewinnung aus Oberflächengewässern,
- Wassergewinnung aus Niederschlagswässern,
- Quellenfassungen, wozu im weiteren Sinne auch Sickerschächte und (bergmännisch angelegte) Stollen zu rechnen sind,
- Schachtbrunnen,
- Bohrbrunnen, die meist vertikal, zuweilen auch horizontal oder schräg angelegt werden.

Die Grundwassergewinnung erfolgt zunehmend durch Brunnen, da deren Entnahmeraten unabhängig von dem Gang des Niederschlags sind, während die Schüttung von Quellen (stark) schwanken kann (Abschn. 3.5.3.1; BALKE et al., 2000).

Bei der Erschließung von Trink-, Brauch- oder auch Beregnungswasser für landwirtschaftliche

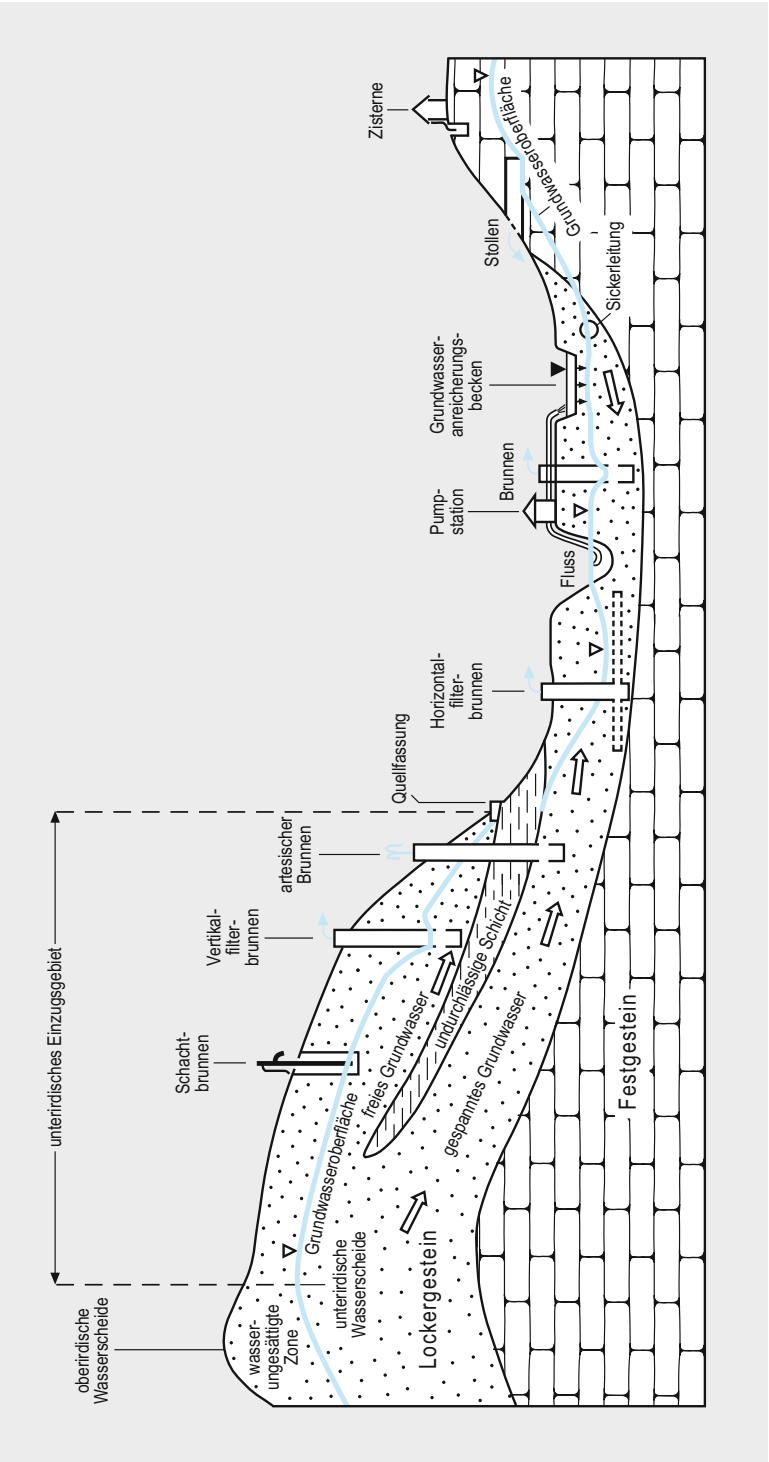


Abb. 118: Veranschaulichung technischer Einrichtungen zur Grundwassergewinnung.

4 Zwecke im Rahmen der wasserrechtlichen Vorschriften wird der **Grundwassergewinnung** durch Brunnen aus mehreren Gründen der Vorzug gegeben. Die Förderrate ist meist konstant, sofern nicht später Veränderungen eintreten, z.B. Alterungen der Brunnenfilter. Ferner ist die Beschaffenheit des Grundwassers nicht so großen Schwankungen unterworfen wie es bei oberirdischen Gewässern oder Quellen der Fall ist. Weiterhin kann das Grundwasser durch Brunnenbohrungen in der Nähe der Verbrauchsorte (Gemeinden, Industrien) erschlossen werden. Schließlich erfolgen beim Grundwasserfließen Selbstreinigungsvorgänge wie **physikalisch-chemische**: z.B. durch Adsorption von Schwermetallen, Ionen-Austausch, Fällung, Redoxpotenzialänderung (Abschn. 3.9.4), **mikrobielle**: Absterben pathogener Bakterien oder deren Sorption, Denitrifikationen, Abbau organischer Substanzen, die in der Regel eine Qualitätsverbesserung bewirken (Abschn. 3.9.6).

4.3.1 Wassergewinnung in Wassermangelgebieten

In Deutschland ist aufgrund der ausreichenden Niederschläge in den meisten Fällen eine Wasserversorgung unproblematisch. Allerdings gibt es Gebiete, in denen ein akuter Wassermangel herrscht. Dies betrifft sowohl die quantitativen Aspekte, d.h. das Wasser ist z.B. aufgrund großer

Flurabstände nur schwer zu gewinnen (Schwäbische Alb), als auch die qualitativen Aspekte, weil das Wasser z.B. durch Versalzung (Küstenraum) nicht nutzbar ist.

In diesen Wassermangelgebieten erfolgt auch heute noch eine Wassergewinnung aus Niederschlagswässern. Dazu wird das Wasser auf den Dachflächen gefasst und in einem Speicher- und Sammelbehälter (Zisterne) (Abb. 119) gesammelt. An der Küste wird außerdem das Wasser von den Dachflächen und andere Oberflächenwässern in Erdgruben, sog. Fehtingen, gesammelt. Des weiteren werden einfache Brunnen, sog. Sodenbrunnen, gebaut. Eine Besonderheit stellen die sog. Tauteiche dar, in denen der Wasservorrat durch Taubildung – bedingt durch die Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht – ergänzt wird (GRAF, 2001; GRAF et al., 2008; WERNER et al., in Vorbereitung).

Bedingt durch Stoffeinträge aus der Luft und von den Sammelflächen ist generell eine Filterung dieser Wässer dringend geboten. In jüngster Zeit gewinnt die Nutzung der Niederschlagswasser auf dem eigenen Grundstück zunehmend an Bedeutung. Dies geschieht aufgrund der gesetzlichen Vorschrift, Niederschlagswasser zu sammeln und nach Möglichkeit zu versickern. Gleichzeitig verringert die Sammlung des Niederschlags die Kanalisationskosten und reduziert die Abnahme des Trink- und Brauchwassers aus dem öffentlichen Netz. Für die technische Umsetzung werden zahlreiche Systeme angeboten (DIN 1989-1).

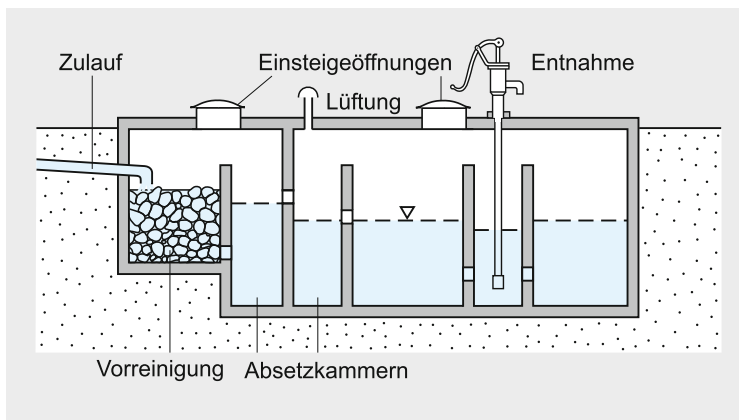


Abb. 119: Zisterne.

Eine Besonderheit stellen die Trinkwasservorkommen auf den friesischen Inseln dar. Obwohl diese von Seewasser umgeben sind, kann eine begrenzte Trinkwasserversorgung garantiert werden. Dies liegt an der Ausbildung einer Süßwasserlinse in den sandigen Grundwasserleitern dieser Inseln.

Diese Übersichtung von Süßwasser über dem Meerwasser ist auf die unterschiedlichen Dichten des Süß- und des Meerwassers zurückzuführen. Dies wird durch die **GHYBEN-HERZBERG-Gleichung** beschrieben (BADON GHYBEN, 1889; HERZBERG, 1901; TODD, 2005) (BADON GHYBEN, niederländischer Militäringenieur; GERHARD HERZBERG, deutsch-kanadischer Chemiker und Physiker; 1904–1999). Ist die Höhe zwischen Meeresspiegel und Unterkante Süßwasserlinse h_{MSu} , die Höhe zwischen Meeresspiegel und Oberkante Süßwasserlinse h_{MSo} (Abb. 120), die spezifische Dichte des Meerwassers ρ_M und die des Süßwassers ρ_S , dann ist:

$$h_{MSu} = \frac{\rho_S}{\rho_M - \rho_S} \cdot h_{MSo} \quad \text{Gl. 204}$$

h_{MSu} = Höhe zwischen Meeresspiegel und Unterkante der Süßwasserlinse (m),

ρ_S = Dichte des Süßwassers (kg/m^3),

ρ_M = Dichte des Meerwassers (kg/m^3),

h_{MSo} = Höhe zwischen Meeresspiegel und Oberkante der Süßwasserlinse (m).

Die mittlere Dichte des Meerwassers beträgt $\rho_M = 1,027 \text{ g/cm}^3$. Diese Beziehung lässt sich naturgemäß auch auf die Süß-Salzwasserbereiche des Festlands übertragen (HÖLTING, 1985).

Obwohl die o.g. Techniken ihre Anwendung finden, wird das Problem des Wassermangels mittels moderner Technik wie z.B. Rohrleitungen gelöst.

4.3.2 Wassergewinnung aus Oberflächengewässern und deren Umgebung

Eine einfache Art der Wassergewinnung ist die Wasserentnahme aus Oberflächengewässern (Seen, Flüsse, Talsperren). Mittels dieser Methode lassen sich große Wassermengen mit relativ geringem Aufwand gewinnen. Ein Problem stellt die eventuelle Belastung des Oberflächenwassers aus kontaminierten Grundwasserleitern und durch Stoffeinträge durch Einleitungen in das Gewässer sowie aus der Luft dar. Daher sind chemische und bakteriologische Untersuchungen

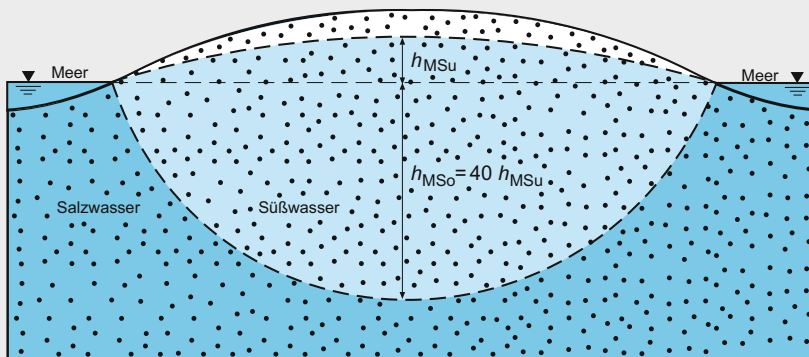


Abb. 120: Veranschaulichung der GHYBEN-HERZBERG-Gleichung.

4 unverzichtbar und je nach Ergebnis der Wasserqualität angepasste Aufbereitungen notwendig. In historischen Zeiten war die Entnahme aus Flüssen und Seen häufig die einzige Art der Wasserversorgung. Daher finden sich ältere menschliche Ansiedlungen in der Nähe von Flüssen und Seen. Aber auch heute wird noch Wasser auf diese Art und Weise gewonnen. Erwähnt sei hier die Entnahme für Kraftwerke aus Flüssen, Kanälen sowie Seen (z.B. Wasserversorgung des Großraumes Stuttgart aus dem Bodensee).

Eine Sonderform stellen die **Talsperren** dar. Hier werden Wasservorräte durch Absperrung von Tälern z.B. durch Erddämme oder Bogenmauern aus Beton gesammelt. Hinweise zur Erkundung von Sperrstellen sowie zum Bau von Talsperren gibt HEITFELD (1991). Das Wasser kann direkt an den Verbraucher abgegeben oder über die Einspeisung in einen Fluss und anschließende Versickerung und Wiederförderung gewonnen werden. Hier sei insbesondere die Wasserversorgung des Ruhrgebietes über die Talsperren im Sauerland erwähnt.

Die Gewinnung von **Uferfiltrat** spielt heute in den Industrieländern eine erhebliche Rolle, vor allem bei der Wassergewinnung für den Industriebedarf, aber auch für kommunale Wasserversorgungen. Die Bohrbrunnen sollten jedoch mindestens 50 m vom Ufer angelegt werden. Nach BIESKE (1992) berechnet sich das gewinnbare Wasservolumen wie folgt:

$$\dot{V} = \frac{k_f (h_M^2 - h_{Ms}^2)}{2 \cdot l_{BrU}} \cdot l_U \quad \text{Gl. 205}$$

$\dot{V}$ = gewinnbarer Wasservolumenstrom (m³/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

h_M = Grundwassermächtigkeit (ausschließlich Eintrittswiderstand durch Kolmation)(m),

h_{Ms} = Grundwassermächtigkeit im abgesenkten Zustand im Brunnen (m),

l_{BrU} = Entfernung Brunnen – Ufer (m),

l_U = Uferlänge (m).

Die errechneten Werte bedürfen jedoch immer der Überprüfung durch Pumpversuche.

Wegen der gerade in industriellen Gebieten häufiger stärkeren Kolmation in den Gewässerbetten wird mehr und mehr dazu übergegangen,

künstliche Infiltrationsbecken oder –brunnen (Abschn. 4.3.5) zu bauen (MAROTZ, 1968), in die das zu infiltrierende Wasser aus den Gewässern gepumpt wird. Zur Erhaltung der Durchlässigkeiten werden diese in regelmäßigen Abständen gereinigt (HABERER, 1968). Durch Inhaltsstoffe in den Gewässern kann eine Aufbereitung des geförderten Uferfiltrats für Trinkwasserzwecke notwendig werden. In Schadensfällen muss die Wasserförderung unterbrochen werden.

4.3.3 Wassergewinnung durch Quellenfassungen, Sickeranlagen und Stollen

Die Nutzung von Quellwässern ist recht einfach und wird daher seit Jahrhunderten praktiziert. Dagegen erfordert die Fassung von Quellen viel Erfahrung hinsichtlich der hydrogeologischen Verhältnisse und der technischen Möglichkeiten. Beispiele für gelungene Quellfassungen finden sich in SCHNEIDER, H. (1973; DVGW, 1979; BIESKE, 1965) (Abb. 121). Hinweise zur Nutzung von untermeerischen Quellen gibt DÖRPINGHAUS (1991).

Da die Schüttungen von **Quellen** häufig niederschlagsabhängig sind und daher wechseln (Abschn. 3.5.3.1), ist vor ihrer Fassung für Versorgungszwecke eine längere Schüttungsmessreihe (möglichst über ein Jahr) erforderlich. Die Mindestschüttung der zu fassenden Quelle soll größer als der Wasserbedarf sein. Der Schüttungsquotient (Verhältnis kleinste zu größter Schüttung) soll nicht kleiner als 1:10 (also z.B. nicht 1:100) sein. Ferner ist zu beachten, dass durch Fassung einer Quelle der Abfluss zu dem zugehörigen oberirdischen Gewässer vermindert wird und bestehende Rechte (vor allem Mühlen-, Fischerei- und Beregnungsrechte) beeinträchtigt werden können; in Fischereigewässern darf eine Mindestwassertiefe von 10 cm nicht unterschritten werden (KILLE & SCHULTZE, 1975). Schließlich ist zu bedenken, dass Wasser aus Quellen bei oberflächennaher Lage des Grundwasserleiters hygienisch gefährdeter sind: Aus diesem Grund ist eine wasserrechtliche Genehmigung für die Fassung von Quellen erforderlich. Zweckmäßigerweise werden zur Fassung die Grundwasseraustritts-

stellen durch Baggerschürfe ermittelt und das austretende Wasser durch **Sickerstränge** gefasst. Die Fassung von Quellen ist aufgrund ihrer unterschiedlichen Entstehung schwierig und muss den jeweiligen geologischen und geohydraulischen Gegebenheiten angepasst werden. Der Zufluss $\dot{V}$ in den Sickersträngen berechnet sich (wie auch bei Horizontalfilterbrunnen) nach CHAPMAN (1957) wie folgt:

$$\dot{V} = \left(0,73 + 0,27 \cdot \frac{h_M - h_{Br}}{h_M} \right) \cdot \frac{k_f}{2 \cdot l_R} \cdot (h_M^2 - h_{Br}^2) \cdot l_F \quad \text{Gl. 206}$$

$\dot{V}$ = zufließender Volumenstrom (m^3/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit im unbeanspruchten (natürlichen) Zustand (m),
 h_{Br} = Grundwassermächtigkeit im Brunnen im abgesenkten Zustand (m),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 l_R = Reichweite der Absenkung (m),
 l_F = Länge der offenen Sicker-(Filter-) Stränge (m).

Unter **Sickeranlagen** versteht man horizontale Schlitzfassungen, die möglichst senkrecht zur Grundwasserfließrichtung angelegt werden. In

einem Sickerschlitz werden gelochte oder geschlitzte Rohre aus Beton gelegt, die mit Filterkies ummantelt werden. Nach oben kann dieses System durch Ton abgedichtet werden. Eine Sonderform der Sickeranlagen sind die **Kanate** (auch Qanate), die im Nahen und Mittleren Osten bereits vor 2 500 Jahren gebaut wurden und teilweise heute noch in Betrieb sind (Abb. 122). Es handelt sich hierbei um unterirdische Freispiegelkanäle, die in Handarbeit hergestellt wurden und einen Transport von Trink- und Nutzwasser über längere Strecken ermöglichen. In der Regel wurden alle 20 m bis 25 m Schächte abgeteuft, die zur Förderung des Aushubes während der Bauphase, der Wartung und dem Luftaustausch dienen. In Syrien werden diese Anlagen Foggara, in Afghanistan Karez genannt. In der Stadt Yazd (Iran)¹¹ existieren unterirdische Kuppelbauten, in denen das Wasser aus den Kanaten gespeichert wird. An die Kuppelbauten schließen sich hohe Windtürme an, die den Speicherraum belüften und für eine natürliche Kühlung des gespeicherten Wassers sorgen.

Grundwasser lässt sich ebenfalls durch bergmännisch aufgefahrene **Stollen** erschließen. Diese Stollen werden von der Talsohle oder von der Gebirgsflanke in den Grundwasserleiter vorge-

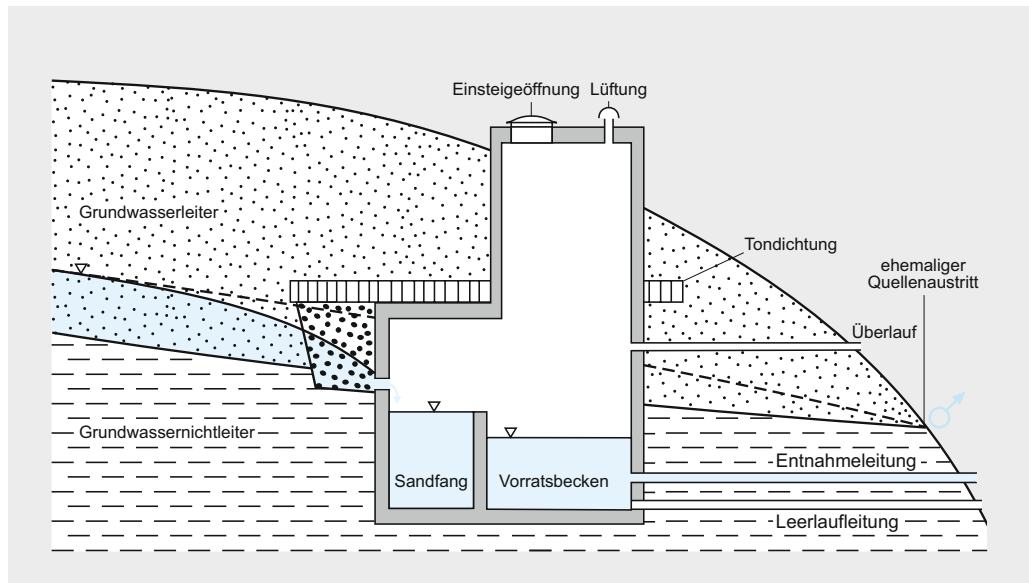


Abb. 121: Quelfassung.

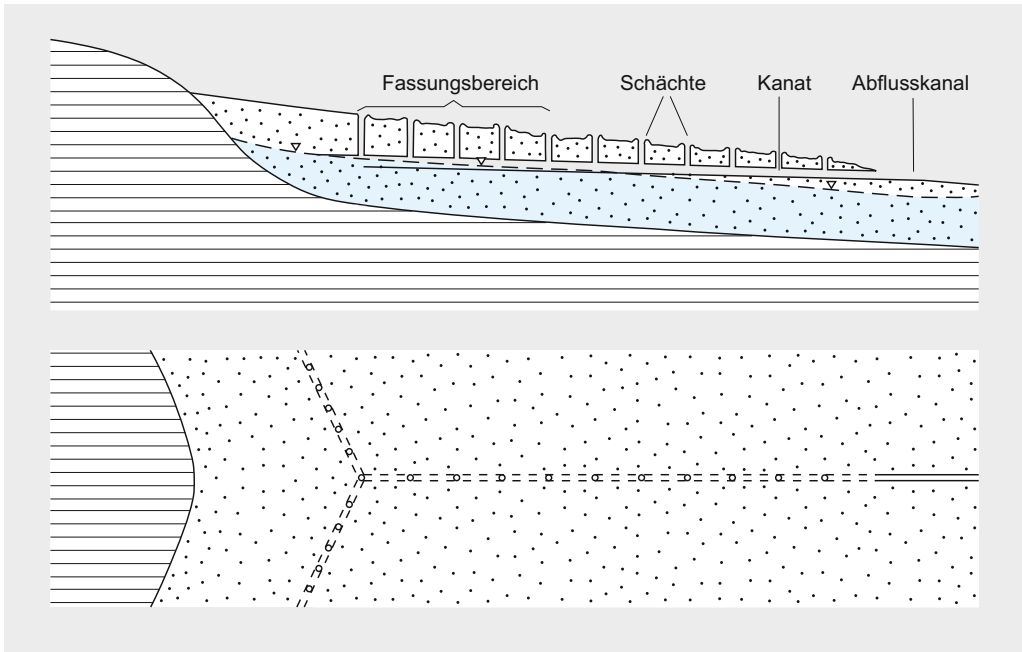


Abb. 122: Kanat (verändert nach BISWAS, 1970).

trieben. Stollen lassen sich mit großem Durchmesser auffahren und können daher erhebliche Wassermengen liefern. Durch Verschluss des Stollenauslaufes kann für Trockenzeiten Wasser gespeichert werden. Auch durch Abschottung von Stollenabschnitten lässt sich das zuzutrende Grundwasser im Stollen selbst und im angrenzenden Gebirge speichern und bei erhöhtem Bedarf die so gebildeten Reserven nutzen. Grundwasserfassungen durch **Stollen** stellen ähnliche Anlagen wie Quelfassungen dar, sind aber wegen ihrer Tiefenlage meist nicht so anfällig gegen Niederschlagsschwankungen.

Als Beispiel für eine Stollenwasserversorgung sind die Anlagen der Stadt Wiesbaden im Taunus-Quarzit zu nennen. So deckt z.B. die Stadt Wiesbaden ein Teil ihres städtischen Wasserbedarfs aus vier Stollen, die insgesamt 11,4 km lang sind und eigens für die Wasserversorgung in den Taunus-Quarzit getrieben wurden. Das Wasserdargebot beträgt im Mittel $4,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ ($= 143 \text{ l/s}$), die Speicherkapazität bis $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Auch auf Teneriffa sind ähnliche Systeme in Betrieb.

Auch aufgelassene Bergwerkstollen, die früher zur Entwässerung des Gebirges und damit der Grubenbaue dienten (sog. Erbstollen), lassen sich zur Wasserversorgung nutzen. Hierbei ist allerdings die Wasserqualität zu beachten, da Grubenwässer aus stillgelegten Erzgruben erhöhte Metallgehalte aufweisen können. Der Vorteil dieser Anlagen liegt darin, dass keine Erschließungskosten anfallen sondern nur die Betriebskosten.

4.3.4 Wassergewinnung durch Brunnen

Die moderne Wasserversorgung erfolgt über künstliche Grundwasseraufschlüsse, die über Brunnen hergestellt werden. Man unterscheidet je nach technischer Ausführung mehrere Typen, die im Folgenden beschrieben werden.

4.3.4.1 Wassergewinnung durch Schachtbrunnen

Der Schachtbrunnen stellt die einfachste Form für die Entnahme von Grundwasser dar. Er war früher flächendeckend auch in den Städten weit verbreitet; heute findet man ihn noch für die ländliche Hauswasserversorgung. Früher wurden diese Brunnen von Hand ausgeschachtet und das entsprechende Loch durch Holz, Bruchsteine oder Ziegel stabilisiert. Heute lassen sich Brunnenringe aus Beton oder Stahl durch Greiferaushub absenken. Der Wasserzutritt erfolgt über die Sohle, die Seitenwandung oder durch durchlässige Fugen zwischen den Bauteilen.

4.3.4.2 Wassergewinnung durch Vertikalbrunnen

Für die Grundwassergewinnung wird heute am häufigsten der Vertikalbrunnen eingesetzt. Zum Bau eines solchen Brunnens wird ein Bohrloch niedergebracht, in das eine Verrohrung eingebaut wird (Abb. 123). Diese **Verrohrung** besteht im oberen Teil aus einem **Aufsatzrohr** und in den wasserführenden Schichten aus geschlitzten oder gelochten **Filterrohren**. Diese Rohre bestehen heute überwiegend aus folgenden Materialien:

- Kunststoff (Polyvinylchlorid (PVC-U (unplasticized)), Polyethylen (PE-HD (high density)), Teflon),
- Kunststoffbeschichtete Stahlrohre (Rilsam-Polyamid 11),
- Kunstharz,
- V2A- (1.4300), V4A-Stahl (1.4401).

Den Abschluss nach unten bildet das geschlossene **Sumpfrohr**, das durch eine Bodenkappe verschlossen ist. Der Ringraum zwischen der Bohrlochwandung und der eingebauten Rohrtour wird mit Filterkies stabilisiert; hierzu wird der Kies über Schüttrohre in den Ringraum eingefüllt. Das Filtermaterial besteht überwiegend aus gewaschenen, abgesiebten oder klassifizierten Quarzkiesen. Neuerdings werden auch Glaskugeln anstelle von Filterkies benutzt (TRESKATIS, 2009, 2010). Diese haben den Vorteil, dass sie nahezu ideal geformt sind und in allen Durchmes-

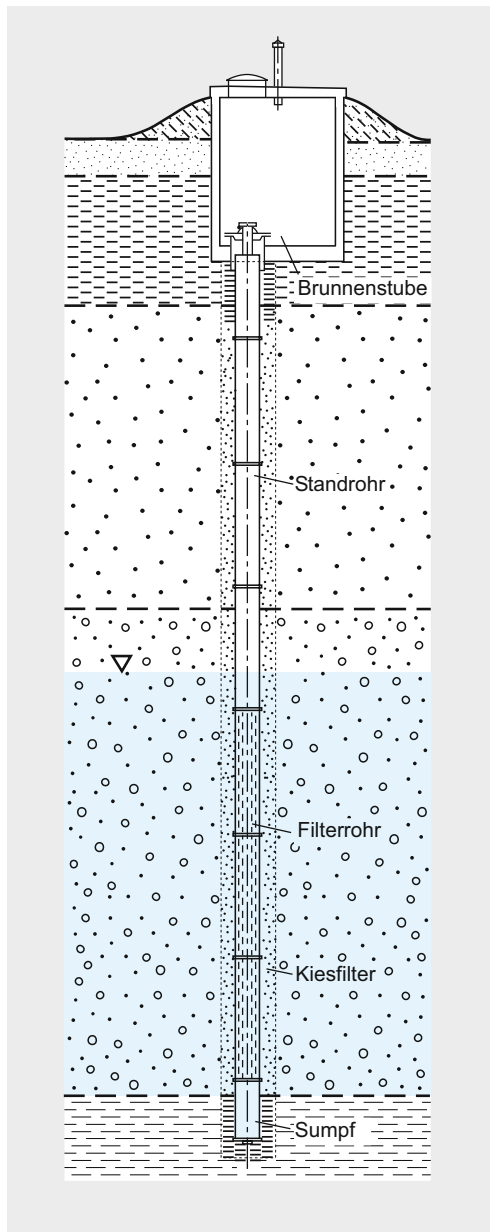


Abb. 123: Vertikalbrunnen.

sen geliefert werden können. Außerdem neigen diese wegen ihrer glatten Oberfläche nicht so stark zur Anlagerung von Eisen und Mangan. Die Kornverteilung der **Filterkiesschüttung** richtet sich nach den hydrogeologischen Gegebenheiten

4 und wird vom Hydrogeologen berechnet (DVGW, 2001). Wichtig ist bei verschiedenen Grundwasserleitern, deren hydraulische Trennung durch Tonsperren, auch in der Filterkies-schüttung, zu gewährleisten. Passiert dieses nicht, kann es zum Austausch von Wässern aus den verschiedenen Grundwasserleitern kommen. Dies kann zum Beispiel bei gespannten Grundwässern zu Ausspülungen von Bodenmaterial und damit zu Schäden an Geländeoberfläche führen. Im Brunnen sind Erosionsvorgänge zwischen dem Filterkies und der Tonsperre durch **Gegenfilter** zu vermeiden. Werden diese Gegenfilter nicht eingebracht, kann es zur Ausspülung von Ton in den Filterkies und damit zur Verminderung der Wasserwegsamkeit kommen. Außerdem können sich Wasser unterschiedlicher Qualität mischen oder Kontaminationen eingetragen werden. Oberflächennah wird der Brunnen abgedichtet und mit einem **Brunnenkopf** versehen, in dem die Rohrleitungen und elektrischen Anlagen installiert sind.

Ausführliche Beschreibungen zum Ausbau von Brunnen liefern BAHKE et al. (2000) und BIESKE (1992).

4.3.4.3 Wassergewinnung durch Horizontalbrunnen

Horizontalfilterbrunnen bestehen i.d.R. aus einem senkrechten Brunnenschacht und horizontalen Filtersträngen, die das Grundwasser fassen. Sowohl beim Bau des senkrechten Schachtes als auch bei der Herstellung der horizontalen Fassungsstränge gibt es unterschiedliche Bauformen und Dimensionen, die nach dem jeweiligen Stand der Technik und dem örtlichen Bedarf angewendet werden.

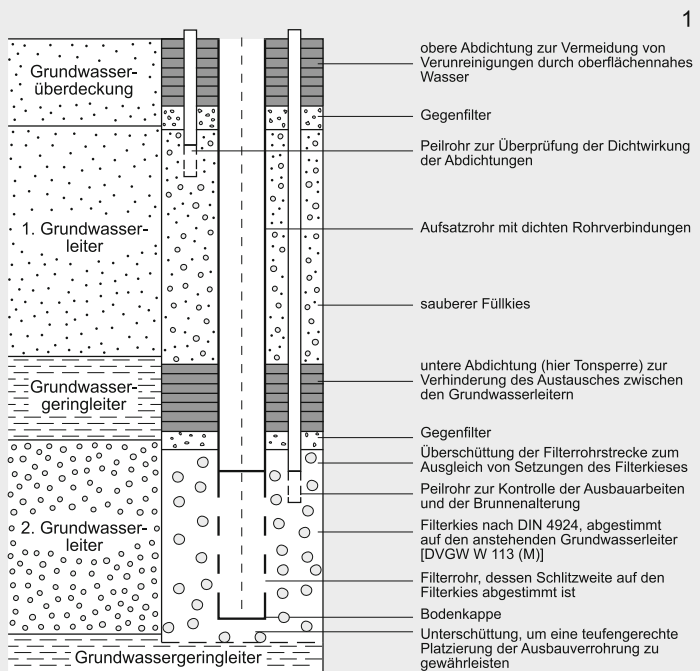
Für die Herstellung eines **senkrechten Brunnenschachtes** wurden bis 1970 meist Ortbeton-schächte mit Innendurchmessern zwischen 3 und 5 m abgeteuft. Bei diesen Schächten werden über einem Schneidschuh abschnittsweise die Armierungsseile und die Schalung aufgestellt und in die jeweiligen Betonierabschnitte Beton eingefüllt und verdichtet. Nach dem Abbinden des Betons wird im Nassbaggerverfahren das Innere des Schachtes ausgehoben und dadurch der Schacht um den jeweiligen Abschnitt abgesenkt. Mit der

entsprechenden Anzahl von Betonierabschnitten wird die Endteufe des Schachtes erreicht und anschließend die Schachtsohle ausbetoniert.

Seit 1970 werden in Deutschland häufiger die Schächte aus Stahlbetonfertigteiltringen hergestellt, die bedingt durch den erforderlichen Straßentransport lediglich einen Innendurchmesser von 2 bis 3 m haben. Hier werden anstelle der Betonierabschnitte armierte Betonfertigteiltringe aufeinander gesetzt und durch Betonkleber wasserdicht miteinander verbunden. Vorteilhaft an dieser Methode ist, dass die Abbindezeit des Betons nicht mehr abgewartet werden muss. Außerdem kann über eine hydraulische Abteufeinrichtung der Schacht zusätzlich in den Untergrund gedrückt werden, sodass ein Vorschnitt entsteht und der Grundwasserleiter möglichst ungestört durchfahren werden kann. Das Ausbaggern und die Herstellung der Schachtsohle erfolgt nach dem gleichen Prinzip wie beim Ortbeton-schacht. Anschließend kann der Schacht ausgepumpt werden und der Bau der horizontalen Filterstränge beginnen (Abb. 125).

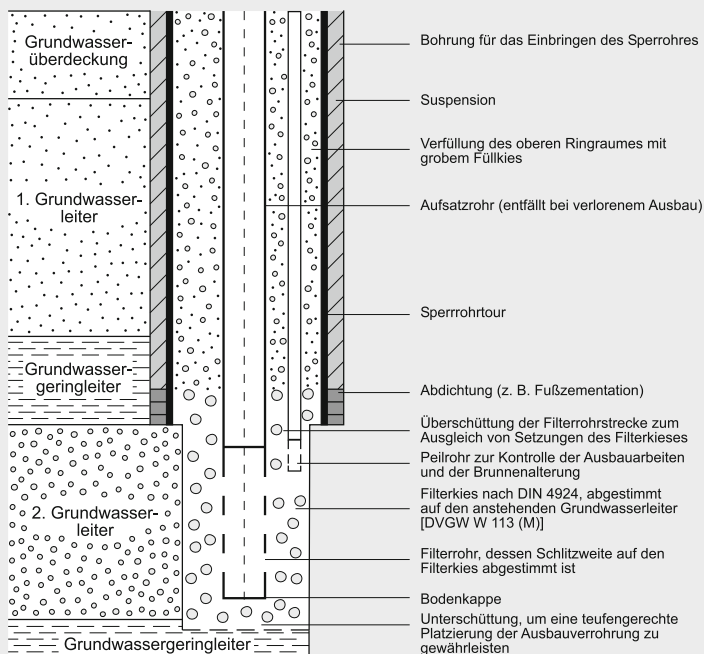
Die **horizontalen Filterstränge** wurden erstmals von dem amerikanischen Ingenieur RANNEY 1934 konzipiert und gebaut. Bei dem nach ihm benannten **RANNEY-Verfahren** werden für die Fassung des Grundwassers Filterrohre aus dem Schacht heraus direkt in das umgebende Gebirge vorgepresst. Um den dabei benötigten Pressdrücken zu widerstehen, muss das Filterrohr sehr dickwandig ausgelegt sein. Die große Wandstärke hat zur Folge, dass die Filterschlitzweite nicht beliebig klein gehalten werden können, weil es wirtschaftlich nicht möglich ist 1 mm bis 3 mm große Schlitzweite in 6 mm bis 10 mm starke Rohre einzuarbeiten. Außerdem ist es nicht möglich, die Filterschlitzweite auf das Gebirge abzustimmen, wenn unerwartet feinkörnige Bodenschichten beim Vortrieb angetroffen werden.

Eine technische Verbesserung stellt das **FEHLMANN-Verfahren** (HANS KASPAR FEHLMANN, schweizerischer Ingenieur, 1882–1965) dar, bei dem zuerst Bohrrohre bis zur vorgesehenen Länge vorgetrieben werden. In diese Bohrrohre werden dann die jeweiligen Filterrohre eingebaut. Anschließend werden die Bohrrohre zurückgezogen, wobei das durchgefahrene Gebirge um den Filter herum zusammenfällt. Durch dieses Verfahren war es möglich geworden, die Filterschlitzweite nach dem Auswerten der Bodenschichten dem



Ausbau ohne Sperrrohr

2



Ausbau mit Sperrrohr

Abb. 124: Ausbauschema Vertikalbrunnen (1) ohne und (2) mit Sperrrohr (nach DVGW, 2001).

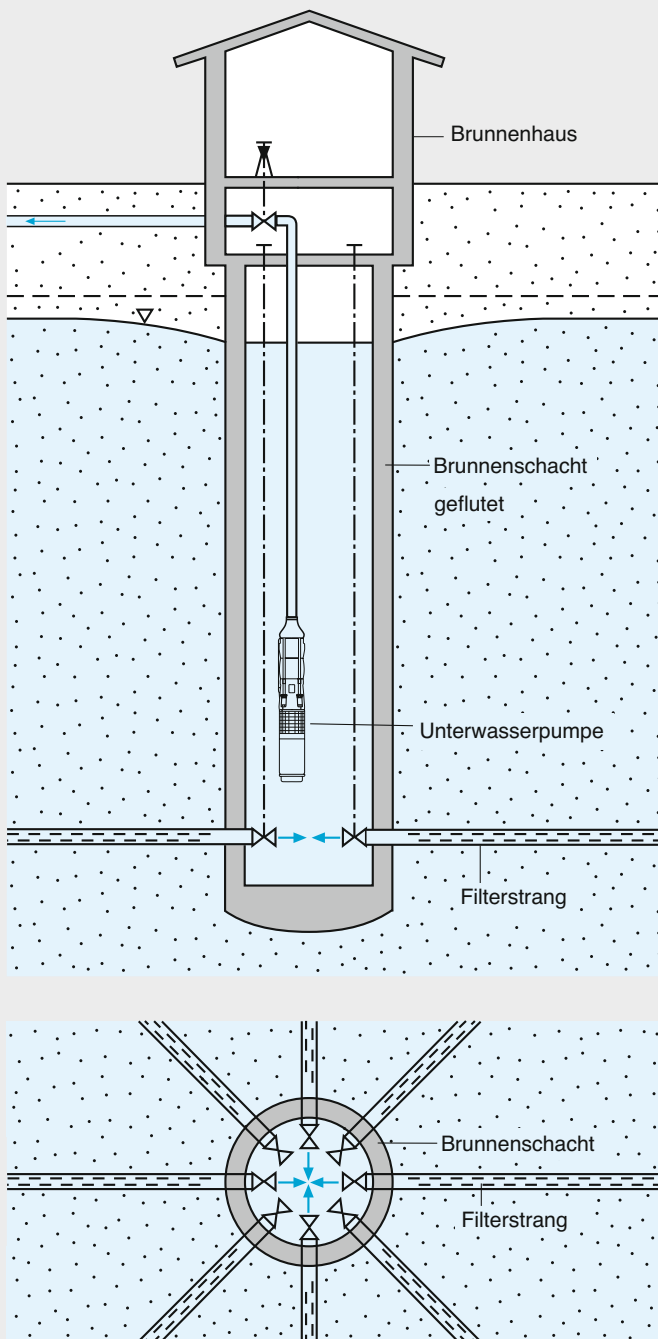


Abb. 125: Horizontalbrunnen.

Gebirge anzupassen und gleichzeitig die Wandstärke des relativ hochwertigen Filterwerkstoffes nur so zu dimensionieren, wie es die Belastung durch das umgebende Gebirge erfordert.

Ein weiterer Schritt in der Entwicklung des horizontalen Brunnenbaus stellt das **PREUSSAG-Kiesmantel-Verfahren** dar. Die Idee zu diesem Verfahren stammt von PAUL BESIGK (deutscher Ingenieur, 1911–1998) und wurde von HUGO HAHN (deutscher Ingenieur, 1896–1991) technisch umgesetzt. Bei dieser Brunnenkonstruktion wird das Filterrohr nach dem Vortrieb der Brunnenrohre mit einem Kiesmantel umgeben, dessen lose eingebrachtes Quarzkorn mit seinem Durchmesser auf die erbohrten Bodenschichten abgestimmt wird. Diese Ausbauart macht den Einsatz von größeren Bohrrohren notwendig, um einen Ringraum zwischen Filterrohr und Bohrungsdurchmesser zu schaffen. Mit den entsprechenden Filterkorngrößen und den dazu passenden Filterschlitzweiten können nun auch feinkörnige Formationen ausgebaut werden. Dies entspricht den Erfahrungen aus dem Vertikalbrunnenbau, in dem Filterrohre mit einer Umschüttung aus Quarzfilterkies eine sehr leistungsfähige und regenerierfähige Filterkonstruktion darstellen.

Der weitere Ausbau des Horizontalfilterbrunnens erfolgt nach den jeweiligen örtlichen Gegebenheiten und den Bedingungen, unter denen die Anlage betrieben werden soll. So hat man anfänglich große, teils sehr eindrucksvolle Brunnenhäuser über den Schächten errichtet, in denen die Förderanlagen sowie die Wartungs- und Stromversorgungseinrichtungen untergebracht wurden. Heute werden diese Einrichtungen bevorzugt unterirdisch eingebaut. Andererseits bestimmen die örtlichen Gegebenheiten, wie die Zugangsmöglichkeit zum Gewinnungsgebiet oder die Höhe des höchsten Wasserspiegels die Art und Lage des Brunnenausbau. Aber auch die Qualität des Grundwassers kann den gewählten Ausbau bestimmen. So wurde z.B. reduziertes, eisenhaltiges Wasser in einem geschlossenen Rohrsystem innerhalb des Schachtes getrennt gefasst und gefördert, um Eisenhydroxid-Ausfällungen einzuschränken. Bei dieser Konstruktion einer sog. **Trockenaufstellung** bleibt der Schacht während des Betriebes bis zur Sohle völlig trocken und jederzeit begehbar (BIETMANN, 2009). Außerdem bietet dieser Ausbau die Möglichkeit, nach

den jeweiligen hydrogeologischen Gegebenheiten aus einzelnen Filtersträngen Wasser zu fördern und sogar unterschiedliche Wasserqualitäten zu nutzen. Dies ist eine Weiterentwicklung zur herkömmlichen **Nassaufstellung**, bei der das Grundwasser aus den Horizontalfiltersträngen im freien Auslauf in den Schacht einströmt und aus diesem mit Unterwasserpumpen gefördert wird.

4.3.4.4 Brunnenausbau und Bestimmung brunnenspezifischer Daten

4.3.4.4.1 Brunnenausbau

Der Brunnenausbau (DVGW, 2001c) einschließlich der Brunnentiefe, des Bohr- und Brunnenfilter-Durchmessers richtet sich in aller Regel nach den gegebenen hydrogeologischen Verhältnissen (Schichtenfolge, Niveau der Grundwasserleiter) sowie nach dem Erschließungsziel.

Ein Brunnen besteht (Abb. 124) aus einer Rohrtour, die von einem Filterkies im Ringraum zwischen Rohrtour und Gebirge im Profilschnitt der grundwasserleitenden Schichten umgeben wird, und einer Wassersperre zur Abdichtung des Brunnens gegen häufig verunreinigte (Grund-) Wasserzuflüsse aus dem oberflächennahen Bereich. Auch innerhalb des Ringraumes können Abdichtungen als hydraulische Barrieren eingebracht werden. Alle Abdichtungen müssen jedoch sorgfältig ausgeführt werden (HOMRIGHAUSEN & LÜDDEKE, 1990). Die Rohrtour beginnt von der Sohle her mit einem kurzen Sumpfrohr zur Aufnahme von Trübe, die im Verlauf des Betriebes mit dem einfließenden Grundwasser in die Verrohrung eingetragen werden kann. Darüber schließt das Filterrohr an, das im Abschnitt der grundwasserleitenden Schichten eingebaut wird. Sofern mehrere derartige Schichten ausgebildet sind, werden in den mehr oder weniger grundwasserfreien Abschnitten Vollrohre eingebracht, in denen die Pumpe installiert werden kann. Die Rohrtour wird durch das Aufsatzrohr abgeschlossen, das bis zur Brunnenoberkante in den Brunnenschacht führt. Ist das Brunnenfilter nicht fest mit dem Aufsatzrohr verbunden, sondern in dieses nur „hineingestellt“, wird von einem „verlore-

4 nen Filter“ gesprochen. Das im Filterkies stehende Peilrohr dient der Messung der Grundwasserstände unabhängig vom hydraulischen Widerstand der Filterrohrtour. Bei Festgesteinen wurde früher häufig aus Kostengründen auf den Ausbau verzichtet. Diese Brunnen hatten häufig lange Standzeiten und wiesen keine Verminderung der Leistung auf, so dass dieses Verfahren unter bestimmten Voraussetzungen durchaus anwendbar ist (QUAST, 2010).

Eine wesentliche Bedeutung kommt dem Brunnenfilter zu, das eine optimale Aufnahme des aus dem Grundwasserleiter zusitzenden Wassers gewährleisten soll. Verschieden gestaltete Eintrittsöffnungen sollen einen strömungsdynamisch günstigen, quantitativ optimalen Zufluss bewirken. Brunnenfilterrohre und die Kiesschüttung sind empfindlich gegen vorzeitige Alterungen, wofür es verschiedene Ursachen geben kann (PAUL, 1996a):

Versandung, die durch falsche Filterkieswahl oder zu hohe Absenkung (größeres Eintrittsgefälle, höhere Schleppkraft des einströmenden Wassers) verursacht wird.

Korrosion, Zerstörung des Filtermaterials durch (kohlenensäure-) aggressive Grundwässer (Abschn. 3.9.3.5). Die Korrosion kann auch durch elektrochemische Vorgänge ausgelöst werden (niedriges Redoxpotenzial des Grundwassers, Abschn. 3.9.3.7). Liegen entsprechende geohydrochemische Verhältnisse vor, muss durch Verwendung korrosionsfesten Materials (Kunststoff, kunststoffbeschichteter Stahl über einem Stahlskelett, Kunstharz, V2A- oder V4A-Stahl) einer vorzeitigen Alterung vorgebeugt werden.

Versinterung entsteht durch Ausfällung von Karbonaten infolge Kohlensäureaustriebs beim Eintritt kohlenensäurereichen Wassers in die Filterrohrtour. Dadurch kommt es zu einer Verschiebung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts (Abschn. 3.9.3.5).

Zur **Regenerierung** stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung (RÜBESAME, 1996). So lassen sich durch Zugabe von Säuren (Salzsäure) die Ockerbeläge auflösen oder durch harte Bürsten mechanisch entfernen. Zur Regenerierung werden auch Wasserhochdruckverfahren eingesetzt. Hierbei werden durch einen rotierenden Düsenkopf, der im Brunnen auf und ab bewegt werden kann, die Ablagerungen entfernt. Durch eine schlagartige Expansion eines hochkomprimier-

ten Gases oder einer Flüssigkeit lassen sich Impulse erzeugen, die die Verockerungen entfernen. Ein besonderes Regenerierungsverfahren stellt der Einsatz von Explosivstoffen dar. Dieses Verfahren wird von den Berliner Wasserbetrieben seit Jahren erfolgreich angewendet. Der durch die Detonation einer Sprengschnur hervorgerufene Impuls führt zur hydromechanischen Lösung von Inkrustationen (Sprengschocken). Ein zusätzlicher Reinigungseffekt wird durch das Freisetzen von Sprenggasen bewirkt. Die Lademenge muss bei diesem Verfahren sehr gering bemessen werden, damit die Filterrohre bei der Detonation nicht zerstört werden. In der Praxis haben derartige Sprengungen nur bei metallischen Filterrohren Erfolg gezeigt.

Hinweise zur Regenerierung oder Rückbau von Brunnen gibt das DVGW-Arbeitsblatt W135 (DVGW, 1998c). Darin finden sich auch Empfehlungen für den Fall, dass Brunnen und Messstellen rückgebaut werden.

4.3.4.4.2 Ausbau in Lockergesteinen

Die **Berechnung des Fassungs- oder Wasseraufnahmevermögens** eines Brunnens $\dot{V}_{\text{Fa}}$ mit dem Bohrlochradius r_{Bl} erfolgt nach SICHARDT (1928) durch Multiplikation der Filtereintrittsfläche ($2\pi \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h$) mit der maximalen Geschwindigkeit v_{max} des in den Brunnen eintretenden Wassers. Die maximale Geschwindigkeit v_{max} ergibt sich empirisch aus:

$$v_{\text{max}} = \frac{\sqrt{k_f}}{x_1} \quad (\text{Gl. 211})$$

v_{max} = maximale Wassereintrittsgeschwindigkeit in den Brunnen (m/s),

x_1 = empirischer Beiwert $= 15 \sqrt{\frac{s}{m}}$,

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert des Grundwasserleiters (m/s).

Das Fassungsvermögen $\dot{V}_{\text{Fa}}$ ist somit:

$$\dot{V}_{\text{Fa}} = 2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_{\text{F}} \cdot v_{\text{max}} \quad \text{Gl. 207}$$

$\dot{V}_{\text{Fa}}$ = Fassungsvermögen des Brunnens (m³/s),

r_{Bl} = Bohrlochradius (m),

h_F = Filterlänge (m),
 $v_{\max}$ = maximale Wassereintrittsgeschwindigkeit in den Brunnen (m/s)

bzw.

$$\dot{V}_{Fa} = 2 \cdot \pi \cdot r_{Bl} \cdot h_F \cdot \frac{\sqrt{k_f}}{x_1} \quad (\text{Gl. 207})$$

Beispiel:

Mit einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 10^{-4}$ m/s, einer Filterlänge $h_F = 15$ m und einem Bohrradius $r_{Bl} = 250$ mm = 0,25 m errechnet sich eine Höchstgeschwindigkeit $v_{\max}$ von:

$$v_{\max} = \frac{\sqrt{k_f}}{x_1} = \frac{\sqrt{10^{-4} \text{ (m/s)}}}{15 \cdot \sqrt{\frac{s}{m}}} = 6,67 \cdot 10^{-4} \text{ m/s} \quad (\text{Gl. 211})$$

Das Fassungsvermögen $\dot{V}_{Fa}$ errechnet sich dann wie folgt:

$$\begin{aligned} \dot{V}_{Fa} &= 2 \cdot \pi \cdot r_{Bl} \cdot h_F \cdot v_{\max} \\ &= 2 \cdot \pi \cdot 0,25 \text{ m} \cdot 15 \text{ m} \cdot 6,67 \cdot 10^{-4} \text{ m/s} \\ &= 0,0157 \text{ (m}^3/\text{s)} \cdot 3600 \text{ (s/1h)} = 56,55 \text{ m}^3/\text{h} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 207})$$

Das **Fassungsvermögen** eines Brunnens ist also vom Durchlässigkeitsbeiwert des erschlossenen Grundwasserleiters abhängig und kann nicht allgemein gültig für Bohr- und Filterdurchmesser angegeben werden.

BRAUNS et al. (2002) nehmen jedoch kritisch zu dem Begriff „Fassungsvermögen“ nach SICHARDT Stellung. Mit diesem Begriff bzw. der verwendeten Gleichung würden nicht zutreffende besondere Strömungsbedingungen erforderlich, die die Abgrenzungswirkung einengen. BRAUNS et al. (2002) zeigen einen Weg auf, ohne diese physikalisch eher irrelevante Hilfsvorstellung auszukommen und empfehlen, auf den Begriff „Fassungsvermögen“ zu verzichten.

Entscheidende Bedeutung hat die **Berechnung des Bohrlochdurchmessers d_{Bl}** , der weder zu gering (geringere Entnahmerate) noch zu groß (unwirtschaftlich) sein soll. Eine überschlägige Ermittlung ermöglicht folgende Gleichung (TRUELSSEN, 1948):

$$d_{Bl} = \frac{x_2 \cdot \dot{V}}{\pi \cdot h_F \cdot d_{Kw}} \quad \text{Gl. 208}$$

d_{Bl} = Bohrlochdurchmesser = $2 \cdot r_{Bl}$ (m),
 x_2 = empirischer Beiwert (für Brunnen $x_2 \approx 280 \text{ s} \cdot \text{mm/m}$),
 $\dot{V}$ = angestrebte Brunnenergiebigkeit (m^3/s),
 h_F = Höhe des abgesenkten Wasserspiegels über Unterkante Filterrohr (m),
 d_{Kw} = wirksame Korngröße (mm) des Grundwasserleiters nach HAZEN (1892) ($= d_{K10}$).

Beispiel:

Bei einer angestrebten Brunnenergiebigkeit $\dot{V} = 50 \text{ m}^3/\text{h} = 0,0139 \text{ m}^3/\text{s}$, einer Höhe des abgesenkten Wasserspiegels von $h_F = 12$ m und der wirksamen Korngröße $d_{K10} = 0,15$ mm errechnet sich der zu wählende Bohrlochdurchmesser d_{Bl} :

$$d_{Bl} = \frac{280 \text{ (s} \cdot \text{mm/m)} \cdot 0,0139 \text{ (m}^3/\text{s)}}{\pi \cdot 12 \text{ m} \cdot 0,15 \text{ mm}} = 0,688 \text{ m} \quad (\text{Gl. 208})$$

Nach der Bohrrohnorm DIN 4928 wird ein Durchmesser von 700 mm gewählt.

Die **Berechnung des Filterdurchmessers** geht davon aus, dass die Grundwassereintrömung in das Filter zur Vermeidung vorzeitigen Alterns laminar erfolgen soll. Maßgebend für die Strömungsverhältnisse ist dabei die dimensionslose REYNOLDS-Zahl. Für die REYNOLDS-Zahl, die in Gl. 11 allgemein dargestellt ist, sind in diesem Falle für die charakteristische Länge der Korndurchmesser d_{KKS} für die charakteristische Geschwindigkeit die mittlere zulässige Fließgeschwindigkeit v_{fl} und für die kinematische Viskosität des Fluids die kinematische Viskosität von Wasser v_w angegeben:

$$Re_k = \frac{d_{KKS} \cdot v_{fl}}{v_w} \quad \text{Gl. 209}$$

Re_k = REYNOLDS-Zahl (empirischer Grenzwert für laminare Strömung = 6) (1),
 d_{KKS} = Korndurchmesser der inneren, am Filterrohr liegenden Kiesschüttung (m),

4

v_{fl} = mittlere zulässige Fließgeschwindigkeit im Filterkies (m/s),
 $v_W = \eta_W / \rho_W$ = temperaturabhängige kinematische Viskosität (m²/s)
 = $1,31 \cdot 10^{-6}$ m²/s für Wasser bei $\vartheta = 10$ °C.

Durch Umstellung ergibt sich:

$$v_{fl} = \frac{Re_k \cdot v_W}{d_{KKs}} \quad (\text{Gl. 209})$$

Die Korngröße der inneren Filterkiesschüttung d_{KKs} muss auf die Korngrößenzusammensetzung des Grundwasserleiters abgestimmt werden, die durch Korngrößenanalysen ermittelt wird.

Beispiel:

Für eine Filterkiesschüttung der Korngröße $d_{KKs} = 4 \cdot 10^{-3}$ m (nach Korngrößenanalyse), der REYNOLDS-Zahl $Re_k = 6$ und einer kinematischen Viskosität $v_W = 1,31 \cdot 10^{-6}$ m²/s errechnet sich die mittlere Fließgeschwindigkeit im Filterkies v_{fl} wie folgt:

$$v_{fl} = \frac{Re_k \cdot v_W}{d_{KKs}} \quad (\text{Gl. 209})$$

$$v_{fl} = \frac{6 \cdot 1,31 \cdot 10^{-6} (\text{m}^2/\text{s})}{4 \cdot 10^{-3} \text{ m}} = 1,97 \cdot 10^{-3} \text{ m/s.}$$

Der erforderliche Filterdurchmesser $d_F = 2r_F$ wird nach der Gl. 207 zur Berechnung des Brunnenfassungsvermögens errechnet:

$$\dot{V}_{Fa} = \pi \cdot d_F \cdot h_F \cdot v_{\max}$$

Durch Umstellung ergibt sich:

$$d_F = \frac{\dot{V}_{Fa}}{\pi \cdot h_F \cdot v_{\max}} \quad (\text{Gl. 207})$$

d_F = erforderlicher Filterdurchmesser (m),
 wobei $v_{fl} = v_{\max}$ gesetzt wird (entsprechend der laminaren Strömung).

Beispiel:

Bei einem Brunnenfassungsvermögen $\dot{V}_{Fa} = 50 \text{ m}^3/\text{h} = 1,39 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$, einer maximalen Was-

sereintrittsgeschwindigkeit $v_{\max} = 1,97 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ und einer Filterlänge $h_F = 10 \text{ m}$ errechnet sich der Filterdurchmesser d_F wie folgt:

$$d_F = \frac{1,39 \cdot 10^{-2} (\text{m}^3/\text{s})}{\pi \cdot 10 \text{ m} \cdot 1,97 \cdot 10^{-3} (\text{m/s})} \quad (\text{Gl. 207})$$

$$= 0,225 \text{ m} = 225 \text{ mm}$$

Durch das **Kiesfilter** soll verhindert werden, dass Sand aus dem Lockergestein des Grundwasserleiters in den Brunnen gelangt. Hierzu ist die Filterregel zu beachten, die ein Kriterium für die Filterstabilität von Böden ist. Die Ermittlung der erforderlichen Korngröße des Filterkieses kann im Versuch oder nach einem empirisch gefundenen Verfahren erfolgen. In die Berechnung gehen ein:

- Der **Filterfaktor** – eine Verhältniszahl aus dem engsten Porendurchgang eines Korngemisches zur Korngröße der Filterkiesschüttung – liegt zwischen 4 und 5, im Mittel bei 4,5;
- Die **Kennkorngröße** des grundwasserleitenden Lockergesteins, ermittelt aus der Korngrößenanalyse von Bohrproben; die Kennkorngröße liegt für Proben mit einer Ungleichförmigkeitszahl $U = 3$ bis 5 bei der 90 %-Schnittlinie der Summenkurve (Abschn. 4.2.2), und für $U < 3$ bei der 75 %-Schnittlinie; für $U > 5$ muss das gröbere Material entfernt oder die graphische Methode nach NAHRGANG zur Ermittlung der Korngrößenverhältnisse bei $U = 5$ sinngemäß wie bei der Ermittlung des d_{K10} -Wertes (Abschn. 4.2.2) angewandt werden.

Aus dem Produkt von Filterfaktor und Kennkorngröße wird der zu schüttende Korndurchmesser (Schüttkorn- oder Filterkorndurchmesser oder -größe) ermittelt. Schneidet z.B. bei $U = 4$ die 90 %-Linie die Summenkurve bei 0,7 mm, ergibt sich der zu schüttende Korndurchmesser mit $4,5 \times 0,7 \text{ mm} = 3,2 \text{ mm}$. Die Körnungen der Filterkiese (-sande) sind in der DIN 4924 genormt.

Ein verfeinertes Verfahren zur Ermittlung der Korngrößenzusammensetzung des Kiesfilters erarbeiteten NAHRGANG & SCHWEIZER (1980), das in das DVWG-Merkblatt W 113 (DVGW, 2001d) übernommen wurde. Vertiefende Hinweise zur Brunnendimensionierung und zum Ausbau sind TRESKATIS (1996) zu entnehmen.

Aus den Pumpversuchsdaten lassen sich die Entnahmeraten $\dot{V}_{\text{Br}}$ und Absenkungsbeträge h_{sBr} darstellen. Wird eine solche Darstellung für definierte geologische Einheiten gewählt, ergeben sich charakteristische Unterschiede hinsichtlich der Ergiebigkeiten (Abb. 116). Zu einem zahlenmäßigen Leistungsvergleich eignet sich die **Berechnung des Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnisses** ($\dot{V}_{\text{Br}}/h_{\text{sBr}}$) („Leistungsquotient“), bezogen auf 1 m Wasserspiegelabsenkung.

Naturgemäß besteht zwischen Durchlässigkeitsbeiwert und dem Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnis ($\dot{V}_{\text{Br}}/h_{\text{sBr}}$) eine deutliche Korrelation (HÖLTING & SCHRAFT, 1987). Das Verhältnis ist jedoch nur in Brunnen mit gespanntem Grundwasser eine Konstante, da nur hier die Absenkungskurve eine Gerade bildet. Im freien Grundwasser kann es je nach Entnahmerate und Absenkung unterschiedliche Werte bei einem Brunnen erreichen. Da die Pumpversuche aber meistens nicht mit extremen Absenkungsbeträgen gefahren werden und sich das Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnis in verschiedenen Gesteinen bereits um Größenordnungen unterscheidet, bietet dieses nach allgemeiner Erfahrung eine brauchbare Grundlage für Vergleiche (HÖLTING & THEWS, 1976). Weitere Anwendung findet das Verhältnis bei Betrachtungen über eine wirtschaftliche Wassergewinnung (Abschn. 4.1.2) aus definierten geologischen Einheiten (THEWS, 1967). Wird z.B. in einem Wasserwerk die Förderung von 1 000 m³/d = 11,57 l/s bei Brunnenwasserspiegel-Absenkungen von maximal 30 m als wirtschaftliche Gewinnung angesehen, was einem Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnis ($\dot{V}_{\text{Br}}/h_{\text{sBr}}$) = (11,57/30) l/(s·m) = 0,386 l/(s·m) entspricht, sind alle Brunnen mit höheren ($\dot{V}_{\text{Br}}/h_{\text{sBr}}$)-Werten als wirtschaftlich, alle mit niedrigeren als unwirtschaftlich anzusehen.

4.3.4.4.3 Bestimmung der Ergiebigkeit eines unvollkommenen Brunnens

Exakt gelten die Pumpversuchsauswertungen nur für vollkommene Brunnen. Meist können sie jedoch auch für unvollkommene Brunnen angewandt werden, wenn man die Ungenauigkeit in Kauf nehmen will. KRUSEMAN & DE RIDDER (1991) geben aber auch Gleichungen an, die für unvollkommene Brunnen anzuwenden sind. Unter Berücksichtigung der Position der Brunnen-

filter geben BABUSCHKIN & DAVIDOWITSCH (1967) und GIRINSKIJ (1950) folgende Gleichung für die Abschätzung der Entnahmerate an:

$$\dot{V} = \frac{2\pi \cdot k_f \cdot l_F \cdot (h_R - h_{\text{Br}})}{\ln\left(\alpha \cdot \frac{l_F}{r_{\text{Br}}}\right)} \quad \text{Gl. 210}$$

$\dot{V}$ = Entnahmerate (m³/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

l_F = Filterlänge (m),

h_R = Höhe der Grundwasseroberfläche bzw. Grundwassermächtigkeit im freien Grundwasser ($h_M = h_R$) oder Höhe der Grundwasserdruckfläche im gespannten Grundwasser über der Grundwassersohle (m),

h_{Br} = Höhe des abgesenkten Wasserspiegels im Brunnen über der Grundwassersohle (m),

α = Koeffizient = 0,66 < α < 1,6 (1),

r_{Br} = Brunnen- bzw. Bohrloch-Radius (m).

Der Koeffizienten α wird wie folgt durch die Position der Brunnenfilter bestimmt:

- Der Koeffizient α beträgt $\alpha = 0,66$, wenn das Brunnenfilter nicht an die Grundwasseroberfläche oder bei gespanntem Grundwasser an die Grundwasserdeckfläche grenzt (BABUSCHKIN & DAVIDOWITSCH, 1967).
- Der Koeffizient α beträgt $\alpha = 1,6$, wenn das Brunnenfilter an die Grundwassersohle oder beim gespannten Grundwasser an die Grundwasserdeckfläche grenzt (GIRINSKIJ, 1950).

Aus dieser Gleichung geht hervor, dass die Ergiebigkeit umso größer ist, je tiefer das Brunnenrohr in den Grundwasserkörper hineinreicht und je größer die Absenkung ist.

Beispiel:

Für einen Brunnen mit einem Radius $r_{\text{Br}} = 0,4$ m, einer Filterlänge $l_F = 7$ m, einem abgesenkten Wasserspiegel $h_{\text{Br}} = 9$ m, der Grundwasser aus einem Grundwasserleiter der Mächtigkeit $h_R = 14$ m und mit einem durchschnittlichen Durch-

lässigkeitsbeiwert $k_f = 2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{s}}$

4 fördert, errechnet sich die ungefähre Entnahmerate $\dot{V}$ wie folgt:

$$\dot{V} = \frac{2\pi \cdot 2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot 7 \text{ m} \cdot (14 \text{ m} - 9 \text{ m})}{\ln\left(0,66 \cdot \frac{7 \text{ m}}{0,4 \text{ m}}\right)} \quad (\text{Gl. 210})$$

$$= \frac{0,044}{2,45} \frac{\text{m}^3}{\text{s}} = 0,018 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

4.3.4.4.4 Ausbau in Festgesteinen

Für Brunnen in Festgesteinen gilt hinsichtlich der Tiefe und der Filterlänge das Gleiche wie bei den Lockergesteinen. Jedoch sind keine Berechnungen über Bohr- und Filterdurchmesser möglich, da die Strömung im Grundwasserleiter ungleichmäßig erfolgt und die Filtergeschwindigkeiten uneinheitlich sind. Ferner haben die Brunnenfilter keine Sieb-, sondern weitgehend allein eine Stützfunktion der Brunnenrohrtour gegen das umgebende Gebirge. In Festgesteinen (z.B. Sandsteinen), die zum Absanden neigen, empfiehlt es sich erfahrungsgemäß, zur Vermeidung vorzeitigen Alterns des Filters infolge Versandens möglichst grobkörnigen Filterkies zu verwenden und einen (vorübergehenden) Sandgehalt des aus dem Brunnen geförderten Wassers hinzunehmen. Die Durchmesser der Bohrrohr- und Filterrohr Touren hängen in der Regel von der Größe (Durchmesser) der einzubauenden Pumpe ab. In besonders standfestem Gebirge findet man häufig Brunnen ohne Ausbau. Diese Bauweise reduziert die Kosten.

4.3.4.5 Leistungspumpversuche an Brunnen

Grundsätze zur Ausführung und Auswertung von Pumpversuchen sind im Abschn. 4.2.3.1 erläutert (DVGW, 1997). In Versuchsbohrlöchern können Druckluft-Wasserheber (Prinzip Mammutpumpe) (SCHWILLE & WERNER, 1963) benutzt werden; wegen der Verwendung von Druckluft sind jedoch bei Wasseruntersuchungen (Abschn. 3.9.7.1) nur einige Parameter bestimmbar (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}). Sonst werden Saugpumpen (Pumpe an der Oberfläche, Wasser-

entnahme über Saugschlauch, physikalisch bedingt nur geeignet bis Wassertiefen von maximal 8 m) oder Unterwassermotorpumpen (Kreisel-pumpen an der Steigleitung hängend unterhalb des Grundwasserspiegels) eingebaut.

Bei Pumpversuchen in Brunnen ohne zusätzliche Messstellen müssen die jeweiligen Leistungsstufen solange eingehalten werden, bis eine quasistationäre Absenkung (Beharrung) des Wasserspiegels erreicht ist. Steigerungen der Entnahmerate sind vorsichtig und schrittweise vorzunehmen, da es bei größeren Entnahmestufen zu abrupten Setzungen der Schichten infolge Auftriebsentlastungen kommen kann, die dann wegen der damit zusammenhängenden Druckbelastung der Rohrtour des Brunnens in der Längsachse zu Zerstörungen (Zusammendrücken) der Brunnenrohre führen können.

Pumpversuche erlauben es, die Durchlässigkeitsverhältnisse in dem oder den genutzten Grundwasserleitern festzustellen. Ob die dabei ermittelten Entnahmeraten der späteren Dauerentnahme entsprechen, ergibt sich erst im Betrieb eines Brunnens. In Kluftgesteinen ist die Leistung nicht selten kleiner als die Pumpversuchsleistung.

Nach den Daten des Pumpversuches wird das Verhältnis Entnahmerate zu Grundwasserspiegelabsenkung (Brunnencharakteristik, Abschn. 4.2.3.1.2.5) in einem Diagramm dargestellt und das optimale Entnahmevolumen wie folgt ermittelt. Das **Fassungs- oder Wasseraufnahmevermögen** eines Brunnens $\dot{V}_{\text{Fa}}$ mit dem Bohrlochradius r_{Bl} errechnet sich nach SICHARDT (1928) aus der Filtereintrittsfläche ($2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_{\text{F}}$) multipliziert mit der Höchstgeschwindigkeit v_{max} des in den Brunnen eintretenden Wassers:

$$\dot{V}_{\text{Fa}} = 2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_{\text{F}} \cdot v_{\text{max}} \quad (\text{Gl. 207})$$

$\dot{V}_{\text{Fa}}$ = Fassungsvermögen des Brunnens (m^3/s),

r_{Bl} = Bohrlochradius (m),

h_{F} = Filterlänge (m),

v_{max} = maximale Wassereintrittsgeschwindigkeit in den Brunnen (m/s).

Die Höchstgeschwindigkeit v_{max} ergibt sich empirisch aus:

$$v_{\text{max}} = \frac{\sqrt{k_{\text{f}}}}{x_1} \quad \text{Gl. 211}$$

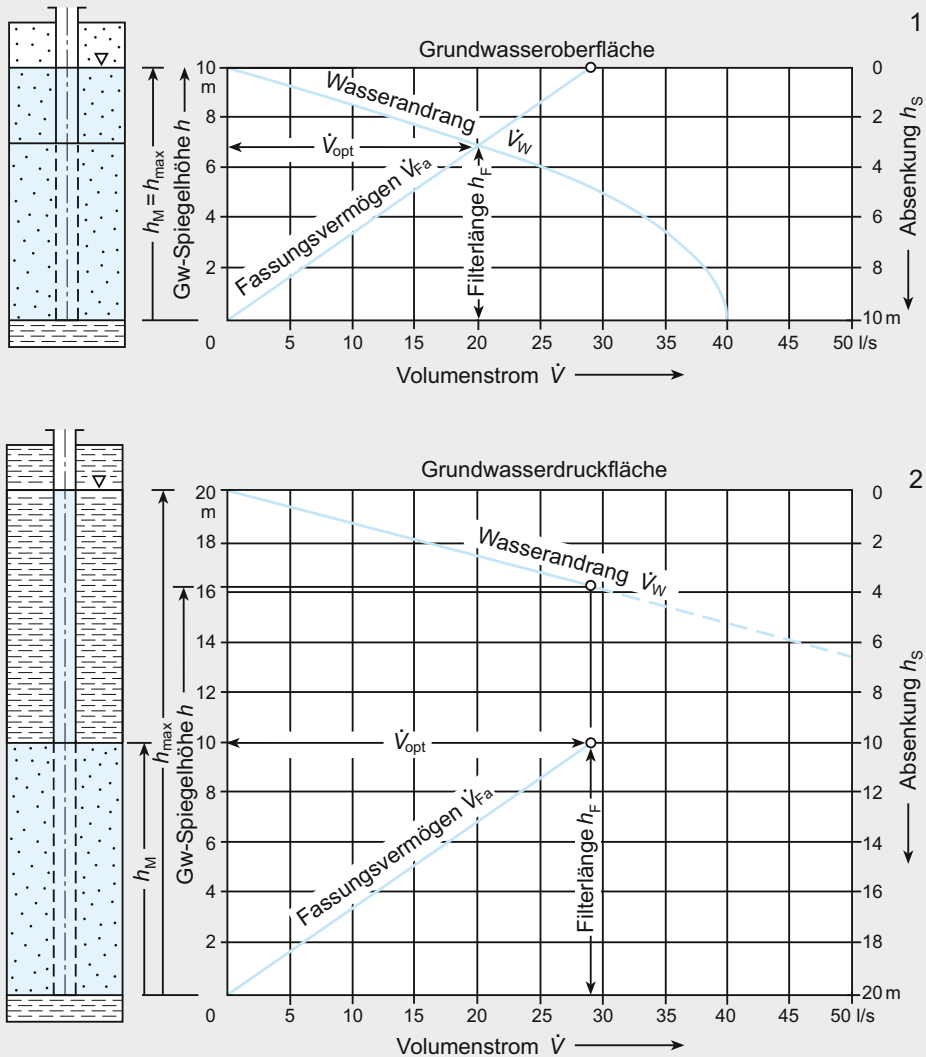


Abb. 126: Bestimmung des optimalen Entnahmevermögens $\dot{V}_{\text{opt}}$ aus einem Brunnen (1) im freien und (2) im gespannten Grundwasser (nach SICHARDT, 1928).

v_{max} = maximale Wassereintrittsgeschwindigkeit in den Brunnen (m/s),

x_1 = empirischer Beiwert = $15\sqrt{\frac{\text{s}}{\text{m}}}$,

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert des Grundwasserleiters (m/s).

Daraus errechnet sich das Fassungsvermögen wie folgt:

$$\dot{V}_{\text{Fa}} = 2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_{\text{F}} \cdot \frac{\sqrt{k_f}}{x_1} \quad (\text{Gl. 207})$$

4 Beispiel:

Bei einem Bohrlochradius $r_{\text{Bl}} = 0,2$ m, einer Filterlänge $h_{\text{F}} = 6$ m und einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_{\text{f}} = 1,6 \cdot 10^{-3}$ m/s errechnet sich das Fassungsvermögen $\dot{V}_{\text{Fa}}$ wie folgt:

$$\dot{V}_{\text{Fa}} = 2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Bl}} \cdot h_{\text{F}} \cdot \frac{\sqrt{k_{\text{f}}}}{x_1} \quad (\text{Gl. 188})$$

$$\begin{aligned} \dot{V}_{\text{Fa}} &= 2 \cdot \pi \cdot 0,2 \text{ m} \cdot 6 \text{ m} \cdot \frac{\sqrt{0,0016 \text{ m/s}}}{15 \sqrt{\text{s/m}}} \\ &= 2 \cdot \pi \cdot 0,2 \cdot 6 \text{ m}^2 \cdot \frac{1}{15} \cdot 0,04 \frac{\text{m}}{\text{s}} \\ &= 0,02 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \frac{10^3 \text{ l}}{1 \text{ m}^3} = 20 \frac{\text{l}}{\text{s}}. \end{aligned}$$

Die **Wasserandrangskurve** (Leistungscharakteristik, Brunnencharakteristik) lässt sich nach BIESKE (1992) wie folgt berechnen:

$$\dot{V}_{\text{W}} = \pi \cdot k_{\text{f}} \cdot \frac{h_{\text{M}}^2 - h_{\text{F}}^2}{\ln\left(\frac{l_{\text{R}}}{r_{\text{Br}}}\right)} \quad \text{Gl. 212}$$

$\dot{V}_{\text{W}}$ = Wasserandrang (m^3/s),
 k_{f} = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_{M} = Grundwassermächtigkeit im unbeanspruchten (natürlichen) Zustand (m),
 h_{F} = Filterlänge (m),
 l_{R} = Reichweite des Absenkungstrichters (m),
 r_{Br} = Brunnenradius = $d_{\text{Br}}/2$ (m).

Wird in dem Diagramm der Leistungscharakteristik der Wert $\dot{V}_{\text{Fa}}$ auf der Abszisse markiert (Abb. 126) und dieser Punkt mit dem Fußpunkt von h_{M} auf der Ordinate verbunden, wobei h_{M} die Höhe des nicht abgesenkten Wasserspiegels im Brunnen darstellt, so ergibt der Schnittpunkt dieser $\dot{V}_{\text{Fa}}$ -Linie mit der Wasserandrangskurve $\dot{V}_{\text{W}}$ die **optimale Entnahmemenge** $\dot{V}_{\text{opt}}$ und die zugehörige Absenkung h_{sopt} .

Werden die Gleichungen zur Berechnung des Fassungsvermögens $\dot{V}_{\text{Fa}}$ (Gl. 207) und des Wasserandrangs $\dot{V}_{\text{W}}$ (Gl. 212) gleichgesetzt, errechnet sich die Filterlänge h_{Fopt} , mit der das optimale Fassungsvermögen $\dot{V}_{\text{opt}}$ erreicht werden kann wie folgt:

$$\dot{V}_{\text{Fa}} = 2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Br}} \cdot h_{\text{Fopt}} \cdot \frac{\sqrt{k_{\text{f}}}}{x_1} \quad (\text{Gl. 207})$$

$$\dot{V}_{\text{W}} = \pi \cdot k_{\text{f}} \cdot \frac{h_{\text{M}}^2 - h_{\text{Fopt}}^2}{\ln\left(\frac{l_{\text{R}}}{r_{\text{Br}}}\right)} \quad (\text{Gl. 212})$$

$$2 \cdot \pi \cdot r_{\text{Br}} \cdot h_{\text{Fopt}} \cdot \frac{\sqrt{k_{\text{f}}}}{x_1} = \pi \cdot k_{\text{f}} \cdot \frac{h_{\text{M}}^2 - h_{\text{Fopt}}^2}{\ln\left(\frac{l_{\text{R}}}{r_{\text{Br}}}\right)}.$$

Nach Umstellung der o.g. Gleichung ergibt sich:

$$\frac{2 \cdot r_{\text{Br}} \cdot \sqrt{k_{\text{f}}} \cdot \ln\left(\frac{l_{\text{R}}}{r_{\text{Br}}}\right)}{x_1 \cdot k_{\text{f}}} \cdot h_{\text{Fopt}} = h_{\text{M}}^2 - h_{\text{Fopt}}^2.$$

Zur vereinfachten Berechnung wird der folgende Term

$$\frac{2 \cdot r_{\text{Br}} \cdot \sqrt{k_{\text{f}}} \cdot \ln\left(\frac{l_{\text{R}}}{r_{\text{Br}}}\right)}{x_1 \cdot k_{\text{f}}} = Y \text{ gesetzt.}$$

Daraus folgt:

$$h_{\text{Fopt}}^2 + Y \cdot h_{\text{Fopt}} = h_{\text{M}}^2$$

$$h_{\text{Fopt}}^2 + Y \cdot h_{\text{Fopt}} + (Y/2)^2 = h_{\text{M}}^2 + (Y/2)^2$$

$$(h_{\text{Fopt}} + (Y/2))^2 = h_{\text{M}}^2 + (Y/2)^2$$

$$h_{\text{Fopt}} = -\frac{Y}{2} \pm \sqrt{h_{\text{M}}^2 + \left(\frac{Y}{2}\right)^2} \quad \text{Gl. 213}$$

h_{Fopt} = optimale Filterlänge (m),
 h_{M} = Grundwassermächtigkeit im unbeanspruchten (natürlichen) Zustand (m),

wobei

$$Y = \frac{2 \cdot r_{\text{Br}} \cdot \sqrt{k_{\text{f}}} \cdot \ln\left(\frac{l_{\text{R}}}{r_{\text{Br}}}\right)}{x_1 \cdot k_{\text{f}}} \quad (\text{m}) \quad \text{Gl. 214}$$

r_{Br} = Brunnenradius = $d_{\text{Br}}/2$ (m),
 k_{f} = Durchlässigkeitsbeiwert des Grundwasserleiters (m/s),
 l_{R} = Reichweite des Absenkungstrichters (m),

$$x_1 = \text{empirischer Beiwert} = 15 \sqrt{\frac{\text{s}}{\text{m}}}.$$

ist.

4.3.5 Wassergewinnung bzw. Abwasserbeseitigung mittels Versickerungsanlagen

Wasser lässt sich sowohl über Sickerbecken als auch über Brunnen versickern, also in das Grundwasser einleiten. Diese Methoden werden angewandt, um Grundwasser anzureichern oder aber auch, um häusliche Abwässer zu versickern. Voraussetzung ist jeweils, dass ein entsprechender hydraulischer Kontakt zum Grundwasserleiter gegeben ist. **Versickerungsbecken** sind bei der **künstlichen Grundwasseranreicherung** weit verbreitet. So beruht die Wasserversorgung des Ruhrgebietes zum größten Teil auf dem Prinzip der Versickerung von Flusswasser in die entsprechenden Grundwasserleiter. Im Süden des Ruhrgebietes sind dies die Schotter der Ruhr, in denen Ruhrwasser über Becken angereichert wird, im Norden die Halterner Sande, in denen das Wasser der Stever versickert wird.

Zur **Berechnung der Sickerleistung** eines Erdbeckens müssen dessen Abmessungen (Länge l , Breite b), die Höhe der Beckensohle h_{Be} über der Grundwasseroberfläche sowie der Durchlässigkeitsbeiwert bekannt sein (Abb. 127):

$$\dot{V} = l \cdot b \cdot \frac{k_f}{2} \cdot \frac{h_{\text{Be}} + h_s}{h_{\text{Be}}} \quad \text{Gl. 215}$$

$\dot{V}$ = zu versickerndes Wasservolumen (m^3/s),
 l = Länge des Sickerbeckens (m),
 b = Breite des Sickerbeckens (m),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_{Be} = Höhe der Sohle des Sickerbeckens über der Grundwasseroberfläche (m),
 h_s = Aufhöhung des Wassers im Sickerbecken (m).

Beispiel:

Bei einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 0,0013$ m/s errechnet sich die Sickerleistung $\dot{V}$ eines Erdbeckens von der Länge $l = 20$ m, der Breite $b =$

10 m und einer Höhe des aufgestauten Wassers $h_s = 0,60$ m und einer Höhe der Sohle des Sickerbeckens über der Grundwasseroberfläche $h_{\text{Be}} = 1,80$ m wie folgt:

$$\begin{aligned} \dot{V} &= 20 \text{ m} \cdot 10 \text{ m} \cdot \frac{0,0013 \text{ m}}{2} \cdot \frac{(1,80 + 0,60) \text{ m}}{1,80 \text{ m}} \\ &= 0,17 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} = 170 \frac{\text{l}}{\text{s}}. \end{aligned}$$

Bei der **Versickerung häuslicher Abwässer** lässt sich die Sickerfläche A bei einem gegebenen Abwasservolumen durch Umformung der Gl. 215 wie folgt berechnen:

$$\dot{V} = l \cdot b \cdot \frac{k_f}{2} \cdot \frac{h_{\text{Be}} + h_s}{h_{\text{Be}}} \quad (\text{Gl. 215})$$

Mit $l \cdot b = A$ erhält man

$$A = \frac{\dot{V}}{k_f} \cdot \frac{2h_{\text{Be}}}{h_{\text{Be}} + h_s} \quad \text{Gl. 216}$$

A = Sickerfläche (m^2),
 $\dot{V}$ = zu versickernder Volumenstrom (m^3/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 h_{Be} = Höhe der Sohle des Sickerbeckens über der Grundwasseroberfläche (m),
 h_s = Aufhöhung des Wassers im Sickerbecken (m).

Beispiel:

Die Sickerfläche A eines Erdbeckens errechnet sich bei einer täglich zu versickernden Wassermenge $\dot{V}$ von 450 l/d, einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 1,3 \cdot 10^{-7}$ m/s, einer Höhe des aufgestauten Wassers $h_s = 0,60$ m und einer Höhe der Sohle des Sickerbeckens über der Grundwasseroberfläche $h_{\text{Be}} = 1,80$ m wie folgt:

$$\dot{V} = 450 \frac{\text{l}}{\text{d}} \cdot \frac{1 \text{ m}^3}{10^3 \text{ l}} \cdot \frac{1 \text{ d}}{24 \cdot 3600 \text{ s}} = 5,2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{m}^3}{\text{s}},$$

$$\begin{aligned} A &= \frac{5,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3}{\text{s}} \cdot \frac{\text{s}}{1,3 \cdot 10^{-7} \text{ m}} \cdot \frac{2 \cdot 1,80 \text{ m}}{(1,80 + 0,60) \text{ m}} \\ &= 60 \text{ m}^2. \end{aligned}$$

Bei Großbauten im Grundwasser (z.B. Tiefgaragen, U-Bahnen) sind entsprechend dimensio-

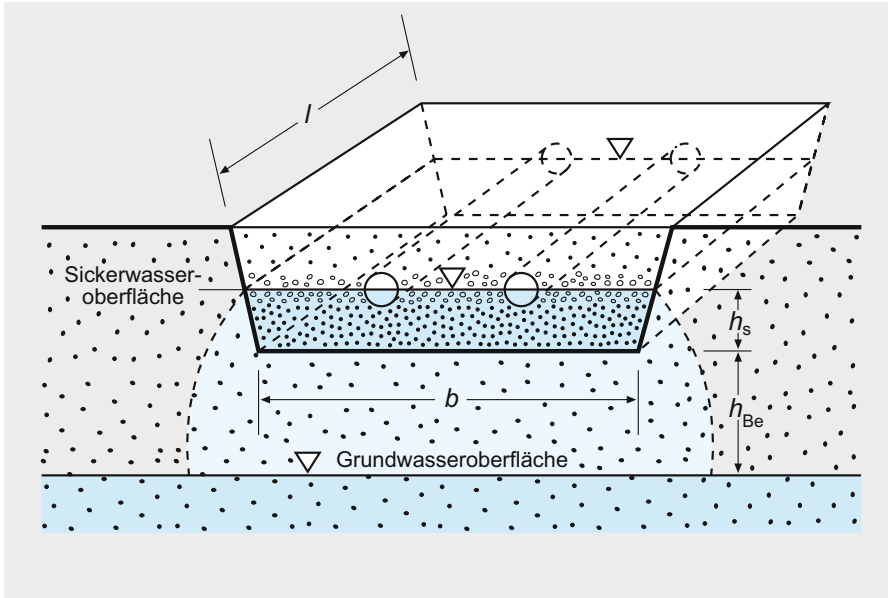


Abb. 127: Begriffe der Versickerung mittels Erdbecken.

nierte Grundwasserabsenkungen notwendig. Das anfallende Wasser ist häufig aufgrund wasserwirtschaftlicher und ökologischer Auflagen wieder zu versickern. Dies kann durch **Versickerungsbrunnen** erfolgen, deren Standorte aufgrund der hydrogeologischen Verhältnisse (Durchlässigkeiten) und der Flurabstände festgelegt werden müssen. Die Sickerleistungen der Brunnen für gespanntes und ungespanntes Grundwasser lassen sich analog zu den Gleichungen 160 und 163 der Pumpversuche nach DUPUIT (1863) und THIEM (1906) wie folgt berechnen (Abb. 128):

Gespanntes Grundwasser

$$\dot{V} = 2 \cdot \pi \cdot k_f \cdot h_M \cdot \frac{(h_2 - h_1)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} \quad (\text{Gl. 173})$$

Wenn $h_2 = h_{sBr} - h_M$ und $h_1 = h_R - h_M$, bzw. $r_2 = l_R$ und $r_1 = r_{Br}$ ist (Abb. 128-1), gilt:

$$\dot{V} = k_f \cdot 2 \cdot \pi \cdot h_M \cdot \frac{h_2 - h_1}{\ln\left(\frac{l_R}{r_{Br}}\right)}$$

$$\dot{V} = k_f \cdot 2 \cdot \pi \cdot \frac{(h_{sBr} - h_M) - (h_R - h_M)}{\ln\left(\frac{l_R}{r_{Br}}\right)}$$

$$\dot{V} = k_f \cdot 2 \cdot \pi \cdot h_M \cdot \frac{h_{sBr} - h_R}{\ln\left(\frac{l_R}{r_{Br}}\right)} \quad \text{Gl. 217}$$

$\dot{V}$ = zu versickernder Volumenstrom (m^3/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

h_M = Grundwassermächtigkeit im unbeanspruchten (natürlichen) Zustand (m),

h_R = Grundwasserdruckfläche im unbeanspruchten (natürlichen) Zustand (m),

h_{sBr} = aufgestaute Standrohrspiegelhöhe im Brunnen (m),

$h_2 = h_{sBr} - h_M$ (m),

$h_1 = h_R - h_M$ (m)

l_R = Reichweite des Absenkungstrichters (m),

r_{Br} = Brunnenradius = $d_{Br}/2$ (m).

Beispiel:

Bei einem Brunnenradius $r_{\text{Br}} = 25$ cm, einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 0,0013$ m/s, einer Mächtigkeit des gespannten Grundwasserleiters $h_M = 6,50$ m, einer Höhe des Grundwasserspiegels in den Messstellen $h_1 = 10,80$ m und $h_2 = 10,20$ m errechnet sich die Sickerleistung $\dot{V}$ des Versickerungsbrunnens wie folgt:

Zunächst wird die maximale Reichweite des Versickerungsbrunnens l_R nach SICHARDT (1928) errechnet:

$$\{l_R\} = 3000 \cdot (\{h_1\} - \{h_2\}) \cdot \sqrt{\{k_f\}} \quad (\text{Gl. 171})$$

mit $[l_R] = \text{m}$, $[h_1] = \text{m}$, $[h_2] = \text{m}$, $[k_f] = \text{m/s}$.

$$l_R = 3000 \cdot 0,60 \cdot 0,036 \text{ m} = 64,9 \text{ m} \approx 65 \text{ m}$$

Hieraus errechnet sich die Sickerleistung wie folgt:

$$\dot{V} = 0,0013 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot 2\pi \cdot 6,5 \text{ m} \cdot \frac{2,6 \text{ m}}{\ln\left(\frac{281 \text{ m}}{0,25 \text{ m}}\right)} \quad (\text{Gl. 217})$$

$$\dot{V} = 1,97 \cdot 10^{-2} \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \frac{3600 \text{ s}}{1 \text{ h}}$$

$$\dot{V} = 70,92 \frac{\text{m}^3}{\text{h}}$$

Freies Grundwasser

$$\dot{V} = \pi \cdot k_f \cdot \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} \quad (\text{Gl. 173})$$

Wenn $h_2 = h_{\text{sBr}}$ und $h_1 = h_M$, bzw. $r_2 = l_R$ und $r_1 = r_{\text{Br}}$ ist (Abb. 128-2), gilt:

$$\dot{V} = k_f \cdot \pi \cdot \frac{h_{\text{sBr}}^2 - h_M^2}{\ln\left(\frac{l_R}{r_{\text{Br}}}\right)} \quad \text{Gl. 218}$$

$\dot{V}$ = zu versickernder Volumenstrom (m^3/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

h_{sBr} = Standrohrspiegelhöhe im Brunnen (m),

h_M = Grundwassermächtigkeit im unbeanspruchten (natürlichen) Zustand (m),

l_R = Reichweite des Absenkungstrichters (m),

r_{Br} = Brunnenradius = $d_{\text{Br}}/2$ (m).

Beispiel:

Bei einem Brunnenradius $r_{\text{Br}} = 25$ cm, einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 0,0013$ m/s, einer Mächtigkeit des freien Grundwasserleiters $h_M = 6,77$ m, und einer Höhe $h_s = 60$ cm errechnet sich die Sickerleistung $\dot{V}$ des Versickerungsbrunnens wie folgt:

Nach SICHARDT (1928) ist die maximale Reichweite des Versickerungsbrunnens l_R wie im gespannten Grundwasser:

$$\{l_R\} = 3000 \cdot (\{h_1\} - \{h_2\}) \cdot \sqrt{\{k_f\}} \quad (\text{Gl. 171})$$

mit $[l_R] = \text{m}$, $[h_1] = \text{m}$, $[h_2] = \text{m}$, $[k_f] = \text{m/s}$.

$$\{l_R\} = 3000 \cdot 0,60 \cdot 0,036 \text{ m} = 64,9 \text{ m} \approx 65 \text{ m}$$

Hieraus errechnet sich die Sickerleistung wie folgt:

$$\dot{V} = 0,0013 \cdot \pi \cdot \frac{7,37^2 - 6,77^2}{\ln\left(\frac{65}{0,25}\right)} \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$\dot{V} = 0,0013 \cdot \pi \cdot \frac{54,32 - 45,83}{5,56} \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$\dot{V} = 0,00623 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \frac{3600 \text{ s}}{1 \text{ h}}$$

$$\dot{V} = 22,43 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}.$$

4.3.6 Regenwasser-versickerung

Das Regenwasser, welches in urbanen Räumen auf befestigten Flächen anfällt, wurde lange Zeit als Abwasser in die öffentlichen Kanalisationsnetze (herkömmliche Misch- und Trennkanalisationen) eingeleitet. Die **naturnahe Regenwasserbewirtschaftung** unter Berücksichtigung des Boden- und Gewässerschutzes ist die ökologisch sinnvollere Alternative (DWA, 2005; COLDEWEY et al., 2001; COLDEWEY et al., 2001a; COLDEWEY et al., 2001b). Die naturnahe Regenwasserbewirtschaftung besteht in der **Kopplung** verschiedener Systeme wie den üblichen unterschiedlichen Regen-

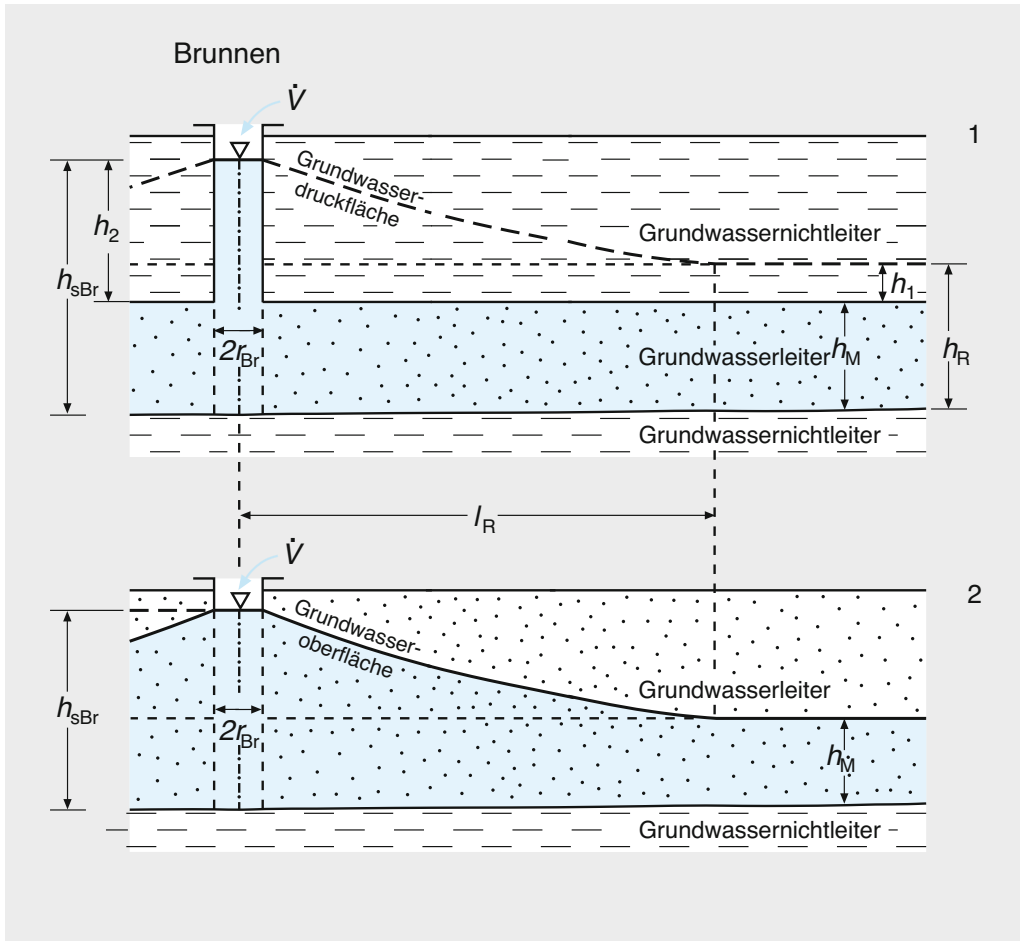


Abb. 128: Begriffe der Versickerung mittels Brunnen (1) im gespannten und (2) freien Grundwasser.

wasserversickerungsanlagen sowie Gründächern, Regenwassernutzungsanlagen und wasserdurchlässig gestalteten Verkehrsflächen unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Gegebenheiten (GÖBEL & COLDEWEY, 2010).

Bei den **dezentralen Versickerungsanlagen** haben sich in Deutschland die Muldenversickerungssysteme sowie die Rigolenversickerungssysteme durchgesetzt. Eine Versickerungsanlage wird als dezentral bezeichnet, wenn sie die Niederschlagswasserabflüsse von einem Grundstück annimmt. In zentralen Anlagen werden die auf mehreren Grundstücken anfallenden Niederschlagswasserabflüsse versickert. Bei einer **Mul-**

denversickerung werden die Niederschlagswasserabflüsse in einer flachen, geformten Geländemulde mit zeitweiliger oberirdischer Speicherung zur Versickerung gebracht. Bei einer **Rigolenversickerung** findet eine linien- oder flächenförmige unterirdische Versickerung in einem mit speicherfähigem Material versehenen Aushub mit oberirdischer Zuleitung statt. Diese beiden Typen von Versickerungsanlagen werden aufgrund ihres vergleichsweise geringen Flächenbedarfs gegenüber **Flächenversickerung** (flächenhafte Versickerung ohne zeitweilige Speicherung) und hohen Stoffrückhalts für verschmutzte Niederschlagswasserabflüsse gegenüber der **Schachtver-**

sickerung (punktförmige unterirdische Versickerung in einem Schacht mit durchlässiger Sohle und/oder Wandung) in allen Bundesländern bevorzugt eingebaut. Ausführliche Anleitungen für Planung, Bau und Betrieb von Anlagen zur Versickerung von Regenwasser werden im Arbeitsblatt DWA-A 138 (DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL, 2005) gegeben.

Unterschiedliche Typen von Versickerungsanlagen wirken sich unterschiedlich auf die Wasserhaushaltsgrößen, insbesondere die Grundwasser-Neubildungsrate, aus. Die „Pilotstudie zum Einfluss der Versickerung auf den Wasserhaushalt eines Stadtteils – Phase II“ im Auftrag des MUNLV-NRW (AZ: IV-9-042234, COLDEWEY & GEIGER, 2001) zeigte, dass je nach den hydrogeologischen und hydrologischen Verhältnissen ein Anstieg des Grundwasserstands infolge einer Niederschlagswasserversickerung über dezentralen Versickerungsanlagen möglich ist. In Neubaugebieten mit geringen Durchlässigkeitsbeiwerten des Untergrundes kann die Versickerung von Niederschlagswasser von mehr als 75 % der Dachflächen, je nach Flächennutzung vor der Bebauung (Acker oder Grünland), zu einer **höheren Grundwasserneubildung** und damit zu einem u.U. unerwünschtem **Anstieg des Grundwasserstandes** (Gefahr der Kellervernässung) führen (GÖBEL et al., 2004).

Die nachträgliche Einrichtung von Versickerungsanlagen in eine bestehende Altbebauung ist ebenfalls als problematisch einzustufen. Generell muss hier davon ausgegangen werden, dass infolge fortschreitender Versiegelung und veränderter Abflusssituation die Grundwasserstände bereits in der Vergangenheit abgesunken sind. Die Niederschlagswasserversickerung kann dazu führen, dass sich im Umfeld der Altbebauung die Flurabstände deutlich verringern. In den Fällen, in denen eine negative Auswirkung auf den Grundwasserstand weitestgehend ausgeschlossen werden soll, besteht mit technischen Mitteln, wie Wasserhaushaltsbilanzierung und/oder numerische Grundwassermodellierung, die Möglichkeit, die Menge des zu versickernden Regenwassers zu optimieren (COLDEWEY et al., 2002). Eine Anleitung zur **Kopplung der Regenwasserversickerung** mit weiteren Systemen der naturnahen Regenwasserbewirtschaftung haben GÖBEL et al. (2007b) erarbeitet. Spezielle wasserdurchlässige

Flächenbefestigungen, die hinsichtlich ihrer Verdunstungsrate optimiert wurden, stellen ebenfalls einen Beitrag zur naturnahen Regenwasserbewirtschaftung dar (STARKE et al., 2010; STARKE et al., 2011).

Neben den quantitativen Effekten spielen die **qualitativen Effekte** der Regenwasserversickerung vor dem Hintergrund des Boden- und Gewässerschutzes eine entscheidende Rolle. Auch hier entscheiden die hydrogeologischen Gegebenheiten (Durchlässigkeiten und Reinigungsvermögen des Bodens) über den Einsatz der Regenwasserversickerung. Der qualitative Zustand des Regenwasserabflusses resultiert aus der Primärbelastung der Niederschläge und einer zusätzlichen Belastung am Abflussbildungsort. Unterschiedliche Typen von Abflussflächen (z.B. Dachflächen, Straßenflächen) bedingen ein **spezifisches Schadstoff-Spektrum** und **Konzentrations-Niveau** (GÖBEL et al., 2007a). Eine Empfehlungsmatrix zur angepassten Regenwasserversickerung für unterschiedliche Abflussflächen unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Besonderheiten haben GÖBEL et al. (2008) erarbeitet.

Zur Beurteilung der Versickerungsfähigkeit des Untergrundes für die Regenwasserversickerung wurde vom Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft ein Ratgeber (2000) herausgegeben, in dem eine einfache Geländemethode beschrieben wird. Hierzu wird eine Grube mit den Abmessungen 50 cm × 50 cm und einer Tiefe von ca. 20 cm unterhalb des Mutterbodens ausgehoben. Vor Versuchsbeginn wird die Grube ca. eine halbe Stunde bewässert, um eine bessere Aufnahme des Wassers zu erreichen. Nach dieser Vorbewässerung wird die Grube bis zur Höhe der Mutterbodenschicht mit Wasser aufgefüllt und die Absenkung des Wasserspiegels gemessen. Auf Grundlage dieser Absenkung erfolgt eine grobe Einstufung der Durchlässigkeit, die der anschließenden überschlägigen Abmessung der Versickerungseinrichtung zugrunde gelegt wird. Beispiele für Anlagen zur Regenwasserversickerung unter besonderer Berücksichtigung der gestalterischen Aspekte im urbanen Raum geben GEIGER et al. (2009).

4

4.3.7 Fassung und Erschließung von Mineral-, Heil- und Thermalwässern

Zahlreiche Mineral-, Heil- und Thermalwässer sind seit Jahrhunderten durch ihr natürliches Zutagetreten z.B. als Quellen den Menschen bekannt und wurden von ihnen mittels **Fassungen** genutzt. Später wurden die unterirdischen Fließwege erkundet und durch Bohrungen erschlossen. In einigen Fällen wurden Heilquellen zufällig bei der Erkundung anderer Bodenschätze, z.B. Steinkohle oder Erdöl, erbohrt und anschließend genutzt. Neuerdings erfolgt die **Erschließung** von Heil- und Thermalbädern durch **Tiefbohrungen**.

Die Fassung von natürlichen Mineralwässern und die Erschließung durch Bohrungen bedürfen großer Fachkunde. Besonders bei dem Ausbau ist große Sorgfalt notwendig. Dies betrifft insbesondere die Ausbautechnik und die Materialien. Insbesondere ist darauf zu achten, dass z.B. Heilwässer von den normalen Grundwässern getrennt werden. Bei Thermalwässern ist darauf zu achten, dass die Wärme gehalten und eine Versickerung im Boden verhindert wird. Bei natürlichen Quellaustritten sind diese vor Verunreinigungen zu schützen. Außerdem müssen verschiedene Grundwasserstockwerke gegeneinander abgedichtet werden, besonders wenn kältere Süßwasserzuflüsse aus oberflächennahen Grundwasserstockwerken vermieden werden sollen. Neben der Förderung des Wassers können die Wässer selber durch Korrosion, aber auch durch Ausfällung von Mineralien Probleme in den Anlagen und Leitungen hervorrufen. Zur Verhinderung der Korrosion werden Edelstähle verwendet. Die Inkrustationen müssen mechanisch beseitigt werden. Hinweise zur Erschließung von Heil-, Mineral- und Thermalwässern finden sich bei MICHEL (1982). Eine detaillierte Zusammenstellung der Heilwasservorkommen geben KÄB & KÄB (2008).

4.4 Bauen im Grundwasser

Dem Grundwasser kommt beim Bauen im Lockergestein und im Fels eine große Bedeutung zu. Die Kenntnis über die Zusammensetzung und

den Volumenstrom des Grundwassers kann für die Durchführung eines Vorhabens von entscheidender Bedeutung sein. Es kann zum Aufstau des Grundwassers, aber auch zur Absenkung kommen. Bei bindigen Lockergesteinen werden durch das Wasser in den Gesteinsporen die physikalischen Eigenschaften des Gesteins häufig entscheidend verändert. So wirkt sich das Grundwasser auf die Tragfähigkeit, die inneren Widerstände und die Zusammendrückbarkeit aus. In Festgesteinen kann die Scherfestigkeit bei Erhöhung des Porenwasseranteils toniger Zwischenmittel auf den Klüften verringert werden. Durch den hydrostatischen Druck kommt es zum Auftrieb ganzer Gebäude oder – schlimmer – einzelner Gebäudeteile. Dies kann insbesondere bei Hebungsvorgängen zu erheblichen Bauwerksschäden führen. Des Weiteren ist die chemische Zusammensetzung des Wassers und damit seine Auswirkung auf die Baustoffe zu beachten. So können freie Kohlensäure, Chloride, Sulfate und Sulfide Baustoffe angreifen. Unter Umständen muss die Zusammensetzung des Baustoffes der Grundwasserqualität angepasst werden. Zum Beispiel lässt sich der Einfluss von Sulfaten durch den Einsatz eines sulfatbeständigen Betons unterbinden. Andererseits ist darauf zu achten, dass sich durch den Einsatz von Baustoffen die Grundwasserqualität nicht nachteilig verändert.

Häufig ist für die Errichtung eines Bauwerkes eine temporäre Grundwasserabsenkung notwendig (FRITSCH et al., 2011). In besonderen Fällen (z.B. wenn eine auftriebssichere Baukonstruktion nicht in Frage kommt) wird diese Absenkung permanent notwendig sein. Absenkungen können folgende Auswirkung auf die Umgebung haben:

- Verringerung des Auftriebes von Gebäuden und damit Setzungsschäden,
- Trockenfallen von hölzernen Pfahlgründungen und damit Zersetzung des Holzes und daraus resultierend Bauwerksschäden,
- Trockenfallen von Biotopen und damit Schäden an der Ökologie,
- Vergrößerung des Grundwasserflurabstandes und damit Beeinträchtigung der Pflanzen und daraus resultierend landwirtschaftliche Mindererträge.

Hierzu sind behördliche Genehmigungen einzuholen sowie die entsprechenden Untersuchungen in Zusammenarbeit mit Ökologen, Land- und Forstwirten notwendig.

4.5 Grundwasserabsenkung

Grundwasser ist bei der Errichtung von Ingenieurbauten und bei der Gewinnung von Rohstoffen nicht nur lästig, sondern auch gefährlich. So kommt es beim Auffahren von Tunneln für Verkehrswege und von Strecken im Bergbau häufig zu unkontrollierten Wassereinbrüchen mit verheerenden Folgen. Daher ist der richtige Umgang mit dem Wasser eine zwingende Voraussetzung für die Durchführung der Baumaßnahmen. Generell bieten sich zwei Methoden an:

- Verpressen der Hohlräume, d.h. Abdichtung der Zuflüsse,
- Annahme des Grundwassers, d.h. Ableiten oder Abpumpen des zusitzenden Grundwassers.

Die Erfahrung zeigt, dass bei der Anwendung der ersten Methode das Wasser sich einen neuen Weg suchen kann. Die zweite Methode – obwohl häufig technisch und kostenmäßig aufwändiger – hat den Vorteil, dass das Wasser kontrolliert abgeleitet wird.

Der Grundwasserspiegel lässt sich durch folgende Methoden absenken:

- Offene Wasserhaltungen (Gräben, Sickerschlitz, Dränagen, Pumpensümpfen),
- Tiefbrunnenanlagen,
- Vakuumlach- und -tiefbrunnen,
- osmotische Entwässerungen.

Da von HERTH & ARNDTS (1995) die verschiedenen Grundwasserabsenkungsmethoden mit Beispielen ausführlich abgehandelt werden, soll an dieser Stelle nur das Verfahren mittels eines **Sickerschlitzes** erläutert werden (Abb. 129). Der Volumenstrom $\dot{V}$ von einer Seite des Sickerschlitzes lässt sich nach dem Ansatz von DUPUIT (1863) und THIEM, G. (1906) wie folgt errechnen:

Gespanntes Grundwasser

$$\dot{V} = k_f \cdot \frac{l_{Si}}{l_R} \cdot h_M \cdot (h_R - h_{Si}) \quad \text{Gl. 219}$$

Freies Grundwasser

$$\dot{V} = \frac{k_f}{2} \cdot \frac{l_{Si}}{l_R} \cdot (h_M^2 - h_{Si}^2) \quad \text{Gl. 220}$$

$\dot{V}$ = Volumenstrom, der einseitig dem Sickerschlitz zufließt (m^3/s),

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),

l_{Si} = Länge des Sickerschlitzes (m),

l_R = Reichweite der Absenkung (m),

h_M = Grundwassermächtigkeit (m),

h_R = Höhe der Grundwasserdruckfläche außerhalb der Reichweite der Absenkung (m),

h_{Si} = Höhe des Wasserspiegels im Sickerschlitz über der Grundwassersohle (m).

Neben diesen gezielt durchgeführten Absenkungen lassen sich in vielen Großstädten der Welt, so z.B. in Bangkok und Mexico City, Grundwasserabsenkungen feststellen, die z.T. mehrere Zehnermeter betragen. Dadurch kommt es zu massiven Auswirkungen auf Gebäude (Verminderung des Auftriebs, Schrumpfung der Böden) und auf die Vorflut von Gewässern. Ursachen einer solchen Grundwasserabsenkung sind unkontrollierte Grundwasserentnahmen, Versiegelung der Oberfläche und damit Verringerung der Grundwasserneubildung sowie Grundwasserabfluss durch undichte Kanäle.

Zur Beurteilung und der Minimierung der Auswirkung dieser ungeplanten und ungewollten Grundwasserabsenkung empfiehlt es sich, eine Bestandsaufnahme der Grundwasserneubildung sowie der Entnahmen durchzuführen. Diese Daten können Bestandteil großräumiger Grundwassermodelle sein und zur Durchführung von Grundwasser-Managementsystemen dienen. So wurde z.B. nach der Wiedervereinigung Deutschlands für die Großbauten in Berlin-Mitte ein umfassendes Grundwassermanagement durchgeführt (COLDEWEY et al., 1999; BORCHERT et al., 1995). Mittels eines EDV-gestützten Managementsystems lassen sich die Auswirkungen der Absenkung durch Wiederversickerung von entnommenem Grundwasser minimieren bzw. vermeiden.

4.6 Grundwasseranstieg

In zahlreichen Gebieten in Deutschland kommt es durch Beendigung oder Reduzierung von Grundwasserentnahmen zum Anstieg des Grundwassers. Dies betrifft z.B. Absenkungstrichter, die durch bergbauliche Aktivitäten (z.B. das Rheinische Braunkohlenrevier in der Niederrheinischen Bucht) oder durch Grundwasserentnahmen (z.B. Berlin) entstanden sind. Durch den Anstieg kann es zum Auftrieb der Gebäude und damit zu Hebungen (GOERKE-MALLET et al., 2001) sowie zur Vernässung von Kellern kommen. Durch den Bau von Tiefgaragen, Tiefkellern, Tunneln etc. kann es im Untergrund zum Aufstau des Grundwasserabstromes und damit zum Grundwasseranstieg kommen. Häufig treten diese Effekte – zeitlich verzögert – erst bei allmählicher Verdichtung der Bebauung auf.

Eine besondere Form eines vermeintlichen Grundwasseranstiegs lässt sich in den Bergsenkungsgebieten, z.B. im Ruhrgebiet, beobachten. Hier kommt es durch Bergsenkungen zur Verringerung des Grundwasserflurabstandes und schließlich zur Vernässung bzw. zum Grundwasseraustritt an der Erdoberfläche. In Bergsenkungsgebieten hat sich die Erdoberfläche durch untertägigen Abbau abgesenkt, während der Grundwasserspiegel eine nahezu konstante Höhenlage behalten hat oder deutlich weniger abgesenkt wurde. Zur Vermeidung von offenen Grundwasserseen werden diese Gebiete (Poldergebiete) in der Regel künstlich mit Pumpen trocken gehalten.

4.7 Trinkwasserschutz

In Zeiten intensiver Nutzung von Quell-, Grund- und Oberflächenwasser, kommt dem Schutz dieser Ressourcen eine besondere Bedeutung zu. Dies gilt sowohl unter quantitativen wie unter qualitativen Aspekten. So wurden zahlreiche Gesetze und Verordnungen geschaffen, um dieses für den Menschen unverzichtbare Lebensgut zu schützen.

4.7.1 Schutzgebiete

Ein hinreichender Schutz des Wassers ist nur durch die entsprechende Reglementierung der menschlichen Aktivitäten in den Einzugsgebieten möglich. Dies geschieht durch die Ausweisung von Schutzgebieten. Hierzu gibt es rechtliche Grundlagen sowie die entsprechenden Richtlinien.

4.7.1.1 Wasserschutzgebiete

Der flächendeckende Grundwasserschutz, wie er aus verschiedenen Gesetzen und Verordnungen (insbesondere Wassergesetzen) resultiert, besitzt allgemeine Gültigkeit. Das für die öffentliche Wasserversorgung entnommene und verwendete Wasser bedarf jedoch des besonderen Schutzes vor Gefährdungen durch die vielfältigen Nutzungen an der Erdoberfläche. Dazu werden Wasserschutzgebiete ausgewiesen, in denen gewisse Nutzungen eingeschränkt bzw. untersagt sind (KNORR, 1937; BALKE et al., 2000).

Ein weiteres Ziel der Ausweisung ist es, im Einzugsgebiet von Brunnen, aus denen Wasser gefördert wird, den Eintrag persistenter Schadstoffe in den Untergrund durch Umgangsbeschränkungen mit diesen Stoffen zu verhindern (Abb. 130). Tiefliegende Grundwasservorkommen sind von Natur aus anthropogen unbeeinflusst, können aber durch die Grundwassernutzung in den oberflächennahen Wasserkreislauf einbezogen werden. Kritisch ist dabei, dass der Abbau von nicht-geogenen Stoffen, wie er durch die Abb. 67 dokumentiert wird, in größerer Tiefe reduziert ist. Trinkwasserschutzgebiete werden in einem formellen Verfahren durch Verordnung öffentlich rechtlich verbindlich festgesetzt. Teil der **Wasserschutzgebietsverordnung** ist ein Katalog mit einer Aufzählung von Stoffen, die für das Trinkwasser gefährlich sind und die deshalb im Wasserschutzgebiet nicht eingesetzt werden dürfen. Darüber hinaus werden Handlungen beschrieben, die in der Regel für das Trinkwasser eine Gefahr darstellen, und es wird begründet, warum diese Handlungen im Interesse der Allgemeinheit untersagt werden müssen. Wasserschutzgebietsverordnungen sind daher nicht als Katalog von Verboten, sondern als Hilfe für die Allgemeinheit zu

4 verstehen. Verfahren zur Festsetzung von Wasserschutzgebieten werden länderweise unterschiedlich durchgeführt, doch sind die Grundlagen allgemein gültig im DVGW-Arbeitsblatt W101, I. Teil „Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete“¹² (DVGW, 2006) festgelegt. Die erste Fassung erschien im Januar 1953, derzeit ist die Fassung aus dem Jahre 2006 gültig. Sie stellt als Überarbeitung der vorhergehenden Ausgaben den jüngsten Stand der Erfahrungen und Erkenntnisse dar.

Die Richtlinien beschränken sich also auf naturwissenschaftliche, hygienische und technische Gesichtspunkte, die bei der Errichtung eines Wasserschutzgebietes für Grundwasser zum Schutz vor nachteiligen Veränderungen seiner Beschaffenheit zu beachten sind. Sie sollen allen Beteiligten Anhaltspunkte, Anregungen und Hinweise geben. Rechts-, Verfahrens- und Entschädigungsfragen werden darin nicht aufgezeigt. Die Richtlinien enthalten einen Katalog von Vorgängen, Nutzungen, Handlungen und Maßnahmen, von denen eine Grundwassergefährdung ausgehen kann. Eine tabellarische Zusammenstellung der Gefährdungen und Nutzungsbeschränkungen nach DVGW-Arbeitsblatt W101 (DVGW, 2006) findet sich bei HÖLTING & EINSELE (1998). Die Bemessung der einzelnen Schutzzonen soll unter Beachtung des Grundsatzes der Verhältnismäßigkeit der Mittel erfolgen (bermasverbot). rtlich sind jedoch nach eingehenden geologischen und hydrogeologischen, vielfach anderen kostspieligen Untersuchungen Abweichungen von dem vorgegebenen Auflagenkatalog möglich.

Gefahrenherde haben je nach ihrer Art und ihrer Lage sowie nach der Beschaffenheit des Grundwasserleiters unterschiedliche Auswirkungen. Ausgehend von der Überlegung, dass die Gefährdung des genutzten Grundwassers mit zunehmender Entfernung vom Gefahrenherd und damit steigender Wirkung der Reinigungs- und Verdnnungsvorgnge abnimmt, werden Trinkwasserschutzgebiete in Zonen gegliedert, die dem Wirkungsvermögen der Gefahrenherde angepasst sind und deren Bemessung von der Beschaffenheit der grundwasserleitenden Schichten und damit ihrem Reinigungsvermögen abhängen. Folgende Zonen werden unterschieden:

- Zone I: Fassungsbereich,
- Zone II: Engere Schutzzone,
- Zone III: Weitere Schutzzone.

Die Weitere Schutzzone deckt das gesamte Einzugsgebiet einer Trinkwasser-Gewinnungsanlage ab. Wenn das Einzugsgebiet dieser Anlage weiter als 2 km von dem Brunnen reicht, kann eine Aufgliederung in eine Zone III A bis etwa 2 km Entfernung ab Fassung und eine Zone III B ab etwa 2 km bis zur Grenze des Einzugsgebiets zweckmäßig sein. Für die Zonen III A und III B gelten unterschiedliche Auflagenkataloge. Vorschläge für die Bemessung der einzelnen Zonen werden von Hydrogeologen ausgearbeitet. ECKL et al. (1995) und JOSOPAIT (1996) gaben Empfehlungen für die Bearbeitung solcher Gutachten.

In einem umfassenden Schutzgebietsentwurf werden der Bedarf und die Bemessung der einzelnen Schutzzonen, die in ihnen zu erwartenden Auflagen und Nutzungsrestriktionen beschrieben und in einem öffentlich-rechtlichen Verfahren von der zuständigen Wasserbehörde unter Beteiligung aller Betroffenen (Wasserversorgungsunternehmen, Anlieger, anerkannte Verbnde etc.) erörtert. Nach dem Ergebnis dieser Erörterung, die u. U. eine Änderung des Entwurfs mit sich bringt, wird das Schutzgebiet unter Auflagen für den Begünstigten (Wasserwerk) förmlich in einer Rechtsverordnung festgesetzt.

4.7.1.1.1 Zone I (Fassungsbereich)

Der Fassungsbereich soll den Schutz der unmittelbaren Umgebung der Fassungsanlage vor jeglichen Verunreinigungen und sonstigen Beeinträchtigungen gewährleisten. Er soll mindestens 10 m ab Gewinnungsanlage ausgeweitet werden. Zur Sicherstellung dieser Forderung soll ihre Fläche vom betreffenden Wassergewinnungsunternehmen erworben und gegen Zutritt (z.B. Einzäunung) gesichert werden. Auf der Fläche sind dann nur noch Maßnahmen möglich, die der Unterhaltung der Wassergewinnungsanlage dienen.

4.7.1.1.2 Zone II (Engere Schutzzone)

Die Engere Schutzzone soll den Schutz vor Verunreinigungen (insbesondere organischen) und sonstigen Beeinträchtigungen gewährleisten, die von verschiedenen menschlichen Tätigkeiten und Einrichtungen ausgehen und wegen ihrer Nähe zur Fassungsanlage besonders gefährlich sind. Durch diese Zone soll hauptsächlich der Schutz

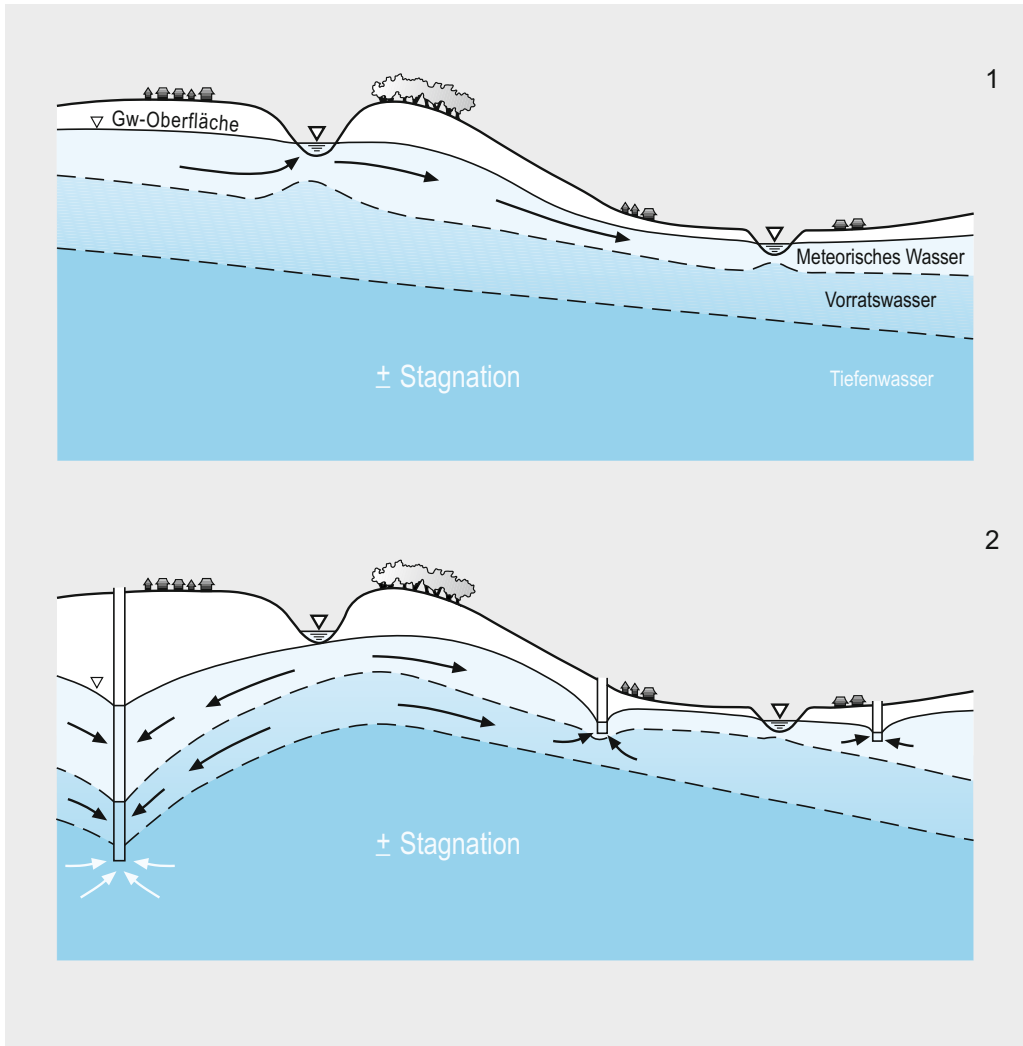


Abb. 130: Grundwasserhydraulik (1) im unbeeinflussten und (2) durch Brunnenbetrieb beeinflussten Zustand.

vor bakteriellen Beeinträchtigungen gegeben sein. Anthropogene Verunreinigungen (Abschn. 4.7.2) durch Fäkalstoffe zeigen sich meistens in erhöhten Konzentrationen von Nitrat $\beta(\text{NO}_3^-) > 20 \text{ mg/l}$, Nitrit $\beta(\text{NO}_2^-) > 1 \text{ mg/l}$, Ammonium $\beta(\text{NH}_4^+) > 1 \text{ mg/l}$ und Phosphat $\beta(\text{PO}_4^{3-}) > 0,1 \text{ mg/l}$ an. Auch der Nachweis von *Escherichia coli* oder coliformen Bakterien gilt als Indikator für solche Verschmutzungen (Abschn. 3.9.6.1). Nach § 2 TrinkwV (Abschn. 3.9.7.5.3) sollen coli-

forme Keime und Fäkalstreptokokken in 100 ml Trinkwasser nicht enthalten sein.

Hinsichtlich der Bemessung der Zone II sah die erste Fassung der Schutzgebietsrichtlinien (Januar 1953) eine Abstufung vor, die von der Beschaffenheit der Deckschichten im oberflächennahen Bereich (bis 4,0 m Tiefe) abhing. Die Einteilung in eine günstige, mittlere und ungünstige Untergrundbeschaffenheit ist zwar in den späteren Richtlinien beibehalten worden, doch wurde

4 die Bemessungsgrundlage für die Ausweitung der Zone II in der zweiten Fassung (November 1961) abgeändert. KNORR (1951) hatte in Versuchen festgestellt, dass eine Verweildauer des Grundwassers im Untergrund von 40 bis 60 Tagen ausreicht, um pathogene Keime (z.B. krankheitserzeugende Bakterien) absterben zu lassen. Deshalb wurde als neue Bemessungsgrundlage die sogenannte **50-Tage-Linie** eingeführt: Die Zone II reicht von der Grenze der Zone I bis zu einer Linie, von der aus das Grundwasser etwa 50 Tage bis zum Eintreffen in der Fassungsanlage benötigt; sofern besonders gut abgedichtete Grundwasserstockwerke ausgebildet sind, kann eine Zone II entfallen. Da es von der Fließgeschwindigkeit abhängt, welche Strecke das Grundwasser in 50 Tagen zurücklegt, muss zur Festlegung der 50-Tage-Linie die Grundwasserabstandsgeschwindigkeit v_a bekannt sein. Neuere Untersuchungsergebnisse machen jedoch eine differenziertere Betrachtung der Vorgänge beim Grundwasserfließen erforderlich.

In Lockergesteinen (Porengrundwasserleiter) können die zur Bestimmung der Abstandsgeschwindigkeit notwendigen geohydraulischen Parameter (Durchlässigkeitsbeiwert k_f , Gefälle i (Abschn. 3.3.1.1) und effektiver, durchflusswirksamer Porenanteil n_{eff} (Abschn. 3.2.1.1) durch Pumpversuche bestimmt und ausgewertet werden (LILLICH & LÜTTIG, 1972; HOFMANN & LILLICH, 1973; MULL et al., 1979; BOLSENKÖTTER et al., 1984). Eine weitere Methode zur Bestimmung der 50-Tage-Linie ist das Iterationsverfahren (schrittweise Berechnung) nach LILLICH & LÜTTIG (1972), das durch Einsatz von EDV rationell durchgeführt werden kann. Dieses Verfahren geht davon aus, dass sich der Verlauf der Grundwasserabsenkung im Absenkungstrichter eines Brunnens durch folgende Beziehung (TODD, 1964) beschreiben lässt (Abb. 131):

$$(h_s - h_{\text{Br}}) = h_M - h_{\text{Br}} \cdot \frac{\ln\left(\frac{r}{r_{\text{Br}}}\right)}{\ln\left(\frac{r_M}{r_{\text{Br}}}\right)} \quad \text{Gl. 221}$$

h_s = Höhe der abgesenkten Grundwasseroberfläche über einem Bezugsniveau, z.B. m NN, in Abhängigkeit von r (m),

h_{Br} = Höhe des Betriebswasserspiegels im Förderbrunnen über dem Bezugsniveau (m),
 h_M = Höhe der nicht abgesenkten Grundwasseroberfläche über dem Bezugsniveau im Abstand von r_M (m),
 r = radialer Abstand vom Förderbrunnen (m),
 r_{Br} = Brunnenradius (m),
 r_M = geschätzte oder gemessene Reichweite der Absenkung (m).

Nach Abb. 131 lässt sich das Gefälle der abgesenkten Grundwasseroberfläche

$$i = \frac{(h - h_{\text{Br}})}{(r - r_{\text{Br}})}$$

eines Punktes des Absenkungstrichters im Abstand r vom Brunnen berechnen. Das Gefälle nimmt naturgemäß mit Annäherung an den Brunnen zu. Über das Gefälle der abgesenkten Grundwasseroberfläche i wird jetzt der Abstand r gesucht, der der 50-Tage-Entfernung entspricht. Nach der Gleichung

$$v_a = \frac{v_f}{n_{\text{Peff}}} = \frac{k_f \cdot i}{n_{\text{Peff}}} \quad (\text{Gl. 21})$$

(Abschn. 3.3.1.4) sind bei mehr oder weniger konstanten Durchlässigkeitsbeiwerten k_f und Porenanteilen n_p – unter Annahme homogener Verhältnisse – die Abstandsgeschwindigkeiten v_a und das Gefälle i einander direkt proportional. Weiterhin ergibt sich aus der Bedingung – unter Einbeziehung der Gl. 225 –, dass die Zone II bis zur 50-Tage-Linie r_{50} ausgeweitet werden muss, die Beziehung:

$$r_{50} = v_a \cdot t_{50} \quad \text{oder}$$

$$r_{50} = \frac{k_f}{n_{\text{Peff}}} \cdot i \cdot t_{50} \quad \text{Gl. 222}$$

r_{50} = 50-Tage-Linie (m),
 v_a = Abstandsgeschwindigkeit (m/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s),
 n_{Peff} = effektives Porenvolumen (1),
 i = Gefälle (1),
 t_{50} = 50 d = 4 320 000 s.

4 setzung ermittelt werden. Sie wird als $\delta^{34}\text{S}$ -Wert angegeben und auf die Isotopenzusammensetzung des Canyon-Diablo-Troilit (Meteorit) bezogen (NIELSEN & RAMBOW, 1969).

Wichtiger als die direkte Altersbestimmung des Wassers ist häufig die Änderung der chemischen, bakteriologischen und isotonhydrologischen Zusammensetzung des gepumpten Grundwassers im Laufe mehrerer Jahre. Sie liefert häufig Hinweise auf dessen Herkunft und zufließen des oberflächennahen oder tiefen Grundwasser. Wegen der Bedeutung der Engeren Schutzzone für den Schutz von Wassergewinnungsanlagen sollte stets eine sorgfältige synoptische Interpretation aller mit wirtschaftlichen Mitteln erreichbaren geohydrologischen, hydrochemischen und isotonhydrologischen Parameter vorgenommen werden.

Schließlich kann die sogenannte **Zylinder-Formel** zur Abschätzung der 50-Tage-Linie V_{50} angewandt werden, besonders in Kluft-Grundwasserleitern. Dieses Verfahren geht von der Ermittlung des Radius eines (Grundwasserkörper-) Zylinders aus, welcher bei einer konstanten vorgegebenen Entnahme in 50 Tagen entleert wird. Außerdem gehen in die Berechnung die Grundwassermächtigkeit h_M sowie der speichernutzbare Hohlraumanteil n_{sn} ein; letzterer kann in Kluftgesteinen nach dem Entnahmeraten-Absenkungs-Quotienten (Abschn. 4.2.3.1.2.5) abgeschätzt werden:

$$V_{50} = r_{50}^2 \cdot \pi \cdot h_M \cdot n_{sn} \quad \text{Gl. 223}$$

V_{50} = Entnahmenvolumen in 50 Tagen (m^3),

r_{50}^2 = Grenzabstand der Zone II ab Gewinnungsanlage (m),

h_M = Grundwassermächtigkeit (m),

n_{sn} = speichernutzbarer Hohlraumanteil (1).

Löst man die Gleichung nach r_{50} auf, so ergibt sich:

$$r_{50} = \sqrt{\frac{V_{50}}{\pi \cdot h_M \cdot n_{sn}}} \quad (\text{Gl. 223})$$

In Kluftgrundwasserleitern muss die so erhaltene Fläche der Zone II den tektonischen Verhältnissen angepasst werden.

Die für die Engere Schutzzone geltenden Auflagen bedeuten z.T. erhebliche Nutzungsbe-

schränkungen in den von ihr erfassten Flächen (Grundstücken) mit z.T. beträchtlichen wirtschaftlichen Auswirkungen. Für landwirtschaftlich noch zulässige Nutzungen in der Zone II wurden Empfehlungen von der AG BODEN-NUTZUNG (1992) ausgearbeitet, die von der Bodenbeschaffenheit ausgehen. Erschwerend ist vor allem, dass in dieser Zone nach der mit Ausnahme von Hamburg für alle Deutschen Bundesländer dem Sinne nach einheitlichen „Anlagenverordnung wassergefährdender Stoffe“ (VAwS) das Umfüllen, der Transport sowie die Lagerung wassergefährdender Stoffe und Flüssigkeiten (z.B. Heizöl) untersagt sind. Die VAwS stützen sich auf die entsprechenden gesetzlichen Vorschriften des Wasserhaushaltsgesetzes und der jeweiligen Landeswassergesetze.

4.7.1.1.3 Zone III (Weitere Schutzzone)

Die Weitere Schutzzone soll den Schutz des Grundwassers vor weitreichenden Beeinträchtigungen, insbesondere vor nicht oder schwer abbaubaren chemischen und radioaktiven Verunreinigungen gewährleisten. Sie umfasst in der Regel das gesamte Einzugsgebiet einer Gewinnungsanlage und errechnet sich wie folgt:

$$A_{\text{Eg}} = \frac{\dot{V}_m}{\dot{h}_{\text{Gw}}} \quad \text{Gl. 224}$$

A_{Eg} = Fläche des Grundwassereinzugsgebietes (km^2),

$\dot{V}_m$ = mittlere Entnahmerate ($\frac{1}{\text{s}}$),

$\dot{h}_{\text{Gw}}$ = Grundwasserneubildungsspende ($\frac{1}{\text{s} \cdot \text{km}^2}$).

Die Grundwasserneubildungsspende kann bestimmt werden (Abschn. 4.1.3), die Fläche ergibt sich aus den geologischen, z.T. auch morphologischen Gegebenheiten (Abschn. 3.6).

4.7.1.2 Perspektiven des Grundwasserschutzes

Nach LAWA-Erhebung vom 31. Dezember 1997 sind in Deutschland 17 584 Wasserschutzgebiete mit einer Fläche von 41 915,3 km² (entspricht 11,7 % der Fläche) festgesetzt. 50,27 % der Schutzgebietsflächen werden landwirtschaftlich genutzt, 39,37 % forstwirtschaftlich, der Rest anderweitig (Besiedlung, Verkehr usw.). Die mittlere Größe eines Schutzgebietes beträgt 2,4 km². Durch die Nutzungsbeschränkungen erwachsen in den Flächen der Engeren Schutzzonen (Zone II) erhebliche wirtschaftliche Schwierigkeiten, vor allem in Siedlungs- und Ballungsgebieten. Unsicherheiten entstehen zudem, weil in der Schweiz¹³, wenn auch unter strengen Randbedingungen, für die Zone II nur eine 10-Tage-Linie gilt. Um die Vorgänge bei Transport und Elimination von Mikroorganismen in Grundwasserleitern aufzuklären, initiierte der DVGW-/LAWA-Ausschuss „Wasserschutzgebiete“ ein Forschungsvorhaben, das vom Bundesminister des Inneren gefördert wurde. Eine im Jahre 1980 vorgelegte Auswertung von nahezu 2 000 Veröffentlichungen mit z.T. konträren Ergebnissen unterstrich die Dringlichkeit. Im Rahmen dieses Programms wurden umfangreiche Labor- und Feldversuche durchgeführt (SCHMIDT et al., 1983). Auf Grund dieser Untersuchungen muss von einer mehrfach längeren Persistenz (Überlebensdauer) als 50 Tage für Bakterien und Viren im Grundwasser ausgegangen werden. Weniger wichtig für die Bemessung der Zone II ist die Abstands- („Fließ-“) Geschwindigkeit des Grundwassers als vielmehr das Transportverhalten der Mikroben (und Viren) sowie die Transportlängen (ALTHAUS, 1983; RIEMER, 1983). Zahlreiche Steuergrößen (insbesondere die Adsorption, Abschn. 3.9.4.2) verhindern nämlich, dass die maximalen Transportstrecken der eingetragenen Belastungen in einem Grundwasserleiter gleich dem Produkt aus Persistenz (Lebensdauer, bisher angenommen 50 Tage) und Abstandsgeschwindigkeit sind. Eine Systematisierung des Transports chemischer Stoffe im Untergrund in Abhängigkeit von ihrer Eingabeart und -konzentration im Hinblick auf die vorgegebene räumliche Dimensionierung der Zonen in Trinkwasserschutzgebieten unternahmen MATTHEß et al. (1985). Dabei wurden Stoff-

gruppen definiert und ihr Transportverhalten im Grundwasser beschrieben.

Die im Rahmen der genannten Programme ausgeführten Untersuchungen haben bisher bestehende Unsicherheiten bei der Bemessung der Zone II, die dem mikrobiellen Schutz des Grundwassers dienen soll, beseitigen können. Nach einer zu Beginn des Programms gestarteten Umfrage haben sich die bisher schon rechtskräftig festgesetzten Zonen II offensichtlich bewährt. Auf Grund der seit Jahren vorliegenden positiven Erfahrungen soll die 50-Tage-Linie als Kriterium für die Bemessung der Zone II auch künftig angewandt werden.

In der vierten Fassung des DVGW-Arbeitsblattes W101 (DVGW, 1995b) wurden die hydrogeologischen Kriterien zur Bemessung der Schutzzonen mehr als in früheren Fassungen berücksichtigt. Auch können künftig grundwasserüberdeckende Schichten zu einer Verkleinerung der Engeren Schutzzone (Zone II) führen, wobei den von einem Arbeitskreis der Geologischen Landesämter erarbeiteten Grundlagen (BOLSENKÖTTER et al., 1984) gefolgt wurde. Außerdem wurden die „Gefährlichen Handlungen, Einrichtungen und Vorgänge in den Schutzzonen“ (Kapitel 4 der Richtlinie) entsprechend den heutigen Gegebenheiten neu formuliert. Die Gefährdungspotenziale sind im Anhang, getrennt nach „Beeinträchtigungen der Grundwasserbeschaffenheit“ und „Gefahrenherde“ aufgeführt. Wesentlich an der Neufassung ist jedoch, dass die Festsetzungsbehörden aufgefordert sind, entgegen ihrer bisher häufig geübten Praxis Wasserschutzgebiete künftig nach Größe und Auflagen (Nutzungsbeschränkungen) den jeweiligen örtlichen Verhältnissen anzupassen. „Die Richtlinie darf in keinem Fall pauschal angewandt werden. Das Wasserschutzgebiet muss den jeweiligen örtlichen Verhältnissen entsprechend differenziert und modifiziert werden. Demnach muss jedes Wasserschutzgebiet nach den geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten betrachtet und die Nutzungsbeschränkungen festgelegt werden“ (DVGW, 2006). Da in dem Festsetzungsverfahren für das Wasserschutzgebiet eine weitreichende Beteiligung von möglicherweise Betroffenen und eine Erörterung mit diesen vorgesehen sind, werden Rechtsmittel zur Überprüfung der Angemessenheit auf die örtlichen Verhältnisse nur im Ausnahmefall erforderlich. In jüngerer

4 **Tab. 75:** Merkmale der Bildungstypen der Heilquellen.

Merkmal	Bildungstyp		
	1	2	3
Bildungsgebiet	sehr groß	groß	mittel bis klein
Fließsystem	sehr tiefliegend (mehr als 500 m)	tiefliegend (bis 500 m)	oberflächennah (bis 100 m)
Schutzfunktion der Überdeckung	sehr gut	gut, evtl. örtlich gemindert	lückenhaft
Tritium	nicht vorhanden	meistens nicht vorhanden	vorhanden
mittlere Verweilzeit	sehr lang	lang	kurz
Temperatur	deutlich erhöht bis hoch	schwach erhöht	nicht erhöht

Zeit werden die Bemühungen zum Grundwasserschutz zunehmend durch Kooperationen der Wasserversorgungsunternehmen und der Landwirtschaft im Einzugsgebiet unterstützt.

4.7.1.3 Heilquellenschutzgebiete

Der Begriff „Heilquellenschutzgebiete“ ist an und für sich falsch, denn es gilt, **Heilwässer**¹⁴ zu schützen und nicht die Heilquellen. Konsequenterweise müsste es „Heilwasserschutzgebiete“ heißen. Der Begriff „Heilquellenschutzgebiete“ wurde durch die Wassergesetze und darauf fußende Rechtsverordnungen eingeführt, eine begriffliche Klärung ist jedoch bis jetzt nicht erfolgt.

Der Schutz von Heilwässern gilt zunächst der Erhaltung ihrer Beschaffenheit (sog. qualitativer Schutz). Heilwässer müssen aber auch quantitativ geschützt werden, da außer der Beschaffenheit auch das Dargebot einer Heilquelle innerhalb der natürlichen Schwankungsbreite aus therapeutischen Gründen konstant bleiben muss, insbesondere – sofern vorhanden – der Gehalt an (gasförmiger oder gelöster) Kohlensäure, von dem bei vielen Heilquellen das Dargebot abhängt (sog. quantitativer Schutz). Grundlagen vermittelt MICHEL (1997).

Zur Festlegung der „Heilquellenschutzgebiete“ wurden Richtlinien (gemeinsam von LAWA und Deutschem Heilbäderverband e.V., Bonn) aufgestellt. Sie sehen einen qualitativen und quantitativen Schutz vor (LAWA, 1998). Erforderlichkeit und Größe der einzelnen Schutzzonen hängen jedoch von dem sog. Bildungstyp eines

Heilwasservorkommens ab, welcher durch dessen Genese charakterisiert ist. Die Kriterien für die den neuen Richtlinien zugrunde liegenden drei Bildungstypen sind in der Tab. 75 zusammengestellt. Aus der durch diese Kriterien festgelegten hydrogeologischen Situation ist dann abzuleiten, inwieweit Schutzzonen erforderlich sind. In jedem Fall müssen Schutzzonen zum quantitativen Schutz des Heilwasservorkommens ausgewiesen werden, ein qualitativer Schutz dagegen ist je nach örtlichen Verhältnissen ganz, eingeschränkt oder gar nicht möglich. Dem qualitativen Schutz wird das DVGW- Arbeitsblatt W101 (DVGW, 2006) zugrunde gelegt (Abschn. 4.7.1.1). Die Ausweisung und die Festlegung des Schutzgebietes erfolgt grundsätzlich in der gleichen Weise wie bei Wasserschutzgebieten.

In Tab. 76 sind die für die Bildungstypen erforderlichen (+) bzw. nicht erforderlichen (–) Schutzzonen zusammengestellt.

Tab. 76: Schutzzonen in Heilquellenschutzgebieten.

	Bildungstypen		
	1	2	3
Schutzzonen			
Zone A	+	+	+
Zone B	+	+	+
Qualitativer Schutz			
Zone I	+	+	+
Zone II	–	(+)	+
Zone III	–	(+)	+

4.7.1.4 Quellenschutzgebiete

Das Bundesnaturschutzgesetz (BNatSchG) schützt im § 30 „Besonders geschützte Biotope“ die Quellbereiche (Rahmenschutz). Vollzogen wird der Schutz über die Landschaftsgesetze (LG) der Länder. In Nordrhein-Westfalen fällt der Schutz der Quellen unter den § 62. Die Quellen, die den Anforderungen für den § 62 entsprechen, werden im Biotopkataster des Landes erfasst. Dieses umfasst generell alle besonders geschützten Biotope und wird beim Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen (LANUV) geführt²⁴. Kalktuffquellen sind als prioritäre Lebensräume sogar durch die Fauna-Flora-Habitat-(FFH-) Richtlinie auf europäischer Ebene besonders geschützt.

Bei der Abgrenzung der Quellbereiche aus naturschutzfachlicher Sicht werden häufig die gleichermaßen geschützten Quellbäche hinzugenommen und bei zahlreich auf engem Raum auftretenden Quellen die Quellkomplexe geschützt.

4.7.2 Ursachen der Grundwasserbelastung

Im Lösungsinhalt eines Wassers können hinsichtlich der Zusammensetzung folgende Anteile unterschieden werden:

Geogene Lösungsinhalte sind natürlich, stammen überwiegend aus den durchflossenen grundwasserleitenden Schichten. Ihre Konzentrationen hängen von den Gesteinseigenschaften und den die Löslichkeit und den Transport bestimmenden physikalisch-chemischen Eigenschaften ab, die wiederum durch den Grundwassersertyp zu ermitteln sind (Abschn. 3.9.7.5).

Anthropogene (griech. *ἄνθρωπος* („anthropos“) = Mensch) (oder **biogene**) Lösungsinhalte gehen von vielen menschlichen Tätigkeiten aus, durch welche die natürlichen physikalisch-chemischen Eigenschaften des Grundwassers verändert werden. Die Einwirkung auf den Gewässerzustand durch nachteilige Faktoren, z.B. Belastungstoffe, wird als Gewässerbelastung bezeichnet (DIN 4049-2). Nach DIN 4049-1 versteht man unter Gewässer fließendes und stehendes Wasser, das in Zusammenhang mit dem Wasser-

kreislauf steht, einschließlich Gewässerbett bzw. Grundwasserleiter. Die o.g. Belastungstoffe können auch geogen (z.B. Schwermetalle, Arsen) sein. Generell sollte beachtet werden, dass kein Stoff von vornherein ein „**Belastungs-**“ oder „**Schadstoff**“ ist. Zu einem Belastungs- oder Schadstoff (im hygienischen Sinn) wird ein Stoff erst dann, wenn aufgrund seiner chemischer Eigenschaften und seiner Konzentrationen (PARACELSUS: „Sola dosis facit venenum!“ dt. „Allein die Menge macht das Gift!“) eine schädigende Wirkung auf Organismen oder Biozöosen eintritt. Der Stoff wird dann auch als toxisch bezeichnet. Die Einstufung der Stoffe hinsichtlich ihrer Toxizität erfolgt nach Grenzwerten. Bei einem Grenzwert handelt es sich generell um einen durch Normen oder Rechtsvorschriften festgelegten Wert für einen bestimmten Parameter, der nicht über- bzw. unterschritten werden darf. Die Präzision und Richtigkeit des Analysenverfahrens muss berücksichtigt werden.

Eine große Anzahl organischer Stoffe ist als akut giftig, als chronisch toxisch, z.B. als kancerogen (krebserregend) oder erbgutschädigend erkannt. Viele dieser Stoffe sind in der Verordnung zum Schutz des Grundwassers (**Grundwasserverordnung – GrwV**) vom 09. November 2010 (BGBl I, S. 1513) aufgeführt¹⁵. Der Umgang mit diesen Stoffen ist in Verordnungen der einzelnen Bundesländer z.B. als „Verordnung zum Umgang mit wassergefährdenden Stoffen und über Fachbetriebe“ vom März 2004 (Nordrhein-Westfalen) geregelt. Als Ergänzung dazu dient für den Transport von wassergefährdenden Stoffen der Katalog wassergefährdender Stoffe, der als Ergänzung zu der Verwaltungsvorschrift des Bundesinnenministeriums (BMI) vom 23. März 1990 „über die nähere Bestimmung wassergefährdender Stoffe und ihre Einstufung entsprechend ihrer Gefährlichkeit“ erscheint und von Zeit zu Zeit aktualisiert wird. Die Stoffe (feste, flüssige und gasförmige) werden nach ihrer Wassergefährdung klassifiziert, und zwar von Wassergefährdungsklasse (WGK) 0 (im Allgemeinen nicht gefährdend) bis 3 (stark gefährdend). Die Bewertung des Gefährdungspotenzials erfolgt aufgrund der in Versuchen erkannten Toxizität (Giftigkeit) gegenüber Säugetieren, Bakterien und Fischen sowie nach dem Abbauverhalten und der Langzeitwirkung.

Stoffinformationen hat ROTH in einer seit dem Jahre 1982 erscheinenden Loseblattsammlung

4 zusammengestellt, und zwar jeweils die synonymen (meist Firmen-) Bezeichnungen, Stoffdichte, Verhalten im Wasser, Wassergefährdungsklasse (WGK, sofern schon festgelegt), Toxizitätsdaten und Literaturhinweise. Maximal zulässige Konzentrationen einiger Stoffe im Trinkwasser sind durch die **Trinkwasserverordnung** vom 21. Mai 2001 (BGBl. I, S. 959) (Abschn. 3.9.7.5.3) festgelegt. Maßnahmen zum Schutz, zur Pflege und Sanierung von Böden regelt das **Bundes-Bodenschutzgesetz (BBodSchG)** vom 17. März 1998 i.d. Fassung vom 1. Januar 2001. In der zugehörigen **Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (BBodSchV)** vom 12. Juli 1999 (BGBl. I, S. 1554) werden Grenzwerte für zulässige Bodeneinhaltsstoffe insbesondere im Bereich von schädlichen Bodenveränderungen (z.B. Altlasten) genannt und entsprechende Untersuchungsverfahren geregelt.

Bei stärkeren Belastungen des Bodens und des Grundwassers werden Sanierungsarbeiten (DVWK, 1991) erforderlich. Dabei ergibt sich naturgemäß die Frage, ab welcher Belastung (Stoffart, Konzentration) derartige Sanierungen eingeleitet werden müssen, um weitere Schadenswirkungen zu unterbinden. In den vergangenen Jahren dienten als Orientierungshilfen die „Niederländische Liste“ sowie die von der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) im Jahre 1994 herausgegebene „Empfehlungen für die Erkundung, Bewertung und Behandlung von Grundwasserschäden“ (siehe 5. Auflage dieses Buches). Beide Papiere sind nicht mehr gültig. Seit dem Jahre 1999 gelten die Maßnahmen-, Prüf- und Vorsorgewerte der Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung (BBodSchV) vom 12. Juli 1999 (BGBl 1999, Tl.I, Nr.36). In 4 Anhängen dieser Verordnung werden die Anforderungen zur Untersuchung schädlicher Bodenveränderungen festgelegt:

- Anhang 1: Anforderungen an die Probennahme, Analytik und Qualitätssicherung bei den Untersuchungen;
- Anhang 2: Maßnahmen-, Prüf- und Vorsorgewerte;
- Anhang 3: Anforderungen an Sanierungsuntersuchungen und den Sanierungsplan;
- Anhang 4: Anforderungen an die Untersuchung und Bewertung von Flächen, bei denen der Verdacht einer schädlichen

Bodenveränderung auf Grund von Bodenerosion durch Wasser vorliegt.

Als Beispiel für die Maßnahmen-, Prüf- und Vorsorgewerte des 2. Anhangs der BBodSchV sind in Tab. 77 die Prüfwerte zur Beurteilung des Wirkungspfad Boden-Grundwasser zusammengestellt.

Tab. 77: Prüfwerte zur Beurteilung des Wirkungspfad Boden-Grundwasser nach Bundes-Bodenschutzgesetz (BBodSchG).

Stoff	Prüfwert µg/l
Antimon	10
Arsen	10
Blei	25
Cadmium	5
Chrom, gesamt	50
Chromat	8
Kobalt	50
Kupfer	50
Molybdän	50
Nickel	50
Quecksilber	1
Selen	10
Zink	500
Zinn	40
Cyanid, gesamt	50
Cyanid, leicht freisetzbar	10
Fluorid	750

In Ergänzung des §4 (5) (Bewertung) dieser Verordnung hat die Länderarbeitsgemeinschaft Bodenschutz (LABO) ein „Informationsblatt für den Vollzug“ mit „Bewertungsgrundlagen für Schadstoffe in Altlasten“ erarbeitet (LABO, 2009), das für 64 Stoffe Prüfwert-Vorschläge (mg/kg TM (Trockenmasse)) für Böden auf Kinderspielflächen, in Wohngebieten/Freizeitanlagen und auf Industrie-/Gewerbegrundstücken enthält. Von der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser

wurde die Druckschrift „Ableitung von Geringfügigkeitsschwellenwerten für das Grundwasser“ erarbeitet (LAWA, 2004). Diese gibt Prüfwerte zur Beurteilung von Grundwasserverunreinigungen vor, mit denen die unteren Anwendungsgrenzen (mg/l) für Pflanzenschutzmittel, Biozide, sprengstofftypische Verbindungen, sowie Metall-, Halbmetall-, Ionen und sonstige Kationen, Anionen mit ihren Bestimmungsmethoden festgelegt werden. Zugelassene Untersuchungsverfahren werden durch den Fachbeirat Bodenuntersuchung als beratendes Gremium des Bundesumweltministeriums (FBU) aktualisiert. Der aktuelle Stand kann auf der Homepage¹⁶ nachgeschlagen werden.

Einige Bundesländer haben eigene Bewertungskriterien zur Beurteilung von Grundwasserschäden aufgestellt (z.B. Berlin: Bewertungskriterien für die Beurteilung von Grundwasserverunreinigungen in Berlin (Berliner Liste 2005) vom 01. Juli 2005; Hessen: Verwaltungsvorschrift zur Erfassung, Bewertung und Sanierung von Grundwasserverunreinigungen – Hessen – vom 30. September 2005). In den meisten Bundesländern erfolgt die Bewertung von Grundwasserschäden nach der „Ableitung von Geringfügigkeitsschwellenwerten für das Grundwasser“ (LAWA, 2004). In der Regel werden für die Schadstoffe toxikologisch abgeleitete Geringfügigkeitsschwellenwerte definiert, die vor allem auf den Trinkwasserschutz ausgerichtet sind. Die Berliner Liste definiert z.B. zusätzlich einen „sanierungsbedürftigen Schadenswert“ und Beurteilungswerte für den Boden im Hinblick auf das Schutzziel Grundwasser, bei denen nach der jeweiligen Lage in einem Wasserschutzgebiet und dem Grundwasserflurabstand differenziert wird. Mit dem Grundwasser können Schadstoffe auch in

die Oberflächengewässer gelangen und sich somit großräumig verbreiten (MATTHEß et al., 1997; ISENBECK-SCHRÖTER et al., 1998).

Jedoch sind nicht alle Belastungen ausschließlich anthropogen. So sind bereits in Böden anorganische und organische Stoffe und Spurenelemente enthalten (HINDELER et al., 2004; LABO, 2003/04). In Mineral- und Heilwässern sind geogene Schwermetallgehalte häufiger (FRICKE, 1953; GEORGOTAS & UDLUFT, 1973; QUENTIN et al., 1973 u.a.), deren Konzentrationen unter natürlichen Verhältnissen die für eine Nutzung als Trink-, Mineral- oder Heilwasser festgelegten Grenzwerte überschreiten können. Zum Beispiel enthält die „Maxquelle“ in Bad Dürkheim, erbohrt in den Schichten des Tertiärs, Arsen-Konzentrationen bis 14 mg/kg (CARLÉ, 1975). Auch in anderen Gesteinsfolgen, vor allem bei Vererzungen, sind außer Schwermetallen höhere Arsen-Gehalte zu erwarten. Allgemein scheinen jedoch die geogenen Schwermetall-Konzentrationen der Grundwässer niedrig zu sein (HÖLTING, 1982).

Vor dem Hintergrund geogener Belastungen müssen aber gelegentlich auch an und für sich wohlgemeinte Grenzwertfestlegungen kritisch gesehen werden. So wurden z.B. in der Klärschlammverordnung vom 15. April 1992 (i.d.F. vom 26. November 2003/BGBl. I, S. 2378) Grenzwerte für Schwermetalle gärtnerisch oder landwirtschaftlich genutzter Böden festgelegt, bei deren Überschreiten eines Wertes kein Klärschlamm aufgebracht werden darf (Tab. 78). Eine solche Begrenzung sollte verhindern, dass durch Klärschlamm zusätzlich Schwermetalle in den Boden gelangen und unter Umständen das Grundwasser gefährden. Diese Werte können in natürlichen Böden jedoch überschritten werden (Tab. 79), sind dann also geogen. Deshalb beman-

Tab. 78: Schwermetall-Grenzwerte gärtnerisch oder landwirtschaftlich genutzter Böden, bei deren Überschreiten eines Wertes kein Klärschlamm aufgebracht werden darf (mg/kg Trockensubstanz TS; nach Klärschlammverordnung (Abf.KlärV) vom 15. April 1992).

Schwermetall		Grenzwert mg/kg TS	Schwermetall		Grenzwert mg/kg TS
Blei	(Pb)	100	Nickel	(Ni)	50
Cadmium	(Cd)	1,5	Quecksilber	(Hg)	1
Chrom	(Cr)	100	Zink	(Zn)	200
Kupfer	(Cu)	60			

4 Tab. 79: Geogene Konzentrationen ausgewählter Schwermetalle in mineralischen Böden von Hessen in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein (mg/kg Trockensubstanz) (GOLWER, 1989).

Schwermetall	Sedimentgesteine				Magmatite			
	Silikatgest. (Sand, Kies, Sandstein)		Ton- u. Carbonatgest. (Ton, Tonst., Mergelst., Kalksteine)		Saure Magmatite (Granit)		Basische Magmatite (Basalt)	
Blei	2	– 30	10	– 80	10	– 40	5	– 20
Cadmium	< 0,1	– 0,2	0,1	– 1		< 0,1		< 0,1
Chrom	1	– 20	3	– 150	10	– 60	100	– 500
Kupfer	3	– 15	6	– 80	5	– 30	20	– 70
Nickel	2	– 15	5	– 100	10	– 50	100	– 500
Quecks.	0,02	– 0,2	0,04	– 0,3	0,03	– 0,5	0,06	– 0,14
Zink	5	– 40	20	– 150	50	– 150	50	– 200

geln KUNTZE et al. (1991), dass eine pauschale Vorgehensweise bei der Festlegung von Grenz-/Richtwerten ohne Berücksichtigung der (geogenen, z.B. Chrom, Nickel und nahezu auch Blei und Zinn) Herkunft der Schwermetalle in Böden nicht den natürlichen Gegebenheiten gerecht wird. Darüber hinaus müssen das Verhalten und die Mobilität in Böden und der Sickerzone in die Überlegungen zu Schwermetallbelastungen des Untergrundes einbezogen werden, was eine elementweise Betrachtung erfordert. Es ist deshalb zu begrüßen, dass die Klärschlammverordnung durch Artikel 9 der Verordnung vom 9. November 2010 (BGBl. I, S. 1504) (Berlin, 2010) überarbeitet worden ist. Qualitäts- und Prüfbestimmungen für Klärschlämme sind in DVWK (2003) zusammengestellt.

4.7.2.1 Belastungen durch feste Abfallstoffe

Das Abfallaufkommen in Deutschland ist aus der Tab. 80 zu ersehen. Die Gesamtmenge hat seit 1996 aufgrund der verschärften gesetzlichen Regelungen leicht abgenommen. Alle Abfälle, die sich nicht vermeiden, verwerten oder behandeln lassen, sind nach den Vorschriften des Kreislaufwirtschafts- und Abfallgesetzes (KrW-/AbfG) umweltfreundlich zu entsorgen (Kreislaufwirtschafts- und Abfallgesetz vom 27. September 1994 (BGBl. I, S. 2705)), das zuletzt durch Artikel

8 des Gesetzes vom 11. August 2011 (BGBl. I, S. 1163) geändert worden ist. Alle Abfälle mit organischen Inhaltsstoffen müssen Kompostierungsanlagen bzw. Müllverbrennungsanlagen zugeführt werden. Nur bei Abfällen mit geringen organischen Anteilen (< 5 % TOC) erfolgt die Ablagerung auf geeigneten Deponien.

Je nach der stofflichen Zusammensetzung unterscheidet man zwischen den auf der Erdoberfläche befindlichen, also übertägigen Inertstoffdeponien (Boden und Bauschutt) und den unter der Erdoberfläche befindlichen Untertagedeponien (Sonderabfall) (COLDEWEY et al., 1994). Eine besondere Stellung nehmen die Endlager für radioaktive Abfallstoffe ein. In Morsleben wurde ein Salzbergwerk als Endlager schwach- und mittelradioaktiver Abfälle genutzt. Auf der Schachtanlage Konrad werden in einer Eisenerz-Formation Abfälle mit vernachlässigbarer Wärmeentwicklung eingelagert. In Gorleben die Möglichkeit der Einlagerung in einem Salzstock seit 1979 geprüft. In den übertägigen Deponien können durch einsickernde Niederschlagswässer (oder in manchen Fällen durch unmittelbaren Grundwasserkontakt) belastende Komponenten herausgelöst werden. Dies ist insbesondere der Fall bei Altablagerungen, die vor 2005 angelegt wurden und hohe Anteile organischer Substanz enthalten können. Die Sickerwasserrate in einer Deponie hängt davon ab, ob die Deponieoberfläche gering (durch Raupenfahrzeuge) oder stärker (durch Kompaktoren) verdichtet wurde. EHRIG (1978) gibt aufgrund längerer Messreihen als Schätzwert

Tab. 80: Abfallaufkommen in Deutschland.

Art des Abfalls	2005 10 ⁶ t/a	2006 10 ⁶ t/a	2008 10 ⁶ t/a
Siedlungsabfälle	46,6	46,4	48,4
Bergematerial aus dem Bergbau	53,1	52,3	39,3
Abfälle aus dem produzierenden Gewerbe	46,5	56,1	56,4
Abfälle aus Bau und Abbruch	185,8	196,4	200,5
Gefährliche Abfälle (Sonderabfälle)	18,5	22,3	k.A. ¹⁾
Gesamt	331,9	372,9	382,8

Bem: ¹⁾ keine Angabe

Quellen: 2005: Statistisches Bundesamt,
2006, 2008: Umweltbundesamt¹⁷

den Sickerwasserabfluss bei locker gelagerter Deponieoberfläche mit 30 % bis 60 % des Jahresniederschlags, bei verdichteter mit 10 % bis 25 % an. Bei einer Jahresniederschlagsrate z.B. von 800 mm/a errechnen sich folgende mittlere tägliche Abflussraten: lockere Oberfläche 6,6 m³/(d · ha) bis 11,0 m³/(d · ha), dichtere Oberfläche 4,4 m³/(d · ha) bis 5,5 m³/(d · ha).

Die Vorgänge der Grundwasserbelastung wurden in Deutschland erstmals in den Jahren 1967 bis 1973 im Frankfurter Stadtwald im Bereich einer in den Jahren 1925 bis 1968 aufgeschütteten Deponie (18,3 · 10⁶ m³ Abfallstoffe) untersucht (GOLWER et al., 1976) (Abb. 132). Gleiche Ergebnisse wurden auch andernorts gewonnen (z.B. EXLER, 1972; BRILL & KERNDORFF, 1986).

Im Schüttkörper tritt eine Sauerstoffzehrung ein, besonders dann, wenn der Deponiekörper in das Grundwasser eintaucht (Abb. 132), wodurch biologische und chemische Abbauprozesse retardiert werden (Reduktionszone). Mit wieder zunehmendem Sauerstoff-Gehalt in der Übergangszone und natürlichen O₂-Gehalten in der Oxidationszone ändern sich die Grundwasserbelastungen, wie sie auf Grund der Änderungen des Redoxpotenzials (Abschn. 3.9.4.5) zu erwarten sind. Beispiele vermitteln die Analysen in der Tab. 81. Der Lösungsinhalt nimmt im Abstand des Grundwassers an einer Ablagerung mit Hausmüll oder hausmüllähnlichen Abfällen zu, vor allem die Gehalte an Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻. Die Nitrat-Gehalte sind infolge mikrobieller Reduktion des NO₃⁻-Anions zu NH₄⁺ gering oder fehlen, dem-

zufolge erhöhen sich die NH₄⁺-Konzentrationen. Der Gehalt an freiem Sauerstoff ist nahe Null (n.n. = nicht nachgewiesen). CSB-(chemischer Sauerstoff-) (Abschn. 3.9.7.1.6.7) und BSB₅-Werte (biochemischer Sauerstoffbedarf in 5 Tagen) (Abschn. 3.9.7.1.6.9) sind infolge organogener Belastungen immer erhöht. Ferner nehmen die Bakterien-Koloniezahlen zu. Die Schwermetall-Gehalte sind unterschiedlich und hängen von der Zusammensetzung des Deponiekörpers, besonders bei Industrieabfällen, ab.

Zur Vertiefung dieser Ergebnisse wurde ein fünfjähriges DFG-Forschungsprogramm in Braunschweig initiiert (DFG, 1986). Dabei wurden zur Untersuchung langzeitiger Einflüsse von seinerzeitigen Deponien auf Gewässer 10 Großlysimeter (Durchmesser 5 m, Höhe bis 6 m) mit unterschiedlichen Abfällen beschickt, beregnet und 5 Jahre und länger beprobt. Belastungen des Sickerwassers durch Abfallkörper konnten in den ersten 5 Beobachtungsjahren nicht nachgewiesen werden, wenn die liegende unbelastete Abfallschicht > 2 m mächtig war. Leicht desorbierbare chemische Verbindungen wurden jedoch nach etwa 5 Jahren remobilisiert. Auswaschungen extrem hoher chemischer Belastungen (z.B. 500 kg Phenolschlamm oder 1 000 kg Galvanikschlamm auf ca. 1 600 kg Abfall) wurden nach 4 Versuchsjahren im Sickerwasser nachgewiesen, wenn die unbelastete Abfallschicht weniger als 1 m mächtig war. Durch biochemische Reinigung konnten leicht abbaubare Stoffe entfernt werden, nicht jedoch schwer abbaubare organische Belastungen.

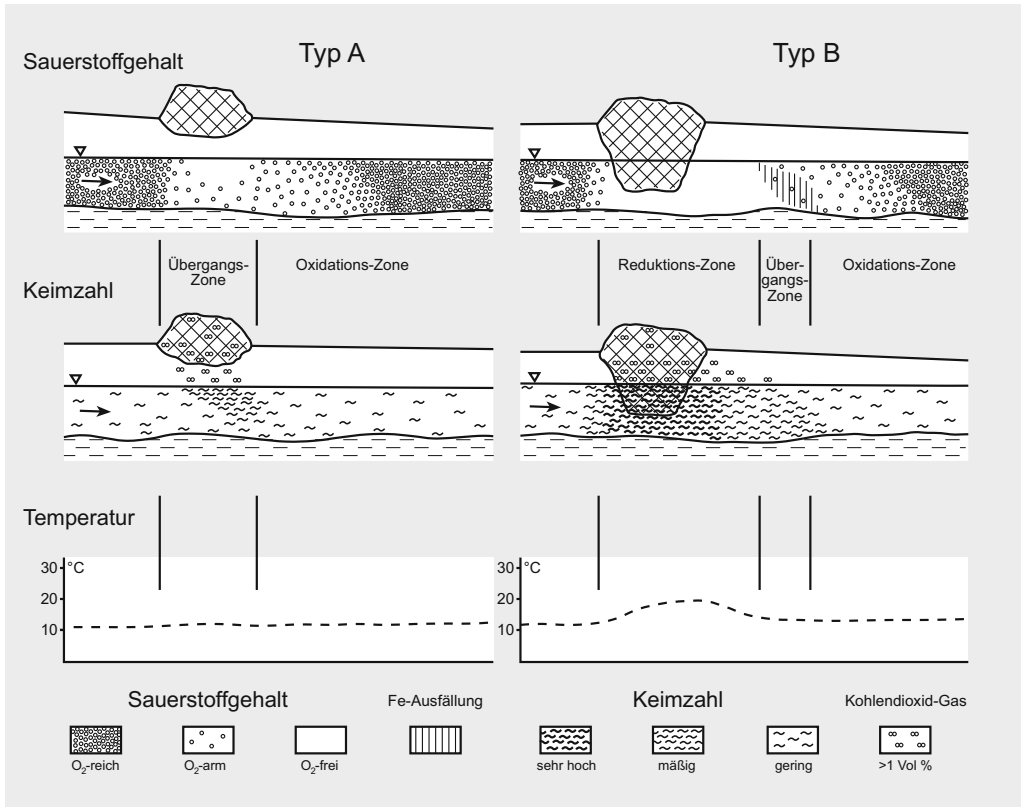


Abb. 132: Zonale Gliederung im Sauerstoff-Gehalt, in der Keimzahl und in der Temperatur des Grundwassers im Unterstrom von Mülldeponien (nach GOLWER et al., 1976).

Zur Erzielung weitgehender Reinigung musste Phosphat (als mikrobieller Nährstoff) zugegeben werden. Der biochemische Abbau leicht zersetzbarer Abfälle verminderte den biochemischen Sauerstoffbedarf der Sickerwässer frischer Ablagerungen ($BSB_5 \gg 10\,000\text{ mg/l}$) um zwei Zehnerpotenzen, nach 5 bis 10 Betriebsjahren um eine Zehnerpotenz (auf $BSB_5 < 100\text{ mg/l } O_2$). In allen Versuchsanlagen wurden künstlich zugesetzte pathogene Keime im Sickerwasser wieder nachgewiesen. In Fortführung dieser Untersuchungen hat die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, 1995) Ergebnisse von Arbeiten aus dem Schwerpunktprogramm „Schadstoffe im Grundwasser“ vorgelegt, die sich mit dem Langzeitverhalten von Umweltchemikalien und Mikroorganismen befassen. Teil I dieser umfangreichen Publikation behandelt die Modelldarstellung oberflächenna-

her Porengrundwasserleiter, Teil II Transport-, Abbau- und Umbauvorgänge nach Belastung durch unterschiedliche Sickerwässer, Teil III Transport und Elimination abfalltypischer Umweltchemikalien in organisch belasteten Porengrundwasserleitern und Teil IV enthält eine Interpretation der Ergebnisse. Im Anhang werden die Untersuchungs- und Analysemethoden erläutert. Diese sehr grundlegenden Untersuchungen stellen einen Standard zur Lösung der Probleme dar, die sich aus der Kontamination von Grundwässern durch Deponien ergeben.

Diese Erkenntnisse führten zu den für die seinerzeitige Abfallwirtschaft einschneidenden gesetzlichen Neuregelungen (Kreislaufwirtschafts- und Abfallgesetz) und den zugehörigen technischen Rechtsverordnungen (TA Abfall und Technische Anleitung Siedlungsabfall, TASI), die eine

Tab. 81: Beispiel für den Einfluss von Altablagerung mit Hausmüll auf das Grundwasser (GOLWER et al., 1970).

Parameter	Einheit	Oberstrom der Mülldeponie		Unterstrom der Mülldeponie im Bereich der stärksten Verunreinigung	
		max.	Durchschn.	max.	Durchschn.
Temperatur	°C	14,2	10,7	19,8	13,4
pH		7,6	7,3	6,95	6,6
Leitfähigkeit	µS/cm	690	500	11 100	3 800
freies CO ₂	mg/l	34	16	1 890	566
KMnO ₄ -Verbr.	mg/l	13	4,4	835	286
H ₂ S	mg/l	0,01	0,004	1,23	0,73
O ₂	mg/l	10,5	7,1	n.n.	n.n.
Na ⁺	mg/l	23,2	14	1 166	413
K ⁺	mg/l	6,6	3,3	705	173
NH ₄ ⁺	mg/l	0,12	0,01	440	101
Ca ²⁺	mg/l	127	97	997	337
Mg ²⁺	mg/l	32,6	23	256	104
Fe ²⁺	mg/l	0,26	0,03	181	75
Mn ²⁺	mg/l	0,34	0,07	49,6	12,3
Cl ⁻	mg/l	37	28	2 027	473
NO ₃ ⁻	mg/l	62,2	32	3,6	0,7
NO ₂ ⁻	mg/l	0,2	0,02	0,08	0,01
HCO ₃ ⁻	mg/l	277	222	5 934	1 921
SO ₄ ²⁻	mg/l	103	87	1 242	556

entscheidende Verbesserung in der Deponietechnik seit 2005 zur Folge hatten.

Die „geordnete Deponie“ zur Beseitigung von Hausmüll ist nicht mehr zugelassen. Altablagerungen mit Hausmüll und anderen Einlagerungen als Hausmüll müssen abgedichtet und langfristig überwacht werden, auch dann, wenn die Sickerwässer zunächst unbelastet sind. Kriterien für die **Standortsuche** für Neuanlagen im Rahmen der UVP (Umweltverträglichkeitsprüfung) nennt WYCISK (1993). Empfehlungen zur **Einrichtung von Deponien** aus ingenieurgeologischer Sicht hat der ARBEITSKREIS GEOTECHNIK DER DEPONIE UND ALTLASTEN (1993) gegeben.

Mit der Verordnung zur Vereinfachung des Deponierechts vom 27. April 2009 (BGBl. I, S. 900), trat als Artikel 1 zum 16. Juli 2009 auch die neue Deponieverordnung (DepV 2009, geändert am 26. November 2010, BGBl. I, S. 1643) in Kraft. Gleichzeitig wurden sechs Regelungen zu Deponien aufgehoben (1. Verwaltungsvorschriften zum Grundwasserschutz, TA Abfall und TA Siedlungsabfall, Abfallablagerungsverordnung, Deponieverordnung 2002, Deponieverwertungsverordnung). Mit der DepV 2009 wurden die EG Deponierichtlinie (EG DepRL) und weitere EU-Vorschriften in deutsches Recht umgesetzt und das bestehende deutsche Deponierecht vereinfacht.

4

Abfälle dürfen nur noch auf Deponien abgelagert oder verwertet werden, wenn sie den Zulässigkeits- und Zuordnungskriterien des Anhangs 3 der DepV 2009 genügen. Abfälle werden jetzt 5 Deponieklassen (DK) zugeordnet:

- DK 0 für Inertabfälle,
- DK I für ungefährliche Abfälle (sehr gering belastet),
- DK II für ungefährliche Abfälle,
- DK III für gefährliche Abfälle mit begrenzter Belastung,
- DK IV (Untertagedeponien) für gefährliche Abfälle.

Besonders interessant sind die Zuordnungskriterien der DK II für den Glühverlust ($\leq 5\%$) bzw. den TOC ($\leq 3\%$ bzw. 18% , wenn die Abfälle vor der Ablagerung mechanisch-biologisch behandelt worden sind), d.h. Siedlungsabfälle müssen vor der Ablagerung praktisch immer vorbehandelt werden.

Dem Grundwasserschutz kommt bei allen Deponieklassen große Bedeutung zu. Im Anhang 1 Nr. 1.2 der DepV werden folgende Anforderungen an den Untergrund einer Deponie gestellt:

- „Der Untergrund muss sämtliche bodenmechanischen Belastungen aus der Deponie aufnehmen können, auftretende Setzungen dürfen keine Schäden am Basisabdichtungs- und Sickerwassersammelsystem verursachen.
- Der Untergrund der Deponie und der im weiteren Umfeld soll aufgrund seiner geringen Durchlässigkeit, seiner Mächtigkeit und Homogenität sowie seines Schadstoffrückhaltevermögens eine Schadstoffausbreitung aus der Deponie maßgeblich behindern können (Wirkung als geologische Barriere), sodass eine schädliche Verunreinigung des Grundwassers oder sonstige nachteilige Veränderung seiner Beschaffenheit nicht zu besorgen ist.
- Die Mindestanforderungen an die Wasserdurchlässigkeit (k) und Dicke (d) der geologischen Barriere sind konkret vorgegeben. Erfüllt die geologische Barriere in ihrer natürlichen Beschaffenheit nicht diese Anforderungen, kann sie durch technische Maßnahmen geschaffen, vervollständigt oder verbessert werden. In diesem Fall kann die Dicke (d) auf mindestens $0,5\text{ m}$ reduziert werden, wenn

über eine entsprechend geringere Wasserdurchlässigkeit die gleiche Schutzwirkung erzielt wird.

- Abweichend hiervon gilt bei einer Deponie, die über gar keine geologische Barriere verfügt, dass die technischen Maßnahmen in einer größer vorgegeben Mindestdicke ausgeführt werden“.

Wenn z.B. an dem verfügbaren Standort für eine Deponie der Klasse II gar keine natürliche geologische Barriere vorhanden ist, könnte eine 100 cm dicke Tonschicht mit einem Durchlässigkeitsbeiwert $k_f \leq 10^{-9}\text{ m/s}$ eingebaut werden.

Gleichwohl gilt es nach Anhang 1 Nr. 2.2 der DepV der dauerhafte Schutz des Bodens und des Grundwassers durch die Kombination aus geologischer Barriere und einem Basisabdichtungssystem im Ablagerungsbereich zu erreichen. Ob man hier bei Verwendung des Begriffs „geologische Barriere“ wirklich an eine 100 cm dicke künstlich eingebaute Tonschicht gedacht hat, erscheint aus hydrogeologischer Sicht mehr als zweifelhaft.

Bei den DK I, DK II und DK III werden Oberflächenabdichtungssysteme gefordert, um eine Sickerwasserbildung nach der endgültigen Deponiestilllegung zu vermeiden. Das Abdichtungssystem, die Materialien und die Herstellung der Systemkomponenten und deren Einbau sowie die Eigenschaften dieser Komponenten im Einbauzustand müssen so gewählt werden, dass die Funktionserfüllung der einzelnen Komponenten und des Gesamtsystems unter allen äußeren und gegenseitigen Einwirkungen über einen Zeitraum von mindestens 100 Jahren nachgewiesen ist.

In der Nachsorgephase einer Deponie, die nach der endgültigen Stilllegung beginnt, soll nachgewiesen werden, dass die gewählten Maßnahmen wirksam sind. Die zuständige Behörde kann den Abschluss der Nachsorgephase feststellen.

In Abhängigkeit der jeweiligen Deponieklassen sind für die Feststellung des Abschlusses der Nachsorgephase insbesondere Kriterien zugrunde zu legen, die in Anhang 5, Nr. 10 aufgeführt sind.

Bei aller Besorgnis vor den langfristigen Umweltbeeinträchtigungen, insbesondere von Grundwasserverunreinigungen sollte nicht ver-

gessen werden, dass vor der Genehmigung von Deponien Umweltverträglichkeitsprüfungen (UVP) und strategische Umweltprüfungen (SUP) durchgeführt werden müssen, damit die Grundsätze der gemeinwohlverträglichen Abfallbeseitigung erfüllt werden. Nach § 10 Absatz 4 des Gesetzes zur Förderung der Kreislaufwirtschaft und Sicherung der umweltverträglichen Beseitigung von Abfällen (Kreislaufwirtschafts- und Abfallgesetz – KrW-/AbfG), vom 27. September 1994 (BGBl. I S. 2705) „sind Abfälle so zu beseitigen, dass das Wohl der Allgemeinheit nicht beeinträchtigt wird“.

Anforderungen für das Einbringen und das Einleiten von Stoffen in das Grundwasser, an den Einbau von Ersatzbaustoffen und für die Verwendung von Boden und bodenähnlichem Material sollen in einer Mantelverordnung Grundwasser/Ersatzbaustoffe/Bodenschutz (Arbeitsentwurf vom 06.01.2011) geregelt werden.

Damit soll auch verhindert werden, dass durch Abfälle die nicht abgelagert, sondern z.B. als Ersatzbaustoffe außerhalb von Deponien verwertet werden, Boden und Grundwasser verunreinigt werden¹⁸.

Für gefährliche Abfallstoffe gibt es sogenannte Sonderabfalldeponien und Untertagedeponien. Die Sonderabfalldeponien sind meistens in Tongesteinen (z.B. ehemaligen Tongruben) angelegt. Bei den Untertagedeponien bieten sich die Resthohlräume des Salzbergbaus an (JÄGER & SCHETELIG, 1992). In Deutschland existieren bereits zahlreiche Deponien (COLDEWEY et al., 1994).

Eine nicht unbeträchtliche Grundwassergefährdung stellen auch die heute vielfach ungenügend abgedeckten und zum umgebenden Untergrund hin ungesicherten Altablagerungen (Altdeponien) und Altstandorte (z.B. Industriebrachen, ehem. Tankstellen etc.) dar (KERNDORFF et al., 1986). In Deutschland wurden bisher (Stand: Februar 2011) ca. 100 000 **Altablagerungen** und ca. 226 000 **Altstandorte** erfasst. Die Landesumweltbehörden führen Dateien und Kataster mit altlastenverdächtigen Altablagerungen und Altstandorten, die dort einzusehen sind. Eine Besonderheit hinsichtlich der Schadstoffe und der belasteten Flächen stellen die militärischen Liegenschaften dar (DODT et al., 1999a, DODT et al., 1999b).

4.7.2.2 Belastungen durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung

Jahrelang stiegen die **Nitrat-Konzentrationen** im Grundwasser an; dieser Anstieg ist zwischenzeitlich weitgehend gebremst, und es zeigt sich eine stagnierende, z.T. sogar rückläufige Tendenz der Nitrat-Konzentrationen. Wegen der hygienischen Gefährdung (insbesondere Kanzerogenität infolge Bildung von Nitrosaminen und Nitrosamiden im Mundspeichel) wurde in der Trinkwasserverordnung (TrinkwV) vom 21. Mai 2001 (BGBl. I, S. 959) der Grenzwert für die NO_3^- -Konzentration im Trinkwasser auf 50 mg/l festgelegt. Da die Wässer mancher kommunaler Wassergewinnungsanlagen höhere Nitrat-Gehalte aufwiesen (WENDLAND et al., 1993), fand die Nitrat-Problematik allgemein ein breites Interesse.

Wenn auch zuweilen in Abrede gestellt, wurde als Hauptverursacher die Düngung (genauer: die Überdüngung) in der Landwirtschaft erkannt, wobei detaillierte Untersuchungen die engen Beziehungen nachwiesen (z.B. OBERMANN, 1988); andere potenzielle Nitrat-Quellen sind Abwasserversickerungen oder Waldböden, die jedoch quantitativ weniger bedeutend sind, sowie Einträge aus der Atmosphäre: die N-Deposition be-

Tab. 82: Mittlere Sickerwasser-Konzentrationen im Freiland (mg/l) (HÖLTING, 1994b).

	alte Bundesländer	neue Bundesländer
Sickerrate (mm/a)	295	90
Nitrat (NO_3^-) mg/l	10,8	29,5
Ammonium (NH_4^+) mg/l	3,6	11,8
Sulfat (SO_4^{2-}) mg/l	18,5	102,3
Chlorid (Cl^-) mg/l	6,5	
pH-Wert des Regens	vor 1850: ca pH 6,5 heute: pH 4,2 (Freiland) bis pH 3,3 (Fichtenwald) umgerechnet nach BRECHTEL, 1992	
Chlororganika	bis 0,15 µg/l	

4

Tab. 83: Düngemittel-Aufgabemengen in Deutschland für die Wirtschaftsjahre (Juli bis Juni).

Nährstoff	2007/2008 10 ⁶ t/a	2008/2009 10 ⁶ t/a
Stickstoff (N)	1,81	1,55
Phosphat (P ₂ O ₅)	0,32	0,17
Kali (K ₂ O)	0,51	0,18
Kalk (CaO)	2,20	2,38

Quelle: Statistisches Bundesamt, Pressemitteilung Nr. 399 vom 21. Oktober 2009

trägt in landwirtschaftlichen Gebieten 13 kg N/(ha · a) bis 26 kg N/(ha · a), in Waldgebieten wegen der dort intensiveren Interzeption 25 kg N/(ha · a) bis 35 kg N/(ha · a) (KREUTZER, 1984). Größenordnungen der Sickerwasser-Konzentrationen sind aus Tab. 82 ersichtlich. Da durch Interzeption in Waldgebieten eine (lokal unterschiedliche) Konzentrationsanreicherung erfolgt, wurden bei dieser Zusammenstellung nur Daten aus Freiland-Sickerwässern berücksichtigt. Aufgrund der höheren Niederschlagsraten sind die Sickerraten im Westen größer als im Osten Deutschlands (Abschn. 3.7).

Nach den neuesten Daten des Umweltbundesamtes werden in Deutschland 47,8 % der Gesamtfläche landwirtschaftlich und 29,5 % forstwirtschaftlich genutzt¹⁷.

Durch ständig erhöhte Düngemittelgaben werden seit Jahren – sicherlich auch forciert durch die europäische Landwirtschaftspolitik – Ertragssteigerungen angestrebt. So wurden in Deutschland steigende Mengen an Düngemitteln auf landwirtschaftlich genutzten Flächen aufgetragen. Dem in den letzten 50 Jahren (bis etwa 1987/88) angestiegenen Stickstoff-Verbrauch um über das 5-fache stand nur eine (im Höchstfall) Verdoppelung der Erträge gegenüber. Diese Zahlen belegen, dass zeitweise eine Überdüngung erfolgte, ohne dass auch entsprechende Erträge erzielt wurden. Die Düngemittel-Aufgabemengen der Jahre 2007/2008 und 2008/2009 sind aus Tab. 83 zu ersehen. Sie zeigen eine abnehmende Tendenz.

Die Bestrebungen laufen deshalb auf eine Optimierung des Verhältnisses der Düngemittel-Aufgabemengen zu den Erträgen hinaus, da im

Ansatz davon ausgegangen werden kann, dass durch pflanzenbedarfsgerechte Düngung unter Berücksichtigung von Boden- und Klima-Situationen eine Verringerung der Nitrat-Auswaschung in den Untergrund zu erzielen ist. Der deutliche Rückgang der Nitrat-Austräge bei der Düngung verdeutlicht diese Bemühungen. Zusätzliche Anforderungen nach Minderung der Düngung in Wasserschutzgebieten sind nach der gegenwärtigen Rechtslage (§ 19, Absatz 4, WHG) entschädigungspflichtig. Die Bemühungen zur Beschränkung der Stickstoff-Düngung werden in einer Reihe von Wasserschutzgebieten durch eine Kooperation von Landwirtschaft und Wasserversorger unterstützt. In einer solchen Kooperation werden die Landwirte innerhalb des Wasserschutzgebietes durch einen landwirtschaftlichen Fachberater bei einem bedarfsgerechten Düngemittel- und Pflanzenschutzmittel-Einsatz intensiv beraten. Die Kosten hierfür trägt der Wasserversorger.

Bei Kenntnis der Zusammenhänge zwischen Düngung und Nitrat-Auswaschung in den Untergrund lassen sich sicher Nutzungskriterien herausarbeiten, die zu einer wesentlichen Minderung oder gar Abnahme der in der Vergangenheit angestiegenen Nitratgehalte (sog. N-Pool) im Grundwasser führen.

Nitrat-Quellen in der Landwirtschaft sind:

- **Organischer Dünger:** Der weitaus überwiegende Teil des Stickstoffs liegt im Boden als organisch gebundener Stickstoff (> 10 000 kg/ha) vor oder wird durch Stallmist bzw. Gülle-Düngung aufgebracht oder ist im Humus gebunden. Pflanzen nehmen jedoch nur mineralischen, anorganisch gebundenen Stickstoff auf, der aus dem organisch gebundenen Stickstoff hauptsächlich durch mikrobiologische (bakterielle) Prozesse gebildet wird: organ. geb. Stickstoff → Mineralisierung zu NH_4^+ → Nitrifizierung (durch *Nitrosomas* (zu NO_2^-) oder *Nitrobacter* (zu NO_3^-)),
- **Mineralische Düngung** (Nitrathaltige Salze),
- **Ammoniak-Verflüchtigung** (gasförmige Verluste von NH_4^+) in die Atmosphäre führt zu Eintrag durch Niederschläge, im Allgemeinen quantitativ nicht allzu groß; die mittlere Depositionsrates von NH_3 beträgt in Deutschland 10 kg N/(ha · a) bis 22 kg N/(ha · a), in den Niederlanden bis 100 kg N/(ha · a),

Tab. 84: Einstufung der mittleren jährlichen klimatischen Wasserbilanz $\dot{h}_{\text{KWBa}}$ (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005).

jährliche Klimatische Wasserbilanz $\dot{h}_{\text{KWBa}}$ mm/a	Bezeichnung	Kurz- zeichen	Beispiele für Gebiete mit entsprechender Wasserbilanz
< 0	äußerst gering	$\dot{h}_{\text{KWBa0}}$	Leipziger Land, östliches Harzvorland, Nordmecklenburgische Lehmplatten, Warnow-Recknitz-Gebiet, Uckermärkisches Hügelland, Prignitz, Elbe-Elster-Tiefland
0 bis + 100	sehr gering	$\dot{h}_{\text{KWBa1}}$	Zülpicher Börde, Alzeier Hügelland, Wetterau, Mittleres Maintal, Kaiserstuhl, Altenburg-Zeitzer Lössgebiete, Saale-Elster-Sandsteinplatte, Thüringer Becken, Harzrandmulde
+ 100 bis + 200	gering	$\dot{h}_{\text{KWBa2}}$	Fehmarn, Hildesheimer Börde, Hellwegbörden, Kempen-Aldeker Platte, Untermainebene, Neckarbecken, Marktheidenfelder Platte, Mittelfränkisches Becken, Donaumoos, Oberpfälzer Becken, Ostthüringisch-Vogtländische Hochflächen, Unteres Osterzgebirge, Mittelsächsisches Lösslehmhügelland
+ 200 bis + 300	mittel	$\dot{h}_{\text{KWBa3}}$	Angeln, Zentrale Niedersächsische Geest, Westmünsterland, Kraichgau, Isar-Inn-Hügelland, Erdinger Moos, Unterharz, Westlausitzer Vorgebirge
+ 300 bis + 400	hoch	$\dot{h}_{\text{KWBa4}}$	Heide-Itzehoer Geest, Oberes Weserbergland, Osteifel, Odenwald, Thüringer Wald, Schwäbische Alb, Voralpines Hügelland, Mühlendorfer und Altöttinger Terrassenlandschaft
+ 400 bis + 600	sehr hoch	$\dot{h}_{\text{KWBa5}}$	Zentralharz, Sauerland, Oberes Westerzgebirge, Zentralschwarzwald, Bayerischer Wald, Schwäbisch-Oberbayerische Voralpen
> 600	äußerst hoch	$\dot{h}_{\text{KWBa6}}$	Nördliche Kalkalpen

- **Ernsterückstände**, die z.T. erhebliche Reststickstoff-Gehalte enthalten,
- **Beweidung**.

Der N-Bedarf ist von der angebauten Pflanzenkultur abhängig, jedoch auch vom Witterungsablauf einer Vegetationsperiode, sodass die Bedarfs-ermittlung häufig unsicher ist. Die Vermeidung von Nitrat-Überschüssen/-Verlusten in den Untergrund hängt neben der Schwierigkeit ihrer Mengenbestimmung u.a. auch von der Anbauart und Bodenbearbeitung ab. Hinweise auf sachge-rechte Düngung in Wasserschutzgebieten enthält die vom DVGW herausgegebene Information Nr. 35 (DVGW, 1993c).

Die Gefahr von Nitrat-Überschüssen nimmt im Allgemeinen in dieser Reihenfolge zu:

Wald → Grünland → Obstbau → Ackerbau → Weinbau → Garten-/Gemüsebau.

Von den Pflanzen nicht verbrauchte Nitrate wer-den von versickernden Niederschlagsanteilen aus dem Boden in den Untergrund ausgewaschen. Nach Passage der Wurzelzone geht das gesamte unverbrauchte Nitrat in das Grundwasser über, sofern nicht andere Prozesse im Untergrund den Nitrat-Gehalt mindern. Die Höhe der Nitrat-Auswaschung aus dem Boden bzw. (umgekehrt) die Nitrat-Rückhaltung im Boden hängen von der Höhe des Niederschlags und der Bodenwas-sergehalte ab. Die bodenkundliche Größe für das Niederschlagsangebot ist die mittlere jährliche klimatische Wasserbilanz $\dot{h}_{\text{KWBa}}$ (Differenz aus Jahresniederschlagsrate und potenzieller Evapo-transpirationsrate) (Tab. 84), für den potenziel-

4 Tab. 85: Einstufung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (nFK_{We}) (verändert aus AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN, 1994).

nFK_{We} mm/a	Bezeichnung	Beispiele
< 60	sehr gering	Regosol aus Kies und Grobsand Mullrendzina aus Dolomitsand
60 – 140	gering	Podsol und Braunerde aus feinsandigem Mittelsand
140 – 220	mittel	Braunerde aus schwach lehmigem Sand, Hochmoor aus schwach zersetztem Torf
220 – 300	hoch	Braunerde, Parabraunerde und Vega aus Sandlehmen, Kolluvisol aus Tonschluffen, Niedermoor aus stark zersetztem Torf
> 300	sehr hoch	Schwarzerde und Parabraunerde aus Tonschluffen

Tab. 86: Nitratrückhaltevermögen (FN) bezogen auf 10 dm Profiltiefe eines Bodens in ebener Lage ohne Grund- und Stauwassereinfluss in Abhängigkeit von Feldkapazität (FK) und jährlicher klimatischer Wasserbilanz (KWBa) (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN, 1982).

Feldkapazität mm/10 dm	FN (in Stufen von 2 = gering bis 4 = groß) KWBa		
	< 100 mm	100 – 300 mm	> 300 mm
< 130	3	2	2
130 – 260	4	3	2
260 – 390	4	3	3
390 – 520	4	4	3
> 520	4	4	3

len Bodenwassergehalt die nutzbare Feldkapazität nFK (Tab. 85). Diese ist im Folgenden als nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes nFK_{We} angeführt.

Größenordnungen zur Abschätzung des Nitratrückhaltevermögens vermittelt die Tab. 86.

Generell weisen leicht sandige Böden ein geringes Rückhaltevermögen (bzw. eine hohe Auswaschungsgefährdung), sandig-lehmige ein mittleres und schwere tonige Böden ein hohes Rückhaltevermögen auf. Daher sind bei der Aufgabe von Dünger – besonders auf gefährdeten Böden – folgende Hinweise zur Verringerung der Grundwassergefährdung zu beachten:

- optimale Düngedarfsermittlung,
- keine Ausbringung von Dünger in vegetationsarmer (Winter-) Zeit,
- Anbau von Zwischenfrucht in der vegetationsarmen Zeit,
- Düngung in kleinen, über die Vegetationsperiode verteilten Gaben, insbesondere in auswaschungsgefährdeten Böden,
- Berücksichtigung des Stickstoffangebots aus Ernterückständen,
- Berücksichtigung der Fruchtfolge, insbesondere der Luftstickstoff bindenden Pflanzen wie Raps, Mais und Leguminosen,
- keine Düngung zugleich mit dem Pflügen,
- Vermeidung von Grünlandumbruch.

Zur Bestimmung der in den Boden eingetragenen Stickstoffgehalte ist heute die N_{min} (min = mineralisiert)-Methode üblich, wobei in den Tiefen 0 bis 30 cm, 30 bis 60 cm und 60 bis 90 cm Bodenproben entnommen und auf N-Gehalte (NO_3^-

und NH_4^+) untersucht werden. Diese Methode, die verschiedentlich (in Baden-Württemberg aufgrund verwaltungsrechtlicher Regelungen in Wasserschutzgebieten zwingend vorgeschrieben) bei der Quantifizierung des Stickstoffeintrags in den Boden und in das Grundwasser angewandt wird, bedarf jedoch stets einer kritischen Wertung. Voraussetzung ist in jedem Fall ein statistisch-gleichwertiges Probennahmenetz, um Zufallsergebnisse auszuschließen und entsprechend abgesicherte repräsentative Mittelwerte einer Probennahme fläche zu erhalten.

Aber auch bei Beachtung einer möglichst repräsentativen Probennahme kann diese Methode aus hydrogeologischer Sicht keineswegs als zuverlässig bei der Abschätzung von Nitrat-Einträgen aus der Düngung in das Grundwasser angesehen werden. In manchen Fällen erweisen sich nämlich nach der $N_{\min}$ -Methode untersuchte Böden als gering nitrathaltig, obwohl das Grundwasser darunter erhöhte Nitratkonzentrationen aufweist. Ursache dafür kann eine spezielle hydrogeologische Situation sein, die gelegentlich in Mittelgebirgen gegeben ist: Mehr oder weniger frisch aufgetragener Dünger wird durch Niederschläge von der Ackeroberfläche teilweise fortgespült, besonders aus Hanglagen, und dem Vorfluter zugeleitet, dessen Abfluss (besonders in Abschnitten des Oberlaufs) teilweise in den Untergrund versinkt. Je durchlässiger (häufig gleich klüftiger) der Untergrund, desto höher der Eintrag über diese Uferfiltration, die sich jedoch einer Quantifizierung durch die $N_{\min}$ -Methode entzieht.

Schließlich ist bei der Bewertung von Nitratgehalten zu berücksichtigen, dass selbst bei erheblichem Düngungsrückgang noch längere Zeit erhöhte N-Konzentrationen im Grundwasser bleiben werden, da es Jahre dauern kann, bis die im Untergrund vorhandenen Nitratüberschüsse abgebaut bzw. ausgewaschen sind.

Andererseits führt jedoch nicht überall erhöhte Düngung auch zu hohen Nitratkonzentrationen im Grundwasser. Durch mikrobielle und/oder anorganische Reduktion können Nitrate im Untergrund abgebaut werden (Abschn. 3.9.6.2.2). Voraussetzung für derartige Prozesse ist ein sauerstoffreduziertes oder -freies Milieu. Die Sauerstoffreduktion im Untergrund wird durch organische Beimengungen (biogene Stoffe) oder aber auch durch bestimmte, meist sulfidhaltige Minerale in den grundwasserleitenden

Schichten verursacht. Diese Nitratreduktion ist die Ursache dafür, dass in manchen Gegenden Deutschlands (z.B. Norddeutsches Flachland, Schiefergebirge, Rheintal) Grundwässer (fast) nitratfrei sind, wenn die Aufenthaltsdauer des Wassers im Untergrund ausreichend für eine Nitratreduktion war. Lokal sicher jetzt schon, künftig aber wohl ubiquitär sollte jedoch nicht übersehen werden, dass die Menge sauerstoffreduzierender Stoffe begrenzt und damit die Nitratreduktion mehr oder weniger endlich und dass von daher eine Minderung der Düngeraufträge auch hier anzustreben ist.

Nicht unbeträchtlich ist auch die Einwirkung von Pestiziden und Pflanzenschutzmitteln (PSM) auf das Grundwasser (MATTHEß et al., 1997; ISENBECK-SCHRÖTER et al., 1998). **Pestizide** sind Substanzen zur Bekämpfung tierischer und pflanzlicher Organismen, die Nutztiere, Nutzpflanzen u.a. schädigen oder zerstören (Herbizide, Fungizide, Insektizide, Molluskizide u.v.a.m.). **Pflanzenschutzmittel** sind Präparate zum Schutz von Pflanzen und Pflanzenerzeugnissen gegen Schadorganismen. Hierzu gehören auch Wachstumsregler sowie Präparate zur Beseitigung von Pflanzen bzw. zur Freihaltung von Flächen von bestimmten Pflanzen. In Deutschland wurden im Jahre 2007 17 147 t Herbizide, 10 942 t Fungizide (Pilzbekämpfungsmittel), 9 153 t Insektizide und 3 502 t andere Wirkstoffe verkauft¹⁷. Der größte Teil wurde in der Land-/Forstwirtschaft umgesetzt, nur ein kleiner Teil (200 bis 300 t) zur Entkrautung z.B. von Bahnanlagen ausgebracht. Einige der PSM waren wegen nur geringen oder langsamen (vorzugsweise mikrobiellen) Abbaus häufig, wenn auch nur in Spuren, im Grundwasser nachzuweisen. So wurden in den Jahren 1990 bis 1995 in 1103 von 12 886 untersuchten Grundwässern aus Messstellen in Deutschland PSM-Substanzen in Konzentrationen von $> 0,1 \mu\text{g/l}$ bis $< 1,0 \mu\text{g/l}$ und in 137 Messstellen $> 1,0 \mu\text{g/l}$ ermittelt. Besonders kritisch waren die Triazine Atrazin und Simazin, ferner die Phenylharnstoffe Chlortoluron, Isoproturon und Metabromuron, die Anilide Metachlor, Metazachlor und das Harnstoffderivat Metabenzthiazuron. Die Anwendung von Atrazin und Simazin ist in Deutschland seit dem Jahre 1990 verboten. Der Nachweis von PSM im Grundwasser war schließlich Anlass zu dem längerfristigen Forschungsvorhaben „Zum Transport- und Abbauverhalten von PSM in Si-

4 cker- und Grundwässern“ (MATTHEß et al., 1997), insbesondere weil früher die Ansicht vertreten wurde, dass diese Stoffe in den oberen Bodenschichten gespeichert und abgebaut werden. Dies bestätigte sich aber in der Folgezeit keineswegs. In dem genannten Forschungsvorhaben wurden in 9 Teilvorhaben 21 Wirkstoffe an 11 bodenkundlich und pflanzenbaulich repräsentativen Standorten untersucht. Erwartungsgemäß zeigte sich ein sehr unterschiedliches Verhalten der Wirkstoffe im Sicker- und Grundwasserbereich. Maßgeblich für die Einsickerung sind die hydrologischen Eigenschaften der Böden, wobei der Eintrag in allen Böden über bevorzugte Bahnen erfolgt. In tonigen Böden spielen Schrumpfrisse eine größere Rolle, die jedoch selten über 1 m Tiefe reichen. In lehmigen Böden sind Wurmbauten und Wurzelröhren bevorzugte Wege. Auch das Verhalten der PSM-Wirkstoffe selbst ist im Untergrund sehr unterschiedlich. Verlässliche und realistische Prognosen lassen sich nur durch Säulenversuche oder (besser) Freilandversuche erreichen; Schüttel-(Batch-)Versuche im Labor sind weniger geeignet. Fazit der Untersuchungen war die Forderung, den Einsatz von PSM soweit als möglich zu minimieren und außerhalb land-/forstwirtschaftlicher und erwerbsgärtnerischer Flächen zu verbieten. Nachweise von PSM-Wirkstoffen und deren Abbauprodukten im Wasser von Grundwassergewinnungsgebieten zeigen jedoch, dass Auflagen in Trinkwasserschutzgebieten häufig zunächst wenig Erfolg haben. Anwendungsverbote führen kurzfristig noch nicht dazu, dass PSM nicht mehr im Wasser nachzuweisen sind, da infolge temporärer Adsorptionen langlebige Wirkstoffe in den Grundwasserleitern noch über Jahrzehnte an das Wasser abgegeben werden können.

Die Verwendung von PSM wurde durch das Pflanzenschutzgesetz vom 15. September 1986 in der Fassung vom 14. Mai 1998 (BGBl 28 vom 27. Mai 1998) geregelt. Danach dürfen PSM nur zugelassen werden, wenn sie keine „schädlichen Auswirkungen“ auf das Grundwasser haben, wobei dieser Begriff jedoch nicht definiert wurde. Die Prüfung wird in Deutschland von der Biologischen Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft (Braunschweig-Völkenrode) vorgenommen, die ihre Bewertungen in laufend aktualisierten Pflanzenschutzmittel-Verzeichnissen (Teil 1 bis 7) veröffentlicht¹⁹. In Anlehnung an die EU-

Richtlinie 80/778/EWG besteht keine schädliche Einwirkung, wenn im Grundwasser die Höchstkonzentration $< 0,1 \mu\text{g/l}$ bleibt. Im Jahre 1999 gab es in Deutschland 266 (in Europa 825) verschiedene Wirkstoffe, die in 100 (Europa ca. 20 000) PSM enthalten sind.

Nach dem DVGW-Arbeitsblatt W101 (DVGW, 2006) gilt die Anwendung von Pflanzenschutzmitteln in Wasserschutzgebieten nur als tragbar, d.h. nicht gefährlich, wenn sie grundwasser-schonend unter Vorsorgegesichtspunkten betrieben wird.

Diese Erkenntnisse haben dazu geführt, dass die Europäische Union (EU) am 22. Dezember 2000 die Wasserrahmenrichtlinie zum Schutz der Gewässer erlassen hat, die die Mitgliedsstaaten veranlasst, ihre gesetzlichen Regelungen an diese Rahmenrichtlinie anzupassen. Speziell auf das Grundwasser zugeschnitten ist die Richtlinie der EU zum Schutz der Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung vom 12. Dezember 2006, deren Wirksamkeit jedoch z.Zt. noch nicht abzusehen ist.

4.7.2.3 Belastungen durch Arzneimittelgebrauch

In den letzten Jahren werden zunehmend Arzneimittel im Grundwasser nachgewiesen. Es handelt sich hierbei um Stoffe aus Human- und Veterinärmedizin. Die Eintragspfade sind sehr unterschiedlich; so werden Arzneimittel aus der Humanmedizin über die Kläranlagen verbreitet. Grund ist, dass nach der Einnahme ein Teil der Wirkstoffe unverändert oder in Form von Metaboliten ausgeschieden werden. Bei der Veterinärmedizin kann es durch Versickerung und Abschwämmung zum Eintrag in das Grundwasser kommen. Bei den gefundenen Mitteln handelt es sich eine große Bandbreite wie z.B. schmerzlin-dernde Mittel, Antibiotika, aber auch hormonelle Wirkstoffe (WHO, 2011). Obwohl bereits einige größere Forschungsprojekte durchgeführt wurden (ZIPPEL et al., 2010; CLARA et al., 2010), besteht weiterhin Forschungsbedarf.

4.7.2.4 Belastungen über den Luftpfad

Bereits aus der Atmosphäre gelangen durch Niederschläge (feuchte Deposition) oder Staub (trockene Deposition) Immissionen (Stoffeinträge) auf die Erdoberfläche und werden mit Sickerwässern dem Grundwasser zugeführt. In den alten Bundesländern wurden im Jahre 1986 2,45 Mio t/a organischer Verbindungen emittiert (zum Vergleich: SO_2 : 2,3 Mio. t/a; NO_x : 2,95 Mio. t/a). Nach Untersuchungen von SCHLEYER & RAFFIUS (2000) spielen, verglichen mit anderen Schadstoffquellen (wie Altlasten, Landwirtschaft u.a.), für das Grundwasser die über den Luftpfad eingetragenen organischen Substanzen nur eine untergeordnete Rolle. Die Konzentrationen durch solche eingetragenen Stoffe liegen meist unter 10 ng/l. Einzelne Gruppen können allerdings bei schlecht geschützten Grundwässern Konzentrationen bis etwa 100 ng/l erreichen. Nur in einzelnen Ausnahmefällen wird der Grenzwert von 0,1 µg/l entsprechend der Trinkwasserverordnung überschritten.

Über den Luftpfad weit verbreitet werden Benzol und PAK aus Abgasen von Kraftfahrzeugen. In diesen konnten etwa 150 verschiedene PAK nachgewiesen werden, von denen viele kanzerogenverdächtig sind (GRIMMER et al., 1977). Allerdings haben jahrelange Untersuchungen (GOLWER & SCHNEIDER, 1983) ergeben, dass sich solche auf Straßen aus dem Autoverkehr anfallenden organischen Substanzen nicht so weit wie die anorganischen ausbreiten, weil sie verdünnt und vor allem durch Mikroorganismen in der bewachsenen Bodenzone abgebaut werden. Der Einbau von Katalysatoren in die Auspuffanlagen von Kraftfahrzeugen hat, unterstützt durch Begleitvorschriften (Benzinbleigesetz), die Immissionen durch Auspuffgase nachhaltig vermindert.

Ebenfalls gering ist der Einfluss anorganischer Stoffe, die über den Luftpfad transportiert werden. Ausnahmen gibt es jedoch in den unmittelbaren Einflussbereichen von älteren Industrieanlagen, wo erhebliche Belastungen anorganischer und organischer Schadstoffe nachweisbar sind (HÜBER & HARTMANN, 2002).

In bebauten Gebieten, wo Deckschichten der Erdoberfläche vielfach gestört oder zerstört sind, entfällt die filternde Wirkung des belebten Bodens (Abb. 133), sodass wasserbelastende Lö-

sungsinhalte dem Grundwasser ungehinderter als in unbebauten Flächen zusickern können. Generell hat sich herausgestellt, dass unter bewaldeten Flächen der atmogene Eintrag z.T. erheblich höher ist als unter Grünland, da durch Interzeption eine Anreicherung der Stoffe im Kronendach und Blattwerk der Bäume erfolgt.

Je nach Bodenzusammensetzung können insbesondere Protonen wie auch andere Verursacher von Grundwasserversauerungen abgepuffert werden, vor allem in karbonatischen (kalkreichen) Böden und Gesteinen, ebenso in Gesteinen mit leicht verwitterbaren Silikaten. In mehr oder weniger reinen Silikatgesteinen (z.B. Quarziten) fehlt die Pufferung (weitgehend), sodass die Versauerungsfront bis zum Grundwasser vordringen kann (DVWK, 1990d; QUADFLIEG, 1990).

4.7.2.5 Direkte Belastungen

Die Belastungen, die durch Umfüllen, Transportieren und Lagern wassergefährdender Flüssigkeiten, insbesondere von Heizöl und Kraftstoffen, aber auch (Industrie-) Abwässern entstehen, können erheblich sein. Aus diesem Grund ist der Umgang mit diesen Stoffen in den Verordnungen über Anlagen zum Umgang mit wassergefährdenden Stoffen (VAwS) der Bundesländer auf Grundlage der Wassergesetze des Bundes und der Länder geregelt. Die Verfrachtung dieser Stoffe erfolgt sowohl in gelöster Form als auch in Phase. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Lösung und der Phase können z.B. wegen unterschiedlicher Viskositäten voneinander abweichen.

Im Falle einer Verunreinigung des Bodens ist mindestens eine Sicherung der Schadenstelle, aber meist eine Dekontaminierung des Untergrundes erforderlich. Die notwendigen rechtlich-technischen Regelungen dafür gibt die Bundesbodenschutzverordnung vor. In ihr sind Anforderungen an die Sanierung von schädlichen Bodenveränderungen und Altlasten festgelegt worden. Dort heisst es: „Dekontaminationsmaßnahmen sind zur Sanierung geeignet, wenn sie auf technisch und wirtschaftlich durchführbaren Verfahren beruhen, die ihre praktische Eignung zur umweltverträglichen Beseitigung oder Verminderung der Schadstoffe gesichert erscheinen lassen.“ Die Anzahl wirksamer Verfahren zur Bodenreinigung ist groß. Häufig angewendet wer-

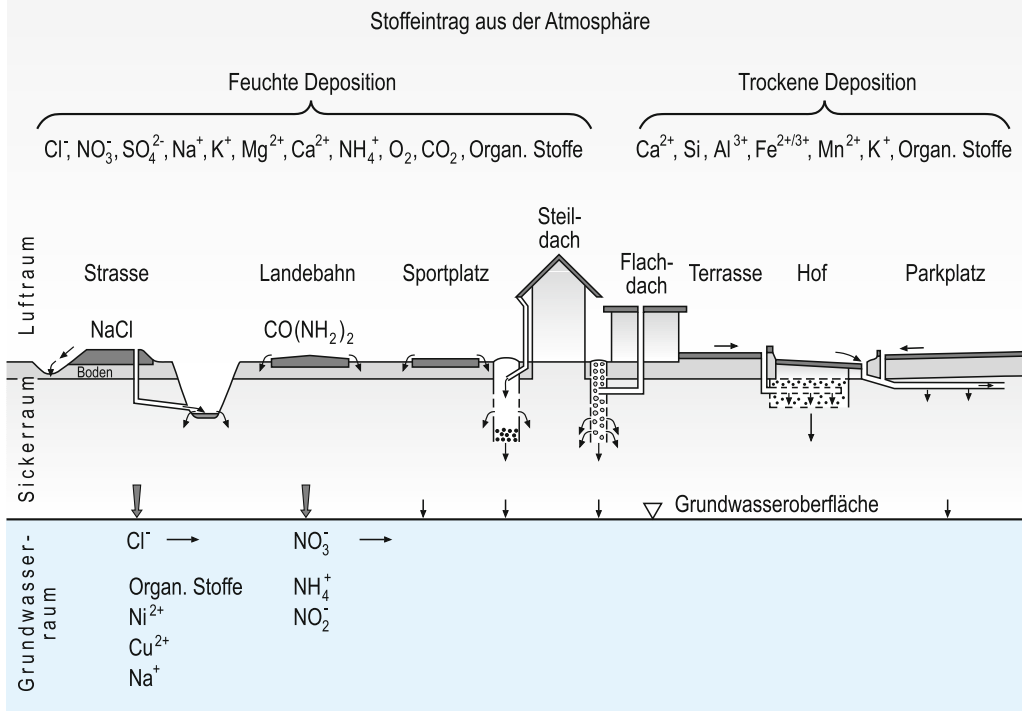


Abb. 133: Stoffeintrag aus der Atmosphäre (nach GOLWER, 1988).

den Waschverfahren und thermische oder biologische Dekontaminierungsverfahren. Sicherungsmaßnahmen, wie z.B. Versiegelung der Oberfläche und somit Unterbindung des Transports von Schadstoffen mit dem versickernden Regenwasser, können ebenfalls in Betracht kommen. Möglichkeiten der Beseitigung von Grundwasserbelastungen werden in Abschn. 4.7.3 beschrieben.

Die meisten heutigen punktförmigen Grundwasserbelastungen sind jedoch neben dem früheren Betrieb ungesicherter Müllkippen (Abschn. 4.7.2.1) auf den Umgang mit wassergefährdenden Stoffen in den Industrie- und Gewerbebetrieben zurückzuführen. Diese Altablagerungen und Altstandorte werden zusammenfassend als Altlasten bezeichnet.

Für die **Erfassung** (LAGA, 2006; LUA, 2006; KERNDORFF et al., 1985; COLDEWEY, 1993; DODT et al., 1999b; DODT et al., 2001), **Bewertung und Sanierung** dieser Altlasten ist u.a. hydrogeologi-

sches Wissen erforderlich (NEUMANN & WEBER, 1996; COLDEWEY & KRAHN, 1991). Hierzu werden Sondierungen/Bohrungen zur Bodenuntersuchung sowie Bodenluft- und Grundwasseruntersuchungen durchgeführt (ALTENBOCKUM, 2001). Außerdem können geophysikalische Messungen hilfreich sein (VOGELSANG, 1993). Eine Auswahl von altlastverdächtigen Flächen kann die **multitemporale Auswertung** von Karten und Luftbildern geben (DODT et al., 1987). Hinweise auf branchenspezifische Verunreinigungen von Industrie- und Gewerbeflächen geben KÖTTER et al. (1989) und auf nutzungstypische Kontaminationen militärischer Liegenschaften geben DODT et al. (1993a). Eine Auswahl produktionspezifischer Parameter als potenzielle Quelle von Grundwasserbelastungen ist in Tab. 87 zusammengestellt. Über die Altlastenproblematik gibt es zahlreiche Veröffentlichungen und Leitfäden verschiedener Autoren, Landes- und Bundesbehörden.

Tab. 87: Auswahl produktionsspezifischer Parameter als potenzielle Quelle für Grundwasserbelastungen.

Verwendung	Inhaltsstoffe
Nahrungsmittelbetriebe zusätzlich bei Milchverwertung Fleischverarbeitung Speisefett, Öl Futtermittel Zuckerfabrik	t_w , pH, DOC, CSB NO_2 , NO_3 , NH_4 NO_2 , NO_3 , NH_4 , Cl, PO_4 LCKW, KW NH_4 , Cl
Galvanik, Metallverarbeitung	pH, LCKW, KW, CN ges., NO_2 , F, Al, Cd, Cr(III) und Cr(VI), Cu, Hg, Ni, Pb, Zn, Fe
Erdölgewinnung, -verarbeitung	DOC, KW, Phenol-Index, CSB, BTEX, PAK, Cl
Lagerung/Verarbeitung von Lösemitteln allgemein organ. Farbstoffe anorgan. Pigmente	DOC, LCKW, POX Phenol-Index, BTEX, SAK 254, evtl. spezielle Lösemittel Cd, Ba, Cr(III) und Cr(VI), Pb, Zn, Fe, Ti, CN ges.
Tierkörperbeseitigung	DOC, LCKW, CSB, pH
Lederherstellung, Pelzveredelung	DOC, CSB, Cr(III) und Cr(VI)
Textilherstellung und -verarbeitung	DOC, AOX, POX, CSB, Zn, Cu, Cr(III) und Cr(VI), KW, LCKW
Zellstofferzeugung, Herstellung von Papier und Pappe	DOC, AOX, Phenol-Index, Hg, SO_4 , Cl
Herstellung von Hautleim, Gelatine und Knochenleim	DOC, pH, CSB
Herstellung von Holzfaserplatten	DOC, Phenol-Index, CSB, NH_4
Herstellung keramischer Erzeugnisse	DOC, CSB, Cd, Pb, evtl. weitere Schwermetalle
Herstellung und Verarbeitung von Chemiefasern und Kunststoff- produkten	DOC, SAK 254, produktspezifische Parameter
Herstellung von Waschmitteln und Perboraten	Borate, PO_4 ges., Tenside, UV-Fluoreszenz
Herstellung von Arzneimitteln	DOC, AOX, CSB, SAK 254
Alkalichloridelektrolysen nach dem Amalgamverfahren	Hg, Cl, pH, el. Leitfähigkeit
Kontaminierte Betriebsflächen	Produktspezifische Parameter
Ehemaliges Gaswerksgelände	Phenol-Index, NH_4 , PAK, BTEX, AOX, CN ges., DOC, Schwermetalle, Sulfide, KW nach DEV H 17/H 18, Kresol, Naphthalin und -derivate u.a., CSB
Hauptverkehrsstraßen	El. Leitfähigkeit, NaCl, Pb, Cd, As, Borate, Cu, Cr(III) und Cr(VI), Ni, Ti, Zn, K, NH_4 , Fe, Mn, KW, PAK, BTEX
Güterbahnhof	LCKW, KW, Gesamthärte, DOC, SAK 254
Verkehrsflugplatz	DOC, LCKW, Harnstoff, Ethylenglycol, Isopropylglycol, NH_4 , NO_3

(Abkürzungen: Abschn. 3.9.7.1) (HESS. L.-ANST. FÜR UMWELT, 1986).

4 **Tabelle 87:** (Fortsetzung)

Verwendung	Inhaltsstoffe
Kläranlagen	DOC, CSB, Cl, SO ₄ , NH ₄ , NO ₃ , PO ₄ Borate, bei gewerblichen bzw. industriellen Kläranlagen zusätzlich produktionsspezifische Parameter
Abwasserversickerung	DOC, CSB, Cl, SO ₄ , NH ₄ , NO ₃ , NO ₂ , PO ₄ , KW, Borate
Militärische Anlagen	LCKW, KW, DOC, PAK
Kleingartenanlagen	DOC, CSB, K _s (Säurekapazität) bis 4,3, K _B (Basekapazität) bis 4,3, Gesamthärte, Pestizide, NO ₃ , NH ₄
Landwirtschaftlich genutzte Flächen, speziell Intensiv-Kulturen	NO ₃ , Ca, NH ₄ , PO ₄ , Pestizide
Gewerbliche Massentierhaltungen	DOC, CSB, NH ₄ , Fe, bei pH < 5 auch Milchsäure, H ₂ S, NO ₂ , NO ₃
Kerntechnische Anlagen	Tritium, Gesamtaktivität
Geschlossene Siedlungsgebiete	pH, DOC, CSB, SO ₄ , NH ₄ , PO ₄ , LCKW, KW, Cd, Cr(III) und Cr(VI), Pb, Hg, Borate, weitere Parameter je nach Vorhandensein von Gewerbe- betrieben
Tiergehege und Dauerweiden mit Großtierhaltung	NO ₃ , DOC, NH ₄

(Abkürzungen: Abschnitt 3.9.7.1) (aus: Richtlinie zum Aufbau und Betrieb eines Grundwasserbeschaffenheitsmessnetzes in Hessen (RGH). Hessische Landesanstalt für Umwelt, Wiesbaden, 1987).

Im Folgenden werden einige der wichtigsten Grundwasserschadstoffe dargestellt:

Durch **Mineralöle** entstehen ebenso wie bei Deponien von organischen Reststoffen Reduktionszonen, da die organischen Öle reduzierend wirken (SCHWILLE & VORREYER, 1969; SCHWILLE, 1976). Bodenbelastungen durch Mineralöl werden deshalb unter aeroben Bedingungen am schnellsten abgebaut. Zahlreich sind, wenn auch nur niedrig konzentriert, organische Stoffe, die nicht nur durch anthropogene Aktivitäten direkt von der Erdoberfläche, sondern auch über den Luftpfad mit den Niederschlägen eingetragen werden (SCHLEYER & RAFIUS, 2000).

Im Zuge der Altlastenerkundung hat eine Gruppe von organischen Verbindungen große Beachtung gefunden, die als **polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK, engl. PAH)** bezeichnet werden. PAK sind chemisch sehr stabile Verbindungen mit ringförmiger Kohlenstoffanordnung mit der Grundstruktur des Benzolrings, die durch unvollständige Verbrennung oder Pyrolyse von organischem Material, besonders Holz und fossilen Brennstoffen, entstehen.

Insbesondere zur Zeit der intensiven Gewinnung von Stadtgas in Gaswerken (Kokereien) fielen als Nebenprodukte Koks und Teer an, letzterer besteht überwiegend aus PAK. Häufig wurde der Teer durch Destillation abgetrennt. Je nach Destillationstemperatur werden unterschieden:

- Leichtöle (mit der sog. **BTEX-Gruppe** Benzol, Toluol, Ethylbenzol und Xylole),
- Mittelöle (u.a. Naphthalin, Phenol, Pyridin, Kresol),
- Anthracenöle (Anthracen, Phenanthren),
- Pech (u.a. Benzo(a)pyren) als Destillationsrückstand.

Diese Produkte wurden in der chemischen Industrie weiter verwendet oder auch als Straßenteer eingesetzt und somit weit verteilt. Häufig blieben die PAK nach Stilllegung der Kokereien und Gaswerke ungesichert als Altlast zurück. Dies war naturgemäß in hoch industrialisierten Gebieten von besonderer Bedeutung. Da aber viele Gemeinden eigene „Gasanstalten“ besaßen, ist die Belastung aus Kokereialtlasten weit verbreitet. PAK kom-

men in fast allen Gewässern sowohl ungelöst, an Feststoffe (Sedimente, Schwebstoffe) adsorbiert als auch gelöst vor, wobei aufgrund der sehr geringen Löslichkeit eher eine Anlagerung an Feststoffe vorkommt. Einige dieser PAK sind kanzerogen (krebserregend), besonders solche mit 4 bis 6 (Benzol-) Ringen. Leitkomponente ist das Benzo(a)pyren, das sich auch in Abgasen von Verbrennungsmotoren und Ölheizungsanlagen findet. Erdölbürtiges Straßenbitumen, das im Vergleich zum Teer ohnehin nur geringe PAK-Gehalte aufweist, gibt im Gegensatz zu dem kohlebürtigen Straßenteer – entgegen einer weit verbreiteten Meinung – keine nennenswerten Anteile von PAK an das Wasser ab (FUHRMANN, 1981), dies gilt auch für den Straßenbaustoff Asphalt, der ein Gemisch aus Bitumen und eingebundenen Mineralstoffen darstellt. STARKE et al. (1991) haben sich umfassend mit den Vorkommen von PAK im Grundwasser und den Eigenschaften der Aromaten allgemein befasst.

Wegen ihrer teilweisen Kanzerogenität ist in der Trinkwasserverordnung vom 21. Mai 2001 (Abschn. 3.9.7.5.3) für PAK ein Grenzwert (0,0001 mg/l) festgelegt. Zu ihrer Bestimmung (Abschn. 3.9.7.1.7) werden fünf gut nachweisbare, für diese Gruppe repräsentative Einzelverbindungen analysiert und als Konzentration des Benzo(a)pyrens sowie der Summe der Konzentrationen von Benzo(b)fluoranthen, Benzo(k)-fluoranthen, Benzo(ghi)perylen und Indeno(1,2,3-cd)pyren angegeben. Häufig wird dem Umfang der zu bestimmenden PAK die sog. EPA-Liste der US-amerikanischen Umweltbehörde (EPA = U.S. Environmental Protection Agency) zugrunde gelegt, die 16 Substanzen (Tab. 88) enthält. Aus dieser Zusammenstellung geht auch hervor, dass die Wasserlöslichkeit, die für den Transport in Sicker- und Grundwässern wesentlich ist, mit der Zahl der (Benzol-) Ringe abnimmt.

Neben ihrem Vorkommen in Kokerei-Altlasten können in ungeklärten industriellen Abwässern deutlich erhöhte **Phenol**-Konzentrationen auftreten. Phenole sind ebenfalls aromatische Kohlenwasserstoffe, jedoch mit OH-Gruppen an der aromatischen Kohlenstoff-Ringverbindung. Sie sind deshalb erheblich besser in Wasser löslich als unsubstituierte Aromaten. Sie sind toxisch und können zudem bei Trinkwasserchlorung Chlorphenole entstehen lassen, die einen unan-

Tab. 88: PAK-Liste nach US-EPA (US-EPA = United States Environmental Protection Agency), Werte aus: HOFMANN-KAMENSKY (1993).

Substanz	Anzahl der Ringe	Löslichkeit L mg/l
Naphthalin	2	30
Acenaphthylen	3	3,9
Acenaphthen	3	3,5
Fluoren	3	2,0
Phenanthren	3	1,3
Anthracen	3	0,07
Fluoranthen	4	0,26
Pyren	4	0,14
Benzo(a)anthracen	4	0,014
Chrysen	4	0,002
Benzo(b)fluoranthen	5	0,0015
Benzo(k)fluoranthen	5	0,0006
Benzo(a)pyren	5	0,0038
Dibenzo(a,h)anthracen	5	0,0005
Indeno(1,2,3-cd)pyren	6	0,0002
Benzo(g,h,i)perylen	6	0,0003

genehmen Geruch haben. Außerdem wirken sie auf Wasserorganismen toxisch. Geringe Mengen kommen auch in natürlichen Wässern vor, da phenolische Substanzen in Pflanzen enthalten sind. Die Konzentrationsangabe (mg/l) erfolgt meist als Phenolindex (Abschn. 3.9.7.1.7). Summarische Konzentrationsbestimmungen ergeben sich in der Analyse aus der Bestimmung des chemischen Sauerstoffbedarfs (CSB, Abschn. 3.9.7.1.6.7) oder des gesamten oder gelösten organisch gebundenen Kohlenstoffs (TOC, total organic carbon bzw. DOC, dissolved organic carbon) sowie aus der Messung des UV-Absorptionskoeffizienten (SAK) bei 254 nm oder 436 nm. Stoffspezifische Informationen sind dagegen nur durch gaschromatographische in Verbindung mit massenspektrometrischen Untersuchungen auf bestimmte organische Verbindungen oder Stoffgruppen zu erhalten.

4

Tenside sind grenzflächenaktive organische Substanzen, die als Wasch- und Reinigungsmittel eingesetzt werden; Waschmittel sind pulverförmige oder flüssige Produkte zum Reinigen von Textilien und Industrieprodukten. Diese bestehen aus waschaktiven Substanzen (Anteil 8 % bis 15 %), nämlich sog. Tensiden (Detergentien), bei denen (Abschn. 3.9.7.1.7) zwischen methylenblauaktiven (MBAS) anionischen, disulfonblauaktiven (DBAS) kationischen und bismutaktiven (BiAS) nichtionischen Tensiden unterschieden wird. Es sind dies grenzflächenaktive Verbindungen, welche als „Schmutzlöser“ wirken, die nach der ehemaligen Tensidverordnung von 1986 in Waschmitteln zu mindestens 90 % biologisch abbaubar sein mussten. Dennoch reicht diese Abbaumenge häufig nicht aus, sodass der nicht abgebaute Rest immer noch Gewässer verschmutzen kann. Außerdem enthalten Waschmittel teilweise 30 % bis 40 % (im Interesse des Gewässerschutzes) mit Zeolithen gemischte anorganische Phosphate (Pentanatriumtriphosphat), ferner teilweise Borate als Bleichmittel (Natriumperborat, das bei Temperaturen $> 60^\circ\text{C}$ aktiven Sauerstoff abgibt, jetzt häufig ersetzt durch Percarbonate) und schließlich Zusatzstoffe wie Enzyme zum Abbau von Eiweiß, Natriumsulfat (zur Verbesserung der Rieselfähigkeit) sowie Parfümöle.

Wegen ihrer hohen Persistenz (Widerstandsfähigkeit gegen mikrobiellen oder physikalisch-chemischen Abbau) haben die **organischen Halogen-Verbindungen** erhöhte Beachtung gefunden. Von den ca. 500 auf dem Markt befindlichen organischen Halogen-Verbindungen werden nur wenige in großen Mengen hergestellt, daher sind bisher auch nur wenige als Schadstoffe im Grundwasser aufgetreten, insbesondere jedoch und z.T. schon recht verbreitet die leichtflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffe (LCKW). Organische Halogen-Verbindungen sind in zwei Gruppen unterteilt, in schwer- und in leichtflüchtige Verbindungsklassen, beide sind jedoch toxisch, einige kanzerogen. Ihre Schadwirkung ist deshalb besonders hoch, weil sie sich wegen ihrer Fettlöslichkeit in der Nahrungskette und deshalb zuletzt im menschlichen Fettgewebe anreichern.

Unter den **schwerflüchtigen** organischen Halogen-Verbindungen sind besonders die **Chlorpestizide** (z.B. DDT, Lindan = HCH) und die **polychlorierten Biphenyle** (PCB) zu beachten, die

nach Schweizer Untersuchungen bereits in Bodenschichten nachweisbar sind, die nach dem Jahre 1930 sedimentiert wurden, in Grundwässern jedoch bisher nur in Spuren (maximal 10 ng/l) gefunden wurden. Zu den organischen Halogen-Verbindungen gehört auch die Gruppe der sog. **Dioxine** und **Furane**, die bei niedrigtemperaturigen Verbrennungen in industriellen Produktionsverfahren, thermischen Prozessen (z.B. Müllverbrennung) und bei photochemischen Prozessen entstehen. Die exakte Bezeichnung ist Dibenzodioxine und Dibenzofurane, sie können jeweils bis zu 8 Chlor- und/oder andere Halogen-Atome an ihren aromatischen Ringen besitzen. Insgesamt kann daher die Gruppe der polychlorierten Dibenzodioxine 75 und die der polychlorierten Dibenzofurane 135 verschiedene Einzelstoffe, sogenannte Kongenere, umfassen. Jedes Kongener weist eine unterschiedliche Toxizität auf. Ähnlich wie bei PCB werden nur einige dieser Kongenere als Einzelstoffe analysiert, es werden aber nicht wie dort Konzentrationen, sondern Toxizitätsäquivalente angegeben. Die giftigste Verbindung ist TCDD (2, 3, 7, 8-Tetrachlor-dibenzo-para-dioxin), willkürlich in der Toxizität gleich 1 gesetzt. Den übrigen Verbindungen werden Toxizitätsäquivalentfaktoren (je nach zugrundeliegendem Modell von 0,001 bis 0,5) zugewiesen. Die gemessenen Konzentrationen werden mit diesen Faktoren multipliziert, summiert und als Toxizitätsäquivalente angegeben.

Dioxine und Furane sind jedoch für das Grundwasser im Allgemeinen insofern wenig gefährlich, als sie sehr stark im Boden sorptiv gebunden werden, nur sehr wenig wasserlöslich sind (Wasserlöslichkeit 8 bis 200 ng/l), einen niedrigen Dampfdruck von $2,02 \cdot 10^{-7}$ Pa (bei 25°C) und einen hohen Octanol/Wasser-Verteilungskoeffizienten (ca. 7) aufweisen. Im Trinkwasser Deutschlands wurden bisher keine Dioxine oder Furane nachgewiesen.

Eine erstmals im Jahre 2006 auffällig gewordene Stoffgruppe ist die der **perfluorierten Verbindungen** (perfluorated compounds; (PFC)), früher als **Perfluortenside** (PFT) bezeichnet. Sie werden als Stoffe mit amphiphilem Charakter (sowohl mit hydrophilen als auch lipophilen Eigenschaften) als Imprägniermittel für Stoffe verwendet. Über den Abwasserpfad gelangten sie in Klärschlämme und Oberflächenwässer im Hochsauerlandkreis. Danach wurden sie in einigen

Trinkwässern in erhöhten Konzentrationen festgestellt (SKUTLAREK et al., 2006). Die Hauptkomponente in Anteilen von 50 % bis 80 % ist die **Perfluorooctansäure** (perfluorooctanoic acid; **PFOA**), daneben in geringeren Anteilen **Perfluorooctansulfonsäure** (perfluorooctanesulfonic acid; **PFOS**). Im Trinkwasser des Hochsauerlandkreises fanden sich bis zu 0,56 µg/l PFOA. Ursache für PFC im Wasser sind auf landwirtschaftlichen Flächen im Einzugsgebiet der Möhne ausgebrachter sog. „Bio-Dünger“ (in Wirklichkeit ein Gemisch aus organischen Abfällen, die illegal abgegeben wurden) sowie Einträge aus Industrieunternehmen. Das Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen hat 69 Unternehmen identifiziert, die mit PFC arbeiten und mit PFC belastete Abwässer produzieren.

Die Trinkwasserverordnung vom 21. Mai 2001 enthält für PFOA, PFOS und andere PFC keine spezifischen Grenzwerte. Die Trinkwasserkommission des Bundesministeriums für Gesundheit hat auf der Grundlage einer vorläufigen Bewertung im Jahre 2006 für die Summe aus PFOA und PFOS einen „lebenslang gesundheitlich duldbaren Leitwert“ von 0,3 µg/l für alle Bevölkerungsgruppen ab Geburt empfohlen. Im Sinne eines generationenübergreifenden, d.h. vorsorgenden Schutzes vor den stark kumulierenden Stoffen PFOA und PFOS rät die Trinkwasserkommission, künftige regulatorische Entscheidungen zum Schutz des Rohwassers mindestens daran auszurichten, dass ein Vorsorgewert (Zielvorgabe) in Höhe von 0,1 µg/l PFC im Trinkwasser mit Hilfe naturnaher Aufbereitungsverfahren langfristig erreicht und eingehalten werden kann²⁰. Weitere Informationen zu PFC gibt das Umweltbundesamt auf seiner Homepage.

Die zweite Gruppe ist die der **leichtflüchtigen organischen Halogen-Verbindungen**, meist **chlorierte Kohlenwasserstoffe** (LCKW oder einfach **CKW**) (ATRI, 1985). Nach der Verordnung über die Entsorgung gebrauchter halogener Lösungsmittel (HKWAbfV) vom 23. Oktober 1989 (BGBl. I, S. 1918) sind LCKW solche, deren Siedetemperatur ϑ_{Si} zwischen 20 °C und 150 °C bei einem Luftdruck von $p_{\text{amb}} = 1013 \text{ hPa}$ liegt. Sie werden auch in belasteten Grundwässern nachgewiesen, da sie früher ubiquitär mit Niederschlägen eingetragen wurden und in geringem Ausmaß noch werden. Diese Grundwasser-

verunreinigungen veranlassten u.a. das Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten Baden-Württemberg, Stuttgart, bereits 1985 einen „Leitfaden für die Beurteilung und Behandlung von Grundwasserverunreinigungen durch leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe“ erarbeiten zu lassen (LUA BW, 1985)²¹.

Der am häufigsten aus dieser Gruppe hergestellte Stoff ist 1,2-Dichlorethan mit etwa 2,8 Mio. t/a (2001). Er dient als Ausgangsprodukt zur PVC-Herstellung. Bedeutender, weil sie als Lösemittel verwendet werden und damit deutlich weiter verbreitet sind, sind Dichlormethan (DCM), Trichlorethen (TRI) und Tetra- bzw. Perchlorethen (PER), bis Anfang der 90er Jahre auch 1,1,1-Trichlorethan (fällt unter die EU-Verordnung Nr. 2037/2000 über Stoffe, die zum Abbau der Ozonschicht führen, sog. FCKW-Verbots-Verordnung). Flüssige LCKW besitzen eine geringe Oberflächenspannung und eine hohe Dichte, so dass verschüttete LCKW leicht in den Boden eindringen und dort bis zu den grundwasserführenden Schichten vordringen können. Während TRI und PER auch deshalb als stark wassergefährdend (Wassergefährdungsklasse 3) eingestuft sind, ist das biologisch gut abbaubare DCM nur als wassergefährdend (Wassergefährdungsklasse 2) eingestuft. In der Vergangenheit ist es durch unsachgemäßen Umgang zu starken Belastungen der Luft und vor allem zu massiven Boden- und Grundwasserverschmutzungen, im Besonderen durch PER und TRI, in der Umgebung von Betrieben der chemischen Reinigung gekommen.

LCKW wurden in der Industrie als Lösungsmittel zur Reinigung von Metallen und Textilien (Kleiderreinigungen) verwandt, aber auch in geringerem Umfang in den Haushalten. Gesetzgeberische Maßnahmen, Eigeninitiativen der herstellenden und anwendenden Industrie sowie verfahrenstechnische Maßnahmen haben in den letzten Jahren zu einem starken Rückgang der Verbrauchsmengen dieser Stoffe geführt. Die Einsatzmenge von LCKW-Frischware (Lösemittel) ist nach Angaben des Verbandes der chemischen Industrie (VCI) in Deutschland im Zeitraum von 1986 bis 2001 von 180 000 Tonnen auf 22 500 Tonnen gesunken. Seither ist diese Menge in etwa konstant.

Die wesentlichen physikalischen und chemischen Kenndaten der LCKW sind in der Tab. 89

Tab. 89: Hydrogeologisch relevante Daten leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe (LCKW).

Vergleichsdaten für Wasser (H_2O)	$\rho = 1,00$; $p_D = 23$; L (entfällt); $\vartheta_{Si} = 100$; $\vartheta_{Schm} = 0$
Trichlorethen (C_2HCl_3)	(Ca. 90 Handelsbezeichnungen, häufig: Ethylene Trichloride, Trichloroethene, TRI), Trichlorethylen Biotischer Abbau nicht bekannt; Hydrolyse-Halbwertszeit 10,7 Monate $\rho = 1,464$; $p_D = 76,7$; $L = 1100$; $\vartheta_{Si} = 87$; $K_{WL} = 2,74$; $\log K_{ow} = 2,29$
Tetrachlorethen (C_2Cl_4)	(Ca. 30 Handelsbezeichnungen, häufig: Perchlorethylen, Tetrachlorethen, PER), Perchlorethen Biotischer Abbau nicht bekannt; Hydrolyse-Halbwertszeit (im Dunkeln) 8,8 Monate $\rho = 1,623$; $p_D = 18,6$; $L = 160$; $\vartheta_{Schm} = -19$; $\vartheta_{Si} = 121,1$; $K_{WL} = 1,22$; $\log K_{ow}$ nicht angegeben
1,1-Dichlorethen ($C_2H_2Cl_2$)	(Wenige Handelsbezeichnungen, häufig: Vinylidene Chloride, 1,1-Dichloroethene) Biotischer Abbau nicht bekannt; $\rho = 1,22$; $p_D = 665$; $L = 400$; $\vartheta_{Schm} = -122,1$; $\vartheta_{Si} = 37$; $K_{WL} = 0,16$; $\log K_{ow} = 1,48$
1,2-Dichlorethen ($C_2H_2Cl_2$)	(cis-1,2-Dichlorethen; trans-1,2-Dichlorethen) In der Literatur finden sich verschiedene Bezeichnungen: cis-1,2-Dichlorethylen oder cis-1,2-Dichlorethene; trans-1,2-Dichlorethylen oder trans-1,2-Dichlorethene Abbau: Angaben fehlen cis: $\rho = 1,28$; $p_D = 234$; $L = 800$; $\vartheta_{Schm} = -80,5$; $\vartheta_{Si} = 60$; $\log K_{ow} = 1,48$ trans: $\rho = 1,26$; $p_D = 348$; $L = 600$; $\vartheta_{Schm} = -50$; $\vartheta_{Si} = 48$ Anmerkung: „Cis-1,2“ und „trans-1,2“ gelten heute als Abbauprodukte von CKW
1,1-Dichlorethan ($C_2H_4Cl_2$)	(Wenige Handelsbezeichnungen, häufig: 1,1-Dichlorethan; Ethylidene Chloride) Biotischer Abbau: wenig Angaben; vermutlich kein Abbau $\rho = 1,18$; $p_D = 243$; $L = 5,5$; $\vartheta_{Schm} = -98$; $\vartheta_{Si} = 57$; $K_{WL} = 26,4$; $\log K_{ow} = 1,79$
1,2-Dichlorethan ($C_2H_4Cl_2$)	(Mehr als 40 Handelsbezeichnungen; häufig: 1,2-Dichlorethan; Ethylene Dichloride) Bakterieller Abbau unter bestimmten Voraussetzungen möglich; Hydrolyse-Halbwertszeit max. 50 000 a bei pH = 7 und $\vartheta_W = 25^\circ C$ $\rho = 1,252$; $p_D = 81$; $L = 8,69$; $\vartheta_{Schm} = -35,4$; $\vartheta_{Si} = 83,5$; $\log K_{ow} = 1,48$
1,1,1-Trichlorethan ($C_2H_3Cl_3$)	(Rd. 40 Bezeichnungen; häufig: Methylchloroform; 1,1,1-Trichloroethan) Biotischer Abbau nicht nachgewiesen; Hydrolyse-Halbwertszeit 6 Monate bei 25 $\rho = 1,34$; $p_D = 133$; $L = \text{ca. } 1300$ (und mehr); $\vartheta_{Schm} = -30,4$; $\vartheta_{Si} = 74,1$; $K_{WL} = 0,71$; $\log K_{ow} = 2,49$
1,1,2-Trichlorethan ($C_2H_3Cl_3$)	(Wenige Handelsbezeichnungen, häufig: 1,1,2-Trichloroethan; Ethane Trichloride) Biotischer Abbau nicht bekannt; Hydrolyse-Halbwertszeit ca. 6 Monate $\rho = 1,44$; $p_D = 25$; $L = 4500$; $\vartheta_{Schm} = -36,5$; $\vartheta_{Si} = 113,8$; $\log K_{ow} = 2,17$

Anmerkung: „cis-1,2“ und „trans-1,2“ gelten heute als Abbauprodukte von CKW.

Tab. 89: Fortsetzung.

1,1,1,2,2-Tetrachlorethan (C ₂ H ₂ Cl ₄)	(Mehrere Handelsbezeichnungen; häufig: 1,1,2,2-Tetrachloroethane; Acetylene Tetrachloride) Biotischer Abbau: keine Angaben $\rho = 1,595$; $\rho_D = 7$; $L = 2\,900$; $\vartheta_{Schm}^3 = -42,5$; $\vartheta_{Si}^3 = 146,2$; $\log K_{ow} = 2,56$
1,2-Dibromethan (C ₂ H ₄ Br ₂)	(Mehr als 60 Handelsbezeichnungen; häufig 1,2-Dibromethan; 1,2-Dibromethane) Über biotischen Abbau fehlen Angaben weitgehend; mikrobieller Abbau möglich; Hydrolyse-Halbwertszeit 5 000 h $\rho = 2,18$; $\rho_p = 15$; $L = 64\,300$; $\vartheta_{Schm}^3 = 9,79$; $\vartheta_{Si}^3 = 131$; $\log K_{ow} = 1,60$
Dichlormethan (CH ₂ Cl ₂)	(Wenige Handelsbezeichnungen; häufig: Dichlormethane; Methylene Chloride; „Methylenchlorid“) Angaben über biotischen Abbau widersprüchlich; teils wird von mikrobiellem Abbau gesprochen, teils von Nicht-Abbaubarkeit; Hydrolyse-Halbwertszeit 417 d $\rho = 1,33$; $\rho_D = 453$; $L = 13\,200\text{--}20\,000$; $\vartheta_{Schm}^3 = -97$; $\vartheta_{Si}^3 = 39,8$; $K_{WL} = 8,1$; $\log K_{ow} = 1,25$
Trichlormethan (CHCl ₃)	(Chloroform), $\rho = 1,489$; $P = 212,7$; $L = 8\,400$; $\vartheta_{Schm}^3 = -63,5$; $\log K_{ow} = 1,25$
1,2-Dichlorpropan (C ₃ H ₆ Cl ₂)	(Wenige Bezeichnungen; häufig: Propylene Dichloride) Biotisch: langsamer mikrobieller Abbau; Hydrolyse-Halbwertszeit 0,2-2a $\rho = 1,156$; $\rho_D = 2\,700$; $\vartheta_{Schm}^3 = -100$; $\vartheta_{Si}^3 = 96,8$; $\log K_{ow} = 2,28$

Abkürzungen:

- ϱ = Dichte (g/cm³) bei 20 °C;
- ρ_D = Dampfdruck (hPa) bei 20 °C;
- L = Wasserlöslichkeit (mg/l) bei 20 °C;
- ϑ_{Schm}^3 = Schmelztemperatur (°C) bei 1013 hPa
- ϑ_{Si}^3 = Siedetemperatur (°C) bei 1013 hPa;
- K_{WL} = Verteilungsverhältnis (mg/l in Wasser zu mg/l in der Luft);
- $\lg K_{ow}$ = lg des Oktanol/Wasser-Verhältnisses K_{ow} (je höher K_{ow} , desto geringer die Wasserlöslichkeit, aber desto höher die Fettlöslichkeit), (Abschnitt 3.9.4.6);
- ϑ_W = Wassertemperatur (°C)

4 (z.T. nach GRANDEL & DAHMKE, 2008) zusammengestellt. LCKW sind wasserlöslich (bis max. ca. 20 000 mg/l). In der Trinkwasserverordnung vom 21. Mai 2001 ist für sie kein Grenzwert mehr festgelegt worden. Da bekannt ist, dass im Trinkwasser LCKW zumeist aus der Schutzchlorung des Wassers resultieren, hat man lediglich die Konzentration an Trihalogenmethanen auf 0,05 mg/l begrenzt. Außer der Löslichkeit erfolgt die Ausbreitung der LCKW (GRATHWOHL & EINSELE, 1991) durch Bewegung als eigene Phase neben Wasser, wobei die gegenüber Wasser höhere Dichte dazu führt, dass sie sich im tieferen Teil eines Grundwasserkörpers anreichern. Ihre ebenfalls gegenüber Wasser niedrige kinematische Viskosität führt stets zu einer raschen Verbreitung; selbst Betonrohre (Kanalisation) und sogar schluffig-tonige Schichten stellen häufig keinen ausreichenden Schutz gegen ihre Ausbreitung dar. LCKW zerfallen mit der Zeit, besonders aber unter dem Einfluss von Sonnenlicht. In Grundwässern werden LCKW jedoch nur langsam oder gar nicht abgebaut. Der Abbau kann chemisch oder mikrobiologisch erfolgen. Im Verlauf der Abbauprozesse können andererseits wieder neue, z.T. toxische Verbindungen entstehen (bis zu Konzentrationen im mg/l-Bereich), z.B. Vinylchlorid, cis-1,2-Dichlorethen oder trans-1,2-Dichlorethen. Dass es sich dabei um Abbauprodukte handelt, ist dadurch belegt, dass diese LCKW industriell in Deutschland nicht angewandt und deshalb auch nicht in den Untergrund eingetragen werden. Eine wirksame Minderung im Boden ist weitgehend allein durch Adsorption oder Verdünnung möglich. Die im Boden enthaltenen sorptionsfähigen Substanzen (Abschn. 3.9.4.2) haben dabei aber in der Regel eine zu geringe Kapazität, um wesentliche Wirkungen zu erzielen. Der aktuelle Kenntnisstand zum Verhalten der LCKW im Grundwasser wurde im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes „Kontrollierter natürlicher Rückhalt und Abbau von Schadstoffen bei der Sanierung kontaminierter Grundwässer und Böden“ (KORA) untersucht und als „Leitfaden – Natürliche Schadstoffminderung bei LCKW-kontaminierten Standorten – Methoden, Empfehlungen und Hinweise zur Untersuchung und Beurteilung“ veröffentlicht (GRANDEL & DAHMKE, 2008). Hier wird auch der äußerst komplexe mikrobiologische Abbau im Überblick beschrieben. So gibt es z.B. beim Abbau von Chlor-

ethenen die Prozesse der reduktiven Dechlorierung sowie der aeroben und anaeroben Oxidation. Der Abbau hochchlorierter Chlorethene (PER, TRI) erfolgt v.a. unter stark anaeroben Bedingungen, während die teilweise dechlorierten Verbindungen (cis-1,2-Dichlorethen, Vinylchlorid) eher aerob abgebaut werden. Schwerwiegende Folgen ergeben sich jedoch für Mineral- und Heilwässer, die nicht über Aktivkohlefilter o.ä. geleitet werden können, weil sie sonst ihren therapeutischen, dem Heilwasser eigenen Charakter verlieren. Außer durch direkte Nachweise im Wasser sind LCKW auch in der Bodenluft nachweisbar, da sie wegen ihres hohen Dampfdrucks leicht flüchtig sind.

Allerdings gibt es auch natürliche halogenierte Kohlenwasserstoffe (HKW), die durch Halogenierung organischer Stoffe in der Natur entstanden sind. NAUMANN (1994) fasste Untersuchungsergebnisse aus Ozeanen, Luft, Böden und Grund-/Oberflächenwässern zusammen. So wurden z.B. in Dänemark mit Sicherheit nicht anthropogen kontaminierten Grundwasserproben AOX-Werte (Abschn. 3.9.7.1.7) von 1 bis 40 µg/l Cl ermittelt. Die höchsten Chlorierungsgrade wurden unter anthropogen unbeeinflussten Waldböden und die höchsten AOX-Werte in Grundwässern, die im Kontakt mit fossilen Torflagern stehen, festgestellt. Bei diesen CKW handelt es sich überwiegend um Chloroform. Ähnliche Werte wurden auch in Finnland festgestellt. Die natürliche chlororganische Fracht des Rheins hat einen AOX-Wert von etwa $\beta(\text{Cl}) = 15 \mu\text{g/l}$. Auch NKUSI & MÜLLER (1994) berichten von biogenen Halogenen, die in Gewässersedimenten des Mindelsees bei Radolfzell in 200 bis 300 Jahre alten Seeablagerungen mit AOX-Werten von $w(\text{Cl}) = 34 \text{ mg/kg}$ bis $w(\text{Cl}) = 58 \text{ mg/kg}$ nachgewiesen wurden. Größere ausschließlich biogene Konzentrationen fanden sich auch in verschiedenen untersuchten Makrophyten.

Die bergbau- und industriespezifischen Rückstände wie Abwässer und flüssige Abfälle können teilweise durch **Tiefversenkung** über Injektionsbrunnen beseitigt werden. Diese Art der untätigen Entsorgung erfordert entsprechende Speichergesteine mit ausreichender Durchlässigkeit, Mächtigkeit und Ausdehnung. Im Hangenden und Liegenden des Speichers sollten gering durchlässige Gesteine als Barriere vorhanden sein.

In Deutschland wurden Wässer aus den Erdöl- und Erdgasbetrieben, die bei der Förderung anfielen, in Tiefspeicher versenkt, z.B. im norddeutschen Raum, im Ruhr-Rhein-Tal, im Oberrheintal und Alpenvorland. Weiterhin wurden Solen im Rahmen des Kavernenbaus für die Erdgasspeicherung und Geothermiewässer versenkt. Dies geschieht auch aktuell mit Kali-Endlaugen aus der Salzgewinnung im Werra-Kali-Gebiet. Hier wurden z.B. seit dem Jahre 1925 ca. 600 Mio. m³/a Abwässer der Salzaufbereitung (Salzabwässer) in den Plattendolomit des Zechsteins eingeleitet (SKOWRONEK et al., 1999). Günstige geologische Voraussetzungen für derartige, bei sorgfältigen Beobachtungen gefahrlose Versenkungen, bieten sich in Deutschland außer im Werra-Kali-Gebiet noch in Nord- und Süddeutschland, weniger günstige im Westen und Südwesten Deutschlands und ungünstige in den übrigen Teilen (AUST & KREYSING, 1978; AUST, FRITSCHKE & SEDLACEK, 2000).

Eine Tiefversenkung von flüssigen Abfällen der chemischen Industrie findet zurzeit nicht statt.

Vielfältig sind schließlich die von Produktionsbetrieben verschiedener Art verursachten

Grundwasserbelastungen. In der Tab. 87 sind einige betriebsspezifische Leitparameter zusammengestellt, die aus hydrogeologischer Sicht erste Hinweise auf Beeinflussungsquellen geben können. In aller Regel müssen sich solchen ersten Hinweisen weitergehende Untersuchungen anschließen.

4.7.2.6 Belastungen durch den Straßenverkehr

Im Jahre 2004 betrug der Anteil der Verkehrsfläche 4,9 % an der Gesamtfläche Deutschlands²². Aufgrund langfristiger Untersuchungen (GOLWER, 1988; GOLWER & ZEREIMI, 1998; UNGER & PRINZ, 1997; DVWK, 1995) liegen Ergebnisse quantitativer und qualitativer Belastungen des Grundwassers durch den Straßenverkehr vor. Zu den vom Verkehr stammenden Stoffen gehören der Abrieb der Fahrbahn, Fahrzeugreifen und Bremsbeläge, Tropfverluste, Emissionen der Kraftstoffverbrennung und Korrosionsprodukte (KLEIN, 1982). In den Jahren 1970 bis 1977 wurden die Einflüsse auf das Grundwasser in Sanden

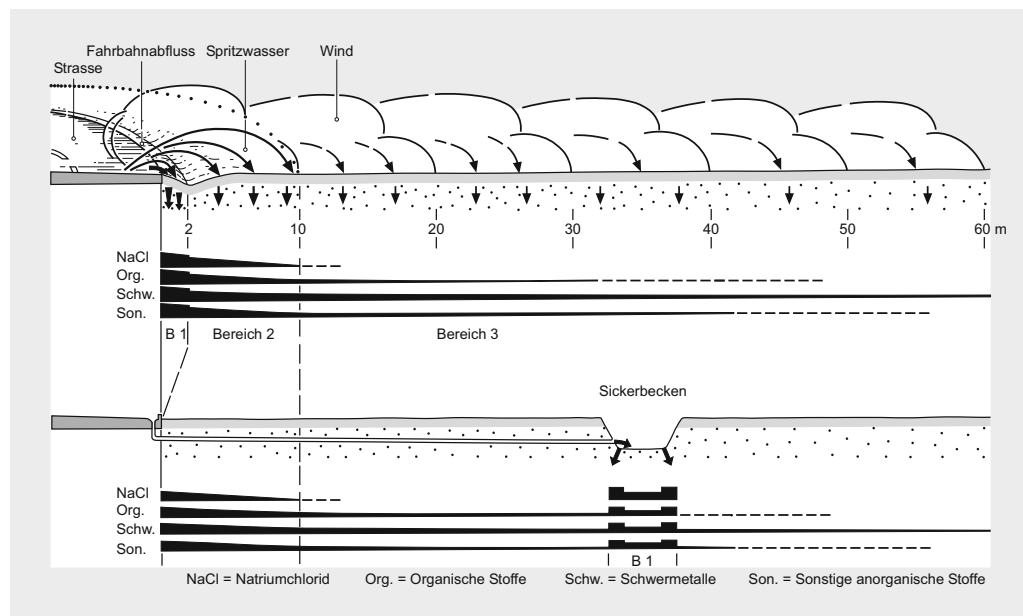


Abb. 134: Belastung des Grundwassers durch Straßen (nach GOLWER, 1978).

4 und Kiesen des Pleistozäns im Untergrund entlang der Bundesautobahn A 3 und der Bundesstrasse B 43 am Frankfurter Flughafen ermittelt. Die Belastungen erfolgen vorwiegend im Straßenbereich (Abb. 134), können jedoch geringfügig bis etwa 50 m seitlich davon nachgewiesen werden. Am höchsten sind Chlorid-Gehalte (Streusalze), ferner sind wegen der reduzierenden Wirkung von Mineralölprodukten aus den Kraftfahrzeugen NH_4^+ , Fe^{2+} und Mn^{2+} nachweisbar, während Blei- und Kupfer-Gehalte gegenüber den Fahrbahnwässern vermindert sind. Straßenspezifische anorganische Spurenstoffe sind Arsen, Blei, Bor, Cadmium, Kupfer, Nickel, Titan, Cadmium und Zink (GOLWER & SCHNEIDER, 1983). An organischen Spurenstoffen kommen vor allem Mineralölkohlenwasserstoffe und polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK) vor. Die Entwicklung der Fahrzeugtechnik führte zu einer Verminderung von Tropfölen und Blei-emissionen, durch die Abgaskatalysatoren kamen allerdings Elemente der Platin-Gruppe (Platin, Palladium, Rhodium) zum Stoffspektrum hinzu (DIERKES & GEIGER, 1999; SURES & ZIMMERMANN, 2001). Naturgemäß hängt die Menge anfallender Stoffe von der durchschnittlichen täglichen Verkehrsbelastung (DTV) ab (GOLWER, 1991), da mit steigendem Verkehr die davon ausgehenden Stoffe zunehmen. Nach dem ATV-DVWK-Merkblatt M 153 „Handlungsempfehlungen zum Umgang mit Regenwasser“ liegt in einer Straße mit $\text{DTV} < 300$ Kfz/24 h in der Regel eine geringe, bei $\text{DTV} 300$ bis $15\,000$ Kfz/24 h eine mittlere und bei $\text{DTV} > 15\,000$ Kfz/24 h eine starke Belastung vor (ATV-DVWK, 2000). Eine Gesamtdarstellung mit umfassendem Literaturverzeichnis gibt GOLWER (1988). Zur Vermeidung von Grundwasserbelastungen durch den Straßenverkehr wurden von der „Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen“ (Köln) im Jahre 2002 (Erstfassung 1971) „Richtlinien für bautechnische Maßnahmen in Wasserschutzgebieten“ (FGSV, 2002) herausgegeben. Sie stellen den Stand der Technik dar und sind von den Straßenbaubehörden zu beachten.

4.7.2.7 Thermische Belastungen

Der Wärmehaushalt des Untergrundes wird erdoberflächennah beeinflusst von der Sonnenein-

strahlung und in den tieferen Partien durch Wärmezufuhr aus radioaktivem Zerfall und Magmenaufstieg.

Die Sonnenwärme wird im oberflächennahen Boden und dem darin enthaltenen Sicker- bzw. Grundwasser bis einige Zehnermeter unter Geländeoberfläche gespeichert. Die Energiezufuhr durch die Sonneneinstrahlung liegt in der Bundesrepublik Deutschland an der Oberfläche in der Größenordnung von ca. 100 W/m^2 . Diese Energiezufuhr klingt mit zunehmender Eindringtiefe ab. Generell weist das Grundwasser erdoberflächenah eine Temperatur von 8°C bis 10°C auf, dies entspricht angenähert der mittleren Jahrestemperatur der überlagernden bodennahen Atmosphäre.

Mit der Tiefe erfolgt eine Temperaturzunahme im Mittel von $3^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (Temperaturgradient). Da Wasser (je nach Gesteinsart des Bodens) eine 3 bis 5-mal höhere Wärmekapazität als Gestein hat, ist die Wärmespeicherung aus Sonnenenergie um so größer, je mehr Wasser der Untergrund enthält. Unter natürlichen Verhältnissen gibt es regional jedoch erhebliche Abweichungen (KAPPELMAYER & HAENEL, 1974; HAENEL et al., 1979), verursacht vor allem durch die unterschiedlichen gesteinspezifischen Wärmeflüsse. Die aus dem Erdinneren an die Erdoberfläche gelangende Wärmemenge ist wegen der relativ niedrigen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine gering. Der Wärmefluss aus der Erde beträgt im Mittel etwa $5,4 \text{ kJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$.

Wärmegewinnungen im oberflächennahen Bereich durch Wärmepumpen, gespeist allein aus dem Wärmefluss der Erde, wären z.B. bei einem Bedarf von $62\,700$ bis $63\,600 \text{ kJ/h}$ für ein Einfamilien-Wohnhaus unwirtschaftlich, wenn nicht zusätzlich vom Untergrund Sonnenwärme aufgenommen und gespeichert würde. Die Sonneneinstrahlung beträgt in unseren Breiten mindestens $20\,900 \text{ kJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ist also rd. $4\,000$ -mal so hoch wie die aus dem Erdinneren an die Oberfläche aufsteigende Wärme.

In größerer Tiefe ist die Wärmegewinnung allerdings problematisch, da die Durchlässigkeit der Gesteinsschichten in der Regel mit der Tiefe abnimmt und daher nur geringere Volumina warmen Wassers aus diesen Bereichen gefördert werden können. Ist die Durchlässigkeit jedoch zu groß, ergeben sich weitere Probleme, da der Wärmefluss der Gesteine im Verhältnis zur Wärme-

kapazität des Wassers zu niedrig ist, d.h. dass die Zeit des Wärmeaustauschvorganges zwischen dem Gestein und des Wassers verkürzt ist. Nach den Grundlagenuntersuchungen rechnet man deshalb damit, dass „Wärmefelder“ nur vorübergehend „abgebaut“ werden können und das Feld der Wärmege Gewinnung nach einiger Nutzungszeit verlegt werden muss.

Durch Wärmenutzung mittels Erdwärmesonden, Grundwasserwärmepumpen und Erdwärmekollektoren wird das Grundwassers abgekühlt. Durch Besiedlung (BALKE, 1974; Beispiel Stadt Köln) und Einleitung von Kühlwässern (SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, H., 1974; WERNER & BALKE, 1977) kommt es zur Erwärmung. Nicht unerheblich tragen Wärmeabstrahlungen von Mülldeponien, Stahlwerken, Aluminiumwerken u.a. zur Erhöhung der Grundwassertemperatur bei. Aber auch geogene Einflüsse, z.B. Austritt heißer Quellen, kann zu einer thermischen Belastung der Oberflächengewässer und damit auch der geohydraulisch angeschlossenen Grundwässer führen.

Die Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) hat durch ihre Arbeitsgruppe „Wärmebelastung der Gewässer“ die „Grundlagen zur Beurteilung des Einsatzes von Wärmepumpen aus wasserwirtschaftlicher Sicht“ zusammengestellt (LAWA, 1983). Es zeigte sich, dass die Folgen geringfügiger Grundwasser-Abkühlungen im Allgemeinen minimal sind und deshalb Schäden für die Allgemeinheit ausbleiben. Bei einer größeren Anzahl von Wärmenutzungen in einem Gebiet sind allerdings nachteilige Beeinflussungen zu erwarten. Außerdem nimmt die Wirtschaftlichkeit wegen des generellen Absinkens des Temperaturniveaus in dem genutzten Gebiet ab. Anwendungsorientierte Hilfen zur Ermittlung der Ausbreitung von Kältefahnen im Grundwasser haben HÄHNLEIN et al. (2010) veröffentlicht. Der Arbeitskreis Geothermie der Fachsektion Hydrogeologie der DGG erarbeitet einen Leitfaden über die geothermische Nutzung des Untergrundes, der in Kürze erscheint.

Grundwasser-Wärmepumpen nutzen im Wesentlichen die im 8 bis 11 °C (je nach Höhenlage) warmen Grundwasser gespeicherte Sonnenenergie, wobei das Wasser in Wärmeaustauschern um etwa 5 °C abgekühlt und über einen (zweiten) Versenkbrunnen wieder in den Untergrund eingeleitet wird. Die Wirtschaftlichkeitsgrenze solcher Anlagen liegt wegen der Kosten für die Brun-

nenbohrtiefen, der Brunnenalterung insbesondere des Versenkbrunnens durch Verockerung und die Wasserförderung je nach Objekt bei Brunnentiefen von 30 m bis 60 m. Der Wasserbedarf für Wärmepumpen beträgt bei Einfamilienhäusern 0,3 l/s (= 1,08 m³/h), steigt jedoch für größere Einheiten (z.B. kommunale Bauten) bis 30 l/s (= 108 m³/h).

Die Bedenken der Wasserwirtschaft gegen eine Wärmege Gewinnung aus Grundwasser richten sich nicht so sehr gegen die Temperaturniedrigung als vielmehr gegen die „Verletzung“ der grundwasserüberdeckenden Schichten, die durch die für die Wasserförderung und -wiedereinleitung notwendigen Bohrungen entstehen. Außerdem besteht das Risiko, dass mehr oder weniger wasserschädigende Wärmeaustauscherflüssigkeiten über undichte Stellen in das Grundwasser versickern. Die Wärmege Gewinnung aus Grundwasser wird deshalb aufgrund wasserwirtschaftlicher Aspekte in den Zonen I, II und III A von Wasserschutzgebieten (Abschn. 4.7.1) abgelehnt²³. Vor Beginn der Bauarbeiten ist eine wasserrechtliche Erlaubnis bei den zuständigen Behörden einzuholen.

Erfolgreiche und wirtschaftliche Wärmege Winnungen erfolgen im Norddeutschen Becken (u.a. Waren/Müritz (Mecklenburg-Vorpommern)), in der Molasse (u.a. Landshut (Bayern)) und im Oberrheingraben. In einem Versuchsfeld in Soultz-sous-Forêts im Elsass werden seit Jahren umfangreiche Forschungsarbeiten zur Nutzung geothermischer Energie für die Stromge Gewinnung durchgeführt. Es folgten weitere Anlagen in Landau und Unterhaching. Eine Zusammenstellung der Nutzungsmöglichkeiten der Tiefengeothermie geben STÖBER et al. (2009).

4.7.2.8 Belastungen durch Baumaßnahmen

Bei jeder Bauaktivität stellt sich die Frage, inwieweit dabei Grundwasser gefährdet wird. Nach dem für die Festsetzung von Trinkwasserschutzgebieten betreffenden DVGW-Arbeitsblatt W 101 (DVGW, 2006) sind in der Weiteren Schutzzone (Zone III B) Erdaufschlüsse, durch die die Grundwasserorberfläche wesentlich verändert wird, grundwassergefährdend, in der En-

4. geren Schutzzone (Zone II) das Einrichten und Erweitern baulicher Anlagen. Das Ausmaß möglicher Grundwassergefährdungen durch Baumaßnahmen wurde von HÖTZL & EISWIRTH (1999) untersucht. Baueinflüsse können in vielfältiger Weise die Grundwasserbilanz und -beschaffenheit betreffen (Abb. 135).

Quantitative Einflüsse der Infiltrationsbedingungen erfolgen durch:

- Bodenaushub,
- Oberflächenversiegelung,
- Wasserentnahmen (-haltung in Baugruben),
- wasserbauliche Maßnahmen (z.B. Gewässerregulierungen, Meliorationen, Talsperren).

Das Ausmaß dieser Einflüsse hängt naturgemäß von der Zusammensetzung des Bodens und der Art der Baumaßnahme ab. Bodenversiegelungen, etwa durch Überbauung oder Bodenverdichtung, führen zu einer Minderung der Wasserversickerung und damit der Grundwasserneubildung. Durch Eingriffe in den Grundwasserhaushalt, etwa durch Wasserhaltung, wird der Grundwasserspiegel abgesenkt. Diese quantitativen Veränderungen des Grundwasserhaushaltes können ihrerseits Bodensetzungen auslösen bzw. die Vegetation oder Oxidations-/Reduktionsvorgänge im Boden beeinflussen.

Qualitative Einflüsse erfolgen durch:

- Reaktionen von Sickerwässern mit dem Boden,
- Eintrag wassergefährdender Stoffe während des Baustellenbetriebs,
- Verwendung von Injektionsmaterial,
- Betriebsmittel für Baumaschinen,
- Baumaterialien oder Bauzuschlagstoffen, u.a.m.

Sofern nicht zerkleinerter Bauschutt verwendet wird, beeinflussen die meisten verwendeten Materialien die Grundwassergüte allerdings nicht oder kaum. Dies gilt für natürliche Baustoffe wie Sand, Kies, Ton, Kalk (Zement) oder Gipsprodukte. Von Gips kann allerdings eine leichte Bodenversauerung ausgehen. Umfangreich ist die Verwendung von Betonzusätzen. Bei der Bereitung von Betonmischungen werden als Fließmittel, Porenbildner, Einpresshilfen, Stabilisierer und andere organische Substanzen eingesetzt, die

aber durchweg in die Wassergefährdungsklasse (WGK) I, schwach wassergefährdend, eingestuft sind. Von Fertigbauteilen geht keine oder kaum eine Gefährdung aus.

Ebenfalls wenig wassergefährdend sind Anstrichmaterialien. Sie enthalten heute meist organische Stoffe, werden im Tiefbau selten oder nur nahe der Grundwasseroberfläche eingesetzt und zudem im Boden mikrobiell abgebaut. Das gilt auch für Holzschutzmittel, sofern nur solche verwendet werden, die einer niedrigen Gefährdungsklasse angehören.

Bei dem Einbau von tiefen Dichtungssohlen werden über Lanzen Gele verpresst. Diese lang bewährte Methode ist aufgrund ihres Gehaltes an Aluminium-Silikaten und den Austrag in das Grundwasser in die Diskussion gekommen.

4.7.2.9 Belastungen durch Friedhöfe

Nicht selten ergeben sich Probleme bei der Ausweisung oder Erweiterung von Friedhöfen. Lösungen werden von KELLER (1969) aufgezeigt. In der Wasserschutzzone IIIA werden nach DVGW (2006) Friedhöfe als wassergefährdend eingestuft. Untersuchungen (z.B. SCHRAPS, 1972) haben allerdings ergeben, dass sich außer der Grabbarkeit des Bodens allgemein keine, auch nicht qualitative Probleme für das Grundwasser ergeben. Ausnahmen stellen klaffende Gesteinsspalten in Karstgebieten dar; allerdings werden in solchen Gesteinen Friedhöfe ohnehin nur sehr selten angelegt. Grabsohlen müssen jedoch oberhalb der (höchsten) Grundwasseroberfläche bleiben, da im Grundwasserbereich eine Leichenzersetzung kaum oder nicht erfolgt. Das Verbot von Friedhöfen in Wasserschutzgebieten ist mehr unter ästhetischen als unter Grundwasserschutzgründen zu sehen.

Die Anlage und Genehmigung von Friedhöfen ist in Nordrhein-Westfalen behördlich geregelt. Das Ministerium für Arbeit, Gesundheit und Soziales hat dafür „Hygiene-Richtlinien für die Anlage und Erweiterung von Begräbnisplätzen“ in einem Runderlass (RdErl. des Min. f. Arbeit, Gesundheit und Soziales vom 21. August bzw. 25. Oktober 1979, MBl. S. 1724 bzw. 2258, geändert durch RdErl. vom 23. März 1983, MBl. S. 541) herausgegeben, die bei der Planung und der be-

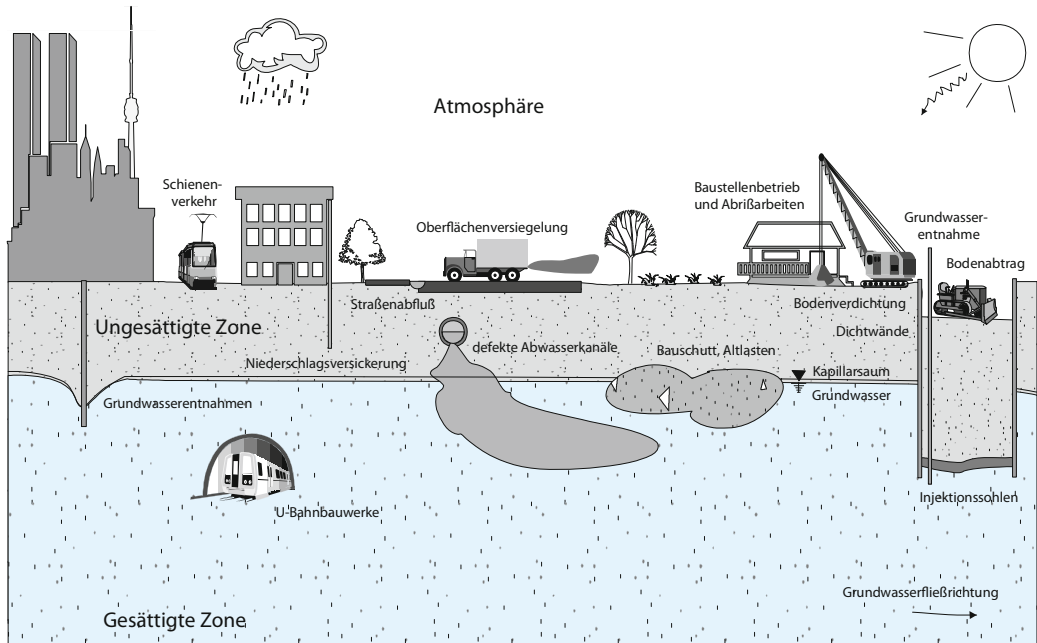


Abb. 135: Einflüsse auf die Grundwasserqualität und Grundwasserbilanz durch Baumaßnahmen (HÖTZL & EISWIRTH, 1999).

hördlichen Genehmigung beachtet werden sollen.

4.7.2.10 Belastungen durch Nanopartikel

Eine weitere Belastung des Grundwassers geht in der jüngsten Vergangenheit von sogenannten Nanopartikeln aus. Hierbei handelt es sich um Moleküle mit einem Durchmesser von 1 nm bis 100 nm. Im Vergleich dazu weisen Kolloide Durchmesser von bis zu 1 000 nm (1 µm) auf (VON DER KAMMER & HOFMANN, 2007). Anwendung finden Nanopartikel in Deutschland bereits in Form von Titandioxid (TiO₂) und Zinkoxid (ZnO) im kosmetischen Bereich, wie z.B. Sonnenschutzmitteln (LADEMANN et al., 2009). Untersuchungen zeigen, dass diese Partikel bei Langzeitanwendung in die Haut eindringen können. In der Medizin werden Nanopartikel mittlerweile in der Tumorbekämpfung eingesetzt. Hierbei

werden im sog. Hyperthermieverfahren Metalloxide (Eisenoxid, Kupfer, Magnetit und Goldpartikel) im nm-Bereich gezielt in das Tumorgewebe eingebracht. Diese Nanopartikel werden in einem magnetischen Wechselfeld in Schwingung gebracht und damit auf bis zu 46°C erhitzt. Das umliegende Gewebe ist von dieser Erhitzung nicht betroffen. Die Tumorzellen werden durch die Hitze entweder zerstört oder soweit geschwächt, dass Chemotherapien oder Bestrahlungen besser wirken können (GROBE et al., 2008). Zur Geruchsreduzierung werden Bekleidungsstoffe mit Silberionen beschichtet, um Bakterien abzutöten und durch Oxidation Geruchsstoffe zu minimieren.

Durch den zunehmenden Einsatz dieser synthetisch hergestellten Nanopartikel muss zukünftig mit einem vermehrten Eintrag in den Boden und das Grund- und Oberflächenwasser gerechnet werden. Aber auch nicht zielgerichtete anthropogen erzeugte Nanopartikel und Kolloide, wie etwa Ruß, Brems- und Reifenabrieb, werden in die Umwelt eingetragen. Es ist bekannt, dass

4 Nanopartikel einen Großteil zum Schadstofftransport in den Oberflächengewässern beitragen, indem sie entweder an die Oberfläche von Kolloiden gebunden sind, oder sich mehrere Nanopartikel zu Aggregaten im μm -Bereich zusammensetzen. Wenig ist bislang über das Verhalten von Nanopartikeln im Grundwasser bekannt, doch wurde in Untersuchungen festgestellt, dass Eisenoxide in Größenordnungen von ca. 7 nm Oxidationsreaktionen im Grundwasser beschleunigen können (MADDEN & HOCELLA, 2005). In Versuchen konnte zudem eine Wirksamkeit von nullwertigem Nanoeisen bei der Sanierung von Schadensfällen im Untergrund gezeigt werden. Durch Injektion von suspendierten Fe(0)-Nanopartikeln lassen sich beispielsweise chlororganische Lösungsmittel dehalogenieren, Pestizide abbauen und Schwermetalle immobilisieren.

Aufgrund ihrer sehr geringen Größe sind Nanopartikel porengängig und damit hoch mobil. Einschränkende Eigenschaften sind hierbei z.B. die Partikelgröße, die Ionenstärke sowie die Oberflächenladung und deren Verhalten gegenüber pH-Wert, Redoxpotential und weiteren oberflächenaktiven Substanzen (VON DER KAMMER & HOFMANN, 2007). Bislang sind auch noch keine genauen Aussagen über die Persistenz von Nanopartikeln, d.h. deren Abbau, oder die Eigenschaften deren Zwischenprodukte zu treffen.

4.7.2.11 Geogene Grundwasserbelastungen

Neben den anthropogenen Belastungen sind auch die geogenen Belastungen zu erwähnen. Diese können je nach ihrer chemischen Zusammensetzung das Grundwasser nachhaltig beeinträchtigen. Dies betrifft insbesondere die Ausbisse von Erzlagertstätten (Gänge, Adern). An solchen exponierten Stellen kann es durch Lösung und Transport von Metallen zu einer nachhaltigen Veränderung des Grundwassers kommen. Auch Austritte aus Salzlagerstätten können die Umgebung beeinträchtigen. Auslöser ist das hohe Lösungsverhalten des Wassers, das im Zusammenhang mit anderen Atmosphäriken die zutage tretende Lagerstätte anlost bzw. auslaugt. In der Lagerstätten erkundung macht man sich diesen Umstand zu Nutze. So sucht man in Gewässern

(Flüssen, Bächen) gezielt nach Metall-Ionen, untersucht ihre Gehalte und verfolgt ihre Spur gewässeraufwärts bis zur Lagerstätte. Bei der Beurteilung von Stoffeinträgen in das Grundwasser ist daher in den Gebieten mit vermuteten und bekannten Lagerstätten ein Zuordnung zu treffen, ob diese Stoffe geogenen oder anthropogen Ursprungs sind.

4.7.3 Reduzierung der Grundwasserbelastungen

Die vielfach verbreitete Meinung, dass in den Untergrund eingesickerte Schadstoffe durch natürliche Vorgänge nicht beseitigt werden, trifft nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen nicht zu. Im Untergrund finden nämlich Verdünnungs- und Reinigungsvorgänge statt, die zu einer Minderung der belastenden Inhaltsstoffe führen und in der wassergesättigten Zone ablaufen (Abb. 67). Die unter natürlichen Bedingungen stattfindende Reduzierung der Schadstoffkonzentrationen durch physikalische, chemische und biologische Prozesse wird auch als **Natural Attenuation** bezeichnet (HOPPE, 2002). Folgende Prozesse beeinflussen die Rückhaltung und Wirkung von Schadstoffen:

- Biologischer Abbau des Schadstoffes,
- Dispersion und Verdünnung des Fluids,
- Adsorption des Schadstoffs an Bodenpartikel,
- Verflüchtigung des Schadstoffs,
- Chemische und biochemische Stabilisierung,
- Umwandlung oder Zerstörung des Schadstoffs.

Diese Erkenntnisse veranlassten HÖLTING et al. (1995), die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckungen zu quantifizieren. Solche Vorgänge führen häufig auch zu einer Umwandlung (Metabolisierung) eingebrachter organischer und anorganischer Stoffe im lebenden Organismus, Vorgänge, die im Einzelnen kompliziert sind (DAMRATH et al., 1979). GOLWER et al. (1976) fassten solche Vorgänge zusammen (Abb. 136):

- **Verdünnung:** Durch Beimischung „sauberen“ Wassers werden Schadstoffkonzentrationen gemindert.
- **Chemische Ausfällung und Mitfällung:** Vor allem infolge Änderungen der pH-Werte und Redoxpotenziale (Abschn. 3.9.3.6 und 3.9.3.7) und der damit verbundenen Änderungen der Löslichkeiten kommt es zur Ausfällung von Metall- und Schwermetall-Oxiden, -Hydroxiden und -Hydrogenkarbonaten. Durch Mitfällung werden Metalle, Arsen, Phosphat und Jodid beseitigt; als Mitfällung wird der Vorgang bezeichnet, bei dem ein Stoff an einen (chemischen) Niederschlag gebunden wird, der ohne den Niederschlag in Lösung verblieben wäre.
- **Mechanische Filterung, Adsorption, Desorption und Ionen-Austausch:** Die Filterwirkung beruht auf mechanischer Abseihung. Die Vorgänge der Adsorption, Desorption und des Ionen-Austausches wurden bereits ausführlich erläutert (Abschn. 3.9.4.2). Beim Ionen-Austausch übertrifft die Haftfähigkeit (Bindungsintensität) der Schwermetall-Ionen die der Erdalkali- und Alkali-Ionen (FÖRSTNER & MÜLLER, 1974):

$$\text{Pb} > \text{Cu} > \text{Ni} > \text{Co} > \text{Zn} > \text{Mn} > \text{Ba} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{NH}_4 > \text{K} > \text{Na}.$$
SCHÖTTLER (1975) untersuchte in Langsamfiltern die Folgewirkungen von Stoßbelastungen durch Schwermetalle am Beispiel von Cu und Cd. Er stellte fest, dass Cu abgeschwächt wird, Cd jedoch durchschlägt. Bei organischen Belastungen hängt die Sorptionswirkung vom Gehalt an Humusstoffen und Tonmineralen im Boden ab (QUENTIN et al., 1973).
- **Mikrobieller Abbau:** Es sind im Wesentlichen Bakterien und Pilze, die durch Stoffwechselvorgänge zum Abbau, zur Umwandlung und Akkumulation organischer, zum Teil auch anorganischer Belastungen beitragen (Abschn. 3.9.6.2). Insbesondere in der belebten Bodenzone wird organische Substanz abgebaut. So berichtet MATTHEß (1989) von Untersuchungen, nach denen die Konzentration im Mittel aus 15 Proben je (Boden-) Horizont in 15 cm Tiefe für den KMnO_4 -Verbrauch 927 ± 787 mg/l, für organischen Kohlenstoff 88 ± 75 mg/l, in 200 cm Tiefe jedoch nur noch 20 mg/l KMnO_4 -Verbrauch bzw. 2 mg/l organischen Kohlenstoff betrug. Allerdings hat

sich gezeigt, dass nicht alle organischen Stoffe mikrobiell abgebaut werden. Zu den nicht oder schwer abbaubaren organischen Stoffen gehören insbesondere die halogenierten Kohlenwasserstoffe (Abschn. 4.7.2.5), die nicht biotischen Ursprungs sind (sog. Xenobiotika).

Die genannten Reaktionen finden in gegenseitiger Wechselwirkung während des Transportes statt (Abb. 136), wobei die schichtweise vorherrschenden Reaktionen durch die Verstärkung der vertikalen Linien in der Abb. 136-1 angedeutet werden. Die Transportvorgänge (GOLWER, 1983; MATTHEß et al., 1992) in der ungesättigten und der gesättigten Zone (Abschn. 3.4.1) verlaufen dabei unterschiedlich. In der **ungesättigten Zone** erfolgt ein Mehrphasenfluß. Unter dem Einfluss der Schwerkraft überwiegt der Transport der gelösten, emulgierten und suspendierten Stoffe in vertikaler Richtung (Konvektion). Die gasförmigen Stoffe werden vor allem durch Diffusion transportiert, und zwar dem natürlichen Konzentrationsgefälle folgend der Sauerstoff nach unten, das Kohlenstoffdioxid sowie andere gasförmige Stoffwechselprodukte (Schwefelwasserstoff, Methan, flüchtige organische Stoffe) und leichtflüchtige Bestandteile von Umweltchemikalien nach oben (Abb. 136-2). In der **gesättigten Zone** werden gelöste und emulgierte Stoffe vorwiegend in horizontaler Richtung (Advektion), gasförmige dagegen in vertikaler Richtung nach oben transportiert. Flüssige Stoffe (Fluide) in Phase unterliegen naturgemäß wie das Grundwasser den jeweiligen Durchlässigkeitsverhältnissen. Dabei hängt der Durchlässigkeitsbeiwert eines beliebigen Fluids k_{fFl} von der Dichte ρ_{fFl} , der dynamischen Viskosität η_{fFl} und des Permeabilitätskoeffizienten K des Untergrundes ab:

$$k_{\text{fFl}} = \frac{K \cdot \rho_{\text{fFl}} \cdot g}{\eta_{\text{fFl}}} \quad \text{Gl. 225}$$

k_{fFl} = Durchlässigkeitsbeiwert für das Fluid (m/s),

K = Permeabilitätskoeffizient des Untergrundes (m^2),

ρ_{fFl} = Dichte des Fluids (kg/m^3),

g = örtliche Fallbeschleunigung = $9,81 \text{ m/s}^2$,

η_{fFl} = dynamische Viskosität des Fluids ($\text{Pa} \cdot \text{s} = \text{kg}/(\text{s} \cdot \text{m})$).

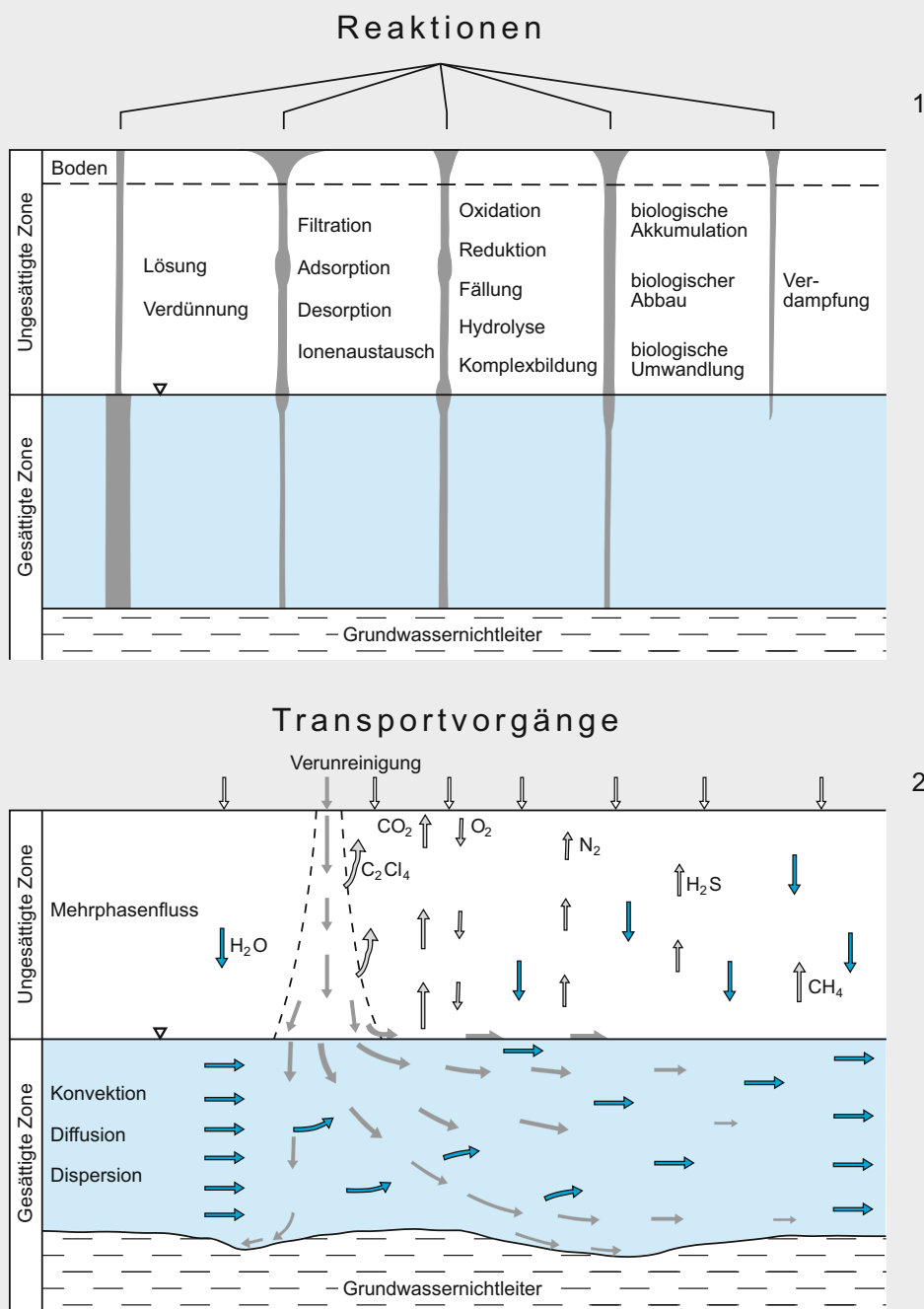


Abb. 136: (1) Reaktion- und (2) Transportvorgänge im Untergrund (nach GOLWER, 1983).

Für einige, häufig an Grundwasserschadensfällen beteiligte Stoffe sind in Tab. 90 Dichte ρ , Löslichkeit L , dynamische Viskosität η und das Verhältnis der Durchlässigkeitsbeiwerte der organischen Fluide zu dem des Wassers ($k_{\text{fF}}/k_{\text{f}}$) zusammengestellt.

Aus dem Verhältnis des Durchlässigkeitsbeiwertes eines Fluids zu dem des Wassers $k_{\text{fF}}/k_{\text{f}}$ lässt sich ableiten, dass Stoffe wie Benzin, Benzol und die meisten flüchtigen Chlorkohlenwasserstoffe bei gleicher Durchlässigkeit des Untergrundes eine höhere Beweglichkeit als das Grundwasser haben (> 1), während Dieselkraftstoff und Heizöl langsamer fließen (< 1). Das Transportverhalten chemischer Schadstoffe im Grundwasser wurde ausführlich von MATTHEB et al. (1985) im Zusammenhang mit Grundlagenuntersuchungen zur Überarbeitung der Wasserschutzgebietsrichtlinien (DVGW, 1995b; aktuell DVGW, 2006) untersucht.

Räumliche und zeitliche Verbreitung (Dispersion) von Belastungen des Grundwassers von einem Verunreinigungsherd her werden durch die Geometrie des grundwasserdurchflossenen Hohlraumes bestimmt. Naturgemäß verlaufen Dispersionen in Poren-(Lockergesteins-) Grundwasserleitern anders als in Kluftgrundwasserlei-

tern (MULL et al., 1979). Da Lockergesteine einen größeren Hohlraumanteil als Festgesteine und dadurch größere Oberflächen für die Besiedlung von Mikroorganismen sowie Adsorption, Desorption und Ionen-Austausch haben, ist ihr Reinigungsvermögen deutlich besser als das der Festgesteine (Kluftgrundwasserleiter). Die Ausbreitungsprozesse lassen sich durch Stofftransport-Modelle (Abschn. 3.8.4.2) unter Einbeziehung aller Vorgänge der Grundwasserdynamik (Abschn. 3.5) nachvollziehen.

Allen natürlichen Selbstreinigungsvorgängen gemeinsam ist der Zeitfaktor: Je länger die Verweilzeit des Wassers im Untergrund, desto größer ist die Reinigungswirkung. Außerdem sind die Summenwirkungen von Belastungen zu berücksichtigen (THEWS, 1971), ferner selektive Wirkungen der jeweiligen Reinigungsvorgänge hinsichtlich eingetragener Schadstoffe.

Bei stärkeren Belastungen des Bodens und Grundwassers ist zu prüfen, ob ggf. Sanierungsarbeiten erforderlich werden. Bewertungsmaßstab ist hierbei in der Regel das Bundes-Bodenschutzgesetz, da die Grundwasserschäden meistens von Bodenverunreinigungen ausgehen. Hierbei wird im Rahmen einer Gefährdungsabschätzung im Einzelfall geprüft, ob von der Altlast eine Gefähr-

Tab. 90: Dichte ρ , Löslichkeit L , dynamische Viskosität η und Verhältnis der Durchlässigkeitsbeiwerte k_{fF} verschiedener organischer Fluide im Vergleich zum Durchlässigkeitsbeiwert des Wassers k_{f} (MATTHEB, 1983).

	Dichte	Löslichkeit	dyn. Viskosität	Verhältnis der Durchlässigkeitsbeiwerte
	ρ g/cm ³	L g/kg	η mPa · s	$k_{\text{fF}}/k_{\text{f}}$ 1
Wasser	0,9982		1,0050	1
Kohlenwasserstoffe				
Benzol	0,879	1,78	0,652	1,36
Benzin	0,725 – 0,785	0,050 – 0,500	0,65	1,54
Dieselmkraftstoff	0,82 – 0,86	0,010 – 0,050	2,80 – 6,40	0,36 – 0,15
Heizöl EI	0,83 – 0,845	10 – 50	3,40 – 6,40	0,29 – 0,15
Heizöl S	0,95 – 0,98		75 – 380	0,013 – 0,003
Halogenierte Kohlenwasserstoffe				
Dichlormethan	1,327	16,29	0,3282	3,0675
Trichlormethan	1,462	1,1	0,3765	2,6738
1.1.1.-Trichlorethan	1,337	1,32	0,65	1,8577
Dichlorbenzol	1,306	1,34	0,8159	1,2340
Tetrachlorethan	1,598	2,88	1,0951	0,9194

4 dung für Schutzgüter ausgeht (z.B. Trinkwassergewinnung). Sollte dies der Fall sein, wird die Eignung möglicher Sanierungsverfahren in Form einer Machbarkeitsstudie überprüft.

Ein erster Überblick über die Vielzahl möglicher Verfahren und Techniken ist in der DVWK-Schrift 98 (DVWK, 1991) enthalten. In der Zwischenzeit wurden zahlreiche neue Verfahren entwickelt, die aber teilweise noch in der Erprobungsphase sind. Nach der theoretischen Ableitung und labortechnischen Überprüfung schließen sich i.d.R. großmaßstäbliche Versuche an, bei denen das Verfahren unter „Feldbedingungen“ mit einem entsprechenden Überwachungsprogramm getestet wird.

Unter der Vielzahl möglicherweise geeigneter Sanierungsverfahren werden im Folgenden kurz die Verfahren vorgestellt, die in Deutschland bereits häufiger erfolgreich eingesetzt wurden:

- **Hydraulische Ex-situ-Verfahren (pump and treat):** Bei dem am häufigsten eingesetzten Sanierungsverfahren wird das belastete Grundwasser meist über Vertikalbrunnen gefördert (engl. pump) und in mobilen Reinigungsanlagen behandelt (engl. treat). Auf Grund des langjährigen Einsatzes dieses Verfahrens wurden inzwischen zahlreiche Erfahrungsberichte veröffentlicht (z.B. BAYER et al., 2004; STUPP et al., 2005; KOWALSKI, 2007). Je nach Schadstoff und dessen Konzentration stehen unterschiedliche Verfahren der Wasserbehandlung zur Verfügung. Viele Schadstoffe lassen sich durch Sorption auf Aktivkohle aus dem Wasser entfernen. Aus wirtschaftlichen Gründen werden im Vorlauf leichtflüchtige Schadstoffe (LHKW, BTEX) durch Rühren oder Verrieselung ausgetrieben („Strippen“), schlechter sorbierende Stoffe (z.B. Phenole) durch UV-Oxidation zerstört und biologisch abbaubare Stoffe in entsprechenden Reaktoren behandelt. Am Anfang der Wasserbehandlung steht jedoch zunächst ein Vorfilter zur Enteisung des Wassers. Die kostenrelevanten Einflussgrößen für die Sanierung wurden von CORNELSEN (2003) zusammengestellt.
- **Hydraulische Sicherungsmaßnahmen:** Grundwasserentnahmebrunnen können auch dadurch gesichert werden, dass Abwehrbrunnen oder Infiltrationseinrichtungen errichtet werden. Hierbei werden die Stromlinien des

kontaminierten Grundwassers so verändert, dass das Schutzgut nicht mehr beeinträchtigt wird.

- **Biologische In-situ-Verfahren:** Hierbei werden aktiv Sauerstoff (z.B. KARG et al., 2007; BECKMANN et al., 2007) oder andere Elektronenakzeptoren (z.B. Nitrat, Sulfat) über spezielle Lanzen oder Schluckbrunnen in den Grundwasserleiter eingebracht, um den natürlichen mikrobiellen Schadstoffabbau zu fördern. Eine Besonderheit hierbei ist die Förderung des anaeroben Abbaus von Tetra- bzw. Trichlorethen durch Zusatz von Melasse, Milchsäure o.ä. (z.B. HELD et al., 2006), was ein für die Mikroorganismen optimales Milieu entstehen lässt. Ein Beispiel zur gekoppelten, räumlich getrennten Förderung des anaeroben und aeroben Abbaus im LHKW-kontaminierten Grundwasser haben MATHEWS et al. (2009) veröffentlicht. Das Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen hat eine Bestandaufnahme der In-situ-Sanierungsverfahren in NRW veröffentlicht (SCHROERS & ODENSASS, 2007).
- **Physikalische In-situ-Verfahren:** Durch spezielle Grundwasserzirkulationsbrunnen (MOHRLOCK et al., 2003) können z.B. LHKW im Grundwasser mobilisiert werden und über den Wasser- und Bodenluftpfad dem Untergrund entzogen werden. Anschließend müssen Wasser und Luft gereinigt werden.
- **Chemische In-situ-Oxidation:** Hierbei erfolgt der Schadstoffabbau durch gezielte Injektion gelöster Oxidationsmittel (z.B. Permanganat, Persulfat), die die Schadstoffe chemisch oxidieren. Diese Verfahren sind mit einem umfangreichen Monitoringprogramm verbunden, um auch mögliche Veränderungen der geogenen Stoffgehalte im Grundwasser (z.B. Mobilisierung von am Korngerüst gebundenem Chrom) beobachten zu können.

Das grundsätzliche Problem aller Sanierungsverfahren ist die Erreichbarkeit der Schadstoffe im Grundwasserleiter. Beim Abpumpen des Grundwassers oder der In-Situ-Behandlung werden nur die Schadstoffe erreicht, die in gelöster Form vorliegen. Auf Grund der chemisch-physikalischen Eigenschaften liegt jedoch ein beträchtlicher Teil der Schadstoffe am Sediment sorbiert oder in nicht durchströmten Poren des Grundwasserlei-

ters vor. Besonders in feinkörnigen und organikreichen Sedimenten ist dies von besonderer Bedeutung. Über Gleichgewichtsprozesse werden diese an das bereits gereinigte Grundwasser abgegeben und führen zu langen Behandlungszeiten. Aus diesem Grund kommen trotz der hohen Kosten regelmäßig auch Bodenaustauschverfahren zum Einsatz, bei denen mittels Großbohrloch- oder Wabenverfahren (LUTZ, 2007) das kontaminierte Sediment in der Schadensquelle (gesättigte Zone) ausgehoben wird.

4.7.4 Auswirkungen von Grundwasserentnahmen

Jegliche Entnahme von Grundwasser führt zu einer Veränderung des Grundwassersystemes und der durch sie beeinflussten natürlichen und anthropogenen Gegebenheiten. Das sind zum einen Einflüsse auf Flora und Fauna, aber auch auf Bauteile, die das Grundwasser berühren, wie z.B. tiefgründende Gebäude und Tunnel. Bei der Planung von Grundwasserentnahmemaßnahmen gilt es, diese Einflüsse unbedingt zu berücksichtigen, um Regressansprüche zu vermeiden. Was für die Entnahmen gilt, gilt auch umgekehrt für die Versickerung von Grundwasser.

4.7.4.1 Land- und forstwirtschaftliche Ertragsminderungen durch Grundwasserentnahmen

Grundwasserabsenkungen infolge Wasserförderungen können zu einer Verringerung des kapillaren Aufstiegs von Grundwasser in den Wurzelraum und damit auch zu einer Abnahme des Pflanzenertrags führen. Das Ausmaß solcher Ertragsminderungen hängt vor allem davon ab, wie stark sich der Anteil des kapillaren Aufstiegs an der Gesamtwasserversorgung der Pflanzen durch die Grundwasserabsenkung verringert. Maßgebend für die Beurteilung von nachteiligen Wirkungen auf Pflanzenerträge sind damit die Wurzeltiefen und der Grundwasserflurabstand. Die maximalen Durchwurzelungstiefen einiger Kul-

turpflanzen sind in Abb. 137 zusammengestellt. Pauschal rechnet man bei landwirtschaftlicher Flächennutzung mit einem sogenannten Grenzflurabstand von 1,5 m, der von landwirtschaftlichen Nutzpflanzen in der Regel nicht durch Wurzeln überschritten wird.

Nach LEHNHARDT & BRECHTEL (1980) beeinflussen folgende Faktoren die Durchwurzelungstiefe:

- Grundwasserverhältnisse,
- Bodenausgangsmaterial,
- Bodenart,
- Lagerungsdichte,
- Bodenchemische Verhältnisse (insbesondere Sauerstoff-Gehalte).

Die Wurzeltiefe von Bäumen ist im Allgemeinen unabhängig von Baumart und Altersklasse. Sie reicht in Lockergesteinen bis maximal 5 m (überwiegend 3 m bis 4 m), in Kluftgesteinen bis 1,5 m (überwiegend 1 m bis 1,2 m). Nur bei wenigen Baumarten (Stieleiche, Erle) dringen Wurzeln in das Grundwasser ein.

Die Beziehung zwischen mittlerem Grundwasserflurabstand und Ertrag ist jedoch nicht in allen Böden gleich. Sie hängt bei gleicher Bewirtschaftungsintensität von folgenden Faktoren ab:

- Der kapillaren Aufstiegsrate in Abhängigkeit von der Aufstieghöhe (Tab. 91),
- Der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (n_{FKWe}),
- Dem Witterungsverlauf während der Vegetationsperiode (z.B. erfasst durch die Klimatische Wasserbilanz),
- Der Düngung (insbesondere den Stickstoffgaben),
- Der Nutzungsform (Acker-, Grünland, Wald).

Von diesen 5 Faktoren wird nur der erste, nämlich die kapillare Aufstiegsrate, durch die Grundwasserförderung und damit -absenkung beeinflusst, deren Auswirkungen auf den Ertrag über die Tab. 91 abgeschätzt werden kann. Außer den Tiefen des effektiven Wurzelraumes (Spalte 2) für Ackerland (für Grünland um 1 dm bis 2 dm niedriger) sind (nach RINGER et al., 1984) die kapillaren Aufstieghöhen für Raten von 3 mm/d (Spalte 3) und 0,2 mm/d (Spalte 4) angegeben. Durch Addition der Tiefen des effektiven Wurzelraumes

4

Tab. 91: Effektiver Wurzelraum, kapillare Aufstiegshöhe und zur Pflanzenversorgung erforderlicher Grundwasserflurabstand in Abhängigkeit der Bodenart (RENGER et al., 1984).

Bodenart	Effektiver Wurzelraum	Kapillare Aufstiegshöhe (dm) bei Aufstiegsraten von		Erforderlicher Grundwasserflurabstand (dm) unter Gelände für kapillare Aufstiegsraten von	
	dm	5 dm/d	0,2 dm/d	5 dm/d	0,2 dm/d
Sande					
- grobkörnig	6	3	6	8	11
- mittelkörnig	6	4	9	10	15
- feinkörnig	7	5	17	12	24
- tonig-schluffig	9	8	24	17	33
Schluffe					
- sandig	10	9	27	19	37
- tonig	11	7	26	18	37
Lehme					
- sandig	10	4	14	14	24
- schluffig	10	3	15	13	25
Tone					
- schluffig	10	2	16	12	26

und der kapillaren Aufstiegshöhen ergeben sich die in den Spalten 5 und 6 angegebenen Grundwasserflurabstände, die für eine ausreichende Wasserversorgung der Pflanzen (= 3 mm/d) (Spalte 5) erforderlich sind oder ohne Einfluss auf die Wasserversorgung der Pflanzen („Grenzflurabstand“; Spalte 6) bleiben. Nur zwischen diesen beiden Werten der Spalten 5 und 6 wirkt sich bei Ackerland eine Grundwasserabsenkung auf den Ertrag aus, wenn man den Bereich der sehr geringen Flurabstände (Luftmangel) nicht berücksichtigt. Damit können – je nach Bodenart – anthropogene Grundwasserabsenkungen nur dann Folgen haben, wenn die Flurabstände vor Beginn der Wassergewinnung geringer als etwa 2,50 m sind. Lediglich in Schluffen sind diese Grenztiefen etwas größer (3,70 m), dort ist allerdings auch die Aufstiegsrate der Kapillarwässer wegen geringerer Durchlässigkeit reduziert. Ist der Grenzflurabstand jedoch größer, entnehmen die Pflanzenwurzeln das Wasser ausschließlich der wasserungesättigten Zone (Abschn. 3.4.1), und der Pflanzenwasserhaushalt hängt allein von den Bodenkenngrößen, insbesondere der nutzbaren Feldkapazität sowie dem Witterungsverlauf ab. Vor größeren Grundwasserentnahmen empfiehlt es sich deshalb dringend, im Gebiet des zu erwartenden Absenkebeckens die Flurabstände

durch Sondierbohrungen zu ermitteln und Messstellen einzurichten, welche die Spiegelveränderungen im oberflächennahen Bereich kontinuierlich beobachten lassen.

Zur Beweissicherung sollten ferner pflanzensoziologische und bei landwirtschaftlichen Nutzflächen auch ertragskundliche Untersuchungen (Kartierungen; BRAUN-BLANQUET, 1964; ELLENBERG et al., 1992) ausgeführt werden. Pflanzen stellen Standortsanzeiger für den Wasserhaushalt des Bodens dar (Tab. 92). Die Veränderungen des Bodenwasserhaushalts geben sich in Verschiebungen der Pflanzenvergesellschaftung zu erkennen. Als Beurteilungsgrundlage dient der aus einer Vegetationsaufnahme abgeleitete ökologische Feuchtegrad, der an Hand von möglichst natürlichen Vegetationsformen (u.a. artenreiche Laub-, Misch- und Nadelwälder, Trocken- und Magerrasen, seggenreiche Pflanzengesellschaften, Wiesen, Weiden, Acker-Wildkrautgesellschaften) ermittelt wird. Dieser quantifiziert den Zeigerwert der einzelnen Arten im Hinblick auf den Wasserhaushalt. Die Skala des ökologischen Feuchtegrades geht von I bis VIII, wobei I meist offenes Wasser und VIII sehr trocken bedeuten (Tab. 92). Unter Berücksichtigung des Deckungsgrades bzw. des Prozentanteils der Pflanzengesellschaften hat ELLENBERG (1992) für einzelne Pflanzen bzw.

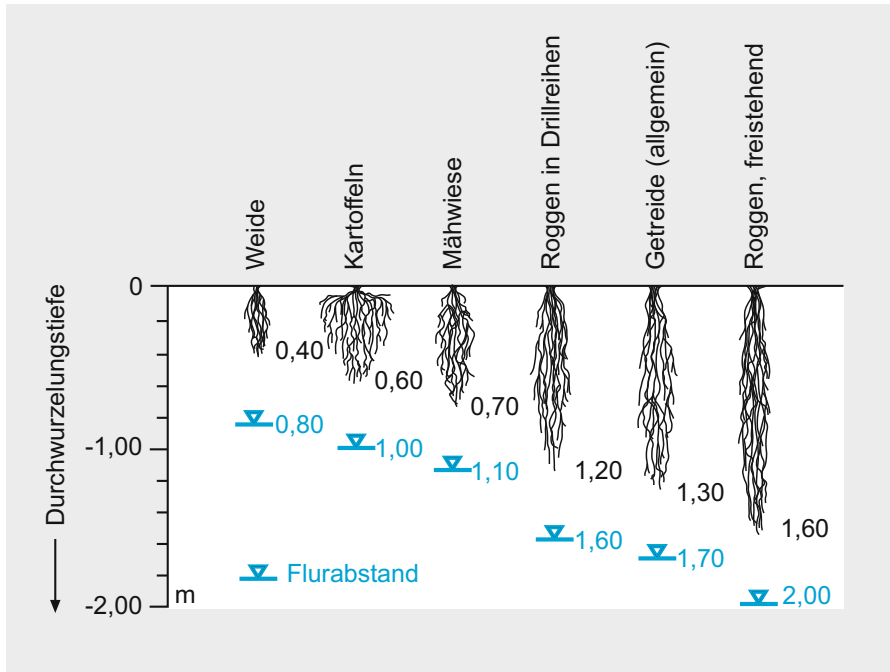


Abb. 137: Wurzeltiefen von Kulturpflanzen und Flurabstände (nach KLAPP, 1967).

Pflanzengesellschaften mittlere Feuchtezahlen (mF) entwickelt, die von 1 („Starktrockniszeiger“) bis 10 („Wechselwasserzeiger“) reichen (Tab. 92).

Durch Wiederholungs-Kartierungen in mehr-jährigen Abständen kann ermittelt werden, ob sich die Pflanzengesellschaft und damit der Bodenwasserhaushalt verändert hat. Anschließend ist zu analysieren, ob die Verschiebungen des Wasserhaushalts durch Niederschlagsdefizite oder durch Grundwasserspiegelabsenkungen verursacht werden. Weitere Hinweise zur Beweis-sicherung enthält DVWK (1986).

Grundwasserentnahmen und damit verbundene -absenkungen bewirken in feuchten und nassen Standorten eine Melioration der Böden und somit eine Aufwertung hinsichtlich land-wirtschaftlicher Nutzungen. Sie können aber andererseits auch von Nachteil sein, wenn nämlich von Natur aus grundwasseroberflächennahe Standorte ein Feuchtbiotop bilden, in dem insbe-sondere Amphibien und Wasservögel leben. Durch Grundwasserentnahme kann bei zuneh-mendem Grundwasserflurabstand die Ökologie

so verändert werden, dass das Feuchtbiotop tro-cken fällt und somit seine Ökofunktion verliert.

Bei der Feststellung von Ernteertragsschäden als Folge von Grundwasserentnahmen und damit -absenkungen spielen zunehmend bodenkundliche Untersuchungen des Bodenwasserhaushalts eine Rolle, da zwischen den Ernteerträgen und der Höhe des Grundwasserspiegels ein direkter Zusammenhang besteht (VOIGT, 1977). In er-tragskundlichen Gutachten werden Ertragsver-gleiche zwischen gleichgearteten Flächen (glei-cher Boden, gleicher Grundwasserflurabstand vor Aufnahme der Wasserförderung, gleiche landwirtschaftliche Nutzung) aufgestellt. In die-sen Gutachten geht man davon aus, dass eventu-ell eintretende Ertragsunterschiede auf die Was-serförderung zurückzuführen sind. Die Ernte-erträge werden als pflanzliche Trockenmasse (Pflanzensubstanz) pro Fläche gemessen. RIJTEMA (1968) fand, dass zwischen diesem pflanzlichen Trockenmassenertrag und einem Quotienten aus tatsächlicher Evapotranspirationsrate eines Pflanzenbestandes unter stationären Bedingun-gen $\bar{h}_{ET}$ und potenzieller Evapotranspirationsra-

Tab.92: Ökologische Feuchtegrade und ihre Zeigerartengruppen auf Grünland (im weiteren Sinn), Äckern und in Gärten (AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005).

Ökologischer Feuchtegrad Feuchtezahl, nach ELLENBERG mF	Charakteristische Vegetationseinheit	Stark- trockniz. 2/3	Trockniz- zeiger 3/4	Mäßig- trockniz. 4/5	Frische- zeiger 5/6	Mäßig- feuchte. 6/7	Feuchte- zeiger 7/8	Nässe- zeiger 8/9	Wechsel- wasserz. 9/10	Wiese	Weide	Acker	Nutzungs- seignung zu bevor- zugende Nutzungs- art
I	meist offenes Wasser Röhrichte, Großseggenriede mF ± 9 u. mehr									nein	nein	nein	-
II	naß mF ± 8 Kleinseggenriede; großseggen- reiche Mädesüß-Hoch- staudenfluren und Feucht- wiesen									bedingt	nein	nein	-
III	feucht mF ± 7 Seggenreiche Pfeifengras- wiesen; typische Mädesüß- Hochstaudenfluren und Feuchtwiesen									ja	nein	nein	Grünland
IV	mäßig feucht und wechselfeucht mF ± 6 Typische Pfeifengraswiesen; Pfeifengras-Borstgrasrasen und -Zwergstrauchheiden; Fuchsschwanz-Glatthaferwiesen; relativ-feuchte Weißklee- wiesen; relativ-feuchte Weiß- klee-wiesen; Getreidewildkraut- und Gänsefußgesellschaften									ja	ja (Mäh- weide)	bedingt (periodisch zu feucht)	Grünland
V	frisch und mäßig frisch mF ± 5 Frische Trespenrasen; typische Borstgrasrasen, Zwergstrauch- heiden, Glatthaferwiesen, Weißklee-wiesen, Getreidewild- kraut- und Gänsefußgesell- schaften									ja	ja	ja	Wechsel- land
VI	mäßig trocken und wechseltrocken mF ± 4 Typische Trespenrasen; rel. Trockene Borstgrasrasen, Zwerg- strauchheiden, Glatthaferwiesen u. Weißklee-wiesen; mäßig trockene Getreidewildkraut- u. Gänsefußgesellschaften									bedingt	möglich	ja	Ackerland

Tabelle 92: (Fortsetzung)

Ökologischer Feuchtgrad Mittlere Feuchtezahl, nach ELLENBERG mF	Charakteristische Vegetationseinheit	Nutzungsseignung										zu bevorzugende Nutzungsart
		Stark-trocken	Trocken	Mäßig-trocken	Frisch-trocken	Mäßig-feucht	Feucht	Nässezeiger	Wechselwasser	Wiese	Weide	Acker
VII trocken mF ± 3	Trockenrasen; trockene Getreidewildkraut- u. Gänsefußgesellschaften	2/3	3/4	4/5	5/6	6/7	7/8	8/9	9/10	nein	extensiv ja	Ackerland
		←										
VIII sehr trocken mF ± 2 und weniger	Steppenrasen und Felsbandgesellschaften									nein	nein	-

te $\dot{h}_{ETp}$ eine direkte lineare Beziehung besteht: Je höher der Quotient, desto höher der Ertrag. Beide Verdunstungsgrößen können gemessen werden. In die potenzielle Evapotranspirationsrate (bestimmt nach HAUDE, Abschn. 3.7.3.3.1) geht der Witterungsablauf einer Vegetationsperiode ein. Die tatsächliche Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes hängt von dem pflanzenverfügbaren Wasser aus dem Boden ab, dessen Menge seinerseits durch den Grundwasserflurabstand (Grundwasserferne) und die Bodeneigenschaften (nutzbare Feldkapazität, Abschn. 3.4.1) bestimmt wird.

Der Einfluss wechselnder Grundwasserflurabstände auf den Bodenwasserhaushalt kann in Simulationsmodellen (RENGER et al., 1977) ermittelt werden, in denen entsprechend den für die Untersuchungsfläche spezifischen Boden- und Vegetationsdaten die Berechnungsmengen errechnet werden, die zur Aufrechterhaltung einer bestimmten Bodenfeuchte (z.B. 40 % nutzbare Feldkapazität) zur Vermeidung von Ernteertragschäden als Folge der Grundwasserabsenkung erforderlich sind. Praktisch lassen sich Auswirkungen von Änderungen des Grundwasserflurabstandes auf den Ertrag von Pflanzenbeständen unter Berücksichtigung des jährlichen Witterungsablaufs in zwei Schritten vollziehen:

- Auswertung der Beziehungen zwischen dem Evapotranspirationsquotienten ($\dot{h}_{ET}/\dot{h}_{ETp}$) und dem mittleren Grundwasserflurabstand während einer Vegetationsperiode, Ermittlung der Beziehung zwischen Trockenmasseertrag und mittlerem Grundwasserflurabstand (Ermittlung des witterungsbedingten Anteils einer Ertragsminderung),
- Errechnung der Berechnungsmenge, die zur Aufrechterhaltung der optimalen Menge pflanzenverfügbaren Bodenwassers (über die nutzbare Feldkapazität, z.B. 40 %) bei Absenkung des Grundwasserflurabstandes vom mittleren Grundwasserflurabstand erforderlich ist (quantitative Bestimmung des Einflusses von Grundwasserabsenkungen auf den Bodenwasserhaushalt unter Berücksichtigung der jeweiligen natürlichen Bodeneigenschaften).

Abschließend ist jedoch hervorzuheben, dass solche Wasserhaushaltsuntersuchungen nur den

4 von den Pflanzen (Wurzeln) erreichbaren Teil des Bodens betreffen.

Eine weitere Methode stellt schließlich die Auswertung von (digitalen) Colour-Infrarot-Luftbildern (CIR), hochauflösenden multispektralen Satellitenbildern (z.B. ASTER-, QUICK-BIRD- oder IKONOS-Daten) sowie der Einsatz moderner hyperspektraler Sensoren, wie HyMap und ENMAP oder auch Radardaten (SAR = synthetic aperture radar) dar. Unter günstigen Umständen können multispektrale Systeme stark durchfeuchtete Areale aufgrund der starken Reflexionseinbußen des IR durch Wassermoleküle im Oberboden bzw. die unterschiedlich ausgeprägte Vitalität von Pflanzen infolge der Grundwasserabsenkung anhand von Absorptionsbanden im IR-Reflexionsspektrum erfassen (DU, SUN & ZHANG, 2009). Typischerweise geben sich dabei Farbverschiebungen von Rot über Hellrot nach Weiß zu erkennen (THON & FELLMANN, 1981, ALBERTZ, 2009). Hyperspektrale Daten (> 15 Kanäle) eignen sich durch Ihre Vielzahl von Spektralkanälen (quasikontinuierliches Spektrum vom sichtbaren bis in das mittlere und thermale IR) sehr gut, um das Wachstum von Pflanzen in Abhängigkeit verschiedenster physikochemischer Bodenparameter zu evaluieren; dies kann bis zur Erfassung einzelner chemischer Lösungseinträge im Oberboden führen. Aber auch der Einsatz von Radardaten (SAR), hier insbesondere unterschiedlich polarisierter Wellenlängen, erlaubt eine Abschätzung der Bodenfeuchte (JAGDHUBER et al., 2008) und der jeweiligen Vegetationsbedeckung. Hierbei rufen die unterschiedlichen Blattformen, Wuchshöhe und -dichte von Zeigerpflanzen spezifische Variationen des Radarechos hervor, die den wechselnden Bodeneigenschaften Rechnung tragen und somit auch eine Abschätzung des Wasserhaushaltes im Untergrund erlauben.

4.7.4.2 Baugrundschäden durch Grundwasserentnahmen

Die möglichen schädigenden Auswirkungen von Grundwasserabsenkungen auf Gebäude sind in der Regel eine Folge ungleichmäßiger Setzungen des Untergrundes. Dabei sind folgende Vorgänge

zu unterscheiden (MAROTZ, 1968; PRINZ & STRAUß, 2006):

- Setzungen durch Verminderung des Auftriebes,
- Setzungen durch Schrumpfung des Bodens, insbesondere bei organischen Böden,
- Setzungen infolge der durch Grundwasser-Spiegelschwankungen bewirkten (periodischen) Änderungen des Spannungszustandes im Boden,
- Setzungen infolge einer durch die Grundwasserströmung ausgelösten Erosion im Untergrund (Ausspülung feinsten Bodenteilchen, Suffosion),
- Setzungen durch Herauslösung wasserlöslicher Anteile des Grundwasserleiters.

Bei einer **Grundwasserabsenkung** verliert der trockenfallende Boden die vorher vorhandene Auftriebswirkung des Wassers, woraus eine Mehrbelastung der noch wassergesättigten Untergrundschichten resultiert, die schließlich zu Setzungen des Bodens und damit der Bauwerke führt. Sind diese z.B. ungleichmäßig gegründet bzw. hoch, kommt es zu Bauwerksschäden (meist Risse). Ein Grundwasseranstieg löst die umgekehrten Vorgänge aus, jedoch sind die Änderungsbeträge wesentlich geringer. Setzungen (oder Hebungen) können nur in setzungsfähigen Gesteinen, meist Lockergesteinen eintreten. In rolligen Lockergesteinen sind die Beträge meist geringer. In bindigen Böden sind **Setzungsvorgänge** weniger die Ursache der Gesamtsetzung (und des fehlenden Auftriebs). Hier resultieren die Vertikalverschiebungen nach PRINZ & STRAUß (2006) mehr aus Schrumpfungen als Folge der Wassergehaltsabnahme, die sich besonders bemerkbar machen, sobald das Grundwasser unter die Unterkante der bindigen Schicht absinkt bzw. der Kapillaraufstieg nicht mehr ausreicht, die Verluste durch Evapotranspiration zu ersetzen. Hierbei ist zwischen dem Eigenschrumpfen des Bodens und Schrumpfen unter Fremdeinflüssen zu unterscheiden. Bei stärker organischen Böden und durch Wasserabsenkung möglich gewordenem Luftzutritt kommt dazu noch ein Anteil aus der Zersetzung organischer Substanzen (z.B. Torf). Zu den Fremdeinflüssen gehört die besonders in Trockenzeiten zu beobachtende erhöhte Wasserentnahme durch Bäume, ohne dass ein

Einfluss von Grundwasserspiegelschwankungen vorliegt (sog. **Schrumpfsetzungen**) (DIN 1054). PRINZ & STRAUß (2006) nennen ein Beispiel, wonach die größte Saugwirkung des Wurzelwerkes einer 100-jährigen Stieleiche und das Setzungsmaximum 3 bis 4 m außerhalb der Kronentraufelag und der seitliche Einflussbereich bis 19 m vom Stamm reichte. Die Folge waren Setzungsschäden in einem Bauwerk. Setzungsschäden können auch dadurch entstehen, dass hölzerne Fundamente von historischen Bauwerken bei einer Erniedrigung des Grundwasserspiegels freigelegt werden, durch Luft Zutritt zu modern beginnen und so ihre Tragfähigkeit verlieren.

Zum Betrieb untertägiger Bergwerke ist aus Sicherheitsgründen das Grubenwasser „kurz“ zu halten z.B. im Ruhrgebiet (COLDEWEY & SEMRAU, 1994, 1999). Großräumige Grundwassersenkungen entstehen durch Bergbau (z.B. Steinkohlenbergbau im Ruhrgebiet (STRUCKMEIER 1990, Braunkohlegewinnung in der niederrheinischen Bucht; G. KELLER, 1969; SCHNEIDER, H., 1973, und im Mitteldeutschen und Lausitzer Revier). Durch den unterirdischen Steinkohlebergbau werden **Bergsenkungen** verursacht. Es entstehen Senkungsmulden, in denen das Sohlgefälle der Gewässer so verändert wird, dass die Vorflut umgekehrt werden kann. Zur Wiederherstellung der Vorflut sind technische Maßnahmen notwendig (z.B. Pumpbetrieb, Gewässerausbau etc.). Nach Abschaltung der Wasserhaltungen kann es zu Geländehebungen kommen (GOERKE-MALLET et al., 2001). Zur Beweissicherung sollten rechtzeitig genaue Nivellements ausgeführt werden, die auf standssichere Höhenpunkte außerhalb des betroffenen Gebietes bezogen werden. An bereits bestehenden Rissen der Bauwerke sind Gipsmarken anzubringen, die fortschreitende Öffnungen von Rissen und die zeitliche Abfolge der Rissbildung erkennen lassen.

Setzungen infolge **Ausspülung** feinsten Bodenteilchen sind bei Pumpversuchen in Lockergesteinen („Klarpumpen“) keineswegs selten. Sie können auch in zum Absanden neigenden, wenig verfestigten Sandsteinen auftreten (ENGEL & HÖLTING, 1970). Eine direkte Gefahr für vorhandene Bauwerke besteht aber meist deswegen nicht, weil Wassergewinnungsanlagen nicht in bebautem Gebiet angelegt werden.

Setzungen durch **Herauslösung** wasserlöslicher Anteile des Grundwasserleiters bleiben weit-

gehend auf verkarstungsfähige Gesteine wie Kalk- und Dolomitsteine, Gips, Steinsalz u.a. beschränkt. Da solche Lösungsvorgänge auch einen erhöhten Lösungsinhalt des geförderten Grundwassers bedeuten, den man aus technischen Gründen zu vermeiden sucht, sind solche Setzungen als Folge von Grundwasserentnahmen seltener.

4.8 Wasserrecht

Es ist meist nicht Aufgabe des Hydrogeologen, wasserrechtliche Entscheidungen zu treffen. Da er jedoch häufiger Entscheidungshilfen in Rechts- oder Verwaltungsverfahren zu leisten hat, sollten einige wasserrechtliche Grundkenntnisse für die praxisbezogene Tätigkeit vorhanden sein (GIESEKE et al., 1979).

Die Entwicklung des deutschen Wasserrechts ist ausführlich in BIESKE (1965, S. 1 043 ff.) dargestellt. Grundlage des Wasserrechts war ein Bundesgesetz als Rahmengesetz für die Länderwassergesetze, nämlich das „Wasserhaushaltsgesetz“ (WHG²⁴) vom 27. Juli 1957 (BGBl. I, S. 1110), in Kraft getreten am 1. März 1960. Dieses Gesetz ist vollständig neu gefasst worden und stellt nicht mehr wie früher ein Rahmengesetz dar, dessen Rahmen die Wassergesetze der Bundesländer ausfüllten. Es stellt in der Fassung vom 31. Juli 2009 (BGBl. I, S. 2585) ein in sich schlüssiges Gesamtgesetz dar, das am 1. März 2010 in Kraft getreten ist. Die Bundesländer haben die Möglichkeit, durch eigene Landeswassergesetze ergänzende Vorschriften zu erlassen. Das Wasserhaushaltsgesetz steht im Einklang mit einer Reihe von einschlägigen EU-Richtlinien, deren wichtigste die Richtlinie 2000/60/EG („WRRL 2000“) des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens im Bereich der Wasserpolitik ist.

Nachfolgend werden wichtige, das unterirdische Wasser betreffende Abschnitte des WHG zusammengefasst, ohne dass der Gesetzestext wörtlich zitiert wird. Hinsichtlich der juristischen Kommentierung wird auf juristische Spezialliteratur verwiesen.

Zweck des WHG ist es, durch eine nachhaltige Gewässerbewirtschaftung die Gewässer zu schützen (§ 1). Das Gesetz gilt für alle oberirdischen

4 Gewässer, die Küstengewässer und das Grundwasser (§ 2) und Teile von diesen, einschließlich künstlicher Gewässer. Die Eigentumsfrage wird bereits sehr früh, nämlich in § 4 behandelt. Danach ist Wasser eines fließenden oberirdischen Gewässers und Grundwasser nicht eigentumsfähig (§ 4, Abs. 2) und das Grundeigentum berechtigt nicht zu einer Gewässerbenutzung, die einer Genehmigung bedarf (§ 4, Abs. 3).

§ 6 WHG fordert, dass alle Gewässer nachhaltig so zu bewirtschaften sind, dass ein hohes Schutzniveau für die Umwelt insgesamt gewährleistet wird. Jede Gewässer- und damit auch Grundwasserbenutzung bedarf einer Erlaubnis oder Bewilligung (§ 8). Ausnahmen sind nur für vorübergehende Benutzungen zur Gefahrenabwehr möglich. Der Tatbestand der Benutzung ist in § 9 beschrieben. Die Erlaubnis und die Bewilligung sind in der Regel zeitlich befristet und können widerrufen werden (§ 18). Eine Erlaubnis wird meistens von der Unteren Wasserbehörde bzw. der für das Wasser zuständigen Ordnungsbehörde (i.d.R. Kreis oder Kreisfreie Stadt) erteilt. Rechtlich stärker ist die Bewilligung, die erteilt werden kann, wenn dem Benutzer eine Nutzung ohne gesicherte Rechtsstellung nicht zugemutet werden kann (§ 14). Wegen ihrer großen Rechtswirksamkeit wird die Bewilligung in einem öffentlichen Verfahren und meistens von der Oberen Wasserbehörde (z.B. Bezirksregierung/Regierungspräsidium) erteilt. Erlaubnisfrei sind als sogenannter Gemeingebrauch (Grundwasser-) Benutzungstatbestände, die durch Landesrecht näher zu regeln sind (§ 25).

Gemäß § 15 kann eine gehobene Erlaubnis erteilt werden, wenn hierfür ein öffentliches Interesse oder ein berechtigtes Interesse des Gewässerbenutzers besteht.

Nach § 49 sind Erdaufschlüsse, die sich unmittelbar auf das Grundwasser auswirken können, der (zuständigen Ordnungs-) Behörde anzuzeigen. Dies gilt auch für unabsichtlich erschlossenes Grundwasser. Die Behörde kann dann die Einstellung der Aufschlussarbeiten anordnen und eine Beseitigung oder den Ausgleich des Schadens verlangen.

Soweit es das Wohl der Allgemeinheit (Öffentliches Interesse) erfordert, können Wasserschutzgebiete festgesetzt werden, in denen bestimmte Handlungen verboten oder nur für beschränkt zulässig erklärt werden können (§ 51 und § 52).

Die Eigentümer von Flächen und Anlagen oder deren Nutzungsberechtigten können zur Duldung von festgesetzten Einschränkungen verpflichtet werden. Die durch das Gesetz entstehenden Vermögensschäden müssen entschädigt werden (§ 52).

Heilquellen sind nach der Definition des § 53, Abs. 1 natürlich zu Tage tretende oder künstlich erschlossene Wasser- oder Gasvorkommen, die Heilzwecken dienen. Die Landesregierungen können durch Rechtsverordnung, Heilquellenschutzgebiete festsetzen (§ 53, Abs. 4).

In § 62 ist der Umgang mit wassergefährdenden Stoffen geregelt. Danach müssen Anlagen zum Umgang (d.i. Lagern, Abfüllen, Herstellen und Behandeln) mit wassergefährdenden Stoffen so beschaffen, errichtet, unterhalten, betrieben und stillgelegt werden, dass eine nachteilige Veränderung der Eigenschaften von Gewässern nicht zu „besorgen“ ist. Diese Vorschrift gilt auch für Anlagen in der Landwirtschaft. Nach § 63 ist die Eignung derartiger Anlagen ausdrücklich festzustellen.

Zum Begriff „Besorgen einer schädlichen Verunreinigung“ nach § 34, Abs. 2, WHG (alter Fassung), hat das Bundesverwaltungsgericht in einem Urteil vom 26. Juni 1970 (IV C 90/96) Grundsätze aufgestellt. Nach dem Gesetz ist eine Lagerung von (wassergefährdenden) Stoffen nur dann zulässig, wenn für die Verunreinigung des Grundwassers keine noch so wenig nahe liegende Wahrscheinlichkeit besteht, die Verunreinigung also nach menschlicher Erfahrung unwahrscheinlich ist. Hinsichtlich dieser Anforderung ist jedoch zu differenzieren. Je größer der zu erwartende Schaden für das Grundwasser ist, wenn trotz aller Sicherungsmaßnahmen ein Unfall eintreten sollte, desto höhere Anforderungen müssen an die durch § 34 WHG (alte Fassung) verlangte Unwahrscheinlichkeit der Grundwasser- verunreinigung gestellt werden. Ob eine schädliche Verunreinigung zu besorgen, also nicht unwahrscheinlich ist, hängt immer von der Abwägung aller Umstände ab, aus denen sich der Anlass zur Besorgnis ergeben kann, unter anderem davon, wie groß die Wahrscheinlichkeit ist, dass verunreinigende Stoffe in das Grundwasser gelangen können, und wie nahe die Möglichkeit liegt, dass das auf diese Weise verunreinigte Grundwasser in Wasserentnahmestellen, besonders für Menschen gelangen wird. Bei den Gefah-

ren für das Grundwasser ist auch nicht nur die reine Lagerung in Rechnung zu stellen, sondern auch der Umgang mit diesen Stoffen (z.B. Umfüllvorgänge), der erfahrungsgemäß größeren Risiken, vor allem durch menschliche Unzulänglichkeiten ausgesetzt ist, als die eigentliche Lagerung. Diesen Gefahren trägt die seinerzeitige Neufassung des Wasserhaushaltsgesetzes in § 19-g bis -l Rechnung. Fasst man die Grundsätze zum Begriff der „**Besorgnis**“ zusammen, so ergibt sich, dass zwar zum Verbot einer Maßnahme, insbesondere der Lagerung wassergefährdender Stoffe, nicht die reine abstrakte Möglichkeit einer Grundwasserverunreinigung genügt, die Verunreinigung jedoch nach menschlicher Erfahrung unwahrscheinlich sein muss, wobei die menschliche Unzulänglichkeit zu berücksichtigen ist.

Die unbefugte Verunreinigung oder nachteilige Veränderung von Gewässereigenschaften einschließlich des Versuches steht unter Strafe (§ 324 des Strafgesetzbuches – StGB – vom 15. Mai 1871 in der Fassung vom 30. November 1998).

Im Übrigen sind zum Umweltrecht zahlreiche Gesetze, Verordnungen und Verwaltungsvor-

schriften vom Bund und den Ländern in Deutschland erlassen, die für den nur am Rande mit diesen Problemen befassten Fachmann kaum noch zu übersehen sind. Umso verdienstvoller ist es, dass eine systematische, gut überschaubare Sammlung von Rechtsvorschriften zu diesem Problembereich zusammengestellt wurde und laufend entsprechend den Neufassungen solcher Vorschriften ergänzt wird (BURHENNE, seit 1962; ROTH, seit 1982).

Zur Entschädigungsfrage bei Nutzungsbeschränkungen durch Festsetzung von Wasserschutzgebieten hat das Bundesverfassungsgericht eine wichtige Entscheidung getroffen. Nach diesem Urteil vom 28. Januar 1982 (Az. 1 BVR 77/78; „Kiesgrubenurteil“) ist ein aus wasserrechtlichen Gründen erlassenes Verbot, Kies im Grundwasserbereich abzubauen, keine Enteignung und muss deshalb nicht entschädigt werden. Die Rechtsprechung wirkt auf Grund der Allgemeingültigkeit des Grundsatzes der Nichterstreckung des Eigentums auf das Grundwasser weit über das Gebiet der Kiesnutzung hinaus.

5 Anmerkungen

- 1) Bundesverband der Energie- und Wasserwirtschaft, e.V., 2011.
- 2) GEWÄSSERKUNDLICHE JAHRBÜCHER des Bundes (Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz) und der Länder (Wasserwirtschaftsverwaltung).
- 3) www.infogeo.de (Stand: Oktober 2011).
- 4) www.bgr.de (Stand: Oktober 2011).
- 5) In einem Nachtrag erwähnt OSANN (1903), dass cand. chem. J. D'ANS in Darmstadt auf die Möglichkeit der Dreiecksdarstellung aufmerksam gemacht hat.
- 6) Mineral- und Tafelwasser-Verordnung (MTVO) vom 1. August 1984 (i.d.F. vom 1. Dezember 2006 (Berlin, 2006), in: BGBl. I, S. 1036; Download unter: http://www.mineralwasser.com/site/Zahlen_Fakten/gesetzliche_grundlagen.ph) (Stand: Oktober 2011).
- 7) Die Begriffe sind im „Kommentar der Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungs-orte und Heilbrunnen“ zusammengestellt (Download: www.baederland-niedersachsen.de/content/files/Begriffsbestimmungen.pdf) (Stand: Oktober 2011). Bäder der jeweiligen Typen sind im „Der Deutsche Bäderkalender“ aufgeführt, letzte Fassung April 2005 (erhältlich beim Deutschen Heilbäderverband e.V., Berlin und Flöttmann-Verlag GmbH, Gütersloh), Quelle: www.baederkalender.de.
- 8) Herausgegeben vom Deutschen Institut für Normung e.V., Vertrieb Beuth-Verlag, Berlin; Download unter: <http://www.bmvbs.de/cae/servlet/contentblob/31866/publicationFile/635/vob-2002-teile-a-und-b.pdf> (Stand: Oktober 2011).
- 9) Nach einer freundlichen Mitteilung des Autors hat er dieses Verfahren nicht veröffentlicht, aber sehr viel damit gearbeitet.
- 10) Die Grundwasserzuströmung zu einem vollkommenen und unvollkommenen Brunnen im freien und gespannten Grundwasser wurde von Herrn Dipl.-Math. Kories mit dem Programmsystem SPRING berechnet. Zu Grunde gelegt wurde eine Grundwassermächtigkeit $h_M = 12$ m im freien und $h_M = 14$ m im gespannten Grundwasser, ein Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 1 \cdot 10^{-4}$ m/s, ein Anisotropiefaktor von 1/3 und eine Förderrate $\dot{V} = 100\,000$ m³/a.
- 11) Bastian Abert, Poster der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft.
- 12) II. Teil „Schutzgebiete für Trinkwassertalsperren“, III. Teil „Schutzgebiete für Seen“.
- 13) „Wegleitung Grundwasserschutz“ (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern, Schweiz). Download unter: <http://www.baselland.ch/fileadmin/baselland/files/docs/bus/ae/wasser/wegleitung-grundwasserschutz.pdf> (Stand: Oktober 2011).
- 14) Zur Begriffsbestimmung siehe auch <http://www.deutscher-heilbaederverband.de>.
- 15) Download unter: http://bundesrecht.juris.de/bundesrecht/grwv_2010/gesamt.pdf (Stand: Oktober 2011).
- 16) <http://www.umweltbundesamt.de/fbu/index.htm>.
- 17) www.env-it.de (Stand: Oktober 2011).
- 18) Es wird empfohlen, die Aktualität der genannten Rechtsgrundlagen aufgrund der sich rasch ändernden Rechtslage auf den Internetseiten der zuständigen Bundes- und der Landesbehörden zu prüfen.
- 19) Das Pflanzenschutzmittelverzeichnis ist beim „Der Saphir Druck + Verlag“, Gutsstraße 15, 38551 Ribbesbüttel, zu erhalten, der von der Biologischen Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft (BBA), Braunschweig und dem Bundesamt für Verbraucherschutz und Lebensmittelsicherheit – (BVL, Bonn) – beauftragt ist, alle im Zusammenhang mit der Prüfung und Zulassung von Pflanzenschutzmitteln herausgegebenen Schriften, Verzeich-

5

nisse, Formulare und EDV-Daten herzustellen und/oder zu vertreiben. Quelle: <http://www.saphirverlag.de>. Aktuelles Verzeichnis ist unter: http://www.bvl.bund.de/DE/Home/homepage_node.html einzusehen (Stand: Oktober 2011).

- 20) Presseinformation des Umweltbundesamtes vom 08. August 2007, <http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-presse/2007/pdf/pd07-053.pdf> (Stand: Oktober 2011).
- 21) <http://www.fachdokumente.lubw.baden-wuerttemberg.de> (Stand: Oktober 2011).
- 22) Statistisches Bundesamt: <http://www.destatis.de/jetspeed/portal/cms> (Stand: Oktober 2011).
- 23) Hinweise für die wasserrechtliche Prüfung solcher Anlagen sind den Druckschriften „Grundlagen zur Beurteilung des Einsatzes von Wärmepumpen aus wasserwirtschaftlicher Sicht“ und „Merkblatt für die Nutzung von Grundwasser als Wärmequelle für Hauswärmepumpen“ der LAWA zu entnehmen.
- 24) Das Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen (LANUV) hat auf seiner Internetseite unter der Adresse www.lanuv.nrw.de/service/gesetze eine Vorschriftensammlung auf dem Gebiet Umwelt veröffentlicht. Die Sammlung wird ständig aktualisiert.
- 25) http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/pdf/PUB1238_web.pdf (Stand: Dezember 2011)
- 26) http://www.erdkunde.uni-bonn.de/download_unprotected/1988_42/EK_1988_42-3-01.pdf (Stand: Dezember 2011)
- 27) http://www.bundesrecht.juris.de/trinkwv_2001/index.html (Stand: April 2011)
- 28) <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3642.pdf> (Stand: Juli 2011)

6 Literatur

- ADAM, C., GLÄBER, W. & HÖLTING, B. (2000): Hydrogeologisches Wörterbuch. – 311 S.; Stuttgart (Enke).
- ADAMS, U. & MICHEL, G. (1989): Abbé Jean Paramelle (1790-1875), einer der ersten Hydrogeologen. – Schriften-Reihe d. FRONTINUS-Gesellschaft, **12**: 64-83, 8 Abb.; Bergisch-Gladbach.
- AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 3. Aufl., 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Aufl., 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl., 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen; Hannover (Staatliche geologische Dienste und Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- AD-HOC ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. – Geol. Jb., **G2**: 157 S., 15 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- AG BODENNUTZUNG in Wasserschutz- und Wasserschongebieten der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1992): Strategien zur Reduzierung standort- und nutzungsbedingter Belastungen des Grundwassers mit Nitrat. – 42 S., 9 Abb., 19 Tab.; Oldenburg (Dtsch. Bodenkdl. Ges.).
- AGARWAL, R.G., AL-HUSSAINY, R. & RAMEY, H.J. Jr. (1970): An investigation of wellbore storage and skin-effect in unsteady liquid flow. – Soc. Petrol. Eng. J., **10**: 279-290, 2 Abb., 9 Tab.
- AGARWAL, R. G. (1979): Real Gas Pseudo-Time – A new function for pressure buildup analysis of MHF gas wells. – SPE Paper, **8279**: 1-12, 12 Abb., 4 Tab.
- ALBERTSEN, M. & MATTHEB, G. (1977): Modellversuche zur Bestimmung des diffusionsbedingten Gastransportes in rolligen Lockergesteinen und ihre praktische Anwendung bei der Beurteilung belasteter Grundwässer. – Forschungsber. d. Dt. Ges. f. Mineralölwissenschaft u. Kohlechemie e.V., **146**: 58 S., 14 Abb., 15 Tab.; Hamburg.
- ALBERTZ, J. (2009): Einführung in die Fernerkundung: Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. – 4. Aufl., 254 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- ALBRECHT, M. C. (2003): Die Verwesung aus bodenkundlicher Sicht. – Schriftenreihe des Vereins für Wasser-, Boden-, und Lufthygiene, **113**: 75-134, 18 Abb., 12 Tab.; Berlin.
- ALEKIN, O.A. (1962): Grundlagen der Wasserchemie. – 260 S., 61 Abb., 72 Tab.; Leipzig (Dt. Verlag f. Grundstoffindustrie).
- ALTENBOCKUM, M. (2001): Arbeitshilfe Bodenluftsanierung: Ergebnisse einer Recherche zum Stand der Bodenluftsanierungspraxis mit Handlungsempfehlungen für die Planung und Durchführung von Bodenluftsanierungsmaßnahmen – Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz. – 176 S., 50 Abb., 22 Tab.; Essen.
- ALTHAUS, H. (1983): Transportverhalten in Grundwasserleitern – Bakterien und Viren. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **34**: 137-146, 4 Abb.; Frankfurt/M. (ZfGW).
- AMOOZEGAR, A. & WILSON, G.V. (1999): Methods for measuring hydraulic conductivity and drainable porosity. – in: SKAGGS, R.W. & VAN SCHILFGAARDE, J.: Agricultural Drainage, Agronomy, **38**: 1149-1205, 17 Abb., 2 Tab.; Madison, Wisc. (American Society of Agronomy).
- ARBEITSGEMEINSCHAFT Hydrogeologie der Geologischen Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1980): Erfahrungen mit klassischen und modernen Bohrmethoden bei der Erschließung von Grundwasser. – Geol. Jb., **C25**: 3-56, 3 Tab.; Hannover.
- ARBEITSKREIS GEOTECHNIK DER DEPONIE UND ALT- LASTEN (1993): Empfehlungen des AK Geotechnik der Deponien und Altlasten. – Bautechnik, **71**(9); Berlin (Ernst).
- ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG FH-DGG (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C19**: 3-98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- ARBEITSKREIS HUMAN- UND ÖKOTOXIKOLOGISCHE BEWERTUNG VON MARKIERUNGSMITTELN IN GEWÄSSERN (1997): Human- und ökotoxikologische Bewertung von Markierungsmitteln in Gewässern. – Grundwasser, **2**(2): 61 - 64, 2 Tab.; Berlin.

- ARMBRUSTER, J., BARTEL, H., ESSLER, H., HOLDERMANN, D., LILICH, W., MEZ, C., SCHNEPF, R., STRAYLE, G. & UEHLENDAHL, A.W. (1977): Pumpversuche im Porengrundwasserleiter – Arbeitsblatt. – 125 S., 10 Abb., 12 Anl.; Stuttgart (Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt, Baden-Württemberg).
- ASBRAND, M., FRISCH, H., HANAUER, B., LUDWIG, R.R., MIKAT, H., MIKULLA, CH., OSWALD, TH., RAUSCH, R., RIEGGER, J., SCHÖPFER, CH., TRACK, TH., UFRECHT, W. & VEIT, W. (2002): Hydrogeologische Modelle – Ein Leitfaden mit Fallbeispielen. – Schriftenreihe der dt. geol. Ges., **24**: 120 S., 69 Abb., 7 Tab.
- ATRI, F.R. (1985): Chlorierte Kohlenwasserstoffe in der Umwelt. – Schriftenreihe WaBoLu, **60**: 411 S.; Stuttgart (Fischer).
- ATV-Publikationen: siehe Liste am Schluss des Verzeichnisses.
- AUST, H. & KREYSING, K. (1978): Geologische und geotechnische Grundlagen zur Tiefversenkung von flüssigen Abwässern. – Geol. Jb., **C20**: X + 224 S., 20 Abb., 11 Tab.; Hannover.
- AUST, H., FRITSCH, J.-G. & SEDLACEK, R. (2000): Beseitigung von Abwässern und flüssigen Abfällen durch Tiefversenkung. – In: HÖSEL, BILITEWSKI, SCHENKEL & SCHNURER (2000): Müll-Handbuch, 12/00, **8195**: 4 Abb., 4 Tab.; Berlin (Schmidt).
- AXT, G. (1962): Die Kohlensäuregleichgewichte in Theorie und Praxis. – Vom Wasser, **28**: 208–226, 5 Abb.; Weinheim (Verlag Chemie).
- AXT, G. (1965): Mischwässer und Kalkaggressivität. – Vom Wasser, **32**: 423–439, 5 Abb., 1 Tab.; Weinheim (Verlag Chemie).
- AYLWARD, G. H. & FINDLAY, T. J. V. (2002): Datensammlung Chemie in SI-Einheiten. – Taschentext, 5. Aufl., 202 S.; Weinheim (Chemie-Physik).
- BAAS BECKING, L.G.M., KAPLAN, I.R. & MOORE, D. (1960): Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. – J. of Geol., **68**: 243–284, 34 Abb., 3 Tab.; Chicago (University of Chicago Press).
- BABUSCHKIN, W.D. & DAVIDOWITSCH, W.I. (1967): Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes durch Pumpversuche. – In: Handbuch des Hydrogeologen, 1. – 592 S., zahlreiche Abb. und Tab.; Leningrad (Nedra-Verlag).
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIB, R. (1994): Multivariate Analysemethoden. Eine anwendungsorientierte Einführung. – 7. Aufl., 549 S.; Berlin (Springer).
- BADON GHYBEN, W. (1889): Nota in verband met de vorrögenomen put boring nabij Amsterdam. – K. Inst. Ingen. Tijdschr., 8 – 22, 2 Abb.; The Hague.
- BAGROV, N.A. (1953): Über den vieljährigen Durchschnittswert der Verdunstung von der Oberfläche des Festlandes. – Met. i. Gidrol., **10**: 20–25, 1. Abb., 1. Tab.; Leningrad (russisch).
- BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, CH. (2008): Grundlagen der Geologie. – 3. Aufl., 411 S., 370 Abb., 51 Tab.; Heidelberg (Springer).
- BALKE, K.-D. (1974): Der thermische Einfluss besiedelter Gebiete auf das Grundwasser, dargestellt am Beispiel der Stadt Köln. – GWF Wasser/Abwasser, **115**(3): 117–124, 12 Abb.; München (Oldenbourg).
- BALKE, K.-D., BEIMS, U., HEERS, F.-W., HÖLTING, B., HOMRIGHAUSEN, R. & MATTHESS, G. (2000): Grundwassererschließung – Grundlagen, Brunnenbau, Grundwasserschutz, Wasserrecht. – In: MATTHESS, G. [Hrsg.]: Lehrbuch der Hydrogeologie, **4**: 740 S., 398 Abb., 83 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- BAMBERG, H.F., BUSSE, W., GINZEL, G., GLUGLA, G., SCHLINKE, K. & ZIEGERL, G. (1980): Kdt-Empfehlungen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung. – WTI-Sonderheft, **5/81**: 87 S., 23 Abb., 3 Tab., 3 Anl.; Nordhausen.
- BARENBLATT, G.I., ZHELTOV, I.P. & KOCHINA, I.N. (1960): Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. – Journ. Appl. Math. Mech., **24**(5): 1286–1303, 2 Abb.
- BATU, V. (1998): Aquifer hydraulics – a comprehensive guide to hydrogeologic data analysis. – 752 S., 300 Abb., 132 Tab.; New York (John Wiley & Sons).
- BAUMANN, H., SCHENDEL, U. & MANN, G. (1974): Wasserwirtschaft in Stichworten. – 204 S., 65 Abb., 43 Tab.; Kiel (Hirth).
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1990): Lehrbuch der Hydrologie, **1**, Allgemeine Hydrologie. – 673 S., 336 Abb., 127 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- BAYER, P., FINKEL, M. & TEUTSCH, G. (2004): Kombinierte „Pump-and-treat“-Barrieren-Systeme, Teil I: Minimierung der Grundwasserentnahmerate durch hydraulische Zusatzmaßnahmen. – Grundwasser, **9**(3): 173–180; Würzburg (Springer).
- BAYER, P., FINKEL, M. & TEUTSCH, G. (2004): Kombinierte „Pump-and-treat“-Barrieren-Systeme, Teil II: Vergleichende Kostenanalyse. – Grundwasser, **9**(3): 181–202; Würzburg (Springer).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (2000): Praxisratgeber für den Grundstückseigentümer. Regenwasserversickerung – Gestaltung von Wegen und Plätzen. – 50 S., zahlreiche Abb. und Tab.; München.
- BECKMANN, A., GERHARDT, M., ZITZWITZ, M., MARTIENSSSEN, M., KRIEG, R., GEISTLINGER, H. & SCHIRMER, M. (2007): Das OXYWALL-Projekt: Anwendung eines Verfahrens zur Direktgasinjektion von Sauerstoff zur in situ Sanierung von organisch kontaminierten Grundwässern. – Altlasten Spektrum, **16**(4): 153–159; Berlin (Erich Schmidt).
- DEUTSCHER HEILBÄDERVERBAND E.V. [Hrsg.] (2005): Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte

- und Heilbrunnen (1987). – 59 S. (Bonn), Deutscher Fremdenverkehrsverband (Frankfurt/M.), 59 S.
- BEGRIFFSBESTIMMUNGEN – Qualitätsstandards für die Prädikatisierung von Kurorten, Erholungsorten und Heilbrunnen (1998). – 11. Aufl., 82 S.; Bonn (Dtsch. Heilbäderverband, Dtsch. Tourismusverband).
- BELOCKY, R. & GRÖSEL, K. (2001): Spektral hochauflösende Fernerkundung zur Beurteilung und Überwachung der Umweltauswirkungen von Bergbautätigkeit – erste Ergebnisse des Projekts MINEO. – VGI, **3**(1); Wien.
- BENDER, F. (1984): Angewandte Geowissenschaften, **3**, Methoden der Hydrogeologie. – 213–366, 106 Abb.; Stuttgart (Enke).
- BENNER, L.H., COLDEWEY, W.G., WEBER, M. & WENZEL, H.-J. (1990): Neuartiges Meßsystem zur Registrierung und Auswertung der Felddurchlässigkeit. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 270–274, 3 Abb.; Hannover.
- BENNER, L.H., COLDEWEY, W.G., WEBER, M. & WENZEL, H.-J. (1991): Geländemethoden zur Wasserdurchlässigkeits-Bestimmung von Lockergesteinen unter besonderer Berücksichtigung von Bergematerial. – DMT Publik, **2**: 172 S., 31 Tab., 96 Anl.; Bochum.
- BENNER, L.H., BIRK, F., COLDEWEY, W.G., GEIERSBACH, R. & SCHMIDT, R. (1983): Untersuchungen zur Wasserdurchlässigkeit bindiger Böden. – Mitteilungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, **43**: 5–9, 1 Abb.; Bochum.
- BERTHOLD, S. (2009): Geophysikalischer Nachweis freier Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen. – Proceedings des DGFZ e.V., **39**: 230 S.; Dresden.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung. – Wasserwirtschaft, Wassertechnik (WWT), **14**(6): 165–169, 7 Abb., 3 Tab.; Berlin-Ost.
- BIALAS, Z. & KLECZKOWSKI, A.S. (1970): O przydatności niektórych wzorów empirycznych dla określania współczynnika filtracji k (Über den praktischen Gebrauch von einigen empirischen Formeln zur Bestimmung des Durchlässigkeitskoeffizienten k). – Archiwum Hydrotechniki (Warschau) 17.3. (1979): 405–417.
- BIERMANN, G. (1966): Neuzeitliche Sprengtechnik: Mittel, Verfahren, Anwendungsgebiete. – 367 S., 657 Abb.; Wiesbaden (Bauverlag).
- BIERSCHENK, W.H. (1964): Determining well efficiency by multiple step-drawdown tests. – Int. Assoc. Scientif. Hydrology, **64**: 493–507, 8 Abb., 1 Tab.
- BIESCHKE, F., MEYER, H.-H. & WENZEL, H.J. (1987): „Pumpdat“ – ein Programm zur Auftragung von Messdaten aus Pumpversuchen in Diagrammen mit unterschiedlicher Achsenteilung. – bbr, **38**(5): 203–207, 8 Abb.; Köln (Müller).
- BIESKE, E. (1965): Handbuch des Brunnenbaus, **2**: 1279 S., 662 Abb., 25 Taf.; Berlin (Schmidt).
- BIESKE, E. (1992): Bohrburgen. – 7. Aufl., 417 S., 202 Abb., 27 Tab.; München (Oldenbourg).
- BIESKE, E., RUBBERT, W. & TRESKATIS, CH. (1998): Bohrburgen. – 8. Aufl., 455 S., 206 Abb., 35 Tab.; München (Oldenbourg).
- BIETMANN, A. (2009): Modellierung der Grundwasserströmung und Charakterisierung der hydrochemischen Verhältnisse des Grundwassers im Wassergewinnungsgebiet Ahlntel (Emsdetten) bei der Anwendung einer neu entwickelten Betriebsweise eines Horizontalfilterbrunnens. – Münster. FORSCH. GEOL. PALÄONT., **104**: 129 S., 55 Abb., 12 Tab., 41 Anh.; Münster.
- BISWAS, A. K. (1970): History of hydrology. – 336 S., 94 Abb., 4 Tab.; Amsterdam (North-Holland Pub. Co.).
- BLUME, H.-P. (1990): Handbuch des Bodenschutzes – Bodenökologie und -belastung. Vorbeugende und abwehrende Schutzmaßnahmen. – 686 S., 293 Abb., 269 Tab., 9 Kt.; Landsberg (Ecomed).
- BLUME, H.-P., BRÜMMER, G.W., HORN, R., KANDELER, E., KÖGEL-KNABNER, I., KRETZSCHMAR, R., STAHR, K. & WILKE, B.-M. (2010): SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL – Lehrbuch der Bodenkunde. – 16. Aufl., 569 S., 245 Abb., 96 Tab.; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- BMI-FACHAUSSCHUSS WASSERVERSORGUNG UND UFERFILTRAT (1975): Uferfiltration. – 182 S., 15 Abb.; Bonn (Bundesministerium des Innern).
- BMI-FACHAUSSCHUSS WASSERVERSORGUNG UND UFERFILTRAT (1985): Künstliche Grundwasseranreicherung: Stand der Technik und des Wissens in der Bundesrepublik Deutschland. Empfehlung für weitere Untersuchungen und Anwendungsbereiche. – 559 S., zahlreiche Abb. und Tab.; Berlin (Bundesministerium des Innern).
- BMJ (Bundesministerium der Justiz) (2006): Verordnung über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (Trinkwasserverordnung – TrinkwV 2001). – 26 S., 6 Anl.; Berlin (BMJ). [Trinkwasserverordnung vom 21. Mai 2001 (BGBl. I, S. 959), die durch Artikel 363 der Verordnung vom 31. Oktober 2006 (BGBl. I, S. 2407) geändert worden ist.²⁷
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit) (2003): Hydrogeologischer Atlas von Deutschland. – Loseblattsammlung: 55 Kartenblätter mit Erläuterungen; Bearbeiter: Bundesanstalt für Gewässerkunde (Koblenz) und Institut für Hydrogeologie der Universität Freiburg.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit) (2008): Grundwasser in Deutschland. – 71 S., 39 Abb., 4 Tab.; Berlin.²⁸
- BODLÄNDER, G. (1900): Über die Löslichkeit der Erdalkalibarbonate in kohlesäurehaltigem Wasser. – Z. physikalische Chemie, **35**(1): 23–32, 3 Tab.; Leipzig (Verlag W. Engelmann).

- BODMAN, G.B. & COLEMAN, E.A. (1944): Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. – *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **8**: 116-121, 6 Abb., 3 Tab.; Madison, Wis. (SSSA).
- BOGENA, H., KUNKEL, R., SCHÖBEL, T., SCHREY, H. P. & WENDLAND, F. (2003): Die Grundwasserneubildung in Nordrhein-Westfalen. – *Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt*, **37**: 148 S., 22 Abb., 28 Tab., 22 Kt.; Jülich.
- BÖKE, E. (1977): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Januar-Niederschlag und Spiegelgang. – *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 223-233, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BÖTTCHER, J., STREBEL, O. & DUYNISVELD, W.H.M. (1989): Kinetik und Modellierung gekoppelter Stoffumsetzung im Grundwasser eines Lockergesteins-Aquifer. – *Geol. Jb.*, **C51**: 3-40, 15 Abb.; Hannover.
- BOGOMOLOV, G.W. (1958): Grundlagen der Hydrogeologie. – 187 S., 104 Abb., 18 Tab.; Berlin (Dt. Verl. der Wissenschaften).
- BOLSENKÖTTER, H., BUSSE, R., DIEDERICH, G., HÖLTING, B., HOHBERGER, K., REGENHARDT, H., SCHLOZ, W., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1984): Hydrogeologische Kriterien bei der Bemessung von Schutzgebieten für Grundwasserfassungen. – *Geol. Jb.*, **C36**: 34 S., 5 Abb., 6 Anl.; Hannover.
- BORCHERT, K. M., COLDEWEY, W. G., EFFENBERGER, K. & KORIES, H. (1995): Grundwassermanagement für die Verkehrsanlagen im Zentralen Bereich von Berlin (VZB-Berlin) – In: VCH, Alfred-Wegener-Stiftung [Hrsg.]: Von den Ressourcen zum Recycling: Geoanalytik - Geomanagement - Geoinformatik: 185-192, 3 Abb.; Berlin (Ernst & Sohn).
- BOONSTRA, J. (1989): SATEM: Selected Aquifer Test Evaluation Methods. A microcomputer program. – Publ., **48**: 80 S., 1 Diskette; ILRI (Internat. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen).
- BOULTON, N.S. & STRELTSOVA, T.D. (1976): Unsteady flow to a pumped well in a two-layered water-bearing formation. – *Journal of Hydrology*, **35**: 245-256, 5 Abb.
- BOURDET, D. & GRINGARTEN, A.C. (1980): Determination of fissure volume and block size in fractured reservoirs by type-curve analysis. – *Society of Petroleum Engineers of AIME*, **9293**: 1-21, 21 Abb., 2 Tab.
- BOURDET, D., WHITTLE, T.M., DOUGLAS, A.A. & PIRARD, Y.M. (1983): A new set of type curves simplifies well test analysis. – *World Oil*, **196**(6): 93-106, 10 Abb., 3 Tab.
- BOURDET, D., AYOUN, J.A. & PIRARD, Y.M. (1984): Use of Pressure Derivative in Well Test Interpretation. – *SPE Paper*, **12777**: 431-446, 16 Abb., 1 Tab.
- BRAUN-BLANQUET, J. (1964): Pflanzensoziologie. – 3. Aufl., 865 S., 442 Abb., 86 Tab.; Wien/New York.
- BRAUNS, J., SAUCKE, U. & SEMAR, O. (2002): Wider das „Fassungsvermögen“ von Brunnen zur Grundwasserabsenkung. – *Wasserwirtschaft*, **92**: 31-38, 9 Abb.; Wiesbaden.
- BRECHTEL, H.M. (1970): Wald und Retention. Einfache Methoden zur Erforschung der Bedeutung des Waldes für das Wasserdargebot. – *Dtsch. Gewässerkd. Mitt.*, **14**: 91-103, 8 Abb., 9 Tab.; Koblenz.
- BRECHTEL, H.M. (1973): Ein methodischer Beitrag zur Quantifizierung des Einflusses von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen auf die Grundwasserneubildung in der Rhein-Main-Ebene. – *Z. dt. geol. Ges.*, **124**: 593-605, 7 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- BRECHTEL, H.M. & PAVLOW, M.B. (1977): Niederschlagsbilanz von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen in der Rhein-Main-Ebene. – *Arbeitspapier*: 80 S., 83 Tab.; KWK-Arbeitsgruppe Wasserwirtschaft in der Kultur- und Erholungslandschaft; Bonn.
- BRILL, V. & KERNDORFF, H. (1986): Tendenzen bei der Erfassung von Stofftransportprozessen im Grundwasser im Bereich von Deponien mittels numerischer Modelle. – *Schriften-Reihe WaBoLu*, **64**: 157-170, 6 Abb.; Stuttgart (Fischer).
- BROCKHAUS ENZYKLOPÄDIE (1966-1974/1981): Brockhaus Enzyklopädie in 25 Bänden, 17. Auflage; Leipzig (Brockhaus).
- BUCHER, T. (2007): Identification and mapping of materials containing hydrocarbons by merging the data from two remote sensing platforms. – In: KNÖDEL, K., LANGE, G. & VOIGT, H.-J. (2007): *Environmental Geology. Handbook of field methods and case studies.* – 149-150; Berlin (Springer).
- BURRE, O. (1960): Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. – *Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, **30**: 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- BURHENNE, W. (ab 1962): *Umweltrecht, laufend ergänzte Sammlung der Rechtsvorschriften des Bundes und der Länder.* – *ESV Handbücher zum Umweltschutz*; Berlin (Schmidt).
- BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L. (1974): *Geohydraulik.* – 2. Aufl., 442 S., 277 Abb., 58 Tab.; Stuttgart (Enke).
- BUSCH, K.-F., LUCKNER, L. & TIEMER, K. (1993): *Geohydraulik.* – In: MATTHEB, G. [Hrsg.]: *Lehrbuch der Hydrogeologie*, **3**: 497 S., 238 Abb., 50 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- CARLÉ, W. (1954): Stockwerke und Wanderwege von Mineralwässern in Franken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **106**: 118-130, 6 Abb.; Hannover.
- CARLÉ, W. (1975): *Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa.* – 643 S., 14 Abb., 1 402 Tab., 15 Kt.; Stuttgart (Wissenschaftl. Verlagsges.).
- CARLSON, S. (1970): Das Redoxmilieu als Faktor der Keimabtötung. – *Schriftenreihe des Vereins f. Was-*

- ser-, Boden- u. Lufthygiene, **31**: 21–39; Stuttgart (Fischer).
- CARMÍ, I. & GAT, J.R. (1994): Estimating the turnover time of groundwater reservoirs by the helium-3/tritium method in the era of declining atmospheric tritium levels: Opportunities and limitations in the time bracket 1990–2000. – *Israel J. Earth Sci.*, **43**: 249–253.
- CHALMERS, A., DAW, G.P. & SCOTT, R. A. (1979): A modified Form of Aquifer Depletion/ Recovery Test for Assessing Potential Water Makes into Deep Excavations. – International Congress on Rock Mechanics, **2**: 67–72, 6 Abb., 1 Tab.
- CHAPMAN, T.G. (1957): Two-dimensional ground-water flow through a bank with vertical faces. – *Géotechnique*, **7**(1): 35–40, 9 Abb.; London (Thomas Telford Publishing).
- CHIDLEY, T.R.E. & PIKE, J.G. (1970): A generalised computer program for the solution of the Penman equation for evapotranspiration. – *J. Hydrol.*, **10**: 78–89.
- CHILINGAR, G.V. (1958): Chemical composition of oil-field waters from Apsheron Peninsula, Azerbaidzhan SSR: A summary. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **14**: 168–172, 1 Abb., 4 Tab.; London (Pergamon).
- CHILINGARIAN, G.V. & VORABUTR, P. (1981): Drilling and Drilling Fluids. – 767 S.; Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- CLARA, M., GANS, O., HUMER, F., WEIß, S. & ZIERITZ, I. (2010): Antibiotika im Grundwasser. Sondermessprogramm im Rahmen der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung. – *Perspektive für Umwelt & Gesellschaft*. – 57 S., 9 Abb., 13 Tab.; Wien.
- CLARK, I.D. & FRITZ, P. (1997): Environmental isotopes in hydrogeology. – 328 S., zahlr. Abb. und Tab.; Boca Raton (Lewis).
- COLDEWEY, W.G. (1976): Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft im mittleren Emschergebiet. – *Mitteilungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse*, **38**: 143 S., 15 Abb., 33 Tab., 71 Anl.; Bochum.
- COLDEWEY, W.G. (1980): Formblatt zur Archivierung und Umrechnung von Wasseranalysen. – *bbr*, **31**(8): 355–356 u. 361, 2 Abb.; Köln.
- COLDEWEY, W.G. (1981): Hydrogeologie und Hydrochemie der Quellen im Twiste-Tal zwischen Warburg und Welda. – *bbr*, **32**(3): 95–100, 4 Abb., 1 Tab., Anh.; Köln.
- COLDEWEY, W.G. (1993): Archivmaterial. – In: WEBER, H.H. & NEUMAIER, H. [Hrsg.]: *Altlasten*. – Erkennen, Bewerten, Sanieren. – 2. Aufl., 44–73; Berlin (Springer).
- COLDEWEY, W.G., DIERKES, C., GEIGER, W.F., GÖBEL, P. & KORIES, H. (2001): Einfluss der Niederschlagsversickerung auf den Wasserhaushalt einer Stadt. – *Regenwassernutzung und -bewirtschaftung im internationalen Kontext*. – *Internationale Regenwassertage* 2001, Schriftenreihe fbr, **8**: 173–178, 2 Abb.; Darmstadt.
- COLDEWEY, W.G., GEHRKE, S., HELM, R., KORIES, H. & PRASSE, C. (1986): CHEMDAT – Ein Programm zur Bearbeitung von chemischen Wasseranalysen. – *Mitteilungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse*, **46**: 48 S., 7 Abb., 25 Anl.; Bochum.
- COLDEWEY, W.G., GEIERSBACH, R. & PASCHMANN, T. (1987): WABESY – Ein Meßsystem zur automatischen Registrierung von Pumpversuchsdaten. – *bbr*, **38**(5): 208–209, 5 Abb.; Köln.
- COLDEWEY, W.G., GÖBEL, P., GEIGER, W.F., DIERKES, C. & KORIES, H. (2001): Effects of stormwater infiltration on the water balance of a city. – In: SEILER, K.P. & WÖHNLI, S. [Hrsg.]: *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*. – *Proceedings of the XXXI. International Association of Hydrogeologists Congress*, München, 10.–14. September 2001. – 701–702, 1 Abb.; Lisse (Balkema).
- COLDEWEY, W.G., GÖBEL, P., GEIGER, W.F., FACH, S. & KORIES, H. (2002): Management of rainwater infiltration to an urban area (Ruhr district, Germany). – *Proceedings of the 2nd International Conference „New Trends in Water and Environmental Engineering for Safety and Life: Eco-compatible Solutions for Aquatic Environments“*, 24.–28. Juni 2002. – 196–197, 1 Abb.; Capri/Italien.
- COLDEWEY, W.G., GÖBEL, P. & GÜTTLER (2004): Untersuchungen zur Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit im Rahmen der Planung und Beurteilung von Deponiestandorten in festen und wechselfesten Gesteinen. – *DMT Berichte aus Forschung und Entwicklung*, **154**: 98 S., 26 Abb., 15 Tab., 1 Anh.; Bochum.
- COLDEWEY, W.G., GÖBEL, P. & STRIEGEL, K.-H. (2002): Standardisation of hydraulic tests for determining hydraulic conductivity. – *IAHR-International Groundwater Symposium „Bridging the gap between Measurements and Modelling in Heterogeneous Media“*, 25.–29. März 2002. – 282–285; Berkeley, Californien/USA.
- COLDEWEY, W.G., HÜLSMANN, K.H., KLAPPERICH, H. & THEIN, J. (1994): Underground Disposal of Waste in the Federal Republic of Germany. – *Proceedings of Third International Conference on Environmental Issues and Waste Management in Energy and Mineral Production*, 461–469; Perth.
- COLDEWEY, W.G. & KLINGER, C. (2000): Characterization of the Geological and Hydrogeological Situation, Effects on Natural Geochemical Barriers and Remediation. – In: REHM, H.-J., REED, G., PÜHLER, A. & STADLER, P. [Hrsg.]: *Biotechnology*, **11b**: *Environmental Processes II Soil Decontamination*, 43–59, 8 Abb.; Weinheim (Wiley-VCH).
- COLDEWEY, W.G., KORIES, H. & SIMSCH, K. (1998): Modellierung von Grundwasserströmungen und Stoff-

6

- transport bei der hydraulischen Sanierung, dargestellt an Kokereisstandorten im Ruhrgebiet. – BrachflächenRecycling, **2/1998**: 47-51, 2 Abb.; Essen.
- COLDEWEY, W.G., KORIES, H. & WEDEWARDT, M. (1999): Groundwater Management for large building sites in the central area of Berlin. – Civil and Environmental Engineering Conference, Proceedings, **5(2)**: 135-143, 3 Abb.; Bangkok.
- COLDEWEY, W.G. & KRAHN, L. (1991): Leitfaden zur Grundwasseruntersuchung im Festgestein bei Altablagerungen und Altstandorten. – 142 S., 34 Abb., Anh.; Düsseldorf.
- COLDEWEY, W.G. & LÖHNERT, E.P. [Hrsg.] (1997): Grundwasser im Ruhrgebiet – Probleme, Aufgaben, Lösungen. – Vortrags- und Posterzusammenfassungen der Tagung der Deutschen Montan Technologie, GeoCongress, **3**: 350 S.; Köln (Sven von Loga).
- COLDEWEY, W.G. & MÜLLER, M. (1985): Auswertung von Wehrmessungen und Umrechnung von Abflußeinheiten mit einem alphanumerischen Tischrechner. – bbr, **36(10)**: 390-394, 4 Abb.; Köln.
- COLDEWEY, W.G. & SCHÖPEL, M. (1981): Hydrogeologie und Hydrochemie von zwei Regenerationswasservorkommen im Ruhrgebiet sowie die Sanierung in einem Fall. – Münstersche Forschung zur Geologie und Paläontologie, **54**: 1-24, 6 Abb.; Münster.
- COLDEWEY, W.G. & SEMRAU, L. (1994): Mine Water in the Ruhr Area (Federal Republic of Germany). – Proceedings 5th International Mine Water Congress, 613-629, 7 Abb.; Nottingham.
- COLDEWEY, W.G. & SEMRAU, L. (1999): Problems and Solutions of Mine Water Handling in German Coal Mining. – International Mining and Environmental Congress "Clean Technology: Third Millennium Challenge", 12. – 16. July 1999, Lima, Peru, 621-634; Lima.
- COLDEWEY, W.G. & WAGNER, C. L. (1994): Erfassung und Weiterverarbeitung von Daten im Hinblick auf die Altlastensanierung. – DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung, **22**: 64 S., 1 Abb., 3 Tab., 4 Anh.; Bochum.
- COLOMBO, U., GAZZARINI, R., KNEUPER, G., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1968): Das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope von Steinkohlen und kohlenbütigem Methan in Nordwestdeutschland. – Z. angew. Geol., **14(5)**: 257-264, 17 Abb.; Berlin.
- COOK, P.G. & SOLOMON, D.K. (1997): Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, $^3\text{H}/^3\text{He}$ and ^{85}Kr . – J. Hydrol., **191**: 245-265.
- COOPER, H.H. & JACOB, C.E. (1946): A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. – Trans. Am. Geoph. Union, **27**: 526-534, 5 Abb., 1 Tab.; Richmond, Va.
- COOPER, H.H., BREDEHOEFT, J.D. & PAPADOPULOS, I.S. (1967): Response of a Finite-Diameter Well to an Instantaneous Charge of Water. – Water Resources Research, **3(1)**: 263-269, 6 Abb., 3 Tab.
- CORNELSEN, M. (2003): Sanierungskostenrelevante Einflussgrößen bei dem Bau und der Betriebsführung von Grundwassersanierungsanlagen. – Altlasten Spektrum, **12(1)**: 23-27; Berlin (Erich Schmidt).
- CORREA, A.C.F. & RAMEY, H.J.JR. (1987): A Method for Pressure Buildup Analysis of Drillstem Tests. – SPE Paper, **16802**: 529-541, 13 Abb., 4 Tab.
- CZYCHOWSKI, M. (1998): Wasserhaushaltsgesetz unter Berücksichtigung der Landeswassergesetze und des Wasserstraßrechts (Kommentar in Nachfolge von GIESEKE, E., WIEDEMANN, W. & CZYCHOWSKI, M.). – 1423 S.; München (Beck).
- DALMADY, Z. VON (1927): Zur graphischen Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer. – Z. Ges. phys. Therapie, **34**: 144-148.
- DAMRATH, K., KOBUS, H., SCHÖTTLER, U. & ZIPPEL, K. (1979): Wasserinhaltsstoffe im Grundwasser – Reaktionen, Transportvorgänge und deren Simulation. – Umweltforschungsplan des BMI – Wasserwirtschaft, Bericht **4/79**, 232 S.; Berlin (Schmidt).
- DANEL, P. (1953): The measurement of ground-water flow. – Proc. Ankara Symp. Arid. Zones Hydrol.: 99-107; Paris (Unesco).
- D'ANS, J. & LAX, E. (1992): Taschenbuch für Chemiker und Physiker, **1**. – 768 S., 107 Abb.; Berlin (Springer).
- DARCY, H. (1856): Les fontaines publiques de la ville Dijon. – 674 S.; Paris (Dalmont).
- DAVIDENKOFF, R. (1965): Angenäherte Ermittlung des Grundwasserzuflusses zu einer in einem durchlässigen Boden ausgehobenen Grube. – Mitt.-Bl. Bundesanst. Wasserb., **7**.
- DAVIES, J.C. (1986): Statistics and Data Analysis in Geology. – 646 S.; New York (Wiley).
- DAVIS, K.S. & DAY, J.A. (1961): Das Wasser – Der Spiegel der Wissenschaft. – Natur und Wissen, **W 16**: 222 S., 22 Abb.; München, Wien, Basel (Verlag Kurt Desch).
- DAVIS, N.S. & DE WIEST, R.J.M. (1966): Hydrogeology. – 463 S., 277 Abb., 32 Tab.; New York (Wiley).
- DAVIS, J.B. (1967): Petroleum Microbiology. – 604 S., 208 Abb., 160 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- DEBYE, P. & HÜCKEL, E. (1923): Zur Theorie der Elektrolyte. – Phys. Z., **24**: 185-206 und 305-325; Leipzig.
- DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU e.V. [Hrsg.] (1982): Grundbegriffe der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie. – 2. Aufl., 426 S., 46 Abb., 9 Tab.; Essen (Verlag Glückauf GmbH).
- DEUTSCHER BÄDERVERBAND (1995): Bäderkalender (1. Aufl. 1975). – 680 S., 2 Kt.; Gütersloh (Flötmann).

- DEUTSCHER GEWÄSSERSCHUTZ (2005): Lebensraum Grundwasser. – Schriftenreihe der Vereinigung Deutscher Gewässerschutz, **68**: 31 S.; Bonn.
- DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (1986): Wasser- und Stoffhaushalt von Abfalldeponien und deren Wirkung auf Gewässer. Ergebnisse eines fünfjährigen interdisziplinären Forschungsprogramms. – COLLINS, H.-J. [Koord.], SPILLMANN, P. [Hrsg.]: 337 S., 104 Abb., 63 Tab., Weinheim, Deerfield Beach, FL (VCH).
- DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (1995): Schadstoffe im Grundwasser. – SPILLMANN, P., COLLINS, H.-J., MATTHEB, G. & SCHNEIDER, W. [Hrsg.]: **2**: 737 S., 368 Abb., 112 Tab.; Weinheim (VCH).
- DIEDERICH, G. & HÖLTING, B. (1980): Grundwasserdargebot in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 197–202, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DIENERT, F. (1913): Remarques au sujet des expériences avec la fluorèsceine. – C. R. Acad. Sci., 157: 660–661; Paris.
- DIERKES, C. & GEIGER, W.F. (1999): Pollution retention capabilities of roadside soils. – Water Science and Technology, **39**: 201–208.
- DIETZ, F. (1975): Die Borkonzentration in Wässern als ein Indikator für Gewässerbelastung. – GWF Wasser/Abwasser, **116**(7): 301–308, 10 Abb., 3 Tab.; München (Oldenbourg).
- DIN-Normen: siehe Liste am Schluss des Verzeichnisses.
- DODT, J., BORRIES, H.W., ECHTERHOFF-FRIEBE, M. & REIMERS, M. (1987): Die Verwendung von Karten und Luftbildern bei der Ermittlung von Altlasten. – 124 S., 57 Abb., 13 Tab., 7 Anh., 9 Anl.; Düsseldorf.
- DODT, J., MARK, H. & SCHEWE, J. (1999a): Nutzungstypische Kontaminationen auf militärischen Liegenschaften in Nordrhein-Westfalen – Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz. – 43 S., 1 Abb., 11 Anh.; Essen.
- DODT, J., MARK, H. & SCHEWE, J. (1999b): Erhebungen über Altlastverdachtsflächen auf militärischen Liegenschaften – Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz. – 95 S., 31 Abb., 30 Tab., 2 Anh., 5 Anl.; Düsseldorf.
- DODT, J., MARK, H., SCHEWE, J., WENNEMANN, J., MEINERS, H.G., BAVAJ, I. & HUDEC, B. (2001): Arbeitshilfe für flächendeckende Erhebungen über Altstandorte und Ablagerungen – Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz. – 296 S., 28 Abb., 2 Tab., 1 Anh.; Essen.
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. – Geol. Jb., C27: 45–65; Hannover.
- DÖRPINGHAUS, E.H. (1991): Meerquellen und ihre Nutzung. – Wasserwirtschaft, **81**: 20–25, 4 Abb.; Wiesbaden (Springer).
- DROST, W., MOSER, H., NEUMAIER, F. & RAUERT, W. (1972): Isotopenmethoden in der Grundwasserkunde. – Informationsheft des Büros EURISOTOP. Ser. Monogr., **16**(61); Brüssel.
- DU, P., SUN, H. & ZHANG, W. (2009): Target identification from high resolution remote sensing image by combining multiple classifiers. – Lecture Notes in Computer Science, **5519**: 408–417; Heidelberg (Springer).
- DÜRBAUM, H.J. (1969): Der Durchlässigkeitsbeiwert von Lockergesteinen und seine Bestimmung. – Kap. **6.11**. In: RICHTER, W. & WAGER, R. [Hrsg.]: Hydrogeologie. In: BENTZ & MARTINI: Lehrbuch der Angew. Geologie, **II/2**; Stuttgart (Enke).
- DÜRBAUM, H.J., MATTHEB, G. & RAMBOW, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. – Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **97**: 258–274, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- DUPUIT, A.J. (1863): Etudes théorétiques et pratiques sur le mouvement des eaux à travers les terrains perméables. – 2. Aufl., 304 S., 6 Taf., 2 Tab.; Paris (Dunod).
- DVGW-Publikationen: siehe Liste am Schluss des Verzeichnisses.
- DVWK-Publikationen: siehe Liste am Schluss des Verzeichnisses.
- DWA-Publikationen: siehe Liste am Schluss des Verzeichnisses.
- DYCK, S. (1986): Adolf Thiem – Pionier der Grundwasserwerke – zu seinem 150. Geburtstag. – Wasserwirtsch. Wassertechn., **36**(2): 31–32, 1 Abb.; Berlin.
- DYCK, S. & CHARDABELLAS, P. (1963): Wege zur Ermittlung der nutzbaren Grundwasserreserven. – Ber. Geol. Ges. DDR, **8**: 245–262; Berlin.
- ECKL, H., HAHN, J. & KOLDEHOFF, C. (1995): Empfehlungen für die Erstellung von hydrogeologischen Gutachten zur Bemessung und Gliederung von Trinkwasserschutzgebieten – Schutzgebiete für Grundwasser. – Geol. Jb., **C63**: 25–65, 5 Abb.; Hannover.
- EINSELE, G., JOSOPAIT, V., SEILER, K.P. & WERNER, J. (1983): Tiefe Grundwässer. Bedeutung, Begriffe, Eigenschaften, Erkundungsmethoden. – DVWK-Schriften, **61**: 1–107, 28 Abb., 3 Tab.; Hamburg (Parey).
- EHRIG, H.-J. (1978): Beiträge zum quantitativen und qualitativen Wasserhaushalt von Mülldeponien. – Veröffentlich. Inst. f. Stadtbauwesen d. TU Braunschweig, **26**: 221 S.; Braunschweig.
- ELLENBERG, H., WEBER, H.E., WIRTH, V., WERNER, W. & PAULSZEN, D. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. – 2. Aufl., Scripta Geobotanica, **18**: 258 S.; Göttingen (Lehrstuhl f. Botanik).
- ENGEL, F. & HÖLTING, B. (1970): Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse und die Erschließung des Grundwassers der Wasserwerke Stadtallendorf und

- Wohratal (Ldkrs. Marburg). – Wasser u. Boden, **22**(5): 105–111, 8 Abb.; Hamburg.
- ENGELHARDT, W. VON (1960): Der Porenraum der Sedimente. – 207 S., 83 Abb., 39 Tab.; Berlin (Springer).
- EKWURZEL, B., SCHLOSSER, P., SMETHIE JR., W.M., PLUMMER, L.N., BUSENBERG, E., MICHEL, R.L., WEPPEINIG, R. & STUTE, M. (1994): Dating of shallow groundwater: comparison of the transient tracers $^3\text{He}/^3\text{H}$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr . – *Water Res.*, **30**(6): 1639–1708.
- EXLER, H. J. (1972): Ausbreitung und Reichweite von Grundwasserverunreinigungen im Unterstrom einer Mülldeponie. – *GWf Wasser/Abwasser*, **113**(3): 101–148, 13 Abb., 4 Tab.; München (Oldenbourg).
- EUROPEAN STANDARDS FOR DRINKING-WATER (1970): Second edition. World Health Organization; 58 S., Geneva. (Download unter http://whqlib.doc.who.int/publications/European_standards_for_drinking-water.pdf)
- FACHGRUPPE WASSERCHEMIE: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlamm-Untersuchung. – Loseblattsammlung; Weinheim (Verlag Chemie).
- FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE IN DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN [Hrsg.] (2010): Hydrogeologische Modelle, Bedeutung des Hydrogeologischen a priori- Wissens. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften; **70**: 68 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- FAIR, G.M. & GEYER, J.C. (1961): Wasserversorgung und Abwasserbeseitigung. – Dtsch. Bearb. B. DIETERICH, 969 S., 262 Abb.; München (Oldenbourg).
- FETTER, C.W. (2004): Hydrogeology: a short history. – *Ground Water*, Teil 1, **42**(5): 790–792, Teil 2, **42**(6): 949–953; Malden, MA (John Wiley & Sons, Inc.).
- FILATOW, K.W. (1956): Die Gravitationshypothese zur Formierung der chemischen Zusammensetzung der Grundwässer von Plattformdepressionen. – 208 S., 48 Abb., 55 Tab.; Moskau (Verlag der Akademie der Wissenschaften der UdSSR).
- FLINSPACH, D. (1996): Wassergewinnung und Wasserwirtschaft. – DVGW [Hrsg.], Lehr- und Handbuch Wasserversorgung, **1**: 965 S., graph. Darst.; München (Oldenbourg).
- FLÜGEL, W. A. (1979): Untersuchungen zum Problem des Interflow. – Heidelberg. Geograph. Arbeiten, **56**: 170 S., 39 Abb., 60 Tab., 3 Kt.; Heidelberg (Geogr. Inst.).
- FOKEN, T. (2006): Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologische Methoden. – 2. Aufl., 325 S., 112 Abb., 99 Tab.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- FÖRSTNER, U. & MÜLLER, G. (1974): Schwermetalle in Flüssen und Seen als Ausdruck der Umweltverschmutzung. – 225 S., 83 Abb., 59 Tab.; Berlin (Springer).
- FÖRCHHEIMER, P. (1898): Grundwasserspiegel bei Brunnenanlagen. – *Z. österr. Ing. Verein*, **44**: 645 – 649 (Teil 1), 679 – 685 (Teil 2), 12 Abb., 5 Tab.
- FORSCHUNGSGESELLSCHAFT FÜR STRAßEN- UND VERKEHRSWESSEN (2002): RiStWag – Richtlinien für bautechnische Maßnahmen an Straßen in Wasserschutzgebieten [FGSV-Nr. 514]. – 69 S., 15 Abb., 3 Tab.; Köln (FGSV).
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. (1979): *Groundwater*. – XVIII + 604 S., 197 Abb., 42 Tab.; Englewood Cliffs, N.J. (Prentice-Hall, Inc.).
- FRESENIUS, W. & QUENTIN, K.-E. (1970): Untersuchung der Heil- und Mineralwässer. – In: *Handbuch der Lebensmittelchemie*, **8**(1 + 2): 862–1042, 22 Abb.; Berlin (Springer).
- FRESENIUS, W. (1975): Einführung in die Chemie und Charakteristik der Heilwässer und Moore. – In: *Deutscher Badekalender*, 53–70, 3 Tab.; Gütersloh (Flöttmann Verlag).
- FRICKE, K. (1953): Der Schwermetallgehalt der Mineralquellen. – *Z. Erzbergbau u. Metallhüttenwes.* N.F., **6**: 257–266, 4 Abb., 1 Taf.; Stuttgart (Riederer).
- FRICKE, K. & QUERFURTH, H. (1972): Moderne Technik der CO_2 -Prospektion. – *Der Mineralbrunnen*, **22**(2): 5 Abb.; Bonn-Bad Godesberg.
- FRIEDRICH, W. (1954): Lysimetermessungen und andere gewässerkundliche Verfahren zur Ermittlung der Grundwassererneuerung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **106**: 41–48, 4 Abb.; Hannover.
- FRIEDRICH, W. (1961): Neue Werte für die Grundwassererneuerung (nach Lysimetermessungen). – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 12–21, 3 Abb.; Darmstadt.
- FRITSCH, P., KNAUS, W., MERKL, G., PREININGER, E., RAUTENBERG, J., WEIB, M. & WRICKE, B. (2011): MUTSCHMANN & STIMMLMAYR – Taschenbuch der Wasserversorgung. – 15. Aufl., XLII + 931 S., 422 Abb., 286 Tab.; Wiesbaden (Vieweg+Teubner Verlag).
- FRITZ, P., CHERRY, J. A., WEYER, K. U. & SKLASH, M. (1976): Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. – In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY: Interpretation of Environmental Isotopes and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. – 111–130, 12 Abb., 2 Tab.; Wien (IAEA).
- FRONTINUS, S. (1982): Wasserversorgung im antiken Rom. – *Frontinus Gesellschaft* [Hrsg.]: 215 S., 102 Abb.; München (Oldenbourg).
- FUCHS, S. (2010): Deterministische k_f -Wert-Schätzung nach petrografischer Bohrgutansprache. – *Grundwasser*, **15**(3): 177–189, 6 Abb., 7 Tab.; Heidelberg.
- FUHRMANN, W. (1981): Auswirkung von Bitumen und Asphalt auf das Wasser aus Sicht des Umweltschutzes. – *Wasser u. Boden*, **33**(12): 1 Taf.; Hamburg (Parey).
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H.-R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und

- Grundwassertypen mittels Kennzahlen. – Mem. IAH-Congress, 1965, **7**: 89–96, 5 Abb.; Hannover.
- GATZ, K.-W., HORALEK, U., LORENZ, D., OBST, U. & ZIPFEL, K. (1987): Erfassung der raumzeitlichen Veränderungen der Strömungs- und Qualitätsverhältnisse in einem ufernahen Grundwasserbereich des Oberrheingrabens. – GWF Wasser/Abwasser, **128**(2): 104–111; München (Oldenbourg).
- GEIGER, W., DREISEITL, H. & STEMPEL, J. (2009): Neue Wege für das Regenwasser – Handbuch zum Rückhalt und zur Versickerung von Regenwasser in Baugebieten. – Emschergenossenschaft, Essen [Hrsg.]: 3. Aufl., 256 S., 124 Abb., 6 Tab., 4 Anl.; München (Oldenbourg-Industrieverlag).
- GEORGOTAS, N. & UDLUFT, P. (1973): Schwermetallgehalt und Mineralisation der fränkischen Saale in Abhängigkeit der Wasserführung. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 545–554, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- GERB, L. (1953): Reduzierte Wässer. – GWF Wasser/Abwasser, **94**: 87–92, 157–161; München (Oldenbourg).
- GERB, L. (1958): Grundwassertypen. – Vom Wasser, **25**: 16–47, 6 Tab.; Weinheim/Bergstraße (Chemie).
- GERSTER, G. (1982): Wasserkänäle unter der Wüste – Qanate im iranischen Hochland. – Bild der Wissenschaft, **2**: 32–37, 6 Abb.; Leinfelden-Echterdingen.
- GEYH, M.A. (1982): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – 276 S., 42 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Darmstadt (Wissenschaftl. Buchgesellschaft).
- GEYH, M.A. (1988): Methoden der Umweltisotope. – In: SCHNEIDER, H. (1988): Die Wassererschließung: 339–353; Essen (Vulkan-Verl.).
- GEYH, M.A. (2000): Groundwater: Saturated and Unsaturated Zone. – In: MOOK, W. [Hrsg.]: Environmental Isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications – Technical Documents in Hydrology, **39**(IV): 196 S.; Paris.
- GEYH, M.A. & MICHEL, G. (1979): Hydrochemische und Isotopenphysikalische Entwicklung des Grundwassers im Paderborner Aquifer. – gwf-wasser/abwasser, **12**: 576–582, 5 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- GEYH, M.A., ANDRES, G. & BACKHAUS, G. (1986): Flächenhafte Neubildung des Grundwassers im Sandsteinkeuper durch die „leaky“ Trennschicht des Feuerletten im Gebiet nördlich von Nürnberg. Isotopen-Fallstudie zum zweidimensionalen Hydraulik-Modell. – Geol. Jb., **C47**: 3–55, 13 Abb., 8 Tab., 4 Anh.
- GEYH, M.A. & STRUCK, C. (2001): Methodisch weiterführende Überlegungen zur Ermittlung des Trockenwetterabflusses nach KILLE und Folgerungen. – Z. angew. Geol., **3 + 4**: 69–174, 6 Abb., 1 Tab.
- GIESEKE, P., WIEDEMANN, W. & CZYCHOWSKI, M. (1979): Wasserhaushaltsgesetz (Kommentar). – 878 S.; München (Beck).
- GIRINSKI, N.K. (1950): Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes durch Pumpversuche unter stationären Pumpraten und Absenkung. – 136 S., 36 Abb., 24 Abb.; Moskau (Staatl. Verlag der geologischen Literatur).
- GLOGOCZOWSKI, J.J. (1960): Ergebnisse der angewandten geochemischen Verfahren bei der Erdölprospektion in Polen. – Z. angew. Geol., **6**(11): 530–537, 8 Abb.; Berlin (Akademie-Verlag).
- GLUGLA, G., ENDERLEIN, R. & EYRICH, A. (1976): Das Programm RASTER – ein effektives Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Lockergestein. – Wasserwirtsch. Wassertechn., **26**: 377–382, 3 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- GLUGLA, G. & MÜLLER, E. (1997): Grundwasserneubildung als Komponente der Abflussbildung. – In: LEIBUNDGUT, CH. & DEMUTH, S. [Hrsg.]: Grundwasserneubildung: Freiburger Schriftenreihe zur Hydrogeologie, **5**: 23–35, 4 Abb.; Freiburg (Univ. Freiburg i. B., Inst. f. Hydrolog.).
- GLUGLA, G., JANKIEWICZ, P., RACHIMOW, C., LOJEK, K., RICHTER, K., FÜRTIG, G. & KRAHE, P. (2003): BAGLUVA – Wasserhaushaltsverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses. – Bundesanstalt für Gewässerkunde [Hrsg.]: BfG-Bericht Nr. 1 342: 102 S.; Koblenz.
- GÖBEL, P., STUBBE, H., WEINERT, M., ZIMMERMANN, J., FACH, S., DIERKES, C., KORIES, H., MEYER, J., MERTSCH, V., GEIGER, W.F. & COLDEWEY, W.G. (2004): Near-natural stormwater management and its effects on the water budget and groundwater surface in urban areas taking account of the hydrogeological conditions. – Journal of Hydrology, **299**: 267–283, 9 Abb., 2 Tab.
- GÖBEL, P., DIERKES, C. & COLDEWEY, W.G. (2007a): Storm water runoff concentration matrix for urban areas. – Journal of Contaminant Hydrology, **91**(1+2): 26–42, 2 Abb., 4 Tab.
- GÖBEL, P., DIERKES, C., KORIES, H., MEYER, J., MEIBNER, E. & COLDEWEY, W.G. (2007b): Einfluss von Gründächern und Regenwassernutzungen auf Wasserhaushalt und Grundwasserstand in Siedlungen. – Grundwasser, **12**(3): 189–200, 6 Abb., 3 Tab.
- GÖBEL, P., ZIMMERMANN, J., KLINGER, C., STUBBE, H. & COLDEWEY, W.G. (2008): Recommended urban storm water infiltration devices for different types of run-off under varying hydrogeological conditions. – Journal of Soils and Sediments. – **8**(4): 231–238.
- GÖBEL, P. & COLDEWEY, W.G. (2010): Concept of near-natural storm water control in urban areas. – Environmental Earth Science, DOI 10.1007/s12665-010-0852-4, 6 S., 1 Abb.

- GOERKE-MALLET, P., PREUBE, A. & COLDEWEY, W.G. (2001): Hebungen der Tagesoberfläche über betriebenen und gefluteten Bergwerken. – Tagungsband der 43. Wissenschaftlichen Tagung des Deutschen Markscheider-Vereins e.V., „Das Markscheidewesen in der Rohstoff-, Energie- und Entsorgungswirtschaft: Markscheidewesen, quo vadis?“, 26.–29. September 2001, Trier, Wissenschaftliche Schriftenreihe im Markscheidewesen, **20**: 14 S., 13 Abb., 3 Tab.; Herne.
- GOODE, D.J. & KONIKOW, L.F. (1989): Modification of a method-of-characteristics solute-transport model to incorporate decay and equilibrium-controlled sorption or ion exchange: Open-File Report 89-616, 140 S.; Washington D.C. (U.S. Geological Survey).
- GOLWER, A. (1978): Die Auswirkungen von Straßenverkehr auf Grundwasser. – In: Sicherung der Wasserversorgung durch Gewässerschutz, Wasseraufbereitung und -verbund. 11. Tagung vom 8.–10.3.78 in Essen. – Gewässerschutz-Wasser-Abwasser, **29**: 463–481, 5 Abb., 2 Tab.; Aachen (RWTH).
- GOLWER, A. (1983): Underground Purification Capacity. – IHP-Symposium Groundwater in Water Resources Planning, 23.8.–3.9.83 in Koblenz, **II**: 1 063–1 072, 2 Abb.; Koblenz (Bundesanstalt für Gewässerkunde).
- GOLWER, A. (1988): Erfahrungen mit der Versickerung von Regenwasser von befestigten Flächen. – Ber. d. Abwassertechn. Vereinig., **38**: 381–394, 1 Abb., 5 Tab.; St. Augustin/Bonn (ATV).
- GOLWER, A. (1989): Geogene Gehalte ausgewählter Schwermetalle in mineralischen Böden von Hessen. – Wasser u. Boden, **41**(5): 1 Tab.; Hamburg (Parey).
- GOLWER, A. (1991): Belastung von Böden und Grundwasser durch Verkehrswege. – Forum Städtehygiene, **42**: 266–275, 3 Abb., 8 Tab.; Hannover (Patzner).
- GOLWER, A., KNOLL, K.-H., MATTHEB, G., SCHNEIDER, W. & WALLHÄUSSER, K.H. (1976): Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. – Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **73**: 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GOLWER, A., MATTHEB, G. & SCHNEIDER, W. (1970): Selbstreinigungsvorgänge im aeroben und anaeroben Grundwasserbereich. – Vom Wasser: 61–90, 7 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Weinheim/Bergstr. (Verl. Chemie).
- GOLWER, A. & SCHNEIDER, W. (1983): Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit anorganischen toxischen Stoffen im Gebiet von Straßen. Untersuchungen über die Belastung des Grundwassers mit organischen Stoffen im Bereich von Straßen. – Forschg. Straßenbau u. Verkehrstechnik, **39**1: 47 S.; Bonn/Bad Godesberg.
- GOLWER, A. & ZEREIMI, F. (1998): Einflüsse des Straßenverkehrs auf rezente Sedimente – Langzeituntersuchungen an einem Versickerbecken bei Frankfurt/M. – Geol. Jb. Hessen, **126**: 47–70, 6 Abb., 14 Tab.; Wiesbaden.
- GRAF, A. (2001): Tau als Wasserspender in ariden Gebieten? – Vergleichende Untersuchungen zum Wasserhaushalt von Trockenfeldbau-Substraten unter besonderer Berücksichtigung der Kondensation. – Diplomarbeit an der Universität Münster: 48 S., 11 Abb., 4 Tab., 32 Anh.; Münster.
- GRAF, A., KUTTLER, W. & WERNER, J. (2008): Mulching as a means of exploiting dew for arid agriculture? – Atmospheric Research, **87**: 369–376, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- GRANDEL, S. & DAHMKE, A. (2008): Leitfaden – Natürliche Schadstoffminderung bei LCKW-kontaminierten Standorten – Methoden, Empfehlungen und Hinweise zur Untersuchung und Beurteilung. – 364 S.; Rothenburg (Schneider Druck).
- GRATHWOHL, P. & EINSELE, G. (1991): Verhalten leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe (LCKW) im Untergrund. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 9. Liefg., **10/91**; **1 650**: 27 S., 6 Abb.; Berlin (Schmidt).
- GRAY, D.M. (1970): Handbook on the Principles of Hydrology. – Secretariat Canadian Nat. Com. for the Internat. Hydrological Decade: 591 S., 218 Abb., 91 Tab.; Ottawa (Water Information Center, Inc.).
- GRIEBLER, C. & MÖSSLACHER, F. (2003): Grundwasser-Ökologie. – 512 S., 16 Farbseiten, zahlr. Abb. und Tab.; Wien (Facultas).
- GRIMM, A. (1969): Die Grundwasserverhältnisse im Raum Kassel (Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Hydrochemie. – Göttinger Arb.Geol.Paläont., **2**: 143 S., 23 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 21 Beil.; Göttingen.
- GRIMMER, G., BÖHNKE, H. & GLASER, A. (1977): Polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe im Abgas von Kraftfahrzeugen. – Erdöl u. Kohle, **30**(9): 411–417; Hamburg/Berlin.
- GRONEMEIER, K. (1976): Quantitativer und qualitativer Nachweis von Umwelteinflüssen auf das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. – Z. dt. geol. Ges., **27**: 11–35, 21 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- GROSSMANN, J., QUENTIN, K.-E. & UDLUFT, P. (1987): Sickerwassergewinnung mittels Saugkerzen – eine Literaturstudie. – Pflanzenernähr. – Bodenkde., **150**: 258–261, 1 Abb.; Weinheim.
- GROSSMANN, J. & LANGE, F. (1999): Eine Sensitivitätsanalyse zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag. – Grundwasser, **4**(1): 11–17, 2 Abb., 3 Tab.; Berlin (Springer).
- GUILLERD, A. (1941): Contrôle de l'analyse d'une eau minérale par résistivité électrique. – Ann. Inst. Hydrol. et Climatol., **13**(48): 131–141; Paris.
- HABERER, K. (1968): Erfahrungen mit der künstlichen Grundwasseranreicherung in der Wassergewinnung.

- nungsanlage Wiesbaden-Schierstein. – GWF Wasser/Abwasser, **109**: 636–640; München (Oldenbourg).
- HAENEL, R. et al. (1979): Atlas of Subsurface Temperatures in the European Community; Brüssel/Luxemburg (EG).
- HAGEN, G. (1870): Über die Bewegung des Wassers in cylindrischen, nahe horizontalen Leitungen (mit einem Anhang: Über die Bewegung des Wassers in vertical abwärts gerichteten Röhren). – Mathematische Abhandlungen der königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin (1869): 29 S., 6 Tab.; Berlin (Fred. Dümmler's Verl.-Buchh.).
- HAGEN, G. (1839): Über die Bewegung des Wassers in engen cylindrischen Röhren. – Poggendorffs Annalen der Physik und Chemie, Zweite Reihe, **16**: 423–442, 1 Taf.; Leipzig (Verlag v. Johann Ambrosius Barth).
- HÄHNE, R. & FRANKE, V. (1983): Bestimmung anisotroper Gebirgsdurchlässigkeiten in situ im grundwasserfreien Festgestein. – Z. angew. Geol., **29**(5): 219–226, 5 Abb.; Berlin.
- HÄHNLEIN, S., MOLINA-GIRALDO, N., BLUM, P., BAYER, P. & GRATHWOHL, P. (2010): Ausbreitung von Kältefahnen im Grundwasser bei Erdwärmesonden. – Grundwasser, **15**(2): 123–133; Würzburg (Springer).
- HALEVY, E., MOSER, H., ZELHOFER, O. & ZUBER, A. (1967): Borehole dilution techniques: a critical review. – Isotopes in Hydrology, 531–564; Wien (IAEA).
- HAMER, K. & SIEGER, R. (1994): Anwendung des Modells CoTAM zur Simulation von Stofftransport und geochemischen Reaktionen. – 208 S., 1 Diskette; Berlin (Ernst).
- HANTUSH, M.S. (1960): Modification of the Theory of Leaky Aquifers. – Journal of Geophysical Research, **65**(11): 3 713–3 725, 9 Abb., 1 Tab.
- HANTUSH, M.S. & JACOB, C.E. (1995): Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. – Transactions, American Geophysical Union, **36**(1): 95–100, 1 Abb., 3 Tab.
- HÄSSELBARTH, U. (1963): Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht in natürlichen Wässern unter Berücksichtigung des Eigen- und Fremdelektrolyt-Einflusses. – GWF Wasser/Abwasser, **104**(4): 89–93, 4 Tab.; (6): 157–160, 3 Abb., 4 Tab.; München (Oldenbourg).
- HARTGE, K.H. (1991): Einführung in die Bodenphysik. – 2. Aufl., 304 S., 156 Abb., 19 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HATZSCH, P. (1991): Tiefbohrtechnik. – 119 S., 89 Abb.; Stuttgart (Enke).
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – Mitt. d. Deutsch. Wetterd., **8**: 7 Abb., 10 Tab.; Bad Kissingen.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – Mitt. Deutsch. Wetterd., **11**: 11 Abb., 4 Tab.; Bad Kissingen.
- HAWKINS, M.F. (1956): A Note on the Skin Effect. – Petroleum Transactions, **207**: 356–357, 3 Abb.
- HAZEN, A. (1892): Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in filtration. – Ann. Rep. Mass. State Bd. Health, **24**: 541–556, 4 Abb., 7 Tab.; Boston.
- HEATH, R. C. & TRAINER, F. W. (1981): Introduction to ground-water hydrology. – Water Well Journal Publ. Co.: 285 S.; Worthington, Ohio.
- HEITFELD, K.-H. (1991): Talsperren. – In: MATTHEB, G.: Lehrbuch der Hydrogeologie, **5**: 468 S., 354 Abb., 36 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- HEITFELD, K.-H. & KOPPELBERG, W. (1981): Durchlässigkeitsuntersuchungen mittels WD-Versuchen. – Zb. Geol. Paläontol., **1**: 633–660, 11 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HELD, T., BLOTEVOGEL, J., JACOB, H., DÖRR, H., SCHLORKE, N. & GÖDEL, H.-U. (2006): In-situ Reaktive Zone (IRZ) – Einsatz von Melasse zur mikrobiellen In-situ-Sanierung einer LCKW-Kontamination im Grundwasser. – Altlasten Spektrum, **15**(4): 208–215; Berlin (Erich Schmidt).
- HELLMANN, G.J.G. (1885): Neue Regen- und Schneemesser. – Zeitschrift für Instrumentenkunde, **5**: 89–90, 1 Abb.; Braunschweig (Vieweg).
- HELLMANN, G.J.G. (1892): Berl. Zweigverein d. Dtsch. Met. Ges. 5.–9. Vereinsjahr 1888/92. Zusammenfassung: Met. Zeitschr. 1892.; 173–181; Berlin (Gebr. Borntraeger).
- HELLMANN, G.J.G. (1897): Ein neuer registrierender Regenschneider. – Meteorologische Zeitschrift, **31**: 41–44, 2 Abb.; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- HEM, J.D. (1985): Study and interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. – Geol. Surv. Water Supply-Paper, **2 254**: 3. Aufl.; Washington D.C.
- HEM, J.D. (1961): Stability field diagrams as aids in iron chemistry studies. – J. Am. Water Works Assoc., **53**(2): 211–228, 6 Abb.; New York.
- HERCH, A. (1997): Das Pyramidendiagramm. – Heilbad u. Kurort, **49**(9+10): 275–278, 4 Abb.; Gütersloh.
- HERGESELL, M. & BERTHOLD, G. (2005): Entwicklung eines Regressionsmodells zur Ermittlung flächendifferenzierter Abflusskomponenten in Hessen durch die Regionalisierung des Baseflow-Index (BFI). – Jahresbericht 2004 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie: 47–66, 17 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HERTH, W. & ARNDTS, E. (1995): Theorie und Praxis der Grundwasserabsenkung. – 3. Aufl., 357 S., 152 Abb., 13 Tab.; Berlin/München/Düsseldorf (Ernst & Sohn).
- HERZBERG, A. (1901): Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. – J. Gasbel. u. Wasservers., **44**: 815–819, 842–844, 2 Abb.; München (Oldenbourg).

- HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT (1986): Richtlinie zum Aufbau und Betrieb eines Grundwasserbeschaffenheitsmessnetzes in Hessen (RGH). – Umweltplanung u. Umweltschutz, **46**: 58 S., 4 Abb., 9 Anl., 3 Formbl.; Wiesbaden.
- HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (2011): Gewässerkundlicher Jahresbericht 2010. – Hydrologie in Hessen, **7**; Wiesbaden.
- HEYL, K.E. (1970): Eine modifizierte Darstellung von Wasseranalysen im OSANNschen Dreieck. – Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **98**: 281–284, 2 Abb.; Wiesbaden.
- HEYL, K.E. (1973): Zur Wasseranalyse. – bbr, **2+3**: 11 S., 8 Abb.; Bonn.
- HINDELER, R., GEHRT, E., KANTOR, W. & WEIDENER, E. (2004): Spurenelementgehalte in Böden Deutschlands: Geowissenschaftliche Grundlagen und Daten. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 40. Liefg., **1520**: 41 S., 2 Abb., 17 Tab.; Berlin (Schmidt).
- HODGMAN, CH.D., WEAST, R.C. & SELBY, S.M. (1958): Handbook of chemistry and physics. – 39. Aufl., 3 213 S.; Cleveland, Ohio (Chemical Rubber Publ.).
- HOEFS, J. (1973): Ein Beitrag zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs in magmatischen Gesteinen. – Contr. Mineral. Petrol., **41**: 277–300, 2 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- HÖLL, K. (1965): Das schwere Wasser in den Heilquellen. – Heilbad u. Kurort, **17**(7): 136–139, 1 Abb., 4 Tab.; Gütersloh.
- HÖLL, K. (1986): Wasser, Untersuchung, Beurteilung, Aufbereitung, Chemie, Bakteriologie, Biologie. – 7. Aufl., 592 S., 18 Abb.; Berlin (De Gruyter).
- HÖLL, K. [Begr.], GROHMANN, A. [Hrsg.] (2002): Wasser, Nutzung im Kreislauf, Hygiene, Analyse und Bewertung. – 8. Aufl., 256 S., 105 Abb., 124 Tab.; Berlin (de Gruyter).
- HÖLL, K. (2010): Wasser – Nutzung im Kreislauf: Hygiene, Analyse und Bewertung. – NIEßNER, R. [Hrsg.]: 9. Aufl., 1 047 S., 105 Abb., 124 Tab.; Berlin (De Gruyter).
- HÖLTING, B. (1959): Vulkanisch beeinflusste Gewässer in El Salvador (Zentralamerika). – b. JAN. Geol. Paläontol., Monatsh., **10**: 462–469, 2 Tab.; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1969): Die Ionenverhältnisse in den Mineralwässern Hessens. – Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **97**: 333–351, 12 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1970): Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer. – Z. dt. geol. Ges., **121**: 19–44, 6 Abb.; Hannover.
- HÖLTING, B. (1972): Ein in Wetter/Kr. Marburg (Hessen) erschlossenes Na_2SO_4 -haltiges Mineralwasser und die Genese solcher Wässer. – Notizbl. Hess. LA. Bodenforsch., **100**: 260–283, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1974): Die Auswertung von Wasseranalysen in der Hydrogeologie. – Zbl. Geol. Paläontol., **5/6**(1): 305–316; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1977): Bemerkungen zur Herkunft der Salinarwässer am Taunusrand. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 211–221, 1 Abb.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1978): Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Ense-Scholle südwestlich der Stadt Korbach/Kreis Waldeck-Frankenberg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 423–432, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1982): Geogene Konzentrationen von Spurenstoffen, insbesondere Schwermetallen, in Grundwässern ausgewählter Gebiete Hessens und vergleichende Auswertungen mit Grund-(Mineral-)Wässern anderer Gebiete. – Geol. Jb. Hessen, **110**: 137–214, 26 Abb., 17 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1984a): Die Wege zur modernen Grundwassererkundung. – „gwf-Jubiläumsheft 125 Jahre DVGW“, **6**: 165–168, 1 Tab.; München (Oldenbourg).
- HÖLTING, B. (1984b): Hydrologie. – In: Erlanger Geologische Karte Hessen 1:25 000, Bl. 4917 Battenberg (Eder). – 2. Aufl., 37–51, 1 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden (HLfB).
- HÖLTING, B. (1985): Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 145–150, 1 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1989): Methoden zur Abschätzung des Dargebots von Grundwasserleitern. – In: DVGW-Fortbildungskurs Grundwasser, DVGW-Schriftenreihe Wasser, **201**: 2. Aufl., 7.1–7.15, 10 Abb.; Eschborn (DVGW).
- HÖLTING, B. (1991): Geogene Grundwasserbeschaffenheit und ihre regionale Verbreitung in der Bundesrepublik Deutschland. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 6. Liefg., 1/91; **1300**: 36 S., 3 Abb., 5 Tab.; Berlin (Schmidt).
- HÖLTING, B. (1994a): Das überarbeitete DVGW-Arbeitsblatt W 101 „Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; 1. Teil: Schutzgebiete für Grundwasser“. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **84**: 69–77, 3 Abb.; Eschborn.
- HÖLTING, B. (1994b): Trinkwassergüte aus Sicht der Hydrogeologie. – Wasser Abwasser Praxis, **2/1994**: 11–16, 5 Abb., 5 Tab.; Gütersloh.
- HÖLTING, B., KULICK, J. & RAMBOW, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtfolgen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck/Hessen. – Notizbl. Hess. LA. Bodenforsch., **102**: 229–269, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 12–13; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & MATTHEB, G. (1963): Ein Sporentriftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen. – Notizbl. Hess. LA. Bodenforsch., **91**: 237–255, 9 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.

- HÖLTING, B. & SCHRAFT, A. (1987): Geohydrologische Aspekte bei der Wassererschließung in Kluftgrundwasserleitern. – Handbuch Wasserversorgungs- und Abwassertechnik, 2. Ausgabe, A2, 110–118, 5 Abb., 3 Taf.; Essen.
- HÖLTING, B. & THEWS, J.-D. (1976): Hydrogeologische Daten in der Geologischen Karte 1:25 000 und anderen Kartenwerken von Hessen. – GWF Wasser/Abwasser, **117**(6): 245–251, 1 Abb., 6 Tab.; München (Oldenbourg).
- HÖLTING, B. & WIEGAND, K. (1972): Die quantitative Abschätzung von Änderungen der Mineralwasserkomponenten. – Notizbl. Hess. LA. Bodenforsch., **100**: 254–259; Wiesbaden.
- HÖLTING, B., KANZ, W. & SCHULZ, H.D. (1982): Geohydrochemie im Buntsandstein der Bundesrepublik Deutschland – Statistische Auswertung von Grundwasseranalysen. – DVWK-Schriften, **54**: 85–193, 33 Abb., 31 Taf.; Hamburg (Parey).
- HÖLTING, B., HAERTLÉ, T., HOHBERGER, K.-H., NACHTIGALL, K.-H., VILLINGER, E., WEINZIERL, W. & WROBEL, J.-P. (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. – Geol. Jb., **C63**: 5–24, 5 Tab.; Hannover.
- HÖLTING, B. & EINSELE, G. (1998): Schutzgebiete für Grundwassergewinnungsanlagen in Porengrundwasserleitern. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 25. Liefg., **1/98, 4390**: 28 S., 7 Abb., 1 Tab.; Berlin (Schmidt).
- HORNER, D.R. (1951): Pressure Build-Up in Wells. – Proc., Third World Pel. Congress, The Hague: 502–521, 9 Abb.
- HÖTZL, H. (1982): Statistische Methoden zur Auswertung hydrochemischer Daten. – DVWK-Schriften, **54**: 3–69, 18 Abb., 5 Taf.; Hamburg (Parey).
- HÖTZL, H. & WITTHÜSER, K. (1999): Methoden für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit. – DVWK-Schrift 125: 241 S., 47 Abb., 28 Tab.; Bonn.
- HÖTZL, H. & EISWIRTH, M. (1999): siehe DVWK: Grundwassergefährdung durch Baumaßnahmen. – DVWK-Materialien, **3/1999**: 91 S., 18 Abb., 18 Tab.; Bonn.
- HOFMANN-KAMENSKY, M. (1993): Untersuchungen zum Vorkommen und Verhalten von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen in Waldböden des Ruhr-Emscher Industrieräumes. – Dissertation, Univ. GH Paderborn: 141 S., 28 Abb., 30 Tab.; Paderborn.
- HOFMANN, W. & LILLICH, W. (1973): Problematik der Bemessung der Engeren Schutzzone für Lockergesteinsaquifere. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 567–573, 1 Abb.; Hannover.
- HOLLERBACH, A. (1985): Grundlagen der organischen Geochemie. – 190 S., 35 Abb.; Berlin (Springer).
- HOMRIGHAUSEN, R. & LÜDEKE, U. (1990): Dichtigkeit von Ausbaumaterialien und Wirksamkeit von hydraulischen Barrieren. – bbr, **7/90**: 9 S., 7 Abb.; Köln.
- HOOGHOUT, S.B. (1936): Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den ground, no. 4. – In: Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen, **42**(13): 449–541, 14 Abb., 14 Tab.; 's-Gravenhage.
- HOPPE, A. (2002): Das Hydrogeologische Modell als Basis für die Bewertung von Monitored Natural Attenuation bei der Altlastenbearbeitung (Hydrogeologische Beiträge). – Schriftenreihe der dt. geol. Ges., **23**: 29 S., 3 Abb., 7 Tab.
- HORST, H. (1951): Verfahren zur ungefähren Ermittlung der gewinnbaren Grundwassermengen der Flussgebiete. – Wasserwirtschaft. Sonderheft zur gewässerkundlichen Tagung in Hamburg: 27–31, 7 Abb.
- HSIEH, S.T. & LAUDER, G.V. (2004): Running on water: Three-dimensional force generation by basilisk lizards. – PNAS, **101**: 16 784–16 788, 3 Abb., 1 Tab.
- HUBBERT, M.K. (1940): The theory of ground-water motion. – J. Geol., **48**(8.1): 785–944, 48 Abb., 2 Tab.; Chicago.
- HUBER, M. & SCHÄTZ, M. (2009): Neues horizontales Bohrverfahren im ersten Praxeiseinsatz. – Sonderdruck aus bbr, **4/09**: 6 S., 11 Abb.
- HÜBER, W. & HARTMANN, K. (2002): Umweltsanierung des Grobraumes Mansfeld. – Metall, **46**(4): Teil 1, 370–375 und **46**(5): Teil 2, 481–485; Hannover (Giesel Verlag GmbH).
- HUNKELER, D., GOLDSCHNEIDER, N., ROSSI, P. & BURN, C. (2006): Biozönosen im Grundwasser – Grundlagen und Methoden der Charakterisierung von mikrobiellen Gemeinschaften. – Umwelt-Wissen, **0603**: 113 S., 30 Abb., 5 Tab.; Bern (Bundesamt für Umwelt).
- HÜPER, G. (1997): Erfahrungen bei der Errichtung von Horizontalbrunnen. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **89**: 217 – 73, 27 Bild.; Bonn (DVGW).
- HÜPER, G. (1993): Horizontale Wasserfassungen – Anwendung, Stand der Technik. – Wasser und Boden, **1**: 14 S., 22 Abb.; Darmstadt (Preussag Anlagenbau).
- HÜTTER, L.A. (1994): Wasser und Wasseruntersuchung. Methodik, Theorie und Praxis chemischer, chemisch-physikalischer, biologischer und bakteriologischer Untersuchungsverfahren. – 6. Aufl., 515 S., 55 Tab., Laborbücher Chemie; Frankfurt/M. (Diesterweg/Salle).
- HVORSLEV, M.J. (1951): Time lag and soil permeability in groundwater observations. – U.S. Army Corps of Engineering, Waterways Experimental Station, Bull., **36**: 50; Vicksburg, Mississippi.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1987): Studies on Sulfur Isotope Variations in Nature. – 124 S.; Wien (IAEA).

6

- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (2005): Use of chlorofluorocarbons in hydrology – A guidebook. – 277 S., 111 Abb., 17 Tab.; Wien (IAEA).²⁵
- INDUSTRIEVERBAND AGRAR (2000): Wirkstoffe in Pflanzenschutz- und Schädlingsbekämpfungsmitteln (Physikalisch-chemische und toxikologische Daten). – 3. neubearbeitete Aufl., 576 S., 323 Tab.; München, Wien (BLV).
- INTERNATIONALE HYDROGEOLOGISCHE KARTE von Europa 1:1,5 Mio mit Erläuterungen; Hannover (Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe und Unesco), seit 1977.
- ISENBECK-SCHRÖTER, M., KOFOD, M., KÖNIG, B., SCHRAMM, T., BEDBUR, E. & MATTHEB, G. (1998): Auftreten von Pflanzenschutzmitteln in Oberflächengewässern und im Grundwasser. – *Grundwasser*, **2**: 57–66, 6 Abb., 3 Tab.; Berlin (Springer).
- JACOB, C.E. (1940): On the Flow of Water in an Elastic Artesian Aquifer. – *Trans. American. Geophys. Union*, **21**: 574–586, 4 Abb., 2 Tab.; Washington D.C.
- JAGDHUBER, T., HAINSEK, I., SCHÖN, H. & PAPHANASSIOU, K. (2008): Pol-SAR time series for soil moisture estimation under vegetation. – *Proceedings of the European Conference on Synthetic Aperture Radar (EU-SAR)*, 4; Friedrichshafen.
- JÄGER, B. & SCHETELIG, K. (1992): Eignung geologischer Formationen in Deutschland für die Anlage von Untertagedeponien. – 10. Nationales Felsmechanik Symposium, Sonderheft 1993 der „Geotechnik“: 97–102, 4 Abb., 2 Tab.
- JANKIEWICZ, P. & KRAHE, P. (2003): Abflussbilanz und Bilanzierung der Wasserströme. – In: INSTITUT FÜR LÄNDERKUNDE [Hrsg.]: *Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland*, 2, Relief, Boden und Wasser; Heidelberg, Berlin (Spektrum Akademischer Verlag).
- JESCHKE, R. (1972): Nomogrammdarstellung hydrogeologischer Berechnungsverfahren. – *Zeitsch. f. angew. Geol.*, **18**(5): 214–221, 6 Abb.; Berlin.
- JOGWICH, A. & JOGWICH, M. (2009): Technische Strömungslehre für Studium und Praxis. Reibungsfreie und reibungsbehaftete Strömung – Durchflussmessung – Erweiterte Energiegleichung. – 2. Aufl., 577 S., 277 Abb., 34 Tab.; München (Oldenbourg Industrieverlag GmbH).
- JORDAN, H. & WEDER, H.-J. (1995): Hydrogeologie – Grundlagen und Methoden – Regionale Hydrogeologie: Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen. – 603 S., 427 Abb., 178 Tab., 3 Kt.; Stuttgart (Enke).
- JORDAN, H. & WEDER, H.-J. (1995): Hydrogeologie – Grundlagen und Methoden: Regionale Hydrogeologie, 7: 409 S., 227 Abb., 72 Tab., graph. Darst., Kt.; Berlin (Borntraeger).
- JOSOPAIT, V. (1996): Überlegungen zu Ziel und Inhalt von hydrogeologischen Gutachten für Wasserrechtsanträge bei Grundwasserentnahmen. – *Grundwasser*, **1**(3–4): 137–141, 2 Tab.; Berlin (Springer).
- JOSOPAIT, V. & LILLICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1:200 000 unter Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten. – *Dtsch. Gewässerkd. Mitt.*, **19**(5): 132–136, 3 Abb.; Koblenz.
- KANZ, W. (1977): Das Talgrundwasser des Maintals im Grenzbereich Muschelkalk-Buntsandstein: Hydrogeologie und Beschaffenheit. – Dissertation, Univ. Tübingen, 50 S., 50 Abb., 16 Tab.; Tübingen.
- KARG, F., HINTZEN, U., PORTUNE, T. & DOMALSKI, R. (2007): Feldtesterfahrung zur Anwendung der DNBA (Dynamisierte Natural Bio-Attenuation) zur Prozessoptimierung: Standort Rütgers Chemicals AG, Hanau. – *Altlasten Spektrum*, **16**(2): 61–67; Berlin (Erich Schmidt).
- KÄB, W. (1967a): Erfahrungen mit Uranin bei Färbeversuchen. – *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, N.F., 1966/67: 123–132; Graz.
- KÄB, W. (1967b): Zur Geochemie einiger neuerschlossener Buntsandstein-Mineralwässer am Schwarzwald-Ostrand. – *Jahresh. Geol. Baden-Württemb.*, **9**: 81–104, 3 Abb., 11 Tab.; Freiburg/Br.
- KÄB, W. (1989): Grundwasserentnahmegeräte – Zusammenstellung von Geräten für die Grundwasserentnahme zum Zweck der qualitativen Untersuchung. – *DVWK-Schriften*, **84**: 121–172, 21 Abb.; Hamburg (Parey).
- KÄB, W. (2004): Geohydrologische Markierungstechnik. – In: MATTHEB, G. [Hrsg.]: *Lehrbuch der Hydrogeologie*, **9**: 557 S., 239 Abb., 43 Tab., 8 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- KÄB, W. & KÄB, H. [Hrsg.] (2008): *Deutsches Bäderbuch*. – Vereinigung für Bäder- und Klimakunde e.V., 1232 S., 588 Abb., 314 Tab., 282 Anal., 1 Beil.; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- KAMPE, R. (1922): Zur Mechanik gasführender Quellen. – *Ing. Z.*, **2**: 1–8; Teplitz-Schönau.
- KAPPELMAYER, O. & HAENEL, R. (1974): Geothermics with Special Reference to Application. – *Geoexploration Monographs*, **1**(4): 238 S., 123 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- KARRENBURG, H. (1981): Hydrogeologie der nicht verkarstungsfähigen Festgesteine. – 284 S.; Wien (Springer).
- KARRENBURG, H., NIEHOFF, W., PREUL, F. & RICHTER, W. (1958): Groundwater-maps developed in the Geological Surveys Niedersachsen and Nordrhein-Westfalen of the Federal Republic of Germany. – *Int. Assoc. Sci. Hydrol. General Ass.*, **2**: 53–61, 4 Kt.; Gentbrugge.
- KAZEMI, H. (1969): Pressure Transient Analysis of Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture

- Distribution. – Society of petroleum engineers Journal, **9**(4): 451–462, 13 Abb., 4 Tab.
- KAZEMI, H. et al. (1969): The Interpretation of Interference Tests in Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture Distribution. – Society of petroleum engineers Journal, **9**(4): 463–472, 2 Abb.
- KELLER, G. (1969): Angewandte Hydrogeologie. – 411 S., 240 Abb., 38 Taf.; Hamburg (Lindow).
- KELLER, R. (1961): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlands. – 520 S., 298 Abb., 120 Tab.; Berlin (Haude & Spener).
- KELLER, R. (1978/79): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland mit Erläuterungen. – Deutsche Forschungsgemeinschaft [Hrsg.], Kartenband (1978), 68 Kt.; Textband (1979), 360 S., 101 Abb.; Boppard (Boldt).
- KERNDORFF, H., BRILL, V., SCHLEYER, R., FRIESEL, P. & MILDE, G. (1985): Erfassung grundwassergefährdender Altablagerungen. – Schriftenreihe WaBoLu, **5**; Berlin.
- KERNDORFF, H., BRILL, V., SCHLEYER, R., FRIESEL, P. & MILDE, G. (1986): Fallbeispiele für die Erfassung grundwassergefährdender Altablagerungen aus der Bundesrepublik Deutschland. – Schriftenreihe WaBoLu, **6**; Berlin.
- KESSLER, A., MÜLLER, R. & JAEGER, L. (1988): Der Wasserhaushalt eines Kiefernwaldes und Wechselwirkungen mit dem Energiehaushalt – Eine klimaökologische Studie aus dem Trockengebiet der südlichen Oberrheinebene. – Erdkunde, **42**(3): 177–188, 7 Abb., 5 Tab., 1 Foto; Bonn (Ferd. Dümmler Verlag).²⁶
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNO, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol.: 87–93, 6 Abb.; Hannover.
- KILLE, K. & SCHULTZE, D. (1975): Restabfluß in Fließgewässern bei Wasserableitung in Fischteiche. – Wasser u. Boden, **27**(2): 33–35, 1 Abb., 1 Taf.; Hamburg (Parey).
- KINZELBACH, W. (1987): Numerische Methoden zur Modellierung des Transports von Schadstoffen im Grundwasser. – 317 S.; München (Oldenbourg).
- KINZELBACH, W. & RAUSCH, R. (1995): Grundwassermodellierung. – Eine Einführung mit Beispielen. – 284 S., 1 Diskette; Stuttgart (Borntraeger).
- KIRSCH, R. & SIEMON, B. (2008): Mapping the geothermal potential of the shallow underground – a geophysical approach. – Near Surface 2008 – 14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Krakau, 4 S., 5 Abb.
- KLAPP, E. (1967): Lehrbuch des Acker- und Pflanzenbaues. – 6. neub. Aufl., 603 S., 245 Abb., 44 Tab.; Berlin (Parey).
- KLAUSING, O. & SALAY, G. (1976): Die Messung des Wasserumsatzes im Felde (III). – Dtsch. Gewässerkd. Mitt., **20**(4): 100–111, 7 Abb.; Koblenz.
- KLECZKOWSKI, A.S. & BLAU, R.V. (1979): Temporäre Arbeitsgruppe Schutzgebiete im humiden Klimabereich, Internes Arbeitspapier der IAH. – 16 S.; Paris.
- KLEIN, H. (1982): Die Beschaffenheit der Niederschlagsabflüsse von Autobahnen. – Wasserwirtschaft, **72**: 37–43.
- KLOTZ, D. & MOSER, H. (1975): Dispersion von hydrologischen Tracern in porösen Medien im Hinblick auf die Messung der Abstandsgeschwindigkeiten einer Grundwasserströmung. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben Mo 59/15; München.
- KLUT, H. & OLSZEWSKI, W. (1945): Untersuchungen des Wassers an Ort und Stelle, seine Beurteilung und Aufbereitung. – 9. Aufl., 281 S., 10 Abb.; Berlin (Springer).
- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, 3, Geophysik. – 2. Aufl., XXXII+1 102 S., 431 Abb.; Berlin (Springer).
- KNORR, M. (1937): Die Schutzzonenfrage in der Trinkwasserhygiene. – Gas- und Wasserfach, **80**: 330–334 und 350–355; München (Oldenbourg).
- KNORR, M. (1951): Zur hygienischen Beurteilung der Ergänzung und des Schutzes großer Grundwasservorkommen. – Gas u. Wasserfach, **92**(10): 104–110 und 151–155; München (Oldenbourg).
- KÖLLE, W. (2009): Wasseranalysen – richtig beurteilt. Grundlagen Parameter, Wassertypen, Inhaltsstoffe, Grenzwerte nach Trinkwasserverordnung und EU-Trinkwasserrichtlinie. – 3. Aufl., 512 S.; Weinheim (Wiley-VCH).
- KÖNIG, J., BAUMANN, K. & VOB, T. (2011): Detailausbaukontrolle einer Grundwassermessstelle mit bohrlochgeophysikalischen Methoden. – bbr, **4**: 46–52, 7 Abb.; Bonn (WVGW).
- KÖTTER, L., NIKLAUB, M. & TOENNES, A. (1989): Arbeitshilfe für die Erhebung und Auswertung von Informationen über produktionstypische Bodenbelastungen auf stillgelegten Industrie- und Gewerbeflächen. – Erfassung möglicher Bodenverunreinigungen auf Altstandorten, 278 S., 38 Abb.; Essen.
- KOLLBRUNNER, C. F. (1946): Fundation und Konsolidation. **1**: 476 S., 216 Abb.; Zürich (Schweiz. Druck- u. Verlagshaus).
- KONIKOW, L.F. & BREDEHOEFT, J.D. (1978): Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water. – Techniques of Water Resources Investigations of the USGS, **7**, **C2**: 90 S., 19 Abb., 5 Tab.; Washington (U.S. Geological Survey).
- KOWALSKI, O. (2007): Pump-and-treat: ein effizientes und wirtschaftliches Verfahren zur Grundwasseranierung oder: Betrachtung zum erfolgreichen Abschluss der hydraulischen Grundwasseranierung in

6

- Schwerin-Görries. – Altlasten Spektrum, **16**(1): 25-29; Berlin (Erich Schmidt).
- KRAUSS, I. (1977): Das Einschwingverfahren – Transmissivitätsbestimmung ohne Pumpversuche. – GWF Wasser/Abwasser, **118**(9): 407–410; München (Oldenbourg).
- KRETZSCHMER, W. (1989): Hydrochemisch-statistische Untersuchungen an einem mit Müllsickerwasser beschickten Grundwassergerinne. – Ber. Reports Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, **32**: 116 S., 42 Abb., 30 Tab.; Kiel.
- KREUTZER, K. (1984): Veränderungen im Chemismus der Sickerwasserlösung bei der Bodenpassage unter dem Einfluss verstärkter Immissionsbelastung. – Umweltbundesamt-Materialien, **1/84**: 240–252; Berlin.
- KRIGE, D.G. (1951): A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. – Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa, **52**(6): 119-139, 7 Abb., 5 Tab.; Johannesburg (Kelvin House).
- KRONBERG, P. (1984): Photogeologie. – 267 S., 283 Abb.; Stuttgart (Enke).
- KRUSEMAN, G.P. & DE RIDDER, N.A. (1991): Analysis and evaluation of pumping test data. 2nd edition. – Publ. **47**: 377 S.; ILRI (Internat. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen). Dtsch. Übersetzung der 1. Auflage: UEHLENDHAL, A.W. (1973): Untersuchung und Anwendung von Pumpversuchsdaten. – 170 S., 61 Abb., 18 Tab., 11 Anh.; Köln-Braunsfeld (Müller).
- KUNTZE, H., FLEIGE, H., HINDEL, R., WIPPERMANN, T., FILIPINSKI, M., GRUPE, M. & PLUQUET, E. (1991): Empfindlichkeit der Böden gegenüber geogenen und anthropogenen Gehalten an Schwermetallen. Empfehlungen für die Praxis. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 8. Liefg., **1530**: 86 S., 24 Abb., 24 Tab.; Berlin (Schmidt).
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERDTFEGGER, G. (1994): Bodenkunde. – 5. Aufl., 424 S., 178 Abb., 188 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- KURZWEIL, P. (2000): Das Vieweg Einheiten-Lexikon – Begriffe, Formeln und Konstanten aus Naturwissenschaften, Technik und Medizin. – 469 S., 112 Tab.; Braunschweig (Vieweg).
- KUSSAKIN, I.P. (1935): Künstliche Erniedrigung von Grundwasserniveaus. – 248 S., 123 Abb., 34 Tab.; Onti.
- KUBMAUL, H. (1997): Wie entstehen Grenzwerte? – Heilbad u. Kurort, **49**(9-10): 278-285, 6 Tab.; Gütersloh.
- KUBMAUL, H., MÜHLHAUSEN, D. & BEHRENS, H. (1977): Hydrologische und hydrochemische Untersuchungen zur Uferfiltration. – GWF Wasser/Abwasser, **118**(11): 521–524, 4 Abb.; München.
- KUBMAUL, H. & ZERBE, H. (1999): Kohlenstoffdioxid und Hygiene. – Wissenschaftl. Beilage in Heilbad u. Kurort, **51**(1): 3-7, 5 Abb., 1 Tab.; Gütersloh.
- KÜSTER, F.W. & THIEL, A. (Bearb. v. RULAND, A.) (2003): Rechentafeln für die chemische Analytik. – 105. Aufl., 393 S.; Berlin, New York (de Gruyter).
- KUX, H.J.H., ARAÚJO, E.H.G. & BENOIT DUPONT, H.S.J. (2007): Remote sensing and GIS techniques for geological and geotechnical problems of urban areas: a case study from Belo Horizonte (Minas Gerais, Brazil). – Z. dt. Ges. Geowiss., **158**(1): 57–66; Hannover.
- LAATSCH, W. (1954): Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden. – 3. Aufl., XI + 277 S., 80 Abb.; Dresden/Leipzig (Verlag Th. Steinkopff).
- LANDOLT, H. & BÖRNSTEIN, R. (1962): Zahlenwerte aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. – mehrbändig; Berlin (Springer).
- LANG, S. M. (1961): Methods for determining the proper spacing of wells in artesian aquifers. – Geological survey water-supply paper: 1-16, 2 Abb.
- LANGELIER, W. F. (1936): The analytical control of anti-corrosion water treatment. – J. Amer. Water Works Assoc., **28**: 1500-1521; Baltimore, Ma.
- LANGGUTH, H.-R. (1966): Die Grundverhältnisse im Bereich des Velberter Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – 127 S., 31 Abb., 14 Tab., 4 Taf.; Düsseldorf (Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Nordrhein-Westfalen).
- LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. – 486 S., 156 Abb., 72 Tab.; Berlin (Springer).
- LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (2004): Hydrogeologische Methoden. – 2. Aufl., 1019 S., 304 Abb.; Aachen.
- LARSON, T. E. & BUSWELL, A. M. (1942): Calcium carbonate saturation index and alkalinity interpretations. – J. Amer. Water Works Assoc., **34**: 1667-1684; Baltimore, Ma.
- LEHNHARDT, F. & BRECHTEL, H.M. (1980): Durchwurzelungs- und Schöpptiefen von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen bei unterschiedlichen Standortverhältnissen. – Allgem. Forst- u. Jagdzeitg., **151**(6/7): 120–127, 2 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/M.
- LENNOX, D. H. (1966): Analysis and application of step-drawdown test. – Journal of the Hydraulics Division-Proceedings of the American Society of Civil Engineers, **6**: 25-48, 10 Abb., 3 Tab.
- LEO, A. & HANSCH, A. (1979): Substituent Constants for Correlation Analysis in Chemistry and Biology. – 339 S.; New York (Wiley).
- LERSCH, B.M. (1865): Hydro-Physik oder Lehre vom physikalischen Verhalten der natürlichen Wässer, namentlich von der Bildung der kalten und warmen

- Quellen. – 2. Aufl., 283 S., 13 Abb., 4 Taf.; Berlin (Verlag von August Hirschwald).
- LESSMANN, B. (2001): Die anthropogene Beeinflussung des grundwasserbürtigen Abflusses und die daraus folgernde Konsequenz für die Bestimmung der mittleren Grundwasserneubildungsrate durch Abflussmessungen. – *Z. angew. Geol.*, **47**: 55–65, 6 Abb., 2 Tab.
- LESSMANN, B., WIEGAND, K. & SCHARPF, H.-J. (2001): Die Hydrogeologie des vulkanischen Vogelsberges. – *Geolog. Abhdlg. Hessen*, **108**: 143 S., 64 Abb., 17 Tab., 1 CD; Wiesbaden (Hess. L. A. Umw. u. Geologie).
- LEUCHS, W. (1988): Vorkommen, Abfolge und Auswirkungen anoxischer Redoxreaktionen in einem pleistozänen Grundwasserleiter. – *Mitt. z. Dtsch. Gewässerkd. Jb.*, **52**: 106 S., 40 Abb., 6 Tab.; Düsseldorf (L. A. f. Wasser u. Abfall).
- LEWIS, G.N. & RANDALL, M. (1921): The activity coefficient of strong electrolytes. – *J. amer. chem. Soc.*, **43**: 1112–1154, 5 Abb., 24 Tab.; Easton, Pa.
- LIEBSCHER, H.-J. (1982): Der Kreislauf des Wassers. – *ATV – Handbuch Abwassertechnik*, **1**: 36–46, 3 Abb., 6 Tab.; Berlin (Ernst).
- LILICH, W. (1970): Vergleich moderner Methoden zur Bestimmung des Grundwasseranteils am Gesamtabfluß an der Erdoberfläche. – *Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol.-Hydrogeochem.*: 17–25, 2 Abb.; Hannover.
- LILICH, W., KUCKELKORN, K. & HOFMANN, W. (1973): Untersuchungen zum Grundwasserhaushalt im repräsentativen Lockergesteinsgebiet Fuhrberger Feld bei Hannover. Bilanzjahre 1967 und 1968. – *Beih. Geol. Jahrb.*, **107**: 67 S., 37 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LILICH, W. & LÜTTIG, G. (1972): Der Gewässerschutz aus hydrogeologischer Sicht, insbesondere hydrogeologische Kriterien zur Festsetzung von Wasserschutzgebieten. – *GWF Wasser/Abwasser*, **113**(10): 477–486, 5 Abb.; München (Oldenbourg).
- LINCK, G. (1938): Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. – *Chemie d. Erde*, **11**(2): 278–286; Jena (Fischer).
- LOGAN, J. (1964): Estimating transmissibility from routine production test of water wells. – *Ground Water*, **2**: 35–37, 2 Tab.; Columbus (Ohio).
- LÖHNERT, E.P. (1966): Die Beschaffenheit des tieferen Grundwassers und die Grenze Salzwasser/Süßwasser im Staatsgebiet von Hamburg. – *Geol. Mitt.*, **6**: 29–36, 4 Abb.; Aachen.
- LÖHNERT, E.P. (1997): Konrad Keilhack, Pioneer of German Hydrogeology. – *Hydrogeology Journal*, **5**(3): 125 S.; Hannover.
- LOHMAN, S.W., BENNET, R.R., BROWN, R.H., COOPER, H.H., DRESCHER, W.J. Jr., FERRIS, J.G., JOHNSON, A.I., PIPER, A.M., RORABAUGH, M.I., STALLMAN, R.V. & THIES, C.V. (1972): Definitions of Selected Ground-Water Terms – Revisions and Conceptual Refinements. – *Geological Survey Water-Supply Paper*, **1988**: 21 S., 4 Tab.; Washington.
- LOUIS, C.L. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels. – *Veröffentlichung. Inst. Bodenmechanik u. Felsmechanik d. Univ. Fredericiana*, **30**: 121 S., 68 Abb.; Karlsruhe.
- LUA BW (1985): Leitfaden für die Beurteilung und Behandlung von Grundwasserverunreinigungen durch leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe. – *Wasserwirtschaftsverwaltung des Landes Baden-Württemberg*, **13**; Karlsruhe.
- LUA NRW (2006): Grundwasseruntersuchungen an Altlasten im Lockergestein. Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz, **25**: 113 S., 35 Abb., 11 Tab.; Essen.
- LUCKNER, L. & SCHESTAKOW, W. (1986): Migrationsprozesse im Boden- und Grundwasserbereich. – 372 S., 153 Abb., 29 Tab., 4 Anl.; Leipzig (VEB).
- LÜTTICH, G. (1989): Kommentar zur Frage der Baggersee-Verdunstung. – 68 S., 3 Abb.; Erlangen (Lehrstuhl Angew. Geologie d. Universität).
- LUTZ, K. (2008): Bodenaustausch mittels Wabentechnik. – *Altlasten Spektrum*, **17**(1): 36–37; Berlin (Erich Schmidt).
- LUX, K.-N. (1996): Bohrlochgeophysik in Wassergewinnung und Wasserwirtschaft. – In: *DVGW (1996): Wassergewinnung und Wasserwirtschaft, Lehr- und Handbuch Wasserversorgung*, **1**: 307–370, 23 Abb., 7 Tab.; München (Oldenbourg).
- MAAG, E. (1941): Methode zur feldmäßigen Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit. Ein Beitrag zur Kenntnis des Baugrundes. – *Straße u. Verkehr (La Route et la Circulation Routière)*, **19**: 335–338, 3 Abb.; Solothurn, Zürich.
- MADDEN, A.S. & HOCELLA, M.F. (2005): A test of geochemical reactivity as a function of mineral size: Manganese oxidation promoted by hematite nanoparticles. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(2): 389–398, 7 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- MAGNUS, G. (1844): Versuche über die Spannungskräfte des Wasserdampfes. – *Annalen der Physik und Chemie*, **61**(2): 225–247, 3 Tab., 1 Anl.; Leipzig (Johann Ambrosius Barth).
- MAIER, D. & GROHMANN, A. (1977): Bestimmung der Ionenstärke aus der elektrischen Leitfähigkeit. – *Z. Wasser u. Abwasserforsch.*, **10**(1): 9–12, 1 Abb., 1 Tab.; München (Oldenbourg).
- MAILLET, E. (1905): *Mécanique et physique du globe. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale.* – VI + 218 S., 24 Abb., 31 Tab., 11 Anh.; Paris (Hermann).
- MAROTZ, G. (1968): Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund. –

- Schriftenreihe des KWK, **18**: 228 S., 95 Abb., 14 Tab., 1 Anl.; Hamburg (Wasser u. Boden).
- MAROTZ, G. (1977): Der Einsatz von Wärmepumpen in fließenden Gewässern – Wasserwirtschaftliche und betriebliche Aspekte. – *Wasserwirtschaft*, **67**(12): 376–381, 7 Abb.; Hamburg.
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 192 S., 40 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MATHERON, G. (1963): Principles of Geostatistics. – *Economic Geology*, **58**: 1 246–1 266; London.
- MATHEWS, T., OENNING, A. & KASPAR, T. (2009): In-situ-Sanierung eines LCKW-Grundwasserschadens mittels Melasse- und Sauerstoffinjektion am Beispiel des ehemaligen Kertess-Geländes in Bocholt. – *Altlasten Spektrum*, **18**(6): 286–294; Berlin (Erich Schmidt).
- MATTHEB, G. (1970): Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. – *Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, **58**: 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- MATTHEB, G. (1983): Transportverhalten chemischer Schadstoffe im Grundwasserleiter. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **34**: 147–161, 4 Tab.; Frankfurt/M. (ZfGW).
- MATTHEB, G. (1990; 1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – In: MATTHEB, G.: *Lehrbuch der Hydrogeologie*, **2**: 2. Aufl., 498 S., 139 Abb., 116 Tab.; 3. Aufl.: 499 S., 139 Abb., 116 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- MATTHEB, G. (1993): Verhalten von organischen Stoffen beim Transport durch die wasserungesättigte Zone. – *Proc. Braunschweig. Grundwasserkolloquium „Grundwasserkontamination durch diffuse Stoffeinträge“*, 13–35, 1 Abb., 4 Tab.; Braunschweig (TU, Zentrum f. Umweltforschung).
- MATTHEB, G., MÜNNICH, K.-O. & SONNTAG, C. (1978): Die praktische Bedeutung des Grundwasser-Modellalters für den Grundwasserschutz. – *GWF Wasser/Abwasser*, **119**(1): 9–13, 5 Abb., 2 Tab.; München (Oldenbourg).
- MATTHEB, G. & THEWS, J.-D. (1959): Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25 000 in den Jahren 1957 und 1958. – *Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, **87**: 417–428, 4 Abb.; Wiesbaden.
- MATTHEB, G. & THEWS, J.-D. (1963): Der Abfluszuwachs als Hilfsmittel bei der Beurteilung von Wassererschließungsmöglichkeiten. – *Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, **91**: 231–236, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MATTHEB, G. & PEKDEGER, A. (1981): Zur Grundwasserneubildung im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens. – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 191–204, 6 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- MATTHEB, G. & UBELL, K. (2003): Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt. – In: MATTHEB, G. [Hrsg.]: *Lehrbuch der Hydrogeologie*, **1**: 2. Aufl., 575 S., 249 Abb., 83 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- MATTHEB, G., ISENBECK, M., PEKDEGER, A., SCHENK, D. & SCHRÖTER, J. (1985): Der Stofftransport im Grundwasser und die Wasserschutzgebietsrichtlinie W 101. – *Umweltbundesamt Berlin, Statusbericht*, **7/85**: 187 S.; Berlin (Schmidt).
- MATTHEB, G., FRIMMEL, F.H., HIRSCH, P., SCHULZ, H.D. & USADOWSKI, E. (1992): *Progress in Hydrogeochemistry*. – 544 S., 285 Abb., 108 Taf.; Berlin (Springer).
- MATTHEB, G., BEDBUR, E., DUNKELBERG, H., HABERER, K., HURLEK, K., FRIMMEL, F.H., KURZ, R., KLOTZ, D., MÜLLER-WEGENER, U., PEKDEGER, A., PESTEMER, W. & SCHEUNERT, I. (1997): Transport- und Abbauverhalten von Pflanzenschutzmitteln in Sicker- und Grundwasser. – *Schriftenreihe WaBoLu*, **100**: 439 S., 141 Abb., 120 Tab.; Stuttgart (Fischer).
- MATZKE, D. & HAHN, H.J. (2005): A comparison of stygofauna communities inside and outside groundwater bores. – *Limnologica*, **35**: 31–44; Amsterdam (Elsevier).
- MAURIN, V. & ZÖTL, J. (1959): Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. – *Beitr. Alpin. Karstforsch.*, **12**: 184 S., 25 Abb., 7 Taf.; Wien.
- Mc DONALD, M.G. & HARBOUGH, A.W. (1988): A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. – *Techniques of Water Resources Investigations of the USGS*, **6**: A1; Washington D.C. (U.S. Geological Survey).
- MEISSNER, R. (1955): Untersuchung über die Zusammenhänge zwischen Luftdruck und Brunnenwasserspiegel. – *Z. Geophys.*, **21**: 81–108; Würzburg.
- MEBER, J. (1997): Auswirkungen der Urbanisierung auf die Grundwasser-Neubildung im Ruhrgebiet unter besonderer Berücksichtigung der Castroper Hochfläche und des Stadtgebietes Herne. – *DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung*, **58**: 235 S., 58 Abb., 41 Tab., 17 Kt.; Bochum.
- MEBER, J. (2010): Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung von Westfalen. – In: GEOGRAPHISCHE KOMMISSION FÜR WESTFALEN, *LANDSCHAFTSVERBAND WESTFALEN-LIPPE* [Hrsg.]: *Geographisch-landeskundlicher Atlas von Westfalen – Themenbereich II: Landesnatur*. – Lieferung 2010: 4 Kt.; Münster (LWL).
- MERKEL, B. & SPERLING, B. (1990): Statistik für Mikrocomputer (Benutzerhandbuch und Programmdiskette für IBM PC/XT/AT & Kompatible unter DOS). – 151 S., 39 Abb., 41 Tab., 1 Diskette; Stuttgart (Fischer).
- MICHEL, G. (1969): Zur chemischen Charakteristik der Grenzzone Süßwasser/Salzwasser im Raum Biele-

- feld (Ostwestfalen). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 171–200, 10 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1974): Bohrlochtorpedierungen als Ultima Ratio. – bbr, **25**(4): 119–122, 1 Abb., 2 Tab.; Köln.
- MICHEL, G. (1982): Probleme beim Erschließen und Fördern von Mineral- und Thermalwasser. – Wasser und Boden, **34**(3): 99 – 104, 8 Abb.
- MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer – Allgemeine Balneogeologie. – In: MATTHEß, G. [Hrsg.]: Lehrbuch der Hydrogeologie, **7**: 397 S., 104 Abb., 72 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- MICHELS, J., STUHRMANN, M., FREY, C. & KOSCHITZKY, H.P. (2008): Handlungsempfehlungen. Natürliche Schadstoffminimierung bei der Sanierung von Altlasten. Bewertung und Anwendungen, Rechtliche Aspekte, Wirtschaftlichkeit und Akzeptanz, mit Methodensammlung. – BMBF-Förderschwerpunkt KORA, 332 S.; Frankfurt (Hrsg.: DECHEMA e.V.).
- MOGG, J.L. (1959): Effects of aquifer turbulence on well drawdown. – Journal of the Hydraulics Division - Proceedings of the American Society of Civil Engineers, **11**: 99–112, 5 Abb.
- MOHRLOCK, U., WEBER, O., JIRKA, G.-H. & SCHOLZ, M. (2003): Grundwasserzirkulationsbrunnen (GZB) zur In-situ-Grundwassersanierung. – Grundwasser, **8**(1): 13–22; Würzburg (Springer).
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and Environment. – 19th Symposia of the Society for Experimental Biology: 205–234; Cambridge (University Press).
- MOOK, W.G. (2000): Introduction to isotope hydrology. Theory methods review. – In: MOOK, W.G. [Hrsg.]: Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. – IHP-V Technical Documents in Hydrology, **39**(1): 280 S., 80 Abb., 34 Tab.; Paris (UNESCO).
- MORTIMER, E.C., MÜLLER, U. (2003): Chemie – Das Basiswissen der Chemie. – 8. Aufl., 750 S., 390 Abb., 125 Tab.; Stuttgart (Thieme).
- MOSER, H.F., NEUMAIER, F. & RAUERT, W. (1957): Die Anwendung radioaktiver Isotope in Hydrologie, 2, Ein Verfahren zur Ermittlung der Ergiebigkeit von Grundwasserströmungen. – Atomkernenergie, **2**: 225–231; München.
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – In: MATTHEß, G. [Hrsg.]: Lehrbuch der Hydrogeologie, **8**: 400 S., 227 Abb., 32 Tab.; Stuttgart (Borntraeger).
- MULL, R., BATTERMANN, G. & BOOCHS, P. (1979): Ausbreitung von Schadstoffen im Untergrund. – DVWK-Vorträge, 13. Seminar zur Berufsförderung: 183 S., 68 Abb., 10 Tab.; Bonn (Eigenverlag des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlicher Wasserbau der Universität Hannover).
- MÜLLER, CHR. (1984): Transmissivitätsmessungen mit dem Einschwingverfahren. Vergleichende Untersuchungen im vollkommenen und unvollkommenen Brunnen. – Ber. Geol.-Paläontolog. Inst. Univ. Kiel, **3**: 105 S., 39 Abb., 9 Tab.; Kiel.
- MÜLLER, G. (1904): Das Ergebnis einiger Tiefbohrungen im Becken von Münster. – Zeitschrift für praktische Geologie mit besonderer Berücksichtigung der Lagerstättenkunde, **12**: 7–9; Halle, Saale.
- MÜLLER, G. (1904): Das Vorkommen von Petroleum in Westfalen. – Zeitschrift für praktische Geologie mit besonderer Berücksichtigung der Lagerstättenkunde, **12**: 9–11; Halle, Saale.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1995): Numerische Verfahren zur Erstellung Klimatologischer Karten. – Berichte des Deutschen Wetterdienstes, **193**: 17 S., 12 Abb.; Offenbach am Main (Deutscher Wetterdienst).
- MÜNNICH, K.O. (1963): Atombomben-Tritium als Indikator in der Hydrologie. – Phys. Blätter, **19**: 418–421, 1 Abb.; Mosbach/Bd. (Physik).
- NAHRGANG, G. (1954): Zur Theorie des vollkommenen und unvollkommenen Brunnens. – Verlag Springer; Berlin.
- NAHRGANG, G. (1965): Über die Anströmung von Vertikalbrunnen mit freier Oberfläche im einförmigen homogenen sowie geschichteten Grundwasserleiter. – Schriftenreihe des Deutschen Arbeitskreises Wasserforschung (DAW), **6**: 102 S.; Bielefeld (Schmidt).
- NAHRGANG, G. & SCHWEIZER, W. (1980): Untersuchung über die Stabilität und das Dichtfahren von Filtern aus Sanden und Kiesen bei Bohrbrunnen. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **11**; Frankfurt/M. (ZfGW).
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (A_{L}) und die Trockenwetter-Abflußlinie (TWL). – Wasserwirtschaft 1951, Tagung in München 1950, S. 12 ff.; Stuttgart.
- NATERMANN, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem A_{L} -Linien-Verfahren. – 44 S., 20 Abb., 2 Tab., 15 Taf.; Düsseldorf (Min. Ernähr. Landw. u. Forsten d. Landes Nordrhein-Westfalen).
- NAUMANN, K. (1994): Natürlich vorkommende Organohalogene. – Nachr. Chem. Techn. Ldb., **42**(4): 389–391; Weinheim (VCH).
- NEMETHY, G. & SCHERAGA, H.A. (1962): Structure of water and hydrophobic bonding in proteins, 1, A model for the thermodynamic properties of liquid water. – ACS meeting abstracts, **4C**, Sept. 1960, J. Chem. Phys., **36**(12): 3382–3400, 12 Abb., 5 Tab.; Melville, NY (American Institute of Physics).
- NEUMANN, J. & WYCISK, P. (2001): Vergleich als methodische Grundlage zur Ermittlung der Grundwasserneubildung im Hydrologischen Atlas Deutschland. – In: DÖRHÖFER, G. & RÖHM, H. [Hrsg.]: Aufbruch nach Europa – Hydrogeologie vor neuen Aufgaben. Arbeitshefte Wasser, **1**: 43–46; Stuttgart (Schweizerbart).

- NEUMANN, J. (2009): Flächendifferenzierte Grundwasserneubildung von Deutschland – Entwicklung und Anwendung des makroskaligen Verfahrens HAD-GWNeu. – *Geolog. Jahrb., SHC* **6**: 127 S., 23 Tab., 46. Abb.; Stuttgart (Borntraeger – Schweizerbart).
- NEUMANN, S.P. (1972): Field Determination of the Hydraulic Properties of Leaky Multiple Aquifer Systems. – *Water Resources Research*, **8**(5): 1284–1298, 9 Abb., 4 Tab.
- NEUMANN, S.P. (1972): Theory of Flow in Unconfined Aquifers Considering Delayed Response of Water Table. – *Water Resources Research*, **8**(4): 1031–1045, 12 Abb.
- NEUMANN, S.P. (1973): Supplementary Comments on "Theory of Flow in Unconfined Aquifers Considering Delayed Response of the Water Table". – *Water Resources Research*, **9**(4): 1102–1103.
- NEUMANN, S.P. (1975): Analysis of Pumping Test Data From Anisotropic Unconfined Aquifers Considering Delayed Gravity Response. – *Water Resources Research*, **11**(2): 329–342, 9 Abb., 2 Tab.
- NEUMANN, S.P. & WITHERSPOON, P.A. (1969): Applicability of Current Theories of Flow in Leaky Aquifers. – *Water Resources Research*, **5**(4): 817–829, 9 Abb.
- NIELSEN, H. & RAMBOW, D. (1969): S-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten hessischer Mineralwässer. – *Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, **97**: 352–366, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- NISHIDA, Y. (1961): Eine einfache Formel zur Abschätzung des Durchlässigkeitskoeffizienten von Tonböden. – *Der Bauingenieur*, **36**(12): 461–463, 7 Abb.; Düsseldorf (Springer-VDI-Verlag).
- NKUSI, G. & MÜLLER, G. (1994): Natürliche organische Halogenverbindungen in der Umwelt. – *GIT (Z. Glas-u. Internat. Techn.) Fachz. Lab.*, **6**: 647–649, 1 Abb., 2 Tab.; Darmstadt.
- NÖRING, F. (1951): Ausgewählte Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zu Oberfläche und Untergrund. – *Z. dt. geol. Ges.*, **102**: 123–128; Hannover.
- NÖRING, F. (1959): Die richtige Ausdeutung von Beobachtungen beim Niederbringen einer Brunnenbohrung und beim Versuchspumpen. – *bbr*, **10**: 567–571; Berlin.
- OBERMANN, P. (1988): Ursachen und Folgen der Nitratbelastung des Grundwassers. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: *Handbuch Bodenschutz*, 1. Liefg., **11/1988**, **4380**: 23 S., 11 Abb.; Berlin (Schmidt).
- OBERMANN, P., PHILIPP, W. & RÜDDIGER, G. (1990): Leitfaden Beurteilung und Behandlung von Mineralölschadensfällen im Hinblick auf den Grundwasserschutz. – In: *UMWELTBUNDESAMT [Hrsg.]: LTWS*, 24: V + 143 S., 42 Abb., 18 Tab.; Berlin (UBA).
- ØDUM, H. & CHRISTENSEN, W. (1936): Danske Grundvandstyper og deres geologiske optraeden. – *Danmarks Geol. Undersøgelse (III)*, **26**: 184 S., 18 Abb., 19 Taf.; Kopenhagen.
- OLBRISCH, H.-D. (1975): Beitrag zur Methodik der Datenanalyse bei Lysimeteruntersuchungen. – *Veröffentl. Inst. Wasserforsch. GmbH Dortmund und Hydrolog. Abt. Dortmunder Stadtwerke GmbH*, **22**: 307 S., 52 Abb., 35 Tab., 38 Anl.; Dortmund.
- OSANN, A. (1903): Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. – *Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitt.*, **22**: 322–356, 2 Abb.; Wien.
- OSTER, H., SONNTAG, C. & MÜNNICH, K.O. (1996a): Methodische Aspekte zur Datierung von Grundwasser mittels FCKW F12, F11 und F13. – *Vom Wasser*, **86**: 205–216; Berlin (Springer).
- OSTER, H., SONNTAG, C. & MÜNNICH, K.O. (1996b): FCKW-Datierung nitratbelasteten Grundwassers: ein Fallbeispiel. – *Grundwasser*, **1**(3+4): 148–155, 7 Abb.; Berlin (Springer).
- OTTOW, J.C.G. (1981): Mechanism of bacterial iron-reduction in flooded soils. – *Inst. Soil Sci., Academica Sinica: Proc. Symp. Paddy Soil*: 331–343; Beijing (Science Press; Springer).
- PALMER, C. (1911): The geochemical interpretation of water analyses. – *US Geol. Surv. Bull.*, **479**: 31 S., 5 Tab.; Washington D.C. (Government Printing Office).
- PAPADOPULOS, I.S. & COOPER, H.H. (1967): Drawdown in a well of large diameter. – *Water Resources Research*, **3**(1): 241–244, 2 Abb., 1 Tab.
- PAPADOPULOS, I.S., BREDEHOEFT, J.D. & COOPER, H.H. (1973): On the analysis of slug test data. – *Water Resources Research*, **9**(4): 1087–1089; Washington, DC.
- PAUL, K.F. (1996): Brunnenalterung und Brunnenregenerierung. – In: *DVGW (1996a): Handbuch der Wasserversorgung*: 371–425, 10 Abb., 5 Tab.; München (Oldenbourg).
- PEKDEGER, A. & SCHULZ, H.D. (1975): Ein Methodenvergleich des k_f -Wertes von Sanden. – *Meyniana*, **27**: 35–40, 2 Abb.; Kiel.
- PFANNKUCH, H.-O. (1990): *Elsevier's Dictionary of Environmental Hydrogeology in English, French and German*. – 332 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PICKEL, H.-J. (1974): Der Grundwasserabfluß der Frankenberger Bucht (Ostrand Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, **70**: 63–162, 15 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- PFEIFFER, D. (1961): Zur Definition von Begriffen der Karst-Hydrologie. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 51–60; Hannover.
- PFEIFFER, D. (1962): Hydrologische Messungen in der Praxis des Geologen – Einfache Verfahren. – 60 Abb., 11 Tab.; In: *Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau*, 1: 13. Jahrg.; Berlin.
- PFEIFFER, D. (1963): Die geschichtliche Entwicklung der Anschauungen über das Karstgrundwasser. – *Beil. Geol. Jb.*, **57**: 111 S.; Hannover.

- PINNEKER, E.V. (1992): Das Wasser in der Litho- und Asthenosphäre, Wechselwirkung und Geschichte. – In: Lehrbuch der Hydrogeologie, **6**: 263 S., 86 Abb., 48 Tab.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- PIPER, A.M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. – Trans. Am. Geophys. Union, **25**: 914–928, 4 Abb., 2 Tab.; Washington D.C.
- PIPER, A.M. (1960): Interpretation and Current Status of Ground-Water Rights. – Geological Survey Circular, **432**: 10 S.; Washington D.C.
- PREUSS, H., VINKEN, R. & VOSS, H.-H. (1991): Symbolschlüssel Geologie. – 328 S., 1 Abb., 21 Tab.; Stuttgart (Schweizerbarth).
- PREUB, G. & SCHMINKE, H.K. (2004): Ein Globales Ökosystem – Grundwasser lebt. – Chem. unserer Zeit, **38**: 340–347, 5 Abb., 1 Tab.; Weinheim (Wiley-VCH).
- PRINZ, E. (1923): Handbuch der Hydrologie. – 2. Aufl., 422 S., 334 Abb.; Berlin (Springer).
- PRINZ, E. & KAMPE, R. (1934): Handbuch der Hydrologie, **2**, Quellen. – 291 S., 274 Abb.; Berlin (Springer).
- PRINZ, H. (1977): Grundwasserentnahme als indirekte Ursache von Geländeschäden. – Ber. d. 1. National. Tagung f. Ing.-Geol., Paderborn, 558–567, 5 Abb., 1 Taf.; Paderborn.
- PRINZ, H. & STRAUB, R. (2006): Abriss der Ingenieurgeologie. – 4. Aufl., 671 S., 403 Abb., 90 Tab.; Heidelberg (Elsevier).
- QUADFLIEG, A. (1987): Vergleichende Untersuchungen zur kalkaggressiven Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 341–356, 6 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- QUADFLIEG, A. (1990): Zur Geohydrochemie der Kluftgrundwasserleiter des nord- und osthessischen Buntsandsteingebiets und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. – Geol. Abh. Hessen, **90**: 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil.; Wiesbaden.
- QUAST, D. (2010): Optimierung des Bohrbrunnens im Festgestein. – bbr, **09**(10): 43–47, 4 Abb., 2 Tab.; Köln (WVGW).
- QUENTIN, K.-E., WEIL, L. & UDLUFT, P. (1973): Grundwasserunreinigungen durch organische Umweltchemikalien. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 417–424, 4 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- RAMEY JR., H. J., AGARWAL, R.G. & MARTIN, I. (1975): Analysis of "Slug Test" or DST Flow Period Data. – J. Can. Petroleum Technol., **14**(3): 37–47, 13 Abb., 11 Tab.; Montreal.
- RAUSCH, R., SCHÄFER, W. & WAGNER, C. (2002): Einführung in die Transportmodellierung im Grundwasser. – 183 S., 58 Abb., 9 Tab.; Berlin (Borntraeger-Schweizerbart).
- RAUSCH, R., SCHÄFER, W., THERRIEN, R. & WAGNER, C. (2005): Solute Transport Modelling – An Introduction to Models and Solution Strategies. – 205 S., 66 Abb., 11 Tab.; Berlin; Stuttgart (Borntraeger).
- RENGER, M., STREBEL, O. & GIESEL, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrogeologischer Fragen mittels klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten, **4**, Grundwasserneubildung. – Z. f. Kulturtechn. u. Flurber., **15**: 148–160 und 206–221; Berlin.
- RENGER, M., STREBEL, O. & BRUNKE, H. (1977): Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., **25**(1): 89–100; Göttingen.
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. – Wasser u. Boden, **8**: 362–366, 4 Abb., 3 Taf.; Hamburg.
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1982): Einfluss der Grundwasserabsenkung auf landwirtschaftliche Erträge. – In: DVWK-Fortbildung, 4. Fortbildungslehrgang Grundwasser – Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes; 20 S., 10 Abb., 1 Tab.; Bonn (Dtsch. Verband f. Wasserwirtschaft u. Kulturbau e.V., DVWK) (Tagung in Zusammenarbeit mit der FH-DGG vom 11. bis 14. Oktober 1982 in Darmstadt).
- RENGER, M., STREBEL, O., SPONAGEL, H. & WESSOLEK, G. (1984): Einfluss von Grundwasserabsenkungen auf den Pflanzenertrag landwirtschaftlich genutzter Flächen. – Wasser u. Boden, **36**: 499–502; Hamburg.
- RENGER, M., STREBEL, O., WESSOLEK, G. & DUYNISVELD, W. H. M. (1986): Evapotranspiration and Groundwater Recharge – A case study for different climate, crop patterns, soil properties and groundwater depth conditions. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **149**: 371–381, 9 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. – Mitt. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, **38b**: 295–307; München.
- RENNER, I., SCHLEYER, R. & MÜHLHAUSEN, D. (1990): Gefährdung der Grundwasserqualität durch anthropogene Luftverunreinigungen. – VDI-Berichte, **837**: 705–727, 9 Abb., 11 Tab.; Düsseldorf.
- REUL, K., SCHOTT, H. & WIRTH, H. (1972): Periodische zeitenbedingte Grundwasserspiegelschwankungen im Vogelsberg. – Dtsch. Gewässerkd. Mitt., **16**(4): 94–98, 1 Abb.; Koblenz.
- REYNOLDS, O. (1883): An Experimental Investigation of the Circumstances which determine whether the Motion of water shall be direct or sinous and of the Law of Resistance in parallel Channels. – Phil. Trans. Royal Society London, **174/A**: 935–982.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Mess-

6

- fehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. – Berichte Dt. Wetterdienst., **194**: 93 S.; Offenbach a.M.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriss der Hydrogeologie. – 281 S., 96 Abb., 18 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RICHTLINIE 2006/118/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 16. Dezember 2006 zum Schutz des Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung. – Amtsblatt der Europäischen Union L 372/19.
- RIEMER, R. (1983): Untersuchungen zum Transportverhalten von Bakterien in sandigen und kiesigen Sedimenten. – Dissertation, 161 S., 52 Abb., 39 Tab.; Kiel.
- RIJTEMA, P.A. (1968): On the relation between transpiration, soil physical properties and crops production as a basis for water supply plans. – Techn. Bull. Inst. for Land and Water Management Research, **58**: 30 S.; Wageningen.
- ROETHER, W. (1970): Tritium und Kohlenstoff-14 im Wasserkreislauf. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeologie-Hydrogeochemie: 183–192, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- ROHMANN, U. & SONTHEIMER, H. (1985): Nitrat im Grundwasser. – 468 S.; Karlsruhe (Engler-Bunte-Inst.).
- RORABAUGH, M.I. (1953): Graphical and theoretical analysis of Step-drawdown test of artesian well. – American Society of Civil Engineers, **79**(362): 1–23, 9 Abb., 1 Tab.; New York.
- RORABAUGH, M.I. (1965): Ground Water in Northeastern Louisville, Kentucky. – Contributions to Hydrology, Geological Survey Water-Supply Paper, **1360-B**: 101–169, 25 Abb., 8 Tab.
- ROSENKRANZ, D., BACHMANN, G., KÖNIG, W. & EINSELE, G. (2003): Bodenschutz: Ergänzbare Handbuch der Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaften und Grundwasser. – Losebl.-Ausg., 5 112 S., 11 Tab.; Berlin.
- ROSENKRANZ, D., EINSELE, G. & HARREB, H.M. (ab 1988): Bodenschutz. Ergänzbare Handbuch; Berlin (Schmidt).
- ROSSUM, J.R. (1975): Checking the accuracy of water analysis through the use of conductivity. – J. Americ. Water Works Assoc., **67**: 204–205; Washington D.C.
- ROTH, L. (seit 1982): Wassergefährdende Stoffe. – Loseblattsammlung in 3 Ordnern; Landsberg/Lech (ecomед-Verl.-Ges.).
- RÜBEL, A. & BRAUCH, K. (2009): Vollständige und maßstäbliche Erfassung des Innenraums von Pegeln, Brunnen und Bohrungen mittels optischer Scanner. – bbr, **5**: 34–41, 10 Abb.; Bonn (WVGW).
- RÜBESAME, K. (1996): Brunnenregenerierung – Schonender Einsatz von Sprengstoff zur Brunnenregenerierung. – bbr, **47**(3): 18–24, 8 Abb., 2 Tab.; Bonn (WVGW).
- SACRÉ, C. (1996): Mikrobiologische Parameter der Wasserbeschaffenheit. – In: DVGW [Hrsg.]: Lehr und Handbuch Wasserversorgung – Wassergewinnung und Wasserwirtschaft: 57–71, 8 Tab.; München (Oldenbourg).
- SALZWEDEL, J. (1984): Bodennutzung und Grundwasserschutz im Wasserrecht. – Wasserrecht u. Wasserwirtschaft., **21**: 130 S.; Berlin (Schmidt).
- SAUTY, J.P., KINZELBACH, W. & VOSS, A. (1991): CATTI: Computer Assisted Tracer Test Interpretation – Rechnergestützte Tracertestauswertung. Programmbeschreibung Catty Ver. 3.01. – deutsche Version mit Programmdokumentation; Orleans/Kassel (Bureau de Recherches Géologique et Minières/Gesamthochschule Kassel).
- SCHÄDEL, K. & STÖBER, I. (1984): Auswertung der Auffüllversuche in der Forschungsbohrung Urach 3. – Jh. geol. Landesanst. Bad.-Wttbg., **26**: 27–34, 4 Abb., 1 Tab.; Freiburg.
- SCHAFER, G. & COLLINS, H.-J. (1966): Eine Methode zur Messung der Infiltrationsrate im Felde. – Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, **7**: 193–199, 1 Abb.; Berlin, Hamburg (P. Parey).
- SCHAFMEISTER, M.-T. (1999): Geostatistik für die hydrogeologische Praxis. – 172 S., 81 Abb., 17 Tab.; Berlin (Springer).
- SCHARPFF, H.-J. (1976): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5618 Friedberg: 115–150, 7 Abb., 7 Tab.; Wiesbaden.
- SCHENDEL, U. (1968): Messungen mit Grundwasserlysimetern über den Wasserverbrauch aus oberflächennahem Grundwasser. – Z. Kulturtechn. Flurberein., **9**: 314–326; Berlin.
- SCHENK, E. (1972): Die Wirkung des Luftdrucks auf das Grundwasser. – Nachricht. dt. geol. Ges., **6**/1972: 96–97, 1 Abb.; Hannover.
- SCHENK, E. & KRAUSS, I. (1972): Hydroseismische Beobachtungen an Grundwasserbeobachtungsbrunnen im Festgestein und ihre hydrogeologische Bedeutung. – Z. dt. geol. Ges., **123**: 15–27, 6 Abb.; Hannover.
- SCHLEGEL, G. (1976): Allgemeine Mikrobiologie. – 480 S., 217 Abb., 33 Tab.; Stuttgart (Thieme).
- SCHLEYER, R. & MILDE, G. (1990): Zur Bewertung luftbürtiger Grundwasserqualitätsbeeinflussungen. – VDI-Ber., **837**: 663–684, 8 Abb., 4 Tab.; Düsseldorf.
- SCHLEYER, R. & RAFIUS, B. (2000): Grundwassergefährdung durch organische Luftschadstoffe. – DVWK-Materialien, 1/2000: 385 S., 92 Abb., 178 Tab.; Bonn (DVWK).
- SCHMASSMANN, H. (1969): Grundlagen- und Konsequenz-Karten für die angewandte Hydrogeologie. – Eclogae geol. Helv., **62**(2): 623–629; Basel.

- SCHMIDT, K.H., SCHÖTTLER, U., ZULLEI-SEIBERT, N. & KRUTZ, H. (1983): Die Ausbreitung von Stoffen im Grundwasser unter besonderer Berücksichtigung chemischer und biologischer Einflussgrößen. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **34**: 197–224, 21 Abb., 3 Tab.; Frankfurt/M. (ZfGW).
- SCHMINKE, H.K. & GAD, G. (2007): Grundwasserfauna Deutschlands – Ein Bestimmungswerk. – In: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. [Hrsg.]: DWA-Themen: 628 S., 278 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hennef.
- SCHNEIDER, H. (1971): Die Dimensionierung von Brunnenreihen. – bbr, **22**(5): 8 S., 7 Abb.; Köln.
- SCHNEIDER, H. (1973): Die Wassererschließung. – 2. Aufl., 885 S., 1 235 Abb., 150 Tab.; Essen (Vulkan-Verlag); 3. Aufl. (1988), 876 S.; Essen (Vulkan-Verlag).
- SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, H. (1974): Aufwärmung des Grundwasserleiters durch Einleitung von Kühlwässern. – Wasser u. Boden, **26**(12): 337–340, 4 Abb.; Hamburg (Parey).
- SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, H. (1975a): Quantitative Bestimmung von mineralisierten Wasserzuflüssen mit Hilfe der Flowmeter- und Widerstandsmessung. – bbr, **26**(2): 37–40, 3 Abb., 1 Tab.; Köln.
- SCHNEIDER, E. & SCHNEIDER, H. (1975b): Verbesserte Auswertung von Versuchsbohrungen zur Wassererschließung durch Anwendung der Zufluss-, Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung. – Wasser u. Boden, **27**(1): 3–6, 2 Abb., 1 Taf.; Hamburg (Parey).
- SCHOELLER, H. (1935): Utilité de la notion des échanges de bases pour la comparaison des eaux souterraines. – France Soc. Geol. Comptes Rend. Sommaire Bull. Ser. 5, **5**: 651–657.
- SCHOELLER, H. (1956): Géochimie des eaux souterraines. Application aux eaux de gisements de pétrole. – Rev. Inst. Pétrole et Ann. des combustibles liquides, **10**/1955: 181–213, 219–246, 507–552, 671–719 und 823–874, 48 Abb.; Paris.
- SCHOELLER, H. (1962): Les eaux souterraines. – 642 S., 187 Abb.; Paris (Masson).
- SCHOENEN, D. (2003): Die Verwesung aus hygienischer Sicht (Unter besonderer Berücksichtigung der Störungen der natürlichen biologischen Abbauvorgänge bei der Erdbestattung). – Schriftenreihe des Vereins für Wasser-, Boden- und Lufthygiene, **113**: 1–74, 4 Abb., 9 Tab.; Gelsenkirchen.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1992): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. – 2. Aufl., 231 S.; Berlin (Borntraeger).
- SCHÖTTLER, U. (1975): Das Verhalten von Schwermetallen bei der Langsamfiltration. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 373–384, 13 Abb.; Hannover.
- SCHRAFT, A. & RAMBOW, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRAPS, W.G. (1972): Die Bedeutung der Filtereigenschaften des Bodens für die Anlage von Friedhöfen. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., **16**: 225–229, 1 Tab.; Göttingen.
- SCHROEDER, G. (1952): Die Wasserreserven des oberen Emsgebietes. Ein Beitrag zur wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung. – Bes. Mitt. Z. Dtsch. Gewässerkundl. Jahrb., **5**; Koblenz.
- SCHROEDER, G. (1955): Die Grundwasserreserven der Flussgebiete. – Bes. Mitt. Dtsch. Gewässerkundl. Jahrb., **13**: 26 S.; Koblenz.
- SCHROEDER, M.R. & WYRWICH, D. (1990): Eine in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. – Dtsch. Gewässerkd. Mitt., **34**: 12–16, 2 Tab.; Koblenz.
- SCHROERS, S. & ODENSASS, M. (2007): In-situ-Verfahren für die gesättigte Zone: Einsatzmöglichkeiten und erste Beispiele aus Nordrhein-Westfalen. – Altlasten Spektrum, **16**(1): 13–24; Berlin (Erich Schmidt).
- SCHRÖTER, H. (1971): Erfahrungen bei Abflußmessungen in kleineren Vorflutern für hydrogeologische Spezialuntersuchungen. – bbr, **22**(2+3), 48–52 & 79–82, 9 Abb., 2 Tab.; Köln (WVGW).
- SCHULER, G. (1973): Über Durchlässigkeitsbestimmungen durch hydraulische Bohrlochversuche und ihre Ergebnisse in tertiären Flinzsanden (Ob. Süßwassermolasse Süddeutschlands). – bbr, **24**(8): 291–299; Köln.
- SCHULZ, H. D. (1972): Grundwasserneubildung berechnet aus der Chlorid-Bilanz. – Geol. Mitt., **12**: 53–60, 3 Abb.; Aachen.
- SCHULZ, H. D. (1977): Über den Grundwasserhaushalt im norddeutschen Flachland, **4** – Die Grundwasserbeschaffenheit der Geest Schleswig-Holsteins. – Bes. Mitt. Dtsch. Gewässerkundl. Jahrb., **40**: 141 S., 44 Abb., 6 Tab., 5 Kt.; Kiel.
- SCHULZ, H.D. (1981): Zweidimensionales Transport-Reaktions-Modell für Ionen im Grundwasser. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 585–596, 4 Abb.; Hannover.
- SCHULZ, H. D. (1982): Regionalisierung geohydrochemischer Daten. – DVWK-Schriften, **54**: 71–83, 2 Abb.; Hamburg (Parey).
- SCHULZ, H. D. & REARDON, E. J. (1983): A combined mixing cell/analytical model to describe two-dimensional reactive solute transport for unidirectional groundwater flow. – Water Resour. Res., **19**: 493–502; Washington (Amer. Geophys. Union).
- SCHWARTZ, W. (1958): Die Bakterien des Schwefelkreislaufs und ihre Lebensbedingungen. – Freiburger Forsch.-H., **C44**: 1–13, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SCHWARZENBACH, R., GIGER, W., HOEHN, E., SCHELLENBERG, K.H. & SCHNEIDER, J. (1983): Das Verhalten halogenierter organischer Verbindungen im Grundwasser und bei Grundwasserbildung. – DVGW-Schriftenrei-

- he Wasser, **34**: 179–196, 6 Abb., 5 Tab.; Frankfurt/M. (ZfGW).
- SCHWILLE, F. (1955): Ionenumtausch und der Chemismus von Grund- und Mineralwässern. – Z. dt. geol. Ges., **106**(1): 16–22, 2 Abb.; Hannover.
- SCHWILLE, F. (1957): Das Härte dreieck. – GWF, **98**(12): 280–282, 7 Abb.; München (Oldenbourg).
- SCHWILLE, F. (1976): Anthropogenically Reduced Groundwaters. – Hydrol. Sci. Bull., **21**(4): 629–645, 9 Abb.; Burlington, Ontario, Canada (AIH).
- SCHWILLE, F. & VORREYER, C. (1969): Durch Mineralöl „reduzierte“ Grundwässer. – GWF Wasser/Abwasser, **110**(44): 1 225–1 232, 8 Abb., 1 Tab.; München (Oldenbourg).
- SCHWILLE, F. & WERNER, J. (1963): Pumpversuche mit dem Druckluftwasserheber in engen Kernbohrlöchern. – Dtsch. Gewässerkundl. Mitt., **7**(3): 57–65, 10 Abb.; Koblenz.
- SCHWILLE, F., UBELL, K. & WEHR, R. (1986): Vermaschte Kluftmodelle – Strömungstransport in klüftigen Medien. – Ber. Mitt. z. Gewässerkd. Jb., **48**: 73 S., 160 Abb.; Koblenz.
- SEEBURGER, J. & KÄB, W. (1989): Grundwasser-Redoxpotentialmessung und Probenahme geräte. – DVWK-Schriften, **84**: 1–118, 56 Abb., 8 Taf.; Hamburg (Parey).
- SEELHEIM, F. (1880): Methode zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens. – Z. anal. Chemie, **19**: 387–418, 4 Abb.; Wiesbaden (Kreidel).
- SEIDEL, K. (1978): Gewässerreinigung durch höhere Pflanzen. – Garten + Landsch., **1**: 9–17, 18 Abb.; München (Callwey).
- SENFTEN, H. & MARTI, F. (1973): Vorratshaltung von Wasser: Leitungswasser oder Mineralwasser in Flaschen? – Alimenta, **12**: 207–213, 6 Tab.; Zürich (Kilchberg).
- SICHARDT, W. (1928): Das Fassungsvermögen von Rohrbrunnen und seine Bedeutung für die Grundwasserabsenkung, insbesondere für größere Absenkungstiefen. – 89 S., 40 Abb., 19 Tab.; Berlin (Springer).
- SIEDER, F., ZEITLER, H. & DAHME, H.: Wasserrecht. – Loseblatt-Kommentare, 10. Ergänzungsheft 1987–1994; München (Beck).
- SIEMON, B., CHRISTIANSEN, A.V. & AUKEN, E. (2009): A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration. – Near Surface Geophysics, **7**: 629–646, 9 Abb.
- SILIN-BEKTSCHURIN, A.I. (1965): Grundwasserdynamik. – 380 S., 168 Abb., 23 Tab.; Moskau.
- SKOWRONEK, F., FRITSCHKE, J.-G., ARAGON, U. & RAMBOW, D. (1999): Die Versenkung und Ausbreitung von Salzabwasser im Untergrund des Werra-Kaligebietes. – Geol. Abh. Hessen, **105**: 83 S., 23 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- SKUTLAREK, D., EXNER, M. & FÄRBER, H. (2006): Perfluorierte Tenside (PFT) in der aquatischen Umwelt und im Trinkwasser. – Fortschritte in Umweltchemie und Ökotoxikologie, **18**(3): 151 – 154.
- SONTHEIMER, H., SPINDLER, P. & ROHMANN, U. (1980): Wasserchemie für Ingenieure. – DVGW-Forschungsstelle am Engler-Bunte-Institut der Universität Karlsruhe (TH), 492 S.; Frankfurt am Main (ZfGW-Verlag).
- SPONAGEL, H. (1980): Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. – Geol. Jb., **F9**: 3–87, 28 Abb., 14 Tab.; Hannover.
- SPONAGEL, H., STREBEL, O. & RENGGER, M. (1983): Ermittlung von boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerten der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Boden- und Klimadaten und deren flächenhafte Darstellung. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., **38**: 147–152, 4 Abb.; Göttingen.
- STARKE, P., GÖBEL, P. & COLDEWEY, W.G. (2010): Urban evaporation rates for water-permeable pavements. – Water Science and Technology, **62**(5): 1 161–1 169., 3 Abb., 2 Tab.; London (IWA Publishing).
- STARKE, P., GÖBEL, P. & COLDEWEY, W.G. (2011): Effects on evaporation rates from different water-permeable pavement designs. – Water Science and Technology: 9 S., 2 Abb., 3 Tab.; London (IWA Publishing).
- STARKE, U., HERBERT, M. & EINSELE, G. (1991): Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK) im Boden und Grundwasser, **1**, Grundlagen zur Beurteilung von Schadensfällen. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 9. Liefg. **10/91**: 1 680, 38 S.; Berlin (Schmidt).
- STATISTISCHES BUNDESAMT (2002): Bodenflächen nach Art tatsächlicher Nutzung, 2001, Methodische Erläuterungen und Eckzahlen. – **3/5.1**: Statistisches Bundesamt; Wiesbaden.
- STETS, J. (1986): Geologie und Luftbild (Einführung in die Geologische Luftbildinterpretation). – Clausthal. Tekton. Hefte, **21**: 2. Aufl., 199 S., 70 Abb.; Clausthal-Zellerfeld (Pilger).
- STIFF, H.A. JR. (1951): The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. – Journal of petroleum technology, **84**: 2 S., 7 Abb.; Dallas.
- STINY, J. (1933): Die Quellen. – 255 S., 154 Abb.; Wien (Springer).
- STOBER, I. (1986): Analytische Auswerteverfahren für Pump- oder Injektionsversuche in Festgesteinsaquiferen. – Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **28**: 267–296, 3 Abb., 2 Tab.
- STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. – Geol. Jb., **C42**: 204 S., 95 Abb.; Hannover.
- STOBER, I. (1994): Die physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein, ihre Tiefenabhängigkeit und Folgerungen für die Praxis – unter besonderer Berücksichtigung des kristallinen Grundgebirges. –

- Beitr. z. Hydrogeologie, **45**: 105–132, 11 Abb., 1 Tab.; Graz.
- STOBER, I., FRITZER, T., OBST, K. & SCHULZ, R. (2009): Nutzungsmöglichkeiten der Tiefengeothermie in Deutschland. – 73 S., 37 Abb.; Berlin (BMU).
- STÖFEN, P. (1974): Gesundheitliche Höchstwerte für Schadstoffe im Trinkwasser. – GWF Wasser/Abwasser, **115**: 67–71, 3 Tab.; München (Oldenbourg).
- STRAYLE, G. (1983): Pumpversuche im Festgestein. – DVGW-Schriftenreihe Wasser, **34**: 305–325, 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/M. (ZfGW).
- STRAYLE, G., STOBER, I. & SCHLOZ, W. (1994): Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen. – Information **6**/94 Geolog. Landesamt. Bad.-Wttbg.: 114 S., 65 Abb., 11 Tab.; Freiburg/Brsg.
- STRELTSOVA, T.D. (1976): Progress in research on well hydraulics. – Advances in Groundwater Hydrology – American Water Resources Association: 15–28.
- STROHECKER, R. (1936): Ein neuer Weg zur Ermittlung der Angriffslust (Aggressivität) von Wässern. – Z. anal. Chemie: 321–328, 2 Tab.; München (Bergmann).
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – 72 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt.; Düsseldorf (LWA).
- STRUPP, H.-D., BAKENHUS, A., STAUFFER, R. & LORENZ, D. (2005): Sanierungsoptimierung von CKW-Grundwasserschäden – Möglichkeiten zur Reduzierung der Sanierungskosten. – Altlaten Spektrum, **14**(6): 313–324; Berlin (Erich Schmidt).
- STRZODKA, A. [Hrsg.] (1975): Hydrotechnik im Bergbau und Bauwesen. – 392 S., 154 Abb., 55 Tab.; Leipzig (VEB Deutscher Verlag).
- SURES, B. & ZIMMERMANN, S. (2001): Aufnahme und Anreicherung KFZ-bürtiger Platingruppenelemente durch Fische, ihre Endoparasiten und Muscheln. – Zwischenbericht anlässlich des Statusseminars des BW-PLUS am 28. Februar und 1. März 2001 im Forschungszentrum Karlsruhe.
- SZABO, L. & SZALAI, E. (1962): Lysimetermessungen. – Z. Hydrol., **42**(5): 382; Budapest (zit. GWF Wasser/Abwasser, **104**(26): 756–757, 1 Abb.; München (Oldenbourg 1963).
- THEIS, C.V. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. – Trans. Am. Geophys. Union, **16**(2): 519–524, 3. Abb.; Washington D.C.
- THEIS, C.V. (1941): The effect of a well on the flow of a nearby stream. – Trans. Am. Geophys. Union, **3**: 734–738, 2 Abb.
- THEIS, C.V. (1952): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. – Ground water notes, hydraulics, **5**: 1–9, 3 Abb.
- THEWS, J.-D. (1967): Die Wassergewinnungsmöglichkeiten im bayerischen Buntsandstein-Spessart. – Veröffentl. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 135–163, 1 Abb., 2 Kt.; Aschaffenburg.
- THEWS, J.-D. (1971): Summenwirkung von Verunreinigungen in Trinkwasserschutzgebieten. – GWF Wasser/Abwasser, **112**(2): 101–103; München (Oldenbourg).
- THEWS, J.-D. (1972): Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. – Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **63**: 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- THIEM, A. (1870): Über die Ergiebigkeit artesischer Bohrlöcher, Schachtbrunnen und Filtergalerien. – Journ. f. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, **14**: 450–467, 12 Abb.
- THIEM, A. (1880): Der Versuchsbrunnen für die Wasserversorgung der Stadt München. – Jour. f. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, **23**: 156–164, 3 Taf.; München (Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern).
- THIEM, A. (1888): Neue Messungsart natürlicher Grundwassergeschwindigkeiten. – Journ. f. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, **31**: 18–28; München (Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern).
- THIEM, G. (1906): Hydrologische Methoden. – 56 S., 8 Abb.; Leipzig (Gebhardt).
- THIESSEN, A.H. (1911): Climatological data for July, 1911. District No.10, Great Basin. – Monthly Weather Review, **39**: 1 082–1 084, 5 Abb., 1 Tab.
- THON, J. & FELLMANN, P. (1981): Beweissicherungsverfahren im künftigen Wassergewinnungsgebiet des Zweckverbandes Fernwasserversorgung Rheintal (FWR). – GWF Wasser/Abwasser, **122**(2): 41–44, 2 Abb., 1 Tab.; München (Oldenbourg).
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R. (1955): The water balance. – Climat., **8**(1); Drexel Inst. Laboratory of Climatology; Centerton, N.J.
- TURNER, A. (1967): Hydrogeologie. – 350 S., 187 Abb.; Wien (Springer).
- TICHY, F. (1951): Die Lahn – Geographische Grundlagen einer Wasserwirtschaft. – Marburger Geograph. Schrift., **2**: 124 S., 21 Abb., 31 Tab.; Marburg/Lahn (Elwert).
- TICKELL, E. G. (1921): A method for the graphical interpretation of water analysis. – Rept. of California State oil and gas supervisor, **6**: 5–11.
- TILLMANS, J. & HEUBLEIN, O. (1912): Über die kohlen-sauren Kalk angreifende Kohlensäure der natürlichen Wässer. – Gesundh. Ing., **35**: 669–677, 2 Abb., 5 Tab.; München.
- TODD, D.K. (1964): Groundwater hydrology; NJ (John Wiley & Sons).

- TODD, D.K. & MAYS, L.W. (2005): Groundwater hydrology. – 3. Aufl., 636 S., 492 Abb., 78 Tab.; Hoboken, NJ (John Wiley & Sons).
- TRAINER, F. & WATKINS JR., F.A. (1974): Use of base-runoff recession curves to determine areal transmissivities in the Upper-Potomac river basin. – Journ. Research of U.S. Geol. Survey, **2**(1): 125–231, 2 Abb., 1 Tab.; Denver, Colorado, Virginia.
- TRESKATIS, CH. (1996): Brunnenarten, Brunnendimensionierung und -ausbau. – In: DVGW (1996): Wassergewinnung und Wasserwirtschaft (Lehr- und Handbuch der Wasserversorgung): 109–235, 14 Abb., 4 Tab.; München (Oldenbourg).
- TRESKATIS, CH., HEIN, CH. & PFEIFFER, S. (2009): Brunnenalterung: Sind Glaskugeln eine Alternative zum Filterkies nach DIN 4924? – bbr, **04**: 36–44, 7 Abb., 6 Tab.; Bonn (WVGW).
- TRESKATIS, CH., DANHOF, M. & HERRMANN, F. (2010): Vergleich ausgewählter Materialcharakteristiken von Glaskugeln und Filterkiesen für den Einsatz in Trinkwasserbrunnen. – DVGW energie|wasser-praxis, **01**: 26–32, 7 Abb., 1 Tab.; Bonn (WVGW).
- TRUESEN, C. (1948): Bestimmung der Rohrbrunnenabmessungen. – gwf-Sonderheft, **89**: 27 S.; Düsseldorf.
- TRUESEN, C. (1967): Die Direkt-Methode zur Bestimmung des Wasserandranges bei im Lockergestein fließenden Grundwasserströmen. – GWF Wasser/Abwasser, **6**: 140–142, 6 Abb.; München.
- TRUESDELL, A.H. & JONES, B.F. (1974): WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. – Journ. Research U.S. Geol. Survey, **2**(2): 233–248, 4 Tab.
- TSANG, Y.W. & TSANG, C.F. (1988): Flow and Tracer Transport in Fractured Media: A Variable Aperture Channel Model and Its Properties. – Water Resources Research, **24**(12): 2 049–2 060, 16 Abb., 6 Tab.
- TSCHAPEK (2000): Zur Berechnung von k_f -Werten aus der Kornverteilung. – Leipziger Geowissenschaften, **12**: 41–42, 1 Abb.; Leipzig.
- UBA [Hrsg.] (1990): Beurteilung und Behandlung von Mineralölschadensfällen im Hinblick auf den Grundwasserschutz. – LTWS-Nr. 24; Berlin.
- UDLUFT, H. (1953): Über eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen II. – Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **81**: 308–313, 1 Taf.; Wiesbaden.
- UDLUFT, H. (1956): Zur graphischen Darstellung von Mineralwasseranalysen und von Wasseranalysen. – Vortrag auf dem 52. Deutschen Bädertag 1956 in Bad Salzfluren: 173–176, 8 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- UDLUFT, P. (1972): Bestimmung des entwässerbaren Kluftraumes mit Hilfe des Austrocknungskoeffizienten nach MAILLET, dargestellt am Einzugsgebiet der Lohr (Nord-Ost-Spessart). – Z. dt. geol. Ges., **123**: 53–63, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- UDLUFT, P. & BLASY, L. (1975): Ermittlung des unterirdischen Abflusses und der nutzbaren Porosität mit Hilfe der Trockenwetter-Auslaufkurve. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 325–336, 9 Abb.; 1 Tab.; Hannover.
- UHLIG, S. (1959): Wasserhaushaltsbetrachtungen nach THORNTWHAITE. – Z. Acker-Pflanzenbau, **109**: 384–407; Berlin.
- UNGER, H.-J. & PRINZ, D. (1997): Bodenbelastung an Straßen mit Schwermetallen und organischen Fremdstoffen. – In: Rosenkranz, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 23. Liefg., **4/97**, **7320**: 65 S., 6 Abb., 22 Tab.; Berlin (Schmidt).
- USBR (1980): Earth Manual, a water resources technical publication. – 810 S., 366 Abb., 19 Tab.; Denver/Colorado (U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Water and Power Resources Service).
- USBR (1995): Groundwater Manual, a water resources technical publication. – 2. Aufl., 661 S.; Denver/Colorado (U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Water and Power Resources Service).
- US-EPA (1988): Geo-EAS: Geostatistical Environmental Assessment Software; Las Vegas (United States Environmental Protection Agency).
- VDG (Vereinigung Deutscher Gewässerschutz e.V.) (2005): Lebensraum Grundwasser. – Schriftenreihe der Vereinigung Deutscher Gewässerschutz, **68**: 1. Aufl., 31 S., diverse Abb.; Bonn.
- VIERHUFF, H., WAGNER, W. & AUST, H. (1981): Die Grundwasservorkommen in der Bundesrepublik Deutschland. – Geol. Jb., **C30**: 3–110, 20 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- VINX, R. (2011): Gesteinsbestimmung im Gelände. – 3. Aufl., 480 S., 418 Abb., 14 Tab., 2 Taf.; Heidelberg (Spektrum).
- VOGEL, H.U. VON (1956) unter Mitwirkung von BUBAM, W. & NAHME, H.: Chemiker-Kalender. – 560 S.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- VOGELSANG, D. (1993): Geophysik an Altlasten. – 2. Aufl., 179 S., 87 Abb.; Berlin (Springer).
- VOIGT, H. (1977): Zur Auswirkung von Grundwasserabsenkungen auf den Grünlandertrag. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., **25**(2): 689–693, 1 Abb.; Göttingen.
- VOIGT, H.-J. (1975): Über die Rolle des Kationen-Austausches bei der Bildung der chemischen Zusammensetzung der Grundwässer. – Z. Angew. Geol., **21**(9): 420–423, 3 Abb.; Berlin.
- VON DER KAMMER, F. & HOFMANN, T. (2007): Beispiele für Nutzen und Risiko der Nanotechnologie aus der Sicht der Umweltgeowissenschaften – Was wir lernen und was wir lernen müssen. – In: GASZÓ, A., GREBLER, S. & SCHIEMER, F. [Hrsg.]: Nano – Chancen

- und Risiken aktueller Technologien: 83 - 100, 5 Abb., 1 Tab.; Wien (Springer).
- WAGNER, R. (1980): Temperaturkorrekturfaktoren für die elektrische Leitfähigkeit von natürlichen Wässern. – Z. Wasser Abwasserforsch., **13**(2): 62–65, 3 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- WALTON, W.C. (1963): Estimating the infiltration rate of a streambed by aquifer-test analysis. – International Association of Scientific Hydrology, General Assembly Berkeley: 409–420, 2 Abb., 2 Tab.
- WARREN, J.E. & ROOT, P.J. (1963): Behavior of naturally fractured reservoirs. – Soc. Pet. Eng. J., **9**: 245–255, 9 Abb.
- WEBER, H.H. & NEUMAIER, H. [Hrsg.] (1996): Altlasten – Erkennen, Bewerten, Sanieren. – 3. Aufl., XX + 519 S., 144 Abb., 31 Tab.; Berlin (Springer).
- WECHMANN, A. (1964): Hydrologie. – 534 S., 271 Abb., 38 Taf.; München (Oldenbourg).
- WEIDENBACH, F. (1954): Über einige Wasserbohrungen im Jura. Ein Beitrag zum Karstwasserproblem der Schwäbischen Alb. – Jahresber. Mitt. Oberrheinischen Geol. Ver., N.F., **36**: 54–73; Stuttgart.
- WEIB, J., WERNER, J. & SULMANN, P. (2002): Erfahrungen mit dem „Tunnel“-Verdunstungsmesser beim Einsatz auf Grünflächen. – Hydrology and Water Resources Management – Germany, **5**: 201–208; 8 Abb., 2 Tab.; Koblenz.
- WENDLAND, E., ALBERT, H., BACH, M. & SCHMIDT, R. (1993): Atlas zum Nitratstrom in der Bundesrepublik Deutschland. – 107 S., 10 Abb., 13 Tab., 31 farbige Rasterkarten; Berlin (Springer).
- WENZEL, L.K. (1936): The Thiem method for determining permeability of water-bearing materials and its application to the determination of specific yield. Results of investigations in the Platte River Valley, Nebraska. – Water-Supply Paper, **679-A**: 57 S., 7 Abb., 17 Tab.; Washington D.C. (United States Government Printing Office).
- WERNER, D. & BALKE, K.-D. (1977): Die Wärmeausbreitung in der Umgebung eines Kühlwasserbrunnens. – GWF Wasser/Abwasser, **118**(11): 528–531, 2 Abb.; München (Oldenbourg).
- WERNER, J. W. (1987): Ein neues schwimmendes Meßsystem zur automatischen Verdunstungsbestimmung an stehenden Gewässern. – Meteorol. Rundschau, **40**: 12–19, 8 Abb.; Stuttgart (Borntraeger).
- WERNER, J. (1998): Eine neue Meßanordnung für den Übertritt von Gasen und Dämpfen aus dem Untergrund in die Atmosphäre. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **208**: 263–271, 3 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- WERNER, J. (2000): Die Erprobung einer neuen Messanordnung zur Verdunstungsbestimmung an Grünland. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, **2**: 64–70, 7 Abb., 1 Tab.
- WHO (World Health Organization) (2011): Pharmaceuticals in drinking water. – 35 S., 2 Abb., 8 Tab.; Genf.
- WIEST, R.J.M. DE (1966): On the Storage Coefficient and the Equations of Groundwater-Flow. – J. Geophys. Res., **71**: 1 117–1 123; New York.
- WOLTMAN, R. (1790): Theorie und Gebrauch des hydrometrischen Flügels oder eine zuverlässige Methode, die Geschwindigkeit der Winde und strömenden Gewässer zu beobachten. – 60 S., 8 Tab., 5 Taf., 1 Anl.; Hamburg (B.G. Hoffmann).
- WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde. – 320 S., 183 Abb.; Berlin (Springer).
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forsch. Dtsch. Landeskunde., **104**: 47–54, 2 Abb.; Remagen.
- WYCISK, P. (1993): Die Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) – konzeptioneller Rahmen einer vorsorgenden Umweltgeologie: Beispiel Deponiestandortsuche. – Z. dt. geol. Ges., **144**: 308–325, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- WYSSLING, L. (1979): Eine neue Formel zur Berechnung der Zuströmungsdauer (Laufzeit) des Grundwassers zu einem Grundwasserpumpwerk. – Eclogae geol. Helv., **72**: 401–406; Basel.
- YURTSEVER, Y. (2000): Modelling. – In: MOOK, W.G. [Hrsg.]: Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications. – IHP-V Technical Documents in Hydrology, **39**(6): 127 S.
- ZAYC, R. (1969): Kartierung für die Lagerung wassergefährdender Stoffe in Nordrhein-Westfalen. – Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Sonderheft: 55–57, 2 Anl.; Koblenz.
- ZEHENDER, F., STUMM, W. & FISCHER, H. (1956): Freie Kohlensäure und pH von Wasser im Calciumkarbonat-Löslichkeitsgleichgewicht. – Monatsbull. d. Schweiz. Ver. Gas- u. Wasserf., **36**(11): 269–275, 3 Tab.; Zürich.
- ZETINIGG, H. (1990): Bemerkungen zur Entwicklung des Begriffs Hydrogeologie. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **120**: 145–154; Graz.
- ZIMMERMANN, J., DIERKES, C., GÖBEL, P., KLINGER, C., STUBBE, H. & COLDEWEY, W.G. (2004): Numerical Modelling of long term migration and accumulation of pollutants in soil and groundwater due to storm water infiltration. – Proceedings of the 5th international Conference „Sustainable Techniques and Strategies in Urban Water Management“, Juni 2004: 1 253–1 260, 5 Abb., 4 Tab.; Lyon (Frankreich).
- ZIMMERMANN, J., KLINGER, CH., STUBBE, H., GÖBEL, P. & COLDEWEY, W.G. (2004): Empfehlungen für die Ver-

6

- sickerung von Regenwasserabflüssen unterschiedlicher Dach- und Straßenflächen. – Schriftenreihe der dt. geol. Ges., **32**: 25; Hannover.
- ZIPPEL, M., HANNAPPEL, M., DUSCHER, K., SCHEYTT, T. & MÜLLER, B. (2010): Mathematische Simulation des Eintrages von Arzneimitteln aus Oberflächengewässern in das Grundwasser durch Uferfiltration. – Umweltbundesamt [Hrsg.]: UBA Texte, **14**: 160 S., 63 Abb., 25 Tab., 8 Anl.; Dessau-Roßlau.
- ZMARSLEY, E., KUTTLER, W. & PETHE, H. (2002): Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen. Eine Einführung mit Übungen, Aufgaben und Lösungen. – 174 S., 23 Abb., 30 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- ZOETEMANN, B.C.J., GREEF, E. DE & BRINKMANN, F.J.J. (1981): Persistency of organic contaminants in groundwater, lessons from soil pollution incidents in the Netherlands. – *Studies Env. Sci.*, **17**: 465–480; Amsterdam.
- ZÖTL, J.G. (1974): Karsthydrogeologie. – 291 S., 2 Taf.; Wien (Springer).
- ZOTH, G. (1987): Grundwassertemperatur-Messgeräte. – *Z. dt. geol. Ges.*, **138**: 535–564, 18 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- ZUNKER, F. (1930): Das Verhalten des Bodens zum Wasser. – In: BLANCK, E. [Hrsg.]: Handbuch der Bodenlehre, **6**: 66–220, 56 Abb.; Berlin (Springer).
- ser, Planung, Bau und Betrieb der Anlagen (Technische Regel des DVGW). – Berlin (Beuth).
- DIN 2 425-5 (1983): Planwerke für die Versorgungswirtschaft, die Wasserwirtschaft und für Fernleitungen; Karten und Pläne der Wasserwirtschaft. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 020 (1990): Geotechnische Untersuchungen für bautechnische Zwecke. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 021 (1990): Baugrund; Aufschluss durch Schürfe und Bohrungen sowie Entnahme von Proben. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 022-1 (1987): Baugrund und Grundwasser; Benennen und Beschreiben von Boden und Fels; Schichtenverzeichnis für Bohrungen ohne durchgehende Gewinnung von gekernten Proben im Boden und im Fels. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 022-2 (1981): Baugrund und Grundwasser; Benennen und Beschreiben von Boden und Fels; Schichtenverzeichnis für Bohrungen im Fels (Festgestein). – Berlin (Beuth).
- DIN 4 022-3 (1982): Baugrund und Grundwasser; Benennen und Beschreiben von Boden und Fels; Schichtenverzeichnis für Bohrungen mit durchgehender Gewinnung von gekernten Proben im Boden (Lockergestein). – Berlin (Beuth).
- DIN 4 023 (1984): Baugrund- und Wasserbohrungen; Zeichnerische Darstellung der Ergebnisse. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 030-1 (1991): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase; Grundlagen und Grenzwerte. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 030-2 (1991): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase; Entnahme und Analyse von Wasser- und Bodenproben. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 044 (1980): Hydromechanik im Wasserbau; Begriffe. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 045 (2003): Abwassertechnik – Grundbegriffe. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 046 (1983): Wasserversorgung; Begriffe (Technische Regel des DVGW). – Berlin (Beuth).
- DIN 4 047-3 (2002): Landwirtschaftlicher Wasserbau; Begriffe – Teil 3: Bodenkunde, Bodensystematik und Bodenuntersuchung. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 049-1 (1992): Hydrologie; Grundbegriffe. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 049-2 (1990): Hydrologie; Begriffe der Gewässerbeschaffenheit. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 049-3 (1994): Hydrologie; Begriffe zur quantitativen Hydrologie – Abschnitt 3: Unterirdisches Wasser. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 261-1 (2002): Kleinkläranlagen; Anlagen zur Abwasservorbehandlung. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 261-2 (1984): Kleinkläranlagen; Anlagen mit Abwasserbelüftung; Anwendung, Bemessung, Ausführung und Prüfung. – Berlin (Beuth).

DIN-Normen

- DIN 1 054 (2003): Baugrund-Sicherheitsnachweise im Erd- und Grundbau. – Berlin (Beuth).
- DIN 1 301-1 (2002): Einheiten – Teil 1: Einheitenamen, Einheitenzeichen. – Berlin (Beuth).
- DIN 1 301-2 (1978): Einheiten; Allgemein angewendete Teile und Vielfache. – Berlin (Beuth).
- DIN 1 301-3 (1979): Einheiten; Umrechnungen für nicht mehr anzuwendende Einheiten. – Berlin (Beuth).
- DIN 1 304-1 (1994): Formelzeichen; Allgemeine Formelzeichen. – Berlin (Beuth).
- DIN 1 313 (1998): Größen. – Berlin (Beuth).
- DIN 1 622 (2006): Wasserbeschaffenheit. Bestimmung des Geruchsschwellenwerts (TON) und des Geschmacksschwellenwerts (FFN). – Berlin (Beuth).
- DIN 1 989-1 (2002): Regenwassernutzungsanlagen Teil I: Planung, Ausführung, Betrieb und Wartung. – Berlin (Beuth).
- DIN 2 000 (2000): Zentrale Trinkwasserversorgung – Leitsätze für Anforderungen an Trinkwasser, Planung, Bau, Betrieb und Instandhaltung der Versorgungsanlagen (Technische Regel des DVGW). – Berlin (Beuth).
- DIN 2 001 (1983): Eigen- und Einzeltrinkwasserversorgung; Leitsätze für Anforderungen an Trinkwas-

- DIN 4 261-3 (1990): Kleinkläranlagen; Anlagen ohne Abwasserbelüftung; Betrieb und Wartung. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 261-4 (1984): Kleinkläranlagen; Anlagen mit Abwasserbelüftung; Betrieb und Wartung. – Berlin (Beuth).
- DIN 4 924 (1998): Sande und Kiese für den Brunnenbau – Anforderungen und Prüfungen. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 123 (1996): Baugrund; Untersuchung von Bodenproben – Bestimmung der Korngrößenverteilung. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 128 (2002): Baugrund; Untersuchung von Bodenproben – Bestimmung des Glühverlustes. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 129 (1996): Baugrund; Untersuchung von Bodenproben – Kalkgehaltsbestimmung. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 130-1 (1998): Baugrund; Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts – Teil 1: Laborversuche. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 130-1 (1998): Baugrund; Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts – Teil 2: Feldversuche. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-1 (2000): Bauwerksabdichtungen – Teil 1: Grundsätze, Definitionen, Zuordnung der Abdichtungsarten. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-2 (2000): Bauwerksabdichtungen – Teil 2: Stoffe. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-3 (2000): Bauwerksabdichtungen – Teil 3: Anforderungen an den Untergrund und Verarbeitung der Stoffe. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-4 (2000): Bauwerksabdichtungen – Teil 4: Abdichtungen gegen Bodenfeuchte (Kapillarwasser, Haftwasser) und nichtstauendes Sickerwasser an Bodenplatten und Wänden, Bemessung und Ausführung. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-5 (2000): Bauwerksabdichtungen – Teil 5: Abdichtungen gegen nichtdrückendes Wasser auf Deckenflächen und in Nassräumen; Bemessung und Ausführung. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-6 (2000): Bauwerksabdichtungen – Teil 6: Abdichtungen gegen von außen drückendes Wasser und aufstauendes Sickerwasser; Bemessung und Ausführung. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-7 (1989): Bauwerksabdichtungen – Teil 8: Abdichtungen gegen von innen drückendes Wasser; Bemessung und Ausführung. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-8 (2004): Bauwerksabdichtungen – Teil 8: Abdichtungen über Bewegungsfugen. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-9 (2004): Bauwerksabdichtungen – Teil 9: Durchdringungen, Übergänge, An- und Abschlüsse. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 195-10 (2004): Bauwerksabdichtungen – Teil 10: Schutzschichten und Schutzmaßnahmen. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 196 (2006): Erd- und Grundbau; Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 301 (2002): VOB Vergabe- und Vertragsordnung für Bauleistungen – Teil C: Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV); Bohrarbeiten. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 302 (2000): VOB Verdingungsordnung für Bauleistungen – Teil C: Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV); Brunnenbauarbeiten. – Berlin (Beuth).
- DIN 18 305 (2000): VOB Verdingungsordnung für Bauleistungen – Teil C: Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV); Wasserhaltungsarbeiten. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 682-4 (1972): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau – Felduntersuchungen, Bestimmung der Saugspannung mit dem Tensiometer. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 682-8 (2007): Bodenbeschaffenheit – Felduntersuchungen – Teil 8: Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit mit der Bohrlochmethode. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 684-8 (1977): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau; Verfahren zur Bestimmung der Austauschkapazität des Bodens und der austauschbaren Kationen. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 685 (1997): Klimatologische Standortuntersuchung – Ermittlung der meteorologischen Größen. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 700-10 (2004): Stauanlagen – Teil 10: Gemeinsame Festlegungen. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 700-11 (2004): Stauanlagen – Teil 11: Talsperren. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 700-12 (2004): Stauanlagen – Teil 12: Hochwasserrückhaltebecken. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 700-13 (2004): Stauanlagen – Teil 13: Staustufen. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 700-14 (2004): Stauanlagen – Teil 14: Pumpspeicherbecken. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 700-15 (2004): Stauanlagen – Teil 15: Sedimentationsbecken. – Berlin (Beuth).
- DIN 19 711 (1975): Hydrogeologische Zeichen. – Berlin (Beuth).
- DIN 32 625 (1989): Größen und Einheiten in der Chemie; Stoffmenge und davon abgeleitete Größen; Begriffe und Definitionen. – Berlin (Beuth).
- DIN 33 830-1 (1988): Wärmepumpen; Anschlussfertige Heiz-Absorptionswärmepumpen; Begriffe, Anforderungen, Prüfung, Kennzeichnung. – Berlin (Beuth).
- DIN 38 402: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Allgemeine Angaben (Gruppe A). – Berlin (Beuth).

6

- DIN 38404: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C). – Berlin (Beuth).
- DIN 38405: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Anionen (Gruppe D). – Berlin (Beuth).
- DIN 38406: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Kationen (Gruppe E). – Berlin (Beuth).
- DIN 38407: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Gemeinsam erfassbare Stoffgruppen (Gruppe F). – Berlin (Beuth).
- DIN 38408: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Gasförmige Bestandteile (Gruppe G). – Berlin (Beuth).
- DIN 38409: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H). – Berlin (Beuth).
- DIN 38410: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Biologisch-ökologische Gewässeruntersuchung (Gruppe M). – Berlin (Beuth).
- DIN 38411: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Mikrobiologische Verfahren (Gruppe K). – Berlin (Beuth).
- DIN 38412: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Testverfahren mit Wasserorganismen (Gruppe L). – Berlin (Beuth).
- DIN 38413: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Einzelkomponenten (Gruppe P). – Berlin (Beuth).
- DIN 38414: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Schlamm und Sedimente (Gruppe S). – Berlin (Beuth).
- DIN 38415: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Suborganismische Testverfahren (Gruppe T). – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-1 (2002): Kläranlagen – Teil 1: Allgemeine Baugrundsätze; Deutsche Fassung EN 12 255-1:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-3 (2001): Kläranlagen – Teil 3: Abwasservorreinigung (enthält Berichtigung AC:2000); Deutsche Fassung EN 12 255-3:2000 + AC:2000. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-4 (2002): Kläranlagen – Teil 4: Vorklärung; Deutsche Fassung EN 12 255-4:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-5 (1999): Kläranlagen – Teil 5: Abwasserbehandlung in Teichen; Deutsche Fassung EN 12 255-5:1999. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-6 (2002): Kläranlagen – Teil 6: Belebungsverfahren; Deutsche Fassung EN 12 255-6:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-7 (2002): Kläranlagen – Teil 7: Biofilmreaktoren; Deutsche Fassung EN 12 255-7:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-8 (2001): Kläranlagen – Teil 8: Schlammbehandlung und -lagerung; Deutsche Fassung EN 12 255-8:2001. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-9 (2002): Kläranlagen – Teil 9: Geruchsminderung und Belüftung; Deutsche Fassung EN 12 255-9:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-10 (2001): Kläranlagen – Teil 10: Sicherheitstechnische Baugrundsätze; Deutsche Fassung EN 12 255-10:2000. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-11 (2001): Kläranlagen – Teil 11: Erforderliche allgemeine Angaben; Deutsche Fassung EN 12 255-11:2001. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-12 (2003): Kläranlagen – Teil 12: Steuerung und Automatisierung; Deutsche Fassung EN 12 255-12:2003. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-13 (2003): Kläranlagen – Teil 13: Chemische Behandlung; Abwasserbehandlung durch Fällung/Flockung; Deutsche Fassung EN 12 255-13:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-14 (2004): Kläranlagen – Teil 14: Desinfektion; Deutsche Fassung EN 12 255-14:2003. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-15 (2004): Kläranlagen – Teil 15: Messung der Sauerstoffzufuhr in Reinwasser in Belüftungsbecken von Belebungsanlagen; Deutsche Fassung EN 12 255-15:2003. – Berlin (Beuth).
- DIN EN 12 255-16 (2003): Kläranlagen – Teil 16: Abwasserfiltration; Deutsche Fassung EN 12 255-16:2003. – Berlin (Beuth).
- DIN EN ISO 14 688-1 (2003): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden – Teil 1: Benennung und Beschreibung; Deutsche Fassung EN ISO 14 688-1:2002. – Berlin (Beuth).
- DIN EN ISO 14 689-1 (2004): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels – Teil 1: Benennung und Beschreibung; Deutsche Fassung EN ISO 14 689-1:2003. – Berlin (Beuth).
- DIN EN ISO 22 475-1 (2006): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Probenentnahmeverfahren und Grundwassermessungen – Teil 1: Technische Grundlagen der Ausführungen; Deutsche Fassung EN ISO 22 475-1:2006. – Berlin (Beuth).

DIN-Taschenbücher

- DIN-Taschenbuch 12 (2000): Wasserversorgung 1 – Wassergewinnung, Wasseruntersuchung, Wasseraufbereitung (Verfahren). – 10. Aufl., 512 S.; Berlin (Beuth).
- DIN-Taschenbuch 113 (2002): Erkundung und Untersuchung des Baugrunds. – 8. Aufl., 608 S., 8 Taf.; Berlin (Beuth).
- DIN-Taschenbuch 187 (1999): Boden 1 – Bodenkundliche Standortbeurteilung, Bewässerung, Entwässerung, Deponietechnik. – 4. Aufl., 272 S.; Berlin (Beuth).
- DIN-Taschenbuch 211 (1996): Wasserwesen – Begriffe. – 3. Aufl., 424 S.; Berlin (Beuth).
- DIN-VDI-Taschenbuch 332 (1999): Umweltmeteorologie. Meteorologische Messungen, Teil 1: Wind, Temperatur, Feuchte und Niederschlag. – 1. Aufl., 280 S.; Berlin (Beuth).

TGL

(TGL = Technische Güte- und Leistungsstandards, ehem. DDR-Standards)

- TGL 23 989 (1983): Unterirdisches Wasser. Terminologie, Formelzeichen und Einheiten. 38 S., 14 Abb., Ministerium für Geologie, Berlin.

DVGW-Publikationen

- DVGW (1970): Hinweise zur Verhütung der biologischen Brunnenverockerung. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 131; **Bemerkung:** ersetzt durch W 130; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1972): Technische Regeln für die Ausführung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 111; **Bemerkung:** aktualisierte Version des AB W 111 unter DVGW (1997); Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1975a): Entsanden und Entschlammern von Bohrbrunnen (Vertikalbrunnen) im Lockergestein und Verfahren zur Feststellung überhöhten Eintrittswiderstandes. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 117; **Bemerkung:** ersetzt durch W 119; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1975b): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; 3. Teil: Schutzgebiete für Seen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 103; **Bemerkung:** zurückgezogen, in der Neubearbeitung mit W 102 zu W 102 neu vereinigt, s. DVGW (2002); Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1979): Quellsassungen, Sammelschächte, Druckunterbrechungsschächte. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 351; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1980): Algen-Massenentwicklung in Langsam-sandfiltern und Anlagen zur künstlichen Grundwasseranreicherung – Möglichkeiten zu ihrer Vermeidung. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 132; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1983a): Entnahme von Proben bei der Wassererschließung. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 112; **Bemerkung:** aktualisierte Version des MB W 112 unter DVGW (2001); Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1983b): Ermittlung, Darstellung und Auswertung der Korngrößenverteilung wasserleitender Lockergesteine für geohydraulische Untersuchungen und für den Bau von Brunnen. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 113; **Bemerkung:** aktualisierte Version des MB W 113 unter DVGW (2001); Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1988): Grundsätze für Rohwasseruntersuchungen. – DVGW-Regelwerk, Hinweis W 254; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1989): Gewinnung und Entnahme von Gesteinsproben bei Bohrarbeiten zur Grundwassererschließung. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 114; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1990): Geophysikalische Untersuchungen in Bohrlöchern und Brunnen zur Erschließung von Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 110; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1991a): Verfahren für die Erteilung der DVGW-Bescheinigung für Bohr- und Brunnenbauunternehmen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 120; **Bemerkung:** aktualisierte Version des MB W 120 unter DVGW (2001); Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1991b): Militärische Übungen und Liegenschaften der Streitkräfte in Wasserschutzgebieten. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 106; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1993a): Wasserchemie für Ingenieure. – Lehr- und Handbuch Wasserversorgung, Bd. 5, 479 S.; München (Oldenbourg).
- DVGW (1993b): Literaturhinweise zur „Altlasten“-Thematik. – DVGW-Regelwerk, Information Nr. 4/93; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1993c): Einfluss von Bodennutzung und Düngung in Wasserschutzgebieten auf den Nitratreintrag in das Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Information Nr. 35; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1993d): Trinkwasserversorgung und Radioaktivität. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 253; Bonn (Gas und Wasser).

6

- DVGW (1995a): Abschlußbauwerke für Brunnen der Wassergewinnung. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 122; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1995b): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; 1. Teil: Schutzgebiete für Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 101; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1996a): Wassergewinnung und Wasserwirtschaft; Lehr- und Handbuch Wasserversorgung, Bd. 1. – 965 S.; München (Oldenbourg).
- DVGW (1996b): Oberflächengeophysik zur Grundwassererkundung. – DVGW-Regelwerk, W-Information Nr. 43; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1997): Planung, Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen bei der Wassererschließung. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 111; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1998a): Kontrollen und Abnahmen beim Bau von Vertikalfilterbrunnen. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 124; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1998b): Verwendung von Spülungszusätzen in Bohrspülungen bei Bohrarbeiten im Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 116; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (1998c): Sanierung und Rückbau von Bohrungen, Grundwassermessstellen und Brunnen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 135; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001a): Hinweis zu Methoden der Parasitenanalytik von *Cryptosporidium* sp. und *Giardia lamblia*. – DVGW-Regelwerk, Hinweis W 272; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001b): Qualifikationskriterien für Bohr-, Brunnenbau- und Brunnenregenerierunternehmen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 120; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001c): Bau und Ausbau von Vertikalfilterbrunnen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 123; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001d): Bestimmung des Schüttkorndurchmessers und hydrogeologischer Parameter aus der Korngrößenverteilung für den Bau von Brunnen. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 113; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001e): Bohrungen zur Erkundung, Gewinnung und Beobachtung von Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 115; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001f): Entnahme von Wasserproben bei der Erschließung, Gewinnung und Überwachung von Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 112; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2001g): Brunnenregenerierung. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 130; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2002a): Entwickeln von Brunnen durch Entsandern – Anforderungen, Verfahren, Restsandgehalte. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 119; Bonn (Gas und Wasser).
- Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2002b): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; 2. Teil: Schutzgebiete für Talsperren. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 102; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (Entwurf, 2002c): Beste verfügbare Umweltpraxis in der Landbewirtschaftung. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 104; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2002d): Behandlung des Waldes in Wasserschutzgebieten für Trinkwassertalsperren. – DVGW-Regelwerk, Merkblatt W 105; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2002e): Planung, Durchführung und Auswertung von Markierungsversuchen bei der Wassergewinnung. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 109; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2003a): Bau und Ausbau von Grundwassermessstellen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 121; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2003b): Aufbau und Anwendung numerischer Grundwassermodelle in Wassergewinnungsgebieten. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 107; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2003c): Messnetze zur Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit in Wassergewinnungsgebieten. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 108; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2004): Brunnenbewirtschaftung – Betriebsführung von Wasserfassungen. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 125; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2005): Bemessung von Vertikalfilterbrunnen – Technische Regel DVGW W 118; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2005): Qualifikationsanforderungen für die Bereiche Bohrtechnik, Brunnenbau und Brunnenregenerierung. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 120; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2006): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; 1. Teil: Schutzgebiete für Grundwasser. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 101; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2008): Bohrungen zur Erkundung, Beobachtung und Gewinnung von Grundwasser – Technische Regel DVGW W 115; Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2010): Grundsätze zur Grundwasserprobenahme. – DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 112 (Entwurf); Bonn (Gas und Wasser).
- DVGW (2010): Qualifikationsanforderungen für die Bereiche Bohrtechnik und oberflächennahe Geothermie (Erdwärmesonden). – Technische Regel DVGW W 120-2 – Entwurf; Bonn (Gas- und Wasser).

DWA- (früher ATV-, DVWK-) Publikationen

- DVWK (1977): Empfehlungen zum Ausbau wasserwirtschaftlicher Datenbanken. – DVWK-Regel 105, 38 S., 21 Taf.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1979): Empfehlungen zu Umfang, Inhalt und Genauigkeitsanforderungen bei chemischen Grundwasseruntersuchungen. – DVWK-Regel 111, 6 S.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1980): Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern. – DVWK-Regel 114, 52 S., 33 Abb.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1982a): Entnahme von Proben für hydrogeologische Grundwasseruntersuchungen. – DVWK-Merkblatt 203, 26 S., 23 Abb.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1982b): Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes. – DVWK-Schriften 58, 2 Bd., 711 S., 149 Abb., 76 Tab.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1986): Beweissicherung bei Eingriffen in den Bodenwasserhaushalt von Vegetationsstandorten. – DVWK-Merkblatt 208, 24 S., 5 Abb., 5 Taf.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1987): Erkundung tiefer Grundwasserzirkulationssysteme. – DVWK-Schriften 81, 223 S.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1988): Bedeutung biologischer Vorgänge für die Beschaffenheit des Grundwassers. – DVWK-Schriften 80, 322 S.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1989): Stofftransport im Grundwasser. – DVWK-Schriften 83, 296 S.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1990a): Methodensammlung zur Auswertung und Darstellung von Grundwasserbeschaffenheitsdaten. – DVWK-Schriften 89, 217 S., 81 Abb.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1990b): Gewinnung von Bodenwasserproben mit Hilfe der Saugkerzenmethode. – DVWK-Merkblatt 217, 16 S., 4 Abb., 4 Taf.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1990c): Einflüsse von Messstellenausbau und Pumpenmaterial auf die Beschaffenheit einer Wasserprobe. – DVWK-Mitteilung 20, 153 S., 17 Abb.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1990d): Stoffeintrag und Stoffaustrag in bewaldeten Einzugsgebieten. – DVWK-Schriften 91, 151 S., 15 Abb., 8 Taf.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1991): Sanierungsverfahren für Grundwasser-schadensfälle und Altlasten – Anwendbarkeit und Beurteilung. – DVWK-Schriften 98, 228 S.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1992a): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. – DVWK-Regel 128, 36 S., 5 Abb., 6 Tab.; Hamburg (Parey).
- DVWK (1992b): Anwendung hydrogeochemischer Modelle. – DVWK-Schriften 100; Hamburg (Parey).
- DVWK (1994a): Bewertung und Auswertung hydrochemischer Grundwasseruntersuchungen. – DVWK-Material 1/1994, 68 S., 10 Abb.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1994b): Grundwassermessgeräte. – DVWK-Schriften 107, 241 S.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1995): Potentielle Beeinflussung des Grundwassers durch den Verkehr. – DVWK-Material 3/1995; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1996a): Hydrogeochemische Stoffsysteme, Teil I. – DVWK-Schriften 110, 328 S., 83 Abb., 102 Tab., 14 Graf.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1996b): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – DVWK-Merkblatt 238, 134 S., 42 Abb., 68 Tab., 2 Anl.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1997): Tiefenorientierte Probennahme aus Grundwassermessstellen. – DVWK-Merkblatt 245, 16 S., 10 Abb., 3 Tab.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1998): Hydrogeochemische Stoffsysteme, Teil II. – DVWK-Schriften 117, 397 S.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (1999): Grundwassergefährdung durch Baumaßnahmen. – DVWK-Materialien 3/1999, 91 S., 18 Abb., 18 Tab.; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (2000): Handlungsempfehlungen zum Umgang mit Regenwasser. – DVWK-Merkblatt 153; Bonn (Wirtschafts- u. Verlagsges. Gas u. Wasser).
- DVWK (QLA-AG Klärschlamm) (2003): Spezielle Qualitäts- und Prüfbestimmungen für Klärschlämme. – Hennef (ATV-DVWK).
- DWA (2005): Planung, Bau und Betrieb von Anlagen zur Versickerung von Niederschlagswasser. DWA-Regelwerk, Arbeitsblatt DWA-A 138; Hennef (DWA).
- DWA (2007): Handlungsempfehlungen zum Umgang mit Regenwasser. DWA-Regelwerk, Merkblatt DWA-M 153. – Hennef (DWA).
- DWA (2010): Grundsätze der Grundwasserprobenahme. – DWA-Regelwerk, Arbeitsblatt DWA-A 909 – Entwurf; Hennef (DWA).
- ATV Abwassertechnische Vereinigung e.V. (1989): Behandlung, Verwertung und Entsorgung von Spülungen aus Tiefbohrungen. – Hinweisblatt ATV-H 354: 5 S.; St. Augustin (GFA).
- ATV-DVWK (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. – Merkblatt M 504, 144 S.; Hennef.

6 Publikationen der Länderarbeitsgemeinschaften (LABO, LAGA, LAWa)

- LABO (2003/04): Hintergrundwerte für anorganische und organische Stoffe. – In: ROSENKRANZ, D. et al.: Handbuch Bodenschutz, 39. Liefg., **9 006**(2003): 51 S.; 2 Abb., 7 Tab.; 40. Liefg., **9 006**: 11 S., 18 Tab.; Berlin (Schmidt) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENFORSCHUNG).
- LABO (2009): Bewertungsgrundlagen für Schadstoffe in Altlasten – Informationsblatt für den Vollzug. – 15 S., 8 Tab.; Mainz (Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz).
- LAGA (2006): Informationsschrift Altablagerungen und Altlasten. – Abfallwirtschaft in Forschung und Praxis, **37**: 176 S., 16 Abb., 12 Tab., 16 Anh.; Berlin (Erich Schmidt) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT ABFALL).
- LAWa (1983): Grundlagen zur Beurteilung des Einsatzes von Wärmepumpen aus wasserwirtschaftlicher Sicht. – 12 S.
- LAWa (1984): Grundwasser-Richtlinien für Beobachtung und Auswertung, **1**, Grundwasserstand. – 44 S., 15 Abb., 11 Anl.; Essen (Woeste) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1988): Grundwasser-Richtlinien für Beobachtung und Auswertung, **2**, Grundwassertemperatur. – 33 S., 13 Abb., 2 Anl.; Essen (Woeste) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1991): Pegelvorschrift – Richtlinie für das Messen und Ermitteln von Abflüssen und Durchflüssen. – 110 S., 55 Abb., 9 Tab.; Hamburg & Bonn (Parey) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1993): Grundwasser – Richtlinien für Beobachtung und Auswertung, **3**, Grundwasserbeschaffenheit. Grundwasserrichtlinie 3/93. – 59 S., 17 Abb., 3 Tab.; Essen (Woeste) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1994): Empfehlungen für die Erkundung, Bewertung und Behandlung von Grundwasserschäden. – 19 S., 3 Tab.; Stuttgart (Umwelt-Ministerium) (1994a) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1995): Grundwasser – Richtlinien für Beobachtung und Auswertung, **4**, Quellen. – 63 S., 22 Abb., 4 Tab., 2 Anl.; Essen (Woeste) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1998): Richtlinien für Heilquellenschutzgebiete. – 27 S., 1 Abb., 2 Tab.; Berlin (Kulturbuchverlag) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (1999): Empfehlungen zu Konfiguration von Meßnetzen sowie zu Bau und Betrieb von Grundwassermeßstellen (qualitativ). – 32 S., 10 Abb.; Berlin (Kulturbuchverlag) (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).
- LAWa (2004): Ableitung von Geringfügigkeitsschwellenwerten für das Grundwasser. – 33 S., 2 Tab., 4 Anh.; Düsseldorf (BUND/LÄNDER-ARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER).

7 Sachregister

A

- A-Horizont 41
- Abdampfdruckstand 163, 166, 210, 230
- Abfall 351
 - aufkommen 350
 - stoff 350 f.
- Abfluss 74, 92, 95, 246
 - abgabe 97
 - ermittlung 95
 - ganglinie 97, 100
 - jahr 48, 97
 - messung 53 f., 58, 96 f., 106
 - oberirdischer 98
 - potenzieller 97
 - querschnitt 96
 - rate 74, 92, 95
 - regime 94
 - spende 53, 95, 97, 101
 - spendenabgabe = Abgabespende 54
 - spendenkarte 54
 - spendenzuwachs = Zuwachsspende 54
 - sperre 323
 - tatsächlicher 97
 - unterirdischer = grundwasserbürtiger 94, 98, 99, 101
 - verhalten 14
 - verlust 97
- abflussfähiges Grundwasservolumen 20, 64
- Abkühlungsfläche 32
- Absenkungsbereich 282
- Absenkungsstufen = Leistungsstufen 280, 328
- Absenkungstrichter 37
- Absonderungsfläche 19
- Absorptionskoeffizient 138
- Abstandsgeschwindigkeit 28 f., 308, 342
- Abstich 46, 48
- Abstromquerschnitt 70
- Actinomyceten 182
- Adsorption 167 f., 183, 377
- Adsorptionsprozess 168
- Adsorptionswasser 38
- Advektion 111, 377
- Aero-Verfahren 255
- aerob 183, 185, 187, 364
- Akratopegen 234
- Aktivität 139
- Aktivitätskoeffizient 139 f.
- alkalisches Wasser 231 f.
- Alkalisierung 151, 169
- Altablagerung 355
- Altersbestimmung 115, 117 f., 343 f.
- Altlast 112, 187, 202, 266, 348
- Altlastenerfassung 362
- Altstandort 355
- Ammoniak-Verflüchtigung 356
- anaerob 165, 183, 185, 187
- Analyse 211, 225
 - Ergebnisbewertung 204
 - formular 189
 - Genauigkeitsanforderung 202
 - geologische 241
 - hydrogeologische 242
 - Umrechnungsfaktoren 204
 - verfahren 190
- Anion 200 f., 209 f.
- Anisotropie 30
 - faktor 30
- anthropogene Einwirkung 19
- anthropogene Grundwasserbelastung 347
- AOX = adsorbierbare organische Halogen-Verbindung 202, 370
- Aquifer 9
- Aquifuge 10
- Aquitard 10
- Äquivalent
 - konzentration 127, 130, 165
 - leitfähigkeit 162
 - teilchen 125 f.
 - verhältnis 166
- Arbeitsschutzvorschriften 266
- aszendente Lösung 171
- Atmosphärendruck 37, 44
- Aufbrauch 37, 76, 79

- 7 Aufenthaltsdauer = Verweildauer 359
 Auflösung 132, 163
 Aufsatzrohr 319, 323
 Aufstiegshöhe 381
 Auftrieb 58
 Ausbauarbeiten
 – Qualitätskriterien 259
 Ausfällung 163, 166, 377
 Auslaufkoeffizient = quellspezifischer
 Koeffizient 20, 63
 Ausschreibung 263
 Ausspülung 386 f.
 Austauschstromdichte 160
 Austauschwasser 170
 – Natriumhydrogenkarbonat-Wasser 170
 – Natriumsulfat-Wasser 171
 AVOGADRO-Konstante 125
- B**
- B-Horizont 41
 Bahngeschwindigkeit 28
 Bail-Test 302
 Bakterien 168, 182, 311, 377
 – Überlebenszeit 184
 Bankungsfläche 19
 Basekapazität 194, 198
 Basisabfluss 99
 Basisdaten 78
 Baugrundscha-den 386
 Befeuchtungszone 39
 Beharrung 284
 Beharrungszustand 273
 Belastungsmessstelle 48
 Belastungsstoff = Schadstoff 376
 Bergsenkung 387
 Beweidung 357
 Bezugsniveau = Normal-Null 48
 Bilanzgleichung 109
 Bindungsintensität 169 f., 377
 biochemischer Sauerstoffbedarf 200
 Bodenart 16
 Bodennutzung 94
 Bodenverdunstung 84
 Bodenwasserhaushalt 38, 245, 383
 Bodenzone 138
 – wassergesättigte 38
 – wasserungesättigte 38
 Bohr
 – fortschrittsdiagramme 267
 – loch 255 f., 258
 – lochdurchmesser 267, 325
 – lochmessung 255, 257, 259
 – lochradius 324, 328
 – proben 255, 267, 271, 326
 – verfahren 266
 Bohrarbeiten
 – Qualitätskriterien 259
 BOLTZMANN-Verteilung 178
 Bor 311
 Brunnen 51, 71, 174, 282 f., 311, 318, 323, 328
 – ausbau 323
 – Ausbaudaten 255
 – bohrungen 261, 266, 314
 – charakteristik 284
 – filter 174, 323 f.
 – funktion 291
 – kopf 320
 – leistung 19, 72
 – pfeife 47
 – reihe 71
 – schacht 320
 – speicherung 307
 – unvollkommener 280, 327
 – vollkommener 280, 327
 BTEX 203, 364
 Bundes-Bodenschutzgesetz 2
- C**
- C-Horizont 41
 Calcium-Härte 196
 Calciumkarbonat-Sättigung 199
 CAUCHY-Randbedingung 108
 Charakteristikenverfahren 111
 chemischer Sauerstoffbedarf (CSB) 199
 Chloridsperre 172
 chlorierte Kohlenwasserstoffe (CKW) 174
 CIPOLETTI-(Trapez-)Wehr 96
Clostridium 182
 Cluster 121, 224
 – analyse 226
 CN(ges.) 203
 COOPER & JACOB-Verfahren 293
 Cyanide 187, 203
- D**
- Dampfdruck 123
 DARCY-Gesetz 24, 67
 DARCY, HENRY 5, 24

Datenlogger = Datensammler 48, 96
 Dauerförderung 328
 Denitrifikation = Nitrat-Reduktion 185
 Deponie 174, 187, 350 f., 353
 – Untertage- 350
 Desorption 167, 377
 Desorptionsprozess 168
Desulfovibrio 185
 Desulfurikation = Sulfat-Reduktion 185
 Deuterium 114
 Deviation (DV) 258
 Diagenese 163
 Dichlormethan 367
 Dichte 121
 Differenzdruckaufnehmer 47, 96
 Diffusion 132, 171, 377
 Dilatation 121
 Dioxin 366
 Dipmeter (DIP) 259
 Dipol 119
 Dipolmoment 119, 121
 Direktabfluss 99
 DIRICHLET-Randbedingung 108
 Diskriminanzanalyse 225
 Dispersion 184, 312, 379
 Dissoziation 124, 133, 161 f.
 Dissoziationsgrad 123, 133, 135, 162
 Dissoziationskonstante 142
 DOC (dissolved organic carbon) 200
 Doline 21
 Drehbohrverfahren 255, 272
 Drehschlagbohren 272
 Dreieckdiagramm 215 f., 218, 226
 Druck
 – absoluter 44
 – hydrostatischer 44
 – spiegel 44, 66
 – spülung = Rechtsspülung 271
 – verteilung 45
 Druckluft-Wasserheber 328
 Dünger 358 f.
 – mineralischer 356
 – organischer 356
 Durchfluss-Messungen (FLOW) 259
 Durchgangskurve 308
 Durchlässigkeit 265
 Durchlässigkeit = hydraulische Leitfähigkeit
 13, 23, 273, 278, 311
 Durchlässigkeitsbeiwert 24, 33, 68, 280, 327
 Durchtrennungsgrad 19

E

Eddy-Kovarianz-Methode 89
 effektiver Porenanteil 13
 Effluenz 100
 Einheiten
 – ältere 131
 Einschwingverfahren 303
 Eintrag organischer Stoffe 174
 Einzeldiagramm 210 f.
 Einzugsgebiet 53, 94, 97, 242, 246
 – unterirdisches 8
 Einzugsgebietsform 94
 Elastizität 36
 elektrische Leitfähigkeit 124, 161, 192, 210
 Elektrolyt 133
 elektrolytische Dissoziation 123, 133
 elektromotorische Kraft 151
 Elemente 202
 Elementenetz 110
 Emittentenmessstelle 48
 Engere Schutzzone = Zone II 184 f., 340, 344
Enterobacteriaceae 182
 Entnahme 79, 189
 – bereich 282, 290
 – Bohrproben – 267
 – breite 282
 – menge 265, 330
 – rate 284, 328
 – trichter 282
 Entnahmeraten-Absenkungs-Verhältnis 327
 EOX = extrahierbare organische Halogen-
 Verbindung 203
 erdalkalisches Wasser 231
 Erdalkalisierung 169
 Ergiebigkeit = Schüttung 249, 261, 272, 327
 Ernterückstand 357
 Erschließungsziel 241, 323
 Ertragsminderung 385
Escherichia coli 182 ff., 204, 311
 Evaporation 40, 74, 84
 Evaporimeter 85
 Evapotranspiration 79, 84, 89 ff., 245
 Ex-situ-Verfahren 380
 Extinktion 193
 Extinktionsmodul 193

F

50-Tage-Linie 342
 Faktorenanalyse 224, 226

7

Fallwasser 101
 FARADAY-Gesetz 151
 Färbung 191
 Färbungsstoff 308 f.
 Fassungsbereich = Zone I 340
 Fassungsvermögen 323 ff., 328
 Fazies 222
 FEHLMANN-Verfahren 320
 Feldkapazität 42, 92, 358, 381
 Festgestein 18, 31, 328
 Feuchtbiotop 383
 Feuchtezunahme 88
 Filter 24, 189, 309, 312, 324 f.
 – durchmesser 325, 328
 – faktor 326
 – geschwindigkeit 28, 67, 117, 311
 – kies 323, 326, 328
 – kiesschüttung 319
 – länge 265
 – rohr 319
 – rohrtour 324
 – strang 320
 Finite-Differenzen-Methode 108 f., 111
 Finite-Elemente-Methode 108 f., 111
 Flächenversickerung 334
 Fließgeschwindigkeit 22, 29, 95 f.
 Flurabstand 72
 FREUNDLICH-Isotherme 167

G

Gamma-Gamma-Log 258
 Gamma-Log (GR) 258 f.
 Ganglinie 50, 99, 101
 Gaslift 58
 Gastransport 138
 GAUSS-KRÜGER-Koordinaten 67
 Gebirgsdurchlässigkeit 32, 272
 Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwert 26
 Gegenfilter 320
 Geländegefälle 67
 geoelektrische Messungen = Geoelektrik 253, 256
 geogene Grundwasserbelastung 347
 geohydraulische Leitfähigkeit 24, 31
 geohydrochemische Analyse 188
 geohydrochemische Karte 222, 226
 Geohygiene 182
 Geophysik 249
 geophysikalische Bohrlochmessungen 256 ff.
 Geophysikalische Oberflächenmessungen 250

Geruch 191
 Gesamt-Härte 170 f., 196 f.
 Gesamtabflusspende 54
 Gesamtporenanteil 13
 Gesamttritium-Methode 248
 Gesamtvolumen 12
 gesättigte Zone 38, 377
 Geschmack 191
 Gesteinsdurchlässigkeit 26
 Gesundheitsaufsicht 239
 Gewässer 9, 20, 43, 57, 78, 97
 – dichte 94
 Gewässerkundliche Hauptwerte 97
 Gewässerkundliches Jahrbuch 78
 Geysir 58
 Gezeiten 51
 GIBBS-Enthalpie 179
 Gipswasser 234
 Gitterenergie 132
 GPR-Verfahren 255
 Gras-Referenzverdunstung 91
 Graupel 79
 Grenzstromlinie 282
 Grenzwerte 213, 233 ff., 348 f.
 Großlysimeter 85
 Grundmessnetz 48
 Grundwasser 7, 21, 101
 – abfluss 55, 103 f.
 – abflusssumme 56
 – absenkung 282, 337, 342 f., 381, 386
 – abstrom 22, 54, 56, 68
 – anreicherung 331
 – anstieg 339
 – artesisch gespanntes 9, 44
 – austritt 58
 – belastung 347, 351, 361, 371 f.
 – beschaffenheit 48, 113, 188, 222, 229
 – bewegung 11
 – bilanz 106
 – blänke 58, 65
 – dargebot 240, 243
 – deckfläche 9, 11
 – Definition 7
 – dienst 48
 – druckfläche 9, 44, 66, 282
 – dynamik 44
 – entnahme 248, 282 f.
 – erschließung 2, 240, 271, 312
 – fassungsart 1
 – fauna 181
 – fließrichtung 70
 – flurabstand 9, 381, 383, 385

- flurabstandsgleiche 72
- freies 9, 286
- ganglinie 50, 247
- gefälle 9, 25, 66 ff., 273, 311
- geringleiter 9 f., 32
- gespanntes 9, 44, 286
- gleiche 25, 66 ff., 70
- gleichendifferenzen 71
- gleichenkarte 66
- gütemessstelle 48 f.
- Güteüberwachung 47
- hemmer 9 f., 32
- höffigkeit 72
- juveniles 8, 118
- körper 9, 11, 37, 44, 98
- konnates = konnates Wasser 77
- längsschnitt 65, 70
- leiter 9 ff., 21 f., 32, 163, 230, 265, 275, 328
- lysimeter 85
- mächtigkeit 9, 36 f., 69
- messstelle 46 f., 50, 66, 265, 311
- messstellennetz 48
- modell 108
- morphologie 55, 65
- neubildung 8, 99, 116, 242
- neubildungshöhe 8
- neubildungsrate 2, 244
- neubildungsspende 8
- nichtleiter 9 f., 32
- nutzung 54, 240, 339
- oberfläche 9, 37, 65
- querschnitt = querschnittsfläche 56, 70
- raum 9, 43
- richtlinie 49, 189
- schirmfläche 9
- schutz 2, 54, 339, 345
- schwebendes 11
- sohle 9
- speicherkapazität 79
- spiegel 22, 46, 51, 55, 66, 273
- spiegeländerung 51
- spiegelhöhe 49
- spiegelschwankung 174, 386
- stand 46
- stockwerk 10 f., 50, 54, 66
- stromlinie 66, 70
- stromrichtung 66
- strömung 44
- typ 48, 171, 194, 210, 229
- überdeckung 11, 341, 361
- übertritt 11
- vadoses 8

- verordnung 347
- versauerung 361
- verunreinigung 135
- vorrat 242 f.
- vorratsänderung 78 f.
- wärmepumpe 373
- zuflusssumme 56
- zustrom 56, 273

Grundwasserferne = Flurabstand 385

Grundwasserströmungs-Modell 111

Gutachten 240, 340

- erstellung 240

H

Haftwasser 12, 19, 38, 41, 174

- anteil 13

Hagel 79

halogenierte Kohlenwasserstoffe = Organohalogene 204

Hangneigung 94

Härte 194, 204

- bereiche 197

- dreieck 217

- grade 194, 197

- stufe 197

HAUDE-Gleichung 90

Häufigkeitslinie 96

Häufigkeitsverteilung 104, 225

Hauptgrundwasserleiter 11

Hauptgrundwasserstockwerk 11, 54

Hauptuntersuchung 259

HAZEN-Gleichung 275 ff.

Heilbäderverband 346

Heilquellen 232, 346

- schutzgebiet 346

Heilwasser 232, 234 f., 346

Helium 118

- Methode 118

HEYER-Versuch 150, 198

HKW = halogenierte Kohlenwasserstoffe 370

Höffigkeit 72

Höhen-Effekt 116

Hohlraumanteil 19, 101

Horizontalbohrung 272

Horizontalbrunnen 320

- Nassaufstellung 323

- Trockenaufstellung 323

Hydratationsenergie 132

hydraulischer Gradient 245

Hydrogeologie 2, 6, 239

7

hydrogeologische Analyse 22, 110
 hydrogeologisches Modell 109
 hydrologische Grundgleichung 74
 hydrologische Halbwertszeit 64
 hydrologischer Zyklus = Wasserkreislauf 1, 74
 hydrologisches Dreieck 67
 Hydrolyse 165, 196
 Hydroseismogramm 51

I

In-situ-Verfahren 380
 Infiltration 37, 40
 Infiltrationsbecken 316
 Infiltrationsrate 40
 Infiltrationstheorie 8
 Infiltrationsversuch 303
 Infiltrometer-Versuch 304
 Influenz 100
 instationäre Strömungsverhältnisse 273, 282
 Interzeption 80, 84, 356, 361
 Interzeptionsrate 80
 Interzeptionsverdunstung 74, 84
 Ionen 125, 132, 139, 168, 201, 211
 – aktivität 139, 151
 – austausch 152, 162, 167 ff., 377
 – austauschkapazität 168
 – bilanz 201, 210
 – bindung 152
 – dichte 165
 – gruppe 135
 – sieb 172
 – siebeffekt 171
 – stärke 139 f., 146
 – verhältnis 170 f., 219
 – wanderung 257
 Ionenaktivitätsprodukt 181
 Isohyetenkarte 80
 Isotopenhydrologie 114
 Iterationsverfahren 342

K

Kabellichtlot 47
 Kaliber-Log (CAL) 258
 Kaliumpermanganat 199
 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht 142 f.
 Kanat 5, 317
 Kapillar
 – kraft 38

– raum 38
 – wasser 38
 kapillarer Aufstieg 40
 Kapillarität 38
 Karbonat-Härte 170 f., 196 f.
 Karst 21 f.
 – Endo- 21
 – Exo- 21
 – Gips- 21
 – Korrosion 167
 – quelle 61
 – seichter 22
 – tiefer 22
 Kartenwerke 73
 Kation 200
 Keime 181
 Kennkorngröße 326
 Kieselsäure = Silicat 151, 199
 Kiesfilter 326
 KILLE-Verfahren 104
 Klärschlamm 349
 Klima 82
 klimatische Wasserbilanz 83
 Kluft 11, 18, 21, 32
 – anteil 19 f.
 – anteil, nutzbarer 21
 – durchlässigkeit 32
 – Einfallen 32
 – gesteine 72
 – grundwasserleiter 31
 – Hohlräume 18
 – netz 31 f.
 – Pressungs- 32
 – volumen 19
 – volumenabschätzung 19
 – volumenbestimmung 19
 – Zerrungs- 32
 – zonen 31, 54, 258
 Klüftigkeitsziffer 19, 31
 Knotenpunkt 109
 Kohlensäure 138, 142, 182, 198
 – freie 198
 – kalkaggressive 199
 – rostschutzverhindernde 199
 Kohlenwasserstoff 203
 – Index 203
 Kolmation 43, 65, 316
 Kompostierungsanlage 350
 Kompressibilität 36, 121
 Kondensationstheorie 8
 konnates Wasser 77
 Konsequenzkarte 72

Kontinental-Effekt 114, 116
 Konvektion 111, 377
 Konzentration 124, 146, 171, 194
 Konzentrationsgefälle 171
 Korn
 – form 15
 – gröÙe 275
 – gröÙenanalyse 326
 – gröÙenverteilung 15
 – oberfläÙe 13
 – rauigkeit 15
 – Ungleichförmigkeit 15
 Korrekturfaktor 106, 143, 146
 Korrelationsanalyse 225
 Korrosion 324
 Krankheitserreger 182
 Kreisdiagramm 213, 226
 Kriging-Verfahren 227
 Kristallisation 132
 Krypton-Methode 118
 kubische Ausdehnung = Dilatation 121
 Kulminationspunkt 101, 283
 künstliche Grundwasseranreicherung 331
 Kurzzeitpumpversuch 302

L

Lagerungs-(Packungs-)dichte 16, 139
 laminare Strömung 23 f., 31, 325
 Landesgrundwasserdienst 48, 61
 Landverdunstungskessel = Class A-Pan 85
 Landwirtschaft 355 f.
 LANGEЛИER-Index 150
 Langsamsandfilter 184
 Leckage = Leakage 10, 110
 Leistung 280
 Leistungsquotient 327
 Leitwert 123 f., 161
 LHKW = leichtflüchtige halogenierte Kohlenwasserstoffe 204
 Lichtstrom 193
 Lockergestein 11, 26, 249
 Löslichkeit 132, 142, 151, 165
 – skoeffizient 138
 – spprodukt 135 f., 139, 165
 – von Gasen 137
 Lösung 124, 132, 151
 – echte 135
 – kolloidale 135
 Lösungskanal 32
 Lösungsvermögen 132

Lösungsvorgänge 387
 Luftbilddauswertung 362
 Luftbilder 241
 Lufthebeverfahren 267
 Lysimeter 85, 244
 – Gleichung 85

M

m-Wert 150, 194, 197
 Magnesium 197, 200
 Magnesium-Härte 196
 MAGNUS-Gleichung 89 f.
 Markierungsstoff 96, 308
 Markierungsversuch = Tracer-Versuch 22, 29, 245, 308 f.
 Masse 129, 204
 Massen
 – anteil 129, 131, 234
 – bilanz 112
 – konzentration 129 f., 140
 – wirkungsgesetz 135
 Matrixpotenzial 38
 mechanische Filterung 377
 Mehrfach-Isotopenstudien 118
 Messboje 89
 Messdaten 48
 Messmasten, -türme 88
 Messstelle
 – Abstand 265
 – Anordnung 280
 – Anzahl 265
 Messtunnel 87
 Messung 46, 80, 90, 95, 105, 123, 151, 192 f., 256, 282, 324
 Metabolisierung 376
 Metamorphose 163
 meteorisches Wasser 77, 116
 meteorologisches Jahrbuch 78
 mikrobieller Abbau 185, 377
 Mikrobiologie 181
 mikrobiologische Prozesse 176
 Mikroorganismen 181
 Mineral-Härte 196
 Mineralöl 364
 Mineralwasser 116, 232 f., 235
 Misch-Zellen-Ansatz 111
 Mischkorrosion 21
 Mitfällung 377
 Mobilität 175
 Modellierung

7

- geochemisches Gleichgewicht 227
- Stofftransport 229
- Modellkalibrierung 110
- Modellverifikation 111
- Molalität 127
- molare Masse 126
- Molekülgruppe 135
- Muldenversickerung 334
- Müllverbrennungsanlage 350
- multitemporale Auswertung 362

N

Nanopartikel 375

Nassgallen 58

Nassstellen 58

NATERMANN-Verfahren 105

Natural Attenuation 376

Naturlysimeter 246

naturnahe Regenwasserbewirtschaftung 333

Nebelfrost 79

NERNST-Gleichung 153 f., 157

NERNST-Spannung 153

NEUMANN-Randbedingung 108

Neutron-Gamma-Log 258

Nichtkarbonat-Härte 171, 196

Niederschlag 74, 79, 244

Niederschlagsgebiet 80

Niederschlagsintensität 79 f.

Niederschlagsmessgerät 80

Niederschlagsrate 74, 80, 83, 86

Niederschlagssammler 80

Niederschlagsschreiber 80

Niederschlagsspende 80

Niedrigwasserabflussspende 103

Nitrat 200, 356, 357

- Reduktion 173, 185, 359

Normalität 128

numerisches Grundwassermodell 109

- Arbeitsschritte 109
- Aufbau 110
- mathematische Grundlagen 109

nurtzbares Grundwasserdargebot 243

nutzbare Feldkapazität 42

O

Oberflächenspannung 119, 122

Octanol-/Wasser-Verteilungsverhältnis 175

Open-End-Test 298

optimale Entnahmemenge 330

organisch gebundener Kohlenstoff 200

organische Spurenstoffe 203

Organoleptik 189, 191

OSANN-Dreieckdiagramm 215

Oxidation 152, 172, 200

- organischer Substanzen 187
- von Eisen 186

Oxidationszahl 153

Oxidationszone 174, 351

Oxidierbarkeit mit Kaliumpermanganat 199

Ozon 309

Ozonisierung 184

P

p-Wert 194

Packer-Test 300

PAK = polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe 204, 364

PALMER-Werte 208 f.

Parasit 184

PCB = polychlorierte Biphenyle 174, 204

pE 159

Pegel 78, 96

Peilrohr 324

Perchlorethen 367

Perkolation 37

Permanganat

- Index 199
- Verbrauch 199

Permeabilität 25, 377

Permeabilitätskoeffizient 25

Persistenz 345, 366

Pestizid 359

pF-Wert 38

Pflanzen 84, 91, 357

Pflanzenschutzmittel 359

pH-Wert 123, 146, 151, 192, 210

Phenolindex 203

piezometrisches Niveau = Grundwasserdruckfläche 44

Pilze 182

PIPER-Diagramm 218

Plausibilitätskontrolle 209

POC (particulate organic carbon) 200

Poren 7, 11, 32, 38

- anteil 11, 13 f., 18 f.
- volumen 11 f., 15 f., 18 f., 117, 312
- zahl 15

Porengrundwasserleiter 305, 307, 342

Porosität 11, 13, 139, 258

Potenzial

- fläche 66
- gefälle 43
- linie 66

POX = ausblasbare (purgeable) organische

Halogen-Verbindung 203

Prädominanzfeld 155, 158

PREUSSAG-Kiesmantel-Verfahren 323

Probennahme 189, 191 f.

- teufengerechte 189

Probenvorbereitung 189

Pumpversuch 20, 273, 282, 286, 290, 328

- Auswertung 14, 35, 243, 305, 328
- Einflussbereich 282
- Grundlagen 280
- Leistungsstufen 280
- Reichweite 283

p-Wert 194

Q

Quadratdiagramm 218

Qualitätssicherung (Analytik) 190

Quelle 1, 21, 57, 74, 97, 316

- artesische 58
- intermittierende 57
- perennierende 57
- Bitter- 234
- erdmuriatische 234
- Grund- 58
- Karst- 61
- muriatische 234
- salinische 234
- Schicht- 58
- Stau- 58
- Überlauf- 58
- Verengungs- 58

Quellen

- band 58
- fassung 316
- linie 58
- schüttung 20, 57
- schüttungsganglinie 61, 63
- schutzgebiet 347
- typ 57

R

Radioaktivität 204

Radiokohlenstoff 114, 117

- Methode 117

Rammfilter 46

Randintegralverfahren 108

RANNEY-Verfahren 320

Redoxpotenzial 152, 154

Redoxspannung 193

Reduktion 172 f., 185, 359

- organischer Substanzen 187
- von Eisen 186

Reduktionszone 174, 351

reduziertes Grundwasser 173 f.

Regen 79

- wasserbewirtschaftung 333

Regenerationswasser 170

Regenerierung 324

Regenwasserversickerung

- Kopplung 335
- qualitative Effekte 335

Regimefaktoren 94

Regressionsanalyse 225

Reif 79

Reinigungsvorgänge 376, 379

Remobilisation 167

Resistivity-Log (RES) 256

Retardierung 175

Retardierungsfaktor 176

Retention 20

Retentionsvermögen = Rückhaltevermögen 63, 101, 358

REYNOLDS-Zahl 23, 325

rH-Wert 158 f.

Rigolenversickerung 334

Rücklage 37, 76, 78 f.

Ruhespiegel 282

S

Salinarwasser 166

Salinometer-Log (SAL) 257

Salmonella 183

Salzungsmethode 310

Sammeldiagramm 210, 214

Satellitenbilder 241

Sättigung 39, 146, 150, 172

Sättigungsdampfdruck 89 f.

Sättigungsindex = Calciumkarbonat-Sättigung 150, 180 f.

- 7 Sättigungszone 39
 Sauerstoff 119, 172, 192, 200
 – bedarf 199 f., 351, 352
 – gehalt 192
 – Isotop 115
 – sättigung 172
 – zehrung 173, 187, 351
 Saugpumpe 328
 Saugspannung 38, 42
 Saugspülung = Linksspülung 271
 Säulendiagramm 211, 213
 Säurekapazität 150, 194, 197 f.
 Schachtbrunnen 319
 Schachtversickerung 335
 Schadstoff 347
 SCHENDEL-Gleichung 90
 Schichtfläche 18 f., 32
 Schichtquelle 58
 Schichtung 265
 Schieferungsfläche 18
 Schluckloch 65
 SCHLUMBERGER-Verfahren 254
 Schnee 79
 Schnellsandfilter 184
 SCHOELLER-Diagramm 218
 Schrägbohrung 272
 Schrumpfung 386
 Schüttung 21, 60, 312, 316
 Schüttungsquotient 61, 63, 316
 Schutzgebiet 339
 Schwefel-Isotop 116
 Schwermetalle 151, 202, 349, 377
 Schwermetallionen 377
 Schwinde 65
 Sedimentation 15
 Seeverdunstung 84
 Seihwasser 43
 Seismik 254
 Selbstreinigungsvorgänge = Reinigungsvorgänge 314
 Setzungen 36, 328, 386 f.
Shigella 183
 Sicker
 – anlage 317
 – geschwindigkeit 167
 – leistung 331
 – versuch 304
 – wasser 38, 356
 Skineffekt 307
 Skinfaktor 306
 Slug-Test 302
 SMOW ■
 Sole 234
 Sondermessnetz 48
 Sonic-Log (SV) 258
 Sonneneinstrahlung 83, 372
 Sorptionskapazität 168, 175
 Spalten 166
 Speichergestein 229 f.
 Speicherkoeffizient 20, 35
 – spezifischer 36
 speichernutzbarer Porenanteil 15
 Spektraler Absorptionskoeffizient (SAK) 193, 210
 Spitzenbedarf 240
 Sporendriftversuch 310
 Spülbohrverfahren 271
 – direktes 271
 – indirektes 271
 Spülungszusatz 271
 Stammdaten 48
 Standrohr 66
 – spiegelgefälle 66
 – spiegelhöhe 36, 44, 65 f.
 Statistik 97, 225
 Statistische Datenauswertung 225
 Stauwasserbildung 39
 Stickstoffbakterien 185
 Stoffmenge 124, 128, 204
 Stoffmengenanteile der Äquivalente 128
 Stoffmengenkonzentration 127, 129, 139, 197
 Stofftransport-Modell 111 f., 167
 STOKES-Gesetz 16
 Stollen 316 ff.
 Störung 18
 Störungszone 18
 Strahlendiagramm 213 f.
 Strahlenschutzverordnung 310
 Straßenverkehr 371
Streptococcus 182
 Stromfluss 160
 Stromlinien 282
 Strömungsrichtung 25
 Strömungsverhältnisse 273, 290
 – quasistationäre 273, 284, 286, 290, 328
 – stationäre 273
 Strömungszustand
 – stationärer 273, 280
 Sublimation 84
 Suffosion 43
 Sulfat-Härte 171
 Sulfat-Reduktion 165, 173, 185
 Summenbestimmung 202
 Summenkurve 16

Sumpfrohr 319, 323
 Süßwasser 1

T

Tafelwasser 233
 Talsperre 316
 Tau 79
 TC (total carbon) 200
 TDR = Time-Domain-Reflectometry-Verfahren 245
 Teilabflussspende 53
 Temperatur 90 f., 121, 123 f., 191, 273
 – Anomalie 119
 – Effekt 116
 – Log (TEMP) 258
 Tensid 203
 Tetrachlorethen 367
 THEIS-Typkurve 292
 THEIS-Verfahren 290
 Thermalquelle 213
 Thermalwasser 234
 Therme 234
 Thermische Belastung 372
 Thermodynamik 176, 227
 thermodynamische Reaktion 179
 thermodynamisches Gleichgewicht 178
 THIESSEN-Polygon 80
Thiobacillus 187
 THOMSON-(Dreieck-)Wehr 96
 THORNTHWAITE-Verfahren 91
 TIC (total inorganic carbon) 200
 Tiefenwasser = tiefes Grundwasser 77
 Tiefversenkung 370
 TILLMANS-Gleichung 143
 TN_b = gesamter gebundener Stickstoff 203
 TOC (total organic carbon) 200
 Torpedieren = Bohrlochsprengung 272
 Totwasser 42
 Tracerversuch = Markierungsversuch 308
 Transmissionsgrad 193
 Transmissivität 20 f., 33, 53, 69, 284, 286 f., 291, 296, 305, 307
 Transpiration 40, 74, 84
 Transport
 – geschwindigkeit 167
 – gleichung 112
 – mechanismen 175
 – organischer Stoffe 174
 – zone 39
 Trennfläche 18

– Hohlräume 18
 Trichlorethen 367
 Trinkwasserschutz 339
 Trinkwasserverordnung 348
 Tritium 114, 117, 119
 – Methode 117
 Trockenbohrverfahren 266
 Trockenheitsindex 82
 Trockenwetter
 – abfluss 99, 104, 116
 – falllinie 63, 101
 Trockenzeiten 97, 101
 Trübung 191
 turbulente Strömungsform 23
 Turbulenz 83

U

Übergangszone 39
 Überschusswasser 38
 Ufer
 – filtrat 43, 79, 316
 – filtratanteil 43
 – filtration 42 f., 359
 Ultraschall-Messgerät 47
 Umsatzwasser 77
 ungesättigte Zone 9, 172, 377
 Ungleichförmigkeitszahl 275 ff., 326
 Untersuchung vor Ort 191
 Uranin 308

V

^{14}C -Methode 115
 V-SMOW 116
 Variogramm 227
 VENTURI-Gerinne 96
 Verdünnung 377
 Verdunstung 74, 83
 – potenzielle 83
 – tatsächliche 92
 Verdunstungshöhe 92
 Verdunstungsrate 74, 83
 Verdunstungsverluste 83
 Verkarstung 22
 Verockerung 167, 174
 Verrohrung 319
 Versandung 324
 Versickerung
 – Flächen- 334

7

- häuslicher Abwässer 331
- Mulden- 334
- Rigolen- 334
- Schacht- 335

Versickerungsanlage 334

Versickerungsbecken 331

Versickerungsbrunnen 332

Versinkung 22

Versinterung 324

Vertikalbrunnen 319

Vertikaldiagramm 218

Verweildauer 168, 184, 342

Vibrio 183

Viereckdiagramm 226

Viren 184

Viskosität 25, 123

- dynamische 123
- kinematische 23, 123

VLF-Verfahren 255

Volumen 11 f., 119, 121, 123, 204

- einheit 12, 129, 204
- spezifisches 121
- strom 24 f., 56, 95 f.

Volumenausdehnungskoeffizient 121

Vorflut 9

Vorfluter 9, 22, 77, 98 f.

Vorratswasser 77

W

Wärme

- gewinnung 373
- kapazität 121
- leitfähigkeit 123

Waschmittel = Reinigungsmittel 366

Waschmittelgesetz = Reinigungsmittelgesetz
197

Wasser 7, 119, 204, 327

- andrangskurve 330
- aufbereitung 237
- aufnahmevermögen 324, 328
- bedarf 79, 240, 316, 373
- bilanz 56, 76 f., 381
- Eigenschaften 2, 24, 121
- Einteilung 234
- entnahme 284

- förderung 1, 174, 273, 373
- gefährdungsklasse 347 f., 374
- gewinnung 312, 314, 318 f., 320
- gewinnungsanlagen 312
- Grenzwerte 234
- Härte 194
- kapazität 41
- kreislauf 74, 77, 79, 184, 243, 339
- molekül 113, 119, 135
- rahmenrichtlinie 2, 7, 387
- scheide 8, 245
- schutzgebiet = Trinkwasserschutzgebiet
184, 339, 345
- schutzgebietsverordnung 339
- spannung 38
- sperre 323
- standsdauerlinie 97
- wirtschaft 1, 82, 97, 243, 373

Wasserbilanzbetrachtung 79

Wasserhaushalt 20, 74

Wasserhaushaltsgesetz 2, 356, 387

Wasserhaushaltsgleichung 85, 243, 246, 249

Wasserstoff 113 ff., 119, 151, 155

– brückenbindung 121

– elektrode 151, 154

– Isotop 115

Wasserverbrauch = Wasserbedarf 1, 2, 76

WD-Test = Wasserdruckversuch 302, 308

Wehrtypen 96

Weitere Schutzzone = Zone III 340, 344

WENNER-Verfahren 254

Widerstandsmessung 161

Wiederanstiegskurve 296, 307

WOLTMAN-Messflügel 96

WUNDT-Verfahren 104 f.

Wurzeltiefe 381

X

Xenobiotika 187

Z

Zufluss 104

Zwischenabfluss 98