

Charakterisierung und Modellierung des Buntsandsteinfließsystems im Osten des Thüringer Beckens

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)



seit 1558

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Dipl.-Geologe Tino Rödiger

geboren am 19. Juli 1974 in Erfurt

Gutachter:

- | | | |
|----|-------------------------|--|
| 1. | Prof. Dr. Georg Büchel | Institut für Geowissenschaften
Friedrich-Schiller-Universität Jena |
| 2. | Prof. Dr. Martin Sauter | Abtl. Angewandte Geologie
Geowissenschaftliches Zentrum
Georg-August-Universität Göttingen |

Tag der öffentlichen Verteidigung: 16. Dezember 2005

Diese Arbeit umfasst 180 Seiten, 92 Abbildungen, 30 Tabellen, 33 Seiten Anhang und 2 Anlagen.

Tino Rödiger
Friedrich-Schiller-Universität Jena

2005

Inhaltsverzeichnis	
Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	XI
Abkürzungsverzeichnis	XIII
1. Einleitung	1
1.1. Zielsetzung.....	4
2. Physisch - geographischer Überblick	5
2.1. Morphologie.....	6
2.2. Orohydrographisches Einzugsgebiet.....	8
3. Geologische Übersicht	10
3.1. Regionalgeologischer Überblick.....	10
3.2. Stratigraphische Gliederung.....	13
3.2.1. Trias.....	14
3.2.1.1. Buntsandstein.....	14
Unterer Buntsandstein.....	15
Mittlerer Buntsandstein.....	16
Oberer Buntsandstein.....	17
3.2.1.2. Muschelkalk.....	18
Unterer Muschelkalk.....	18
Mittlerer Muschelkalk.....	18
Oberer Muschelkalk.....	19
3.2.1.3. Keuper.....	19
3.2.2. Tertiär.....	19
3.2.3. Quartär.....	19
3.2.3.1. Pleistozän.....	19
3.2.3.2. Holozän.....	22
3.3. Böden.....	22
3.4. Lagerungsverhältnisse & Tektonik.....	24
4. Methoden	26
4.1. Hydrogeologie.....	26
4.1.1. Äquidistante Profilschnitte.....	26
4.1.2. Grundwassergleichenpläne.....	26
4.1.2.1. Kriging.....	27
4.1.3. Wasserbilanzierung & Grundwasserneubildung.....	27
4.1.3.1. Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992).....	28
Bilanzräume.....	28
THIESSEN-Polygone.....	28

Verdunstung – Evapotranspiration.....	30
Berechnung der Bodenfeuchte nach UHLIG	31
4.1.4. Grundwasserdynamik	34
4.1.4.1. Variation der Grundwasserspiegelgänge nach HEALY (2002)	34
4.1.4.2. Quantifizierung des Abflusses Q	35
MoMNQ-Verfahren nach WUNDT	36
MoMNQr-Methode nach KILLE.....	36
A _U L – Verfahren nach NATERMANN.....	37
4.1.4.3. Gleitender Durchschnitt	37
4.1.4.4. Kreuzkorrelation	37
4.2. Hydrochemie	39
4.2.1. Analyseverfahren	40
4.2.2. Plausibilitätsprüfung	41
4.2.3. Sättigungsindex SI	42
4.2.4. Isotopie der Grundwässer	43
4.2.4.1. Stabile Isotope.....	43
4.2.4.2. Instabiles Isotop - Tritium	44
4.3. Strömungsmodellierung	46
4.3.1. Strömungsgleichung	47
4.3.2. Anfangs- und Randbedingungen	52
4.3.3. VISUAL MODFLOW 3.0.....	53
5. Ergebnisse	58
5.1. Hydrogeologie	58
5.1.2. Hydrogeologischer Überblick	59
5.1.3. Grundwasserleiter	60
5.1.3.1. Festgesteinsgrundwasserleiter suC	60
5.1.3.2. Festgesteinsgrundwasserleiter suB / sm.....	60
5.1.3.3. Lockergesteinsgrundwasserleiter	62
5.1.4. Grundwasserdynamik	63
5.1.4.1. Regionale Grundwasserdynamik im Untersuchungsgebiet.....	63
5.1.4.2. Bestimmung der Grundwasserdynamik im Aquifer suB / sm	64
5.1.4.3. Einfluss der Grundwasserdynamik auf den Abfluss der Vorfluter	80
5.1.5. Grundwasserhaushaltsbilanz	83
5.1.5.1. Klima und Niederschlag N	84
5.1.5.2. Verdunstung V.....	87
5.1.5.3. Abfluss A	89
Gesamtabfluss Q _{ges}	90

Oberirdischer Abfluss A_0	93
5.1.5.4. Änderung der Wasservorrates – ΔS	94
5.1.5.5. Wasserhaushaltsbilanz	95
5.1.6. Grundwasserneubildung	95
5.1.6.2. Plausibilitätsprüfungen der Grundwasserneubildungen	96
Einzugsgebiet der Saale – Untersuchungsgebiet	96
Einzugsgebiet der Roda – Referenzgebiet	97
5.2. Hydrochemie.....	99
5.2.1. Hydrochemische Analysenergebnisse	103
5.2.1.1. Plausibilitätsprüfung	103
5.2.1.2. Organoleptik	103
5.2.1.3. Physikochemische Parameter	103
5.2.1.4. Haupt- und Nebenelemente der Grundwasserproben.....	106
5.2.1.5. Spurenelemente	114
5.2.1.6. Klassifizierung der Grundwasseranalysen	116
5.2.1.7. Hydrochemische Mischungsreihen.....	118
5.2.2. Isotopie der Grundwässer	119
5.2.2.1. Stabile Isotope des Wassers - Deuterium ^2H und Sauerstoff ^{18}O	120
5.2.2.2. Schwefelisotop – $\delta^{34}\text{S}$	122
5.2.2.3. Kohlenstoffisotop – $\delta^{13}\text{C}$	123
5.2.2.4. Tritium – ^3H	123
5.3. Konzeptionelles Modell	126
5.4. Grundwasserströmungsmodell	128
5.4.1. Geometrie und Datenbasis	128
5.4.2. Randbedingungen.....	136
5.4.3. Stationäres Grundwasserströmungsmodell	138
5.4.4. Instationäres Grundwasserströmungsmodell.....	148
5.4.5. Szenarien und Prognosen.....	162
6. Zusammenfassung.....	168
7. Danksagung.....	172
8. Literatur- und Quellenverzeichnis	173
Quellenverzeichnis.....	179
Karten.....	180
Anhang.....	181

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersichtskarte von Thüringen und Lage des Arbeitsgebietes (TLUG 2002, verändert)	5
Abb. 2: Geographische Lage des Arbeitsgebietes	6
Abb. 3: Geologischer Überblick des Ostthüringischen Randgebiet (TLUG 2002, verändert)	13
Abb. 4: Geologischer Aufbau (verändert nach GAUPP 1998) des Untersuchungsgebietes, mit Einordnung bedeutender Grundwasserzuflüsse und hydrogeologischer Eigenschaften	14
Abb. 5: Pleistozäne Eisrandlagen im Untersuchungsgebiet (verändert nach EISSMANN 1975)	20
Abb. 6: Bodentypen Überblick über das Ostthüringische Randgebiet (TLUG 1997, verändert)	22
Abb. 7: Das Untersuchungsgebiet wird von herzynstreichenden Störungszonen geprägt. Am rechten unteren Bildrand ist das erzgebirgisch streichende Störungssystem des Thüringer Schiefergebirges zu erkennen. (TLUG 2002, verändert)	24
Abb. 8: Die Erstellung von Bilanzräumen durch Verschneidung verschiedener Flächen im GIS (ArcGIS) bildet die Grundlage für die Grundwasserneubildungsberechnungen im Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992).	29
Abb. 9: Konzeptionelles Bodenwasserhaushaltsmodell (nach SAUTER 1992)	32
Abb. 10: MoMnQ-Werte nach KILLE für das Saale-Einzugsgebiet. Erkennbar sind zwei Parabeläste. Über dem oberen Ast liegen die zu großen Abflussmengen, dagegen zeigt der untere Ast die zu geringen Abflussmengen an.	36
Abb. 11: Vergleich der Ganglinien des Tritium mit der atmosphärische Konzentration an F-12 und F-11 in Zentral Oklahoma. (BUSENBERG & PLUMMER 1992).	45
Abb. 12: Entwicklung des numerischen Modells (verändert nach FH-DGG 2003 und SENITZ 2004)	47
Abb. 13: Das Darcysche Gesetz (nach HÖLTING 1992)	49
Abb. 14: Massenerhaltungsgesetz in Fließsystemen	50
Abb. 15: Rechtwinkliges Volumenelement eines Aquifers mit Zu- und Abfluss (nach MATTHESS & UBELL 2003)	50
Abb. 16: Kalibrierungs-Hilfsmittel a) Streudiagramm b) Zeitreihenanalyse (instationäre Zustand)	57
Abb. 17: Standorte für die Auswertung der hydrogeologischen und hydraulischen Verhältnisse (TLUG 2002, verändert)	58
Abb. 18: Boxplott-Whisker-Diagramme des T- und K_f -Wertes von 29 Bohrung im Aquifer suC	60
Abb. 19: Häufigkeitsverteilung der K_f – Werte in Abhängigkeiten der Teufe des offenen Bohrloches	61
Abb. 20: Boxplott-Whisker-Diagramme des T- und K_f -Wertes von 96 Bohrungen im Aquifer suB / sm	62
Abb. 21: Häufigkeitsverteilungen der Grundwasserstandsdifferenzen (GW-SD)	63
Abb. 22: GW-Spiegelzeichnungen der Messstellen Ottendorf, Karlsdorf, Lichtenau, Meusebach und Thalbürgel im Vergleich mit Niederschlagsereignissen	66
Abb. 23: GW-Spiegelzeichnungen der Datenlogger Jägersdorf, Hummelshain und Schleifreisen im Vergleich mit Halbjahres-Niederschlägen (graue Säulen) und Ist-Entnahmen von Trinkwasserbrunnen	67
Abb. 24: Peakmuster Korrelation zwischen den GWSP Jägersdorf und Hummelshain	68
Abb. 25: Peakmuster Korrelation zwischen den GWSP Jägersdorf und Schleifreisen	69
Abb. 26: Darstellung der signifikanten Versatzbeträge zwischen Niederschlag und GWSP-Peaks	72
Abb. 27: Glättung der Niederschlagsganglinien der Station Kahla mit Hilfe des gleitenden Durchschnitts. Ziel war es den Verlauf von Nass- und Trockenjahren zu erfassen.	72
Abb. 28: Niederschlagsglättungskurven (365 Glättungspunkte) verschiedener Niederschlagsstationen in der Umgebung der Datenlogger. Deutlich zu erkennen sind Nass- und Trockenjahre.	73

Abb. 29: Korrelation nach ca. 5 ¼ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Jägersdorf	74
Abb. 30: Korrelation nach ca. 5 ½ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Jägersdorf	74
Abb. 31: Korrelation nach ca. 1 ¼ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Schleifreisen	75
Abb. 32: Korrelation nach ca. 5 Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Schleifreisen	76
Abb. 33: Korrelation nach ca. 10 Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Hummelshain	76
Abb. 34: Korrelation nach ca. 2 ¼ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Hummelshain	77
Abb. 35: Monatsmittel der Einzeljahre und der Messreihe 1997 / 2004 für Jägersdorf und Schleifreisen	79
Abb. 36: Korrelation zwischen Niederschlags- (schwarz) und Abflussganglinie der Saale (rot)	80
Abb. 37: Korrelation zwischen Niederschlags- (schwarz) und Abflussganglinie der Roda (rot)	80
Abb. 38: Abhängigkeit des Abflusses der Saale vom Grundwasserspiegel (GW-SP)	81
Abb. 39: Abhängigkeit des Abflusses der Roda vom Grundwasserspiegel (GWSP)	82
Abb. 40: Schematische Vorstellung der Zusammensetzung des Gesamtabflusses A_{ges} aus den verschiedenen Anteilen des oberirdischen und unterirdischen Abflusses des Kluft- und Porensystems	83
Abb. 41: Niederschlags-Isohypsenverteilung auf Grundlage des 30 jährigen Mittels. Erkennbar ist die räumliche Differenzierung des Untersuchungsgebietes durch den Luv-Lee-Effekt des Niederschlags.	85
Abb. 42: Feststellbarer Trend der Niederschläge zu trockenere Sommerhalbjahre und feuchtere Winterhalbjahre	86
Abb. 43: Anstieg der Jahresmitteltemperaturen um ca. 1,2 K von 1970 bis 2001	87
Abb. 44: Einfluss der Vegetation auf die Evapotranspiration E_{pot}	88
Abb. 45: Zeitverschiebung zwischen den Vorfluter-Pegel Rudolstadt und Camburg	91
Abb. 46: Berechneter Gesamtabfluss der Saale	92
Abb. 47: Änderung des Wasservorrates ΔS für das Jahr 1974 - 1975	94
Abb. 48: Änderung des Wasservorrates ΔS für das Jahr 1994 - 1995	94
Abb. 49: Schematisierte Wasserbilanz gibt den ausgeglichenen Wasserhaushalt des Arbeitsgebietes wieder. (verändert nach RAUSCH & TRAPP 2003)	97
Abb. 50: Standorte der hydrochemischen Probenahme (TLUG 2002, verändert)	99
Abb. 51: Brunnenstuben der beprobten Trinkwasserbrunnen im Untersuchungsgebiet	101
Abb. 52: Beprobte Grundwassermessstellen im Arbeitsgebiet	102
Abb. 53: Verteilung der Ionenbilanzen aller durchgeführten Analysen	103
Abb. 54: Ganglinien der physikochemischen Parameter der beprobten Tiefbrunnen	104
Abb. 55: Anionen-Ganglinien der Tiefbrunnen im Zeitraum 02 / 2003 – 03 / 2004	106
Abb. 56: Kationen-Ganglinien der Tiefbrunnen im Zeitraum 02 / 2003 – 03 / 2004	107
Abb. 57: Darstellung aller Wasseranalysen im E_h / pH -Diagramm	109
Abb. 58: Berechnete Sättigungsindices nach <i>PhreeqC</i>	110
Abb. 59: Abhängigkeit des Sättigungsindex von Gips vom Hydrogenkarbonat-Gehalt. Erkennbar ist, dass mit steigendem Hydrogenkarbonat-Gehalt die Sättigung an Gips abnimmt.	113
Abb. 60: Boxplot-Whiskers-Diagramme ausgewählter Spurenelemente	116
Abb. 61: Darstellung der Wasseranalysen im PIPER-Diagramm (Hydrochemische Mischungsreihen sind durch Pfeile gekennzeichnet)	117

Abb. 62: Lage der Analysen (TB Jägersdorf und TB Wolfersdorf) zur meteorischen Wasserlinie. Es zeigt sich, dass die Grundwässer hauptsächlich aus Niederschlägen gespeist werden und Wasser-Gesteins- Wechselwirkungen unterliegen	121
Abb. 63: $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm zur Ableitung der Wassergenese (aus CLARK & FRITZ 1997)	122
Abb. 64: Tritium-Konzentrationen der verschiedenen GNIP-Messstellen der IAEA in der Umgebung des Untersuchungsgebietes	124
Abb. 65: Verteilung tritiumfreier und tritiumführender Grundwässer im Arbeitsgebiet	125
Abb. 66: Schematisierte Darstellung des konzeptionellen hydrogeologischen Modells	126
Abb. 67 a: Schichtuntergrenzen der im Modell verwendeten hydraulischen Schichten sind bis auf die räumliche Lage der Schichtausbissflächen weitgehend identisch. Auf Grund der geringen Bohrungsdichte entlang des Leuchtenburg-Grabens ist dessen Lage nicht ersichtlich.	129
Abb. 67 b: Schichtuntergrenzen der im Modell verwendeten hydraulischen Schichten sind bis auf die räumliche Lage der Schichtausbissflächen weitgehend identisch. Auf Grund der geringen Bohrungsdichte entlang des Leuchtenburg-Grabens ist dessen Lage nicht ersichtlich.	130
Abb. 68: Vereinfachung der Schichtuntergrenzen für die Modellierung	130
Abb. 69: In der oberen Abbildung ist die Aufsicht auf das Grundwasserströmungsmodell mit den „river“-Randbedingungen und den Beobachtungsbrunnen („observation well“) abgebildet. In den unteren Profilschnitten sind die 14 Schichten (50 m Mächtigkeiten) die das Modell aufbauen zu erkennen. Die rote Linie stellt das schematisierte Schichteinfallen dar. Durch Zuweisung von k_f - Werten (weiß, blau und grün) werden die hydraulisch relevanten Schichten des Modells wiedergegeben.	132
Abb. 70: Schematisierung des Prozesses der GWN im Buntsandsteinfließsystem nach einem Niederschlagsereignis. Die höheren Fließgeschwindigkeiten des Kluftsystems führen im Gegensatz zu den langsameren Fließgeschwindigkeiten des Porensystems zu einer schnelleren Reaktion des Grundwasserspiegels innerhalb der Klüfte.	134
Abb. 71: Verwendete Randbedingungen im Strömungsmodell	135
Abb. 72: Verteilung der Grundwasserneubildungsfunktion in Abhängigkeit des Flurabstands im numerischen Strömungsmodell	137
Abb. 73: Startparameter für das erste Ergebnis des stationären Strömungsmodells	138
Abb. 74: Das erste berechnete Ergebnis des stationären Grundwasserströmungsmodells	139
Abb. 75: Durchlässigkeiten verschiedener Lithologien nach FREEZE and CHERRY (1979). Die kalibrierten Durchlässigkeiten von 10^{-5} bis 10^{-7} m/s für das Strömungsmodell des Buntsandsteinfließsystems liegen nach dieser Abbildung im Bereich des geklüfteten Sandsteins und sind somit plausibel	140
Abb. 76 a: Verteilung der k_f -Werte innerhalb der einzelnen Schichten („Layers“) für das kalibrierte stationäre Modell	141
Abb. 76 b: Verteilung der k_f -Werte innerhalb der einzelnen Schichten („Layers“) für das kalibrierte stationäre Modell	142
Abb. 77: Vergleich der berechneten Grundwasserisolinien des stationären Modells mit dem gemessenen Grundwassergleichenplan vom Oktober 2002. Deutliche Unterschiede zwischen den beiden Plänen existieren in den Randbereichen und in den Gebieten die durch die Trinkwasserförderung anthropogene Beeinflussung aufweisen (Mitte untere Abbildung)	143
Abb. 78: Auswirkungen der Sensitivitätsanalyse der Durchlässigkeit – 50% und 100 % auf das Modell. Es zeigt sich, dass die Modellränder sensitiv auf Änderung der Durchlässigkeit reagieren	145
Abb. 79: Ergebnis der stationären Sensitivitätsanalyse der Grundwasserneubildung an ausgewählten Grundwassermessstellen. Es zeigt sich, dass die Messstellen im Randbereich des Strömungsmodells sensitiv auf die Änderung der Grundwasserneubildung reagieren.	146

Abb. 80 a: Vergleich der berechneten variablen Grundwasserneubildung durch das Bodenwasserhaushaltsmodell unter Beachtung der verzögernden Infiltration durch das Kluft- und Porensystem mit Grundwasserständen der ausgewählten fünf Grundwassermessstellen	148
Abb. 80 b: Vergleich der berechneten variablen Grundwasserneubildung durch das Bodenwasserhaushaltsmodell unter Beachtung der verzögernden Infiltration durch das Kluft- und Porensystem mit Grundwasserständen der vorliegenden Datenloggeraufzeichnungen	149
Abb. 81: Aus den berechneten Modellergebnissen der ersten instationären Lösung können verschiedenen Schlussfolgerungen abgeleitet werden.	150
Abb. 82: Verteilung der Speicherkoeffizienten im Modell (einheitlich für alle 14 Schichten)	151
Abb. 83 a: Verteilung der Durchlässigkeiten im instationären Modell	152
Abb. 83 b: Verteilung der Durchlässigkeiten im instationären Modell	153
Abb. 84: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse der Variation des Speicherpotentials	154
Abb. 85 a: Auswirkungen der unterschiedlichen Infiltrationsraten (GWN) des Kluft- und Porensystems auf die Berechnung der Grundwasserstände (Magenta und Rote - Linien)	155
Abb. 85 b: Auswirkungen der unterschiedlichen Infiltrationsraten (GWN) des Kluft- und Porensystems auf die Berechnung der Grundwasserstände (Magenta und Rote - Linien)	156
Abb. 86: Darstellung des Streudiagramms für die „beste“ instationäre Modelllösung	158
Abb. 87: Die „besten“ Modellergebnisse der instationären Strömungsmodellierung	159
Abb. 88: Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Roda-Abfluss. Es zeigt sich, dass ein Doppelkontinuum-Modell verwendet werden sollte, um den schnelleren Abfluss (Kluftsystem) besser simulieren zu können.	161
Abb. 89: Vergleich der Grundwasserstände der Szenarien 1964 -1971 und 2024 - 2031	163
Abb. 90: Vergleich der Grundwassergleichenpläne der Szenarien 1964 -1971 und 2024 – 2031. Es ist zu erkennen, dass die klimatischen Veränderungen der saisonalen Variationen der GWN in den betrachtenden Zeiträumen keine wahrnehmbaren Auswirkungen auf die Grundwassergleichenpläne haben.	164
Abb. 91: Auswirkungen einer stärkeren Abnahme der GWN in den Sommermonaten	165
Abb. 92: Erkennbare Absenkungstrichter durch Steigerung der Förderraten auf 10000 m ³ /d an Testbrunnen 1 – 5 (Braun)	166

Anhang

Anhang 4: Grundwasserstandsdifferenzkarte der Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003. Große Grundwasserstandsdifferenzen sind auf die anthropogenen Beeinflussungen durch die Grundwassergewinnung im Bereich von Trinkwasseranlagen zurückzuführen. Häufigkeitsverteilung (Abschnitt 5.1.4.1.) zeigen, dass im Bereich der Grundwassermessstellen eine durchschnittliche Aufsättigung um 0,2 bis 0,3 m stattfand	191
Anhang 5: Grundwassergleichenplan der Stichtagsmessung Oktober 2002. Im Grundwassergleichenplan ist das tiefeingeschnittene Saaletal zu erkennen, welches als Hauptlastungszone im Untersuchungsgebiet eine drainierende Wirkung besitzt. Weiter sind im zentralen Bereich deutliche Absenkungstrichter von Trinkwassergewinnungsanlagen festzustellen	192
Anhang 6: Grundwassergleichenplan der Stichtagsmessung April 2003. Im Vergleich mit dem Grundwassergleichenplan der Stichtagsmessung vom Oktober 2002 sind keine deutlichen Unterschiede festzustellen	193
Anhang 9: Flurabstandskarte Oktober 2002. Die Flurabstände von über 40 m sind an die morphologischen Buntsandsteinerhebungen im südöstlichen Arbeitsgebiet gebunden. Die Flurabstände von ca. 30 m im zentralen Bereich lassen sich auf die Förderaktivitäten von Trinkwassergewinnungsanlagen zurückführen.	213

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Verteilung der weltweiten Wassermengen (aus FITTS 2002)	1
Tab. 2: Vegetationsparameter nach SOKOLLEK für Buche und Fichte	30
Tab. 3: In die Berechnung nach Uhlig (1959) eingehende Werte für das Bodenwasserhaushaltsmodell nach Sauter (1992)	33
Tab. 4: Verfahren und Messgeräte zur Bestimmung der physikochemischen Parameter	40
Tab. 5: Analyseverfahren und Nachweisgrenzen zur Bestimmung der Kationen und Anionen	40
Tab. 6: Laborspezifischen Anforderungen bei der Probenahme von Umweltisotopen	43
Tab. 7: Flurabstände und Aufzeichnungszeiträume der Datenlogger	65
Tab. 8: Berechneter Grundwasserneubildungsanteil im Kluft- und Porensystem nach HEALY (2002)	78
Tab. 9: Repräsentative Klimastationen und Niederschlagsstationen im Arbeitsgebiet	84
Tab. 10: Ausgangsdaten zur Quantifizierung des Grundwasserabstrom unter Vorfluter-Pegeln	90
Tab. 11: Gewässerkundliche Zahlen der Pegel im Arbeitsgebiet	90
Tab. 12: Grundwasserneubildungsraten nach WUNDT (1953)	93
Tab. 13: Grundwasserneubildungsraten nach KILLE (1970)	93
Tab. 14: Grundwasserneubildungsraten nach NATERMANN (1958)	93
Tab. 15: Grundwassertypen verschiedener geologischer Formationen in Thüringen	100
Tab. 16: Nachfolgende Tiefbrunnen wurden im Zeitraum Februar 03 bis März 04 untersucht.	100
Tab. 17: Stichtagsbeprobung im November 02 an ausgewählten Grundwassermessstellen	101
Tab. 18: Spurenelement-Konzentrationen der Wasseranalysen mit Angaben der geogenen Normalbereiche (DVWK 1998; MATTHESS 1994)	115
Tab. 19: Grundwassertypen des Buntsandsteinfließsystems	117
Tab. 20: Mischungsverhältnisse der Tiefbrunnen Altenberga und Geisenhain	119
Tab. 21: Mischungsverhältnisse der Tiefbrunnen Schirnewitz und Geisenhain	119
Tab. 22: Überblick der Ergebnisse der Isotopenuntersuchung Februar 2003 und März 2004	120
Tab. 23: Beispiele natürlicher $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte in der Atmosphäre, Biosphäre und Pedosphäre (FAL - BUNDESFORSCHUNGSANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT 2005)	123
Tab. 24: Im Grundwasserströmungsmodell berücksichtigte Brunnen mit Pumpraten über 80 m ³ /d	134
Tab. 25: Angaben „river“ Randbedingungen	137
Tab. 26: Vergleich der gemessenen und berechneten hydraulischen Gradienten	141
Tab. 27: Wasserbilanz für das Ergebnis des stationären Strömungsmodells	145
Tab. 28: Sensitivitätsanalyse der Durchlässigkeiten innerhalb verschiedener Modellbereiche	146
Tab. 29: Statistischen Kenngrößen der instationären Strömungsmodellierung	162
Tab. 30: Wasserbilanz des instationären Strömungsmodells	162
Anhang	
Anhang 1: Verwendete Tiefbrunnen im Untersuchungsgebiet (* Ruhwasserspiegel)	182
Anhang 2: Verwendete Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet	185
Anhang 3: Ausgangswerte der Bodenparameter für das Bodenwasserhaushaltsmodell	188
Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Wolfersdorf TW 1/61	194

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Geisenhain Sta 3/78	198
Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Jägersdorf Jaef 1E/80	202
Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Jägersdorf Jaef 1E/80 und Rutha 2E/76	204
Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Tiefbrunnen Schirnowitz und Altenberga	206
Anhang 7: Hydrochemische Analysen ausgewählter Grundwassermessstellen	208
Anhang 8: $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium-Werte aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997 b	210

Abkürzungsverzeichnis

A	Abfluss
A_o	oberirdische Abfluss
A_u	unterirdische Abfluss
BF	Bodenfeuchte
ET_{pot}	potentielle Evapotranspiration
ET_{reell}	reelle Evapotranspiration
FK	Feldkapazität
GIS	Geographisches Information System
GNIP	Global Network of Isotopics in Precipitation
GW	Grundwasser
GWM	Grundwassermessstelle
GWN	Grundwasserneubildung
GW-SD	Grundwasserstandsdifferenzen
GWSP	Grundwasserspiegel
K	Kelvin (Temperatur)
k_f	Durchlässigkeit
MNQ	mittlere Niedrigwasserabflusswerte
N	Niederschlag
NE	Nordost
NW	Nordwest
P	Porosität
PWP	permanenter Welkepunkt
RC	Wurzelkonstante
S	Speicherkoeffizient
SE	Südost
S_s	spezifischer Speicherkoeffizient
SW	Südwest
T	Transmissivität
TU	Tritium-Unit

1. Einleitung

Der 22. März eines jeden Jahres wurde durch die UN Resolution 47/193 vom 21. März 2000 zum **"World Day for Water"** erklärt und steht symbolisch für die wichtigste Ressource der Menschheit. Wasser stand für die Menschheit zu allen Zeiten im Mittelpunkt, dies belegen die ersten Besiedlungen an Flussufern und Oasen in der Wüste sowie Kriege und Auseinandersetzungen um Wasserrechte bis in die Neuzeit. Wasser war, ist und bleibt zentraler Mittelpunkt des Lebens und ist vor allem das Lebens-"Mittel" Nummer 1. Zum Beispiel kann der Mensch mehrere Tage oder gar Wochen ohne Nahrung auskommen, aber ein Überleben nach drei Tagen ohne Wasser ist kaum möglich, da alle Lebensvorgänge in den Zellen an das Wasser als Lösungs- und Transportmittel sowie als Baustoff gebunden sind (STIFTUNG WASSER).

Wasser als wichtigste Ressource der Menschheit ist begrenzt vorhanden. Weltweit existiert eine Gesamtwassermenge von ca. $1,4 \cdot 10^9 \text{ km}^3$, wobei davon 96,5 % in den Ozeanen vorliegen. Ca. 2,6 % der weltweiten Wassermenge entsprechen der gesamten globalen Frischwassermenge, wobei der größte Frischwasseranteil von 69,6 % in Form von Eis und Schnee vorliegt. Aus den aufgeführten Wassermengen, die in Tabelle 1 zusammengestellt wurden, ist zu entnehmen, dass nur ein Frischwasseranteil von < 2 % für die menschliche Nutzung zur Verfügung steht.

Tab. 1: Verteilung der weltweiten Wassermengen (aus FITTS 2002)

Total amount of water on the planet – $1,4 \cdot 10^9 \text{ km}^3$		
Reservoir	Percent of All Water	Percent of Fresh Water
Oceans	96,5	
Ice and snow	1,8	69,6
Groundwater:		
Fresh	0,76	30,1
Saline	0,93	
Surface water:		
Fresh lakes	0,007	0,26
Saline lakes	0,006	
Marshes	0,0008	0,03
Rivers	0,0002	0,006
Soil moisture	0,0012	0,05
Atmosphere	0,001	0,04
Biosphere	0,0001	0,003

Im 20. Jahrhundert hat sich durch die unstillbaren Bedürfnisse des Menschen nach Wasser, z.B. durch übermäßigen Wasserentzug aus der Natur und durch die Verschmutzung der

Fließgewässer und des Grundwassers eine tief greifende Umgestaltung der hydrologischen Gegebenheiten auf der Erde vollzogen, so dass sich Gewässer kaum regenerieren können bzw. dauerhaft geschädigt sind. Eine Vielzahl der Flüsse wurde aufgestaut, begradigt oder kanalisiert, um sie als Wasserwege und Energielieferanten besser nutzen zu können. Feuchtgebiete und Auen als große Landschaftswasserspeicher wurden wegen des steigenden Flächenbedarfs im 20. Jahrhundert um über 50 % reduziert. Des Weiteren wird der Wasserkreislauf durch Rodungen der Wasser speichernden Wälder, durch die Entstehung von Versiegelungsflächen und die Degradation von Böden negativ beeinflusst. Der einsetzende Klimawandel wird Änderungen in Niederschlag, Bodenfeuchte und Flusspegeln mit sich bringen, die eine weitere Verstärkung des negativen Eingriffs in den Wasserhaushalt durch den Menschen zur Folge haben (LANZ 2003). In Deutschland wird dieser Klimawandel schon seit einem Zeitraum von über 100 Jahren registriert. Lineare Trendanalysen zeigen einen Anstieg der Jahresmitteltemperatur um 0,7 K im Zeitraum 1900 bis 2000. In Ostthüringen konnte im Bereich des Lysimeter Großobringen ebenfalls ein Temperaturanstieg im Zeitraum 1951 bis 2003 bestätigt werden. Je nach Analyse liegt der Temperaturanstieg zwischen 0,7 und 1,7 K. Im gleichen Zeitraum wurde eine Abnahme der Niederschläge um 24 mm (~ 7 %) in den Sommermonaten und eine Zunahme um 24 mm in den Wintermonaten (~10 %) registriert. Durch den Klimawandel konnte ebenfalls eine Verschiebung der Vegetationsperiode in Richtung einer früher einsetzenden und länger anhaltenden Vegetationszeit beobachtet werden (TLUG 2004). All diese Trends führen zu einer deutlichen negativen Beeinflussung der klimatischen Wasserbilanz. Klimatische Trends wurden bis jetzt hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf das Grundwasser wenig berücksichtigt. So existieren keine Vorstellungen der klimatischen Auswirkungen auf das Buntsandsteinsfließsystem im Osten des Thüringer Beckens, dass für Ostthüringen das größte Grundwasserreservoir bildet.

In Deutschland wurde relativ früh erkannt, dass Wasser ein schützenswerter Rohstoff ist, so trat am 27. Juli 1957 das Gesetz zur Ordnung des Wasserhaushaltes in Kraft. Paragraph 1 regelt die sachlichen Geltungsbereiche und unterscheidet dabei in oberirdische sowie unterirdische Wässer. Nach § 1a gilt der Grundsatz, dass Gewässer als Bestandteil des Naturhaushalts und als Lebensraum für Tiere und Pflanzen zu sichern sind. Weiter sind Gewässer in Bezug auf die Nachhaltigkeit so zu schützen, dass die Qualität des nicht verunreinigten Wassers erhalten bleibt und eine weitere Schädigung von bereits verunreinigtem Wasser verhindert bzw. dieses saniert wird (WASSERHAUSHALTSGESETZ 1996). Im Zuge des einheitlichen Europas trat am 22. Dezember 2000 eine einheitliche EU- Wasserrahmenrichtlinie (EG-WRRL) 2000/60/EG in Kraft, deren Ziel es ist, einen Ordnungsrahmen für die europäische Wasserwirtschaft und das Erreichen eines „guten Zustandes“ für alle Gewässer der EU innerhalb von 15 Jahren zu schaffen. Die EG-WRRL verfolgt den Schutz und die Verbesserung des qualitativen Zustandes der Gewässer und die Förderung einer nachhaltigen,

ausgewogenen Wasserwirtschaft. Dabei sollen über Staats- und Ländergrenzen hinweg Gewässer durch koordiniertes Vorgehen innerhalb der Flussgebietseinheiten bewirtschaftet werden. Dem liegt zu Grunde, dass „Grundwasserkörper“ möglichst sinnvoll Flusseinzugsgebieten zugeordnet werden sollen. Die EG-WRRL versteht unter einem „Grundwasserkörper“ ein abgegrenztes Grundwasservolumen innerhalb eines oder mehrerer Grundwasserleiter. Dieser Körper muss eine möglichst homogene Einheit darstellen, die eine eindeutige Einschätzung, Beschreibung und Überwachung sowohl des quantitativen als auch des qualitativen Zustandes erlaubt. Für die Umsetzung der EG-WRRL im Bundesrecht wurde das Wasserhaushaltsgesetz am 19. August 2002 neu verfasst.

Im Freistaat Thüringen erfolgte die Umsetzung der EG-WRRL durch die Änderung des Thüringer Wassergesetzes am 04. Dezember 2003. Am 27. Mai 2004 folgte die Verordnung zur Umsetzung der Anhänge II und V der WRRL, die sich überwiegend an die durch die Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) erarbeitete Musterverordnung anlehnt.

Das Land Thüringen, dessen Trinkwasserversorgung auf der Nutzung von in Talsperren gefasstem Oberflächenwasser sowie zu mehr als zwei Dritteln auf der Grundwassergewinnung aus Bohrbrunnen basiert, erkannte den hohen Stellenwert der Ressource Wasser und die politisch notwendige Umsetzung der WRRL.

„Für „Wasser“ gibt es grundsätzlich keinen Ersatz, weder in der Natur noch durch den Menschen. Es zählt zum kritischen Umweltkapital, darf weder überbeansprucht noch in seiner Beschaffenheit beeinflusst werden.“ (TMLNU 1996)

Im Freistaat Thüringen sind die Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins als Grundwasserleiter für die Wasserversorgung zahlreicher Städte (Apolda, Ilmenau, Jena, Weimar) von großer Bedeutung (HECHT 1995). So entnahm die Stadt Jena und deren Umgebung im Jahr 2000 ca. 90% ihres Trinkwasserbedarfs aus dem Grundwasservorkommen des Buntsandsteins (PUDENZ 2000). Diese Kluftgrundwasserleiter sind vor allem wegen ihrer hohen Durchlässigkeit und den häufig großen Einzugsgebieten im Allgemeinen stark ergiebige Wasserressourcen. Die Ergiebigkeit der Ressourcen ist jedoch wegen des geringen Speichervermögens stark abhängig von den kurzfristigen saisonalen Schwankungen der Grundwasserneubildung und von der prognostizierten langfristigen Abnahme der Grundwasserneubildung in Folge der Klimaerwärmung. Diese Abnahme wird umso dramatischere Folgen haben, je geringer die Gesamtniederschläge sind. Der Osten des Thüringer Beckens, der das Neubildungsgebiet für das zu untersuchende Buntsandstein-Grundwasserleitersystem darstellt, weist mit ca. 585 mm/a Niederschlag eine der geringsten Niederschlagsintensitäten Thüringens auf.

1.1. Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit war die Erstellung eines numerischen Grundwasserströmungsmodells des Ostthüringer Buntsandsteinfließsystems, um die zukünftige Entwicklung der Wasserressourcen auf der Grundlage verschiedener Szenarien zu prognostizieren. Mit Hilfe dieses Grundwasserströmungsmodells sollen vor allem Vorstellungen der klimatischen Auswirkungen auf das Buntsandsteinfließsystem im Osten des Thüringer Beckens getroffen werden.

Der Vorteil eines numerischen Grundwassermodells liegt in der visuellen Darstellung der Fließ- und Transportvorgänge des Grundwassers, da sich dieses zumeist der direkten Betrachtung entzieht. Um praktische Entscheidungen, Prognosen und Aussagen über Prozesse und deren Ergebnisse treffen zu können, werden Modelle benötigt, da Experimente häufig auf Grund der langen Zeitskalen eingeschränkt sind. Modelle beruhen darauf, dass sie in der Lage sind, konsistent zwischen den vorliegenden Punktinformationen zu interpolieren und darüber hinaus zukünftige Systemzustände zu prognostizieren. Es bleibt jedoch anzumerken, dass mit einem numerischen Modell keine realen Bedingungen dargestellt werden können, sondern nur eine Annäherung an die natürlichen Gegebenheiten.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich innerhalb des durch die Fachbehörden abgrenzten Wasserkörper der Oberen Saale und des Grundwasserkörpers der Buntsandsteinumrandung der Thüringischen Senke. Demzufolge ist diese Arbeit ein wichtiges Instrumentarium für die geplante Umsetzung der Forderung der EG-WRRL, die u.a. eine nachhaltige Bewirtschaftung der Wasserressourcen auf gesamtheitlicher, d.h. Einzugsgebiet orientierter Basis fordert.

Im Einzelnen können folgende Teilziele formuliert werden:

- Erstellung eines konzeptionellen hydrogeologischen Modells auf der Basis bereits verfügbarer Informationen
- Differenzierung der Grundwasserströme bzw. der unterschiedlichen Wasserkomponenten mittels hydrochemischer Daten und Isotopentracern
- Bestimmung von Verweilzeiten des Grundwassers im Untergrund
- Erstellung und Kalibrierung eines mathematischen Modells
- Durchführung von Sensitivitätsanalysen zur Identifikation und Quantifikation kontrollierender Prozesse und wichtiger Parameter
- Prognoserechnungen für ausgewählte Szenarien unter Berücksichtigung kurzfristiger und langfristiger Änderungen in der Grundwasserneubildung

2. Physisch - geographischer Überblick

Das fast 800 km² große Arbeitsgebiet liegt im Osten des Thüringer Beckens und umfasst das oberirdische Einzugsgebiet des mittleren Saaletals zwischen den Kleinstädten Camburg im Norden und Orlamünde im Süden. Im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes befindet sich die Universitätsstadt Jena (Abb. 1).

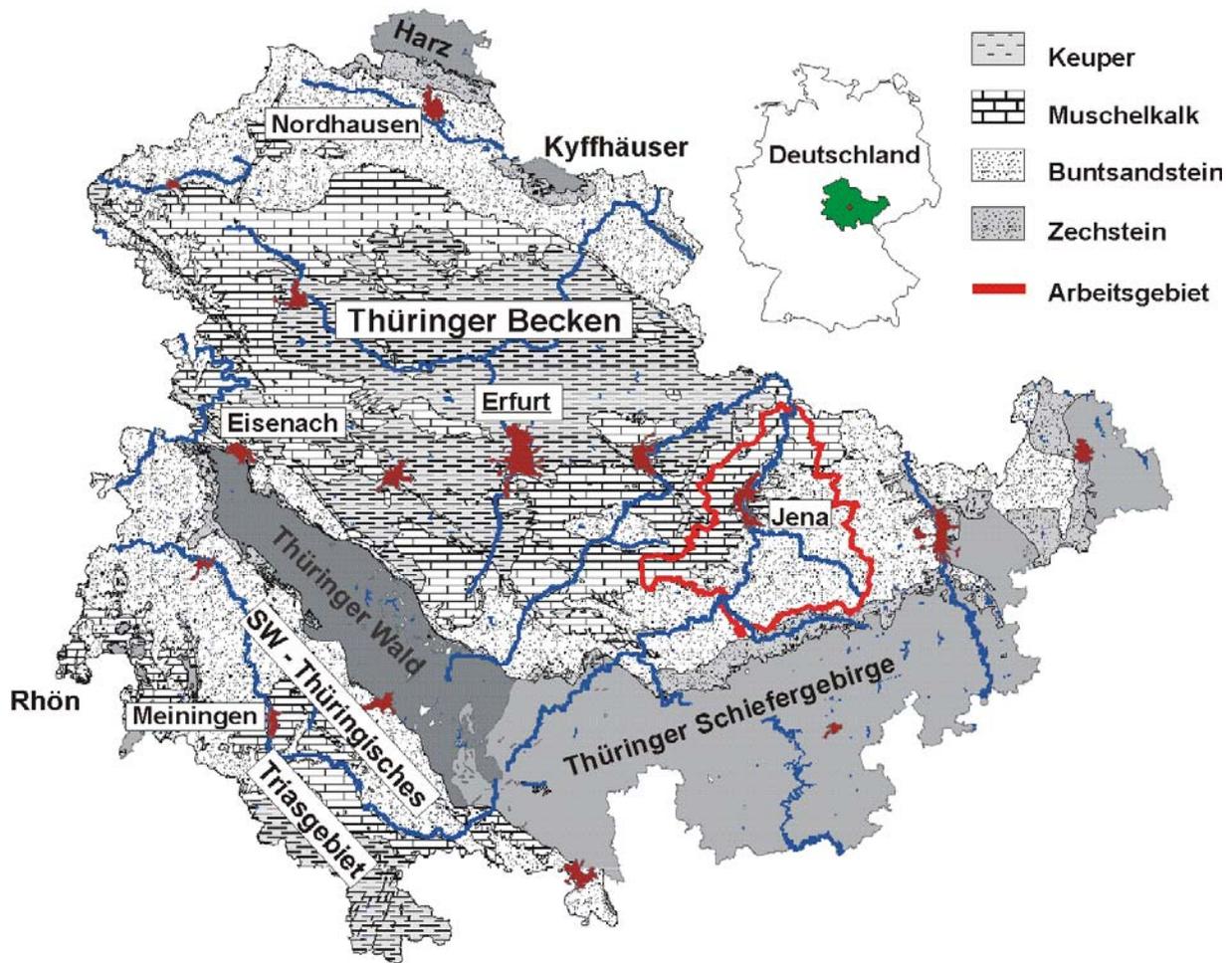


Abb. 1: Übersichtskarte von Thüringen und Lage des Arbeitsgebietes (TLUG 2002, verändert)

Prägendes landschaftsbildendes Element dieser Region ist die Saale, die der größte und wasserreichste Fluss Thüringens ist. Sie hat sich mit ihrem Süd-Nord-Verlauf ca. 200 m tief in die umgebenden Hochflächen eingetieft, im Osten befindet sich die Saale-Elster-Sandsteinplatte und im Westen sowie Nordosten die Ilm-Saale-Kalksteinplatte. Es entstanden dabei gestufte Hänge und eine bis zu 1300 m breite ebene Saaleaue. Die randlichen Ausläufer der Ilm-Saale-Kalksteinplatte bilden in der Umgebung von Jena so genannte Zeugenberge wie z.B. die Wöllmisse mit den Kernbergen und das Hufeisen mit dem Jenzig, die der eigentlichen Schichtplatte vorgelagert sind. Der überwiegende Teil des Arbeitsgebietes befindet sich auf der Saale-Elster-Sandsteinplatte. Sie wird im Westen und Nordwesten von der

beckennäheren Ilm-Saale-Kalksteinplatte und im Süden durch die Orlasenke begrenzt. In nordöstliche Richtung flacht die Platte allmählich ab und geht in die Leipziger Tieflandsbucht über (ERNST & WEIGEL 1992) (Abb. 2).

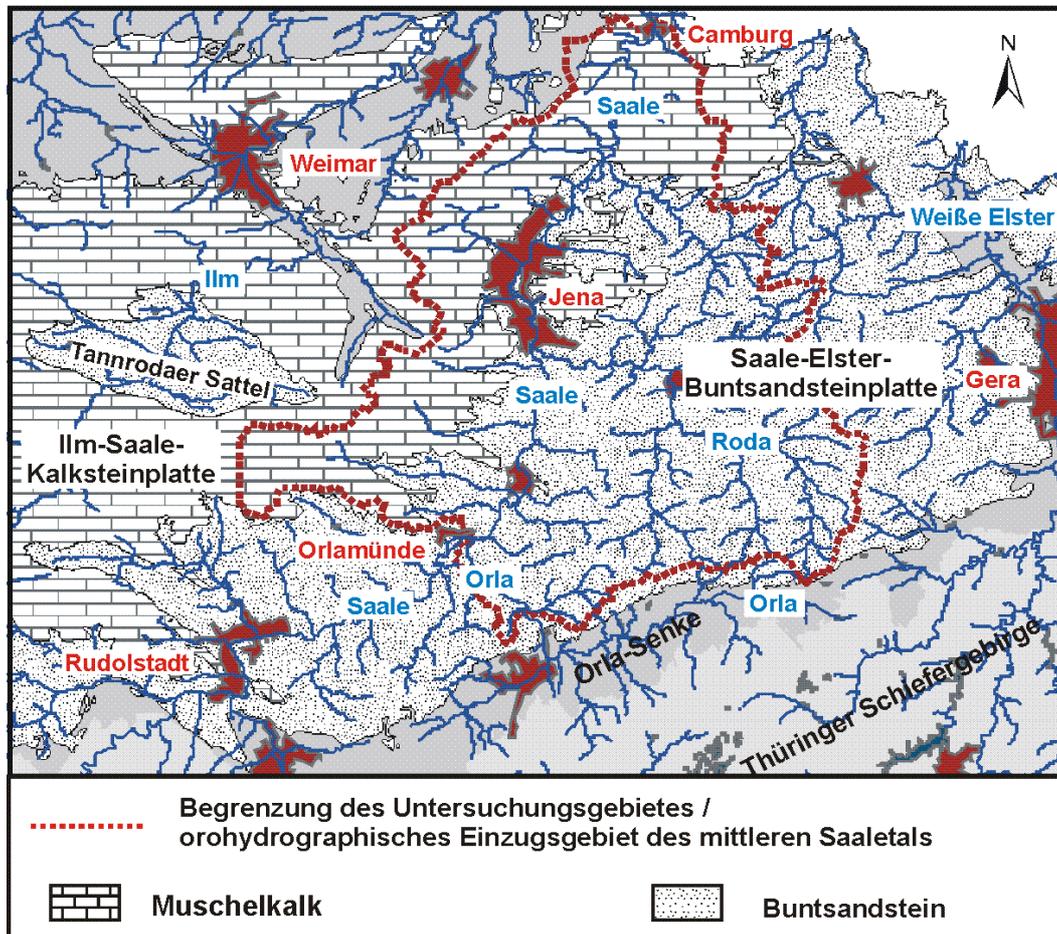


Abb. 2: Geographische Lage des Arbeitsgebietes

2.1. Morphologie

Das Untersuchungsgebiet gliedert sich in vier landschaftsbildende Einheiten:

- die Ausläufer der Ilm-Saale-Kalksteinplatte im Westen und Nordosten
- die Buntsandsteinhöhen der Saale-Elster-Sandsteinplatte im Osten und Südosten
- das Gewässernetz des Vorfluters der Roda und ihrer Nebenbäche im zentralen Teil
- das Nord-Süd verlaufende Saaletal als Hauptentlastungsgebiet im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.

Die in Abb. 2 relativ deutlich erkennbare Asymmetrie des Gewässernetzes innerhalb des Untersuchungsgebietes ist an das generelle Schichteinfallen nach Nordwesten und somit an den Wechsel von weicheren (Buntsandstein) zu härteren Gesteinsmaterialien (Muschelkalk) gebunden. Die starke Eintiefung der Vorfluter, besonders entlang des Saaletals führte zur Modellierung der Schichtstufenlandschaft, die deutlich das Aussehen des Arbeitsgebietes prägt.

Die Ausläufer der Ilm-Saale-Kalksteinplatte treten morphologisch durch die Muschelkalksteilhänge westlich der Saale und in der Umgebung von Jena auch auf der östlichen Saaleseite deutlich in Erscheinung. Sie erreichen auf der westlichen Saaleseite im Bereich der Ilm-Saale Wasserscheide maximale Höhen von 400 bis 450 m ü. NN. Entlang des östlichen Saaletals von Jena in nördliche Richtung heben sich die Muschelkalkplateaus mit Höhen von 360 bis 400 m ü. NN ebenfalls deutlich vom Saaletal ab. Typische tiefeingeschnittene V- und Trockentäler zerteilen bzw. zerfurchen die ansonsten kompakten Muschelkalkausstriche. Die Saale-Elster-Sandsteinplatte wird durch sanfte geomorphologische Strukturen z.B. flachwellige Verebnungsflächen charakterisiert. Die ehemals flächenhaft ausgebildeten Verebnungsflächen sind nur noch im Nordosten um die Kleinstadt Eisenberg erhalten. Ansonsten ist diese Buntsandsteinplatte durch eine Vielzahl von Störungen und durch das prägende Gewässersystem stark zerschnitten. In Abhängigkeit des geologischen Untergrundes bildeten sich Muldentäler im Unteren Buntsandstein bzw. Kerbsohlentäler im Mittleren Buntsandstein. Die höchsten Erhebungen der Sandsteinplatte von 360 bis ca. 390 m ü. NN liegen in den südlichen bis östlichen Randbereichen des Arbeitsgebietes entlang der oberirdischen Wasserscheide zwischen Saale und Orla bzw. Saale und Weiße Elster. In Richtung Saaletal fallen die Höhen allmählich von 300 auf 200 m ü. NN. Den Übergang von der Sandsteinplatte zum eingetieften Saaletal bilden flach geneigte Hänge, die nur von wenigen Steilhängen wie z.B. dem Dohlenstein bei Kahla oder dem Helenenstein bei Rothenstein unterbrochen werden. Westlich der Saale befindet sich ein schmaler allmählich ansteigender Buntsandstein-ausstrich zwischen den Städten Orlamünde und Jena.

Durch das Gewässernetz der Roda und ihrer bedeutenden Nebenvorfluter Rothehofbach und Zeitzbach wird die Saale-Elster-Sandsteinplatte geomorphologisch stark zerschnitten. Die Roda als wichtigster Nebenvorfluter der Saale erstreckt sich von ihrem Quellgebiet im Südosten (ca. 380 m ü. NN) über den zentralen Teil des Untersuchungsgebietes bis zur Mündung in die Saale im Süden von Jena (ca. 150 m ü. NN). Dabei überwindet sie auf ihrem ca. 30 km langen Fließweg ein Höhenniveau von 230 m. Der Rothehofbach bewältigt auf seinem 9 km langen Fließweg vom Quellgebiet im Süden bis zur Mündung in die Roda bei Tröbnitz (südlich von Stadtroda) einen Höhenunterschied von 160 m. Östlich von Stadtroda erstreckt sich das Einzugsgebiet des Zeitzbaches, der auf seinem ca. 13 km langen Fließweg bis zur Mündung in die Roda einen Höhenunterschied von ca. 120 m überwindet. Die Quellbereiche der drei Vorfluter sind durch Quellmulden bzw. weitflächige Vernässungsflächen charakterisiert. Die Ausbildung der Vorfluter ist stark abhängig vom geologischen Untergrund. Auf Grund des weicheren Materials des Unteren Buntsandsteins bilden sich im Bereich des gesamten Rothehofbachs sowie im Bereich des Ober- und Mittellaufs der Roda Muldentäler mit einer Talbreite von 100 bis 200 m aus. Beidseitig der Auen steigt das Gelände mit mittelsteilem Gefälle zu den Hochflächen hin an. Mit dem Übergang vom Unteren zum

verwitterungsresistenteren Mittleren Buntsandstein setzt ein Wechsel der Talstrukturen von Muldentälern zu Kerbtälern ein. Dies wird im Mittellauf der Roda sowie im Mittel- und Unterlauf des Zeitzbaches deutlich. In diesen Bereichen kommt es zur Ausbildung von engen Talstrukturen (von 50 bis maximal 100 m Breite), die von steilen bis mittelsteilen Hangpartien begrenzt werden. Der Unterlauf der Roda zwischen Laasdorf und Rutha geht in eine ausgedehnte Aue von 300 bis 500 m Breite über.

Die Saale umfasst im Arbeitsgebiet einen ca. 50 km langen Fließweg und hat dabei eine Höhenlage von ca. 170 m ü. NN bei Orlamünde und ca. 120 m ü. NN bei Camburg. Das Saaletal besitzt im Buntsandstein eine durchschnittliche Breite von 200 bis 800 m. Verengungen von 200 bis 300 m treten zwischen Kahla und Großpüschütz, sowie bei Ölknitz (Trompeterfelsen) und Maua auf. Im Gegensatz dazu treten Verbreiterungen der Saale-Aue von 600 bis 800 m im Bereich der Ortslagen Schöps und Rothenstein auf, ein Maximum von ca. 1300 m wird im Stadtgebiet von Jena erreicht (GÖTZE 1995, 1997a, b). Die Verbreiterung der Saale-Aue in unmittelbarer Umgebung von Jena ist vorwiegend auf das oberflächige Ausstreichen der weniger verwitterungsresistenten Schichten des Oberen Buntsandsteins zurückzuführen. Störungszonen, die das Saaletal in diesem Bereich kreuzen, bilden Ansatzpunkte für die Erosion und wirken sich somit ebenfalls positiv auf die Verbreiterung aus. Mit dem Übergang zum Muschelkalk in nördlicher Richtung setzt eine Verengung des Saaletals ein.

2.2. Orohydrographisches Einzugsgebiet

In Abb. 2 ist das orohydrographische Einzugsgebiet des mittleren Saaletals zu erkennen. Es ist zu klären, ob das Untersuchungsgebiet mit seiner östlichen Randlage am Thüringer Becken als Nährgebiet zur Speisung des Thüringer Beckens beiträgt.

In nördliche Richtung findet die Entwässerung des Einzugsgebietes statt. Die östliche Begrenzung bildet die oberirdische Wasserscheide zwischen den Vorflutern Saale und Weiße Elster. Grundwasserspiegelhöhenmessungen im Mittleren Buntsandstein beidseitig der oberirdischen Wasserscheide belegen, dass hier die ober- und unterirdische Wasserscheide dicht beieinander liegen. Im Südosten schließt sich die oberirdische Wasserscheide zwischen den Vorflutern Saale und Orla an. Unterirdisch wird das Einzugsgebiet an dieser Stelle durch das Ausstreichen der Unteren und Mittleren Buntsandsteinschichten begrenzt. Der hydraulisch wirksame Leuchtenburggraben begrenzt das unterirdische Einzugsgebiet in südliche Richtung. Im Westen wird das Untersuchungsgebiet durch die oberirdische Wasserscheide zwischen den Vorflutern Ilm und Saale begrenzt. In diesem Bereich kann die Lage der unterirdischen Wasserscheide im Mittleren Buntsandstein durch mangelnde Aufschlussituationen nicht erfasst werden. Grundwasserspiegelmessungen im Buntsandstein-Aufschluss des Tannrodaer Sattels (Zentraler Teil des Thüringer Beckens) belegen, dass die

Grundwasserspiegel in diesem Bereich deutlich höher liegen (ca. 300 m ü. NN) als die Grundwasserspiegellhöhen von ca. 220 m ü. NN des westlichen Saaletals. Auf Grund des Gefälles zur Saale ist zu vermuten, dass sich das unterirdische Einzugsgebiet über die westliche Arbeitsgebietgrenze hin zum Zentrum des Thüringer Beckens erstreckt.

Die Abgrenzung des ober- und unterirdischen Einzugsgebiets des mittleren Saaletals und die im Kapitel 5.1. beschriebenen Untersuchungen zeigen, dass über die Schichten des Mittleren Buntsandsteins kein Abfluss in das Thüringer Becken stattfindet. Eine Speisung des Thüringer Beckens über tiefere Aquifere kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Für den Grundwasserleiter des Mittleren Buntsandsteins kann ein bedeutender Grundwasseranstrom aus westlicher Richtung in das Arbeitsgebiet weitgehend ausgeschlossen werden, da die Buntsandsteinschichten von den Schichten des Muschelkalks überdeckt werden und der Tannrodaer Sattel als Buntsandsteinfenster im Thüringer Becken ein flächenmäßig zu kleines Grundwasserneubildungsgebiet darstellt.

3. Geologische Übersicht

3.1. Regionalgeologischer Überblick

Geologisch gehört das Untersuchungsgebiet zum Ostthüringischen Randgebiet, das nach Nordwesten zur Thüringischen Senke abtaucht. An die Thüringische Senke schließt sich im Nordwesten die Eichsfeldschwelle an. Diese drei geologischen Formen bauen gemeinsam das Thüringer Becken auf (Abb. 1). Der geologische Untergrund des Thüringer Beckens gliedert sich in Grundgebirge, Übergangstockwerk und Tafeldeckgebirge. Das Grundgebirge besteht zu großen Teilen aus der Mitteldeutschen Kristallinzone. Nach der variscischen Orogenese erfolgte die allmähliche Einsenkung der Mitteldeutschen Kristallinzone von Nordosten in südwestliche Richtung. Zahlreiche überwiegend rinnenförmige Becken wie z.B. die Thüringer Wald Senke und die Eisenacher Senke entstanden über dem freigelegten Orogen. Im zentralen Teil des heutigen Thüringer Beckens bildete sich der erzgebirgisch streichende Saaletrog aus, der in weiten Teilen über der Mitteldeutschen Kristallinzone entstand (SEIDEL 1992). Die Tröge und Senken füllten sich mit Abtragungsschutt (Innenmolasse) des variscischen Gebirges im Zeitraum Oberkarbon bis Oberrotliegendes (Unteres Perm). Die Schichten des Rotliegenden bilden das Übergangstockwerk. Das Arbeitsgebiet lag zu dieser Zeit im Bereich der Schwarzburg-Jena-Leipziger Schwelle, einer Hochlage des prästefanischen Grundgebirges (SEIDEL 1995). Aus diesem Grund kam es hier nicht zur Ausbildung eines Übergangstockwerkes. Mit der Transgression des Zechsteinmeeres (Oberes Perm) begann die eigentliche Entwicklung des Thüringer Beckens und des Tafeldeckgebirges. Das Thüringer Becken ist dem Randbereich des Germanischen Beckens zu zuordnen. Ab dem Zechstein bis zum Ende der Trias traten vorwiegend die erzgebirgischen bis rheinischen Elemente, die in veränderter Form die erzgebirgische Richtung der präzechsteinzeitlichen Strukturen erkennen lassen, stärker in Erscheinung. Dabei bildeten sich das Ostthüringische Randgebiet und die Eichsfeldschwelle über ehemaligen Hochlagen aus, die den Saale-Trog im Nordwesten und Südosten begrenzen. Der Saale-Trog geht in die nach Nordost einfallende Thüringische Senke über, die sich durch die Auflast der anhaltenden Akkumulation stetig absenkte.

Die Transgressionen des Zechsteinmeeres führten innerhalb des thüringischen Sedimentationsraumes zur Akkumulation von salinaren Zyklen und zu einer ausgleichenden Sedimentation auf dem nach Nordosten abfallenden Beckenboden. Die Ausläufer des Zechsteinmeeres lassen sich in der Hochlage von Ostthüringen in Buchten und Spornen wiederfinden. Als bekanntester Sedimentationsraum ist hier die Ostthüringer Bucht, mit der Orla-Senke und dem Rudolstädter Becken zu nennen, in der es zu mächtigen Zechsteinablagerungen kam. Die Verbreitung der Sedimente der nachfolgenden alternierenden Transgressionen des

Zechsteinmeeres war stark von der sich veränderten Morphologie durch sich bildende Riffe und Anhydrit- bzw. Plattendolomit-Wälle abhängig. In Abhängigkeit von Erosion und Abtragung konnte das Zechsteinmeer immer stärker nach Süden bis Südosten vordringen. Zum Ende des Zechstein setzte eine vollständige Regression des Zechsteinmeeres und ein Wechsel von mariner zu terrestrischer Fazies ein (LANGBEIN & SEIDEL 1995 a).

Ostthüringen stellte zu Beginn der Trias im Buntsandstein eine epikontinentale, dem Böhmischo-Vindelizischen Festland vorgelagerte Verebnung dar, die vor allem durch fluviatile Ablagerungen geprägt wurde. Die Thüringer Senke diente als Sammelbecken zur Ableitung der Hauptsedimentströme in nordöstliche Richtung, stellte aber auch die Ingressionsbahn für marine Überflutungen aus dem norddeutschen Raum dar. Innerhalb des Zentrums der Thüringischen Senke herrschten Deltabildungen vor, dagegen wurden die süd- und ostthüringischen Randgebiete von fluviatilen Faziestypen geprägt. Die Ablagerungen des Buntsandsteins werden durch großrhythmische Folgen und Kleinzyklen, deren Ablauf durch epirogene Bewegungen gesteuert wurde, charakterisiert. Rhythmische Wechsel treten in Form von fluviatilen Sandschüttungen, flächigen Überflutungsfazies und Stagnationen mit häufig rotem Ton oder einer Tonsteinfazies am Top auf. Die Feingestaltung der Schichten dürfte überwiegend auf klimatische Einflüsse zurück zu führen sein, da episodische Sedimentationen auf aride Verhältnisse verweisen, während feintrhythmische Sedimente periodische Niederschläge (semiarides Klima) voraussetzen. Weiter finden sich Ablagerungen von marinen Sedimenten mit Litoralbildungen, deren Ursache in Meeresspiegelschwankungen zu suchen ist. Mit Beginn des Oberen Buntsandsteins kam es zur Transgression des Rötmeeres in das Thüringer Becken und zum Übergang zu einem vollariden Klima, das erneut zur Bildung von salinaren Zyklen (Evaporiten z.B. Steinsalz und Anhydrit) führte (PUFF 1995).

In der mittleren Trias zur Zeit des Muschelkalks war ganz Thüringen vom Meer bedeckt. Auf Grund von Meeresspiegelschwankungen kam es zu alternierenden Transgressionen und einer Verflachung des Muschelkalkmeeres. Dieser Wechsel führte in Thüringen zu einer Abfolge von Mergel-, Mergelkalk- und Kalksteinen. Im Mittleren Muschelkalk erreichte die Verflachung des Meeres ihren Höhepunkt. Es kam zu sporadischen Ingressionen von Meerwasser in Depressionen, die im Anschluss immer wieder stark eingedampft wurden. Dies führte zu größeren Differenzen in der Mächtigkeitentwicklung. In der Thüringischen Senke kam es zu den größten Mächtigkeiten und zur Ausbildung des Muschelkalk-Steinsalzes. In den höher gelegenen Gebieten (Eichsfeld-Schwelle und Ostthüringische Randgebiete) fielen z.T. Teile des Muschelkalkprofils aus (LANGBEIN & SEIDEL 1995 b). Die hohen Verdunstungsraten führten zur Ausfällung von Dolomit-, Anhydrit- und Steinsalzlagen (Evaporit-Gesteine). Gegen Ende des Mittleren und zu Anfang des Oberen Muschelkalkes kommt es erneut zur Ingression des Meeres. Die Ablagerungen des Oberen Muschelkalks fanden in einem voll marinen Milieu statt.

Zur Zeit des Keupers wurden durch die Regression des Meeres und der damit verbundenen Verflachung des Beckens immer häufiger tonige, sandige und dolomitische Lagen eingeschaltet. Als Folge der hohen Verdunstungsraten kam es zur Ausfällung von Evaporiten, vorwiegend von Gips. Die Basisschichten des Unteren Keupers sind die jüngsten aufgeschlossenen Lagen des Tafeldeckgebirges, die sich stark vereinzelt an der westlichen Begrenzung des Untersuchungsgebiets finden lassen. Jüngere Ablagerungen des Jura und der Kreide sind im Arbeitsgebiet nicht überliefert.

Aufgrund des Einfallens des Ostthüringischen Randgebietes zur Thüringischen Senke liegen die Gesteinsschichten des Tafeldeckgebirges dachziegelartig übereinander, so dass vom Rand des Schiefergebirges bis zum Beckenzentrum immer jüngere Schichten ausstreichen. Ab der oberen Trias setzen die Prozesse der saxonischen Tektonik durch die Öffnung des Atlantiks ein. Mitteleuropa wurde in ein Bruchschollenmosaik zerlegt und das rezente Tafeldeckgebirge herausmodelliert. In Thüringen gliedert sich die saxonische Tektonik in einen Zerrungsakt (Lias) und einen Pressungsakt (Ende Kreide). Im Zerrungsakt entstanden überwiegend herzynische Störungszonen (NW-SE-streichend), stellenweise wurden variscische oder ältere angelegte Störungen reaktiviert. Dies führte dazu, dass das Thüringer Becken in herzynstreichende leistenartige Schollen zerfiel. Im Pressungsakt wurden die Zerrungsformen überprägt, und es entstanden herzynstreichende Sättel und Mulden (SEIDEL 1992). Die tektonische Beanspruchung schafft Wegsamkeiten für das Grundwasser, dass die Auslaugung der Evaporite des Zechsteins und des Mesozoikum an vielen Orten begünstigt.

Während des Tertiär lagen in Thüringen fast ausschließlich terrestrische Verhältnisse vor, wie die tertiären Sedimente belegen, die in Hochflächenbereichen der Buntsandstein- und Muschelkalkplatten in Ostthüringen sowie in Karsthohlräumen abgelagert wurden. Mit beginnender Hebung des Thüringer Waldes und des Schiefergebirges zum Ende des Tertiärs war die Anlage konsequenter Gewässersysteme verbunden (STEINMÜLLER 1995). Mit dem Ausklingen des Altpleistozäns setzt in Thüringen die eigentliche quartäre Engtalbildung der Flussläufe ein. Zur Stagnierung der Taleintiefung kam es lediglich in den kaltzeitlichen Akkumulationsphasen. Während der Elsterkaltzeit wurden die nach Norden fließenden Gewässer durch die nach Süden vorstoßende Inlandeisdecke unterbunden. Mit dem Eiszerfall entstanden neue Abflussbahnen, die prinzipiell bis heute fortbestehen (UNGER 1995). Die heutige Gestalt der Flussläufe und ihrer Täler wurde durch den Wechsel zwischen Tiefen- und Seitenerosion sowie Akkumulationsphasen herausmodelliert.

3.2. Stratigraphische Gliederung

Das Untersuchungsgebiet baut sich hauptsächlich aus triassischen Gesteinen auf. Im Arbeitsgebiet streichen die Schichten des Unteren Buntsandsteins im Südosten bzw. Osten aus. Nach Nordwesten bzw. Westen, zum Zentrum des Thüringer Beckens erfolgt das Ausstreichen der Schichten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins sowie des Muschelkalkes und des Keupers. Dies ist zu begründen durch das generelle Einfallen der Gesteinsschichten im Arbeitsgebiet mit 2 - 5° nach Nordwesten bzw. Westen (Abb. 3).

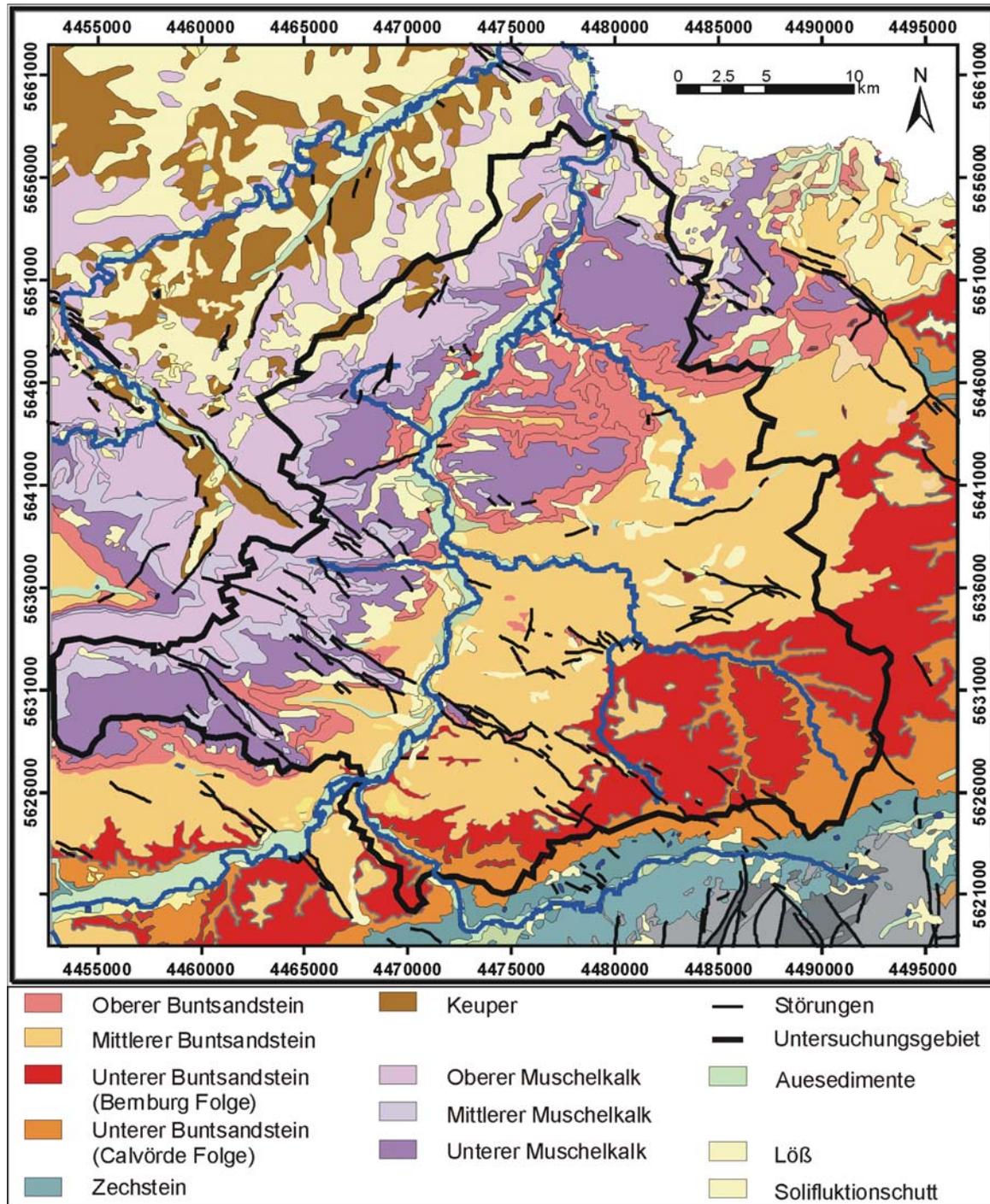


Abb. 3: Geologischer Überblick des Ostthüringischen Randgebiet (TLUG 2002, verändert)

3.2.1. Trias

3.2.1.1. Buntsandstein

Die Schichten des Buntsandsteins streichen auf über 70 % der Fläche des Arbeitsgebietes aus. Der Buntsandstein stellt den wichtigsten Aquifer im Arbeitsgebiet dar (Kapitel 5.1. Hydrogeologie), aus diesem Grund wird dessen Abfolge im Gegensatz zu den anderen Ablagerungen ausführlicher beschrieben (Abb. 4).

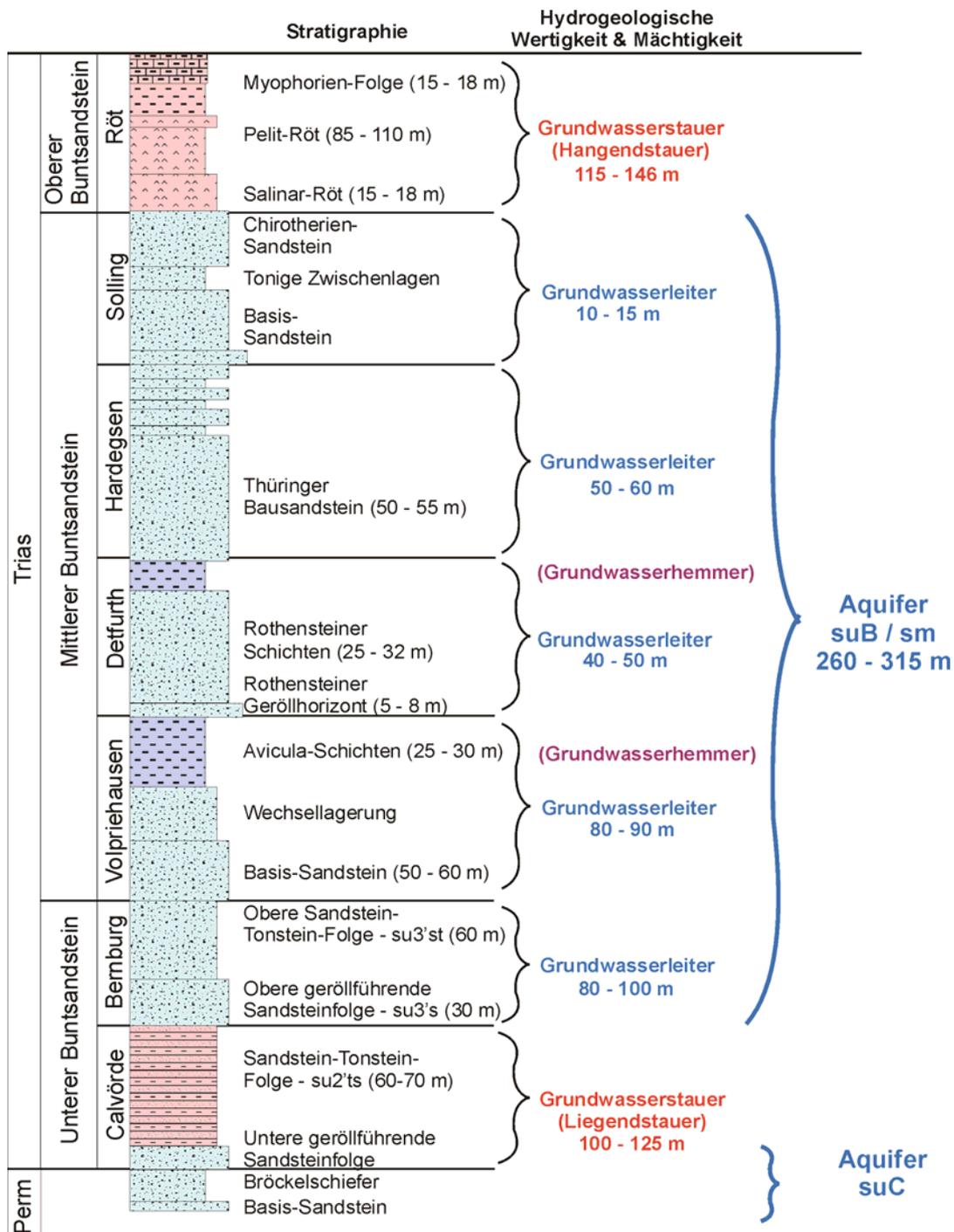


Abb. 4: Geologischer Aufbau (verändert nach GAUPP 1998) des Untersuchungsgebietes, mit Einordnung bedeutender Grundwasserzuflüsse und hydrogeologischer Eigenschaften

Auf Grund von lokal vereinzelt auftretenden erhöhten Chlorid-Werten, die auf das Aufsteigen von Zechsteinwässern hindeuten, kann davon ausgegangen werden, dass an der Basis des Buntsandsteins eine Abgrenzung zu den Schichten des Zechsteins existiert und keine Grundwasserspeisung über das Liegende erfolgt.

Unterer Buntsandstein

Der Untere Buntsandstein besitzt eine Mächtigkeit von 200 bis 310 m. Er gliedert sich in die Calvörde und die Bernburg Folge.

Die *Calvörde Folge* wird durch einen großzyklischen Ablauf in der Sedimentation geprägt. An der Basis setzen generell grobklastische Sandsteine ein, welche nach oben hin zunehmend in feinklastische tonig-schluffige Abschlussglieder übergehen. Durch diesen Zyklus können untere Tonige Sandsteinschichten und obere Sandige Tonsteinschichten unterschieden werden. Weitverbreitet ist Karbonat und Anhydrit als Bindemittel im Sandstein. Im Bereich des Arbeitsgebietes schließt die Calvörde Folge mit 30 bis 60 m mächtigen Sandigen Tonsteinschichten ab, die den Übergang zur Bernburg Folge darstellen und den Liegendstauer bilden.

Die *Bernburg Folge* lässt ebenfalls einen Großzyklus von gröberklastischem zu feinklastischem Material erkennen. Eine Untere und Obere Sandstein-Tonstein-Wechselagerung schließt den für die Bernburg Folge typischen oolithischen Sandstein ein. Die Sandsteine sind gekennzeichnet durch karbonatisches Bindemittel und sind ooidführend, wovon sich auch der Name „Rogensteine“ ableitet. Den Abschluss der Bernburg Folge und somit den Übergang zum Mittleren Buntsandstein bilden fein- bis mittelkörnige Sandsteine (PUFF 1995). Da keine mächtigen Tonsteinlagen in der Bernburg Folge existieren, kommt es nicht zu einer Ausbildung eines Grundwasserstauers.

Mittlerer Buntsandstein

Der Mittlere Buntsandstein schwankt in seiner Mächtigkeit zwischen 140 und 240 m. Er gliedert sich in Volpriehausen-, Dettfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge.

In der *Volpriehausen-Folge* ist ebenfalls eine zyklische Abfolge zu erkennen. Die Basis der Volpriehausen-Folge setzt mit grobkörnigen, dickbankigen, bindemittelarmen Sandsteinen, die nur geringe Ton- und Schluffsteineinschaltungen besitzen, ein. Darüber folgt die "Rotweiße Wechselfolge", sie besteht neben Ton- und Schluffsteinen aus weißen und roten Sandsteinen. Daran schließen sich die Aviculaschichten an, die das obere Drittel der Volpriehausen-Folge bilden. Sie bauen sich aus plattigen, verschiedenkörnigen Sandsteinen, mit weitverbreiteten karbonatischen Bindemitteln und wechselndem Ton- und Schluffanteil auf. Innerhalb der Volpriehausen-Folge kommt es nicht zu einer Ausbildung von mächtigen

Tonsteinlagen, die als Grundwasserstauer in Betracht kämen. Jedoch können die Aviculaschichten mit ihrem wechselnden Ton- und Schluffanteil als Grundwasserhemmer auftreten.

Die *Detfurth-Folge* lässt den gleichen, deutlich ausgeprägten, großzyklischen Sedimentationsablauf erkennen. An der Basis setzt ein brauner, bindemittelarmer, fein- bis grobkörniger Quarzsandstein ein, der kaum Ton- oder Schluffeinschlaltungen enthält. Die obere Hälfte der Detfurth-Folge ist weitgehend sandig entwickelt. Sie besteht aus rotbraunen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, in denen dünne Tonsteinlagen eingeschaltet sind. Diese führen zur Einstufung als Detfurth-Wechselagerung. Der abschließende Detfurth-Ton ist nur undeutlich ausgebildet und könnte als Grundwasserhemmer eingestuft werden.

Innerhalb der *Hardeggen-Folge* ist ein großzyklischer Sedimentationsablauf in den sandigen Abfolgen nicht deutlich ausgebildet. Die Folge besteht aus den typischen rotbraunen oder grauen, fein- bis mittelkörnigen dickbankigen Sandsteinen mit geringmächtigen Tonstein-Einschlaltungen. Die Obergrenze wird z.T. durch einen Tonsteinhorizont gebildet. Im Vergleich mit den anderen Folgen ist die Hardeggen-Folge am gleichförmigsten ausgebildet, was zur Verwendung als Thüringer Bausandstein führte. Innerhalb der Folge sind keine Grundwasserstauer ausgebildet, lokal kann es zu grundwasserhemmenden Eigenschaften durch den Tonsteinhorizont kommen.

Auf eine geringe Gesamtmächtigkeit von maximal 18 m verteilen sich innerhalb der *Solling-Folge* eine basale Sandsteinfohle, tonig-feinsandige Zwischenschichten und der Thüringer Chirotheriensandstein, wobei letzterer weitgehend der Solling-Folge entspricht. Namensgebend für den Chirotheriensandstein sind lokal ausgebildete 1 bis 2 m mächtige Fährtenplatten des *Chirotherium barthi* (PUFF 1995). Diese Folge kann durchgängig als Grundwasserleiter angesehen werden.

Oberer Buntsandstein

Der Obere Buntsandstein gliedert sich in die Salinarröt-, Pelitröt- und Myophorien-Folge. Die Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins variiert von 100 bis 190 m.

Die *Salinarröt-Folge* hat ihre vollständige Ausbildung mit zwei Steinsalzhorizonten und zugehörigen Anhydritgliedern in der Thüringischen Senke und wurde mehrfach erbohrt. In den Randbereichen, wozu das Arbeitsgebiet gehört, wird als Auslaugungsrückstand der Steinsalzlager ein verfalteter und häufig verkarsteter Gips angetroffen.

Die *Pelitröt-Folge* gliedert sich in die Unteren Bunten Schichten, die Serie der Roten Rötmergel und die Oberen Bunten Schichten. Die Unteren Bunten Schichten bestehen aus bunten Mergel- und Tonsteinen mit Anhydrit- sowie fossilführenden Sandstein- und Dolomiteinschlaltungen. Die Farben der Tonmergelsteine variieren von rotbraun über violett bis grau-

grün. Es folgt die Serie der Roten Rötmergel, die aufgebaut wird aus rotbraunen Ton-, Schluff- und Mergelsteinen sowie einzelnen Gipshorizonten, die in ihrer Mitte einen leitenden "Doppelquarzit" führen. Die anschließenden Oberen Bunten Schichten bauen sich aus roten und grauen Schluff- und Tonmergelsteinen mit einzelnen dolomitischen Bänkchen auf. Die Pelitröt-Folge stellt mit ihren mächtigen Tonschichten einen Grundwasserstauer dar und bildet für das Untersuchungsgebiet den Hangendstauer.

Die *Myophorien-Folge* beginnt mit zwei konglomeratischen Glaukonitbänken. Daran schließen sich die Myophorienplatten an, die aus plattigen, dichten Kalksteinen und untergeordnet graugrünen Mergellagen bestehen. Es folgt eine Wechsellagerung aus Schluff- und Tonmergelsteinen mit untergeordneten Kalksteinplatten. Im Hangenden schließen sich die Myophorientone als oberste tonige Ablagerung des Buntsandsteins an. Sie bestehen aus grauen und graugrünen Mergelsteinen. Den Übergang vom Buntsandstein zum Muschelkalk bilden die dünnplattigen strohgelben Kalksteine. Durch die tonig-mergliche Ausbildung bildet die Myophorien-Folge einen Grundwasserstauer und stellt den Liegendstauer des Muschelkalkes dar (PUFF 1995).

3.2.1.2. Muschelkalk

Die Gesteine des Muschelkalks streichen überwiegend auf der westlichen Saaleseite aus. Von der nördlichen Grenze des Untersuchungsgebietes bis zur südlichen Stadtgrenze Jenas sind beidseitig des Saaletals die Schichten des Muschelkalkes angeschnitten. Der im Arbeitsgebiet bis 240 m mächtige Muschelkalk gliedert sich in Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk.

Unterer Muschelkalk

Die ca. 100 m mächtige Schichtfolge des Unteren Muschelkalks umfasst eine überwiegend karbonatische Gesteinsabfolge. Die typischen Gesteine sind flasrig, plattig und knarig texturierte Mergelkalke, die in den Zonen des Wellenkalkes zu finden sind. Innerhalb des Wellenkalkes grenzen sich drei harte massive dickbankige Schichten aus kristallinem Kalkstein voneinander ab, die sich in Festigkeit, Porosität und Fossilgehalt unterscheiden. Mit Hilfe der Oolit-, Terebratula- und Schaumkalkbankzone lässt sich das Schichtpaket des Unteren Muschelkalks unterteilen. Die Schichten des Unteren Muschelkalks wurden durch die Talbildung der Flussläufe freigelegt. In den tiefeingeschnittenen Tälern treten die relativ verwitterungsresistenten Gesteine des Unteren Muschelkalks durch steile Hangprofile hervor.

Mittlerer Muschelkalk

Der im Untersuchungsgebiet 30 bis ca. 80 m mächtige Mittlere Muschelkalk wird von Dolomiten, dolomitischen Mergeln, Kalksteinen und untergeordnet Anhydrit sowie Steinsalz gebil-

det. Die Mächtigkeiten des Mittleren Muschelkalks können auf Grund der Hochlage Ostthüringens zur Bildungszeit in der mittleren Trias und durch die subrosionsbedingte Auslaugung der salinaren Gesteine stark variieren (LANGBEIN & SEIDEL 1995 b). Die Schichten des Mittleren Muschelkalks streichen am Top des östlichen Muschelkalkplateaus auf den Jenaer Zeugenbergen flächig aus. Auf der westlichen Saaleseite wurde der Mittlere Muschelkalk durch die Tiefenerosion der Saale angeschnitten und freigelegt. Gegenüber des relativ harten Gesteins des Unteren Muschelkalks fallen hier die weniger verwitterungsresistenten Gesteine des Mittleren Muschelkalks durch Verebnungsflächen und dem damit verbundenen Rücksprung im Hangprofil des Muschelkalks auf.

Oberer Muschelkalk

Der ca. 60 m mächtige Obere Muschelkalk baut sich aus grauen, dichten oder kristallinen (makrokörnigen) Kalksteinen, wechsellagernd mit grauen Mergelsteinen auf (LANGBEIN & SEIDEL 1995 b). Im Hangprofil auf der westlichen Saaleseite hebt sich der Obere Muschelkalk durch die Steilstufe des Trochitenkalks (mächtige und massige Kalkbänke) von den Schichten des Mittleren Muschelkalks ab. In Richtung Zentrum des Thüringer Beckens schließen sich die weniger verwitterungsresistenten Schichten der Ceratitenschichten an und bilden eine Verebnungsfläche auf dem Muschelkalkplateau.

3.2.1.3. Keuper

Im westlichen Randbereich des Untersuchungsgebietes finden sich vereinzelt kleine Flächen mit Keuper-Ablagerungen. Diese Sedimentationsrelikte gehören zum Unteren Keuper, der sich vorwiegend aus Ton-/ Schluffsteinen und untergeordnet aus Mergelstein, feinkörnigem Sandstein, Dolomit und Kalkstein aufbaut.

3.2.2. Tertiär

Innerhalb des Arbeitsgebiets treten stellenweise tertiäre Ablagerungen auf, wobei überwiegend grobklastische Sedimente der oligozänen Hochflächenfazies vertreten sind. Es handelt sich dabei um mächtige Schotterkörper, die im Wechsel mit mittelkörnigen Sanden stehen. Beidseitig der Saale in der Umgebung von Jena treten innerhalb der Kiese und Schotter vereinzelt Klar- und Grauquarze auf. Die Hochlagen der Wöllmisse östlich von Jena und der Raum nördlich von Bürgel werden überwiegend von Dolinensedimenten geprägt. In diesem Bereich wurden abwechselnd fein- bis grobkörnige Sande mit mächtigeren Tonbänken akkumuliert.

3.2.3. Quartär

3.2.3.1. Pleistozän

Die pleistozänen Ablagerungen gliedern sich in fluviatile, glaziale sowie in periglaziale und solifluidale Bildungen, die sehr wahrscheinlich ausschließlich in Kaltzeiten akkumuliert wurden.

Die fluviatilen Sedimente sind überwiegend unter periglazialen Bedingungen entstanden und lassen sich auf Grund ihrer Höhenlage, z.T. aber auch nach sedimentpetrographischen Eigenschaften (Anteil der nordischen Komponenten) in Zersatzgrob- (Oberterrasse), Grobschotter (Hochterrasse), Mittelterrassenschotter und Niederterrassenschotter unterteilen (STEINMÜLLER 1995). Nach dem Alter sind die Zersatzgrob- dem Altpleistozän, die Grobschotter sowie die Mittelterrasse dem Mittelpleistozän und die Niederterrasse dem Jungpleistozän zuzuordnen. Die jeweiligen Reste der Schotterterrassen finden sich entlang des Saaletals, die Höhenlage der Schotter ist dabei von der Eintiefung des Vorfluters Saale zum Zeitpunkt der Ablagerung abhängig.

Reste der Zersatzgrob- (Oberterrasse) finden sich vereinzelt am Top des heutigen Talhangs in der Umgebung von Orlamünde bzw. auf den Muschelkalkplateaus. Die Oberterrasse der Saale gehört zu den Schiefergebirgszersatzgrob- (Oberterrasse), baut sich zu über 50% aus Quarzen auf und wird durch absolutes Fehlen von Kalkgeröllen charakterisiert. Die Ablagerungen des Grobschotters sind gekennzeichnet durch das Fehlen von nordischem Material und dem geringen Anteil an Quarz. Das Geröll setzt sich überwiegend aus Gesteinen des sedimentären Grundgebirges (Quarzit, Grauwacke, Tonschiefer) und aus Kalkgeröllen zusammen. Die nachfolgenden Schotter- und Kiesablagerungen sind innerhalb des Saaletals durch morphologisch gut ausgebildete Terrassenstufen erkennbar. Am Ende der Elsterkaltzeit begann die Ablagerung der Oberen Mittelterrasse und setzte sich über die Haupt- (mittel)terrasse (Anfang / Mitte Saalekaltzeit) bis zur Unteren Mittelterrasse am Ende der Saalekaltzeit fort. Der Geröllbestand wird innerhalb des Vereisungsgebietes durch die Führung nordischen Materials geprägt. Ansonsten besteht der Geröllbestand überwiegend aus lokalen Geröllen. Abb. 5 zeigt die südlichste Ausdehnung der Eisrandlagen und die damit verbundene Verbreitung des nordischen Geschiebes zur Elster- und Saalekaltzeit in Ostthüringen und Teilen von Westsachsen. Die Sohle des rezenten Saaletals wird von dem Niederterrassenschotter eingenommen, der in der Regel auf dem lokalen Festgestein der Umgebung aufliegt (UNGER 1995). Im Gefüge unterscheidet sich dieser Schotterkörper nicht signifikant von den älteren Terrassen. Auf Grund der morphologisch tieferen Lage zur Mittelterrasse werden diese Schotter der weichselkaltzeitlichen Niederterrasse zugeordnet.

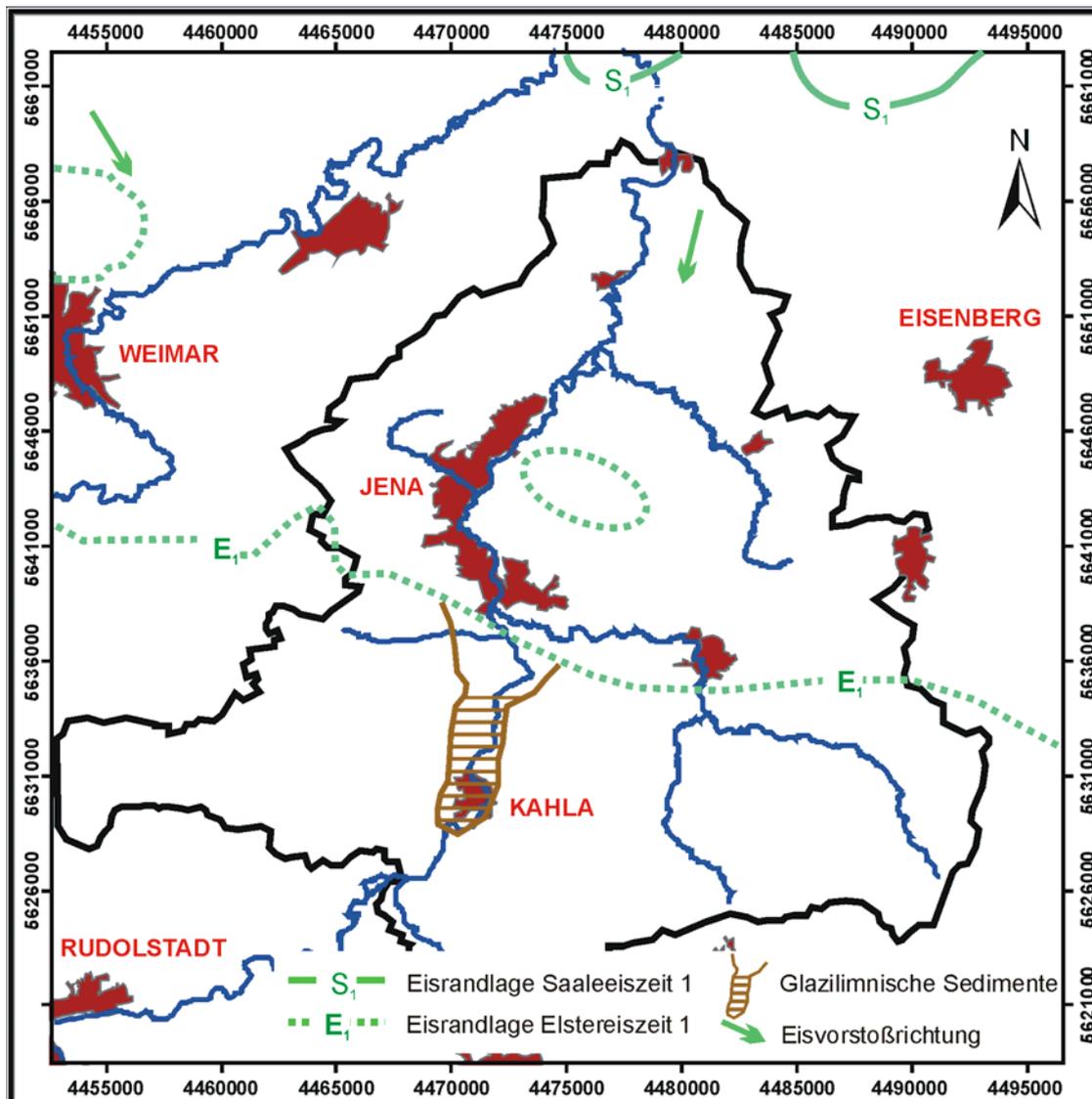


Abb. 5: Pleistozäne Eisrandlagen im Untersuchungsgebiet (verändert nach EISSMANN 1975)

In den Kaltzeiten kam es in den Randbereichen des Inlandeises im Saaletal südlich von Jena zur Ausbildung von Stauseen, in denen glazilimnische Sedimente z.B. Bändertone abgelagert wurden. Reste von glazialen Bildungen der Grund- und Endmoränen sind im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets erhalten geblieben.

Die Hangbereiche des Muschelkalks sind von z.T. mächtigen periglazialen Schuttdecken (Solifluktionsschutt) überzogen (STEINMÜLLER 1995).

Äolische Ablagerungen vorwiegend aus der Weichselkaltzeit, wie z.B. Löß, sind im Untersuchungsgebiet ungleichmäßig verbreitet. Die Lößablagerungen bilden vorrangig auf den Hochflächen dünne bis wenige Dezimeter mächtige Schleier. Im Bereich Ost-exponierter Unterhänge des Saaletals treten Lößsedimente mit großen Mächtigkeiten von mehreren Metern wie z.B. in Jena am Kritzgraben auf. In Hangbereichen kam es zur Akkumulation von Schwemmlöß.

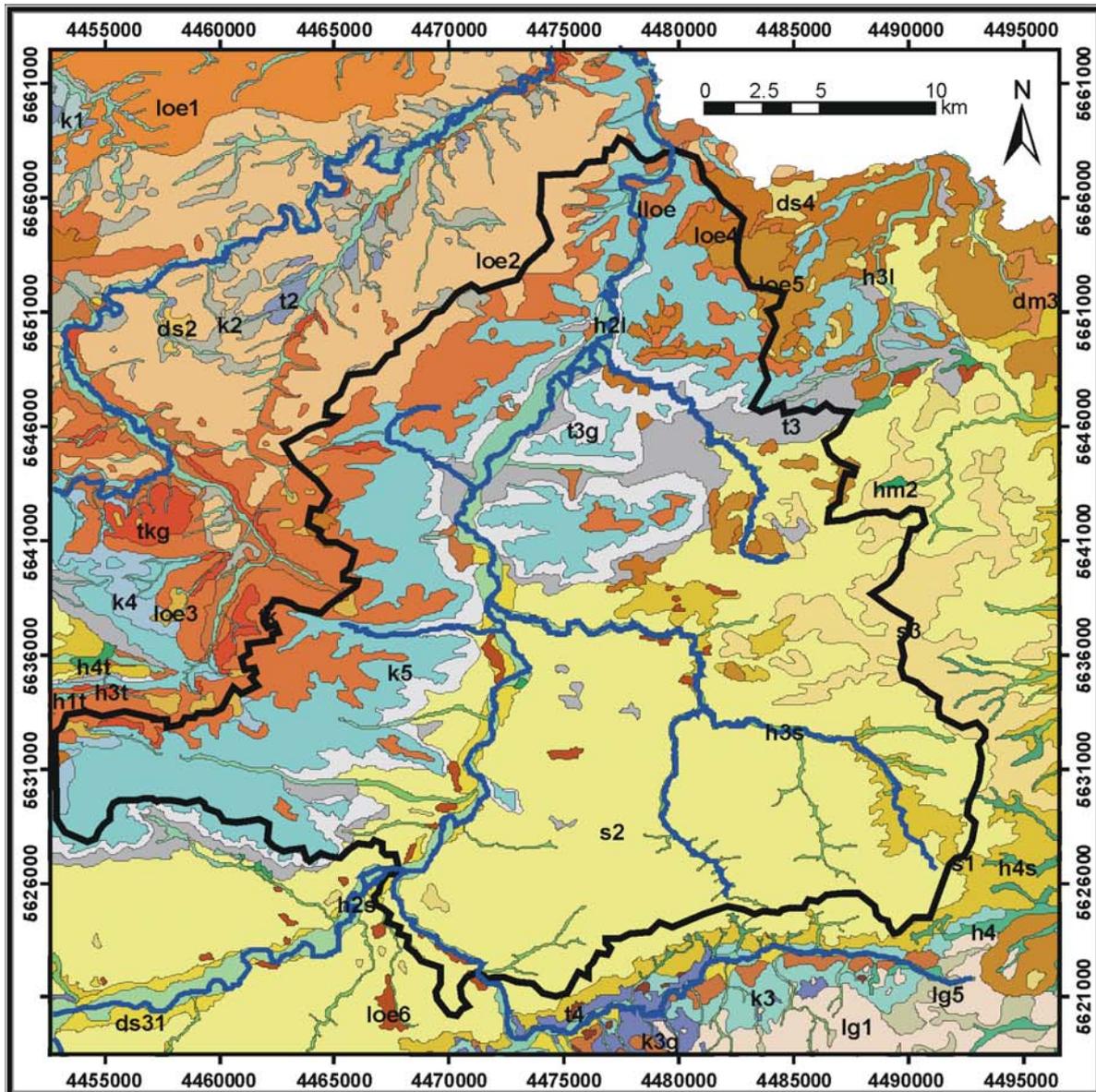
3.2.3.2. Holozän

Die holozänen Sedimente sind vor allem an die rezenten Talauen gebunden und wurden hier nach erneuten Phasen der Tiefenerosion gebildet, bei der große Teile der Jüngeren Niederterrasse wieder ausgeräumt wurden. In Abhängigkeit der Ausräumung der Niederterrasse differieren die Mächtigkeiten der holozänen Sedimente. Typische Sedimente sind der Auelehm (humos, feinsandig bis tonig-schluffig) und die Auekiese. Die holozänen Auekiese besitzen teilweise ein sehr junges Alter, was Funde von Keramikscherben im Stadtgebiet von Jena z.T. aus dem 15. Jahrhundert belegen (STEINMÜLLER 1995).

3.3. Böden

Abb. 6 zeigt einen Ausschnitt der landesamtlichen Bodengeologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:400.000 (TLUG 1997) und vermittelt einen Überblick über die vielfältigen Bodentypen des Untersuchungsgebietes. Aus der Abbildung ist zu erkennen, dass ca. 45 % der Bodenfläche des Untersuchungsgebietes von den sandigen bis lehmig-sandigen Böden über den Ausstrichflächen des Buntsandsteins eingenommen werden. Diese versickerungsfreundlichen Böden werden als Braunerde, Podsol-Braunerde und Podsol bezeichnet. Rund 11 % des Untersuchungsgebietes sind lehmig tonige Böden (Rendzina, Pelosol, Pararendzina oder Braunerde-Pelosol) des Oberen Buntsandsteins. Ca. 30 % der Fläche des Arbeitsgebietes nehmen die lehmigen bis tonigen Böden des Muschelkalks ein und sind bekannt als Rendzina, Braunerde-Rendzina und Syrosem. Rund 7 % bilden lösshaltige Böden, die z.B. als Tschernosem, Parabraunerde-Tschernosem oder Fahlerden bezeichnet werden. Die Talbereiche der Vorfluter bilden die restlichen 5 % mit ihren sandigen, tonigen Auelehmen (Gley). Aus der Aufstellung der Böden wird ersichtlich, dass die Pedosphäre vom geologischen Untergrund der Lithosphäre abhängt.

Die Kenntnis der bodenphysikalischen Parameter, wie z.B. der Feldkapazität, die sich aus den einzelnen Bodentypen ableiten lassen, ist von entscheidender Wichtigkeit, da über diese Bodenparameter die Grundwasserneubildung gesteuert wird. Der Prozess der Grundwasserneubildung wurde mit Hilfe des Bodenwasserhaushaltsmodells von SAUTER 1992, welches im Abschnitt 4.1.3.1. beschrieben und im Abschnitt 5.1.6.1. angewendet wurde, berücksichtigt.



lg1	Lehm, Berglehm-Braunerde	ds4	Podsol-Braunerde
lg3	Lehm, Berglehm-Braunerde	dm3	Staugley
lg4		ds5	Podsol-Braunerde
lg5	Fels- und Schutt-Ranker	loe1	Braunschwarzerde
kg1	Lehm, Schwarzerde	loe2	Parabraunerde Tschernosem
kg2	Lehm Berglehm-Rendzina	loe3	Löß-Staugley (Pseudogley)
kg3		loe4	
kg4	Schuttlehm - und Fels Rendzina,	loe5	
kg5	Braunerde Rendzina	loe6	Löß Braunerde Parabraunerde
s1	Bergsandlehm-Braunerde	lloe	Berglehm und Berglöss Braunerde
s2	Bergsandlehm-Braunerde	lgloe	Braunstaugley, Berglehm-Braunerde
s3		Sandlehm-Berglehm, Satugley	h1t
t2	Ton Rendzina	h2l	Auelehm
t3	Bergton Rendzina	h2s	Auelehmsande
t4		h3l	
tk	Berglehm Schuttlehm Rendzina	h3s	Aueton
t3g		h4	
tkg	Schutt-Bergton Rendzina	h4s	
ds2	Decklehm Braunerde	h4t	
ds31	Decklehm Braunerde	hm2	Gleyanmoor

Abb. 6: Bodentypen Überblick über das Ostthüringische Randgebiet (TLUG 1997, verändert)

3.4. Lagerungsverhältnisse & Tektonik

Die Schichten des Zechsteins und der Trias liegen diskordant über dem Grundgebirge. Innerhalb der Schichten des Tafeldeckgebirges herrscht weitgehende Konkordanz. Im Norden des Arbeitsgebietes schließen sich die Ausläufer der Finnestörungen an. Die Gegend um Camburg ist nur von geringen Sprunghöhen dieser herzynstreichenden Störungszonen geprägt. In östliche Richtung gehen diese in die Eisenberger Störungszone über. Entlang der Eisenberger Störungszone weisen die Gesteine des Buntsandsteins und des Muschelkalks starke Einengungserscheinungen in Form von Falten und Überschiebungen auf. Als wichtigstes tektonisch und hydraulisch wirksames Element durchzieht der herzynstreichende Leuchtenburggraben den südlichen Teil des Arbeitsgebietes und modifiziert das Saaletal in seiner Form. Der Leuchtenburggraben gehört zur Leutraer Störungszone, die sich in nordwestliche Richtung über den Graben von Magdala in die Ilmtalstörungszone bei Weimar fortsetzt (SEIDEL 1992). Innerhalb des Leuchtenburggrabens sind die Schichten des Unteren Muschelkalks in das Niveau des Mittleren Buntsandsteins abgesunken (SCHRÖDER 1929). Durch die Grabenbildung wurden grundwassernichtleitenden Schichten des Oberen Buntsandsteins gegen grundwasserleitende Schichten des Mittleren Buntsandsteins versetzt. Der Leuchtenburg-Graben bildet dadurch für das aus südlicher Richtung anströmende Grundwasser eine hydraulische Barriere. Die hydraulische Wirksamkeit äußert sich wie im Abschnitt 5.1.4.1. beschrieben, durch die Versteilung des hydraulischen Gradienten an den Flanken des Grabens. Auf Grund des Fehlens von Grundwassermessstellen innerhalb des Grabens können keine Angaben über das hydraulische Gefälle gewonnen werden, es deutet sich jedoch eine Verflachung des hydraulischen Gradienten im Grundwassergleichenplan an, was auf erhöhte Durchlässigkeiten hindeutet. Im Laufe der Erdgeschichte kam es durch die anhaltende Erosion und der damit verbundenen Abtragung zur Reliefumkehr. Die Schichten des verwitterungsresistenteren Muschelkalks modellierten sich zu einem steilen, talverengenden Kalkrücken der Leuchtenburg mit 395,6 m ü. NN heraus (ERNST & WEIGEL 1992). Im Arbeitsgebiet werden die Gesteinsschichten von weiteren kleinen herzynstreichenden Störungssystemen durchsetzt, die regional keine größere Bedeutung besitzen. Lokal sind diese Störungen verantwortlich für die Anlage von Seitentälern westlich und östlich des Saaletals, wie das Mühlthal bei Jena. Zum anderen werden die Gebiete mit erhöhter Störungskonzentration, wie z.B. im Raum Wolfersdorf und Gneus durch erhöhte Durchlässig- und Ergiebigkeiten geprägt. Innerhalb des Untersuchungsgebietes ist die Stadtrodaer Störungszone das bedeutendste erzgebirgisch streichende Störungssystem. Entlang der Störung treten herzynstreichende Querverwerfungen auf. Die Schichten zwischen den Störungszonen reagierten überwiegend mit einer flachen Faltung. Diese Sattelstruktur stellt eine Einengungsform dar, die durch tektonische Pressungen entstanden ist. Der Hausberg Sattel, der

sich über das Stadtgebiet von Jena erstreckt, ist innerhalb des Untersuchungsgebietes als erzgebirgisch streichende größere Sattelstruktur hervor zu heben (SEIDEL 1992) und bildete die Grundlage für die Herausmodellierung der Zeugenberge.

Die Grundwasserentlastungszonen des Saale- und Roda-Tals liegen in ausgeprägten Tälern. Die Entstehungen solcher Täler sind oft an Störungssysteme bzw. Schwächezonen gebunden. Innerhalb des Saaletals kann eine Zerrüttungszone vermutet werden, da z.B. in der Umgebung von Jena die Schichten abweichend vom generellen Einfallen nach Nordwesten auf der westlichen Saaleseite tiefer liegen als auf der gegenüber liegenden östlichen Saaleseite. Ein weiteres Merkmal für eine Schwächezone sind die guten hydraulischen Wegsamkeiten die entlang des Saaletals existieren (Kapitel 5.1. und 5.2.). Eine Störung innerhalb des Saaletals vermutete schon KUßMANN (1973). Abb. 7 zeigt die wichtigsten tektonischen Störungszonen im Saale-Einzugsgebiet.

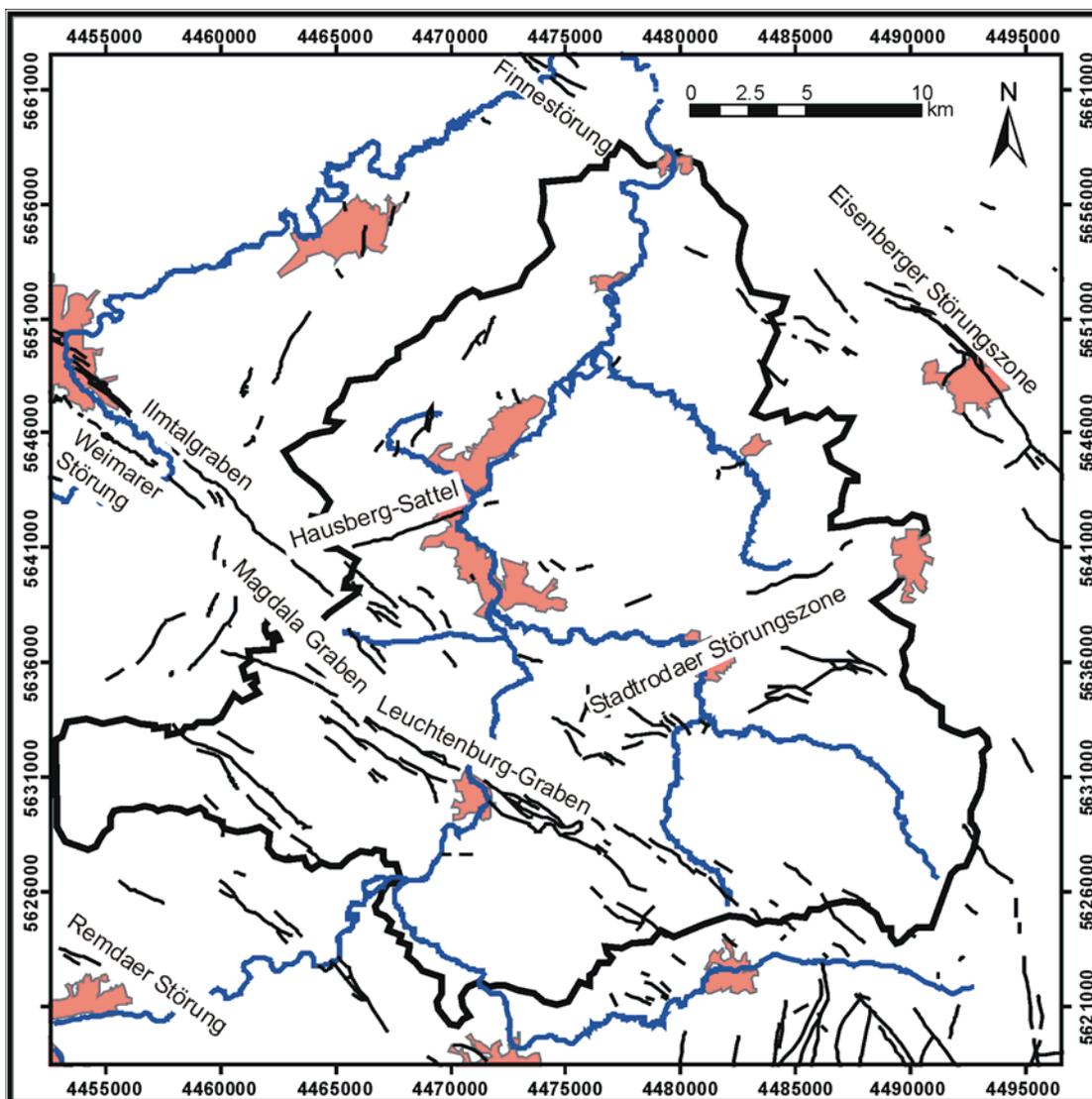


Abb. 7: Das Untersuchungsgebiet wird von herzynstreichenden Störungszonen geprägt. Am rechten unteren Bildrand ist das erzgebirgisch streichende Störungssystem des Thüringer Schiefergebirges zu erkennen. (TLUG 2002, verändert)

Die Lagerungsverhältnisse der Schichten im Untersuchungsgebiet werden neben tektonischen auch lokal durch subrosionsbedingte atektonische Vorgänge geprägt, die sich ausschließlich in stratigraphisch gebundenen kleinräumigen Absenkungen in Form von Dolinen äußern. Von der Auslaugung sind hauptsächlich die salinären Bildungen des Zechsteins, Oberen Buntsandsteins und Muschelkalks beeinflusst. Das am rechten unteren Abbildungsrand in Abb. 7 dargestellte Störungssystem gehört zum Thüringer Schiefergebirge, in dem vorrangig erzgebirgisch streichende Störungen ausgebildet sind.

4. Methoden

4.1. Hydrogeologie

Die hydrogeologischen Auswertungen basieren auf 1888 Bohrungen aus dem HYRA-Datenspeicher der TLUG (Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie) sowie auf Aufzeichnungen von 6 Vorfluter-Pegeln, 3 Datenloggern, 5 Grundwassermessstellen, 4 Klima- und 16 Niederschlagsstationen.

4.1.1. Äquidistante Profilschnitte

Auf der Grundlage des Digitalen Geländemodells und dessen Verknüpfung mit 683 Bohrverzeichnissen aus dem HYRA-Datenspeicher der TLUG und den geologischen Karten 4934, 4935, 4936, 5034, 5035, 5036, 5037, 5134, 5135, 5136, 5137, 5234, 5235, 5236, 5237, 5335 sowie 5336 im Maßstab 1:25.000 entstanden 13 geologische Profilschnitte (7 in NW-SE und 6 in NE-SW Richtung) mit einer Äquidistanz von fünf Kilometern (Anlagen 1 und 2). Die Schnitte zeigen ein dreidimensionales Bild vom geologischen Untergrund des Arbeitsgebietes zum Verständnis des hydrogeologischen Fließsystems. Störungen sind nur dort eingezeichnet, wo eindeutige Hinweise im geologischen Kartenblatt vorliegen. Um eine bessere Auflösung zu erreichen, wurde für die Schnitte eine Überhöhung von 5:1 gewählt (Entfernung M 1:50.000, Höhe M 1:10.000), wodurch die Schichten stärker geneigt erscheinen.

4.1.2. Grundwassergleichenpläne

Die im Anhang 1 und 2 aufgeführten Daten über den Ausbau und die Koordinaten der 80 Brunnen und 86 Grundwassermessstellen sind aus verschiedenen Gutachten und aus „Grundwasser und WRRL“ (TLU 2001) entnommen. Zunächst wurden die Bohr- und Ausbauprofile der einzelnen Messstellen bezüglich der ausgebauten Filterstrecken ausgewertet und anschließend den entsprechenden Aquifersystemen im Untersuchungsgebiet zugeordnet. Eine Überprüfung der Lokalisationen und des Zustandes der Messstellen fand im Juni 2002 im Gelände statt.

Im humiden Klimabereich wird die Grundwasserneubildung überwiegend durch die saisonale Niederschlagsverteilung, die Vegetationsperioden und die Bodensättigung gesteuert, daher treten in der Regel Grundwasser-Höchststände im April und Grundwasser-Niedrigstände im Oktober auf. Aus diesem Grund fanden im Oktober 2002 und im April 2003 Stichtagsmessungen statt. Durch Unterstützung der Stadtwerke Jena-Pößneck sowie der Zweckverbände Hermsdorf, Orla und Eisenberg konnten neben 84 freizugänglichen Grundwassermessstellen auch 68 Trinkwasserbrunnen gemessen werden. An den Trinkwasseranlagen, an denen wegen Förderung kein Ruhewasserspiegel gemessen werden konnte, wurden nach Plausibilitätskontrolle auf ältere Daten über den Ruhewasserspiegel zurückgegriffen. Auf Grund der

geringen Messstellendichte in den Randbereichen des Untersuchungsgebiets, die überwiegend auf die großen Flurabstände bzw. die hydraulische Unattraktivität (geringes Grundwasserangebot) zurückzuführen ist, wurden Grundwasserstände von Quellen und älteren Bohrungen nach Plausibilitätskontrolle übernommen. Zunächst wurde der Grundwassergleichenplan von Hand über das Triangulation-Verfahren (Dreisatz) (später mit Hilfe des Kriging-Verfahren) konstruiert und anschließend im GIS (Geographisches-Information-System - Software ArcGIS) digitalisiert. Das entstandene Shape dient als Kalibriergrundlage für die numerische Strömungsmodellierung.

4.1.2.1. Kriging

Die Methode des ordinary Kriging wurde bei der Konstruktion des Grundwassergleichenplans angewendet. Das Verfahren des Krigings besteht darin, dass die Varianz der Abweichungen in Abhängigkeit von der Entfernung der Messpunkte untereinander dargestellt wird. Im Falle des Grundwassergleichenplans bedeutet das, dass Grundwasserstände zwischen zwei bekannten Messpunkten interpoliert werden. Durch die Verknüpfung des Kriging-Verfahrens mit der Variogrammanalyse lassen sich Wichtungsfaktoren bestimmen. Die Methode ist in MERKEL & PLANER-FRIEDRICH 2003 beschrieben.

4.1.3. Wasserbilanzierung & Grundwasserneubildung

Die Ausgangswerte für die Wasserbilanzierungen waren:

- langjährige Pegeldata (seit 1950) der Fließgewässer Saale, Orla, Floßbach und Roda (archiviert in der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie - TLUG),
- Grundwasserspiegel-Aufzeichnungen in den Messstellen Schleifreisen, Hummelshain, Jägersdorf, Karlsdorf, Lichtenau, Thalbürgel, Meusebach und Ottendorf (TLUG),
- Klimadaten (Tagesniederschlag, Tages- sowie 1400 Uhr-Werte für Luftfeuchte und Temperatur) für sämtliche Messstationen im Untersuchungsgebiet (Deutscher Wetterdienst – DWD),
- Entnahmemengen von Trinkwasseranlagen im Arbeitsgebiet (archiviert - Staatliches Umweltamt Gera),
- Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:400.000 (TLUG 1997).

Anhand der vorliegenden Ausgangsdaten konnten folgende Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung gewählt werden, auf die in den folgenden Abschnitten näher eingegangen wird:

- Bodenwasserhaushaltsmodell von SAUTER 1992
- Variation der Grundwasserspiegelgänge nach HEALY 2002
- hydrogeologische Auswertung von Abflussmessungen

4.1.3.1. Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992)

Die z.T. existierenden größeren Flurabstände im Untersuchungsgebiet erforderten eine Betrachtung des Bodenwasserhaushaltes, da die Grundwasserneubildung weitgehend durch Infiltration der Niederschlagsanteile von der Erdoberfläche durch die ungesättigte Zone im Boden in die gesättigte Zone erfolgt. Das einfache und schnelle Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992) berücksichtigt im Gegensatz zu anderen Programmen die Komponente der schnellen Grundwasserneubildung („rapid recharge“). Mit diesem Modell wurde die Grundwasserneubildung in der Bodenzone auf der Grundlage der Bilanzierung der Bodenfeuchte nach UHLIG (1959) berechnet. Diese Berechnung wurde für einzelne Bilanzräume durchgeführt und der entsprechende Anteil der Grundwasserneubildung für die Einzugsgebiete Roda und Saale ermittelt.

Bilanzräume

Bilanzräume werden benötigt, um eine genaue Berechnung der Grundwasserneubildung über das Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER 1992 durchführen zu können. Die Grundwasserneubildung hängt von den Faktoren Klima, Niederschlag, Vegetation (Wald oder Wiese) und von bodenspezifischen Eigenschaften (Feldkapazität und permanenter Welkepunkt) ab, diese Parameter werden im Bodenwasserhaushaltsmodell berücksichtigt. Ziel war es, den Bilanzräumen eine bestimmte Eigenschaft eines jeden Faktors zu zuordnen. Um flächendeckende Aussagen über das Arbeitsgebiet zu erhalten, musste zunächst den punktförmigen Messergebnissen der verschiedenen Niederschlags- und Klimastationen eine repräsentative Fläche mittels der Erstellung von THIESSEN-Polygonen zugeordnet werden. Wie Abb. 8 zeigt, wurden im Anschluss daran alle Flächen der verschiedenen Gruppen im GIS miteinander verschnitten, so dass Bilanzräume entstanden, die Informationen einer Klimastation, einer Niederschlagsstation, der Vegetation und einem Bodentyp besitzen. Durch diese Methode konnte das Saale-Einzugsgebiet in 211 Bilanzräume und das Roda-Einzugsgebiet in 93 Bilanzräume unterteilt werden.

THIESSEN-Polygone

Die Methode der THIESSEN-Polygone wurde zur Regionalisierung der Punktdaten von 4 Klima- und 16 Niederschlagsstationen angewendet, dabei werden Gebietsmittelwerte bestimmt. Durch Errichten von Mittelsenkrechten auf den Verbindungslinien der Messstationen (M_i) werden Teilflächen des betrachteten Gebiets (F_i) verhältnismäßig den Messstationen mit dem jeweiligen Messwert (X_i) zugeordnet (HÖLTING 1992). Der Gebietsmittelwert berechnet sich nach Gleichung (Gl.) 1.

$$\bar{X} = \frac{(F_1 \cdot X_1) + (F_2 \cdot X_2) + (F_3 \cdot X_3) + \dots + (F_i \cdot X_i)}{F_1 + F_2 + F_3 + \dots + F_i} \quad \text{Gl. 1}$$

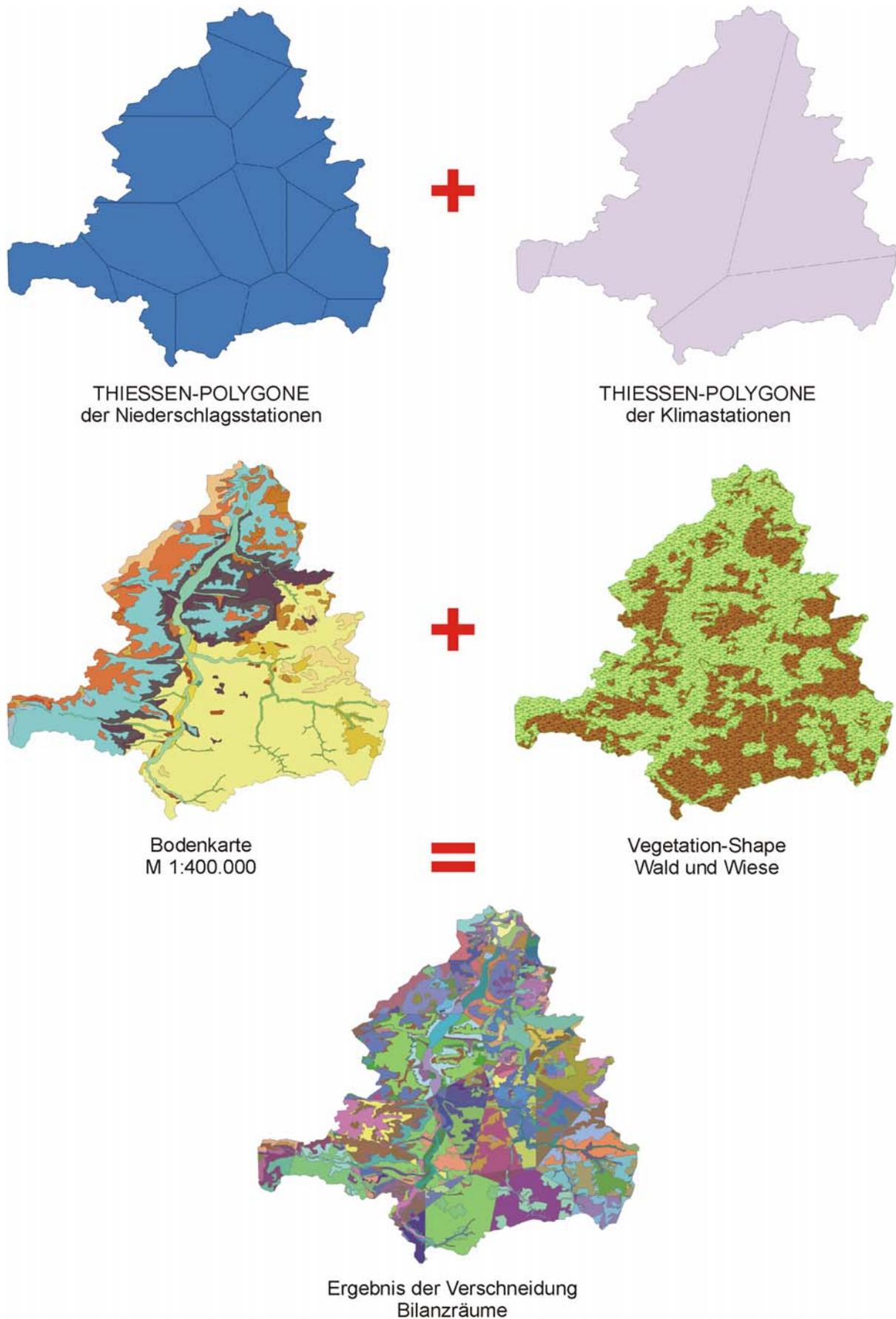


Abb. 8: Die Erstellung von Bilanzräumen durch Verschneidung verschiedener Flächen im GIS (ArcGIS) bildet die Grundlage für die Grundwasserneubildungsberechnungen im Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992).

Verdunstung – Evapotranspiration

Ohne Berücksichtigung des tatsächlichen Wasserdargebotes wird die potentielle (größtmögliche) Evapotranspiration (ET_{pot}) bestimmt. Berücksichtigt man das tatsächliche Wasserdargebot, kann die reelle Evapotranspiration (ET_{reil}) ermittelt werden.

Das HAUDE-Verfahren ist eine verhältnismäßig einfache und im Vergleich zu anderen Verfahren auch gute Methode zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration einzelner Tage. Fehler treten auf, wenn der Tag durch mittägliche heftige Regenschauer gestört wird (MATTHESS & UBELL 2003).

Für das Arbeitsgebiet wurde ET_{pot} für Gras, Buchen und Fichten als Stellvertreter der Laub- und Nadelbäume berechnet. Zunächst wurde ET_{pot} für Grasbewuchs nach der Formel von HAUDE (1955) (Gl. 2) bestimmt, welche die Lufttemperatur (t) und die relative Luftfeuchtigkeit (F) um 14.⁰⁰ Uhr berücksichtigt:

$$ET_{pot} = x \cdot P_{14} \cdot \left(1 - \frac{F_{14}}{100}\right) \quad [\text{mm/d}] \quad \text{Gl. 2}$$

P_{14} ist der Sättigungsdampfdruck der Luft um 14.⁰⁰ Uhr und errechnet sich aus (Gl.3):

$$P_{14} = 4,58 \cdot 10^{\left(\frac{7,45-t}{235+t}\right)} \quad [\text{mbar}] \quad \text{Gl. 3}$$

Die Variable x ist ein monatspezifischer Koeffizient zur jahreszeitlichen Korrektur (HÖLTING 1992).

Von SOKOLLEK (1983) wurde die Formel um einen pflanzenspezifischen Monatsparameter für Baumbewuchs (Buche und Fichte) a_{SOK} (Tab. 2) ergänzt (Gl. 4).

Tab. 2: Vegetationsparameter nach SOKOLLEK für Buche und Fichte

	Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Buche	0,38	0,38	0,30	0,38	0,51	0,86	1,43	1,52	1,13	1,15	0,38	0,38
Fichte	0,38	0,38	0,61	0,64	0,90	0,95	1,14	1,06	0,81	0,38	0,38	0,38

$$ET_{pot} = x \cdot P_{14} \cdot \left(1 - \frac{F_{14}}{100}\right) \cdot a_{SOK} \quad [\text{mm/d}] \quad \text{Gl. 4}$$

Da im Arbeitsgebiet vorrangig Mischwälder existieren, wurden die Daten der ET_{pot} für Buchen und Fichten gemittelt. In die folgenden Berechnungen gehen die Daten der ET_{pot} für Gras / Wiese und Mischwald ein.

Die Berechnung der Tageswerte [mm/d] der potentiellen Evapotranspiration (ET_{pot}) nach HAUDE und SOKOLLEK wurde mit Hilfe der Programme von SAUTER (1992) durchgeführt. Für die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung wurden überschlägige Werte für die reelle Evapotranspiration, gemittelt über ein Jahr, nach der empirischen Formel von TURC (aus HÖLTING 1992) quantifiziert (Gl. 5):

$$ET_{\text{reell}} = \frac{N}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{N}{J_T}\right)^2}} \quad [\text{mm/a}] \quad \text{Gl. 5}$$

N = Jahresniederschlagshöhe (mm)

J_t = $300+25 \cdot t+0,05 \cdot t^3$

t = Jahresmittel der Temperatur ($^{\circ}\text{C}$)

Berechnung der Bodenfeuchte nach UHLIG

UHLIG (1959) stellt in seiner Methode die Tageswerte der potentiellen Evapotranspiration ET_{pot} denen des Niederschlags N gegenüber. Wenn $N > ET_{\text{pot}}$ ist, wird angenommen, dass die reelle Evapotranspiration ET_{reell} der potentiellen Evapotranspiration entspricht $ET_{\text{pot}} = ET_{\text{reell}}$. Der überschüssige Niederschlagsanteil dient der Auffüllung der Bodenfeuchtigkeit (BF) bis zum Erreichen der Feldkapazität (FK). Die Wassermenge, die gegen die Schwerkraft in einem Boden zurückgehalten werden kann, wird durch die Feldkapazität angegeben und stellt die größte Wassermenge dar, die der Boden erreichen kann, wenn keine Evaporation oder Transpiration stattfindet. Der Überschuss versickert ins Grundwasser, es kommt zur Grundwasserneubildung. Ist $N < ET_{\text{pot}}$, ergibt sich ein Defizit an Wasser, welches in der Berechnung des nächsten Tages berücksichtigt wird. Sinkt die Bodenfeuchte BF unter den Wert der maximalen Feldkapazität und bleibt aber oberhalb des Wertes der Wurzelkonstanten (RC), gilt weiterhin $ET_{\text{pot}} = ET_{\text{reell}}$. Setzt sich das Wasserdefizit bis zum Erreichen des permanenten Welkepunkt (PWP) fort, errechnet sich die aktuelle Evapotranspiration aus (Gl. 6). Der permanente Welkepunkt bezeichnet den Punkt, an dem das Bodenwasser so fest an die Bodenpartikel gebunden ist, dass es durch das Wurzelwerk der Pflanzen nicht mehr aufgenommen werden kann. Er gibt den niedrigsten Wassergehalt eines Bodens unter natürlichen Bedingungen an.

$$ET_{\text{reell}} = ET_{\text{pot}} \cdot \left(\frac{\text{SOKKOLEK / HAUDE}}{\text{FK} - \text{PWP}}\right) \cdot \frac{(\text{BF} - \text{PWP})}{(\text{FK} - \text{PWP})} \quad \text{Gl. 6}$$

Nach dieser Methode würde in den Sommermonaten wegen häufig auftretender Wasserdefizite in der Bodenzone keine Grundwasserneubildung stattfinden. Grundwasserspiegelmessungen belegen aber eine Grundwasserneubildung nach starken Regenereignissen, da das Niederschlagswasser dem ungesättigten Bodenwasserspeicher und dem Grundwasser direkt über Trockenrisse oder Makroporen zugeführt wird. RUSHTON & WARD (1979) führten einen Korrekturfaktor für diese schnelle Neubildung (SN – „rapid recharge“) ein, welcher von Klima, Morphologie und Bodentyp abhängig ist (SIEBERT 2001). Der „rapid recharge“ kann zur Kalibrierung der Grundwasserneubildungsberechnung genutzt werden. Durch Vergleiche der berechneten Grundwasserneubildung mit anderen Verfahren zur Bestimmung des unter-

irdischen Abflusses über einen definierten Zeitraum, wurde für das Arbeitsgebiet ein „rapid recharge“ von 100 mm angenommen. D.h. die tägliche Niederschlagsmenge muss größer als 100 mm sein, damit der Niederschlagsüberschuss als „rapid recharge“ in die Bodenzone infiltrieren kann. In Waldgebieten kommt es nicht zum „rapid recharge“, da eine mächtige humose Deckschicht vorhanden ist und selten Trockenrisse beobachtet werden. In Abb. 9 ist das konzeptionelle Modell der Grundwasserneubildungsberechnung nach SAUTER (1992) dargestellt. Der Lösungsalgorithmus ist für alle Bilanzräume gleich, bei Waldgebieten sind zusätzlich die Interzeption (Zurückhalten von Niederschlag durch Pflanzen), der Stammabfluss und die potentielle Evapotranspiration zu beachten.

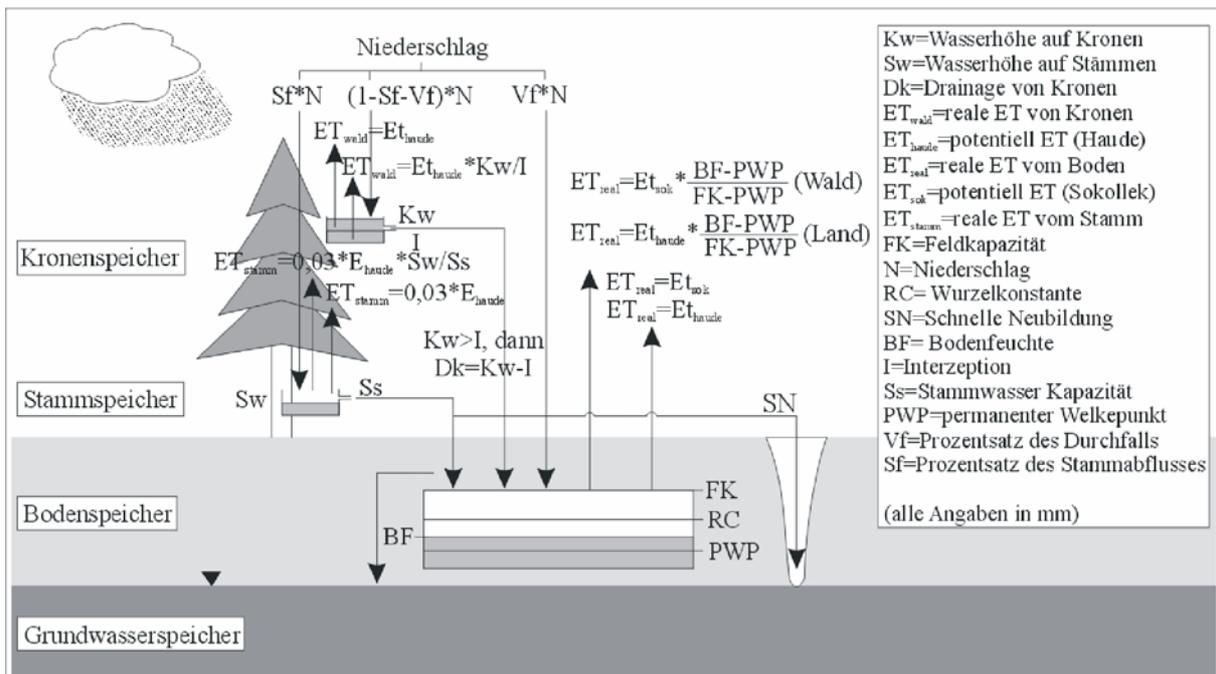


Abb. 9: Konzeptionelles Bodenwasserhaushaltsmodell (nach SAUTER 1992)

Die Eingangsgrößen des Bodenwasserhaushaltsmodells (Abb. 9) sind in Tabelle 3 zusammengefasst. Klimatische Eingangsgrößen sind die mittlere Tagestemperatur, die mittlere relative Luftfeuchte und die Tagesniederschlagsmengen. Aus der klimatischen Beziehung $Temperatur < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ und $Niederschlag > 0 \text{ mm}$ errechnet das Programm die Art des Niederschlags (Schnee oder Regen). Fällt der Niederschlag in Form von Schnee, wird dieser akkumuliert; er steht dem Bodenwasserspeicher und damit der Grundwasserneubildung nicht zur Verfügung. Erst durch das zeitlich verzögerte Auftauen kann die Wassermenge des Schnees in den Boden infiltrieren. Mittels eines Tagesgradfaktors (k) kann angegeben werden, wie viel Millimeter der Schneedecke an einem Tag abschmelzen, wenn die Lufttemperatur um 1 K zunimmt. Dieser Faktor ist in der Natur räumlich und zeitlich variabel und kann zwischen 0,7 und 9 mm pro Kelvin Temperaturerhöhung liegen. Aus dem Vergleich mit anderen Gebieten konnte für das Arbeitsgebiet ein Tagesgradfaktor (k) von 6 mm angegeben werden.

Tab. 3: In die Berechnung nach Uhlig (1959) eingehende Werte für das Bodenwasserhaushaltsmodell nach Sauter (1992).

Vf	Prozentsatz des Niederschlags, der von der Vegetation unbeeinflusst ist	25%
Sf	Prozentsatz des Niederschlags, der am Stamm abfließt (nur Wald)	1.6%
Ss	Stammspeicher (nur Wald)	0,014mm
I	Interzeption (nur Wald)	4,7mm
SN	Schnelle Neubildung (Wald/Landwirtschaft)	(100mm/ -)
k	Tagesgradfaktor	6mm
N	Niederschlag abhängig vom Ort der Niederschlagsstation	Variabel
RC	Wurzelkonstante	50 cm
FK	Feldkapazität abhängig vom Bodentyp (Anhang 3)	Variabel
BF	Bodenfeuchte abhängig von Feldkapazität	Variabel
PWP	Permanenter Welkepunkt abhängig vom Bodentyp (Anhang 3)	Variabel
ET_{pot}	Potentielle Evapotranspiration nach HAUDE und SOKOLLEK abhängig von Temperatur und Luftfeuchte (Klimastationen)	Variabel
Run off	Prozentsatz des Niederschlags, der direkt oberflächlich abfließt	25%

Die Potentielle Evapotranspiration (ET_{pot} nach HAUDE und SOKOLLEK) gibt den Einfluss der pflanzenspezifischen Werte auf die Bodenfeuchte an. Es ist jedoch zu beachten, dass bei der Berechnung der Waldgebiete die Interzeption, der Stammabfluss und der Stammspeicher Einfluss nehmen. Diese Werte wurden im Wesentlichen aus SAUTER (1992) übernommen.

Bodenspezifische Eingangsgrößen sind die Feldkapazität (FK) und der permanente Welkepunkt (PWP). FK wurde für jeden einzelnen Bodentyp, der in der Bodenübersichtskarte M 1:400 000 für das Untersuchungsgebiet beschrieben ist, nach der bodenkundlichen Kartieranleitung von FINNERN et al. (1996) berechnet. Die Werte wurden im Anschluss nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1992) überprüft und in Anhang 3 zusammengestellt. Der PWP konnte für jeden Bodentyp aus den Angaben des PWP in Vol.% und der Mächtigkeit des Bodens nach SCHROEDER (1992) abgeschätzt werden und wurde ebenfalls in Anhang 3 dargestellt. Der PWP-Wert des Muschelkalks wurde durch einen praxisbezogenen Wert ersetzt, der von HEMME (1970) in verschiedenen bodenphysikalischen Untersuchungen im Bereich der Schwäbischen Alp für Kalksteinböden ermittelt werden konnte. Der Wert für die Wurzelkonstante wurde bei 50 cm festgelegt, was der durchschnittlichen Hauptdurchwurzelungstiefe entspricht. Anschließend wurden alle Böden mit gleicher FK zusammengefasst und der PWP für diese gemittelt. Als Startzustand der Berechnungen wurde die maximale Bodenfeuchte (Feldkapazität) angenommen.

Aus den verschiedenen Eingangsgrößen des Bodenwasserhaushaltsmodells ist ersichtlich, dass der Prozess der Grundwasserneubildung kompliziert zu berechnen ist. Für eine Plausibilitätskontrolle der Berechnungen ist eine Überprüfung der Größenordnung der Grundwasserneubildung mit anderen Methoden (z.B. HEALY 2002) notwendig und sinnvoll.

4.1.4. Grundwasserdynamik

4.1.4.1. Variation der Grundwasserspiegelgänge nach HEALY (2002)

Die Methode nach HEALY (2002) wurde als Plausibilitätskontrolle für die berechnete Grundwasserneubildung nach dem Bodenwasserhaushaltsmodell angewendet. Nach dieser kann für Einzelereignisse die Grundwasservorratsänderung berechnet werden. Die Methode geht auf MEINZER (1923) sowie MEINZER und STEARNS (1929) zurück. Für dieses Verfahren gilt, dass sich die Änderung des Grundwasserspeichers ΔS eines Gebietes aus der Grundwasserneubildung R , dem Grundwasserzufluss Q^{gw}_{on} , dem Grundwasserbasisfluss in Quellen und Flüssen Q^{Bf} , der Evapotranspiration ET sowie den Grundwasserabflüssen Q^{gw}_{off} zusammensetzt (Gl. 7).

$$R = \Delta S_{gw} + Q^{Bf} + ET + Q^{gw}_{off} - Q^{gw}_{on} \quad \text{Gl. 7}$$

Die Methode basiert darauf, dass das Ansteigen des Grundwasserspiegels einsetzt, wenn die Grundwasserneubildung die Grundwasseroberfläche erreicht. Unter Annahme, dass die Grundwasserneubildung R sofort dem Grundwasserspeicher ΔS zugeführt wird, können alle anderen Faktoren in Gleichung 7 gleich Null gesetzt werden (Gl. 8):

$$R = \Delta S_{gw} \quad \text{Gl. 8}$$

Die Änderung des Grundwasserspeichers ΔS^{gw} setzt sich aus dem Speicherkoeffizienten S und der Änderung der Grundwasserspiegelhöhe Δh im entsprechenden Zeitraum Δt zusammen. Die Grundwasserneubildung R berechnet sich aus (Gl. 9):

$$R = S \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad \text{Gl. 9}$$

Im gespannten Aquifer ist der Speicherkoeffizient eine Funktion der Kompressibilität des Grundwasserleiters. Dagegen wird im ungespannten Aquifer überwiegend Wasser durch die Bewegung des Grundwasserspiegels h gespeichert. Dieser Effekt ist sehr viel größer als die Speicherung durch die Kompressibilität. Der Speicherkoeffizient entspricht der entwässerbaren Porosität (P) des Grundwasserleiters (KINZELBACH & RAUSCH 1995). P berechnet sich aus dem Quotienten von Volumen der Poren V_P und dem Volumen der Gesteinsmasse V_G (Gl. 10).

$$P = \frac{V_P}{V_G} \quad \text{Gl. 10}$$

Im ungespannten Aquifer wird durch die Entwässerung Porenraum V_P entleert. Die entwässerte Wassermenge entspricht dem unterirdischen Abfluss A_U , der zum Zeitpunkt Δt an einem Pegel bestimmt werden kann. Das Gesamtgesteinsvolumen V_G , in welchem die Ent-

wässerung stattfindet, errechnet sich aus der Multiplikation der Änderung der Wasserspiegelhöhe Δh während des Zeitraums Δt und dem dazu gehörigen Einzugsgebiet F (Gl. 11).

$$S = \frac{A_U}{(\Delta h \cdot F)} = \frac{V_P}{V_G} \quad \text{Gl. 11}$$

Zur Bestimmung des Grundwasservolumens bzw. Grundwasservorrats [m^3] wird die Grundwasserneubildung R mit der Fläche des betrachteten Gebietes multipliziert (HÖLTING 1992) (Gl. 12).

$$R = S \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot F \quad \text{Gl. 12}$$

Um realistische Werte für die Grundwasserneubildung zu erhalten, wurden kurze Zeiträume (Stunden bis wenige Tage) für die Auswertung herangezogen. Des Weiteren sollte diese Methode in Bereichen mit einer geringen ungesättigten Bodenzone angewendet werden, da scharfe Peaks (Ansteigen und Abfallen des Wasserspiegels) für die Bilanzierungen notwendig sind (HEALY 2002).

4.1.4.2. Quantifizierung des Abflusses Q

Die einfachen und schnellen Verfahren nach WUNDT (1953), KILLE (1970) und NATERMANN (1958) wurden zur Bilanzierung des unterirdischen Abflusses aus dem Gesamtabfluss angewendet. Der quantifizierte unterirdische Abfluss dient als weitere Plausibilitätskontrolle für die berechnete Grundwasserneubildung. Der Gesamtabfluss Q_{ges} des Untersuchungsgebietes wurde nach der folgenden Formel bilanziert (Gl. 13).

$$Q = \text{Pegel}_{\text{Abstrom}} - \text{Pegel}_{\text{Anstrom}} - \text{Pegel}_{\text{Orla (Freienorla)}} \quad \text{Gl. 13}$$

Die Verfahren gehen davon aus, dass der gesamte Abfluss in Trockenwetterzeiten ausschließlich dem Grundwasser entstammt. Der unterirdische Abfluss entspricht der Grundwasserneubildungsrate [$\text{l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$], wenn der gemessene Gesamtabfluss Q dem vollständigen Abfluss eines Einzugsgebietes entspricht und kein unterirdischer nicht mitgemessener Grundwasserabstrom am Pegel vorbei stattfindet. Der Grundwasserabstrom wurde im Bereich der Talfüllung unter den Pegeln nach DARCY (aus HÖLTING 1992) quantifiziert (Gl. 14).

$$\begin{aligned} Q &= k_f \cdot I \cdot F \\ Q &= k_f \cdot I \cdot M \cdot B \end{aligned} \quad \text{Gl. 14}$$

Q [m^3/s] = Grundwasserabstrom unter dem Vorfluter-Pegel

k_f [m/s] = Durchlässigkeitsbeiwert der quartären Talfüllung (jungpleistozäne Ablagerungen)

I [m/m] = hydraulischer Gradient bzw. Gefälle des Vorfluters

F [m^2] = durchflossene Querschnittsfläche (Mächtigkeit der Talfüllung M x Talbreite B)

MoMnQ-Verfahren nach WUNDT

Das Verfahren nach WUNDT (1953) stützt sich auf die statistische Auswertung der Tagesmittel der Abflüsse Q . WUNDT gliedert den Grundwasserabfluss in zwei Teile. Das Mittel der langjährigen niedrigsten Sommerwerte, das Sommer-MNQ (SoMNQ) ist das Minimum (erste Teil), welches das gesamte Jahr vorhanden ist und gibt die kleinste Grundwasserneubildungsrate [$l/(s \cdot km^2)$] an. Daneben fließt der zweite Teil zeitweise ab und besitzt eine wesentlich höhere Komponente an Oberflächenwässern. Als Mittelwert daraus berechnet sich der Wert des durchschnittlichen Monats-MNQ (MoMnQ). Der Mittelwert aller Monats-MNQ stellt den durchschnittlichen Grundwasserabfluss pro Jahr dar [AKGW-FHDGG 1977].

MoMnQr-Methode nach KILLE

Das Verfahren nach KILLE (1970) ist ein kombiniertes Verfahren aus statistischer und graphischer Auswertung von Tagesmittelwerten der Abflüsse. KILLE vermutete, dass ein Teil der monatlichen Kleinstabflüsse in Mittelgebirgsflüssen, vor allem im Winter noch Oberflächen- bzw. Zwischenabflüsse enthalten [AKGW-FHDGG 1977].

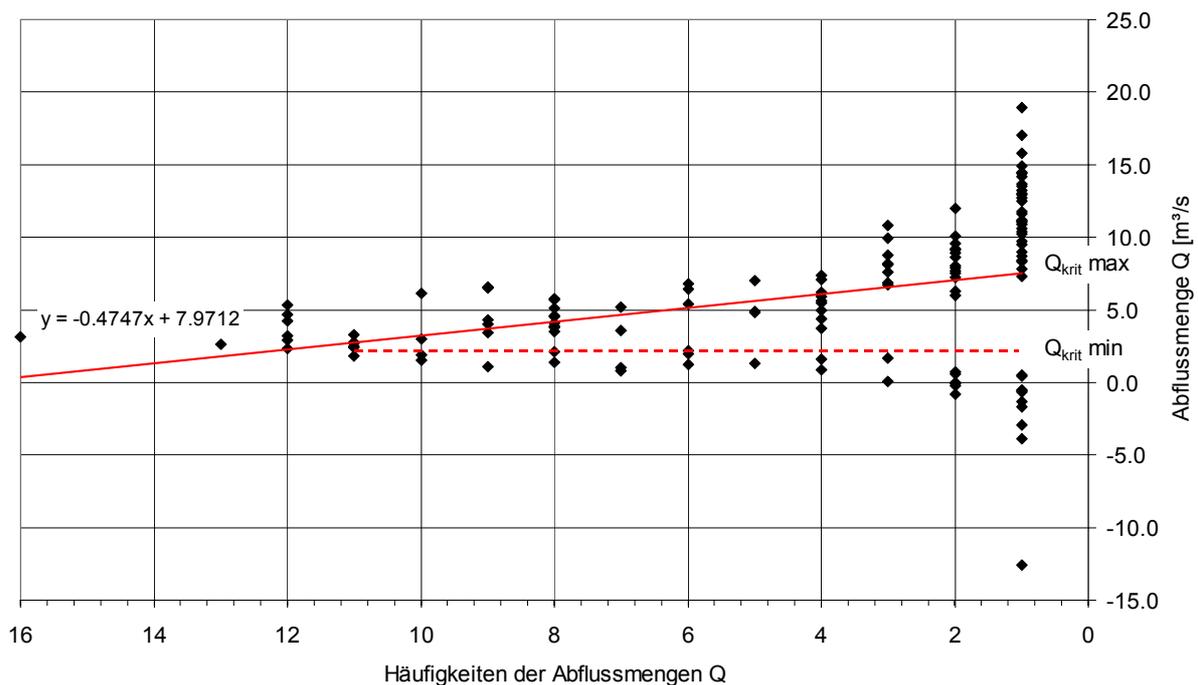


Abb. 10: MoMnQr-Werte nach KILLE für das Saale-Einzugsgebiet. Erkennbar sind zwei Parabeläste. Über dem oberen Ast liegen die zu großen Abflussmengen, dagegen zeigt der untere Ast die zu geringen Abflussmengen an.

Er ordnete die MoMnQr-Werte ihrer Größe nach und trug sie halblogarithmisch über deren Häufigkeit auf. Durch die im unteren Teil liegenden Punkte wird eine Ausgleichsgerade gelegt, ein kritischer Q_r -Wert wird bestimmt, ab dem die monatlichen Kleinstabflüsse stark nach oben abweichen. Die Werte oberhalb dieses Q_r -wertes werden auf die Ausgleichsgerade

reduziert. Das Mittel der reduzierten Werte $MoMNQ_r$ ergibt nach KILLE den Grundwasserabfluss [MATTHESS & UBELL 2003]. Trägt man die $MoMNQ$ -Werte für das Saalegebiet auf, werden zwei Parabeläste sichtbar (Abb. 10). Der eine zeigt den Bereich von zu großen Abflussmengen, wie es KILLE beschreibt und der andere setzt sich aus zu geringen Abflussmengen zusammen. In Anlehnung an die Methode nach KILLE wurden die Abflüsse, die unter einem bestimmten minimalen Q -Wert liegen und einen zu geringen Abfluss zeigen, auf die Ausgleichsgerade maximiert.

$A_{U}L$ – Verfahren nach NATERMANN

Die Methode nach NATERMANN (1958) ist ein graphisches Verfahren, nach dem die Grundwasserabfluss-Ganglinie (A_U -Linie) aus der Abflussganglinie durch Anlegen einer großzügig durchgehenden berührenden Linie an die unteren Punkte der Gesamtabflussganglinie gewonnen wird. Die konstruierte Ganglinie des Grundwasserabflusses lässt sich bei Niedrigwasserabfluss eindeutig bestimmen, muss aber in Hochwasserzeiten durch Abschluss an die Nachbarlinien willkürlich ergänzt werden.

4.1.4.3. Gleitender Durchschnitt

Ziel dieses Verfahren ist es, einen zeitlichen Zusammenhang zwischen langsamer Grundwasserneubildung im Porensystem (Abschnitt 5.1.4.2.) und saisonalen Niederschlag (Trocken- und Nassjahre) abzuleiten. Der gleitende Durchschnitt (Gl. 15) wurde in der Zeitreihenanalyse des Grundwasserspiegels zur Trendbestimmung, Saisonbereinigung und Ausschaltung zufälliger Einzelschwankungen angewendet und führte zu einer Glättung der Zeitreihe. Der Grad der Glättung ist abhängig von der Anzahl benachbarter Punkte m , die zum Bilden des jeweiligen Mittels verwendet werden. Die Methode ist in MERKEL & PLANER-FRIEDRICH 2003 und auf der Internetseite FOCUS MediaLine beschrieben.

$$x_t = \frac{1}{2m+1} (x_{t-m} + x_{t-m+1} + \dots + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + \dots + x_{t+m}) \quad \text{Gl. 15}$$

4.1.4.4. Kreuzkorrelation

Das Ziel dieser Methode ist es die zeitliche Verzögerung der schnellen Grundwasserneubildung innerhalb des Kluftsystems abzuschätzen. Dies erfolgt durch die Gegenüberstellung der Niederschlagsereignisse mit den Grundwasserspiegelganglinien. Die im Abschnitt 5.1.4.2. beschriebenen Kreuzkorrelationen zwischen Niederschlag und Grundwasserspiegelganglinien wurden mit der Software SPSS berechnet.

Mit dem statistischen Verfahren der Kreuzkorrelation c wird geprüft, in wie weit eine zeitliche Verschiebung (time-lag = τ) zwischen zwei Zeitreihen $x(t_i)$ und $y(t_i)$ besteht (Gl. 16).

$$c_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t + \tau)y(t)dt \quad \text{Gl. 16}$$

Es ist zu beachten, dass keine prozessorientierten, sondern nur statistische Zusammenhänge betrachtet werden. Die Zeitreihen müssen ein äquidistantes Messintervall besitzen. Für verschiedene Versatzbeträge (time-lags τ) wird ein Korrelationskoeffizient r berechnet, der anzeigt, für welche zeitliche Verschiebung (τ) die größte Übereinstimmung zwischen den zwei Zeitreihen zu beobachten ist bzw. mit welcher Verzögerung die eine auf die andere Zeitreihe reagiert. Time-lags τ über $n/2$ sollten nicht mehr interpretiert werden, da die Wahrscheinlichkeit, dass es sich nur noch um Zufallskorrelationen handelt, zunimmt. Der Korrelationskoeffizient r (Gl. 17) berechnet sich aus dem Verhältnis der Kovarianz COV (Gl. 18) der Zeitreihen $x(t_i)$ und $y(t_i)$ und dem Produkt der Standardabweichungen S_x und S_y (Gl. 19) und kann Werte von -1 bis +1 annehmen.

$$r = \frac{\text{COV}}{S_x \cdot S_y} \quad \text{Gl. 17}$$

$$\text{COV} = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n-1} \quad \text{Gl. 18}$$

$$S_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{Gl. 19}$$

Bei positivem r verhalten sich die beiden Zeitreihen synchron (y nimmt zu, wenn x zunimmt), bei negativen r ist das Verhalten gegenläufig. Ist $r = 0$, sind die beiden Zeitreihen unkorreliert; je näher r an 1 liegt, umso stärker ist der Zusammenhang (MERKEL & PLANER-FRIEDRICH 2003). Der Korrelationskoeffizient r kann nach folgenden Signifikanzniveaus eingeteilt werden:

- geringe Korrelation: $0,0 < r < 0,3$ $0,00 < r^2 < 0,09 \cong$ 0 bis 10% der Messwerte
- mittlere Korrelation: $0,3 < r < 0,7$ $0,09 < r^2 < 0,49 \cong$ 10 bis 50% der Messwerte
- hohe Korrelation: $0,7 < r < 1,0$ $0,49 < r^2 \cong$ > 50% der Messwerte

Zur weiteren Abschätzung der statistischen Signifikanz des berechneten Korrelationskoeffizienten kann das Konfidenzintervall KI von 95 % berechnet werden. Wird dieses KI überschritten, liegt die Wahrscheinlichkeit bei 95 %, dass das Intervall den gesuchten Parameter enthält. Das KI von 95 % in Gleichung 20 ist abhängig von der Stichprobenanzahl n .

$$\text{KI} \left(\bar{x} - 1,96 \frac{S}{\sqrt{n}} \leq r \leq \bar{x} + 1,96 \frac{S}{\sqrt{n}} \right) = 95\% \quad \text{Gl. 20}$$

4.2. Hydrochemie

Die Probennahme erfolgte nach den Richtlinien des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK 1992 a). An 6 ausgewählten Grundwassermessstellen des Untersuchungsgebietes fand im November 2002 eine Stichtagsmessung statt. Die Grundwassermessstellen wurden mittels einer MP1-Pumpe der Firma GRUNDFOS klar gepumpt und die Wassersäule im Brunnen sowie im Filterraum mindestens zweimal ausgetauscht. Da die Grundwassermessstellen gegenüber den Tiefbrunnen eine geringere Teufe aufweisen, ist bei dieser Art der Probennahme davon auszugehen, dass der Anteil von oberflächennahem Wasser gegenüber dem tiefzirkulierenden Grundwasser überwiegt.

Zwischen Februar 2003 und März 2004 fanden an 6 Trinkwasserbrunnen der Stadtwerke Jena-Pößneck hydrochemische Untersuchungen statt. Die Wässer der Tiefbrunnen Wolfersdorf und Geisenhain wurden im Zeitraum Februar 2003 bis März 2004 in monatlichen Abständen beprobt. Parallel dazu fand die Beprobung des Tiefbrunnens Jägersdorf statt, die aber aus technischen Gründen im Zeitraum Mai bis Juli 2003 unterbrochen werden musste. Um in diesem Zeitraum Daten über das anströmende Wasser zur Entlastungszone des Untersuchungsgebietes zu erhalten, wurde der Tiefbrunnen Rutha in die Probennahme einbezogen. Das Wasser des Tiefbrunnens Rutha wurde in der Zeit vom Juni bis August 2003 analysiert. Die Förderung an diesem Brunnen wurde im August 2003 eingestellt, so dass eine Fortsetzung der Messkampagne nicht mehr möglich war. An den Brunnen Schirnwitz und Altenberga, die westlich des Vorfluters der Saale liegen, konnte eine Stichtagsmessung im März 2004 durchgeführt werden. An den Trinkwasserbrunnen wurde auf die vor Ort eingebauten Pumpen zurückgegriffen. Die Proben wurden unter laufenden Förderbedingungen der Brunnen entnommen. Auf Grund des Ausbaus der Filterstrecken, die tief in den Grundwasserleiter reichen, repräsentieren diese Proben das tiefzirkulierende Grundwasser.

Vor Ort wurden organoleptische (Geruch und Farbe) sowie physikochemische Parameter (Wassertemperatur, pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, Redox-Potential und der Gehalt an gelöstem Sauerstoff) bestimmt. Im Anschluss wurden die Proben für die Bestimmung der Kationen in ein Greiner-Röhrchen (50 ml) gefiltert (0,45 µm Porenweite) und mit 200 µl konzentrierter Salpetersäure angesäuert, um Präzipitate und Sorption an den Gefäßwänden zu minimieren. Für die Bestimmung ausgewählter Anionen und Kationen, wie z.B. Hydrogencarbonat, Nitrat, Nitrit und Ammonium wurde die Probe unbehandelt in eine 1 Liter PE-Flasche gefüllt. Für andere Anionen wurden 100 ml Probe filtriert (0,45 µm) und in eine PE-Flasche abgefüllt. Die Proben wurden im hydrogeochemischen Labor des Instituts für Geowissenschaften der Universität Jena analysiert.

4.2.1. Analyseverfahren

Die Analysen wurden im Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena nach den DIN-Methoden und Verfahren der „Deutschen Einheitsverfahren zu Wasser-, Abwasser und Schlammuntersuchungen“ (WASSERCHEMISCHEN GESELLSCHAFT – FACHGRUPPE IN DER GESELLSCHAFT DEUTSCHER CHEMIKER IN GEMEINSCHAFT MIT DEM NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN (NAW) IM DIN DEUTSCHEN INSTITUT FÜR NORMUNG e.V. 2000) durchgeführt. In den Tab. 4 und 5 sind die verwendeten Analyseverfahren zur Bestimmung der physikochemischen Parameter, der Kationen und Anionen zusammengestellt. In Tab. 5 beziehen sich die Nachweisgrenzen auf die kleinstmögliche messbare Konzentration eines Ions mit dem jeweiligen Analyseverfahren.

Tab. 4: Verfahren und Messgeräte zur Bestimmung der physikochemischen Parameter

Physikochemische Parameter	Methodik
Temperatur	in situ Messung, WTW TFK 325 HC
pH-Wert	in situ Messung, WTW pH 320 mit WTW-Sonde SenTix 61
Redox-Potential E_h	in situ Messung, WTW pH 320 mit WTW-Sonde SenTix ORP
Elektrische Leitfähigkeit	in situ Messung, WTW LF 320 mit WTW-Sonde Tetra Con 325
Sauerstoffgehalt	in situ Messung, WTW MultiLine P4 mit WTW-Sensor CellOx 325

Tab.5: Analyseverfahren und Nachweisgrenzen zur Bestimmung der Kationen und Anionen

Kationen / Anionen	Analyseverfahren		Nachweisgrenzen
Natrium Na^+	Atomabsorptionsspektrometrie	FLAAS	0,1 mg/l
Kalium K^+	Atomabsorptionsspektrometrie	FLAAS	0,2 mg/l
Magnesium Mg^{2+}	Atomabsorptionsspektrometrie	FLAAS	0,05 mg/l
Calcium Ca^{2+}	Atomabsorptionsspektrometrie	FLAAS	0,2 mg/l
Eisen gesamt Fe	Atomabsorptionsspektrometrie	AASEA	2,0 μ g/l
Mangan Mn^{2+}	Massenspektrometrie mit dem induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,1 μ g/l
Ammonium NH_4^+	Photometer		0,05 mg/l
Chlorid Cl^-	Ionenchromatographie	IC	0,1 mg/l
Sulfat SO_4^{2-}	Ionenchromatographie	IC	0,1 mg/l
Hydrogenkarbonat HCO_3^-	potenziometrische Titration mit 0,1 N HCl		3,0 mg/l
Nitrat NO_3^-	Photometer		0,2 mg/l
Nitrit NO_2^-	Photometer		0,01 mg/l
Phosphat PO_4^{2-}	Photometer		0,05 mg/l
Silizium Si	Photometer		1,0 mg/l
Fluorid F	Ionenchromatographie	IC	0,08 mg/l
Bromid Br	Ionenchromatographie	IC	0,2 mg/l

Fortsetzung Tab. 5

Kationen / Anionen	Analyseverfahren		Nachweisgrenzen
Uran U	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,01 µg/l
Zink Zn	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,5 µg/l
Aluminium Al	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	1,0 µg/l
Strontium Sr	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,2 µg/l
Barium Ba	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,1 µg/l
Cadmium Cd	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,1 µg/l
Blei Pb	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,04 µg/l
Chrom Cr	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,3 µg/l
Cobalt Co	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,01 µg/l
Nickel Ni	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,2 µg/l
Kupfer Cu	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,2 µg/l
Arsen As	Massenspektrometrie mit dem Induktiv gekoppelten Plasma	ICP-MS	0,2 µg/l

Die Analysen wurden mit dem Spektrometer AAS 5 FL und dem Spektrometer AASEA der Firma ZEISS / ANALYTIK JENA AG durchgeführt, was ein Nachweisvermögen im mg/l bzw. µg/l – Bereich ermöglicht. Für die Bestimmung der Spurengehalte wurde das Spektrometer PQ3-S (PlasmaQuad 3-S) von der Firma THERMO ELEMENTAL aus Winsford, U.K. eingesetzt. Zur Bestimmung weiterer Analyten wurde das Gerät DX 120 von der Firma DIONEX verwendet. Ein weiterer Teil der Analysen wurden mit dem DR/4000U Spectrophotometer der Firma HACH bestimmt. Die Bestimmung von Hydrogenkarbonat erfolgte mit dem 716 DMS Titrimo der Firma METROHM.

4.2.2. Plausibilitätsprüfung

Die Messergebnisse wurden mittels Ionenbilanzen überprüft. In einer Wasseranalyse sollte ein ausgeglichenes Verhältnis von positiven und negativen Ladungsträgern vor. Zu Abweichungen in der Ionenbilanz kommt es durch Messfehler, durch nicht analysierte Ionen oder durch fehlende Berücksichtigung von Komplexen. Negative Ionenbilanzen (Gl. 21) beruhen auf einen Mangel von Kationen bzw. einem Überangebot von Anionen, während eine positive Ionenbilanz ein Defizit an Anionen oder ein Überschuss von Kationen anzeigt.

$$\text{Ionenbilanz} = \sum \text{Kationen}(c[\text{meq/l}]) - \sum \text{Anionen}(c[\text{meq/l}]) \quad \text{Gl. 21}$$

Eine weitere Plausibilitäts-Kontrolle der Wasseranalysen wird mit Hilfe des Ionenbilanzfehlers nach Gleichung 22 vorgenommen:

$$\text{Ionen} \sum \text{Fehler}(\%) = \frac{\sum \text{Kationen}(c[\text{meq/l}]) - \sum \text{Anionen}(c[\text{meq/l}])}{0,5 \cdot (\sum \text{Kationen}(c[\text{meq/l}]) + \sum \text{Anionen}(c[\text{meq/l}]))} \cdot 100\% \quad \text{Gl. 22}$$

Nach LAWA (1993) liegt eine Analyse innerhalb des plausiblen Vertrauensbereichs, wenn der Ionenbilanzfehler maximal $\pm 5 \%$ bei einer Ionensumme größer 5 meq/l oder $\pm 10 \%$ bei einer Ionensumme von kleiner 5 meq/l ist.

4.2.3. Sättigungsindex SI

Im Bereich der Brunnenfassungen und Grundwassermessstellen waren Eisenverockerungen zu erkennen. Des Weiteren konnte ein gegenläufiges Verhalten der Ganglinie des Hydrogenkarbonates und des Sulfates festgestellt werden. Aus diesen Gründen wurde an den Proben der Trinkwasserbrunnen der Sättigungsindex (SI) für die Mineralphasen Gips, Calcit und Hämatit mittels des Programms PhreeqC über den Aktivitätskoeffizienten γ_i nach der „WATEQ“ Debye-Hückel-Gleichung (Gl. 23) berechnet.

$$\log \gamma_i = \frac{-A \cdot z_i^2 \cdot \sqrt{I}}{1 + B \cdot a_i \cdot \sqrt{I}} + b_i \cdot I \quad I < 1 \text{ mol/kg} \quad \text{Gl. 23}$$

$$I = 0,5 \cdot \sum m_i \cdot z_i^2 \quad \text{Gl. 24}$$

z = Wertigkeit

I = Ionenstärke (Gl. 24)

a, b = Ionenspezifische Parameter (abhängig vom Ionenradius)

A, B = temperaturabhängige Parameter (aus empirischen Formeln berechnet)

m = Masse

Mit Hilfe des Aktivitätskoeffizienten γ_i und der Konzentration c_i wird die Ionenaktivität a_i (Gl. 25) und anschließend das Ionenaktivitätsprodukt IAP (Gl. 26) bestimmt.

$$a_i = \gamma_i \cdot c_i \quad a_j = \gamma_j \cdot c_j \quad \text{Gl. 25}$$

$$\text{IAP} = a_i \cdot a_j \quad \text{Gl. 26}$$

Der Sättigungsindex SI (Gl. 27) entspricht dem Logarithmus des Quotienten aus Ionenaktivitätsprodukt und dem Löslichkeitsprodukt K_L (tabelliert).

$$\text{SI} = \log \frac{\text{IAP}}{K_L} \quad \text{Gl. 27}$$

Ist der berechnete SI kleiner als -0,2, spricht man von einer Untersättigung bezüglich der jeweiligen Mineralphase und ab Werten größer als +0,2 von einer Übersättigung. Der Bereich zwischen -0,2 und +0,2 stellt thermodynamisch den Gleichgewichtszustand dar (MERKEL et al 2002). Untersättigung führt zu einer Fortsetzung der Lösung der festen Phase. Bei einer Übersättigung kann es zur Ausfällung der festen Phase kommen.

4.2.4. Isotopie der Grundwässer

Im Untersuchungsgebiet wurden die stabilen Isotope ^{34}S , ^{13}C , ^{18}O und ^2H und das instabile Isotop ^3H an drei Trinkwasserbrunnen bestimmt. Diese Umweltisotope wurden eingesetzt zur Bestimmung von:

- der Verweildauer des Grundwassers im Untergrund (Mittlere Verweilzeit - MVZ),
- der Herkunft einzelner Inhaltsstoffe,
- hydrogeochemischen Prozessen, v.a. Wasser-Gesteins-Interaktionen,
- Transport- und Mischungsvorgängen.

Die Untersuchungen der Umweltisotope konnte mit freundlicher Unterstützung des Umweltforschungszentrums Leipzig / Halle GmbH durchgeführt werden. Dafür wurde die Probenahme entsprechend den laborspezifischen Anforderungen (Tab. 6) durchgeführt.

Tab. 6: Laborspezifischen Anforderungen bei der Probenahme von Umweltisotopen

Isotop	Probenahmematerialien / Verarbeitung
^{34}S	1 Liter Glasflasche, SO_4^{2-} mit BaCl_2 gefällt
^{13}C	1 Liter Glasflasche pH-Wert Anhebung bis zum basischen Bereich mit NaOH um Luft- CO_2 auszuschließen und anschließend CO_3^{2-} mit BaCl_2 gefällt
^{18}O und ^2H	60 ml Flaschen (PET) gefiltert
^3H	ca. 700 ml Glasflasche

4.2.4.1. Stabile Isotope

Die Gehalte von stabilen Isotopen (^2H , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O und ^{34}S) in organischen und anorganischen Stoffen im Grundwasser werden für die Herkunftsbestimmung, aber auch für die Untersuchung des Ablaufs chemischer und biologischer Umsetzungsprozesse eingesetzt. Diese Methoden beruhen auf der Kenntnis von Isotopengehalten in Ausgangsmaterialien und der auftretenden Isotopenfraktionierung durch physikalische, biologische und chemische Reaktionen (MOSER & RAUERT 1980; CLARK & FRITZ 1997). Die Darstellung der stabilen Isotope erfolgt durch das Isotopenverhältnis R_x , dem Verhältnis der beiden häufigsten Isotope eines Elementes (Gl. 28).

$$R_{\text{O}} = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \quad \text{oder} \quad R_{\text{H}} = \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right) \quad \text{oder} \quad R_{\text{C}} = \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right) \quad \text{Gl. 28}$$

Zur Bestimmung der Isotopenkonzentration δ wird das Isotopenverhältnis R_x der Probe mit einem Standard R_{St} verglichen und als relative Abweichung von diesem Standard angegeben (Gl. 29) (MATTHESS 1994). Die Verwendung eines einheitlichen Standards garantiert die Vergleichbarkeit der ermittelten Ergebnisse.

$$\delta_x = \frac{R_x - R_{St}}{R_{St}} \cdot 1000 \left[\text{‰} \right] \quad \text{Gl. 29}$$

Positive Werte der Isotopenkonzentration δ belegen eine Anreicherung des Isotops und entsprechend zeigen negative Werte eine Abreicherung des Isotops gegenüber dem Standard.

Die Messungen der Isotope ^2H und ^{18}O beziehen sich auf den international anerkannten Standard V-SMOV (Vienna Standard Mean Ocean Water).

Die Messung des stabilen Kohlenstoffisotops ^{13}C wird als Abweichung vom Standard V-PDB (Pee Dee Belemniten - kretazische Belemniten-Rostren aus South Carolina) angegeben.

Die Gehalte des Schwefelisotops ^{34}S werden auf den V-CDT Standard bezogen (Canyon Diablo meteorite einer FeS-Phase –Troilit).

Die Isotopenfraktionierung lässt sich auf verschiedene physikalische Eigenschaften, welche überwiegend auf den variierenden Atommassen zwischen schweren und leichteren Isotopen beruhen, zurückführen. Die Isotopentrennfaktoren treten bei einer Kombination aus der Verdampfung im thermodynamischen Gleichgewicht und zusätzlicher kinetischer Trennung durch unterschiedliche Diffusionsgeschwindigkeiten auf (MATTHESS 1994). Isotopisch leichtere Moleküle werden bei Phasenübergängen wie z.B. Verdunstung und Kondensation in der stärker flüchtigen Phase angereichert. Folgende Effekte lassen sich bei der Isotopenfraktionierung unterscheiden:

Kontinentaleffekt: Durch das laufende Ausregnen schwerer Isotope bei der Kondensation der Niederschläge verringert sich die Konzentration an schweren Isotopen mit wachsendem Abstand von der Küste (MOSERT & RAUERT 1980).

Höheneffekt: Die Abnahme der Lufttemperatur mit zunehmender orographischer Höhe bewirkt eine Abnahme der schweren Isotope in den Niederschlägen.

Mengeneffekt: Mit zunehmender Niederschlagsmenge setzt eine Verringerung von schweren Isotopen ein (meistens vernachlässigbar).

Jahreseffekt: Durch die Temperaturabhängigkeit der Isotopenfraktionierung und durch Feuchtigkeitsdefizite kommt es in Niederschlägen zu einem jahreszeitlichen Gang des Isotopengehalts.

Breiteneffekt: Mit wachsender geographischer Breite bzw. mit abnehmender mittlerer Jahrestemperatur setzt eine Verringerung der schweren Isotope ein.

4.2.4.2. Instabiles Isotop – Tritium

Mit Feststellung von Tritium-Konzentrationen im Grundwasser können Zutritte von Jungwasseranteilen mit Altern von weniger als 50 Jahren belegt werden. Die Tritium-Konzentration wird in Tritium Unit (TU) angegeben, wobei ein TU der Konzentration eines Tritiumatoms pro 1018 Wasserstoffatomen bzw. 10-12 ppm entspricht. Die Radioaktivität von 1 Liter Wasser

mit einer Tritium-Konzentration von 1 TU entspricht 0,12 Bq (Becquerel = Zerfall pro Sekunde) (CLARK & FRITZ 1997). Das radioaktive Tritium mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren wandelt sich unter Abgabe von β -Strahlen in Helium-3 um. Das messtechnisch am häufigsten angewandte Verfahren ist die Messung im Flüssigkeitsszintillationszähler.

Für die Jahre vor 1952 kann für Mitteleuropa von einem natürlichen Jahresmittelgehalt von ca. 6 TU ausgegangen werden. Mit Beginn der Kernwaffenversuche von 1952 bis 1959 stiegen die Tritium-Konzentrationen in Mitteleuropa auf ca. 400 TU an. Im Jahre 1963 kam es zu einem maximalen Input an „Bomben-Tritium“, so dass die Konzentrationen regional zum Teil auf das Tausendfache der natürlichen Tritium-Gehalte anstiegen (Abb. 11).

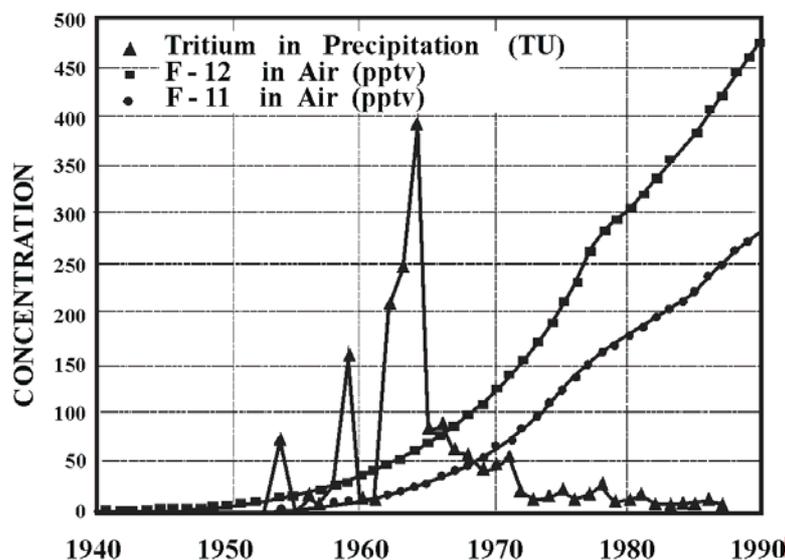


Abb. 11: Vergleich der Ganglinien des Tritium mit der atmosphärische Konzentration an F-12 und F-11 in Zentral Oklahoma. (BUSENBERG & PLUMMER 1992).

Die heutigen Aussagemöglichkeiten mit Hilfe von Tritiumgehalten in Grundwässern stützen sich vorwiegend auf den Nachweis von „Bomben-Tritium“ zur Unterscheidung von jüngeren und älteren Wässern (MOSERT & RAUERT 1980). Mit den heutigen Tritium-Konzentrationen von weniger als 10 TU kann nur ein Zutritt von Jungwasseranteilen belegt werden, eine eindeutige Altersdatierung ist nur bei Wässern, welche im Zeitraum von 1960 bis 1980 gebildet wurden, möglich.

In Abb. 11 ist zu erkennen, dass nachfolgende Altersbestimmungen im Untersuchungsgebiet mit FCKW's vorgenommen werden sollten. Diese Datierungen konnten in der Arbeit nicht mit berücksichtigt werden.

4.3. Strömungsmodellierung

Ziel dieser Arbeit war es, die zukünftige Entwicklung der Wasserressourcen auf der Grundlage verschiedener Szenarien prognostizieren zu können. Ein numerisches Strömungsmodell wird benötigt, um Prognosen und Aussagen über Prozesse und deren Ergebnisse treffen zu können und weil Experimente häufig auf Grund der langen Zeitskalen eingeschränkt sind und Prozessabläufe im Untergrund relativ langsam ablaufen. Ein weiterer Vorteil des numerischen Modells liegt in der visuellen Darstellung der Fließwege des Grundwassers im Untersuchungsgebiet, da sich dieses zumeist der direkten Betrachtung entzieht. Grundlage des numerischen Strömungsmodells bilden physikalische Eigenschaften, mit denen die Wasser- bzw. Fluidbewegung im Untergrund beschrieben werden können und mit deren Hilfe das Piezometerhöhenfeld (Grundwasser-Isolinien) simuliert werden kann. Zu den physikalischen Eigenschaften gehört auch die Art des Aquifers (ungespannt, gespannt oder leakage). Auf Grund der großen Mächtigkeit des zu untersuchenden Aquifers, der Stockwerkstrennung und des unvollkommenen Ausbaus von Brunnen wurde ein dreidimensionales numerisches Modell zur Charakterisierung der regionalen Grundwasserströmung eingesetzt.

In Abb. 12 sind die einzelnen Arbeitsschritte zur Entwicklung des numerischen Modells dargestellt, dabei bildet das konzeptionelle hydrogeologische Modell die Grundlage. Im ersten Schritt erfolgt die Umwandlung des realen Untersuchungsgebietes in ein mathematisches Modell. Abmessungen und Geometrie des Strömungsmodells werden festgelegt, durch die Diskretisierung des Modells erfolgt die Unterteilung in Gitterzellen. Im Anschluss werden den Modellzellen Aquifereigenschaften und Randbedingungen zugeordnet. Durch die Vorgabe einer zeitunabhängigen Grundwasserneubildungsrate wird zunächst ein stationäres Modell berechnet. Anhand der Grundwassergleichenspläne Oktober 2002 und April 2003 erfolgt die Kalibrierung und Validierung des Strömungsmodells, wobei im stationären Zustand die k_f - Werte auf ihre Plausibilität überprüft werden. Es werden stationäre von instationären Modellen unterschieden, wobei die stationären Modelle den Gleichgewichtszustand beschreiben und in den instationären Modellen die zeitliche Entwicklung im Vordergrund steht (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Auf dem stationären Zustand baut sich das instationäre Modell auf. Im nächsten Schritt werden die zeitabhängigen Aquifereigenschaften wie Porosität und Speicherkoeffizient eingesetzt. Weiter wird die Grundwasserneubildung verändert, es wird nun die berechnete zeitlich variable Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992) eingesetzt. Durch die Variation des Speicherkoeffizienten und der Durchlässigkeiten erfolgt die Kalibrierung des instationären Modells. Die Plausibilität des instationären Zustands wird mittels der Zeitreihen der Grundwasserganglinien der Datenlogger Schleifreisen, Hummelshain und Jägersdorf sowie 5 weiterer Grundwassermessstellen überprüft. Zum Schluss wird eine Fehlerabschätzung durchgeführt.

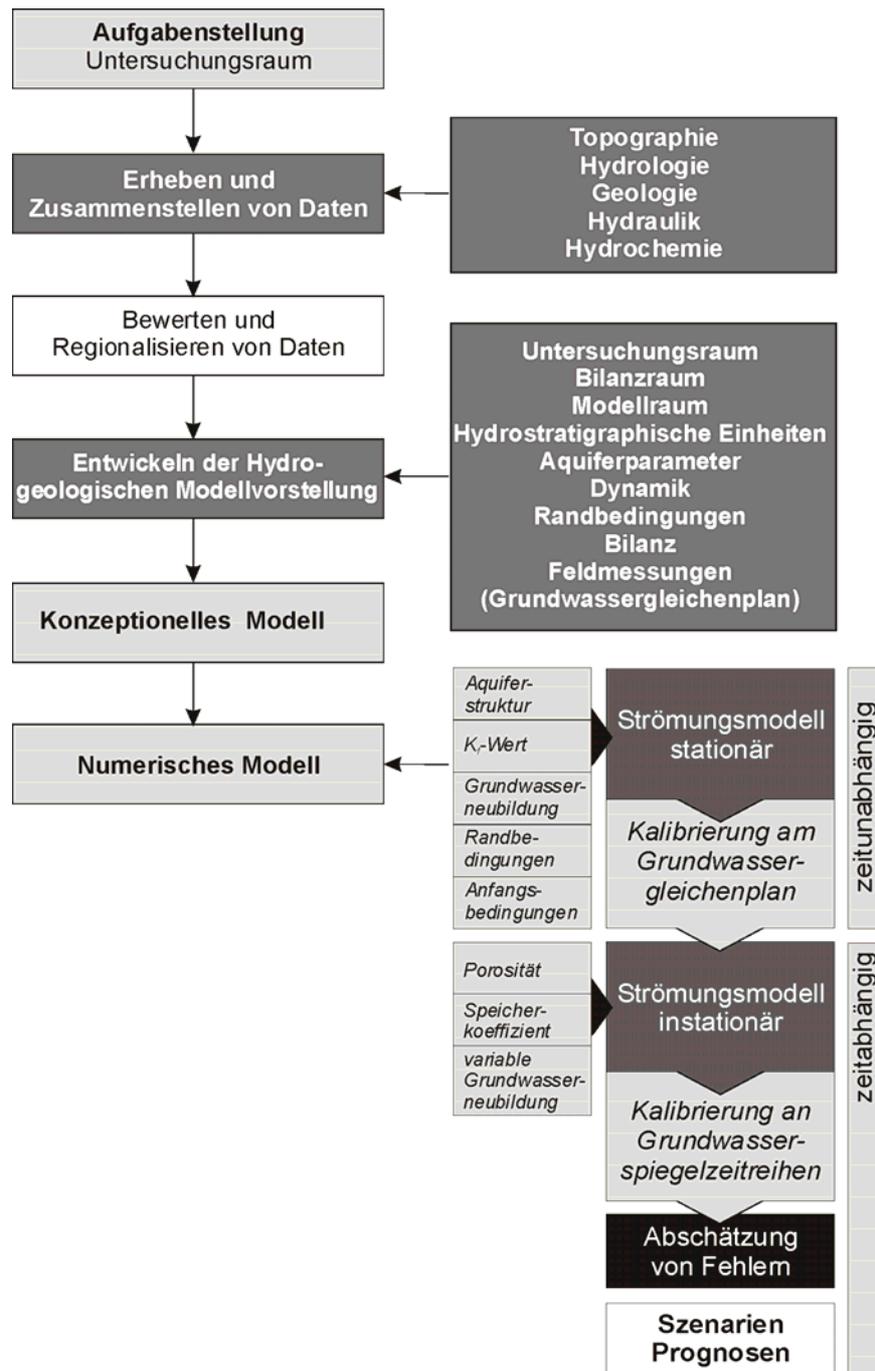


Abb.12: Entwicklung des numerischen Modells (verändert nach FH-DGG 2003 und SENITZ 2004)

4.3.1. Strömungsgleichung

Für die Arbeit wurde das handelsübliche Programm VISUAL MODFLOW 3.0 der Firma WATERLOO HYDROGEOLOGIC INC. (WHI 2002) verwendet. Die Berechnungen von Grundwasserströmungen innerhalb eines Grundwasserleiters basieren bei dieser Software auf der Grundlage der Strömungsgleichung. Die Strömungsgleichung verbindet das *DARCY-Gesetz* mit dem *Gesetz der Erhaltung der Masse*. KINZELBACH und RAUSCH (1995) beschreiben die Strömungsgleichung als partielle Differentialgleichung zweiter Ordnung für unbekannte Piezometerhöhen als Funktion der Zeit und des Ortes $h(x, y, t)$. Mit Hilfe der

Strömungsgleichung kann ausgehend von einer gegebenen Piezometerhöhenverteilung (Randbedingung) zur Zeit t_0 die Piezometerhöhe an den Knoten für spätere Zeiten t_n+1 in bestimmten Zeitschritten berechnet werden. Die Lösung verlangt eine räumliche und zeitliche Diskretisierung. Aus diesem Grund zerlegen numerische Modelle den Raum in homogene Teilstücke (Zellen). Wenn keine Vereinfachungen (z.B. Dimensionalität) getroffen werden können und sich die Strömungsgleichung demzufolge aus einer komplexen Matrix (Gl. 38 und 39) aufbaut, werden numerische Methoden notwendig. Die häufigsten numerischen Methoden sind das Finite-Elemente-Verfahren und das Finite-Differenzen-Verfahren. VISUAL MODFLOW 3.0 stützt sich auf das Finite-Differenzen-Verfahren, wobei die Differentialquotienten (z.B. $\frac{\partial h}{\partial x}$) durch Differenzenquotienten $(h_n(t+\Delta t) - h_n(t))$ eines Zeitintervalls $(t, t+\Delta t)$ ersetzt werden.

Die allgemein gültigen dreidimensionalen Strömungsgleichungen in Gleichung 30 und 31 gelten hinsichtlich ihrer mathematischen Formulierung für gespannte, ungespannte und halbgespannte (leakage) Aquifere.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad \text{Gl. 30}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(T_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad \text{Gl. 31}$$

In Gleichung 30 sind K_x , K_y , und K_z Komponenten des Durchlässigkeitsbeiwert-Tensors. S_s ist der spezifische Speicherkoeffizient und R^* ist die Entnahme- / Zugaberate pro Einheitsfläche und Zeit.

T_x , T_y , und T_z entsprechen in Gleichung 31 den Komponenten des Transmissivitäts-Tensors, und S ist der Speicherkoeffizient. Die Strömungsgleichungen lassen sich aus zwei konzeptionellen Systemen – *Aquifersystem + Fließsystemen* – unter den DUPUIT-Annahmen ableiten. Angenommen wird dabei, dass die Strömung überwiegend horizontal ist, d.h. keine vertikalen Fließkomponenten vorhanden sind und die Dichte des Grundwassers im gesamten Aquifer konstant ist (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Das *Aquifersystem* mit seinen Eigenschaften, wie z.B. Transmissivität T und Durchlässigkeitsbeiwert k_f wird durch das Gesetz nach DARCY beschrieben. Dagegen wird das *Fließsystem* durch das *Gesetz der Erhaltung der Masse* und der daraus ableiteten Kontinuitätsgleichung charakterisiert.

In den nachfolgenden Schritten sollen kurz die wichtigsten Formeln für die mathematischen Beschreibungen eines *Aquifersystems* gezeigt werden, auf denen die Strömungsgleichung aufbaut. Das DARCY-Gesetz (Gl. 32 und Abb. 13) gibt an, dass die durch eine bestimmte Fläche (F) eines porösen Mediums hindurchfließende Wassermenge (Q) dem Druckhöhenunterschied (h) und einem filtergesteinsspezifischen Koeffizienten (Durchlässigkeitsbeiwert

k_f) direkt proportional und der Fließlänge (l) umgekehrt proportional ist. Das Verhältnis h/l ist der hydraulische Gradient bzw. das Gefälle (J) (HÖLTING 1992).

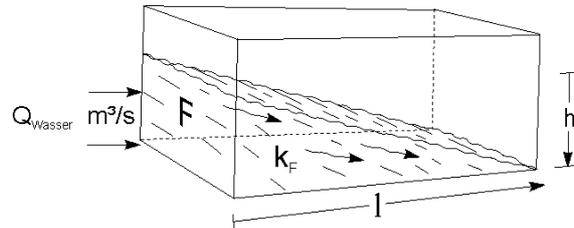


Abb. 13: Das Darcysche Gesetz (nach HÖLTING 1992)

$$Q = k_f \cdot \frac{h}{l} \cdot F = k_f \cdot J \cdot F \quad [\text{m}^3/\text{s}] \quad \text{Gl. 32}$$

DARCY führt weiter den Begriff der Filtergeschwindigkeit v_f ein (Gl. 33). Dieser Wert ergibt sich aus der vereinfachten Annahme, dass das Kornskelett des porösen Mediums eine einfache geometrische Ansammlung unverbundener prismatischer Röhren ist. Die Filtergeschwindigkeit v_f berechnet sich aus dem Verhältnis der Wassermenge Q zu dem durchflossenen Filter-Querschnitt F (MATTHESS & UBELL 2003). In ein und demselben Medium entspricht der Filter-Querschnitt F der durchflossenen Fläche nach dem DARCY-Gesetz.

$$v_f = \frac{Q}{F} = k_f \cdot \frac{h}{l} = k_f \cdot J \quad [\text{m}/\text{s}] \quad \text{Gl. 33}$$

Die Filtergeschwindigkeit v_f gibt nicht die tatsächliche Abstandsgeschwindigkeit zwischen den Gesteinskörnern (Bahngeschwindigkeit) an. Die Abstandsgeschwindigkeit v_A berechnet sich nach Gleichung 34, wobei η die Porosität, AB der Abstand zwischen zwei Messpunkten und t die benötigte Fließzeit ist.

$$v_A = \frac{v_f}{\frac{V_{\text{Poren}}}{V_{\text{Gesamt}}}} = \frac{v_f}{\eta} = \frac{AB}{t} \quad [\text{m}/\text{s}] \quad \text{Gl. 34}$$

Eine Verallgemeinerung auf beliebig strömende Medien und verschiedene geometrische Bedingung setzt weitere Vereinfachungen voraus. Wird der Durchfluss durch einen sehr dünnen Ausschnitt des porösen Mediums betrachtet, so wird aus Δh , das Differential δh . Aus der DARCY-Geschwindigkeit v_f wird damit ein Vektor mit der Richtung entgegen dem Gefälle (Gl. 35).

$$\vec{v}_f = -k_f \cdot \frac{\delta h}{\delta l} \quad \text{Gl. 35}$$

Innerhalb eines Aquifers mit anisotrop verteilter Durchlässigkeit können die Geschwindigkeitskomponenten in einem rechtwinkligen Koordinatensystem mit Hilfe der Durchlässigkeitsbeiwerte in x -, y - und z -Richtung beschrieben werden (Gl. 36), für einen homogen isotropen Grundwasserleiter vereinfacht sich die Gleichung (Gl. 37) (MATTHESS & UBELL

2003). Die Gleichungen 36 und 37 bilden mit Gleichung 46 die Grundlage der Strömungsgleichung in Gleichung 30.

$$v_{fx} = -k_{fx} \cdot \frac{\delta h}{\delta x}; \quad v_{fy} = -k_{fy} \cdot \frac{\delta h}{\delta y}; \quad v_{fz} = -k_{fz} \cdot \frac{\delta h}{\delta z} \quad \text{Gl. 36}$$

$$v_{fx} = -k_f \cdot \frac{\delta h}{\delta x}; \quad v_{fy} = -k_f \cdot \frac{\delta h}{\delta y}; \quad v_{fz} = -k_f \cdot \frac{\delta h}{\delta z} \quad \text{Gl. 37}$$

Der zweite Teil der Strömungsgleichung beschäftigt sich mit *Fließsystemen*. Die Betrachtung innerhalb von *Fließsystemen* unterliegt dem Gesetz der Erhaltung der Masse. Da Flüssigkeiten nicht komprimiert werden können, muss pro Zeiteinheit in beiden Endteilen einer Röhre das fließende Volumen (Wassermenge Q) gleich sein (Abb. 14 und Gl. 38).

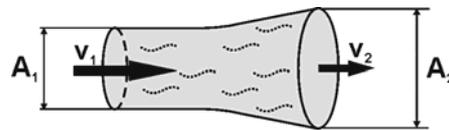


Abb.14: Massenerhaltungsgesetz in Fließsystemen

$$\begin{aligned} \Delta V &= A_1 \cdot v_1 \cdot \Delta t \\ \Delta V &= A_2 \cdot v_2 \cdot \Delta t \\ A_1 \cdot v_1 &= A_2 \cdot v_2 \end{aligned} \quad \text{Gl. 38}$$

Auf dem Gesetz der Erhaltung der Masse bauen Wasserbilanzen auf. In Abb. 15 ist die mathematische Beschreibung einer Wasserbilanz für ein Volumenelement dargestellt. Danach wird die Wassermenge Q_{in} , die in ein rechteckiges Volumenelement eines Grundwasserleiters mit den Seitenlängen dx , dy und dz in der x , y und z -Richtung eintritt, nach Gleichung 39 beschrieben:

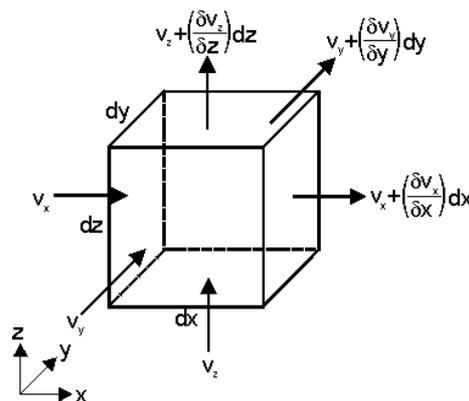


Abb. 15: Rechtwinkliges Volumenelement eines Aquifers mit Zu- und Abfluss (nach MATTHESS & UBELL 2003)

$$Q_{in} = v_x dz dy + v_y dx dz + v_z dy dx \quad \text{Gl. 39}$$

Die Wassermenge Q_{out} , die das Volumenelement verlässt, lässt sich wie folgt berechnen (Gl. 40):

$$Q_{\text{out}} = v_x dzdy + \frac{\delta v_x}{\delta x} dx dz dy + v_y dx dz + \frac{\delta v_y}{\delta y} dy dx dz + v_z dy dx + \frac{\delta v_z}{\delta z} dz dy dx \quad \text{Gl. 40}$$

Unter stationären Bedingungen sind die beiden Wassermengen Q_{in} und Q_{out} gleich, Gleichung 39 und 40 können somit gleichgesetzt werden. Die Differenz der beiden Wassermengen ist Null, woraus sich die Kontinuitätsgleichung 41 ergibt:

$$\left(\frac{\delta v_x}{\delta x} + \frac{\delta v_y}{\delta y} + \frac{\delta v_z}{\delta z} \right) dx dy dz = 0 \quad \text{Gl. 41}$$

Bei instationären Bedingungen muss die Gleichung der Wasserbilanz den Wasservorrat im Grundwasserleiter berücksichtigen. Zu- und Abfluss sind nicht gleich, da es zu Änderungen des Wasserspeichers durch die Entwässerung bzw. Auffüllung von Teilen des Aquifers kommt (MATTHESS 2003). ANDERSON and WOESSNER (1992) beschreiben die Wasserbilanz auf einfache Art und Weise:

$$\text{outflow} - \text{inflow} = \text{change in storage}_1$$

Die Differenz im linken Teil der Formel entspricht der zuvor beschriebenen Kontinuitätsgleichung 41. Die Änderung des gespeicherten Wasservolumens im rechten Teil der Formel ist definiert durch den spezifischen Speicherkoeffizient S_s und der Entnahme- bzw. Zugaberate R^* (Zugaberaten sind positiv). Die Wasserspeicheränderung $\Delta V/\Delta t$ ergibt sich durch Subtraktion der Richtungsabhängigen Rate R^* und ist somit nur noch vom spezifischen Speicherkoeffizienten abhängig (Gl. 42).

$$\left(\frac{\delta v_x}{\delta x} + \frac{\delta v_y}{\delta y} + \frac{\delta v_z}{\delta z} - R^* \right) dx dy dz = \text{change in storage}_2 \quad \text{Gl. 42}$$

Der spezifische Speicherkoeffizient ist als die Wassermenge definiert, die aus dem gespeicherten Wasservolumen je Volumeneinheit freigesetzt wird, wenn die Grundwasserspiegellhöhe (Druckhöhe im gespannten Aquifer) um eine Längeneinheit verringert wird. Mathematisch lässt sich dies in Gleichung 43 wiedergeben.

$$S_s = - \frac{\Delta V}{\Delta h \cdot \Delta x \Delta y \Delta z} \quad \text{Gl. 43}$$

Aus dem Integral des spezifischen Speicherkoeffizienten S_s über die Grundwassermächtigkeit (M) errechnet sich der Speicherkoeffizient S . In vereinfachter mathematischer Form gilt Gleichung 44.

$$S_s \cdot M = S \quad \text{Gl. 44}$$

Betrachtet man den spezifischen Speicherkoeffizienten zu Zeiten Δt und stellt die Gleichung 43 um, so entspricht der Wert aus $\Delta V/\Delta t$ in Gleichung 45 der Änderung des gespeicherten Wasservolumens (change in storage) in Gleichung 42.

$$\text{change in storage}_2 = \frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad \text{Gl. 45}$$

Kombiniert man Gl. 42 mit 45 und dividiert durch den Term $\Delta x \Delta y \Delta z$ ergibt sich Gl. 46.

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} + \frac{\delta v_y}{\delta y} + \frac{\delta v_z}{\delta z} = -S_s \frac{\delta h}{\delta t} + R^* \quad \text{Gl. 46}$$

Durch Verwendung des DARCY-Gesetzes für v_x , v_y und v_z (Gl. 36) ergibt sich die Strömungsgleichung (Gl. 30) für den gespannten Aquifer. Setzt man anstelle des spezifischen Speicherkoeffizienten S_s den Speicherkoeffizienten S in Gl. 30 ein und multipliziert mit der Grundwassermächtigkeit (M), resultiert Gl. 31, da sich die Transmissivität aus dem Produkt des Durchlässigkeitsbeiwertes mit der Grundwassermächtigkeit errechnet (Gl. 47).

$$k_f \cdot M = T \quad \text{Gl. 47}$$

Dabei ist für den Fall des ungespannten Aquifers zu beachten, dass sich die Mächtigkeit M des durchflossenen Grundwasserleiters mit der Grundwasserspiegelhöhe h ändert. Aus dieser Beziehung ergibt sich die Gl. 48, wobei b für die Höhenlage der Aquifersohle steht.

$$M = h - b \quad \text{Gl. 48}$$

4.3.2. Anfangs- und Randbedingungen

Wie im vorhergehenden Abschnitt 4.3.1. erwähnt sind zur numerischen Lösung der Strömungsgleichung Anfangs- und Randbedingungen erforderlich. Anfangsbedingungen stellen eine Piezometerhöhe zum Startzeitpunkt t_0 der Simulation dar. Im Programm VISUAL MODFLOW 3.0 können folgende Arten von Randbedingungen berücksichtigt werden:

Randbedingung der ersten Art (DIRICHLET-Bedingung)

Für die Randbereiche des Modells Γ werden Piezometerhöhen h in Abhängigkeit von der Zeit t vorgegeben. Ein Spezialfall ist der Festpotentialrand mit zeitlich unabhängiger Piezometerhöhe ($h = \text{konst.}$). Seen oder Flüsse, die im direkten hydraulischen Kontakt mit dem Aquifer stehen, stellen häufig eine Randbedingung der ersten Art dar.

$$h(\Gamma, t) = f(\Gamma, t) \quad \text{Gl. 49}$$

Randbedingung der zweiter Art (NEUMANN-Bedingung)

Diese Randbedingung beschreibt den Zu- oder Abfluss auf den Rand des Modells als Funktion der Zeit (Normalkomponente von v_f). Im isotropen Aquifer wird der Gradient von h senkrecht zum Rand ($\delta h / \delta \vec{v}_f$) gelegt, der Richtungsvektor \vec{v}_f steht senkrecht auf Γ und zeigt positiv in das Modellgebiet hinein. Randstromlinien, die das Modell begrenzen, stellen einen Spezialfall dar, sie werden als undurchlässige Ränder ($\delta h / \delta \vec{v}_f = 0$) behandelt (z.B. Grundwasserscheiden).

$$\frac{\delta h}{\delta \vec{v}_f}(\Gamma, t) = f(\Gamma, t) \quad \text{Gl. 50}$$

Randbedingung der dritten Art (CAUCHY-Bedingung)

Diese Randbedingung wird zur Beschreibung halbdurchlässiger Ränder verwendet, dabei betrachtet man den Volumenstrom durch den Rand. Sie ist eine Kombination aus den Randbedingungen der ersten und zweiten Art und beschreibt eine Linearkombination $(\alpha h + \beta \delta h / \delta n)$ auf dem Rand unter Berücksichtigung konstanter oder zeitlich variabler Widerstände R .

$$h(\Gamma, t) + \frac{\delta h}{\delta \vec{v}_f} R(\Gamma) = f(\Gamma, t) \quad \text{Gl. 51}$$

Randbedingung Druck $p = 0$

Die Betrachtung des Modells erfolgt unter Atmosphärendruck ($p = 0$), d.h. die Piezometerhöhe entspricht der geodätischen Höhe des Randes. Der Grundwasserspiegel lässt sich iterativ bestimmen.

Bewegliche Ränder

Treten Variationen des Grundwasserspiegels auf, sind die Randbedingungen mit Druck $p = 0$ gleichzeitig bewegliche Ränder, worunter z.B. trockengefallene Randbereiche eines freien Aquifers verstanden werden.

4.3.3. VISUAL MODFLOW 3.0

VISUAL MODFLOW ist ein modulares 3D-Finite-Differenzen Programm, mit dessen Hilfe die allgemeine Strömungsgleichung (partielle Differentialgleichung) zeitabhängig für isotrope oder anisotrope Aquifereigenschaften und gespannte bzw. ungespannte Grundwasserverhältnisse über die iterative Anpassung von Näherungslösungen gelöst werden kann. Die Software berücksichtigt dabei die Einflüsse auf die Grundwasserströmung z.B. durch Grundwasserneubildung, Brunnenförderraten, Evapotranspiration und effluente bzw. influente Wirkung von Vorflutern. Das Programm baut sich aus folgenden Modulen auf:

„Grid“-Modul

Mit Hilfe von rechteckigen Gitterzellen wurde das Untersuchungsgebiet simuliert und diskretisiert. Neben der Information der flächigen Ausbreitung konnte den Gitterzellen eine topographische Höhe zugeordnet werden, so dass im Modell die Geländeoberkante und das Schichteinfallen berücksichtigt werden konnte. Durch die Verwendung von aktiven und inaktiven Gitterzellen wurden unregelmäßige Gebietsgrenzen definiert (Randbedingung 2. Art), wobei bei der Berechnung inaktive Zellen nicht mit berücksichtigt werden. Durch die Mög-

lichkeit der Teilung bzw. der Aufhebung von ganzen Gitterreihen können Bereiche verdichtet bzw. ausgedünnt werden.

„Well“-Modul

Das „Well“-Modul diente im Modell zur Simulation von Pumpbrunnen und Beobachtungsbrunnen. Die Lage der Brunnen wird über x-y Koordinaten festgelegt. Pumpraten Q haben direkte Auswirkungen auf die Grundwasserströmungen im Modell. Da Simulationen mehrerer Filterstrecken innerhalb eines Brunnens nicht möglich sind, kommt es bei mehrschichtigen Modellen dazu, dass die gesamte Pumprate Q_T nach Gleichung 52 aufgeteilt wird:

$$Q_i = \frac{L_i \cdot K_{xi}}{\sum (K_x \cdot L)_i} \cdot Q_T \quad \text{Gl. 52}$$

Hier ist Q_i die Wassermenge, die innerhalb einer bestimmten Zeit einer Schicht zu- bzw. abströmt, L_i die Länge der Filterstrecke innerhalb einer Schicht, K_x der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f -Wert) der i -ten Schicht und $\sum(LK_x)_i$ die Summe der Produkte aus Durchlässigkeit und Filterstreckenlänge in x-Richtung für alle durchteuften Schichten im Modell.

Beobachtungsbrunnen waren das wichtigste Hilfsmittel bei der Kalibrierung des instationären Modells, da mit ihnen gemessene und berechnete Wasserstände in Form von Zeitreihen verglichen werden konnten.

„properties“-Modul

Innerhalb dieses Moduls wurden die notwendigen Aquifereigenschaften wie k_f -Wert, Speicherkoeffizient, spezifischer Speicherkoeffizient, effektive Porosität und Gesamtporosität den Zellen zugeordnet. Die Transmissivität wird programmintern aus den Aquifereigenschaften berechnet. Zusätzlich kann als Startbedingung ein Potential „initial head“ für die Grundwasser Oberfläche festgelegt werden.

„boundary conditions“-Modul

Hier werden weitere Randbedingungen und damit die Wechselwirkungen zwischen Modell und Umgebung wiedergegeben. Als Randbedingungen wurden Festpotentiale („constant heads“), Flüsse („river“) und Grundwasserneubildung („recharge“) definiert. Für die instationäre Modellierung sind für jede Randbedingung Start- und Stoppzeiten sowie die Größe der Zeitintervalle vorzugeben. Zur Berechnung eines stationären bzw. instationären Modells muss mindestens für eine Gitterzelle eine Randbedingung, die den Wasserstand direkt beeinflusst, vorgegeben sein. Im nachfolgenden werden die verwendeten Randbedingungen kurz erläutert.

„*constant heads*“: Der Wasserstand in einer Zelle oder eines Bereiches wird unabhängig von der Umgebung konstant gehalten. Dadurch können infinitesimale Senken oder Quellen simuliert werden.

„*river*“: Mit dieser Randbedingung kann die hydraulische Wechselwirkung (Influenz und Effluenz) zwischen Grund- und Oberflächenwasser nachgestellt werden. Die Berechnung basiert auf dem Austausch von Sickerwasser zwischen Aquifer und Oberflächengewässer über eine Grenzschicht. Die Eigenschaften der Grenzschicht hängen von der Höhe der freien Wasseroberfläche und des Gewässergrundes ab. Die austauschbare Sickerwassermenge wird durch die Conductance C [m^2/d] gesteuert, in deren Berechnung (Gl. 53) die Breite des Gewässers W , die Mächtigkeit des Flussbetts M und dessen K_f - Wert sowie die Länge L der Kontaktfläche zum Aquifer eingehen.

$$C = \frac{k_f \cdot L \cdot W}{M} \quad \text{Gl. 53}$$

„*recharge*“: Der Prozess der Grundwasserneubildung kann mit dieser Randbedingung simuliert werden, der Eintrag von Wasser in den Aquifer erfolgt dabei über die Modelloberfläche. Die Grundwasserneubildung muss für jede Zelle der obersten Modellschicht angegeben werden.

„*run settings*“-Modul

In diesem Modul werden die für die stationäre („*steady state*“) bzw. instationäre („*transient*“) Berechnung notwendigen Einstellungen und Startparameter angegeben. Nach Auswahl des instationären Zustands sind die zu berechnenden Zeitschritte („*time step*“) anzugeben. Es kann für jeden einzelnen Zeitschritt die Art der Lösung stationär oder instationär festgelegt und durch die Wahl eines Multiplikators das Verhältnis der zeitlichen Länge des aktuellen zum vorherigen Zeitschritt bestimmt werden. Ein Faktor größer 1 bewirkt kleinere Zeitschritte zu Beginn der Berechnung, was z.B. die Genauigkeit berechneter Grundwasserpotentiale erhöht.

Die „*initial head*“-Funktion legt fest, ob das vorgegebene oder ein vorher berechnetes Potential dem Startpotential entspricht.

Mit den „*solver settings*“ können Algorithmen ausgewählt werden, die zu einer Lösung des Strömungsmodells führen sollen. Die Grundlagen, auf denen die einzelnen Algorithmen basieren, können im Handbuch von VISUAL MODFLOW 3.0 (2002) nachgelesen werden:

- SSOR (Slice-Successive Over-Relaxation)
- SIP (Simply Implicit Procedure)
- PCG2 (Preconditioned Conjugate Gradient)
- WHS (Bi- Conjugate Gradient Stabilized)
- LMG (Algebraic Multigrid)

Für das Strömungsmodell des Saale-Einzugsgebietes wurde der Algorithmus WHS benutzt. Das Prinzip beruht auf der Berechnung einer Näherungslösung durch die Bestimmung von Teillösungen unter Berücksichtigung bestimmter Konvergenzkriterien. Die Lösung eines Zeitschrittes setzt sich aus 2 Rechenschritten zusammen. Die Strömungsparameter werden als faktorisierte Matrix (siehe Herleitung Strömungsgleichung) vorgegeben, die Lösung (innere Iteration) erfolgt unter Beachtung der angegebenen Konvergenzkriterien. Stellt sich im ersten Schritt der inneren Iteration keine Konvergenz ein, werden die Matrixparameter variiert (äußere Iteration) und eine neue Lösung berechnet. Die Anzahl der inneren und äußeren Iterationen sowie die Konvergenzkriterien sind anzugeben.

Mit Hilfe der „recharge settings“ kann die Zugabe der Grundwasserneubildung gesteuert werden, wobei zwischen dem Eintrag über die oberste Gitterzelle und der jeweils höchst gelegenen aktiven Zelle zu unterscheiden ist. Im Rahmen dieser Arbeit wurde auf Grund des Modellaufbaus der Eintrag über der jeweils höchst gelegenen aktiven Zelle gewählt. Das „rewetting setting“ ermöglicht eine erneute Aufsättigung trockengefallener Zellen von der Zellbasis her, was aber die Stabilität des Lösungsverfahrens beeinflusst. Die Hydraulik der einzelnen Modellschichten (gespannt, ungespannt oder alterierend) kann mittels der „layer type“ Funktion verändert werden. Die Richtungsabhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit kann mittels der „anisotropy settings“ festgelegt werden.

„calibrations“-Modul

Das Modul der Kalibrierung dient zur Überprüfung der berechneten mit den gemessenen Werten. Je besser das Modell kalibriert ist, je zuverlässiger stellt es die Vorstellungen des konzeptionellen hydrogeologischen Modells dar und umso vertrauenswürdiger sind die Resultate, die aus den Modellen getroffen werden. Die Plausibilitätsprüfungen finden mittels eines Streudiagramms statt, in dem die berechneten y-Werte über den im Gelände gemessenen x-Werten aufgetragen werden (Abb. 16 a). Für den Idealfall, dass ein Modell die Realität ($x = y$) nachbildet, müssten alle Datenpunkte auf der Winkelhalbierenden zwischen der x- und y-Achse liegen. Punkte oberhalb der Geraden zeigen, dass die berechneten Werte zu groß und das Residuum R positiv ist, dagegen weisen Punkte unterhalb auf zu kleine berechnete Werte hin. Im instationären Zustand werden für jeden Zeitschritt ein Streudiagramm und die statistischen Kriteriengrößen berechnet. Mit Hilfe eines Konfidenzintervalls KI von 95 % wird festgelegt, wann eine Modellanpassung im Vertrauensbereich liegt. Hierbei ist n die Anzahl der verwendeten Messpunkte und \bar{x} der Mittelwert der gemessenen Werte (Gl. 54).

$$KI = \pm 1,96 \cdot \sqrt{\frac{\sum (x - y)^2}{n - 2}} \cdot \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(x - \bar{x})^2}{\sum x^2 - \left(\frac{1}{n}\right) \cdot (\sum x)^2}} \quad \text{Gl. 54}$$

Das Residuum R_i der Kalibrierung berechnet sich für jeden Beobachtungsbrunnen wie folgt:

$$R_i = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (y - x) \quad \text{Gl. 55}$$

\bar{R} stellt den Mittelwert aller positiven und negativen Residuen dar. Die mittlere Gesamtabweichung des Modells ergibt sich aus dem Absolutbetrag des mittleren Residuums $|\bar{R}|$. Die Standardabweichung S des Modells wird aus den einzelnen Residuen und deren Mittelwerten berechnet.

$$\bar{R} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n R_i \quad \text{Gl. 56}$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \cdot \frac{\sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})^2}{n}} \quad \text{Gl. 57}$$

Im instationären Zustand kann zusätzlich eine Kalibrierung durch den Vergleich berechneter und gemessener Zeitreihen erfolgen (Abb. 16 b). Innerhalb der Zeitreihen lassen sich problematische Zeitschritte durch eine größere Abweichung identifizieren und unter Annahme der Randbedingungen analysieren.

Ein weiteres Kalibrierungshilfsmittel ist die Wasserbilanz des Modells in graphischer und numerischer Form. Es kann sowohl der Zufluss als auch der Abfluss in einzelne Anteile unterteilt und für jeden Zeitschritt analysiert werden. Ein Modell ist nur dann plausibel, wenn eine ausgeglichene Wasserbilanz vorliegt (SENITZ 2004).

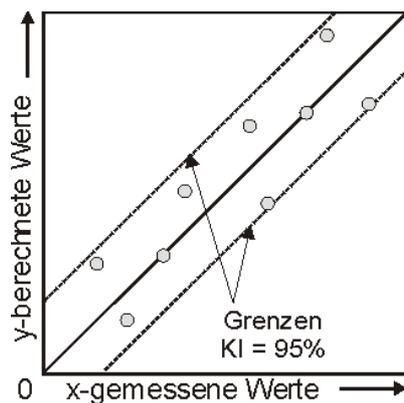
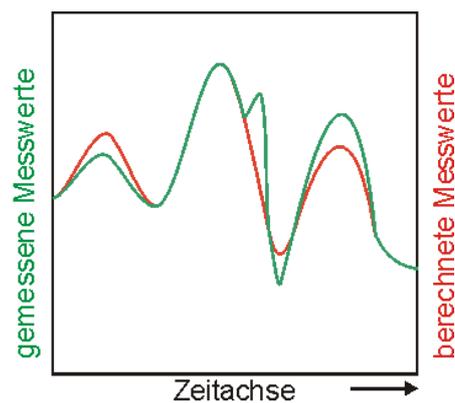


Abb. 16: Kalibrierungs-Hilfsmittel
 a) Streudiagramm



b) Zeitreihenanalyse (instationäre Zustand)

5. Ergebnisse

5.1. Hydrogeologie

In Abb. 17 sind die wichtigsten Standorte für die Auswertung der hydrogeologischen und hydraulischen Verhältnisse dargestellt.

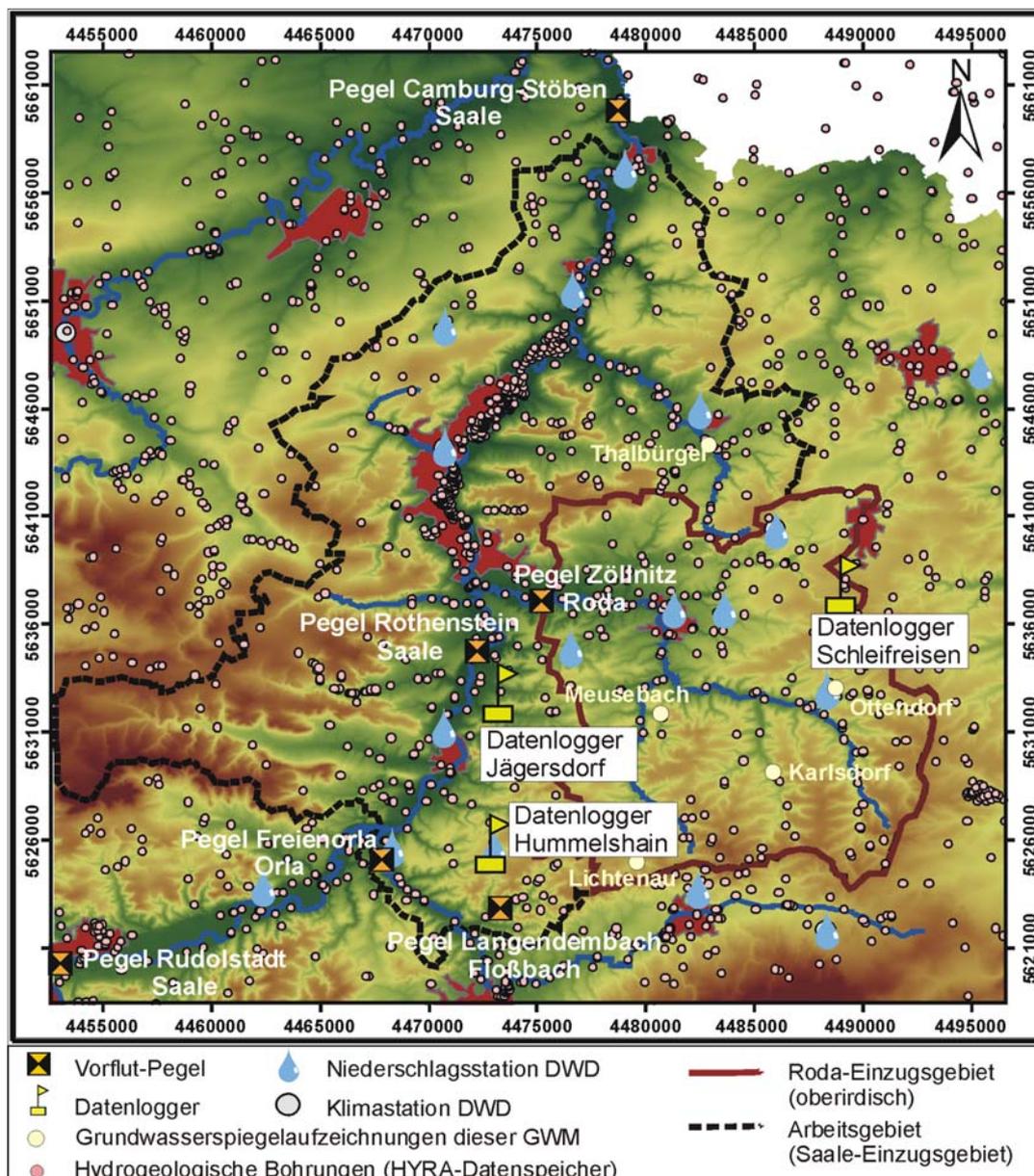


Abb. 17: Standorte für die Auswertung der hydrogeologischen und hydraulischen Verhältnisse (TLUG 2002, verändert)

Die hydrogeologischen Untersuchungen konzentrieren sich auf das orhydrographische Einzugsgebiet des mittleren Saaletals. Besonders zu erwähnen ist das abgrenzbare 254 km² große Einzugsgebiet des Vorfluters der Roda. Der relativ homogene geologische Aufbau des Roda-Einzugsgebietes und die ermittelbare Entwässerung (Pegel Zöllnitz) bewirken, dass das Gebiet als Referenzgebiet zur Plausibilitätskontrolle nachfolgender Arbeitsschritte dient.

5.1.2. Hydrogeologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet wird durch die unterschiedlichen Aquifersysteme der Festgesteinsgrundwasserleiter des Buntsandsteins und des Muschelkalks sowie durch die Lockergesteinsgrundwasserleiter der Vorfluter Saale und Roda charakterisiert. In den westlichen und nördlichen Randgebieten des Untersuchungsgebietes trennt der Grundwassernichtleiter des Oberen Buntsandsteins die Aquifersysteme des Buntsandsteins und des Muschelkalks voneinander ab. Innerhalb des Arbeitsgebiets werden die hydrogeologischen Verhältnisse im Wesentlichen durch die Grundwasserleiter des Unteren und Mittleren Buntsandsteins geprägt. Die Schichten des Muschelkalkaquifers sind wasserwirtschaftlich unbedeutend, da sie eine zu geringe Ausstrichfläche besitzen. Zwischen den verschiedenen Aquifersystemen besteht trotz des Vorkommens von Störungssystemen auf grund der geringen Versetzungsbeträge vorrangig kein hydraulischer Kontakt. Eine Ausnahme bildet der hydraulisch wirksame Leuchtenburggraben im Süden des Untersuchungsgebietes (Abschnitt 3.4.).

In den südlichen und südöstlichen Randbereichen streicht der Grundwasserleiter der Calvörde-Folge suC aus. Im Hangenden schließen sich die grundwassernichtleitenden Schichten der Unteren Sandigen Tonsteinfole an, die den Grundwasserleiter suC vollkommen vom Hauptgrundwasserleiter suB / sm abtrennen. Zahlreiche hydrogeologische Bohrungen belegen, dass die Bernburg-Folge (suB) und der Mittlere Buntsandstein (sm) einen einheitlichen Grundwasserleiter (su3 / sm) mit unregelmäßigen Grundwasserzuflüssen bilden. Die gesamte Mächtigkeit des wasserwirtschaftlich bedeutenden Grundwasserleiters suB / sm liegt zwischen 260 und 315 m. Der Grundwasserfließvorgang im Buntsandstein erfolgt fast ausschließlich auf Klüften (Kluftgrundwasserleiter), was sich in den unterschiedlichen Werten der Transmissivität verdeutlicht. In der Abb. 4 im Abschnitt 3.2.1.1. sind die stratigraphischen Folgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins den hydrogeologischen Eigenschaften gegenübergestellt. Die Abb. 4 zeigt deutlich die Gliederung der Aquifersysteme suC und suB / sm sowie deren Mächtigkeiten.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes findet die Grundwasserneubildung auf den Buntsandsteinflächen im Südosten bzw. Osten statt. Auf der westlichen Saaleseite und im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes wird durch das Ausstreichen der Schichten des Oberen Buntsandsteins die Grundwasserneubildung im Aquifer suB /sm eingeschränkt. In den morphologisch höher liegenden Nährgebieten auf der östlichen Saaleseite sind wegen der großen Flurabstände mächtige ungesättigte Zonen ausgebildet. Dies führt in diesen Bereichen zum Teil zu einer deutlichen zeitlichen Verzögerung der Grundwasserneubildung (Abschnitt 5.1.4.1.).

Die Lockergesteinsgrundwasserleiter sind auf Grund der geringen Mächtigkeiten und flächenhaften Verbreitung hydrogeologisch und wasserwirtschaftlich ohne Bedeutung. Innerhalb des Saaletals stehen die Festgesteinsgrundwasserleiter durch die überwiegend artesi-

schen Verhältnisse im hydraulischen Kontakt mit den Lockergesteinsgrundwasserleitern. In der Umgebung der Stadt Kahla nördlich des Leuchtenburggrabens deutet sich ein umgekehrter hydraulischer Kontakt an, da in diesem Bereich der Grundwasserspiegel des Festgesteins unterhalb der Lockergesteine liegt (GÖTZE 1995). In diesem Bereich konnten influente Verhältnisse des Vorfluters Saale noch nicht nachgewiesen werden.

5.1.3. Grundwasserleiter

5.1.3.1. Festgesteinsgrundwasserleiter suC

Der Liegendgrundwasserleiter suC ist überwiegend ein Kluftgrundwasserleiter, was sich in den heterogenen Transmissivitäten (T) von $5,50 \cdot 10^{-5}$ bis $2,70 \cdot 10^{-3}$ m^2/s und Durchlässigkeitsbeiwerten (k_f) von $5,91 \cdot 10^{-7}$ bis $4,00 \cdot 10^{-5}$ m/s widerspiegelt (Abb. 18). Für die Abb. 18 wurden 1888 Bohrungen des HYRA-Datenspeicher der TLUG ausgewertet. Es konnten 29 Bohrungen, die den Aquifer suC erschließen, verwendet werden. In den Ausstrichgebieten treten ungespannte Grundwasserverhältnisse auf, welche mit beginnender Überdeckung durch die grundwassernichtleitenden Schichten der Unteren Sandigen Tonsteinfolge in gespannte Grundwasserverhältnisse wechseln. Im Bereich des südlichen Saaletals zeigt der Grundwasserleiter suC deutliche artesische Verhältnisse. Lokal aufsteigende Zechsteinwässer führen zu Versalzungen, die ihn wasserwirtschaftlich unrelevant werden lassen. Das Entlastungsgebiet des Grundwasserleiters suC befindet sich nicht im Arbeitsgebiet.

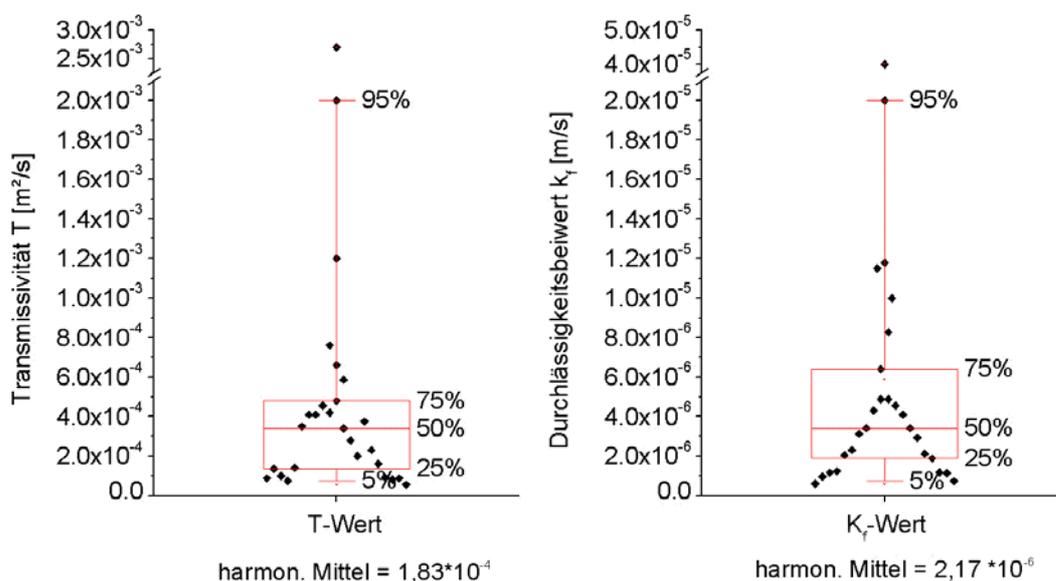


Abb. 18: Boxplott-Whisker-Diagramme des T- und k_f -Wertes von 29 Bohrungen im Aquifer suC

5.1.3.2. Festgesteinsgrundwasserleiter suB / sm

Im Festgesteinsgrundwasserleiter suB / sm bewegt sich das Grundwasser überwiegend in einem Netz von Trennfugen (vorwiegend Klüfte, Spalten, sowie Verwerfungs-, Schicht- und Bankungsfugen), weswegen er auch als Kluftgrundwasserleiter bezeichnet wird. Die Durch-

lässigkeiten und Ergiebigkeiten hängen dabei stark von der Öffnungsweite, Dichte und Reichweite des Kluftnetzes ab (HÄNEL 1994). Im Aquifersystem suB / sm treten zusätzlich gering verfestigte mittel- bis grobkörnige oder sekundär durch Bindemittellösungen bzw. innere Erosionen beeinflusste Horizonte auf. In diesen Zonen strömt das Grundwasser in Poren Hohlräumen, so dass neben dem Kluftgrundwasserleiter ein untergeordneter Porengrundwasserleiter ausgebildet wird. Die Durchlässigkeiten und Ergiebigkeiten des Porengrundwasserleiters wirken ausgleichend und ergänzend auf das Abgabevermögen des Kluftgrundwasserleiters. Die parallele Ausbildung eines Kluft- und Porengrundwasserleiters und deren interne Eigenschaften führen zu einer heterogenen Verteilung der Strömungsgeschwindigkeiten, der Durchlässigkeiten und der Ergiebigkeiten im gesamten Aquifer. Die heterogenen Strömungsverhältnisse zeigen sich deutlich im Verlauf der Grundwasserganglinien. Entsprechend den heterogenen Verhältnissen im gesamten Aquifer suB / sm variieren die hydrogeologischen Parameter erheblich. Abb. 19 zeigt neben der Häufigkeitsverteilung der K_f – Werte, dass fast keine Abhängigkeiten zwischen der Teufe des offenen Bohrloches und den K_f – Werten besteht. Es ist zu erkennen, dass sich Teufe und Durchlässigkeit umgekehrt proportional verhalten. Durchlässigkeiten (k_f) schwanken zwischen $1,27 \cdot 10^{-7}$ und $2,50 \cdot 10^{-4}$ m/s (T-Werte von $1,40 \cdot 10^{-5}$ bis $7,30 \cdot 10^{-2}$ m²/s) (Abb. 20). Die Datengrundlage der Abb. 19 und 20 bilden 96 Bohrungen aus dem HYRA-Datenspeicher, die dem Aquifer suB / sm zugeordnet werden konnten.

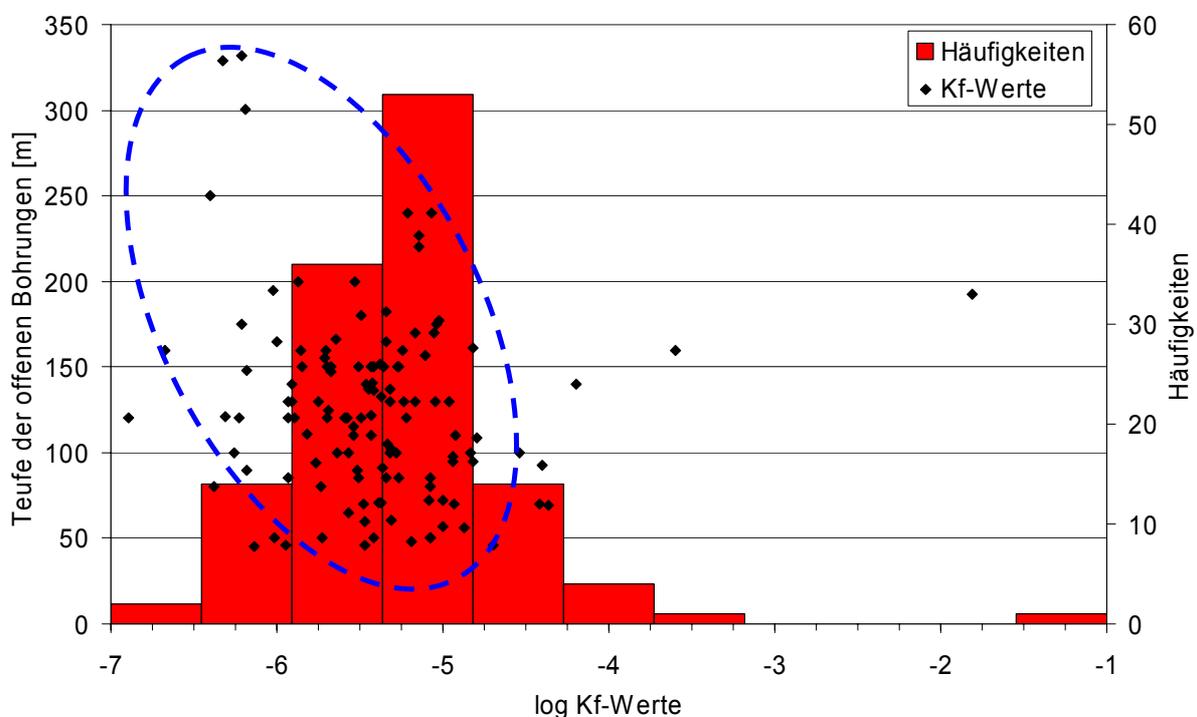


Abb. 19: Häufigkeitsverteilung der K_f – Werte in Abhängigkeiten der Teufe des offenen Bohrloches Die ungewöhnlich hohen K_f - Werte in der rechten Bildhälfte können wahrscheinlich auf Pumpversuche, die ein Kluftsystem erschlossen hatten, zurückgeführt werden.

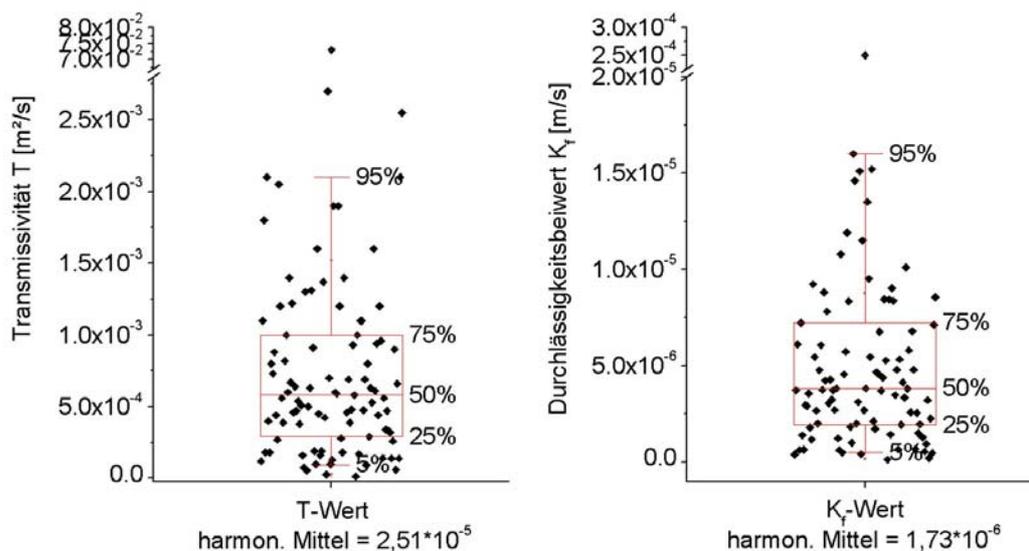


Abb. 20: Boxplott-Whisker-Diagramme des T- und K_f -Wertes von 96 Bohrungen im Aquifer suB / sm. Ferner zeigt sich, dass die Durchlässigkeiten stark vom Zerklüftungsgrad abhängig sind (HECHT 1995). Es treten T-Werte zwischen 10^{-5} bis 10^{-4} m^2/s in Gebieten mit ungestörtem Gesteinsverband auf, bei gleichmäßig gut zerrüttetem Grundwasserleiter und in Gebieten mit zusätzlicher Speisung werden T-Werte von 10^{-3} m^2/s gemessen, innerhalb von Störungszone und deren Kreuzungsstellen liegen die T-Werte bei 10^{-2} m^2/s . Auf Grund der großen Verbreitung und Mächtigkeit besitzt der Aquifer suB / sm im Gegensatz zu anderen Kluftgrundwasserleitern ein gutes Speicher- und Rückhaltevermögen, was ihn wasserwirtschaftlich nutzbar macht. Innerhalb des Grundwasserneubildungsgebiets liegen im Grundwasserleiter überwiegend ungespannte Grundwasserverhältnisse vor. In Abhängigkeit der faziellen Ausbildung des Grundwasserleiters kommt es lokal zu gespannten Verhältnissen. Mit der Überdeckung durch den Hangendstauer des Oberen Buntsandsteins tritt ein Wechsel von ungespannten in gespannte Grundwasserverhältnisse auf. In tiefeingeschnittenen Tälern bilden sich z.T. lokale artesischen Verhältnisse aus. Diese finden sich im Tal der Roda zwischen Gneus und Stadtroda, zwischen Hainbücht und Rutha, im Saaletal zwischen Schöps und Göschwitz sowie im Bereich des Rothehofbachtals zwischen Tröbnitz und Untergneus bzw. in der Umgebung von Trockenborn-Wolfersdorf.

5.1.3.3. Lockergesteinsgrundwasserleiter

Die weichselkaltzeitlichen Niederterrassenschotter der Saale und der Roda sind die einzigen Lockergesteine, die eine größere Verbreitung und Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet aufweisen und ein nennenswertes Speicher- und Rückhaltevermögen besitzen. Diese Schichten bilden einen sehr gut durchlässigen Grundwasserleiter mit Transmissivitäten um 10^{-3} m^2/s . Die Speisung dieses Grundwasserleiters erfolgt neben dem Niederschlag überwiegend durch den Grundwasserübertritt vom Festgestein in das Lockergestein. Die fehlen-

de Überdeckung und die influenten Verhältnisse stellen für diesen Grundwasserleiter eine ständige Bedrohung durch anthropogene Verunreinigung dar, dadurch wird er für die wasserwirtschaftliche Nutzung im Bereich der Trinkwassergewinnung unbrauchbar.

5.1.4. Grundwasserdynamik

5.1.4.1. Regionale Grundwasserdynamik im Untersuchungsgebiet

Für die Interpretation der Grundwasserdynamik wurden nach ausführlicher Datenrecherche Grundwassergleichenpläne für das Aquifersystem suB / sm auf der Basis von 68 Brunnen und 87 Grundwassermessstellen entworfen, die den „Ist“-Zustand zum Zeitpunkt Oktober 2002 und April 2003 darstellen. In Abb. 21 ist die Differenz der Grundwasserstände von Oktober 2002 zu April 2003 der jeweiligen Brunnen und Grundwassermessstellen mit entsprechender Häufigkeitsverteilung dargestellt. In diesem Zeitraum fand im Bereich der Grundwassermessstellen eine Grundwasserneubildung statt, die Häufigkeitsverteilung zeigt eine durchschnittliche Aufsättigung um 0,2 bis 0,3 m an. Große Abweichungen, die in Abb. 21 und im Anhang 4 (Grundwasserstandsdifferenzenkarte) im Bereich der Grundwassermessstellen und Brunnen erkennbar sind, lassen sich auf anthropogene Beeinflussung durch Förderaktivitäten an Trinkwasserbrunnen zurückzuführen.

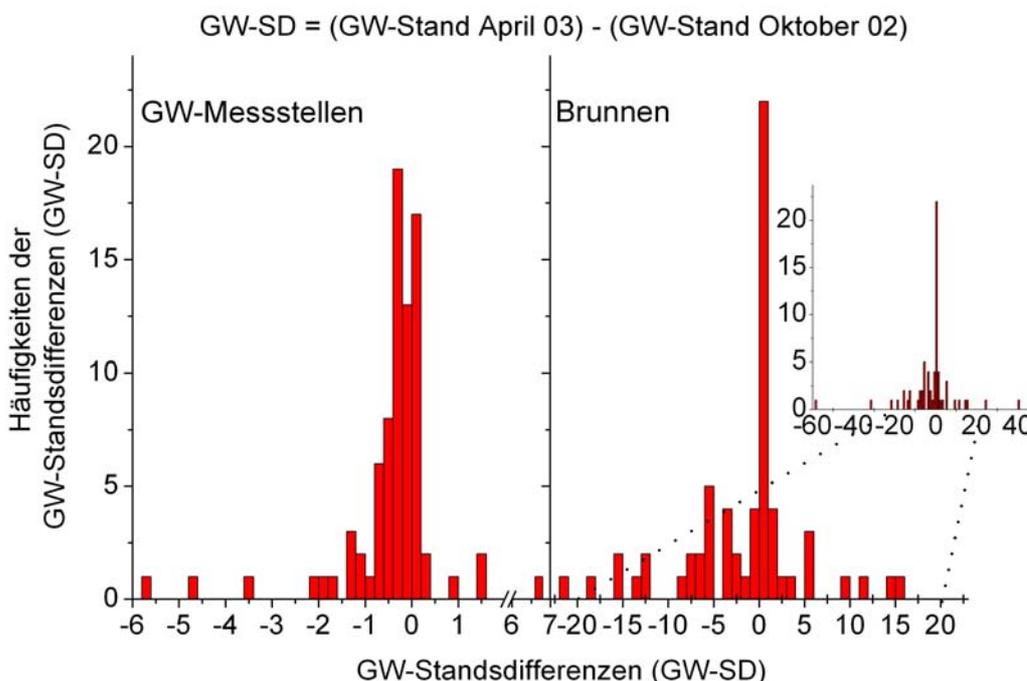


Abb. 21: Häufigkeitsverteilungen der Grundwasserstandsdifferenzen (GW-SD)

Die Grundwassergleichenpläne (Anhang 5 und 6) zeigen, dass die generelle Hauptfließrichtung des Grundwassers dem Schichteinfallen des Buntsandsteins von Süden bzw. Südosten nach Nordwesten und Westen folgt. Durch die in Fließrichtung des Vorfluters der Saale zugewandten Grundwassergleichen ist deutlich zu erkennen, dass das tiefeingeschnittene Saa-

letal als Hauptentlastungszone eine drainierende Wirkung besitzt. Es wird sowohl von östlicher als auch westlicher Seite lateral vom Grundwasser angeströmt. Daraus ist ersichtlich, dass in den Grenzen des Untersuchungsgebietes kein Abstrom zum Zentrum des Thüringer Beckens stattfindet. Das Fließgefälle schwankt zwischen 0,01 und 0,03 im Osten und 0,02 im Westen. Innerhalb des Saaletals im Auenbereich entspricht die Fließrichtung weitgehend der des Vorfluters. Das Gefälle in der Saaleaue variiert von 0,001 bis 0,002. Östlich des Saaletals zeigt sich, dass z.B. das Orlatal zwischen Pößneck und Freienorla, das Rothehofbachtal oder der Zeitgrund als untergeordnete Entlastungszonen fungieren. Diese Entlastungsgebiete heben sich durch schmale, engscharig der Fließrichtung des Vorfluters zugewandte Äquipotentiallinien in den Grundwassergleichenplänen ab. Die Existenz zahlreicher Trinkwasseranlagen belegt ebenfalls das reichhaltige Grundwasserdargebot in den einzelnen Entlastungsgebieten.

Das Saale-Einzugsgebiet kann mit Hilfe lokaler unterirdischer Wasserscheiden in verschiedene kleinere Einzugsgebiete, wie z.B. das Orla-, Floßbach- oder Roda-Einzugsgebiet unterteilt werden (siehe Grundwassergleichenpläne). In den kleineren Einzugsgebieten ist der Grundwasserabstrom von den lokalen Wasserscheiden, die überwiegend an die Morphologie gebunden sind, auf die jeweiligen Entlastungszone ausgerichtet. Dadurch kommt es zur Abweichung von der generellen nach Nordwesten gerichteten Strömungsrichtung in den einzelnen Einzugsgebieten.

Der Leuchtenburg-Graben lässt sich als hydraulisch wirksam bezeichnen, d.h. anströmendes Grundwasser im Buntsandstein Aquifer kann das Grabensystem nicht durchströmen. Deutlich wird das durch die Versteilung des hydraulischen Gradienten an den Flanken des Leuchtenburg-Grabens. Südlich des Grabens kommt es zu starken effluenten Verhältnissen.

5.1.4.2. Bestimmung der Grundwasserdynamik im Aquifer suB / sm

Die Bestimmung der Grundwasserdynamik im Aquifer suB / sm erfolgt anhand langjähriger Grundwasserspiegelzeichnungen in mehreren Grundwassermessstellen (Tab. 7). Die Datenlogger in den Grundwassermessstellen Schleifreisen, Hummelshain und Jägersdorf (Tab. 7) ermöglichen auf Grund ihres Messtaktes von ca. 6 Stunden eine detaillierte und kontinuierliche Erfassung des Grundwasserspiegels im Aquifer suB / sm über einen Zeitraum von maximal 10 Jahren. Dagegen liegen für die anderen Messstellen langjährige Wasserspiegelzeichnungen von teilweise über 30 Jahren vor, jedoch sind diese mit einem Messintervall von 7 Tagen weniger detailliert. Die Auswahl der Messstellen in Tab. 7 erfolgte auf Grund der unterschiedlichen Flurabstände und der Möglichkeit, sie dem Grundwasserneubildungs-, Transit- und Entlastungsgebiet zuordnen zu können. Die Grundwassermessstellen mit Flurabständen > 16 m repräsentieren das tiefer zirkulierende Grundwasser im Aquifer

suB / sm, dagegen zeigen die Messstellen mit Flurabständen von < 7 m ein oberflächennahes strömendes Grundwasser an.

Tab. 7: Flurabstände und Aufzeichnungszeiträume der Grundwassermessstellen (GWM)

Datenlogger	Flurabstand [m u. GOK]	Erfassungszeitraum Grundwasserspiegel	Datenlücken
GWM Schleifreisen	~ 16	27.03.00 - 28.04.04	09.04.01 - 23.07.01 24.02.03 - 10.09.03
GWM Jägersdorf	~ 35	05.03.97 - 29.04.04	
GWM Hummelshain	~ 62	07.03.94 - 29.04.04	23.03.94 - 18.08.94 14.11.94 - 23.02.95 28.10.98 - 28.05.01 21.08.01 - 07.08.02 29.08.02 - 29.08.03
Grundwassermessstelle	Flurabstand [m u. GOK]	Erfassungszeitraum Grundwasserspiegel	Datenlücken
Karlsdorf	~ 7	08.05.73 - 22.06.03	
Thalbürgel	~ 1	26.11.64 - 22.05.05	16.10.75 – 30.09.91
Meusebach	~ 6	01.05.73 - 22.06.03	
Lichtenau	~ 1	06.01.65 - 01.01.02	
Ottendorf	~ 27	01.10.81 - 22.06.03	

In Abb. 22 und 23 sind die Daten zur Bestimmung der Grundwasserdynamik im Aquifer suB / sm dargestellt. In den Grundwasserspiegelaufzeichnungen (Abb. 22) sind im Gegensatz zu den Datenloggeraufzeichnungen deutliche saisonale Variationen mit ausgeprägten Minima und Maxima zu erkennen. Abb. 22 zeigt weiter, dass die Wasserspiegelschwankungen direkt bzw. um wenige Tage verzögert auf Niederschlagsereignisse reagieren. Die schnelle Reaktion zwischen Niederschlag und Wasserspiegel ist überwiegend auf die geringen Flurabstände und die damit verbundenen geringen Infiltrationswege zurückzuführen. Eine Ausnahme bildet die Messstelle Ottendorf mit einem Flurabstand von ca. 27 m. Im Gegensatz zu den Datenloggermessstellen, die ebenfalls größere Flurabstände aufweisen, sind in der Wasserspiegelganglinie der Messstelle Ottendorf ebenfalls ausgeprägte Minima und Maxima zu erkennen. Weiter zeigt die Wasserspiegelganglinie Ottendorf einen ähnlichen Verlauf wie die Messstellen Karlsdorf, Lichtenau und Meusebach, die direkt bzw. um wenige Tage verzögert auf Niederschlagsereignisse reagieren. Daraus ist zu schließen, dass im Bereich der Messstelle Ottendorf hohe Klüftigkeiten bzw. hohe Durchlässigkeiten existieren müssen, die trotz des großen Flurabstandes eine schnelle Reaktion des Wasserspiegels auf den Niederschlag ermöglichen. In den Korrelationen wurden nur die Niederschlagsstationen betrachtet, die der jeweiligen Messstelle über die THIESSEN-Polygone zugeordnet werden konnten. Eine ein-

deutige Peakzuordnung kann nicht erfolgen, da die Wasserspiegelaufzeichnungen nur eine Genauigkeit von 7 Tagen besitzen.

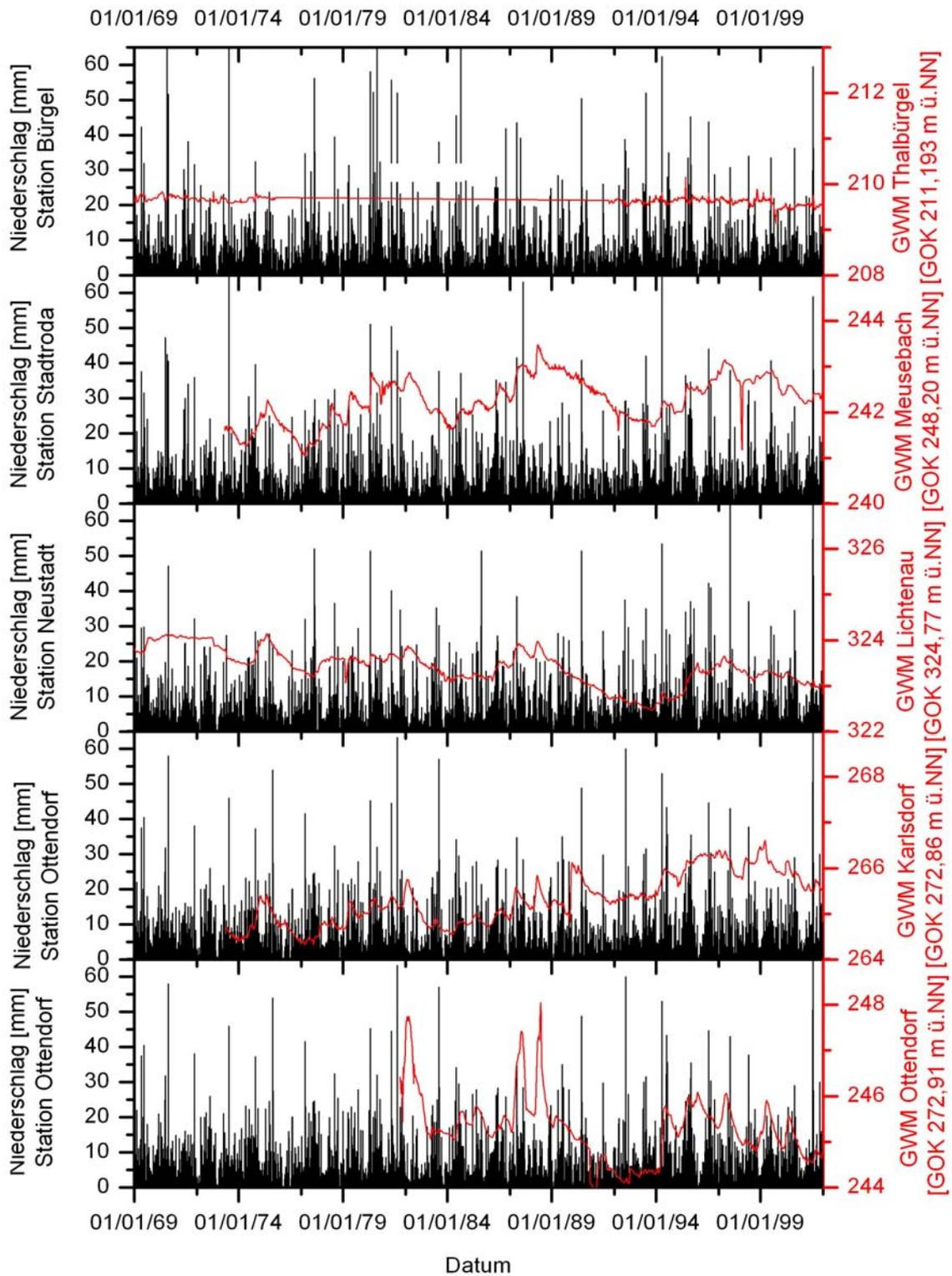


Abb. 22: GW-Spiegelaufzeichnungen der Messstellen Ottendorf, Karlsdorf, Lichtenau, Meusebach und Thalbürgel im Vergleich mit Niederschlagsereignissen

Genauere Aussagen über die klimatischen Auswirkungen auf den Grundwasserspiegel können über den längeren Zeitraum der Wasserspiegelaufzeichnungen nicht entnommen werden. Innerhalb der letzten 30 Jahre unterscheiden sich die Messstellen Meusebach und Karlsdorf durch einen positiven Trend von den Messstellen Lichtenau und Ottendorf, die einen leicht negativen Trend in den Wasserspiegelaufzeichnungen aufweisen. Im Gegensatz dazu ist der Wasserspiegel in der Messstelle Thalbürgel nahezu konstant.

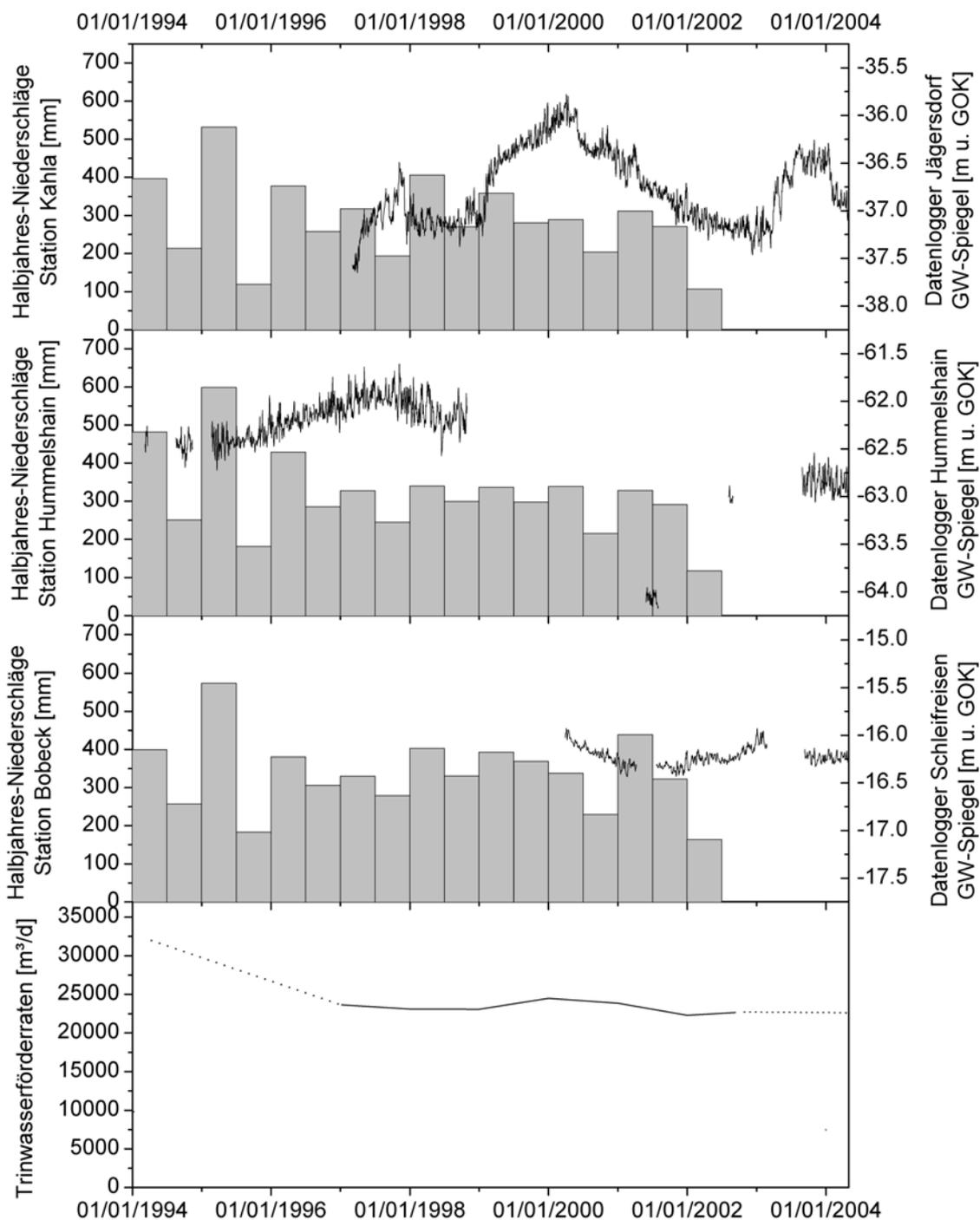


Abb. 23: GW-Spiegelaufzeichnungen der Datenlogger Jägersdorf, Hummelshain und Schleifreisen im Vergleich mit Halbjahres-Niederschlägen (graue Säulen) und Ist-Entnahmen von Trinkwasserbrunnen

Die Ganglinien der Datenlogger zeigen einen ausgeglichen Grundwasserspiegel (GWSP), der keine saisonalen Minima und Maxima aufweist (Abb. 23). An hand von Korrelationen zwischen Niederschlag und den GWSP-Ganglinien soll gezeigt werden, dass die GWSP-Variationen zeitlich kurz- und langfristig verzögert auf Niederschlagsereignisse reagieren. In den Korrelationen wurden nur die Niederschlagsstationen betrachtet, die dem jeweiligen Datenlogger über die THIESSEN-Polygone zugeordnet werden konnten. Daraus ergeben sich Abstände zwischen Datenlogger Jägersdorf und Niederschlagsstation Kahla von ca. 3 km, zwischen Datenlogger Schleifreisen und Niederschlagsstation Bobeck von ca. 4 km sowie zwischen Datenlogger Hummelshain und Niederschlagsstation Hummelshain von ca. 400 m. Für die nachfolgenden Untersuchungen ist eine Trennung der GWSP-Ganglinien in scharfe kleine Peaks und erkennbare langfristige Schwankungen möglich.

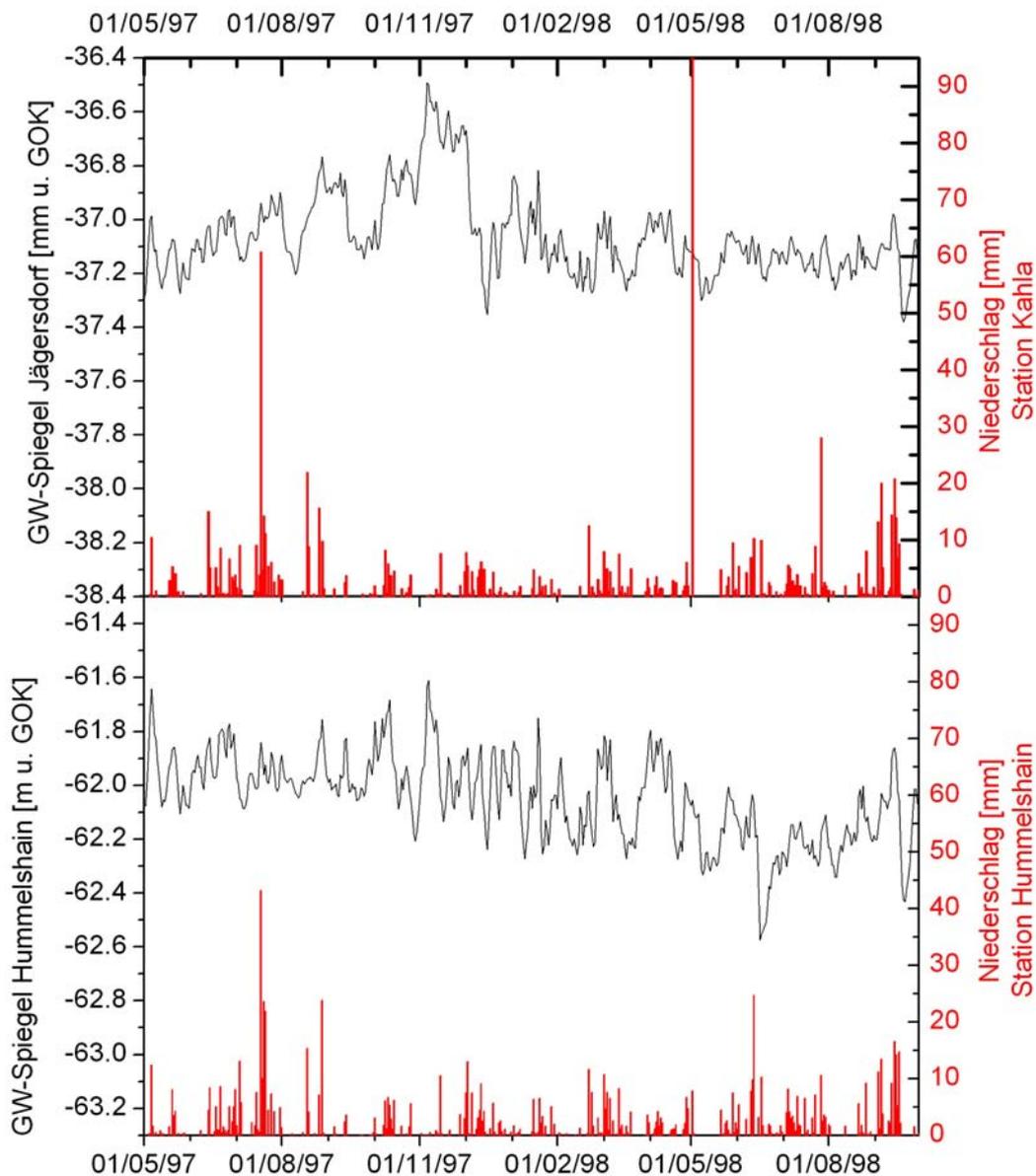


Abb. 24: Peakmuster Korrelation zwischen den GWSP Jägersdorf und Hummelshain

In den GWSP-Aufzeichnungen der Datenlogger sind überwiegend kleine scharfe Peaks mit raschem Anstieg und Abfall zu erkennen, die Variationen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich aufweisen. Trotz der großen räumlichen Distanz der Messstellen zueinander, können einzelne Peakmuster in den Ganglinien ohne zeitliche Verschiebung korreliert werden (Abb. 22, 24, 25), woraus zu erkennen ist, dass der Aquifer relativ einheitlich auf Niederschlags- bzw. Grundwasserneubildungsereignisse reagiert.

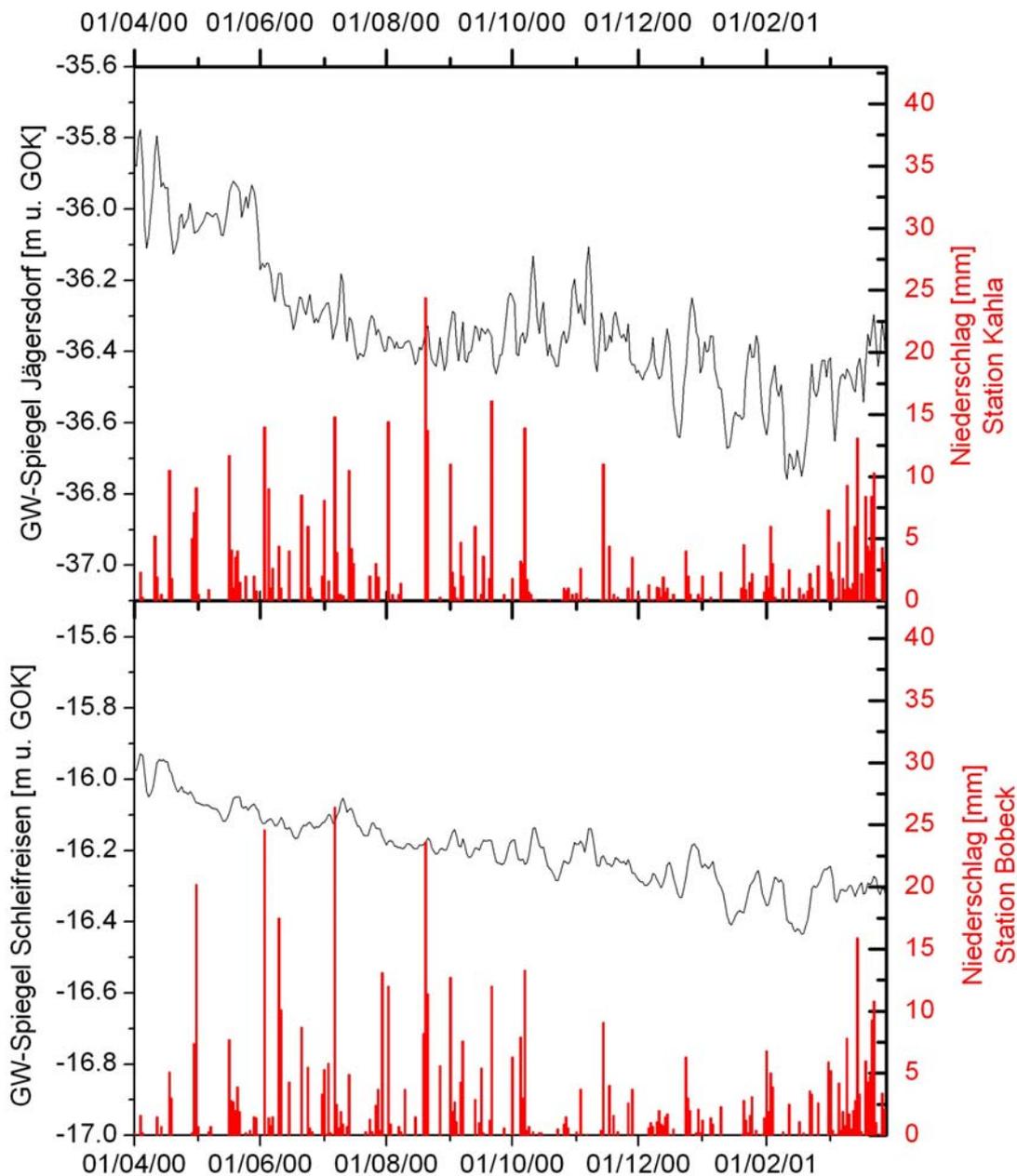


Abb. 25: Peakmuster Korrelation zwischen den GWSP Jägersdorf und Schleifreisen

Abb. 24 und 25 zeigen, dass zwischen den Peaks der Datenlogger und Niederschlagsereignissen keine direkte augenscheinliche Korrelation abgeleitet werden kann. Eine Beeinflussung des GWSP durch Trinkwasserförderung und eventuelle influente Vorfluterverhältnisse kann auf Grund der räumlichen Distanz der Datenlogger Hummelshain und Schleifreisen zu

den Trinkwasserförderanlagen und den Vorflutern ausgeschlossen werden. Durch die räumliche Nähe zu den Trinkwasserförderbrunnen innerhalb des Saaletals könnte es zu einer anthropogenen Beeinträchtigung des GWSP im Bereich des Datenloggers Jägersdorf kommen. Im Vergleich der Ganglinie des Datenloggers Jägersdorf mit den beiden anderen Datenloggern könnte sich stellenweise ein Sägezahnmuster andeuten. Auf Grund der Nähe zum Vorfluter der Saale kann für den Bereich des Datenloggers Jägersdorf bei eintretenden influenten Verhältnissen eine Reaktion auf den GWSP nicht ausgeschlossen werden. Wie oben beschrieben, existiert entlang des Saaletals überwiegend ein Grundwasserübertritt vom Festgestein in das Lockergestein und somit influente Verhältnisse in den Buntsandsteinaquifer ausgeschlossen werden.

Des Weiteren sind in den langzeitlichen GWSP-Ganglinien der Datenlogger asymmetrische periodische Schwankungen mit Amplituden im Dezimeterbereich bis maximal 1 Meter zu erkennen (Abb. 23), die sich über Zeiträume von mehreren Jahren erstrecken können (mehrjährige Schwankungen). Eine Abhängigkeit der mehrjährigen Schwankungen von meteorologischen Ereignissen sowie von Förderraten durch Trinkwasseranlagen ist in Abb. 23 nicht festzustellen. Die Ganglinie der Förderrate bezieht sich auf Jahreswerte der Ist-Entnahmen an Trinkwasserbrunnen und Quellen im Untersuchungsgebiet. Im Zeitraum von 1997 und 2003 liegen relativ konstante Förderraten vor. In der Zeit vor 1997 muss von höheren Förderraten ausgegangen werden. Durch die Dezimierung der ansässigen Industrie und durch Verbesserung des Kanalsystems ging der Wasserbedarf zurück und es stellten sich die Förderraten von 1997 ein. Für die Zeit vor 1997 existieren keine gesicherten Daten, da erst mit Beginn der Bekanntgabe des Thüringer Wassergesetzes von 1994 eine Meldepflicht über Entnahmen von 2000 m³/a besteht und eine Umsetzung bis 1997 stattfand. Nach Rücksprache mit dem Staatlichen Umwelt Gera ist für die kommenden Jahre im Arbeitsgebiet mit gleich bleibenden Förderaten auf dem Niveau von 1997 bis 2003 zu rechnen.

Wie in Abb. 23 dargestellt unterscheiden sich die Ganglinien untereinander nur eingeschränkt im zeitlichen Verlauf der Schwingungen und in den Amplituden. Aus den z.T. mehrjährigen Perioden der Schwingungen wird deutlich, dass es sich nicht um saisonale Effekte des Sommer- und Winterhalbjahres handelt. Aus dem parallelen Auftreten der spitzen Peaks und den mehrjährigen Schwingungen kann auf zeitlich voneinander unabhängige Einflussfaktoren auf den GWSP geschlossen werden. Auf Grund der relativ kurzen GWSP-Aufzeichnungen und der nicht augenscheinlichen Korrelation des GWSP mit meteorologischen Ereignissen können an dieser Stelle keine Aussagen über Auswirkungen des festgestellten Klimatrends der TLUG auf den GWSP getroffen werden. Im Abschnitt 5.4. soll mit Hilfe des numerischen Strömungsmodells die Auswirkung des Klimawandels auf die GWSP-Schwankungen interpretiert werden.

Die scharfe Geometrie der Peaks kann als rasche Reaktion des GWSP auf eine schnelle Grundwasserneubildung interpretiert werden. Es konnte keine direkte visuelle Korrelation zwischen den Peaks und dem Niederschlag (N) festgestellt werden, da in Abhängigkeit der Infiltration und des Fließweges durch die ungesättigte Zone die Grundwasserneubildung im Aquifer gedämpft und zeitlich verzögert erfolgt. Hinzu kommt, dass nicht alle Niederschlagsereignisse zur Infiltration und schließlich zur Grundwasserneubildung führen müssen (Abschnitt 4.1.3.1. und 5.1.6.1.), was sich ebenfalls negativ auf die Korrelation auswirken kann. Zum anderen ist in den Sommermonaten damit zu rechnen, dass der "run off"-Anteil der Niederschlagsereignisse durch den ausgetrockneten Boden größer ist als die Infiltration. Auf Grund der nicht augenscheinlichen Korrelation zwischen den kleinen scharfen Peaks und dem Niederschlag, wurde die statistische Kreuzkorrelation zur Zeitreihenanalyse verwendet. Dafür werden trendbereinigte Zeitreihen benötigt, es wurden jeweils die GWSP-Zeitreihen der Datenlogger in verschiedene Segmente unterteilt. Der Mittelwert der einzelnen Segmente wurde anschließend durch jeden Datenwert des Segmentes geteilt. Die resultierenden trendbereinigten GWSP-Ganglinien wurden anschließend mit Hilfe der Kreuzkorrelation mit dem Niederschlag korreliert. In Anlehnung an die Kriterien der Kreuzkorrelation („time-lag“ τ von $n/2$ und Signifikanzklassen des Korrelationskoeffizienten) sind in Abb. 26 die relevanten Korrelationen zwischen N und Peaks der verschiedenen Datenlogger dargestellt. Eine Korrelation über den gesamten Zeitraum der Wasserspiegelaufzeichnungen der einzelnen Datenlogger erbrachte keine signifikanten Ergebnisse. Erst mit einer Unterteilung in Abschnitte von ein bis zwei Monaten konnten eindeutige Korrelationen berechnet werden. Aus Abb. 26 ist zu entnehmen, dass zwischen Niederschlagsereignis und Grundwasseranstieg kein uneindeutiges „time-lag“, sondern mehrere eindeutige „time-lags“ existieren, d.h. mit Hilfe der Korrelation wird eine Zeitspanne für die Grundwasserneubildung angegeben. Für Jägersdorf und Hummelshain konnte eine Zeitspanne von ca. 14 Tagen berechnet werden, wobei sich Häufigkeiten der Versatzbeträge bei 0 und 1 sowie bei 7 und 8 ergaben. Dagegen wurde für Schleifreisen eine Zeitspanne von 5 Tagen mit Häufigkeiten bei 2 und 4 Tagen ermittelt. Eine schnelle Grundwasserneubildung lässt sich durch die gute Klüftigkeit und die damit verbundenen hohen Infiltrationsraten im Buntsandsteinaquifer erklären. Das infiltrierte Sickerwasser bewegt sich überwiegend innerhalb von Klüftzonen und wird rasch dem Grundwasserleiter zugeführt. Aus dem Quotienten zwischen Flurabstand und der mittleren Fließzeit wird ein mittlerer k_f -Wert von 10^{-5} bis 10^{-4} m/s für den Klüftgrundwasserleiter berechnet.

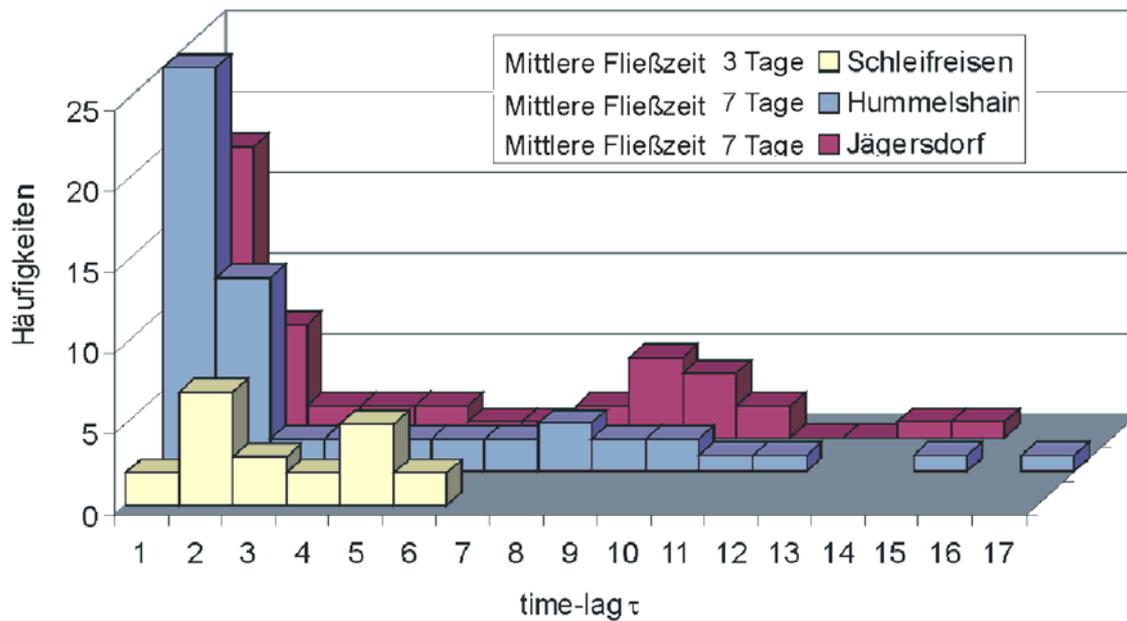


Abb. 26: Darstellung der signifikanten Versatzbeträge zwischen Niederschlag und GWSP-Peaks
Im Anschluss wurde der N mit der langzeitlichen Schwingung des GWSP korreliert. Zunächst wurden unterschiedliche gleitende Durchschnitte verschiedener Niederschlagsstationen im Zeitraum 1990 bis 2002 berechnet. Abb. 27 zeigt, dass die saisonale Varianz des N (Sommer und Winter) mit stärkerer Glättung (92 und 182 Glättungspunkten) deutlicher wird.

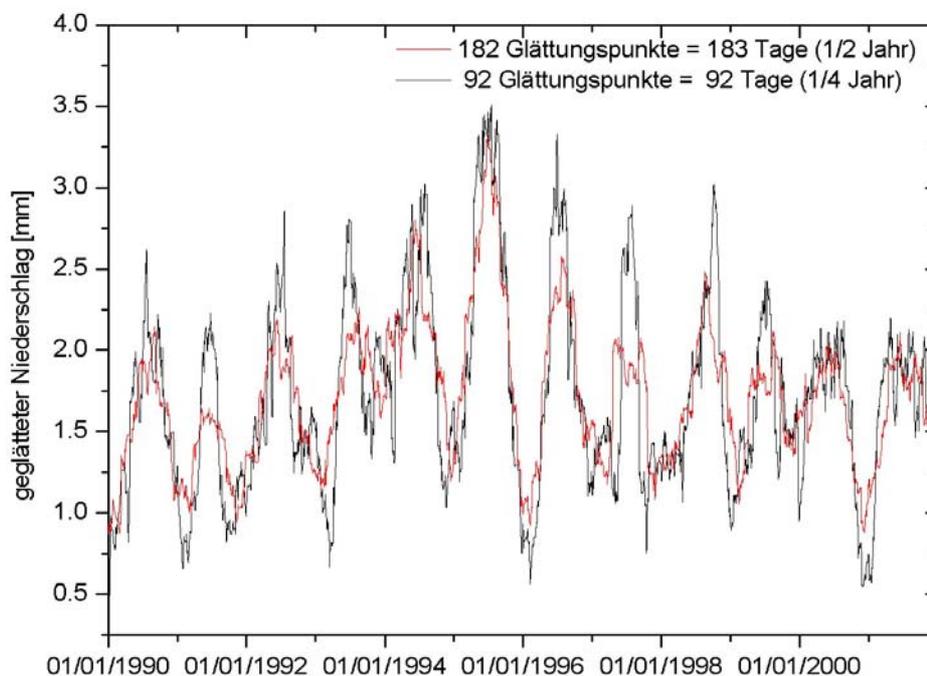


Abb. 27: Glättung der Niederschlagsganglinien der Station Kahla mit Hilfe des gleitenden Durchschnitts. Ziel war es den Verlauf von Nass- und Trockenjahren zu erfassen.

Mit 365 Glättungspunkten, was dem gleitenden Durchschnitt über 1 Jahr entspricht, werden die saisonalen Schwankungen der einzelnen Jahre soweit geglättet, dass der Verlauf von Nass- und Trockenjahren miteinander verglichen werden kann. An Hand des deutlich ausge-

bildeten Minimums in Abb. 28 ist zu erkennen, dass 1991 ein signifikantes Trockenjahr war. Dagegen lassen sich der maximale Anstieg von 1993 und die gut ausgebildeten Maxima 1994 und 1995 auf Nassjahre zurückführen. Alle Niederschlagsstationen weisen dieselben Variationen von Nass- und Trockenjahren im Zeitraum 1990 bis 2002 auf (Abb. 28).

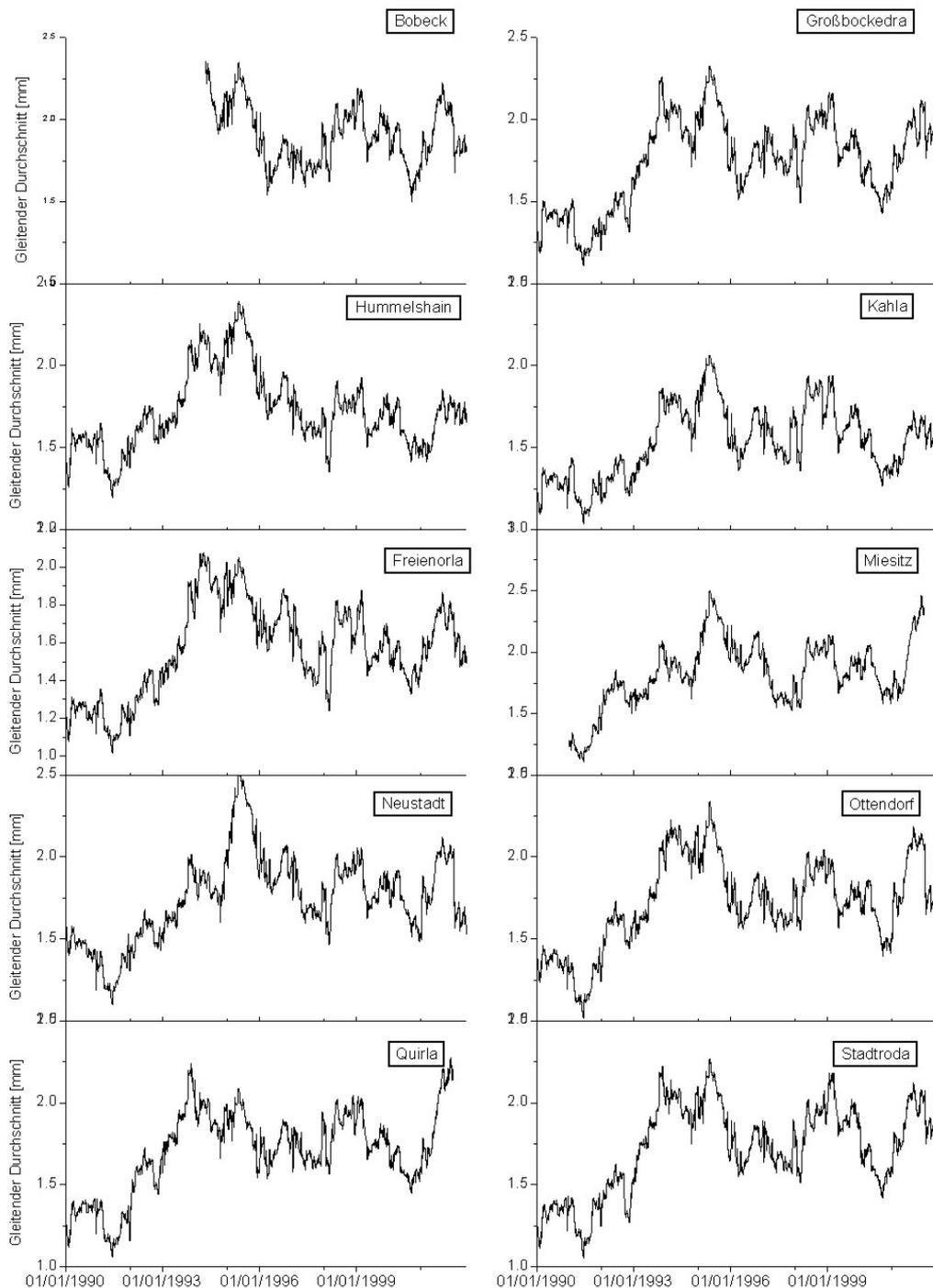


Abb. 28: Niederschlagsglättungskurven (365 Glättungspunkte) verschiedener Niederschlagsstationen in der Umgebung der Datenlogger. Deutlich zu erkennen sind Nass- und Trockenjahre.

Die Glättungskurve (365) der Niederschlagsstation Kahla wurde mit der gedämpften Schwingung der Ganglinie Jägersdorf verglichen (Abb. 29 und 30).

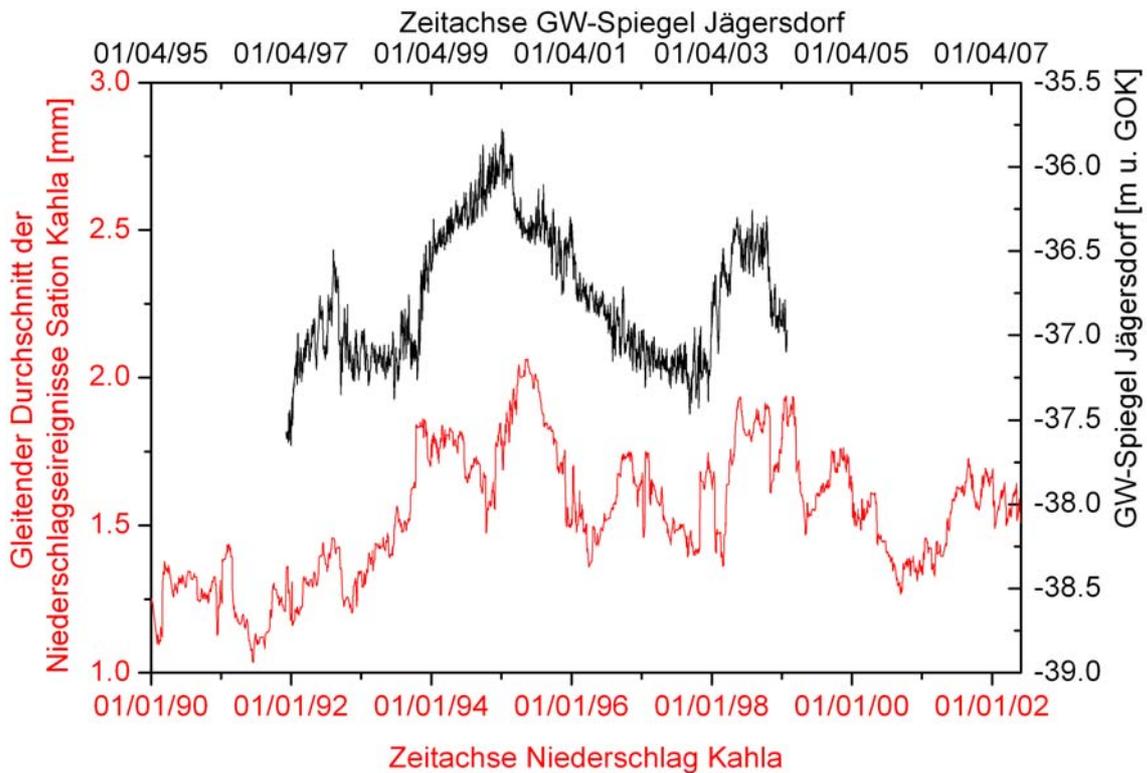


Abb. 29: Korrelation nach ca. 5 ¼ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Jägersdorf

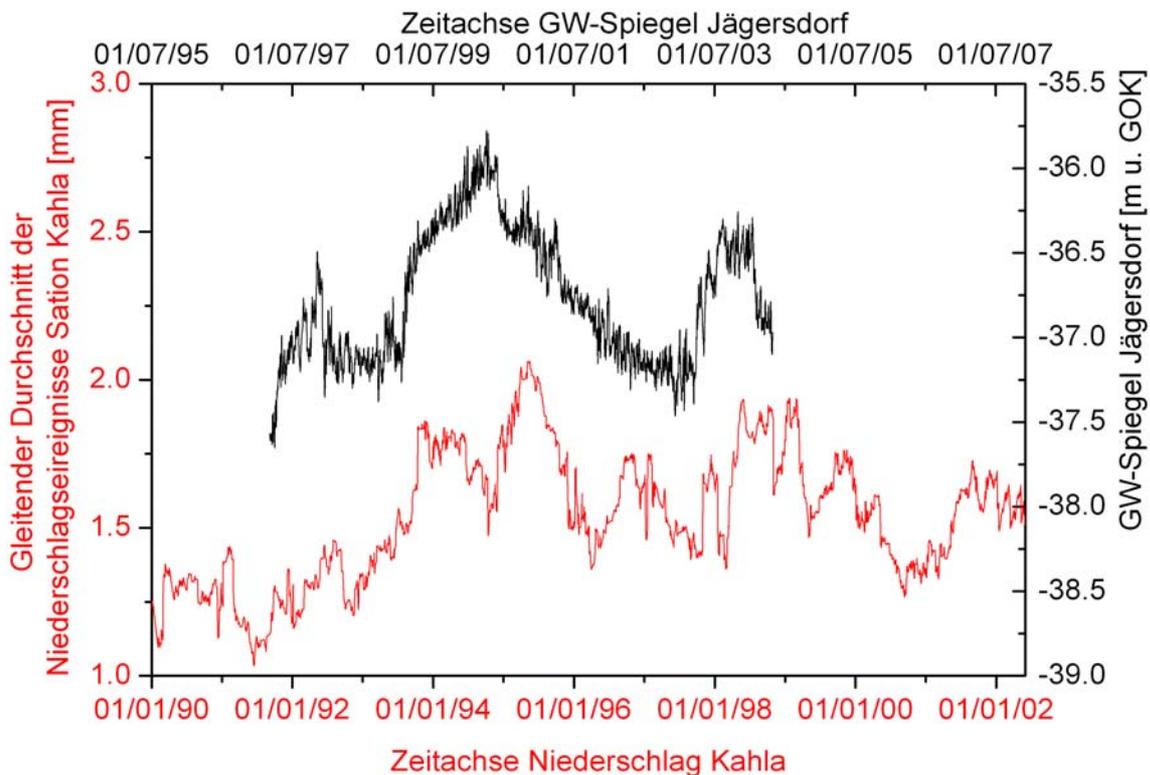


Abb. 30: Korrelation nach ca. 5 ½ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Jägersdorf

Durch die zeitliche Verschiebung der Niederschlagsdaten konnte ein signifikanter Zusammenhang zwischen der mehrjährigen Schwingung des GWSP und den Niederschlagswerten vor ca. $5 \frac{1}{4}$ Jahren und ca. $5 \frac{1}{2}$ Jahren abgeleitet werden.

In der Korrelation der Niederschlagsstation Bobeck mit der Ganglinie Schleifreisen besteht ebenso eine zeitliche Differenz. Allerdings ermöglichen die kurzen und nicht kontinuierlichen Wasserspiegelaufzeichnungen keine eindeutigen Aussagen. Die besten Korrelationen ergeben sich bei einer zeitlichen Verschiebung von ca. $1 \frac{1}{4}$ oder ca. 5 Jahren (Abb. 31 und 32). Die Plausibilitätskontrolle, welche die „reale“ zeitliche Verschiebung darstellt, erfolgt mittels des numerischen Strömungsmodells. Auf Grund der großen Datenlücken in den Aufzeichnungen des Datenloggers Hummelshain ist eine plausible Auswertung nicht möglich. Korreliert man die kalkulierten Laufzeitdifferenzen der Datenlogger Schleifreisen und Jägersdorf mit deren Flurabständen, so zeigt sich, dass mit größerem Flurabstand die Laufzeitdifferenz steigt. Geht man von dieser direkten Proportionalität zwischen Flurabstand und Laufzeitdifferenz aus, müsste in der Messstelle Hummelshain, die einen Flurabstand von über 60 m besitzt, eine größere Laufzeitdifferenz zwischen Niederschlag und der mehrjährigen Schwingung vorliegen. Unter diesen Annahmen zeigt die Abb. 33 die bestmögliche Anpassung, es ergibt sich eine zeitliche Diskrepanz von ca. 10 Jahren für die Aufzeichnungen von Hummelshain.

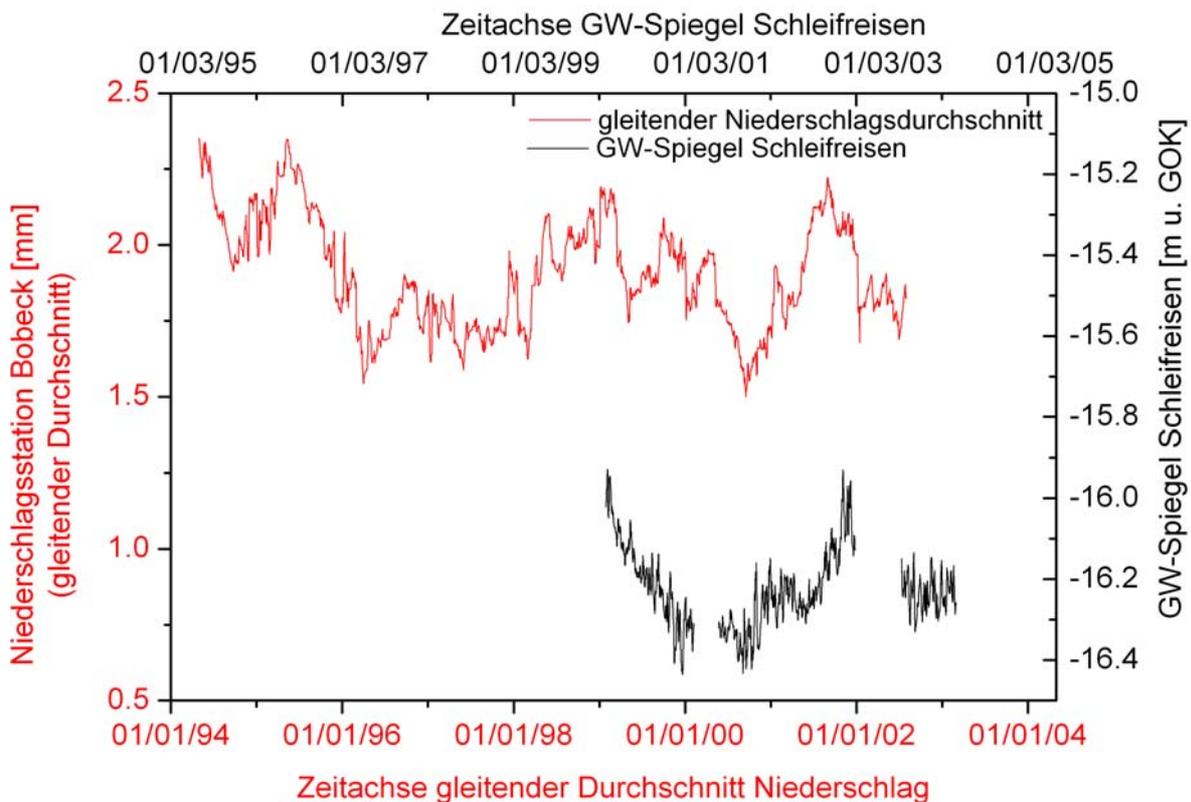


Abb. 31: Korrelation nach ca. $1 \frac{1}{4}$ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Schleifreisen

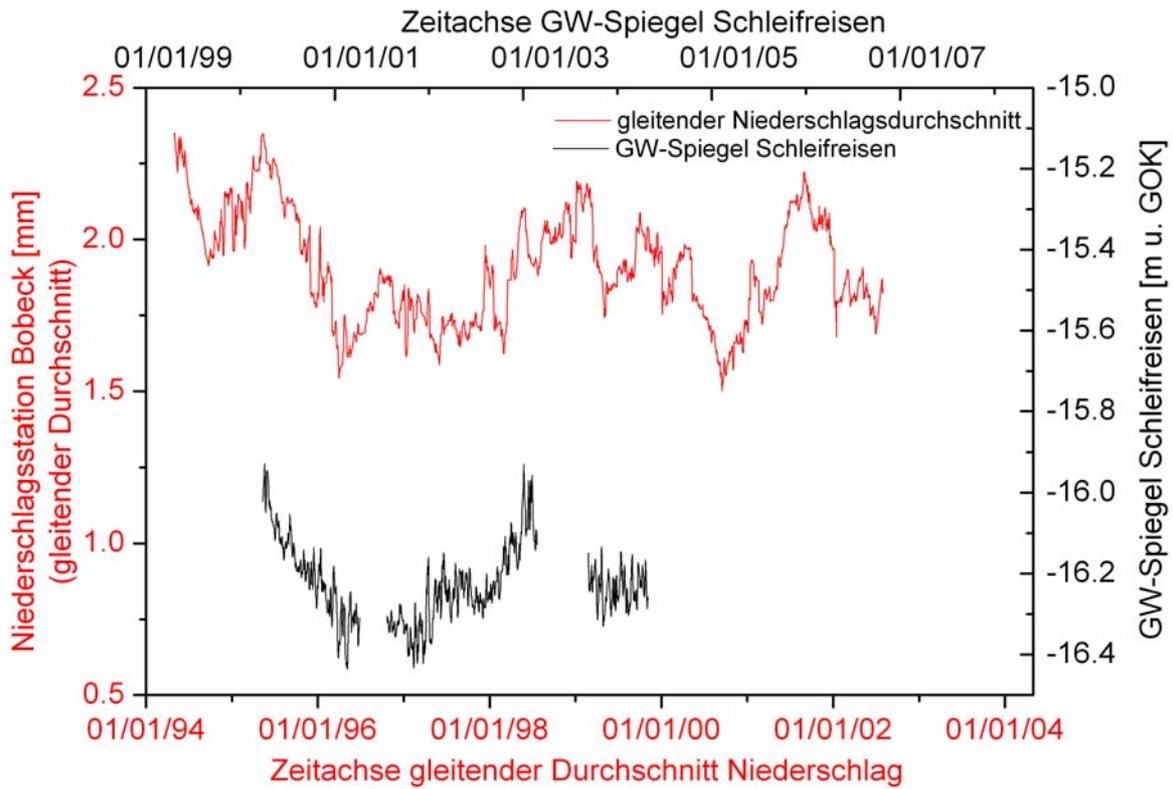


Abb. 32: Korrelation nach ca. 5 Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Schleifreisen

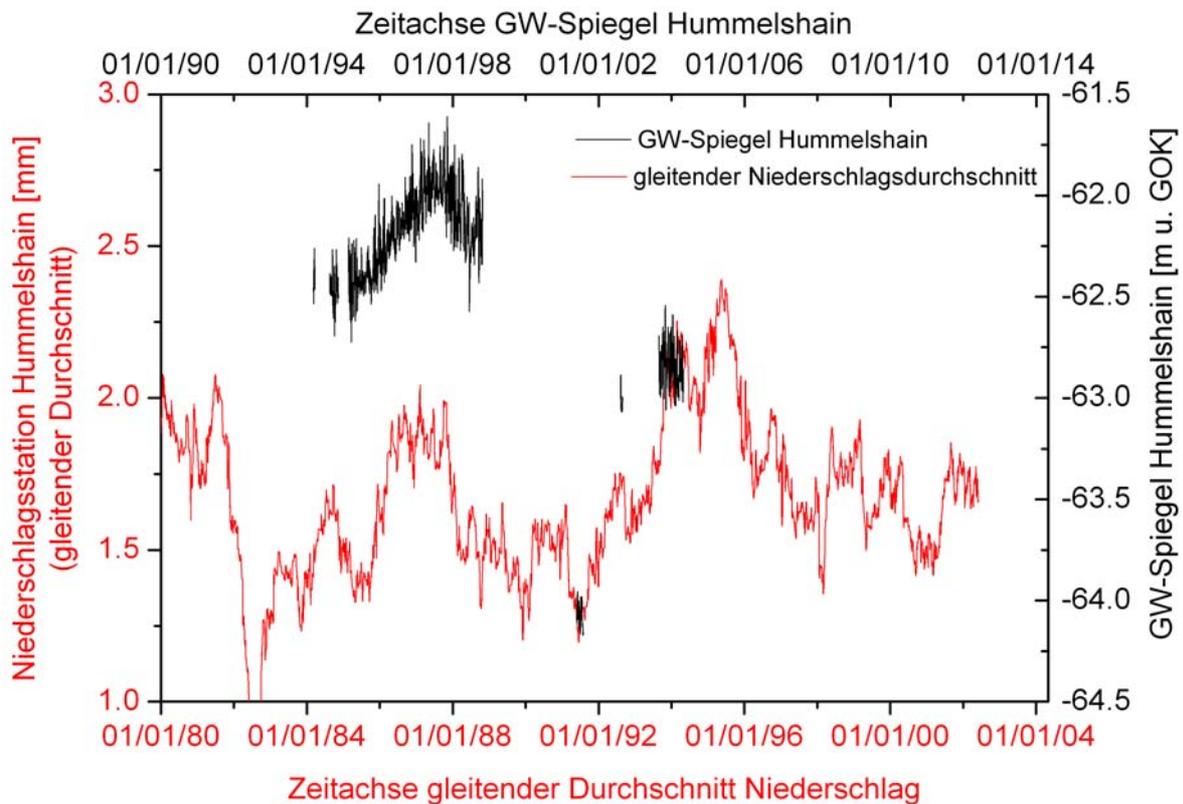


Abb. 33: Korrelation nach ca. 10 Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Hummelshain

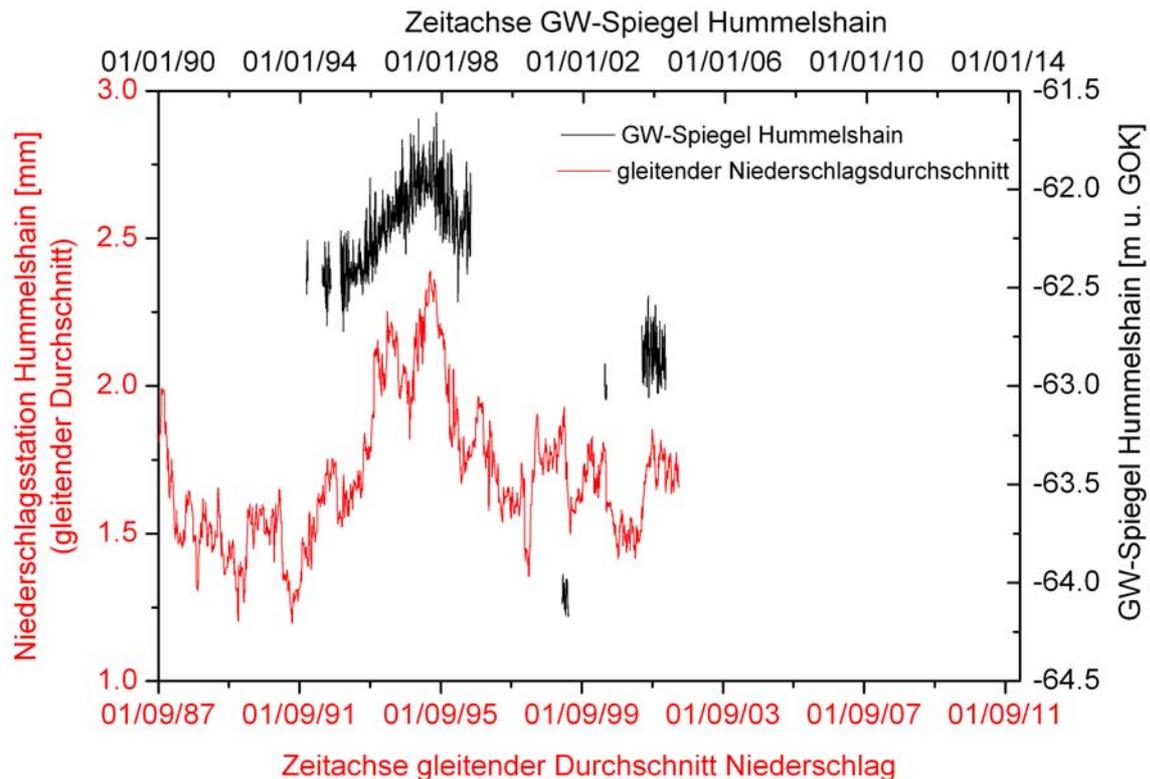


Abb. 34: Korrelation nach ca. 2 ¼ Jahren der Nass- und Trockenjahre mit dem GWSP Hummelshain. Unter Ausschluss der Annahme der direkten Proportionalität zwischen Flurabstand und Laufzeitdifferenz kann ein Zusammenhang zwischen der mehrjährigen Schwingung des GWSP Hummelshain und den Niederschlagswerten vor ca. 2 ¼ Jahren abgeleitet werden (Abb. 34). Die Plausibilitätskontrolle, welche die „reale“ zeitliche Verschiebung darstellt, erfolgt auch für den Datenlogger Hummelshain mittels des numerischen Strömungsmodells. Die unterschiedlichen Differenzen zwischen den Niederschlagswerten und den Grundwasserspiegelganglinien sind unter Ausschluss anderer Einflussgrößen (Förderung von Trinkwasserbrunnen sowie influente und effluente Verhältnisse) durch die Fließwege in der Porenmatrix im Buntsandstein zu erklären. Ein geringer Teil des infiltrierten Sickerwassers strömt nicht im Kluftsystem sondern innerhalb der Porenhohlräume dem Aquifer zu. Innerhalb des Kluftsystems führt die Grundwasserneubildung (GWN) zu einem raschen Anstieg der Grundwasserstände. Innerhalb des Porensystems steigt der Grundwasserstand bei demselben GWN-Ereignis nicht so rapide an. Innerhalb dieses Systems erfolgt eine Verzögerung und Dämpfung des GWN-Ereignisses, ähnlich wie es die gemessenen Grundwasserstände zeigen. Es kommt daher im Porensystem zur Überlagerung verschiedener GWN-Ereignisse, was zu einem Aufstau von Grundwasser (langjährigen Schwankungen) führen kann. Auf Grund der großräumlichen Verbreitung des Porensystems befinden sich die ausgebauten Grundwassermessstellen überwiegend innerhalb des Porensystems und erschließen selten direkt das schnell reagierende Kluftsystem, so dass für das Arbeitsgebiet keine

direkten Angaben für das Kluftsystem vorliegen. Aus der zeitlichen Diskrepanz und dem Flurabstand errechnet sich für das Porensystem eine Durchlässigkeit von 10^{-7} m/s. Ähnliche Unterschiede in den Fließgeschwindigkeiten zwischen Kluft- und Porenanteil konnten auch von HAUTHAL (1967) im Bereich der Merseburger Buntsandsteinplatte festgestellt werden. Er schreibt, dass auf Klüften am untersuchten Standort die Zuflussgeschwindigkeiten etwa 20 – 30 mal größer sind als in der Porenmatrix.

Rückschlüsse auf die angesammelte Grundwasserneubildungsmenge innerhalb der Porenmatrix können aus der Amplitude der gedämpften Schwingung getroffen werden. Aus der Multiplikation der Amplitude mit der Fläche des Einzugsgebiets kann die Grundwassermenge für ein Ereignis berechnet werden. Die bilanzierte Wassermenge stellt ein gewaltiges ungenutztes Potential einer Grundwasserressource dar. Die Ermittlung der zeitlichen Abhängigkeit und die Abschätzung der Grundwassermenge innerhalb des Porenvolumens ist bedeutend für die wirtschaftliche Nutzung des Grundwassers und die Vorgaben der neuen Wasserrahmenrichtlinie der Europäischen Union in Hinsicht des Grundwassermanagements, der Grundwassersicherung sowie für die nachhaltige Grundwassernutzung bzw. Bewirtschaftung. Aus diesem Grund wurde die Grundwassermenge für das Kluftsystem und für das Porensystem nach der Methode von HEALY 2002 quantifiziert, die im Bereich ungespannter Aquifere einsetzbar ist. Um realistische Werte für die Grundwasserneubildung zu erhalten, sollten kurze Zeiträume (Stunden bis wenige Tage) und scharfe Peaks (Ansteigen und Abfallen des Wasserspiegels) für die Auswertung gewählt werden (Abschnitt 4.1.4.1.). Die Berechnungen für den Zeitraum 1999 bis 2001 basieren auf den Angaben für die Speicherkoeffizienten für das Kluftsystems von ca. 4 % (siehe Gleichung 11 in Abschnitt Methoden) und für das Porensystem mit 25 - 35 % (nach HÖLTING 1992, SELLEY 1978). Hieraus ergibt sich, dass zwischen 66 bis 73 % der Grundwasserneubildung aus dem Kluftsystem und zwischen 27 bis 34 % aus dem Porensystem des Buntsandsteins dem Aquifer zufließen (Tab. 8).

Tab. 8: Berechneter Grundwasserneubildungsanteil im Kluft- und Porensystem nach HEALY (2002)

HEALY (2002) GW-Vorrat = $\Delta h \cdot S \cdot F$ h = Höhendifferenz Peak S = Speicherkoeffizient F = Fläche des Arbeitsgebiet	GW-Vorrat aller Peaks 1999 -2001 für $\sum \Delta h_i$ (Kluftsystem) mit S 4 %			Schwingung GW-Vorrat (1999 -2001) $h_{\max} - h_{\min}$ der Schwingung (Porenmatrix)			
	[m³]	[mm]	[%]	[m³]	[mm]	S %	[%]
	796189150	1004	73	297375000	375	25	27
	796189150	1004	66	416325000	525	35	34

Die THÜRINGER LANDESANSTALT FÜR UMWELT (2001) versucht durch die Analyse der Ganglinienform die hydrodynamische Position der Grundwassermessstellen im Grundwasserfließsystem nach *Neubildungs-, Transit-, Entlastungs-, Kommunikation mit Oberflächenwasser und Anthropogen gestörten Typ* einzuordnen. Die ersten drei Typen unterscheiden

sich in der Ausbildung der Ganglinie. Neubildungs- und Entlastungstyp zeigen deutliche saisonale Variationen jedoch mit geometrisch unterschiedlich ausgebildeten Ganglinienformen der Minima und Maxima. Dagegen zeigt die Ganglinienform des Transittyps für Einzeljahre sehr geringe bzw. keine saisonalen Variationen. Im langjährigen Zeitraum beschreiben die Monatsmittel dieser Ganglinie eine sinusähnliche Form mit typischer saisonaler Variation. Daraus ist zu schließen, dass der Ganglinienverlauf einer deutlichen Verzögerung des Abflussprozesses unterliegt. Der Grund dafür ist ein größeres, eventuell hydrogeologisch kompliziert aufgebautes Einzugsgebiet mit einer bedeutenden Grundwasserdeckschicht. Die Überdeckung des Grundwasserleiters führt zu unterschiedlichen Fließwegen und Fließzeiten des Grundwassers und somit zu einer Überlagerung der Abfluss- und Speicherprozesse. Durch das mehr oder weniger kontinuierliche Füllen der nutzbaren Speicherräume des Grundwasserleiters kann sich ein „Wasserberg“ ansammeln. Durch den kontinuierlichen Abfluss wird dieser „Wasserberg“ in Zeiten geringerer Grundwasserneubildung abgebaut.

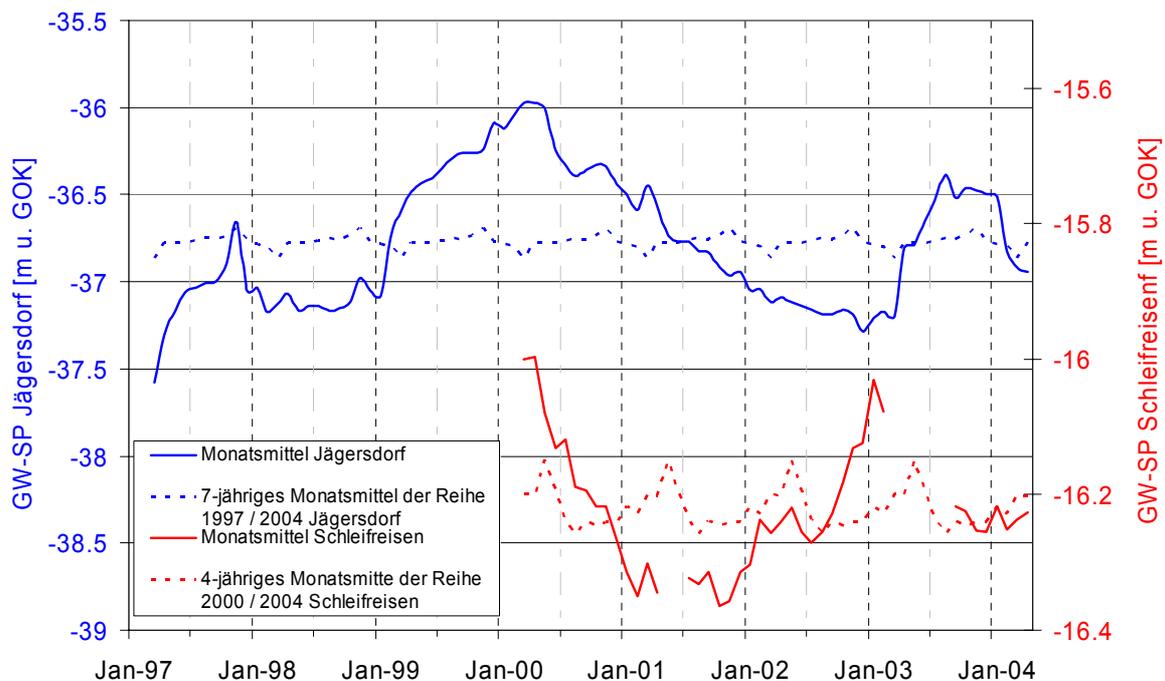


Abb. 35: Monatsmittel der Einzeljahre und der Messreihe 1997 / 2004 für Jägersdorf und Schleifreisen Die Ganglinienverläufe der Messstellen Jägersdorf, Hummelshain und Schleifreisen sind nach dieser Einteilung dem „Transittyp“ (Abb. 35) und die anderen 5 Messstellen dem "Neubildungstyp" zuzuordnen. Auf Grund der Lage im Ausstrichgebiet des Buntsandsteins müssten die Grundwassermessstellen Schleifreisen und Hummelshain dem Neubildungstyp zu geordnet werden können. Die größere Grundwasserdeckschicht (ungesättigte Zone) führt aber dazu, dass in diesem Bereich durch die resultierenden unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten das Signal der saisonalen Informationen verloren geht. Die beiden Messstellen stellen somit eine Übergangsform zwischen Neubildung- und Transittyp dar. Mit Hilfe

hydrochemischer Untersuchungen kann eine eindeutigere Zuordnung zu Neubildungs-, Transit- oder Entlastungsgebiet erfolgen.

5.1.4.3. Einfluss der Grundwasserdynamik auf den Abfluss der Vorfluter

Die Abflussganglinien der Roda und der Saale zeigen eine starke Korrelation zu den Niederschlägen (Abb. 36 beispielhaft für 1997 und Abb. 37 exemplarisch für 1980).

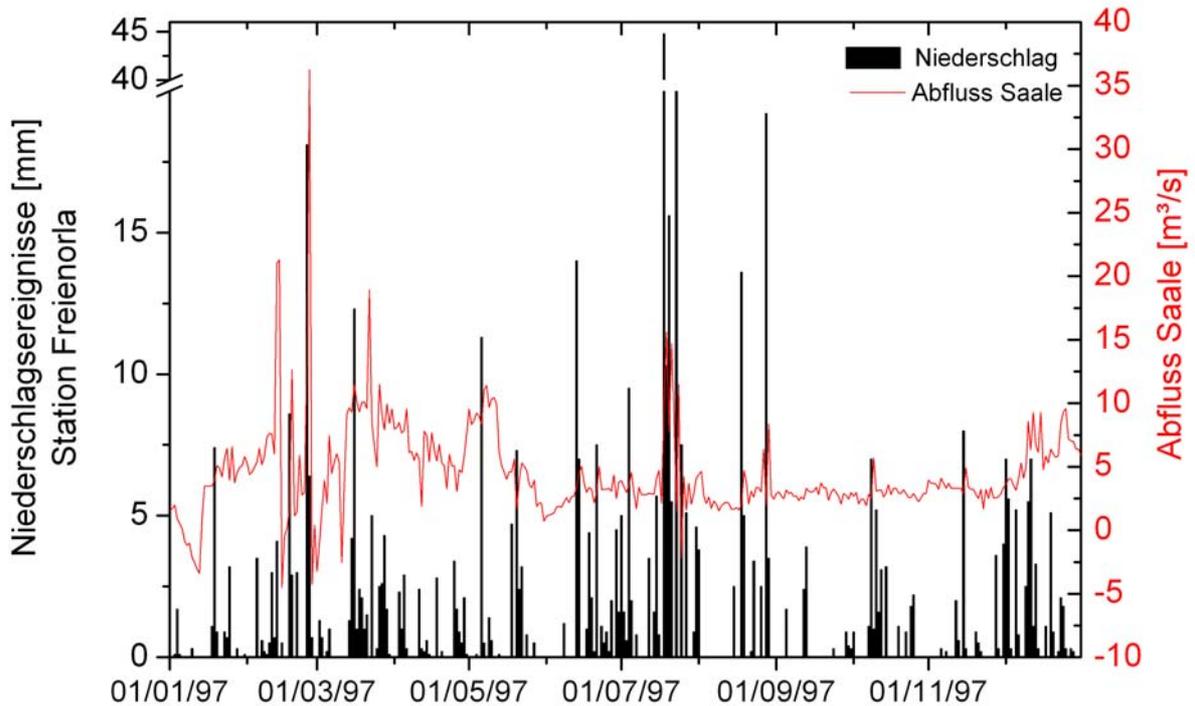


Abb. 36: Korrelation zwischen Niederschlags- (schwarz) und Abflussganglinie der Saale (rot)

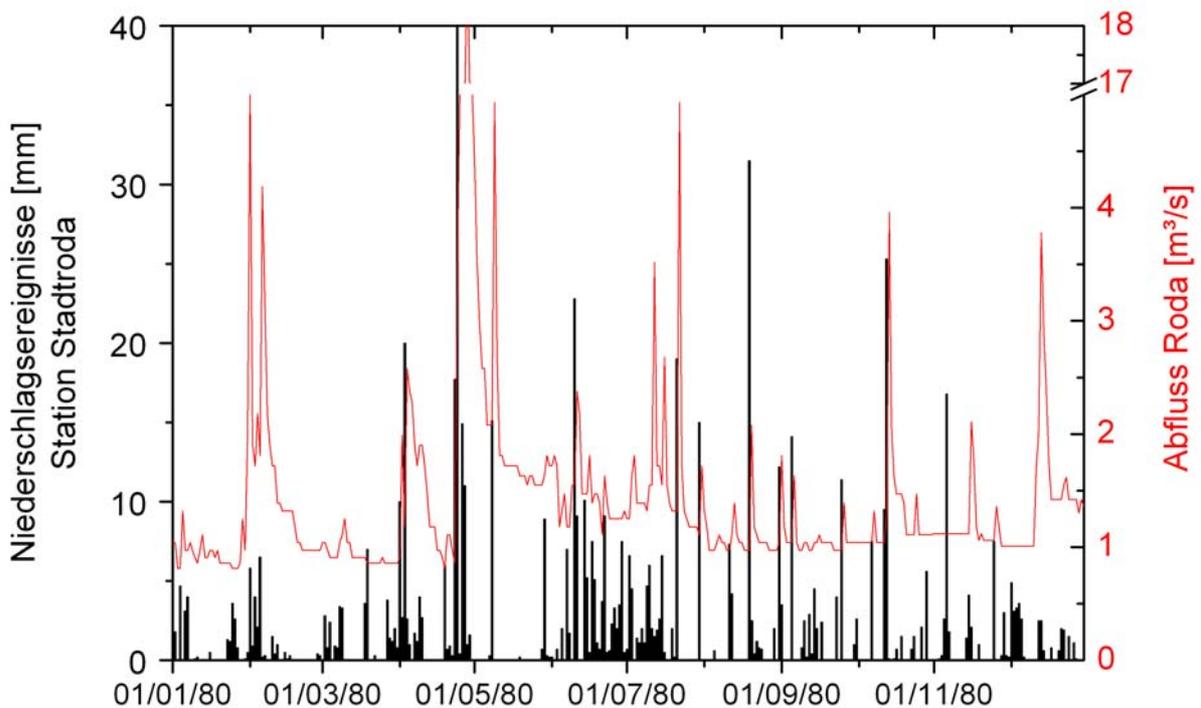


Abb. 37: Korrelation zwischen Niederschlags- (schwarz) und Abflussganglinie der Roda (rot)

Vergleicht man die Grundwasserganglinien der Messstellen Jägersdorf und Schleifreisen mit der Abflussganglinie des zum Einzugsgebiet dazugehörigen Vorfluters, so lässt sich im Abfluss die Schwingung der GWSP-Schwankung nachvollziehen. Eine Beeinträchtigung der Wasserspiegelschwankung durch den Abfluss ist, wie im Abschnitt vorher beschrieben, auf Grund der großen räumlichen Entfernungen zwischen Messstellen und Vorflutern sowie auf Grund der vorherrschenden effluenten Verhältnisse im Saaletal auszuschließen.

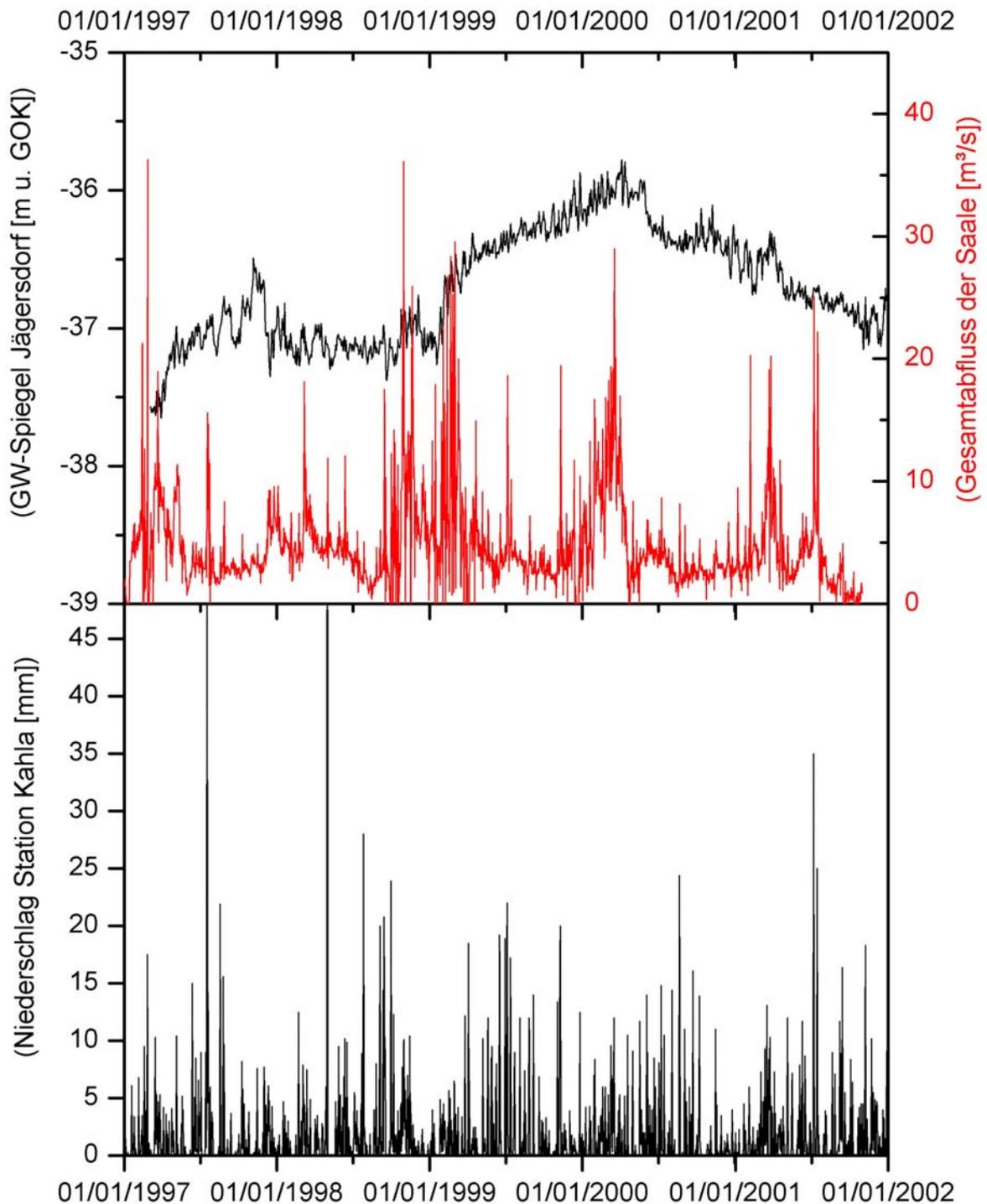


Abb. 38: Abhängigkeit des Abflusses der Saale vom Grundwasserspiegel (GW-SP)

In Abb. 38 ist zu erkennen, dass mit dem Ansteigen des Grundwasserspiegels im Frühjahr 1999 der Abfluss der Saale steigt, obwohl die Niederschläge zu dieser Zeit relativ gering sind. Im Frühjahr 2000 fallen erhöhte Niederschlagsereignisse mit dem Maximum der gedämpften Schwingung zusammen, so dass zu diesem Zeitpunkt das Maximum des Abflusses mit über 10 m³/s gemessen werden konnte. Zu anderen Zeiten mit deutlich höheren Niederschlagsereignissen werden nur noch geringere Abflusswerte von ca. 5 m³/s erreicht. Daraus zeigt sich, dass der Abfluss der Saale sowohl von den Niederschlägen als auch vom Trend der Schwingung im Aquifer suB /sm beeinflusst wird.

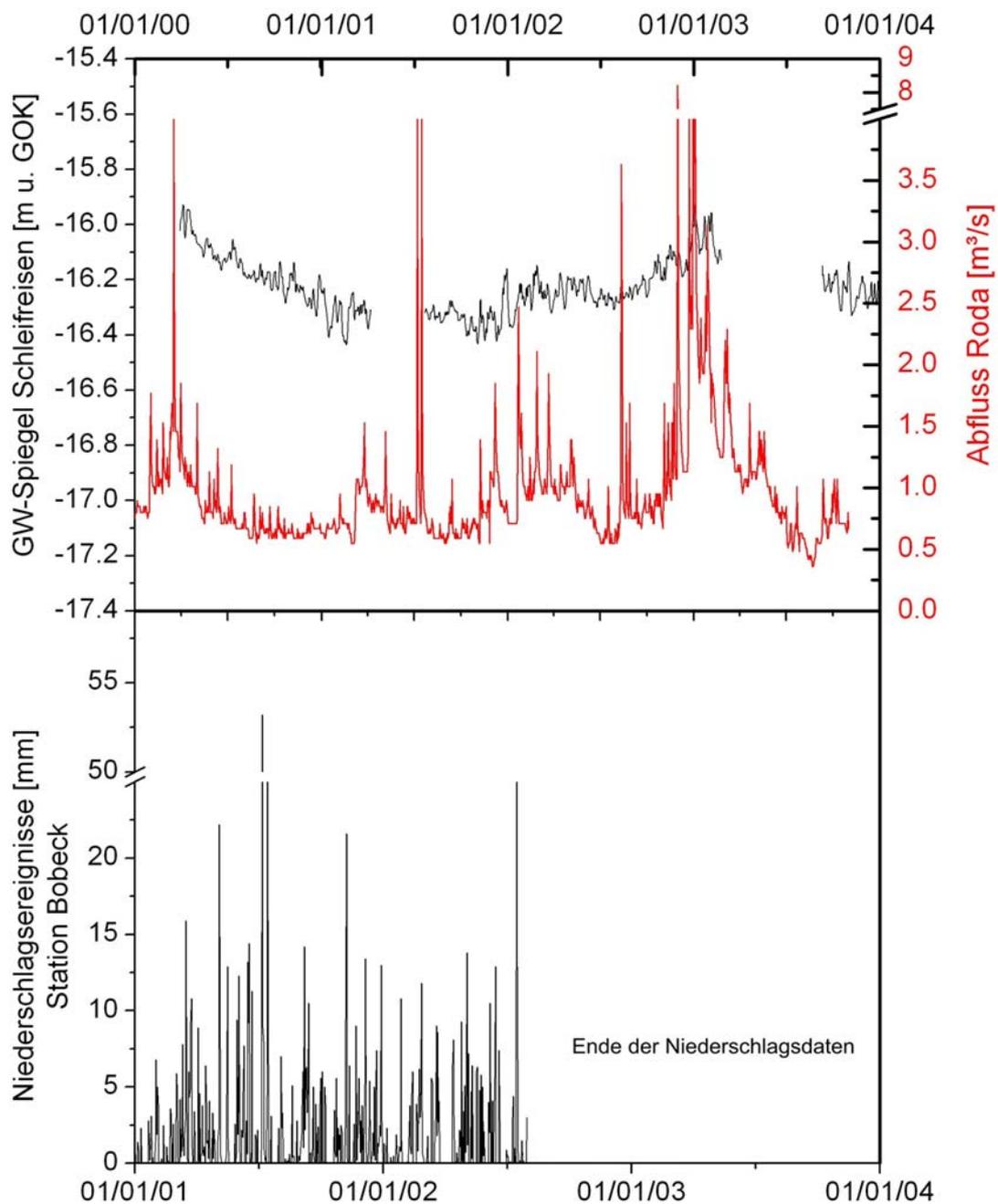


Abb. 39: Abhängigkeit des Abflusses der Roda vom Grundwasserspiegel (GWSP)

Ähnliche Feststellungen können auch aus dem Vergleich der Grundwasserganglinie der Messstelle Schleifreisen mit dem Abfluss der Roda und dem Niederschlag der Station Bobeck getroffen werden (Abb. 39). Es zeigt sich, dass der Abfluss trotz zahlreicher Niederschlagsereignisse dem negativen Trend des Grundwasserspiegels im Zeitraum März 2000 bis März 2001 bzw. dem positiven Trend des Grundwasserspiegels im Zeitraum August 2001 bis Februar 2003 folgt. Auch hier ist festzustellen, dass gehäufte Niederschlagsereignisse nicht zur Messung des maximalen Abflusswertes führen, sondern erst maximale Abflusswerte gemessen werden können, wenn ebenfalls ein erhöhter Grundwasserspiegel vorliegt. Diese Abhängigkeiten können durch ein gut kommunizierendes Drucksystem zwischen Aquifer und Vorfluter erklärt werden. Das Prinzip solcher Drucksysteme ist in der Thermal- und Mineralwasserwirtschaft zum Beispiel in Münster am Stein und in Bad Kreuznach bekannt (HEMFLEDER & BÜCHEL 1995).

Aus den Vergleichen zeigt sich, dass sich das Verhalten des Kluft- bzw. Porengrundwasserleiters auf den Gebietsabfluss auswirkt. Die Abb. 40 spiegelt eine schematische Vorstellung für die Trennung des Gesamtabflusses in den direkten oberirdischen Abflussanteil („run off“) und den unterirdischen Abflussanteil des Kluft- bzw. Porengrundwasserleiters wider. Die Prozentangaben zeigen die entsprechenden Anteile am Gesamtabfluss des Saale-Einzugsgebiets. Der oberirdische Abfluss wurde nach der Methode von NATERMANN bestimmt (Abschnitt 4.1.4.2.).

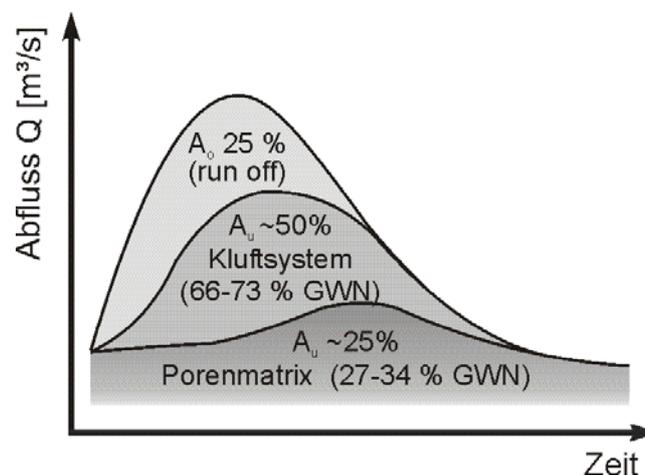


Abb. 40: Schematische Vorstellung der Zusammensetzung des Gesamtabflusses A_{ges} aus den verschiedenen Anteilen des oberirdischen und unterirdischen Abflusses des Kluft- und Porensystems

5.1.5. Grundwasserhaushaltsbilanz

Das Grundwasser bildet einen Teil des Wasserkreislaufs der Erde. Quantitativ lässt sich der Wasserkreislauf eines Gebietes durch die Wasserhaushaltsgleichung mit den Größen des Niederschlags N , des Abflusses A , der Verdunstung V und der Änderung des Grundwasservorrates ΔS (Rücklage und Verbrauch) beschreiben (Glg. 58).

$$N = A + V + \Delta S$$

Gl. 58

Diese Grundgleichung gilt für längere Zeiträume mit langjährigen Mitteln. Für die Bewertung der Wasserhaushaltsgleichung sind Kenntnisse hydrologischer Basisdaten (Niederschlag, Verdunstung und oberirdischer Abfluss), hydrogeologischer Basisdaten (unterirdischer Abfluss) sowie des Klimas erforderlich (HÖLTING 1992).

5.1.5.1. Klima und Niederschlag N

Das Untersuchungsgebiet gehört zur nördlichen außertropischen Westwindzone, womit es sommerwarm, wintermild und ganzjährig feucht ist. Thüringen wird durch feuchtkühle Höhenzüge und durch die relativ trockenwarme Beckenlage charakterisiert.

Tab. 9: Repräsentative Klimastationen und Niederschlagsstationen im Arbeitsgebiet

Ort	Art der Messstation	Mess-Zeitraum (Datenlücke)	mittlerer Niederschlag (1971–2001*) [mm]	mittlerer Jahrestemperatur (1971–2001*) [°C]	mittlerer ET _{pot} (1971–2001*) [mm]	
					Wald	Gras
Bobeck	Klima	05/1994 – 12/2001	696	8,1	521	542
Gera	Klima	01/1952 – 12/2001	-	8,3	537	587
Jena	Klima	01/1951 – 12/2001 (01/81 – 01/91) (08/97)	591	9,7	540	612
Miesitz	Klima	01/1991 – 12/2001	666	8,5	563	636
Weimar	Klima	01/1951 – 12/2001 (01/67 – 01/91)	573	8,7	577	643
Bürgel	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	615			
Camburg	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	578			
Dornburg	Niederschlag	01/1969 – 06/1997	579			
Eisenberg	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	644			
Freienorla	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	549			
Großbockedra	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	592			
Hummelshain	Niederschlag	01/1969 – 12/2001 (01/79 – 09/79)	582			
Kahla	Niederschlag	01/1951 – 12/2001 (02/77)	533			
Lehesten	Niederschlag	01/1969 – 12/2001 (11/80) (01/92)	573			
Neustadt	Niederschlag	01/1951 – 12/2001 (10/77)	624			
Ottendorf	Niederschlag	01/1969 – 12/2001 (02/76)	625			
Quirla	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	596			
Stadtroda	Niederschlag	01/1951 – 12/2001	615			
Uhlstädt	Niederschlag	01/1969 – 12/2001	542			
Arbeitsgebiet			585			
					563	

* Zeitspanne 1971 – 2001 (30-jähriges Mittel) Datenlücken wurden berücksichtigt

Die Niederschläge sind deutlich vom Relief abhängig und schwanken zwischen 1000 bis 1200 mm/a in den Höhenlagen und ca. 500 mm/a im Beckenzentrum (ERNST & WEIGEL 1992). In Tab. 9 sind die für das Saale-Einzugsgebiet repräsentativen Klimastationen und Niederschlagsstationen mit ihrem Betriebszeitraum sowie den langjährigen Mitteln aus Niederschlag, Jahrestemperatur und potentielle Evapotranspiration aufgeführt. Der Niederschlag ist einer der wichtigsten Einflussfaktoren der Grundwasserneubildung.

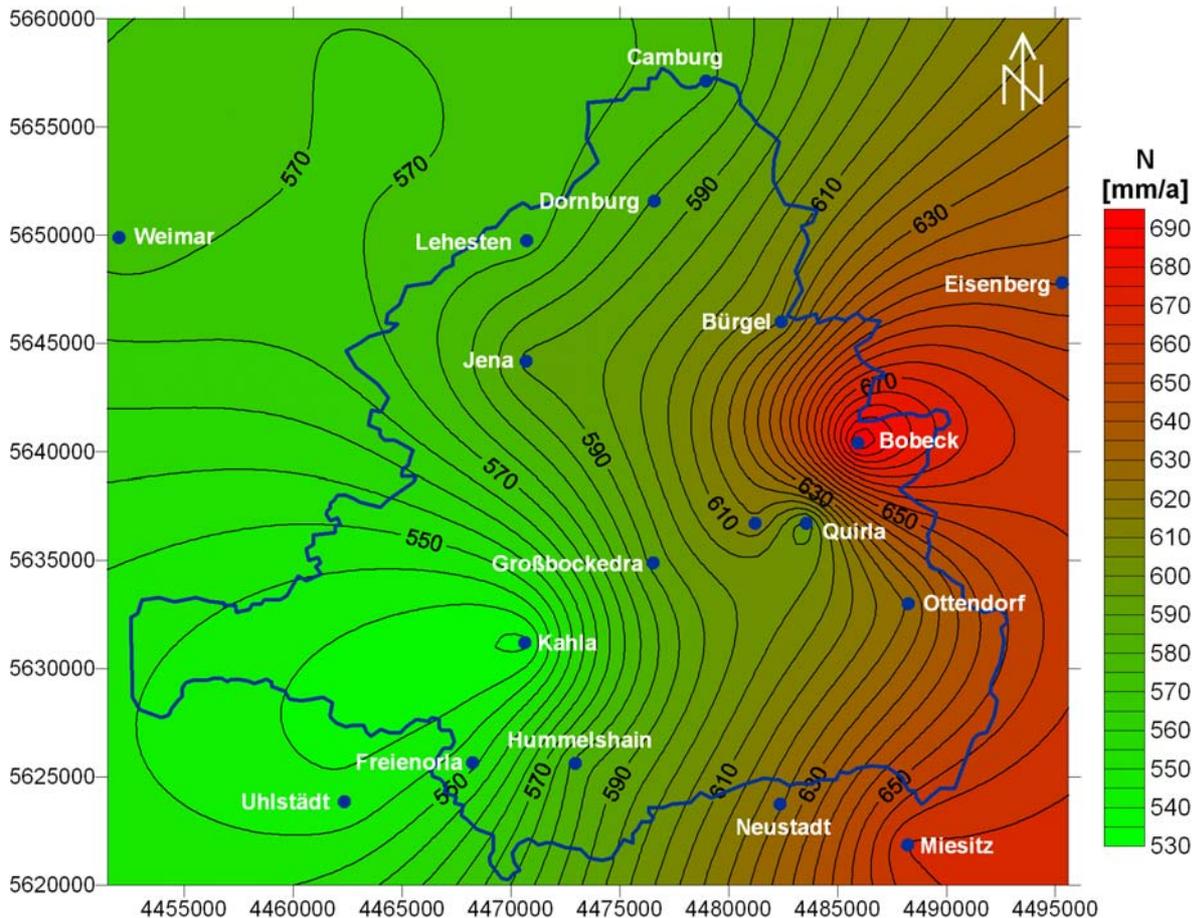


Abb. 41: Niederschlags-Isohypsenverteilung auf Grundlage des 30 jährigen Mittels. Erkennbar ist die räumliche Differenzierung des Untersuchungsgebietes durch den Luv-Lee-Effekt des Niederschlags.

In Abbildung 41 ist die Niederschlags-Isohypsenverteilung im Untersuchungsgebiet auf Grundlage des 30 jährigen Mittels der jeweiligen Niederschlagstation dargestellt. Ausnahme bilden die Stationen Bobeck, Miesitz und Weimar, da auf Grund fehlender Messwerte nur Durchschnittswerte für die letzten 7 und 11 Jahre berechnet werden konnten. Im Anschluss wurden die Mittelwerte mit Hilfe der Kriging-Methode dargestellt. Es ist zu erkennen, dass im Einzugsgebiet eine heterogene Niederschlagsverteilung vorliegt. Diese räumliche Differenzierung der Niederschlagshöhen erklärt sich hauptsächlich durch den Luv-Lee-Effekt. Thüringen erhält überwiegend aus südwestlicher Richtung (Luv-Seite) anströmende Luftmassen, welche sich an den Mittelgebirgen des Thüringer Waldes, des Thüringer Schiefergebirges bzw. an den hochgelegenen Sätteln im Thüringer Becken aufstauen und zum Aufstieg ge-

zwungen werden, so dass es zur adiabatischen Abkühlung kommt. Einen deutlichen Einfluss der Lee-Seite mit geringeren Niederschlägen findet man auf der westlichen Saaleseite im Arbeitsgebiet. Mit zunehmender Entfernung von den Mittelgebirgen bzw. Hochlagen nimmt der Einflussbereich der Leeseite immer stärker ab, so dass im östlichen Teil des Einzugsgebietes höhere Niederschläge gemessen werden.

Wie schon beschrieben zeigen die Niederschlagsganglinien keine deutlichen saisonalen Schwankungen. Die Sommermonate werden von Starkniederschlagsereignissen geprägt. Für das gesamte Untersuchungsgebiet wurde durch die Flächennormierung (Abschnitt 4.1.3.1. „THIESSEN-Polygone“) der vorliegenden Niederschlagsdaten ein langjähriges Mittel für den Niederschlag von ca. 585 mm/a \pm 10 % im Zeitraum 1970 bis 2001 berechnet. Die Abweichung von \pm 10 % ergibt sich aus der fehlenden Korrektur der Niederschlagsdaten hinsichtlich nicht berücksichtigter Windparameter. Alle nachfolgenden Bilanzierungen können diesen Fehler beinhalten. Aus den langjährigen Niederschlagsreihen können Trendaussagen durch die Gegenüberstellung der Niederschläge der Sommer- und Winterhalbjahre vorgenommen werden. Abb. 42 zeigt, dass die Niederschläge der Sommermonate im Zeitraum von 1970 bis 2001 um ca. 24 mm zurückgegangen sind. Im Gegensatz dazu, steigen die Niederschläge der Wintermonate um ca. 24 mm im selben Zeitraum an. Abb. 43 zeigt die Verteilung der Jahresmitteltemperaturen von 1970 bis 2001. Für diesen Zeitraum lässt sich für das Saale-Einzugsgebiet ein Temperaturanstieg von ca. 1,2 K belegen.

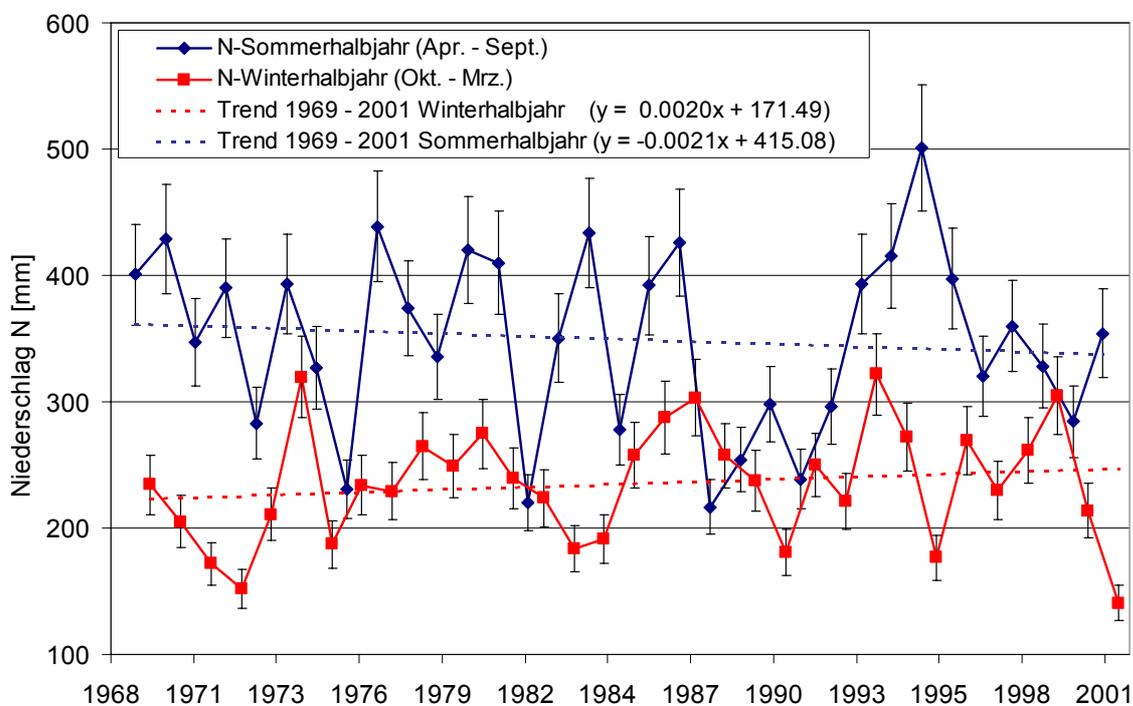


Abb. 42: Feststellbarer Trend der Niederschläge zu trockenere Sommerhalbjahre und feuchtere Winterhalbjahre

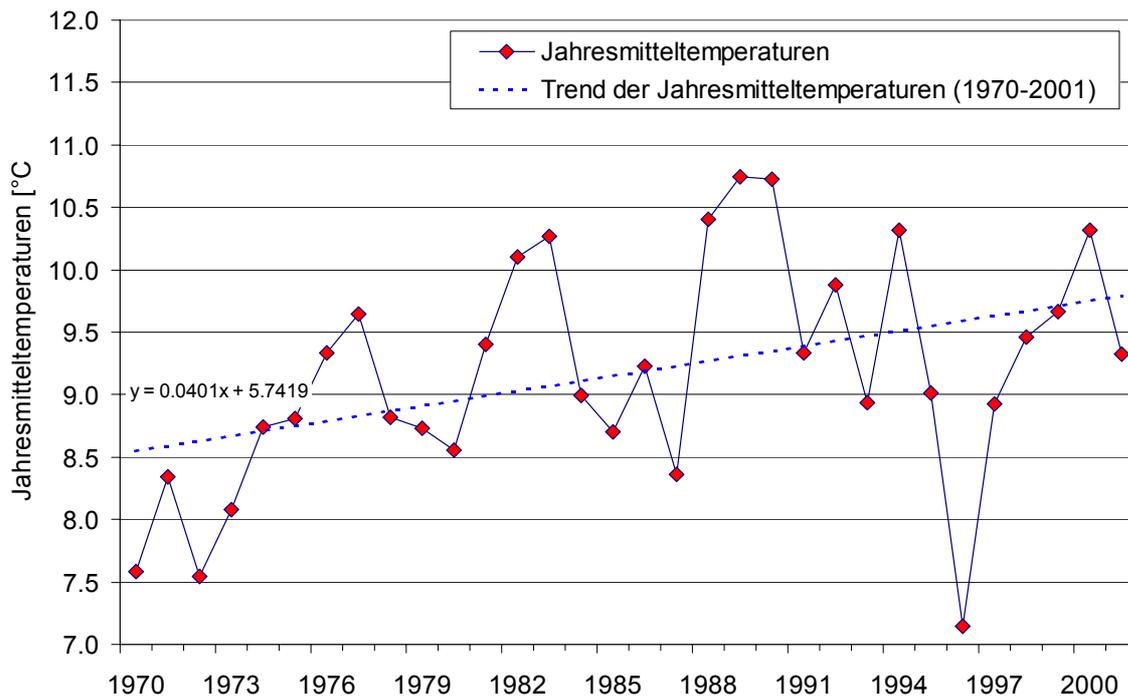


Abb. 43: Anstieg der Jahresmitteltemperaturen um ca. 1,2 K von 1970 bis 2001

Diese Beobachtungen in Bezug auf die Jahresmitteltemperatur und die langjährigen Niederschlagsreihen des Sommer- und Winterhalbjahres bestätigen die von GERSTENGARBE & WERNER (2004) und der TLUG (persönliche Mitteilung GÜNTHER Lysimeter Großobringen) festgestellten Trends für die Region der Neuen Bundesländer.

5.1.5.2. Verdunstung V

Die Gebietsverdunstung wird durch die Evapotranspiration ET beschrieben, die die Evaporation, Transpiration und Interzeption umfasst. Die Evaporation ist für das Arbeitsgebiet unbedeutend, da die offenen Wasserflächen der Wasserläufe im Untersuchungsgebiet eine Fläche von weniger als 1 % einnehmen und kann somit vernachlässigt werden. Die Evaporation von Infiltrationswasser aus dem unbewachsenen Boden wird ebenfalls ausgeschlossen, da kein vegetationsloser Boden vorliegt. Anthropogene Einflüsse auf die Evaporation sind in den Versiegelungsflächen (Dächer und Straßen) zu finden, welche im Arbeitsgebiet etwa 8% darstellen. Auf diesen Flächen gehen ca. 10-15 % der Wässer durch zusätzliche Verdunstung verloren. Im Modell werden Versiegelungsflächen nicht berücksichtigt. Der dadurch entstehende Fehler in der berechneten Grundwasserneubildung (siehe Bodenwasserhaushaltsmodell) beträgt für das gesamte Arbeitsgebiet ca. 1 %, was der verminderten Grundwasserneubildung von 10-15 % auf 8 % der Gesamtfläche entspricht. Die Interzeption ist auf Grund des Waldbestandes von 43 % im Untersuchungsgebiet eine wichtige Größe in der Grundwasserneubildungsberechnung und wird im Bodenwasserhaushaltsmodell von SAUTER (1992) mit 4,7 mm/d berücksichtigt.

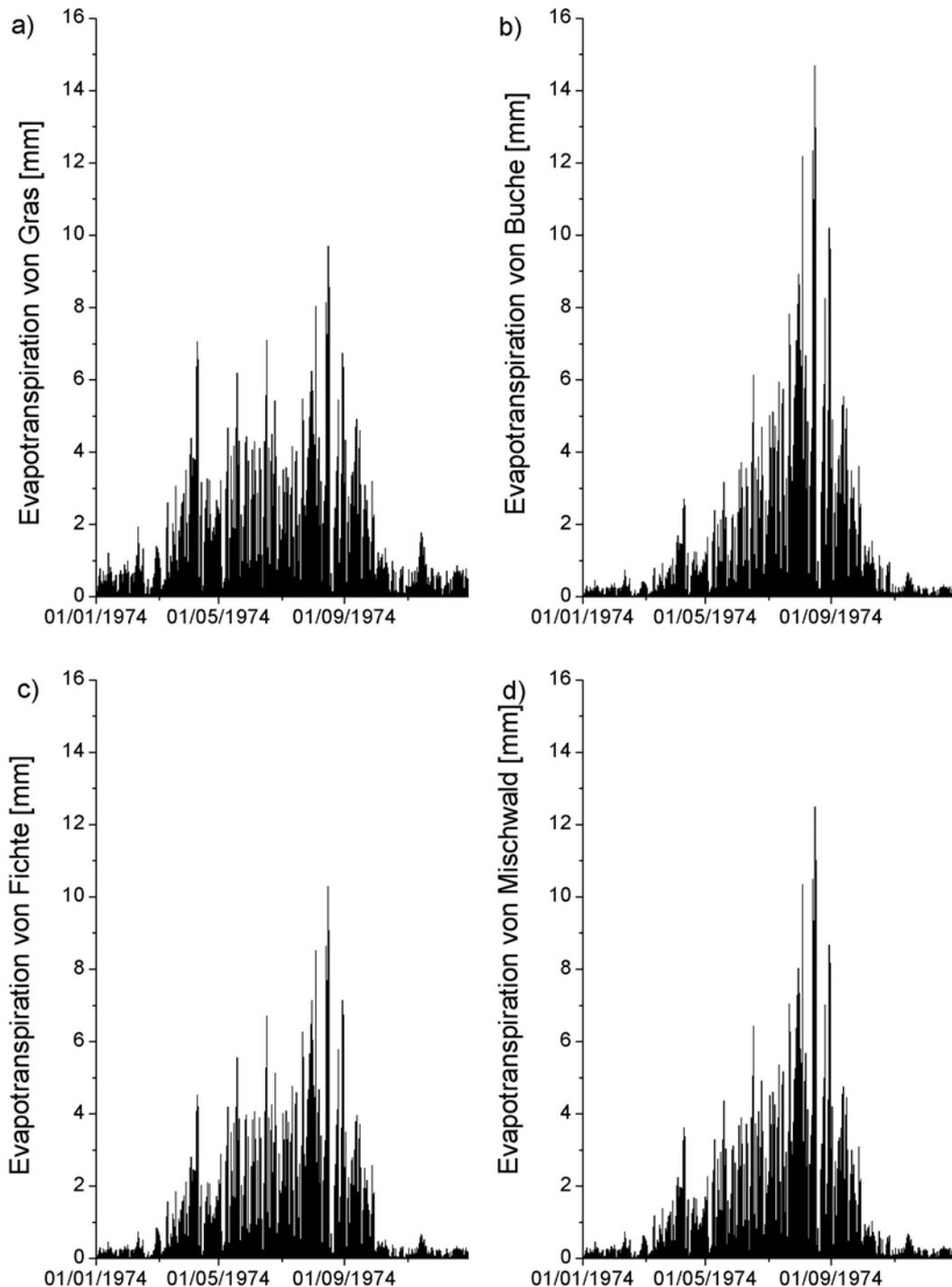


Abb. 44: Einfluss der Vegetation auf die Evapotranspiration E_{pot}

Die Abb. 44 zeigt beispielhaft für die Klimastation Jena die berechneten Werte nach HAUDE und SOKOLLEK für das Jahr 1974. Es ist zu erkennen, dass verschiedene Vegetationsarten die potentielle Verdunstung beeinflussen. Die ET_{pot} von Grasflächen zeigt in den Herbst- und Wintermonaten höhere Verdunstungsraten als die von Baumstandorten und ist in dieser Jahreszeit von größerer Bedeutung. Von Frühjahr bis Herbst sind die Grasstandorte von relativ kontinuierlichen hohen ET_{pot} -Raten geprägt. Dagegen zeigen die immergrünen Fichten im

Frühjahr mit Beginn der neuen Wachstumsperiode ein rasches Ansteigen der potentiellen Verdunstung bis das Niveau der ET_{pot} der Grasflächen erreicht wird. Mit Beginn des Spätsommers werden maximale Verdunstungsraten erreicht. Ende Herbst erfolgt ein schnelles Absinken der potentiellen Verdunstungsraten. Bei den Buchenbeständen kann parallel zum Verlauf der potentiellen Verdunstung die Entwicklung der Laubkronen nachvollzogen werden. Im Frühjahr mit Beginn des „Saftaufstiegs“ in den Buchen steigt die potentielle Verdunstung an. Die ET_{pot} der Buchen ist dabei geringer als die der Fichtenstandorte. Mit Ausbildung der vollständigen Laubkrone von Ende Frühjahr bis Ende Sommer werden die höchsten Beiträge der potentiellen Verdunstung im Vergleich mit den beiden anderen Standorten gemessen. Mit Beginn des Laubabwurfs setzt eine allmähliche Reduzierung der potentiellen Verdunstung ein. Die Abb. 44 d spiegelt die potentielle Verdunstung eines Mischwaldes wieder, die dem charakteristischen Muster der ET_{pot} für Fichten und Buchen entspricht.

Die langjährigen Daten der ET_{pot} nach HAUDE und SOKOLLEK sind wichtige Parameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit Hilfe des Bodenwasserhaushaltsmodells von SAUTER (1992). Die Punktdaten der Klimastationen wurden durch Konstruktion von THIESSEN-Polygonen auf die Fläche des Arbeitsgebietes bezogen und mit dem Vegetation-Shape (Wald und Wiese) im GIS verschnitten. Ziel war es, Bilanzräume zu erstellen, die Informationen von einer Klimastation und einem Vegetationstyp enthalten. Durch eine anschließende Flächennormierung konnte ein potentieller Verdunstungswert für das ganze Untersuchungsgebiet berechnet werden. Aus diesen Jahreswerten errechnet sich ein langjähriges Mittel für ET_{pot} von 563 mm/a und ET_{reell} von 412 mm/a. Für ET_{reell} lässt sich aus der allgemein gültigen Faustformel für die Neuen Bundesländer, nach der ca. 70 % des Niederschlages verdunsten ein Wert in ähnlicher Größenordnung berechnen. Der Wert für ET_{reell} von 412 mm/a geht als V in die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung ein.

5.1.5.3. Abfluss A

Nach dem DARCY-Gesetz wurde die Grundwassermenge quantifiziert, die parallel zum Fließgewässer im Lockergesteinsgrundwasserleiter strömt, um deren Anteil am Gesamtabfluss abzuschätzen. In Tab. 10 sind die Ausgangsgrößen zur Berechnung des Grundwasserabstroms in den quartären Talfüllungen für die Vorfluter Saale und Roda aufgelistet. Die Werte für die Transmissivität T [m^2/s] wurden aus Pumpversuchen für verschiedene Grundwassermessstellen, die sich in der Saale- und Rodaaue befinden und nur im Bereich der Talfüllung ausgebaut wurden, entnommen. Aus den Daten berechnet sich ein Grundwasserabstrom in den Talfüllungen von ca. 0,01 m^3/s . Stellt man diesen Wert den minimalen Gesamtabflüssen der Vorfluter von Saale (> 7 m^3/s) und Roda (> 0,5 m^3/s) gegenüber, wird deutlich, dass der Grundwasserabstrom in den Talfüllungen bedeutend kleiner und somit vernachlässigbar ist. Aus dem Verhältnis von minimalen Gesamtabflüssen der Vorfluter von

Saale und Roda und dem Abstrom in den Talfüllungen errechnet sich ein Anteil am minimalen Gesamtabfluss von weniger als 0,1 % für die Saale und weniger als 2 % für die Roda. Es kann davon ausgegangen werden, dass der gemessene Abfluss Q in den Pegeln der Roda bei Zöllnitz und der Saale bei Camburg dem vollständigen Abfluss des Einzugsgebietes entspricht.

Tab 10. Ausgangsdaten zur Quantifizierung des Grundwasserabstrom unter Vorfluter-Pegeln

Vorfluter Roda			
I Gefälle	B Talbreite	T Transmissivität	M Mächtigkeit Talfüllung
ca. 10 m Höhe auf 2500 m Länge I = 0,004	400 - 700	0,0017	5
		0,0031	5
		0,0035	5
		0,0042	6,5
Vorfluter Saale			
I Gefälle	B Talbreite	T Transmissivität	M Mächtigkeit Talfüllung
ca. 10 m Höhe auf 8000 m Länge I = 0,00125	900 - 1300	0,0055	6
		0,0019	5
		0,0021	5
		0,0044	5
		0,0063	5

Gesamtabfluss Q_{ges}

Das Saaletal stellt die Hauptentlastungszone des Arbeitsgebietes dar. Die gesamte Wassermenge (oberirdischer und unterirdischer Abfluss), die der Saale zuströmt, errechnet sich aus der Differenz der Abflussmenge im Vorflut-Pegel Camburg (Abstrom) abzüglich der Abflussmenge im Vorfluterpegel Rudolstadt (Anstrom). Zu beachten ist, dass von dem gemessenen Abfluss an den Saale-Pegeln, die oberhalb der Mündung der Orla liegen, die Abflussmenge der Orla (Freienorla) subtrahiert wird, da dieser Vorfluter ein eigenes Einzugsgebiet besitzt. Aus dieser Differenz lässt sich die Abflussganglinie für das Arbeitsgebiet ableiten. In Tab. 11 sind die gewässerkundlichen Zahlen der Pegel Rudolstadt, Camburg-Stöben und Freienorla aufgeführt.

Tab. 11: Gewässerkundliche Zahlen der Pegel im Arbeitsgebiet (* Daten von www.tlug-jena.de (2004)

	Rudolstadt*	Rothenstein*	Camburg-Stöben*	Freienorla*	Zöllnitz
Gewässer / Vorfluter	Saale	Saale	Saale	Orla	Roda
Pegelnulldpunkt [m ü. NN]:	190,190	151,112	118,610	170,630	ca. 159
Lage ob. d. Mündung [km] :	258,0	224,0	187,0	1,8	4,8
Einzugsgebiet [km ²] :	2.678,0	3.357,0	3.977,0	255,3	253,4
NNQ [m ³ /s] :	3,20 (28.06.1947)	2,92 (24.08.1949)	5,40 (08.07.1934)	0,060 (20.03.1930)	0,22 (21.08.1964)
HHQ [m ³ /s] :	363 (13.04.1994)	350 (31.12.1925)	299 (03.12.1939)	45,0 (15.07.1932)	37 (06.07.1958)
MQ [m ³ /s]	25,9 (1943-2002)	30,4 (1966-2002)	31,4 (1932-2002)	1,35 (1928-2002)	1,21 (1947-2003)

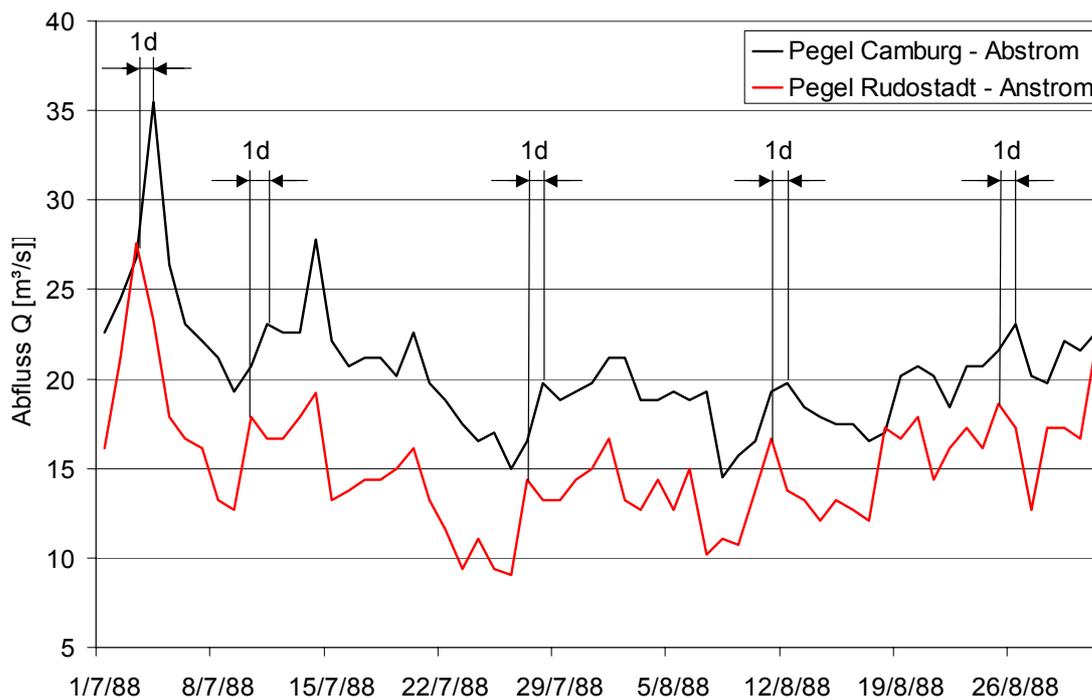


Abb. 45: Zeitverschiebung zwischen den Vorfluter-Pegel Rudolstadt und Camburg

Trägt man die Abflussmengen des Anstrom- und des Abstrom-Pegels über die Zeit in einem Diagramm auf, erkennt man, dass im Abstrom-Pegel überwiegend größere Abflussmengen vorliegen als im Anstrom-Pegel. Dies zeigt, dass dem Arbeitsgebiet verschiedene Wässer, wie z.B. Niederschlags- und Grundwasser zugeführt werden. Aus Abb. 45 wird deutlich, dass zwischen den Maxima des Anstrom- und des Abstrom-Pegels eine zeitliche Differenz von einem Tag vorliegt.

Bei der Berechnung des Gesamtabflusses der Saale im Zeitraum von 1952 bis 2001 ergaben ca. 8 % der Tageswerte unabhängig von der Jahreszeit einen negativen Abfluss. Nach Rücksprache mit dem Staatlichen Umweltamt in Gera können dafür folgende Ursachen vorliegen:

- Erst ab 1975 erfolgte eine vollständige Überwachung der Abflussdaten. Für die Zeit vor 1975 liegen keine Sicherheiten für die erhobenen Daten vor.
- Zu Zeiten von Niedrigwasser können zwischen Kahla und Jena influente Wasserverhältnisse auftreten, welche dazu führen, dass die gemessene Wassermenge im Bereich des Pegels Rudolstadt größer ist als die Wassermenge im Pegel Camburg.
- Zu Zeiten von Hochwasser kann es vorkommen, dass geringere Wassermengen im Pegel Camburg gemessen werden als im Pegel Rudolstadt, da im Bereich der breiten und flachen Flußauen (z.B. bei Kirchhasel) das Hochwasser über das Ufer tritt, in die Auen hineinströmt und dort eine bestimmte Zeit verbleibt (siehe Hochwasser der Elbe).
- Ein weiterer Grund für negative Abflussbilanzen liegt in der nicht immer optimalen Zusammenarbeit zwischen Talsperren und Wasserkraftwerken. Sie entstehen zum Bei-

spiel, wenn die Talsperren Wasser aufstauen und die Wasserkraftwerke gleichzeitig mit der vollen Leistung weiter arbeiten.

- Negative Differenzen können außerdem der allgemeinen Messungengenauigkeit der Pegel zugeschrieben werden. Messfehler eines Wehres setzen sich von der Eichung bis zur Ablesung des Wasserspiegels und der daran anschließenden Bestimmung des Abflusses fort. Eine Eichkurve setzt voraus, dass zu verschiedenen Hoch- und Niedrigwasserzeiten der Abfluss bestimmt wurde. Bereits bei der Bestimmung einer Eichkurve können größere Messfehler auftreten, da variierende Wasserstände zu unterschiedlichen Abflüssen führen.
- Weiterhin konnte gezeigt werden, dass der Ablesezeitpunkt des Wasserstandes bzw. des Abflusses bei der Betrachtung zweier Pegel von der Fließgeschwindigkeit und somit von der Abflussmenge abhängig ist, ein starres Mess-Zeit-Intervall kann bei der Ermittlung des mittleren Abflusses für einen Tag zu Messfehlern führen.

In der Abflussganglinie des Untersuchungsgebietes wurden die negativen Tageswerte gleich Null gesetzt, was bei den Auswerteverfahren des unterirdischen Abflusses zu niedrige Grundwasserneubildungsraten hervorrufen kann (Abb. 46). Aus den Werten des mittleren Jahresgesamtabflusses der Saale errechnet sich für den Zeitraum 1953 bis 2001 ein langjähriges Abflussmittel von ca. $4,3 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. ca. 172 mm/a .

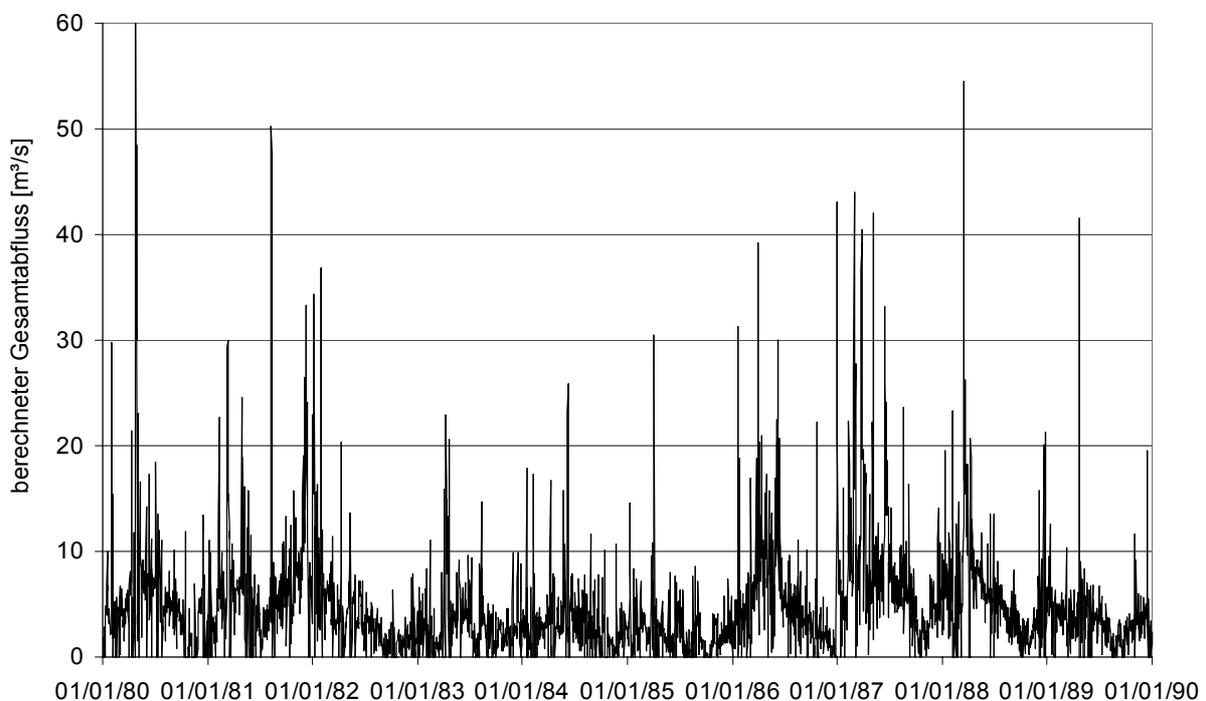


Abb. 46: Berechneter Gesamtabfluss der Saale

Aus dem mittleren Abfluss MQ der gewässerkundlichen Zahlen der einzelnen Pegel berechnet sich für das Untersuchungsgebiet ein ähnlicher Gesamtabfluss von ca. $4,15 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw.

ca. 165 mm/a. Der bilanzierte Gesamtabfluss geht als Abfluss A in die Wasserhaushaltsgleichung ein.

Oberirdischer Abfluss A_o

Nach der Methode von NATERMANN (1958) konnte ein Direktabfluss („run off“ bzw. oberirdischer Abfluss A_o) von ca. 25 % für das Untersuchungsgebiet bestimmt werden. Die Größe des direkten oberirdischen Abflusses („run off“) wird im Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992) berücksichtigt.

Bilanzierung des unterirdischen Abflusses A_u nach WUNDT, KILLE und NATERMANN

In Tab. 12 sind die nach WUNDT (1953) berechneten Grundwasserneubildungsraten für das Saale-Einzugsgebiet und das Roda-Einzugsgebiet aufgestellt.

Tab. 12: Grundwasserneubildungsraten nach WUNDT (1953)

WUNDT	Saale-Einzugsgebiet		Roda-Einzugsgebiet	
	[l/(s*km ²)]	mm/a	[l/(s*km ²)]	mm/a
MoMnQ	4,36	137,50	4,78	150,74
SoMnQ	3,92	123,62	4,40	138,75

Die bilanzierten Grundwasserneubildungsraten nach KILLE (1970) sind in Tab. 13 aufgeführt.

Tab. 13: Grundwasserneubildungsraten nach KILLE (1970)

KILLE	Saale-Einzugsgebiet		Roda-Einzugsgebiet	
	[l/(s*km ²)]	mm/a	[l/(s*km ²)]	mm/a
MoMnQ	4,54	143,17	4,59	144,75
SoMnQ	4,15	130,87	4,25	134,03

Die bilanzierten Grundwasserneubildungsraten nach NATERMANN (1958) sind in Tab. 14 dargestellt.

Tab. 14: Grundwasserneubildungsraten nach NATERMANN (1958)

NATERMANN	Saale-Einzugsgebiet		Roda-Einzugsgebiet	
	[l/(s*km ²)]	mm/a	[l/(s*km ²)]	mm/a
	4,20	132,45	3,80	119,83

Aus den Tab. 12; 13 und 14 ist ersichtlich, dass die quantifizierten Grundwasserneubildungen gut übereinstimmen. Vergleicht man die einzelnen Methoden untereinander, liegen die Abweichungen für die Grundwasserneubildung unter 10 %, was wiederum zeigt, dass die Grundwasserneubildungen für die Einzugsgebiete der Saale und der Roda relativ genau

bestimmt werden konnten. Weiter liegen die bilanzierten Grundwasserneubildungsraten in der angegebenen Größenordnung der Literaturangaben von 2,5 bis 5,8 l/(s*km²).

5.1.5.4. Änderung der Wasservorrates - ΔS

Abb. 47 und 48 gibt die Änderung des Wasservorrates ΔS exemplarisch für die Jahre 1974 - 1975, und 1994 - 1995 wider.

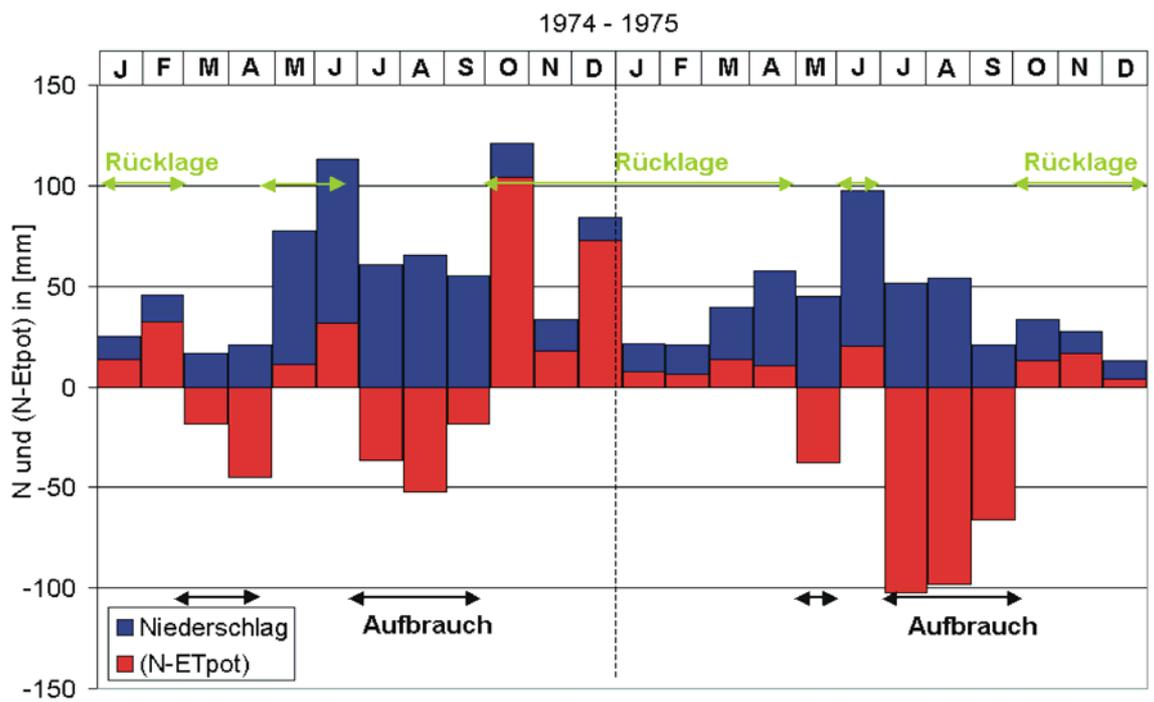


Abb. 47: Änderung des Wasservorrates ΔS für das Jahr 1974 - 1975

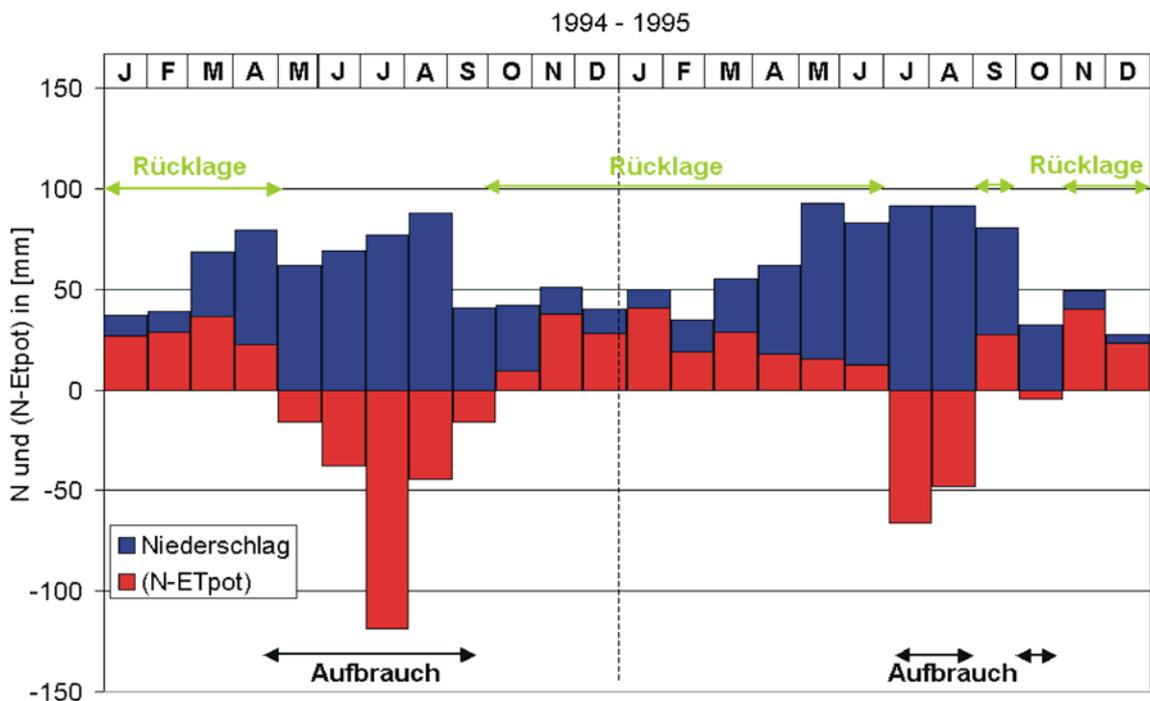


Abb. 48: Änderung des Wasservorrates ΔS für das Jahr 1994 - 1995

Es ist zu erkennen, dass es zu saisonalen Variationen zwischen Rücklage und Aufbrauch im Wasservorrat kommt, das gesamte Jahr betrachtend, liegt ein ausgeglichener Wasservorrat vor. Abweichungen in der Wasseränderung können durch extreme Trocken- bzw. Nassjahre auftreten. Für den Zeitraum von 1973 bis 2001 kann davon ausgegangen werden, dass ein Gleichgewicht zwischen Rücklage und Aufbrauch vorgelegen hat und die Wasseränderung ΔS vernachlässigbar ($\Delta S = 0$) ist.

5.1.5.5. Wasserhaushaltsbilanz

Trägt man die Angaben für den Niederschlag ($N - 585 \text{ mm/a}$), die reale Evapotranspiration ($V - 412 \text{ mm/a}$) und den Gesamtabfluss ($A - 172 \text{ mm/a}$) in die Wasserhaushaltsgleichung (Glg. 58) ein, zeigt sich, dass die Wasserhaushaltsberechnung für das Untersuchungsgebiet weitgehend ausgeglichen ist.

5.1.6. Grundwasserneubildung

Grundlage für die Entwicklung eines hydrogeologischen Modells und folglich eines numerischen Strömungsmodells bildet die Berechnung der Grundwasserneubildung. Die Grundwasserneubildung hängt von klimatischen Größen wie Niederschlag und Verdunstung sowie von den standortspezifischen geologischen und bodenphysikalischen Parametern ab. Weiter wird deutlich, dass die Art der Bodennutzung (Wald, Acker und Grünland) ebenfalls eine Rolle spielt, da die Grundwasserneubildung vom Ackerland zu Grünland zu Wald abnimmt (MATTHESS & UBELL 2003). Diese Faktoren werden im Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992) berücksichtigt. Der Vorteil dieses Programms ist, dass die Grundwasserneubildung für Tageswerte bilanziert wird und alle Komponenten berücksichtigt werden. Mit dem Bodenwasserhaushaltsmodell wurde die Grundwasserneubildung für das Einzugsgebiet des mittleren Saaletals und für das Referenzgebiet der Roda für den Zeitraum 1973 bis 2001 berechnet.

Plausibilitätsprüfungen fanden durch die Gegenüberstellung der kalkulierten Grundwasserneubildung mit dem bilanzierten unteren Abfluss, aus dem Einzugsgebieten der Roda und Saale, sowie mit dem Grundwasservorrat aus der Variation von Grundwasserspiegelgängen nach der Methode von HEALY (2002), wie bereits erwähnt, statt.

Bei der anschließenden Grundwasserbilanz ist zu beachten, dass neben natürlichen auch anthropogene Einflussgrößen, wie die Trinkwasserentnahme von Bedeutung sind. Großmaßstäblich betrachtet, wird dem Untersuchungsgebiet der Saale das durch die Trinkwasserförderung entzogene Grundwasser innerhalb der Arbeitsbereichsgrenzen wieder zugeführt, d.h. es wird kein Wasser exportiert oder importiert. Im Roda-Referenzgebiet wird jedoch eine bedeutende Menge an Trinkwasser für die Stadt Jena gefördert, was zur Folge hat, dass diesem Gebiet Grundwasser entzogen und nicht innerhalb des Einzugsgebietes der Roda

wieder zugeführt wird. Aus diesem Grund ist die Grundwasserneubildung größer als der gemessene Abfluss. Die in der hydrogeologischen Auswertung des Abflusses der Roda errechnete Grundwasserneubildungsrate ist demzufolge geringer als die tatsächliche.

5.1.6.1. Ergebnisse des Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER (1992)

Das Bodenwasserhaushaltsmodell berechnet die Grundwasserneubildung im Bereich der Bodenzone. Der Weg durch die ungesättigte Zone des Sickerwassers zum Aquifer wird dabei nicht berücksichtigt. Die Erkenntnisse über die Grundwasserdynamik im Aquifer suB / sm hat entscheidenden Einfluss auf die Eingabe der Grundwasserneubildung („recharge“) im numerischen Strömungsmodell. Für die Verwendung der Grundwasserneubildung im Programm VISUAL MODFLOW muss die unterschiedliche Fließgeschwindigkeit der beiden Strömungssysteme Kluft- und Porensystem in der ungesättigten Zone beachtet werden, da es zu unterschiedlichen Verzögerungen der Grundwasserneubildung an der Grundwasseroberfläche kommt und das Programm den Weg durch die ungesättigte Zone nicht berücksichtigt.

In Abhängigkeit der Grundwasserdynamik im Bereich der Messstellen Jägersdorf, Hummelshain, Schleifreisen und der anderen fünf Messstellen wurden verschiedene GWN-Funktionen erstellt, die die zeitlichen Abhängigkeiten der Fließgeschwindigkeiten berücksichtigen (siehe Abb. 80 a und b im Abschnitt 5.4.4.). Von den berechneten Tageswerten der Grundwasserneubildung wurde der Anteil zwischen 27 bis 34 % für das Porensystem abgezogen. Die verbleibenden 66 bis 73 % wurden um die jeweilige mittlere Grundwasserfließzeit von Jägersdorf, Schleifreisen und Hummelshain nach vorn versetzt, was dem rasch fließenden Anteil des Kluftsystems entspricht. Der für das Porensystem bilanzierte Anteil wurde zu Monatswerten summiert und entsprechend der ermittelten Fließzeiten von z.B. 1 ¼, 5 ¼ und 10 Jahren der Grundwasserneubildung des Kluftgrundwasserleiters wieder hinzugefügt. Für die anderen 5 Messstellen wurde anfangs eine GWN-Funktion mit den direkt berechneten Tageswerten der Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell erstellt.

5.1.6.2. Plausibilitätsprüfungen der Grundwasserneubildungen

Einzugsgebiet der Saale – Untersuchungsgebiet

Nach dem Bodenwasserhaushaltsprogramm ergibt sich für den Zeitraum 1973 - 2001 eine mittlere Grundwasserneubildung von ca. 150 mm/a \pm 10 % für das Saale Einzugsgebiet. Dieser Wert stimmt mit der Grundwasserneubildung von ca. 140 mm/a, die sich aus den hydrogeologischen Auswertungen des unterirdischen Abflusses ergibt, annähernd überein. Geringe Abweichungen werden durch Messfehler bzw. Ungenauigkeiten der einzelnen Metho-

den bedingt. Eine weitere Plausibilitätsprüfung wurde durch den Vergleich der Tagesdaten des Bodenwasserhaushaltsprogramms mit den Werten der Grundwasservorratsänderungen nach HEALY (2002) erreicht. Grundlage für die Methode nach HEALY (2002) ist die Kenntnis des Speicherkoeffizienten. Aus Gleichung 11 berechnet sich für die ungespannten Grundwasserhältnisse im Saale Einzugsgebiet ein Speicherkoeffizient von ca. 4 %. Dieser Wert entspricht den Literaturangaben für den Speicherkoeffizienten im ungespannten Aquifer (HÖLTING 1996). Die Methode nach HEALY (2002) wurde für die Grundwasserganglinien der Messstellen Hummelshain und Jägersdorf angewendet. Die Variationen des Grundwasserspiegels in der Messstelle Hummelshain ergaben im Zeitraum 01.01.1997 – 31.12.1997 eine Grundwasservorratsänderung von ca. 167 mm/a. Das Bodenwasserhaushaltsmodell berechnete für den gleichen Zeitraum eine Grundwasserneubildung von ca. 160 mm/a \pm 10 %. Die Grundwasservorratsänderung in der Messstelle Jägersdorf ergab im Zeitraum 01.01.2001 – 31.12.2001 einen Wert von ca. 140 mm/a, durch das Bodenwasserhaushaltsmodell wurde eine Grundwasserneubildung von 121 mm/a \pm 10 % bilanziert. Demzufolge kann davon ausgegangen werden, dass die Tageswerte aus dem Bodenwasserhaushaltsprogramm die realen Werte der Grundwasserneubildung gut widerspiegeln. In Abb. 49 ist eine schematisierte Wasserbilanz des Arbeitsgebietes dargestellt. Bei der Aufstellung der Grundwasserbilanz für das Einzugsgebiet der Saale kann die anthropogene Einflussgröße der Trinkwasserentnahme vernachlässigt werden. Da großräumlich gesehen das aus dem Gebiet entzogene Grundwasser wieder innerhalb der Arbeitsbereichsgrenzen zugeführt wird, so dass der Wasserkreislauf geschlossen ist. Durch diese Entnahmen kommt es aber zu einer zeitlichen Verzögerung.

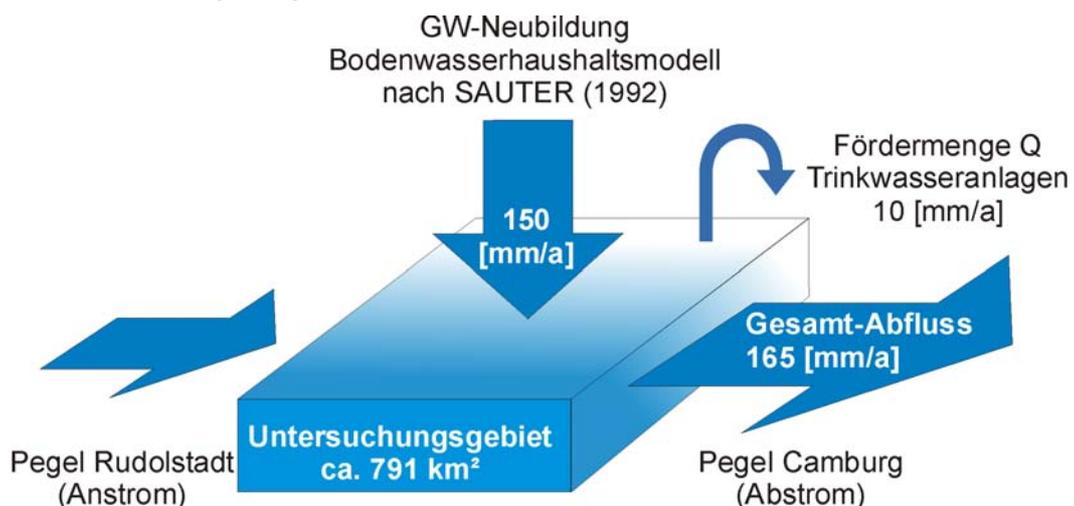


Abb. 49: Schematisierte Wasserbilanz gibt den ausgeglichenen Wasserhaushalt des Arbeitsgebietes wieder. (verändert nach RAUSCH & TRAPP 2003)

Einzugsgebiet der Roda – Referenzgebiet

Für das Roda Einzugsgebiet ergibt sich nach dem Bodenwasserhaushaltsprogramm für den Zeitraum 1973 - 2001 eine mittlere Grundwasserneubildung von ca. 200 mm/a \pm 10 %, die

von der Grundwasserneubildung aus den hydrogeologischen Auswertungen des Abflusses der Roda von ca. 140 mm/a deutlich abweicht. Wie oben beschrieben, führt die Trinkwasserförderung zu einem „Export des Grundwassers“ in diesem Gebiet. Für das Jahr 2001 wurden vom staatlichen Umweltamt in Gera die Trinkwasserförderraten der Trinkwassertiefbrunnen und Quelfassungen zur Verfügung gestellt. Hieraus ergibt sich eine bilanzierbare Fördermenge von ca. 14.000 m³/d, was ca. 20 mm/a entspricht. Addiert man diese zur Grundwasserneubildung von ca. 140 mm/a des Abflusses, ergibt sich eine gesamte Grundwasserneubildung von ca. 160 mm/a. Dies entspricht einer Grundwasserneubildungsrate von 5,07 l/(s*km²) für das Einzugsgebiet der Roda.

Für das Einzugsgebiet der Roda errechnet sich nach Gleichung 11 ein Speicherkoeffizient von ca. 4%. Der Plausibilitätskontrolle wurde der Zeitraum vom 01.04.2000 bis zum 31.03.2001 zu Grunde gelegt. Das Bodenwasserhaushaltsprogramm berechnet eine Grundwasserneubildung von ca. 110 mm für diesen Zeitraum. Aus der Variation von Grundwasserspiegelgängen (HEALY 2002) errechnet sich eine Grundwasserneubildung von ca. 112 mm, d.h. auch hier stellen die Tageswerte aus dem Bodenwasserhaushaltsprogramm die realen Werte der Grundwasserneubildung ziemlich genau dar.

5.2. Hydrochemie

Die Konzeption des hydrogeologischen Modells für das Einzugsgebiet der Saale basiert zum einen auf den Untersuchungen der hydrogeologischen Verhältnisse (Hydraulik und Hydrodynamik) und zum anderen auf den Ergebnissen hydrochemischer Untersuchungen an Tiefbrunnen und Grundwassermessstellen (Abb. 50).

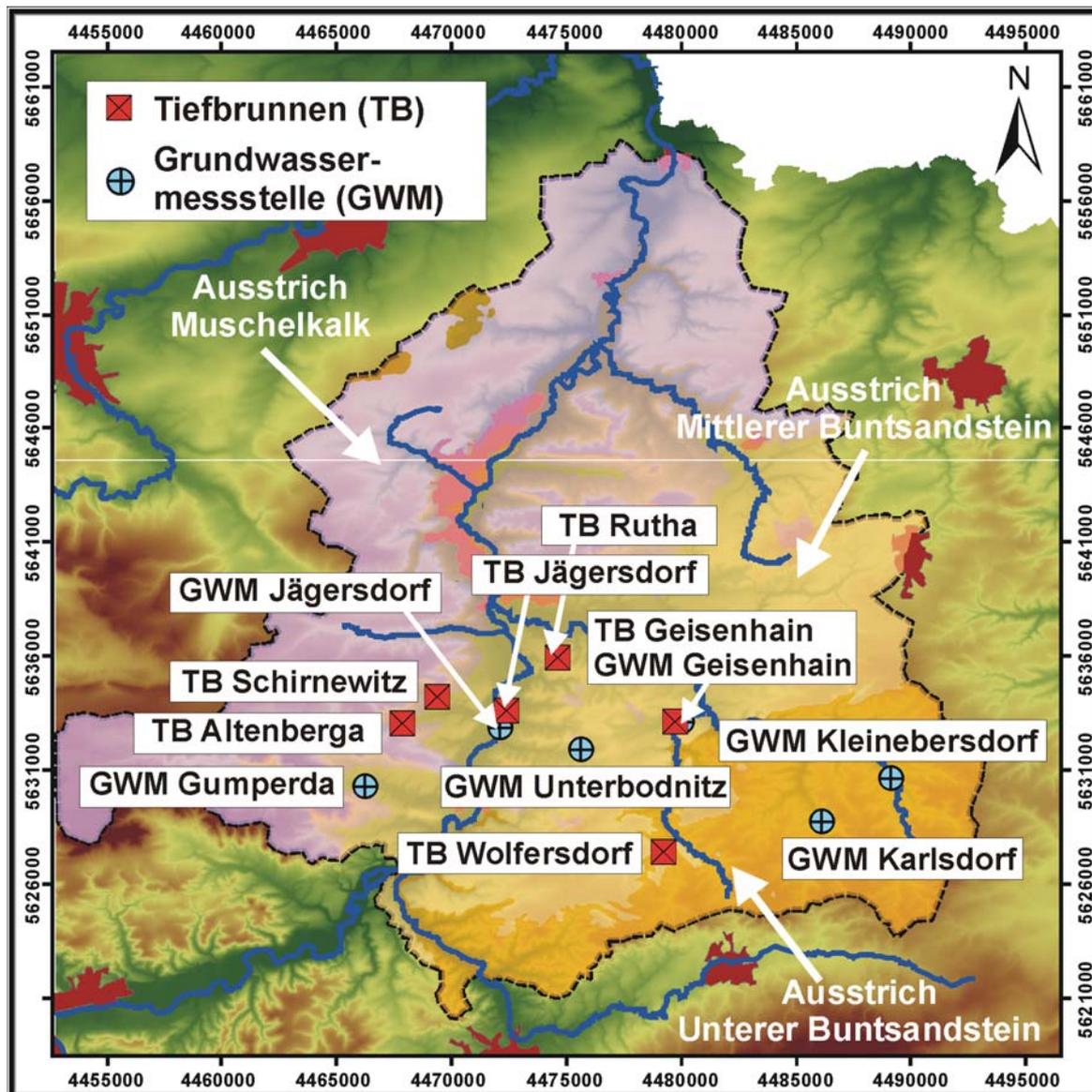


Abb. 50: Standorte der hydrochemischen Probenahme (TLUG 2002, verändert)

Die Standorte der hydrochemischen Probenahme wurden anhand der Grundwasserfließrichtung im Aquifer suB / sm ausgewählt. Die Grundwassergleichenpläne zeigen, dass der Vorfluter der Saale als Hauptentlastungsgebiet lateral von östlicher und westlicher Seite angeströmt wird. Diese beiden Grundwasserströme lassen sich auf Grund der verschiedenen austreichenden geologischen Schichten hydrochemisch voneinander unterscheiden. Für diese Unterscheidung sind typische Formationswässer der einzelnen geologischen Schicht-

ten in Tabelle 15 angegeben. In den nachfolgenden Abschnitten werden diese Formationswässer als „reine“ Buntsandstein- bzw. „reine“ Muschelkalkgrundwässer betrachtet.

Tab. 15: Grundwassertypen verschiedener geologischer Formationen in Thüringen

Lage	Geologische Formation	Grundwassertyp	aus:
Ost Thüringen	Unterer Buntsandstein	Ca-Mg-HCO ₃ Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	SEIDEL 1995
Ost Thüringen	Mittlerer Buntsandstein	Ca-Mg-HCO ₃ Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	SEIDEL 1995
Thüringen, allgemein	Röt, allgemein Röt, Basisgipse Röt, Salinar	Ca-SO ₄ Ca-Mg- SO ₄ - HCO ₃ Ca-SO ₄ Ca-Na-(Mg)- SO ₄ - HCO ₃ -Cl Na-Ca-Cl	SEIDEL 1995
Ost Thüringen	Unterer Muschelkalk	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ Ca-HCO ₃ -SO ₄	SIEBERT 2001

Wie im Abschnitt 5.2.1.7. gezeigt wird, konnten innerhalb der Entlastungszone des Saaletals Mischungsprozesse zwischen den verschiedenen Formationswässern nachvollzogen werden. Weiter wurde mit Hilfe der hydrochemischen Untersuchungen versucht, die mit der Grundwasserdynamik unternommene Untergliederung der Buntsandsteinausstrichsfläche im Osten des Arbeitsgebietes in Grundwasserneubildungs-, Transit- und Entlastungsgebiet zu bestätigen. Die hydrochemische Charakterisierung des Einzugsgebietes baut sich auf 48 hydrochemischen Vollanalysen und jeweils einer Stichtagsmessung von Umweltisotopen an drei Brunnen auf. Die Probennahmen der in Tab. 16 aufgeführten Trinkwasserbrunnen konnten mit Unterstützung der Stadtwerke Jena-Pößneck durchgeführt werden (Abb. 51). Die im Abschnitt 4.2. beschriebenen Probennahmezeiträume der Brunnen wurden in Tab. 16 nochmals kurz zusammengestellt.

Tab. 16: Nachfolgende Tiefbrunnen wurden im Zeitraum Februar 03 bis März 04 untersucht.

Tiefbrunnen			
Lokalität	Bezeichnung	Ausbau im	Monatliche Messungen im Zeitraum
Wolfersdorf	TW 1/61	Mittleren Buntsandstein	02 / 2003 – 03 / 2004
Geisenhain	Sta 3/78	Mittleren Buntsandstein	02 / 2003 – 03 / 2004
Jägersdorf	Jaef 1E/80	Mittleren Buntsandstein	02 / 2003 – 03 / 2004 (techn. Ausfall 05 – 07 / 2003)
Rutha	Ruh 2E/76	Mittleren Buntsandstein	06 – 08 /2003
Schirnewitz	Sch 101/84	Mittleren Buntsandstein	03 / 2004
Altenberga	Abg 1/74	Mittleren Buntsandstein	03 / 2004



Brunnenstube TB Jägersdorf Jaef 1E/80



Brunnenstube TB Geisenhain Sta 3/78



Brunnenstube TB Wolfersdorf TW 1/61



Brunnenstube TB Altenberga Abg 1/74

Abb. 51: Brunnenstuben der beprobten Trinkwasserbrunnen im Untersuchungsgebiet

Eine einmalige hydrochemische Probennahme fand im November 2002 an den in Tab. 17 aufgeführten Grundwassermessstellen statt (Abb. 52). Diese Probennahme diente der späteren Standortauswahl der Tiefbrunnen. Eine Übersicht der Wasserproben geben die Tabellen im Anhang 7 wider.

Tab. 17: Stichtagsbeprobung im November 02 an ausgewählten Grundwassermessstellen

Grundwassermessstellen (GWM)		
Lokalität	Bezeichnung	Ausbau im
Kleinebersdorf	20009	Unteren Buntsandstein
Karlsdorf	20107	Unteren Buntsandstein / (Mittleren Buntsandstein)
Geisenhain	20003	Mittleren Buntsandstein
Unterbodnitz	20009	Mittleren Buntsandstein
Jägersdorf	20007	Mittleren Buntsandstein
Gumperda	2011	Mittleren Buntsandstein



GWM Kleinebersdorf 2009



GWM Jägersdorf 2007



GWM Unterbodnitz 2009



GWM Karlsdorf 2010



GWM Gumperda 2011

Abb. 52: Beprobte Grundwassermessstellen im Arbeitsgebiet

5.2.1. Hydrochemische Analyseergebnisse

5.2.1.1. Plausibilitätsprüfung

Der Mittelwert der Ionenbilanzen der Tiefbrunnen beträgt 0,7. Abb. 53 zeigt in einem Histogramm die Verteilung der Ionenbilanzen aller durchgeführten Analysen.

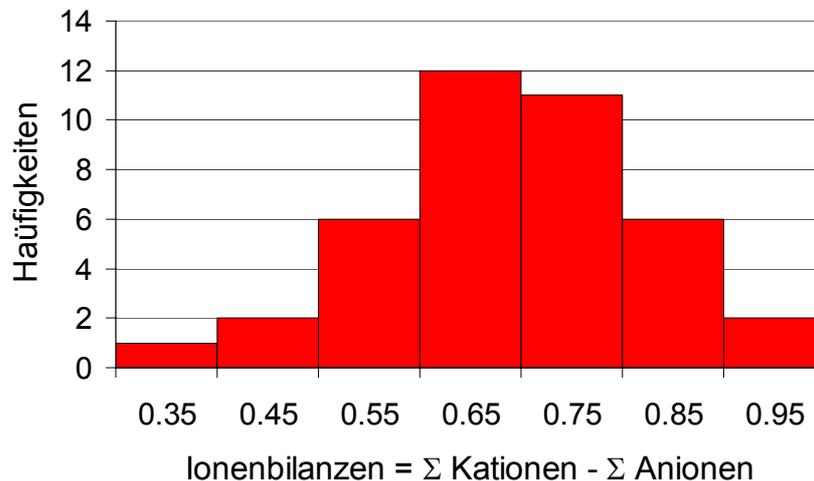


Abb. 53: Verteilung der Ionenbilanzen aller durchgeführten Analysen

Es ist ersichtlich, dass ein Kationen-Überschuss vorliegt. Dies kann nach DVWK (1992) besonders in Grundwässern aus Sedimenten vorkommen, die z.T. einen hohen Anteil an organischem Material enthalten. In diesen Wässern können Carbonsäureanionen oder Succinate beinhaltet sein, die in der Regel nicht mitanalysiert werden, was zu einer geringeren Summe der Anionen als die der Kationen führt. Für die gesamten Wasseranalysen lag der Ionenbilanzfehler unter 5 % und somit im plausiblen Vertrauensbereich.

5.2.1.2. Organoleptik

Die Wässer der Tiefbrunnen wiesen zu keinem Zeitpunkt eine geruchliche oder farbliche Beeinträchtigung auf. Dagegen zeigten die Wässer der Grundwassermessstellen stellenweise eine rötliche Beeinflussung durch Eisen (III)-Verbindungen. Trübungen der Wässer innerhalb der Grundwassermessstellen konnten durch ein verstärktes Klarpumpen beseitigt werden. Eine geruchliche Beeinträchtigung des Wassers der Grundwassermessstellen war nicht gegeben.

5.2.1.3. Physikochemische Parameter

Abb. 54 zeigt die Ganglinien der physikochemischen Parameter der Tiefbrunnen, wobei z.T. starke Ausreißer zu erkennen sind. Einzelne Werte wie z.B. der niedrige pH-Wert von 6,2 im Brunnen Wolfersdorf im März 2003 und die zu niedrigen Temperaturwerte im Februar und November 2003 sind auf eine defekte Steckverbindung zwischen Elektrode und pH-

Messgerät bzw. Kontaktschwierigkeiten zwischen Elektrode und Messgerät zurückzuführen. Die komplett zu niedrigen pH-Werte im August 2003 deuten auf einen Fehler in der Kalibration des pH-Messgerätes hin. Das Sägezahnmuster in den Sauerstoff-Ganglinien im ersten Halbjahr der Probenahme lässt auf den Effekt der Entgasung des Grundwassers bei der Pumpförderung schließen. Die Qualität der Messwerte ist auch stark abhängig von der Pumpvorlaufzeit, es wurde bei den Stadtwerken um eine Vorlaufzeit der Brunnen von ½ bis 1 Stunde gebeten.

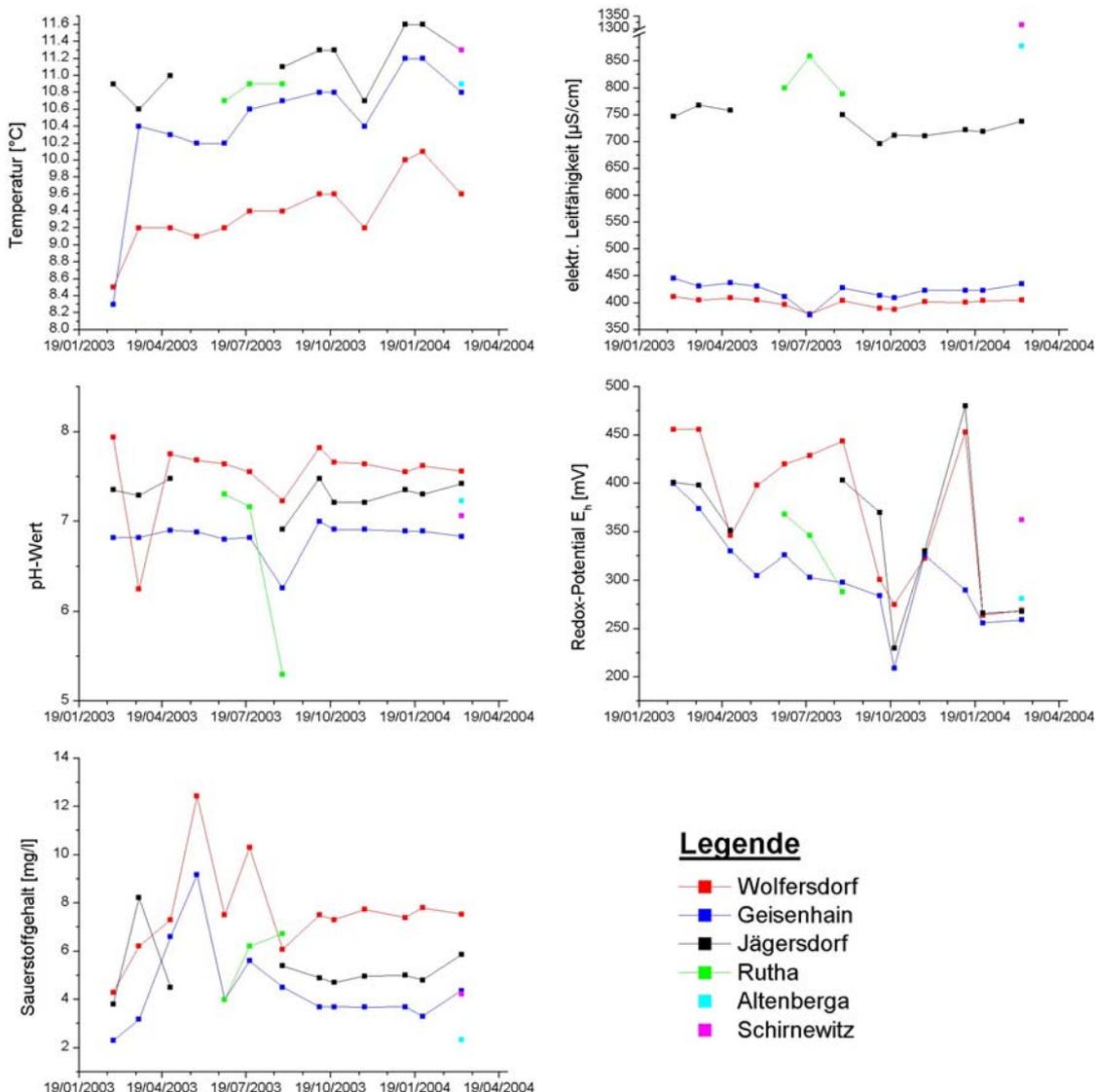


Abb. 54: Ganglinien der physikochemischen Parameter der beprobten Tiefbrunnen

Die *Wassertemperaturen* der Tiefbrunnen zeigen sowohl eine Zunahme der Wassertemperatur in Fließrichtung des Grundwassers vom Neubildungsgebiet zur Entlastungszone als auch über den gesamten gemessenen Zeitraum. Saisonale Einflüsse sind nicht erkennbar. Die gemessenen Wassertemperaturen von ca. 11 °C lassen bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von ca. 8 °C auf eine Fördertiefe von ca. 100 m bei einem mittleren Temperaturgradienten

ten von 3 °C / 100 m (RICHTER 1992) schließen. Eine Zunahme der Fördertiefen in Fließrichtung des Grundwassers lässt sich durch das generelle Schichteinfallen von ca. 3 ° nach Nordwesten erklären.

Die gemessenen *pH-Werte* aller Analysen zwischen 5,3 und 7,9 entsprechen denen, wie sie in natürlichen Grundwässern angetroffenen werden. Eine Korrelation mit anderen Parametern ist nicht ersichtlich.

Die *elektrischen Leitfähigkeiten* der Tiefbrunnen Wolfersdorf und Geisenhain sind mit Werten zwischen 377 und 446 $\mu\text{S}/\text{cm}$ relativ konstant. Die Grundwässer in den Brunnen Jägersdorf und Rutha zeigen doppelt so hohe elektrische Leitfähigkeiten von 696 bis 859 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die Grundwässer der Tiefbrunnen Altenberga und Schirnewitz auf der westlichen Saaleseite besitzen ebenfalls höhere Leitfähigkeiten von 878 bis 1316 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ähnliche Leitfähigkeitsverteilungen in den Anstromgebieten östlich und westlich des Vorfluters der Saale wurden auch bei der Beprobung der Grundwassermessstellen festgestellt. Die elektrischen Leitfähigkeiten der Grundwassermessstellen variieren auf der östlichen Saaleseite zwischen 388 und 809 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Der Messwert von 809 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wurde in der Messstelle Karlsdorf gemessen, die überwiegend den Unteren Buntsandstein erschließt. Höhere Werte der elektrischen Leitfähigkeit von 1339 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wurden in der Messstelle Gumperda auf der westlichen Saaleseite gemessen. Werte bis 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sind typische gering bis mittel mineralisierte Wässer des Unteren und Mittleren Buntsandsteins mit silikatischen, sulfatischen und karbonatischen Bindemitteln. Bei den Grundwässern > 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ handelt es sich um höher mineralisierte Wässer. Sie zeigen eine Beeinflussung durch den Oberen Buntsandstein und den Muschelkalk und befinden sich überwiegend auf der westlichen Saaleseite.

Die *Redox-Werte* (E_h) der beprobten Tiefbrunnen sowie der meisten Grundwassermessstellen variieren zwischen +100 und +478 mV und entsprechen Grundwässern im oxidierenden Milieu. Ausnahme ist die Messstelle Kleinebersdorf, sie zeigt mit einem E_h -Wert von +1 mV ein reduzierendes Milieu an. Ein Messfehler kann auf Grund des ebenfalls zu geringen Sauerstoffgehaltes von 0,3 mg/l ausgeschlossen werden. Laut DVWK (1996) können im Bereich von oberflächennahen Grundwasserleitern geogene, anaerobe Bedingungen auftreten, wenn tonige Deckschichten und erhöhte Gehalte an natürlichen, organischen Substanzen zusammentreffen. Da die Messstelle in der Flussaue der Roda steht, sind diese Verhältnisse gegeben. Die Ganglinien des Redox-Potentials der Tiefbrunnen Wolfersdorf, Geisenhain und Jägersdorf zeigen relativ ähnliche Schwankungen und einen abnehmenden Trend über den Zeitraum Februar 2003 bis März 2004. Die in Abb. 54 erkennbaren starken Anstiege der E_h -Werte in den Brunnen Wolfersdorf und Jägersdorf lassen sich möglicherweise durch Zutritt von atmosphärischem Sauerstoff über infiltrierendes Regenwasser erklären. Auch die nachgewiesenen Tritium-Gehalte in diesen beiden Brunnen würden einen Sickerwasserzutritt bestä-

tigen (Abschnitt 5.2.2.4.). Die auftretenden Variationen innerhalb der beiden Ganglinien sind dabei größer als die allgemeinen Messunsicherheiten von ± 30 mV für das Redox-Potential. Der Verlauf der Ganglinie des Brunnens Geisenhain deutet auf Grund der geringen Schwankungsbreite auf ein tiefzirkulierendes Grundwasser hin, das gegenüber den Wässern Wolfersdorf und Jägersdorf eine deutlich geringere Zumischung an atmosphärisch beeinflusstem Grundwasser besitzt.

Die *Sauerstoffgehalte* der Grundwässer in den Trinkwasserbrunnen variieren zwischen 2,3 und 12,4 mg/l. Die geringsten Gehalte wurden in den Brunnen Altenberga und Geisenhain mit 2,3 mg/l gemessen. Als Folge der sauerstoffzehrenden Bedingungen stellt sich im Grundwasser eine Abnahme des Redox-Potentials mit zunehmender Tiefe ein. Dies zeigt sich in den geringen Werten des Sauerstoffgehaltes und Redox-Potentials im Brunnen Geisenhain, was gegenüber den beiden anderen Brunnen auf ein tiefer zirkulierendes Grundwasser schließen lässt.

5.2.1.4. Haupt- und Nebenelemente der Grundwasserproben

Zur Charakterisierung von Grundwasser werden vorrangig die Kationen Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe (gesamt), Mn^{2+} , NH_4^+ und Si^{4+} sowie die Anionen Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- und PO_4^{3-} verwendet. Abb. 55 zeigt die Anionen und Abb. 56 die Kationen der analysierten Tiefbrunnen im Zeitraum 02 / 2003 – 03 / 2004.

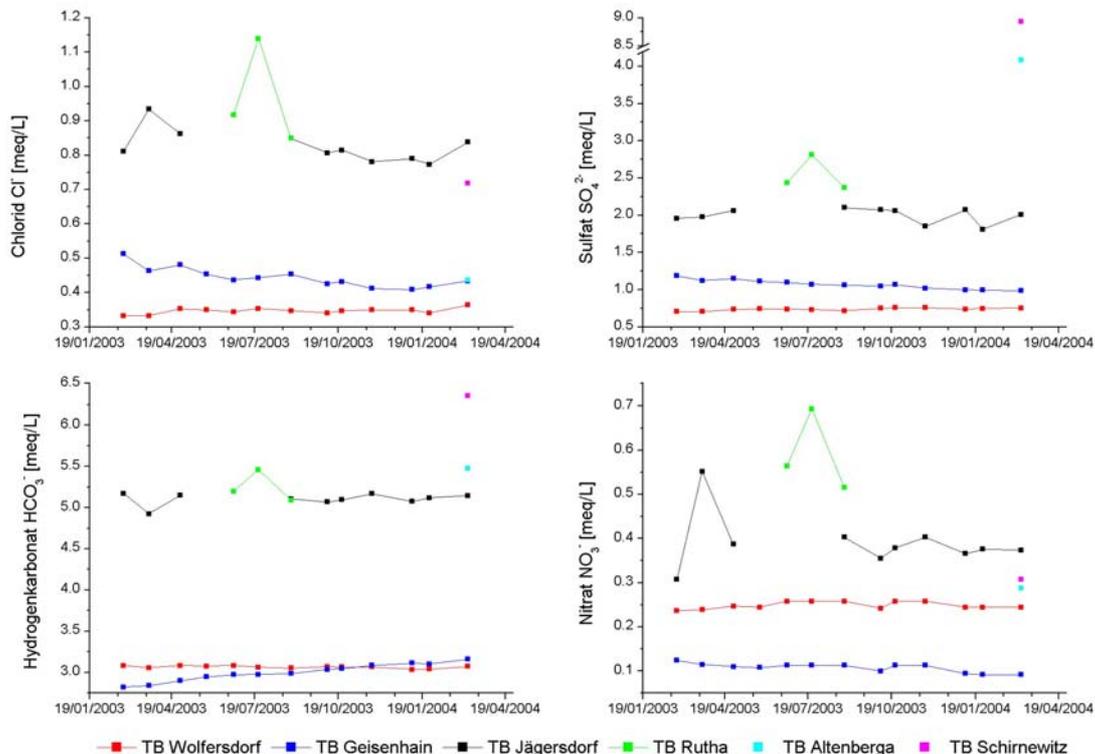


Abb. 55: Anionen-Ganglinien der Tiefbrunnen im Zeitraum 02 / 2003 – 03 / 2004

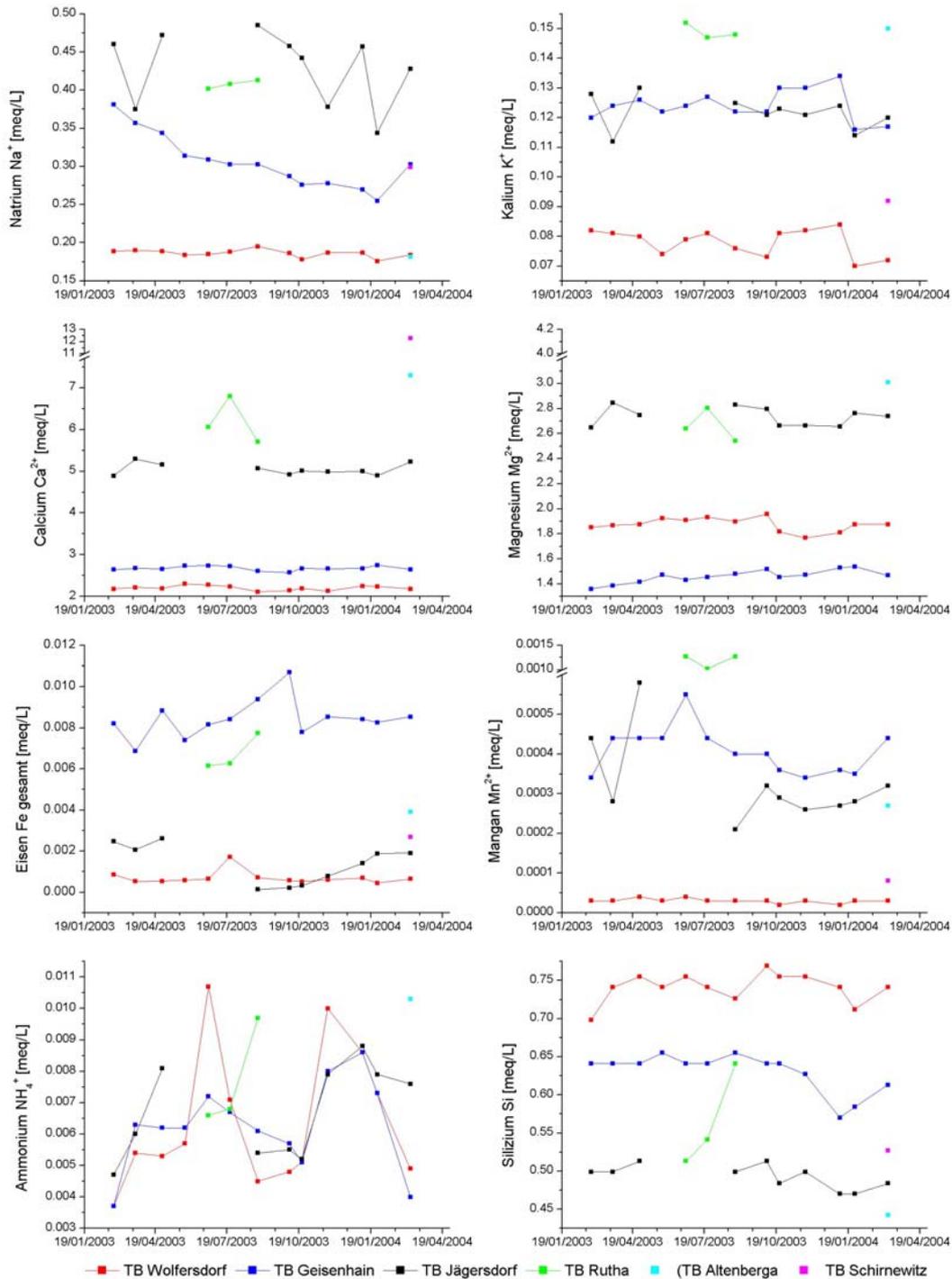


Abb.56: Kationen-Ganglinien der Tiefbrunnen im Zeitraum 02 / 2003 – 03 / 2004

Die *Natrium*-Gehalte der Tiefbrunnen und Grundwassermessstellen variieren zwischen 4,0 und 11,2 mg/l. Aufgrund des Na / Cl –Verhältnisses von < 1 und den geringen Natrium-Konzentrationen spielt die Lösung von Steinsalz (NaCl) und die Tiefenwasserbeeinflussung keine Rolle. Aus diesem Grund kann man annehmen, dass die geringen Natrium-Gehalte in den Grundwässern überwiegend aus der Verwitterung natriumhaltiger Minerale wie z.B. Plagioklasen und Alkalifeldspäte stammen, die wesentliche Bestandteile des Buntsandsteins

sind. Austauschprozesse werden in den gegenläufigen Natrium- und Calcium-Ganglinien der Brunnen Wolfersdorf und Jägersdorf angedeutet, mit steigenden Natrium-Gehalten sinken die Calcium-Werte und umgekehrt.

Die gemessenen *Kalium-Konzentrationen* sind typisch für Buntsandsteinfließsysteme mit geogenen Normalbereichen zwischen 2 und 5 mg/l (DVWK 1996) und zeigen somit keine anthropogene Beeinflussung. Die Ganglinien der Tiefbrunnen Wolfersdorf, Geisenhain und Jägersdorf zeigen untereinander ähnliche Verläufe ohne saisonale Variationen. Die vorliegenden Kalium-Gehalte lassen sich aus der Verwitterung von kaliumhaltigen Mineralen wie z.B. Kalifeldspat und Glimmerminerale erklären.

Laut DVWK (1996) treten in Buntsandsteingebieten durchschnittliche *Calcium-Gehalte* von 20 bis 75 mg/l auf.

Die Calcium-Konzentrationen der Tiefbrunnen Wolfersdorf und Geisenhain sind mit Werten zwischen 42 und 55 mg/l relativ konstant, wobei der Brunnen Geisenhain ca. 10 mg/l höhere Calcium-Konzentrationen aufweist. Die Grundwässer in den Brunnen Jägersdorf und Rutha zeigen um den Faktor 2 bis 3 höhere Calcium-Gehalte von 98 bis 136 mg/l.

In den Grundwässern auf der westlichen Saaleseite wurden erhöhte Calcium-Werte von über 140 bis maximal 246 mg/l gemessen. Sie können durch den Einfluss der Röt- und Muschelkalkschichten, die in geringer Entfernung ausstreichen, begründet werden.

Die Calcium-Werte < 80 mg/l spiegeln den geogenen Background des Buntsandsteins wieder und sind überwiegend auf die Lösung von carbonatischen Bindemitteln im Buntsandstein zurückzuführen. In diesen Bereichen werden die Calcium-Werte hauptsächlich durch das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht gesteuert. Die Calcium-Konzentrationen > 80 mg/l zeigen eine zunehmende Beeinflussung durch Calcit- und Gips-Lösungen aus dem Röt und Muschelkalk an. Teilweise kommt es infolge der besseren Löslichkeit von Gips dazu, dass die Calcit-Sättigung überschritten und Calcit präzipitiert wird.

Die Calcium-Werte zwischen 90 und 130 mg/l, die vorrangig in den Entlastungszonen des Roda- und Saaletals gemessen wurden, aber keinen direkten Kontakt zu Röt- bzw. Muschelkalkschichten besitzen, sind wahrscheinlich das Endprodukt einer Mischung aus einem „reinen“ Buntsandsteinwasser mit einem zuvor gemischten Buntsandsteinwasser, welches unter dem Einfluss von Röt und Muschelkalkwasser steht (Abschnitt 5.2.1.7.).

Geogene *Magnesium-Gehalte* liegen im Buntsandstein zwischen 6 und 20 mg/l und im Kalkstein bzw. Dolomit beeinflussten Gebieten zwischen 7 und 40 mg/l (DVWK 1996).

Die gemessenen Magnesium-Gehalte der Tiefbrunnen sind relativ konstant. Die geringste Konzentration an Magnesium-Ionen wurde im Brunnen Geisenhain mit 17 bis 19 mg/l und die höchsten Magnesium-Werte innerhalb der Tiefbrunnen im Brunnen Altenberga mit 37

mg/l sowie im Brunnen Schirnewitz mit 48 mg/l gemessen. In den Grundwassermessstellen wurden Magnesium-Gehalte bis max. 41 mg/l bestimmt.

Die berechneten Calcium / Magnesium -Verhältnisse der Analysen (Anhang 7) sind überwiegend > 1,5. Dies zeigt, dass die Magnesium-Ionen nicht nur aus der Lösung dolomitischer Gesteine stammen, sondern dass der Anstieg der Calcium-Ionen auch durch die Lösung von Gips zu erklären ist. Eine Ausnahme bildet der Brunnen Wolfersdorf, hier liegt das Ca / Mg – Verhältnis zwischen 1,09 und 1,24. Das Verhältnis nahe 1 deutet im Bereich des Tiefbrunnens Wolfersdorf auf ein dolomitisches Bindemittel im Buntsandstein hin. Westlich der Saale ergeben sich die höheren Magnesium-Werte von über 35 mg/l aus der Lösung von Dolomit im Muschelkalk und untergeordnet aus der Lösung von Magnesiumsalzen im Röt sowie im Muschelkalk. Die Gehalte von ca. 30 mg/l im Bereich der Entlastungszonen lassen sich aus einer Mischung aus einem „reinen“ Buntsandsteinwasser mit einem zuvor gemischten Muschelkalk - Buntsandsteinwasser erklären.

Die angetroffenen Größenordnungen für den Gesamtgehalt an Eisen in den Tiefbrunnen liegen im geogenen Normalbereich für den Buntsandstein mit < 0,02 bis 0,5 mg/l. Nur die Eisen-Gehalte der Grundwassermessstellen von 0,53 und 5,595 mg/l lagen mit Ausnahme der Messstelle Jägersdorf (0,136 mg Fe (ges) /l) deutlich über den Werten der Tiefbrunnen.

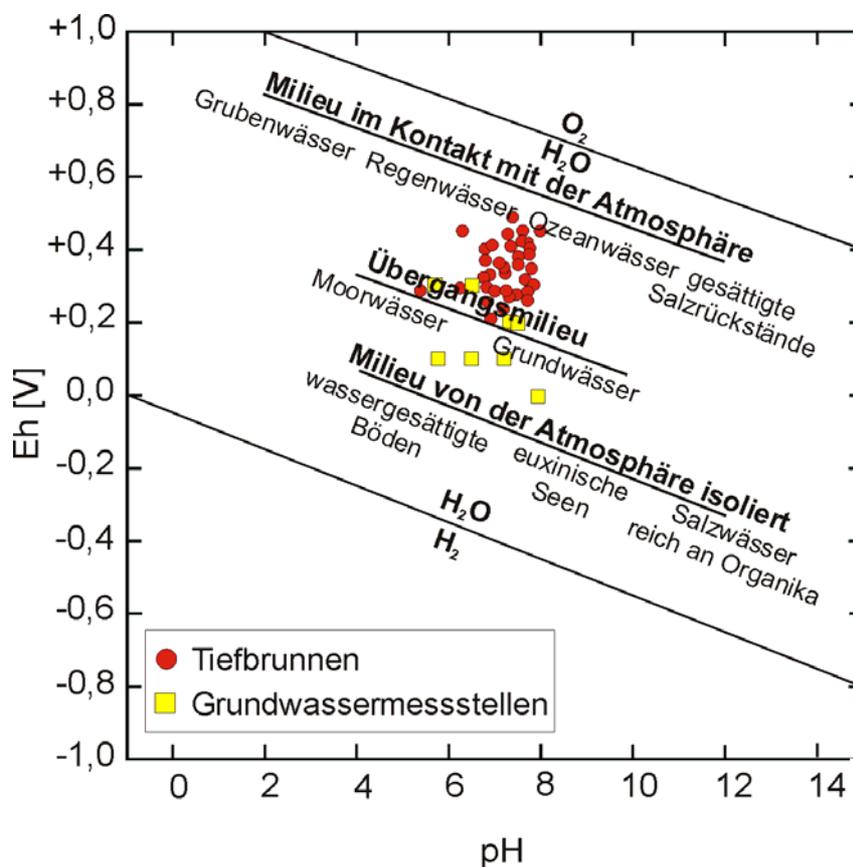


Abb. 57: Darstellung aller Wasseranalysen im E_h / pH -Diagramm

Eisen-Konzentrationen > 0,5 mg/l in den Grundwassermessstellen werden überwiegend durch die Oxidation von reduzierten Eisenverbindungen im Grenzbereich zwischen reduzierenden und oxidierenden Milieu verursacht (DVWK 1996). Die Wässer der Grundwassermessstellen liegen wie aus Abb. 57 zu entnehmen ist im Übergangsbereich zwischen reduzierenden und oxidierenden Milieu (gesättigte Bodenzone). Diese Werte stehen im engen Zusammenhang mit den geringen Redox-Spannungen in den Grundwassermessstellen. Innerhalb des in Grundwässern üblichen pH-Wertes (5 - 9) können in „reduzierten“ Grundwässern häufig Konzentrationen zwischen 1 und 10 mg/l von freigesetztem 2-wertigen Eisen gemessen werden, während in sauerstoffhaltigen Wässern Eisen nur in Spuren vorhanden ist.

Eisen-Ionen stammen aus der Verwitterung eisenhaltiger Silikate, Oxide und Sulfide, die Bestandteile des Buntsandsteins sind. Die gesamten analysierten Grundwässer der Brunnen zeigen, obwohl sie visuell farblos / klar sind, für Eisen eine Sättigung bis Übersättigung an verschiedenen eisenhaltigen Mineralspezies an (Abb. 58).

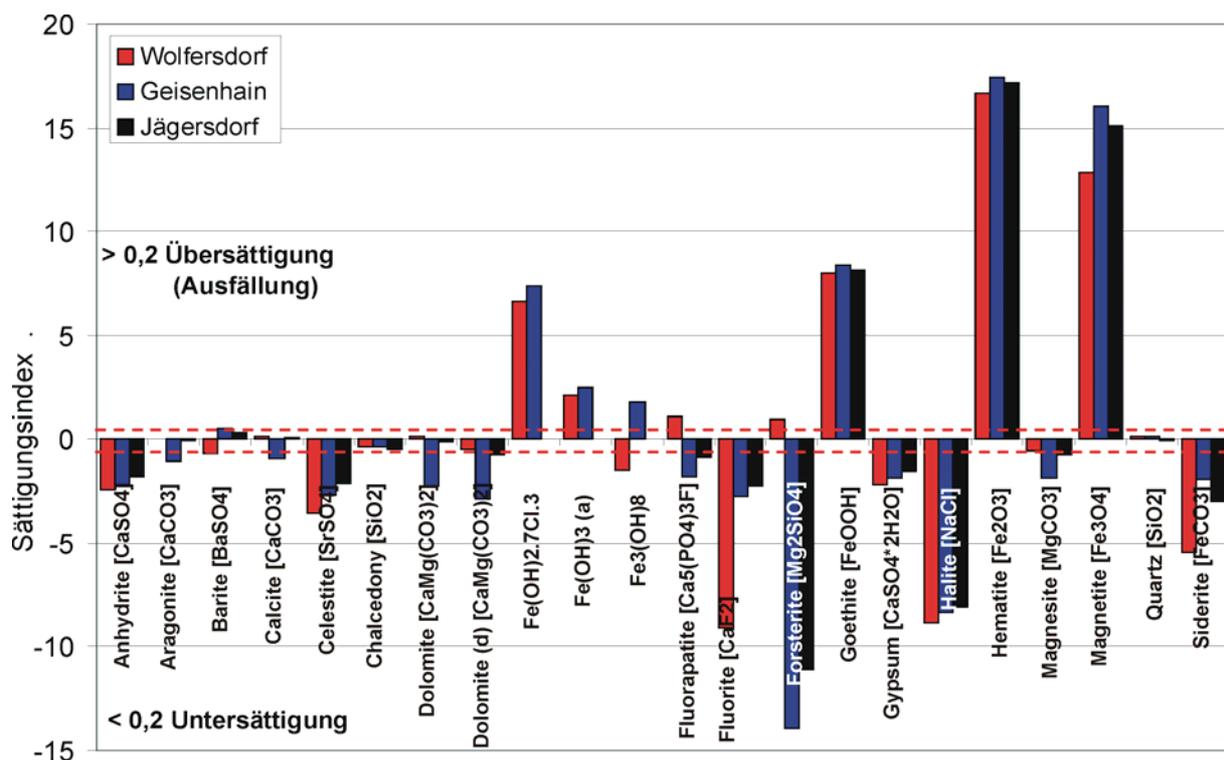


Abb. 58: Berechnete Sättigungsindices nach *PhreeqC*

Die Ausfällreaktionen der verschiedenen Mineralspezies sind dabei zeitlich voneinander abhängig. Es ist zu beachten, dass nicht alle Mineralphasen mit einem SI > 0 ausfallen müssen, da schon geringe Reaktionsgeschwindigkeiten zu Ungleichgewichten über längere Zeiträume führen können (MERKEL & PLANER-FRIEDRICH 2002). Die Eisen-Konzentrationen in den Wässern sind sehr gering, somit werden nicht alle Ausfällreaktionen mit Eisen vollständig ablaufen.

Mangan ist in den Tiefbrunnen und Grundwassermessstellen nur in Spuren nachweisbar und liegt mit Ausnahme der Messstelle Gumperda unter dem Schwellenwert von 0,05 mg/l, dessen Überschreitung bei der Nutzung von Trinkwasser als störend empfunden wird. Die hohen Mangan-Gehalte in der Messstelle Gumperda von 0,341 mg/l sind wahrscheinlich auf den Einfluss der Bodenzone und der Vegetation zurückzuführen.

Der Verlauf der Mangan-Ganglinien der Tiefbrunnen Wolfersdorf, Geisenhain und Jägersdorf deutet schwach auf saisonale Variationen mit Maximalwerten Ende Frühjahr 2003 und Minimalwerten Ende Herbst 2003 hin.

Die gemessenen *Ammonium-Konzentrationen* von < 2 mg/l lassen sich überwiegend aus natürlichen Quellen wie z.B. Niederschlag oder organischer Stickstoff (Aminosäuren) erklären (MATTHESS 1994).

Ammonium konnte in den Grundwässern der Tiefbrunnen nur in geringen Konzentrationen zwischen < 0,05 und 0,16 mg/l nachgewiesen werden. Der Verlauf der Ammonium-Ganglinien der Brunnen Wolfersdorf, Geisenhain und Jägersdorf zeigt ähnlich der Ganglinie des Redox-Potentials einen zweigipfligen Verlauf. Der Verlauf mit den Maxima in den niederschlagreicheren Monaten und einem deutlichen Minimum in den Sommermonaten deutet auf Ammonium-Eintrag aus Niederschlägen über die Grundwasserneubildung hin. Mit zunehmender Fließstrecke ist eine Abnahme der Ammonium-Konzentration festzustellen. Dies ist hauptsächlich durch den Einbau von Ammonium in das Gitter von Tonmineralien zu erklären, untergeordnet tritt die bakterielle Umwandlung unter oxidierenden Bedingungen zu Nitrat auf. Für den Brunnen Rutha ist eine anthropogene Beeinflussung wie z.B. durch landwirtschaftliche Einträge nicht auszuschließen. Dieser Tiefbrunnen weist im Gegensatz zu den anderen Brunnen ein Ansteigen der Ammonium-Konzentration in den Sommermonaten auf.

Die analysierten *Silizium-Werte* von < 6,7 mg/l liegen unter der angegebenen Größenordnung von 12 bis 17 mg/l, die als natürliche Konzentration für Grundwässer aus nichtkristallinen Massiven angegeben werden (DVWK 1996). Die Silizium-Konzentrationen der Tiefbrunnen unterliegen nur geringen Schwankungen. Mit zunehmender Fließstrecke ist eine Abnahme der Konzentrationen festzustellen. Ursachen liegen im verringerten Eintrag von Sickerwässern aus der Bodenzone mit zunehmender Entfernung vom Grundwasserneubildungsgebiet, da die Verwitterung von Silikaten und die damit verbundene Freisetzung von Silizium überwiegend im Bereich der Bodenzone und in der ungesättigten Zone stattfindet.

Chlorid-Konzentrationen von unter 25 mg/l sind typisch für chloridarme Sedimentgesteine, in denen es zur Verwitterung chloridhaltiger Minerale, wie z.B. Glimmern kommt (MATTHESS 1994). Höhere Chlorid-Konzentrationen weisen dagegen auf die Zumischung von stärker mineralisierten Wässern oder auf anthropogene Beeinflussungen hin (DVWK 1996).

In den Tiefbrunnen und Grundwassermessstellen wurden Chlorid-Gehalte zwischen 8 und 33 mg/l gemessen.

Mit zunehmender Tiefe der Grundwässer z.B. von den Tiefbrunnen Wolfersdorf in Richtung Geisenhain ist eine Chlorid-Anreicherung festzustellen. Aus den geringen Chlorid-Gehalten und aus den berechneten Na / Cl –Verhältnissen von kleiner 1 geht jedoch hervor, dass keine dominierende Lösung von Steinsalzverbindungen im geologischen Untergrund stattfindet. Die Chlorid-Ganglinien der Brunnen Jägersdorf und Rutha zeigen eine direkte Korrelation mit der Nitrat-Ganglinie, mit steigenden Chlorid-Werten setzt ebenfalls ein Anstieg der Nitrat-Konzentration ein. Daraus ergibt sich, dass eine anthropogene Beeinflussung, z.B. durch Düngemittel nicht ausgeschlossen werden kann (Abschnitt 5.2.2.4.).

Sulfat-Werte von ≤ 60 mg/l entsprechen geogenen Sulfat-Gehalten im Buntsandstein, z.B. aus der Lösung von sulfatischen Bindemitteln bzw. untergeordnet aus Sulfid-Lösungen (z.B. Pyrit) (DVWK 1996). Konzentrationen von > 120 mg/l zeigen deutlich eine Beeinflussung durch die Schichten des Röts mit den eingeschalteten Gips- bzw. Anhydritablagerungen (fossilfreie Gipse) an.

Die Sulfat-Konzentrationen der Tiefbrunnen unterliegen keinen großen Schwankungen. In Fließrichtung des Grundwassers von Wolfersdorf nach Jägersdorf bzw. Rutha ist eine Zunahme der Sulfat-Ionen von ca. 35 mg/l bis 122 mg/l festzustellen. Die höheren Sulfat-Gehalte in den Tiefbrunnen Jägersdorf und Rutha sind auf Mischungsprozesse zurückzuführen (Abschnitt 5.2.1.7.). Auf Grund der ausstreichenden Rötschichten westlich der Saale liegen in diesen Bereichen höhere Sulfat-Konzentrationen zwischen 196 mg/l im Brunnen Altenberga und 429 mg/l im Tiefbrunnen Schirnewitz vor.

Die Grundwassermessstellen zeigen lokal stark schwankende Sulfat-Gehalte. Auf der westlichen Saalseite in der Messstelle Gumperda wurden höhere Sulfat-Gehalte von 314 mg/l gemessen. Im Bereich östlich der Saale variieren die Sulfat-Werte zwischen 17 und 58 mg/l. Vergleicht man die Sulfat-Ganglinien der Brunnen mit anderen Parametern, so zeigen sich keine Abhängigkeiten. Ausnahme bildet der Tiefbrunnen Geisenhain, welcher ein gegenläufiges Verhalten der Ganglinie des Hydrogenkarbonates und des Sulfates aufweist. Aus diesem Grund wurden in Abhängigkeit die Sättigungsindizes von Gips über den Hydrogenkarbonat-Gehalt aufgetragen. Aus der Abb. 59 ist zu erkennen, dass mit steigenden Hydrogenkarbonat-Konzentrationen die Sättigung an Gips abnimmt. Das bedeutet, dass mit Zumischung eines Hydrogenkarbonatwassers noch mehr Gips gelöst werden kann. Eine Sulfat-sättigung wurde in keinem der Grundwässer erreicht.

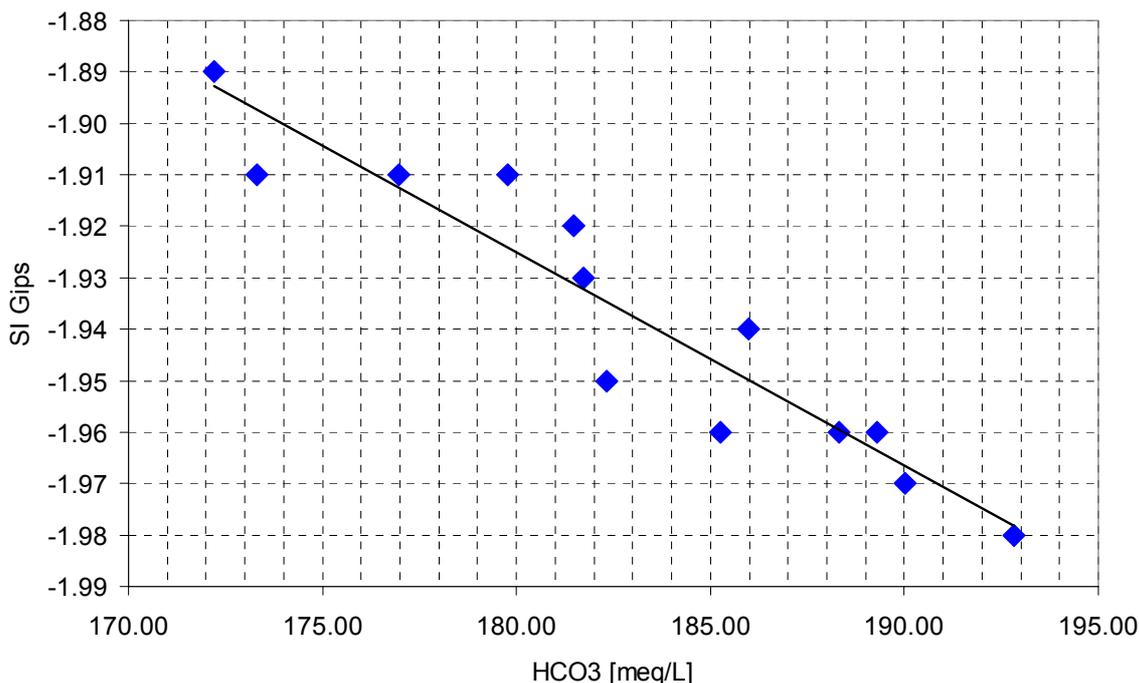


Abb. 59: Abhängigkeit des Sättigungsindex von Gips vom Hydrogenkarbonat-Gehalt. Erkennbar ist, dass mit steigendem Hydrogenkarbonat-Gehalt die Sättigung an Gips abnimmt.

Im Buntsandstein sind die *Hydrogenkarbonat-Gehalte* hauptsächlich an die Lösung von karbonatischen Bindemitteln gebunden und liegen zwischen 50 und 270 mg/l, das den gemessenen Konzentrationen der Tiefbrunnen Wolfersdorf und Geisenhain entspricht. Die höheren Gehalte der anderen Tiefbrunnen von größer 300 mg/l gehen eindeutig auf die Beeinflussung durch den Muschelkalk zurück, da in diesem geogene Gehalte von 210 bis 390 mg/l auftreten können. Die Ganglinie des Brunnens Geisenhain weist einen positiven Trend innerhalb des Messzeitraumes auf und hebt sich dadurch vom relativ konstanten Verlauf der anderen Tiefbrunnen ab.

Die Hydrogenkarbonat-Gehalte in den Grundwassermessstellen liegen überwiegend zwischen 274 und 300 mg/l. Ausnahmen sind die Messstellen Unterbodnitz mit einem minimalen Gehalt von 86 mg/l und die Messstelle Gumperda mit der höchsten gemessenen Konzentration von 539 mg/l.

Der Gehalt an Hydrogenkarbonat wird im Wesentlichen vom Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht gesteuert. Da es sich um eine Gleichgewichtsreaktion handelt, erfolgt die Lösung der Karbonate nur solange, bis sich das thermodynamische Gleichgewicht zwischen Edukten und Produkten eingestellt hat. Aus diesem Grund wurden die Sättigungsindizes von Calcit für die Tiefbrunnen berechnet. Bis auf wenige Ausreißer mit SI-Werten < -1 zeigt der überwiegende Teil der Analysen, SI-Werte zwischen -0,2 und 0,2, ein Gleichgewicht mit Calcit an.

Die *Nitrat-Ionen* im Grundwasser sind bedeutende Indikatoren für die Gefährdung des Grundwassers durch anthropogene Quellen, da der wesentliche Eintrag von Nitrat-Ionen

über die landwirtschaftliche Düngung und in Gebieten mit intensiver Massentierhaltung erfolgt. Für Buntsandstein-Gebiete werden Orientierungswerte für den geogenen Normalbereich von 4 bis 15 mg NO_3^- /l angegeben (DVWK 1996). Nitrat-Gehalte von > 20 mg/l zeigen anthropogene Beeinflussung an. Die natürlichen Gehalte an Nitrat gehen auf verschiedene Stickstoff-Verbindungen zurück. Stickstoff ist Nebenbestandteil fast aller Gesteine und Minerale (besonders in Tonmineralen) und liegt zum größten Teil gebunden als Ammonium vor. In Sedimenten ist der Stickstoff-Gehalt überwiegend von dem Angebot von organischer Materie abhängig, da Stickstoff ein Hauptbestandteil organischer Verbindungen ist. Nach dem Absterben der organischen Materie wird organischer Stickstoff mikrobiell zu NH_3 abgebaut und bei oxidierenden Redoxverhältnissen zu NO_3^- umgewandelt (DVWK 1996).

Die analysierten Nitrat-Gehalte liegen in fast allen Tiefbrunnen und Grundwassermessstellen unter 20 mg/l und zeigen keine anthropogenen Beeinflussungen. Die Nitrat-Konzentrationen der Tiefbrunnen Jägersdorf und Rutha heben sich mit den höchsten Gehalten zwischen 19,1 und 24,2 mg/l sowie von 32,0 bis 43,0 mg/l deutlich von den anderen Proben ab und zeigen eine anthropogene Beeinflussung. Wie bereits im Abschnitt 5.2.1.4. „Chlorid“ hingewiesen wurde, stehen die Brunnen Jägersdorf und Rutha im Bereich ausgeprägter Täler (Entlastungszonen), die häufig gute hydraulische Wegsamkeiten besitzen. In diesen Bereichen kann anthropogen beeinflusstes Wasser schnell zu tieferen Grundwässern absinken.

Der Gehalt des *Nitrits*, als Reduktionsprodukt des Nitrats lag unter der Nachweisgrenze von 0,01 mg/l oder konnte nur in Spuren bis maximal 0,02 mg/l im Brunnen Jägersdorf nachgewiesen werden.

In natürlichen Grundwässern treten *Phosphat-Konzentrationen* von < 1 mg/l auf (JORDAN & WEDER 1995). Die gemessenen Phosphat-Gehalte in den gesamten Wasseranalysen lagen nur im Spurenbereich zwischen < 0,05 und 0,34 mg/l vor und somit < 1mg/l.

5.2.1.5. Spurenelemente

Als Spurenelemente wurden die in Tab. 18 aufgeführten Ionen mit Konzentrationen von überwiegend < 1 mg/l in den Grundwässern gemessen. Neben den Konzentrationen sind auch die geogenen Background-Gehalte der Spurenelemente angegeben.

Im Messzeitraum Februar 2002 bis März 2004 zeigen die analysierten Spurenelemente der Tiefbrunnen keine saisonalen Variationen. Korrelation mit anderen Parametern lassen sich nicht ableiten. Aus Tab. 18 ist ersichtlich, dass die geogenen Hintergrundwerte der einzelnen Spurenelemente selten bzw. nie überschritten wurden und somit anthropogene Quellen ausgeschlossen werden können. Die Spurenelemente stammen hauptsächlich aus der Verwitterung bzw. Lösung von Mineralien im Buntsandstein und Muschelkalk. Werden die geogenen Normalbereiche überschritten, wie z.B. im Fall des Strontiums auf der westlichen Saaleseite,

sind die Ursachen im geologischen Umfeld zu suchen. Erhöhte Strontium-Gehalte sind an die Ausstrichsgebiete des Röts (Fasergipse) und Muschelkalks gebunden. In den Schichten des Röts und Muschelkalks existieren Coelestin-Ablagerungen (SrSO_4) (HOFFMANN 1995; RÖSLER 1990), die zu erhöhten Strontium-Gehalten führen können.

Tab. 18 : Spurenelement-Konzentrationen der Wasseranalysen mit Angaben der geogenen Normalbereiche (DVWK 1998; MATTHESS 1994)

Spurenelement	Konzentrationen in $\mu\text{g/l}$				geogener Normalbereich [$\mu\text{g/l}$]
	Tiefbrunnen		Grundwassermessstellen		
	E - Saaletal	W - Saaletal	E - Saaletal	W - Saaletal	
Aluminium Al	1 - 11		< 5 - 11		<10 - 20
Arsen As	<0,2 - 8,0		<0,2 - 1,3		<10
Barium Ba	8,5 - 123,0	17,0 - 36,0	nicht bestimmt		~100
Blei Pb	<0,04 - 3,3		nicht bestimmt		~2,5
Bromid Br	<200		nicht bestimmt		<100
Cadmium Cd	<0,1		nicht bestimmt		<1
Chrom Cr	<0,3 - 1		<2		<10
Fluorid F	<75 - 240		nicht bestimmt		<1000
Kobalt Co	<0,01 - 0,2		nicht bestimmt		<10
Kupfer Cu	<0,2 - 6,7		<0,2 - 4,5		<10
Nickel Ni	<0,2 - 2,6		nicht bestimmt		~4
Uran U	0,5 - 12,0	3,9 - 30	nicht bestimmt		0,01 - 100*
Strontium Sr	32 - 816	3150 - 3917	105 - 683	2360	<10 - 1000*
Zink Zn	<0,5 - 165,0	215,0 - 491,0	<100,0	103,0	0 - 449

* geogene Normalbereiche stark abhängig vom Gesteinsumfeld

Boxplot-Whiskers-Diagramme ausgewählter Spurenelemente der Tiefbrunnen Wolfersdorf, Geisenhain und Jägersdorf in Abb. 60 zeigen, dass eine Unterscheidung nach der Herkunft des Grundwassers in drei Gruppen möglich ist:

- Mit zunehmendem Fließweg von Wolfersdorf über Geisenhain nach Jägersdorf steigen die Spurenelement-Konzentrationen im Grundwasser durch Lösungsprozesse im geologischen Untergrund an (Spurenelemente: Cr, Sr, Zn).
- Die Spurenelement-Konzentrationen im Grundwasser steigen vom Tiefbrunnen Wolfersdorf in Richtung Geisenhain an und sinken anschließend in Richtung Tiefbrunnen Jägersdorf ab (Spurenelement: As).
- Die Spurenelement-Konzentrationen im Grundwasser der Brunnen Jägersdorf und Geisenhain heben sich von den Konzentrationen des Tiefbrunnens Wolfersdorf ab, wobei die höchsten Werte im Brunnen Geisenhain liegen (Spurenelemente: Al, Ba, Cu, Ni, U).

Diese drei Gruppen lassen sich ebenfalls aus den Konzentrationsverteilungen der Hauptelemente ableiten. Zum Beispiel können die Hauptelemente Natrium, Calcium, Chlorid und Sulfat der Gruppe a zugeordnet werden. Diese Einteilung ist grundlegend für das Verständnis der hydrochemischen Prozesse im Untersuchungsgebiet. Weiter belegen die drei Grup-

pen die im Abschnitt 5.1.4.2. beschriebene Gliederung des Untersuchungsgebietes (östliche Saaleseite) in Grundwasserneubildungsgebiet (Tiefbrunnen Wolfersdorf und Geisenhain), Transitgebiet (Tiefbrunnen Geisenhain und Jägersdorf) und Entlastungsgebiet (Tiefbrunnen Jägersdorf).

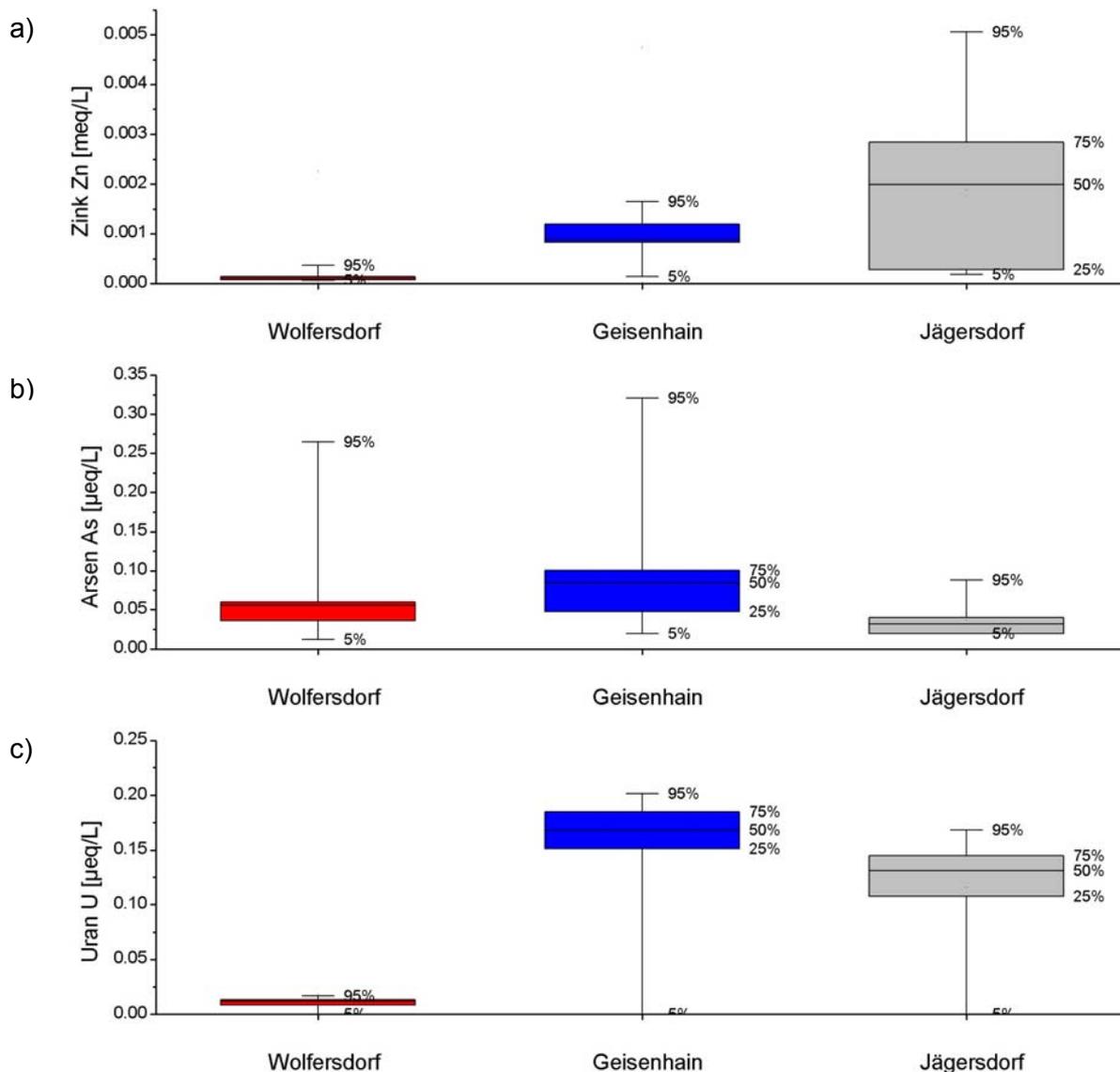


Abb. 60: Boxplot-Whiskers-Diagramme ausgewählter Spurenelemente

5.2.1.6. Klassifizierung der Grundwasseranalysen

Die chemische Klassifikation der Grundwässer erfolgt nach ihrer chemischen Zusammensetzung, wobei die relativen Anteile der gelösten Ionen in Äquivalentprozent [meq%] angegeben werden (MATTHESS 1994). Hauptgesichtspunkt für eine chemische Klassifizierung ist die mögliche Einteilung und gleichzeitige Abtrennung natürlicher hydrogeologischer Systeme. In Anlehnung an die Typisierung von Mineralwässern sind die Wässer entsprechend ihrer Wasserinhaltsstoffe > 20 meq% in der Tab. 19 aufgelistet. Die Buntsandsteinwässer ent-

sprechen nach dieser Methode hauptsächlich einem $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4^{2-}$ -Typ, mit zunehmendem Röt- und Muschelkalkeinfluss wechselt der Grundwassertyp zu $\text{Ca-Mg-SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3$.

Tab. 19: Grundwassertypen des Buntsandsteinfließsystems

Messtelle	Grundwassertyp
Tiefbrunnen	
Wolfersdorf	Ca-Mg-HCO_3^-
Geisenhain, Jägersdorf, Rutha, Altenberga	$\text{Ca-Mg-HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-}$
Schirnewitz	$\text{Ca-Mg-SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3^-$
Grundwassermessstellen	
Kleinebersdorf	$\text{Mg-Ca-HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-}$
Karlsdorf, Geisenhain, Unterbodnitz, Jägersdorf, Gumperda	$\text{Ca-Mg-HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-}$

Alle Analysen wurden im PIPER-Diagramm (Abb. 61) dargestellt, welches eine zusammenfassende Darstellung der Äquivalentprozentage bietet.

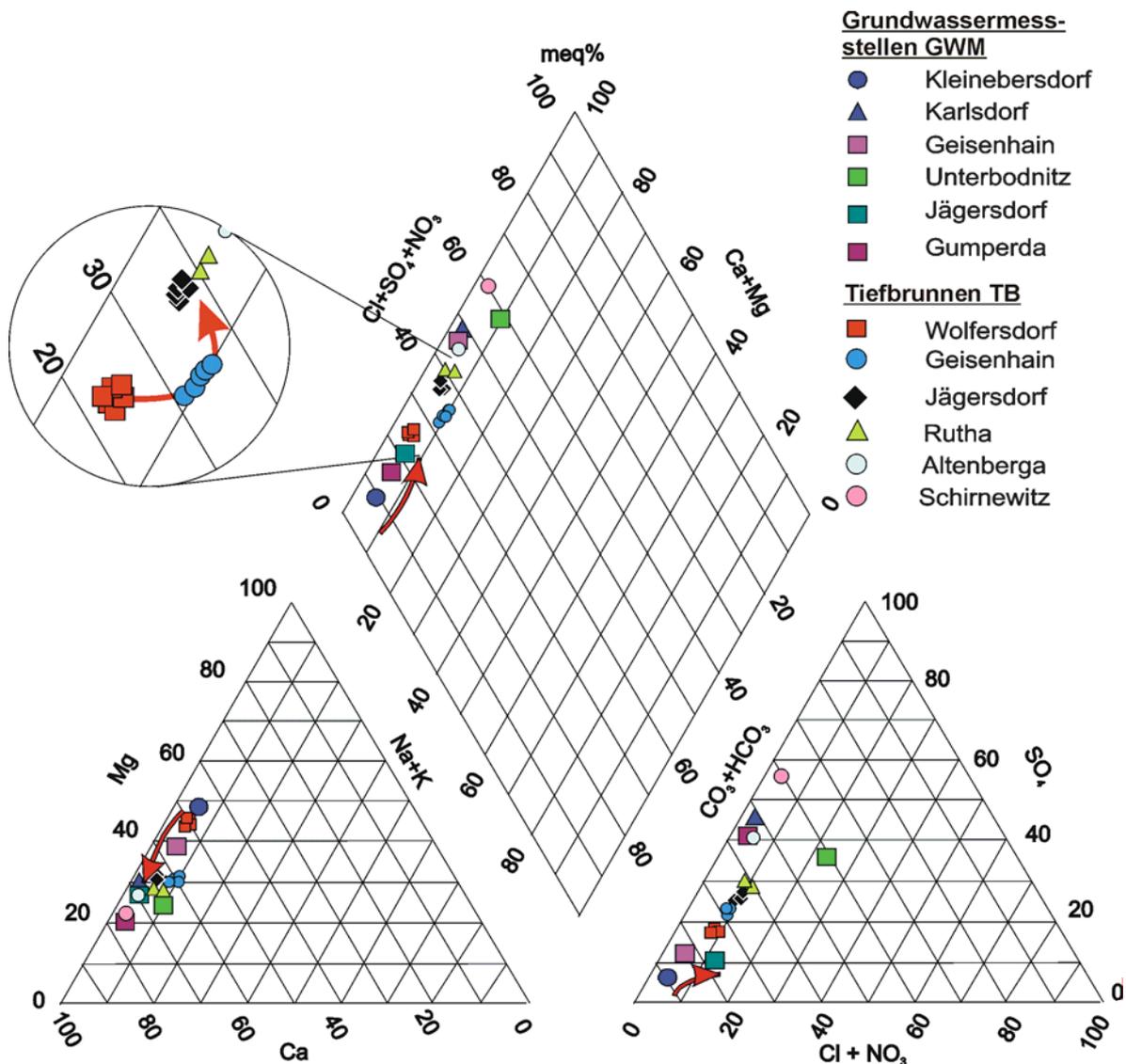


Abb. 61: Darstellung der Wasseranalysen im PIPER-Diagramm (Hydrochemische Mischungsreihen sind durch Pfeile gekennzeichnet)

Die hohen Calcium- (> 45 bis < 80 meq%) und Magnesium-Gehalte (> 20 bis < 55 meq%) führen dazu, dass die gesamten Analysen in der linken mittleren Hälfte des Kationendreiecks liegen und somit erdalkalisch dominiert sind. Im Anionendreieck plotten die Analysen in der linken mittleren bis unteren Hälfte durch die hohen Sulfat- (> 20 bis < 60 meq%) und Hydrogenkarbonat-Werte (> 40 bis < 80 meq%) und sind somit hydrogenkarbonatisch oder sulfatisch dominiert. Insgesamt sind aus dem PIPER-Diagramm chemische Entwicklungsreihen der Grundwässer innerhalb des Buntsandsteinfließsystems zu erkennen. Eine chemische Entwicklungsreihe zeigt die Grundwassergenese im Bereich östlich der Saale. Das Grundwasser entwickelt sich ausgehend vom Brunnen Wolfersdorf über den Brunnen Geisenhain in Richtung Entlastungszone (Brunnen Jägersdorf und Rutha). Eine weitere chemische Entwicklungsreihe ist im Bereich westlich der Saale ausgehend vom Brunnen Schirnewitz über Brunnen Altenberga in Richtung Entlastungszone zu erkennen. Die Endglieder beider Entwicklungsreihen finden sich in den Grundwässern der Brunnen Jägersdorf und Rutha im Bereich der Entlastungszone.

5.2.1.7. Hydrochemische Mischungsreihen

Aus dem Vergleich der Ganglinien bzw. der daraus resultierenden Konzentrationen ausgewählter Hauptelemente (z.B. Ca, Mg, SO_4^{2-} oder HCO_3^-) bzw. Spurenelemente (z.B. Sr, Zn oder Ba) mit den Lokalitäten aller Tiefbrunnen und vereinzelter Grundwassermessstellen ist eine Unterscheidung verschiedener Grundwassersysteme („reine“ Buntsandstein- bzw. „reine“ Muschelkalkgrundwässer) und derer Genese möglich. Aus der Kombination beider Systeme lassen sich Mischsysteme z.B. im Bereich der Entlastungszonen beschreiben. So treten zum Beispiel im Bereich der Tiefbrunnen Wolfersdorf und Geisenhain deutlich geringere Konzentrationen an Strontium von 32 bis 350 $\mu\text{g/l}$ als westlich der Saaleseite in den Brunnen Schirnewitz und Altenberga mit 3150 bis 3917 $\mu\text{g/l}$ auf. Das Mischungsendglied beider Wässer findet sich im Bereich der Entlastungszonen in den Brunnen Rutha und Jägersdorf mit Strontium-Gehalten um die 800 $\mu\text{g/l}$. Die Mischungen der verschiedenen hydrochemisch charakterisierten Ausgangswässer (Abschnitt 5.2.1.6.) im Bereich der Entlastungszone können mittels Mischungsverhältnissen wiedergegeben werden. Dabei repräsentieren die Analysen der Wasserproben der Tiefbrunnen Altenberga und Schirnewitz die Ausgangswässer der westlichen Saaleseite. Auf der östlichen Saaleseite stellt die Wasseranalyse des Tiefbrunnens Geisenhain das Ausgangswasser dar. Als Indikator für die Mischung dienen die Ionen Sulfat, Zink und Strontium, da die Gehalte der Ionen typisch für die jeweiligen Ausgangssysteme sind. Chlorid konnte als „Durchläufer“ nicht verwendet werden, da im Bereich des Tiefbrunnens Jägersdorf die höchsten Chlorid-Konzentrationen vorlagen, die wahrscheinlich auf anthropogene Beeinflussungen zurückzuführen sind. Die Mischungsverhältnisse der Ausgangswässer wurden mittels der Software AQUACHEM von der Firma

WATERLOO HYDROGEOLOGIC (WHI) berechnet und in Tab. 20 und 21 zusammengefasst. Aus den Angaben der Mischungsverhältnisse wird deutlich, dass schon ein Anteil zwischen 10 bis 30 % vom Ausgangswasser auf der westlichen Saaleseite gemischt mit dem Ausgangswasser des Tiefbrunnens Geisenhain ausreicht, um die gemessenen Konzentrationen der Brunnen Jägersdorf und Rutha innerhalb der Entlastungszone zu erzeugen.

Tab. 20: Mischungsverhältnisse der Tiefbrunnen Altenberga und Geisenhain

Lösung 1: Ausgangswasser Altenberga (W-Saaleseite)			
Lösung 2: Ausgangswasser Geisenhain (E-Saaleseite)			
Mischungsverhältnis	Mischungsergebnisse AquaChem		
	Sr [µg/l]	Zn [µg/l]	SO₄ [mg/l]
Lösung 1 : Lösung 2			
0 : 100	0,226	0,155	47,4
10 : 90	0,518	0,161	62,26
20 : 80	0,811	0,167	77,12
30 : 70	1,103	0,173	91,98
40 : 60	1,396	0,179	106,84
50 : 50	1,688	0,185	121,7
100 : 0	3,15	0,215	196,0
Edukt TB Jägersdorf	0,602	0,165	96,5

Tab. 21: Mischungsverhältnisse der Tiefbrunnen Schirnewitz und Geisenhain

Lösung 1: Ausgangswasser Schirnewitz (W-Saaleseite)			
Lösung 2: Ausgangswasser Geisenhain (E-Saaleseite)			
Mischungsverhältnis	Mischungsergebnisse AquaChem		
	Sr [µg/l]	Zn [µg/l]	SO₄ [mg/l]
Lösung 1 : Lösung 2			
0 : 100	0,226	0,155	47,4
10 : 90	0,595	0,189	85,56
20 : 80	0,964	0,222	123,72
30 : 70	1,333	0,256	161,88
40 : 60	1,702	0,289	200,04
50 : 50	2,072	0,323	238,2
100 : 0	3,917	0,491	429,0
Edukt TB Jägersdorf	0,602	0,165	96,5

5.2.2. Isotopie der Grundwässer

Im Februar 2003 wurden die Tiefbrunnen Wolfersdorf und Jägersdorf auf ihre Gehalte an Tritium (³H), Deuterium (²H) und Sauerstoff-18 (¹⁸O), Schwefel-34 (³⁴S) und Sauerstoff-18 am im Wasser gelösten Sulfat sowie Kohlenstoff-13 (¹³C) und Sauerstoff-18 am gelösten anor-

ganischen Kohlenstoff (DIC „dissolved inorganic carbon“) untersucht. Im März 2004 erfolgte die Bestimmung des Tritium-Gehalts im Tiefbrunnen Altenberga (Tab. 22). Außerdem lagen für das Untersuchungsgebiet zahlreiche Isotopen-Untersuchungen (^{18}O und ^3H) vor, die aus den Gutachten von GÖTZE (1996) entnommen wurden. Der Anhang 8 gibt einen Überblick über die Isotope aus den Gutachten von GÖTZE wieder.

Tab. 22: Überblick der Ergebnisse der Isotopenuntersuchung Februar 2003 und März 2004

Isotope	TB Wolfersdorf [δ ‰]	TB Jägersdorf [δ ‰]	TB Altenberga
$\delta^{13}\text{C}$ (Karbonat)	$-14,28 \pm 0,1$	$-14,32 \pm 0,1$	
$\delta^{18}\text{O}$ (Karbonat)	$24,0 \pm 0,3$	$23,2 \pm 0,3$	
$\delta^{34}\text{S}$ (Sulfat)	$5,0 \pm 0,3$	$14,3 \pm 0,3$	
$\delta^{18}\text{O}$ (Sulfat)	$12,7 \pm 0,6$	$14,6 \pm 0,6$	
$\delta^2\text{H}$	$-61,9 \pm 0,8$	$-62,2 \pm 0,8$	
$\delta^{18}\text{O}$	$-9,43 \pm 0,1$	$-9,39 \pm 0,1$	
$\delta^3\text{H}$	$6,1 \pm 0,5$	$3,3 \pm 0,4$	1,1 TU +/- 0,4

5.2.2.1. Stabile Isotope des Wassers - Deuterium ^2H und Sauerstoff ^{18}O

In natürlichen Wässern treten unter 106 Wassermolekülen mit der Isotopenzusammensetzung $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ ca. 2000 Moleküle $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ mit dem schweren Sauerstoffisotop ^{18}O und etwa 320 Moleküle $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ mit dem schweren Wasserstoffisotop ^2H (Deuterium) auf (MOSERT & RAUERT 1980). Weltweite $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ Isotopenmessungen an Niederschlägen zeigen einen streng linearen Zusammenhang in einem $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm, dessen lineare Regressionsgerade als *global meteoric water line* bezeichnet wird (Gl.59).

$$\delta^2\text{H} = a \delta^{18}\text{O} + d \quad \text{Gl. 59}$$

Die Steigung a der Geraden hat für kontinentale Niederschläge einen Wert von ca. 8, der Wert d wird als Deuterium-Excess-Wert bezeichnet und berechnet sich aus (Gl. 60).

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O} \quad \text{Gl. 60}$$

Dieser Wert ist hauptsächlich eine Funktion der Humidität im Gebiet der Wasserdampfbildung. Hohe Werte zeigen aride Verhältnisse an, im Gegensatz dazu verweisen niedrige Werte auf feuchte Bedingungen (HESSE 2002). Für das Untersuchungsgebiet ergeben sich auf Grund der von der IAEA bereitgestellten Daten für die in der Nähe liegenden GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) - Stationen Hof-Hohensaas und Leipzig folgende lokale meteorische Wasserlinien:

GNIP-Station Hof-Hohensaas (1983-2001) (567m ü NN): $\delta^2\text{H} = 7,759 \delta^{18}\text{O} + 5,833$
 GNIP-Station Leipzig (1973-2001) (125m ü NN): $\delta^2\text{H} = 7,583 \delta^{18}\text{O} + 4,872$

Die Lage der Messpunkte zu den jeweiligen meteorischen Wasserlinien kann auf unterschiedliche reaktive Prozesse im Grundwasser hinweisen, die nicht den Zusammenhängen

der Wasserdampfbildung und des Niederschlages folgen (DOMENICO & SCHWARTZ 1998). Prozesse die durch chemische Wechselwirkungen unter heißen Milieubedingungen verursacht werden und eine Abreicherung von $\delta^2\text{H}$ sowie eine Anreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ zeigen, liegen unterhalb der jeweiligen meteorischen Wasserlinie. Isotopensignaturen dieser Art weisen insbesondere thermale oder juvenile Wässer auf. Dagegen liegen oberhalb der jeweiligen meteorischen Wasserlinie die Prozesse, die durch Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen, wie z.B. Verwitterung und Lösung charakterisiert sind und unter kalten Milieubedingungen ablaufen. Diese Isotopensignaturen werden durch eine Anreicherung von $\delta^2\text{H}$ und eine Abreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ gekennzeichnet.

Die Verschiebung entlang der meteorischen Wasserlinie gibt die Druck- und Temperaturverhältnisse während der Niederschlagsereignisse an. Innerhalb eines Einzugsgebietes werden die Druck- und Temperaturverhältnisse überwiegend durch die Morphologie und durch die Jahreszeit bestimmt (HESSE 2002).

Die Abb. 62 zeigt die stabilen Isotope ^2H und ^{18}O der untersuchten Grundwässer der Tiefbrunnen Wolfersdorf und Jägersdorf in einem $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm. Auf Grund fehlender ^2H -Werte können die Isotopen-Angaben von GÖTZE (1996) nicht der Abb. 62 zugeordnet werden.

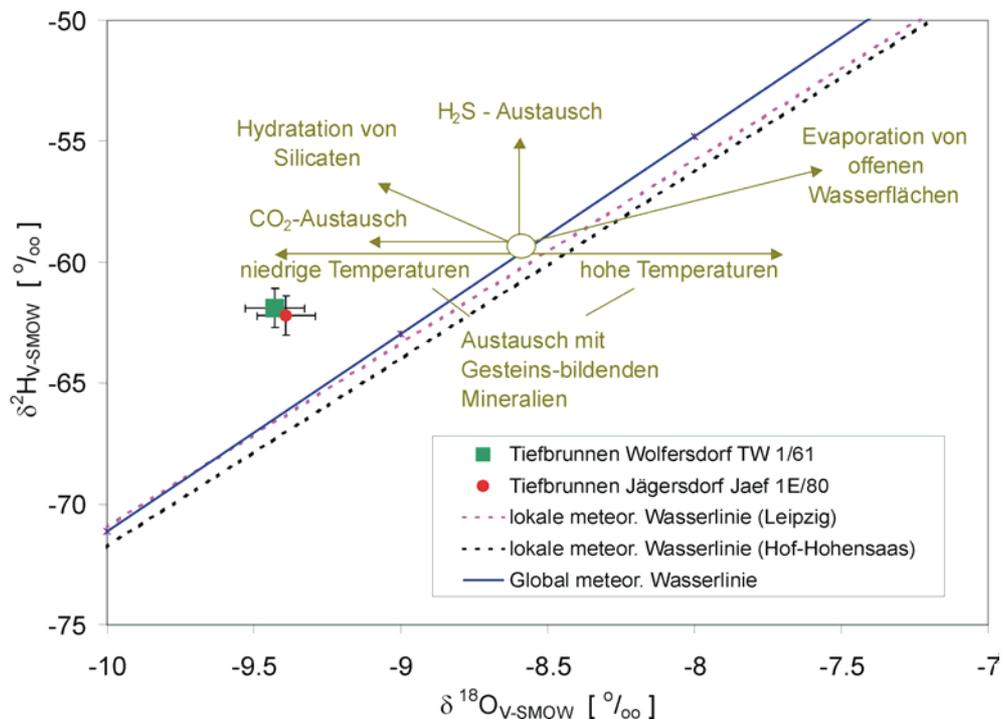


Abb. 62: Lage der Analysen (TB Jägersdorf und TB Wolfersdorf) zur meteorischen Wasserlinie. Es zeigt sich, dass die Grundwässer hauptsächlich aus Niederschlägen gespeist werden und Wasser-Gesteins- Wechselwirkungen unterliegen

Es ist zu erkennen, dass die Proben oberhalb der lokalen meteorischen Wasserlinien bzw. Niederschlagsgeraden liegen. Daraus ist abzuleiten, dass die Grundwässer hauptsächlich aus Niederschlägen gespeist werden und Wasser-Gesteins- Wechselwirkungen unterliegen.

5.2.2.2. Schwefelisotop - $\delta^{34}\text{S}$

Isotopenuntersuchungen am gelösten Sulfat der Grundwässer fanden in den Tiefbrunnen Wolfersdorf und Jägersdorf statt. Die ermittelten Werte für $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ sind im $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm in Abb. 63 zusammengestellt.

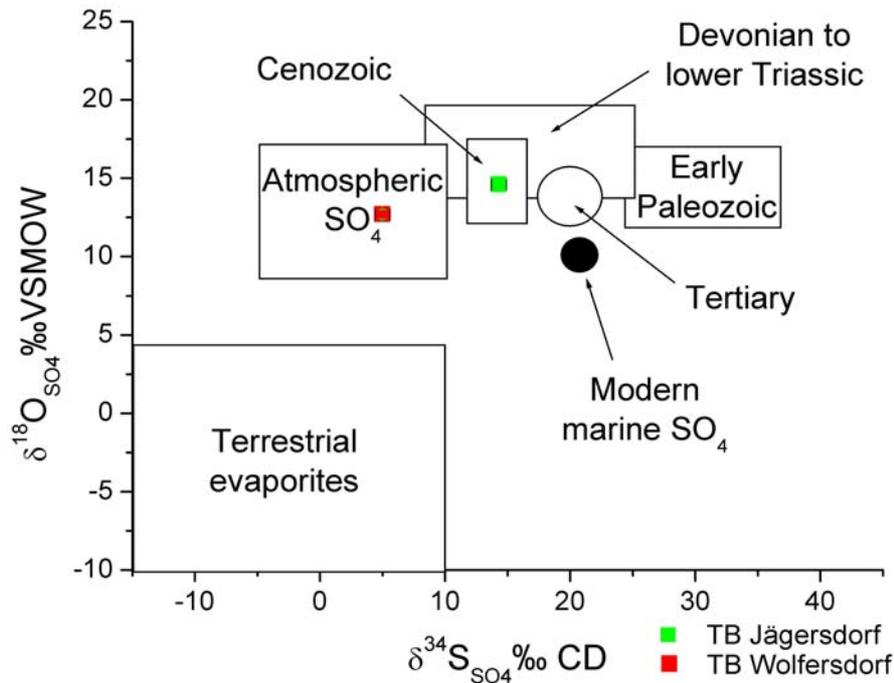


Abb. 63: $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm zur Ableitung der Wassergenese (aus CLARK & FRITZ 1997)

In Abb. 63 ist zu erkennen, dass der Brunnen Wolfersdorf mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von $5,0 \pm 0,3 \text{ ‰}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von $12,7 \pm 0,6 \text{ ‰}$ im Bereich des atmosphärischen Sulfates liegt. Die Zusammensetzung des atmosphärischen Sulfates wird von der Emission durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe, durch biologische Freisetzung von Schwefelverbindungen (z.B. Sulfide, die zu Sulfat oxidiert werden) und durch den "sea spray" Effekt an den Küsten gesteuert. Hinweise auf die Verbrennung von fossilen Brennstoffen geben die typischen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Brennstoffe von leicht negativ bis über 10 ‰ . Der atmosphärische $\delta^{34}\text{S}$ -Gehalt gelangt über den versickernden Niederschlag zum Grundwasser. Der Brunnen Jägersdorf liegt mit deutlich größeren $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von $14,3 \pm 0,3 \text{ ‰}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von $14,6 \pm 0,6 \text{ ‰}$ im Bereich der marinen triassischen Evaporitablagerung. Der Brunnen ist, wie bereits in den Abschnitten zuvor beschrieben, in den Schichten des Mittleren Buntsandsteins ähnlich des Brunnens Wolfersdorf ausgebaut. Da der Buntsandstein eine fluviatile Ablagerung ist und geringere $\delta^{34}\text{S}$ -Werte aufweist (siehe $\delta^{34}\text{S}$ -Gehalte des Brunnens Wolfersdorf), zeigen diese hohen Werte des Brunnens Jägersdorf wahrscheinlich den Einfluss von mariner Ablagerung des Röts und des Muschelkalks an, was die hydrochemischen Mischungsprozesse im Saale-tal bestätigen.

5.2.2.3. Kohlenstoffisotop - $\delta^{13}\text{C}$

Die Isotope des Kohlenstoffs unterliegen auf Grund vielfältiger chemischer (Base-Säure-Gleichgewicht, Redoxreaktionen) und biologischer Wechselwirkungen einer hohen Isotopenfraktionierung. In Tab. 23 ist das $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenspektrum für unterschiedliche Kohlenstoffreservoirs dargestellt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte der karbonatischen Kohlenstoffphasen im Grundwasser lassen sich überwiegend auf zwei Kohlenstoffquellen (Atmosphäre und Biosphäre) zurückführen. Der Eintrag durch atmosphärisches Kohlendioxid wird durch die relativ angereicherte $\delta^{13}\text{C}$ -Konzentration von ca. -7 bis -12 ‰ angezeigt. Im Gegensatz dazu stellen sich auf Grund zahlreicher biologischer Prozesse im Bereich der Böden stark abgereicherte $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen ein. Zum Beispiel reichern Pflanzen durch die Wurzelbildung Kohlenstoff im Boden an, deren $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte zwischen -30 und -20 ‰ deutlich abgereichert vorliegen. Durch fortlaufende Prozesse wird diese Isotopensignatur auf das Kohlendioxid der Bodenluft übertragen, dass dann mit dem Bodenwasser in Wechselwirkung treten kann. Die beiden Tiefbrunnen weisen im Bereich des Fehlers gleiche $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte zwischen -14,28 und -14,32 ± 0,1 ‰ auf. Die Werte der gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Konzentrationen unterliegen einem deutlichen Einfluss von atmosphärischem Kohlendioxid. Prozesse, die zur Abreicherung von $\delta^{13}\text{C}$ in der Biosphäre und Pedosphäre führen, können anhand der vorliegenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Tabelle 23 nicht ausgeschlossen werden.

Tab. 23: Beispiele natürlicher $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte in der Atmosphäre, Biosphäre und Pedosphäre (FAL - BUNDESFORSCHUNGSANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT 2005)

	natürlicher $\delta^{13}\text{C}$-Wert
Atmosphäre	
CO₂	-7 ‰ bis -12 ‰
anthropogene Quellen	-26 ‰
Biosphäre	
C3 Pflanzen (z.B. Gras)	-27 ‰
C4 Pflanzen (z.B. Mais)	-13 ‰
Pedosphäre	
org. Material im Boden	unter C3 Pflanzen: -27 ‰ unter C4 Pflanzen: -13 ‰
gelöster anorg. C	-30 ‰ bis 0 ‰
Boden CO₂	-22 ‰
pedogenes Material	-12 ‰

5.2.2.4. Tritium – ^3H

Für eine detaillierte Datierung der Grundwässer sind Zeitreihen von Tritium-Konzentrationen, die mittels der Niederschläge eingetragen werden, notwendig. Diese Zeitreihen werden von der IAEA für verschiedene GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) - Messstellen aufgezeichnet. In näherer Umgebung des Untersuchungsgebietes befinden sich die GNIP-Messstellen Wasserkuppe (1978-2001), Freiberg / Sachsen (1969-1991), Hof-Saale

(1962-1997) und Hof-Hohensaas (1983-2001). In Abb. 64 sind die Tritium-Konzentrationen der verschiedenen GNIP-Messstellen der IAEA logarithmisch über die Zeit aufgetragen. Die Tritiumganglinien zeigen typische Verläufe mit maximalen Gehalten von über 1000 TU im Jahr 1963 und danach abfallenden Tritium-Konzentrationen bis heute. In den gegenwärtigen Niederschlägen liegen die Tritium-Konzentrationen unter 10 TU. Weiterhin sind saisonale Schwankungen mit sommerlichen hohen und winterlichen niedrigen Werten zu beobachten. Weiterhin ist in Abb. 64 zu erkennen, dass eine eindeutige Datierung nur von Grundwässern, die im Zeitraum von 1963 bis 1980 gebildet wurden und somit Ausgangskonzentrationen von über 100 TU besaßen, möglich ist. Diese Grundwässer sollten heute (ohne Berücksichtigung von stattfindenden Mischungen) Tritium-Gehalte von über 25 TU aufweisen. Ab 1980 entspricht der beobachtete Abfall der Tritium-Konzentrationen näherungsweise dem natürlichen Zerfall von Tritium, somit ist nach 1980 neugebildetes Grundwasser nicht mehr eindeutig von jüngeren Niederschlagswässern zu unterscheiden ist. Tritiumfreie Grundwässer stammen aus der Zeit vor den Atombombentests und besitzen somit ein Alter von über 50 Jahren. Die in Abb. 64 eingetragenen Geraden stellen den radioaktiven Zerfall für eine Ausgangskonzentration von 100 TU ab 1970 und ab 1980 dar.

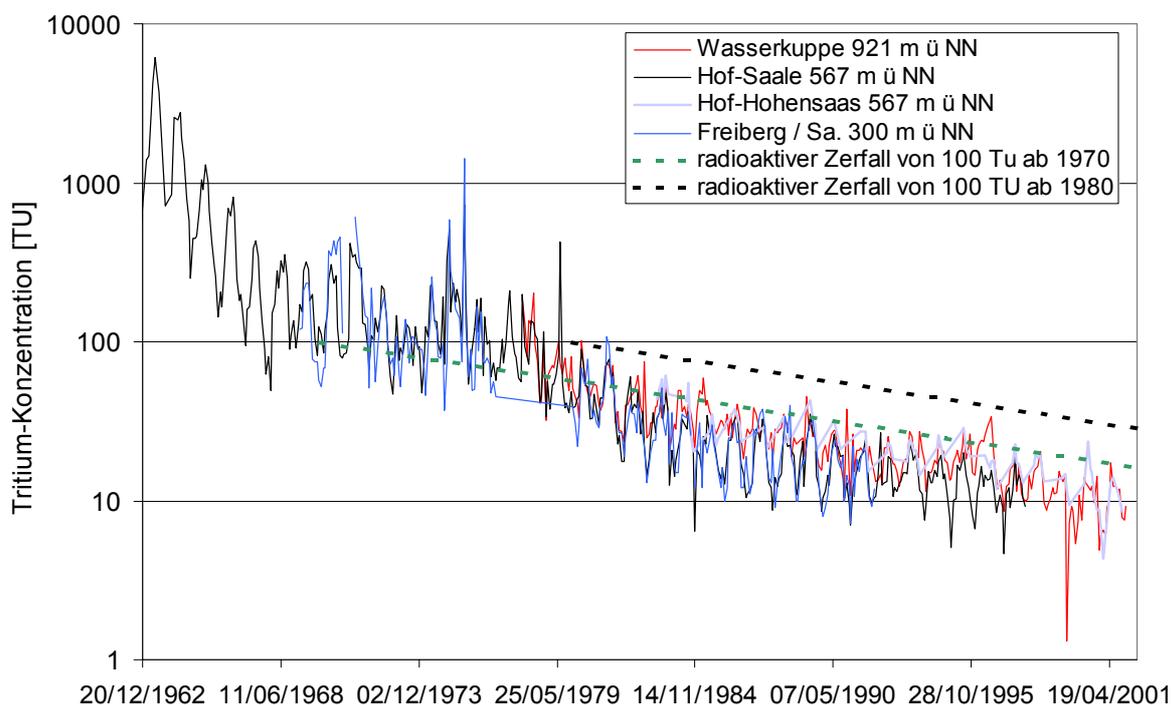


Abb. 64: Tritium-Konzentrationen der verschiedenen GNIP-Messstellen der IAEA in der Umgebung des Untersuchungsgebietes

Aus den ermittelten Tritium-Gehalten für das Einzugsgebiet wird ersichtlich, dass sowohl tritiumfreie als auch tritiumführende Grundwässer vorliegen. Für die tritiumfreien Grundwässer kann ein Alter von über 50 Jahren angenommen werden. Die tritiumführenden Grundwässer besitzen überwiegend Tritium-Konzentrationen zwischen 1,1 und 25 TU und zeigen

somit eine Beeinflussung durch Jungwasseranteile an. Eine eindeutige Altersdatierung ist nicht möglich, da davon ausgegangen werden muss, dass Mischungen von tritiumfreien und tritiumführenden Grundwässern stattfinden. Aus diesem Grund wird für diese Wässer eine Mittlere Verweilzeit von < 50 Jahren angenommen.

In Abb. 65 ist die Verteilung der tritiumfreien und tritiumführenden Grundwässer dargestellt. Tritiumfreie Buntsandsteingrundwässer treten hauptsächlich dort auf, wo der Mittlere Buntsandstein von den Schichten des Oberen Buntsandsteins und des Muschelkalkes überdeckt wird. In diesen Bereichen kommt es nicht zur Infiltration von Niederschlagswässern in den Mittleren Buntsandstein. Das Ausstrichgebiet des Mittleren Buntsandsteins ist vereinzelt von tritiumfreien, aber überwiegend von tritiumführenden Grundwässern gekennzeichnet. Wie schon GÖTZE (1996) erkannte, liegen die tritiumführenden Grundwässer im Bereich von Störungen und Tälern. Diese Bereiche sind deutlich durch hohe Ergiebigkeiten und Transmissivitäten sowie starke Klüftigkeiten geprägt. Diese Zerrüttungszonen sind Wegsamkeiten für jüngere Wässer, so dass im Untergrund eine Mischung von älteren und jüngeren Wässern stattfindet. Die Zutritte von Jungwasseranteilen werden häufig durch höhere Nitrat-Gehalte begleitet (siehe Tiefbrunnen Jägersdorf).

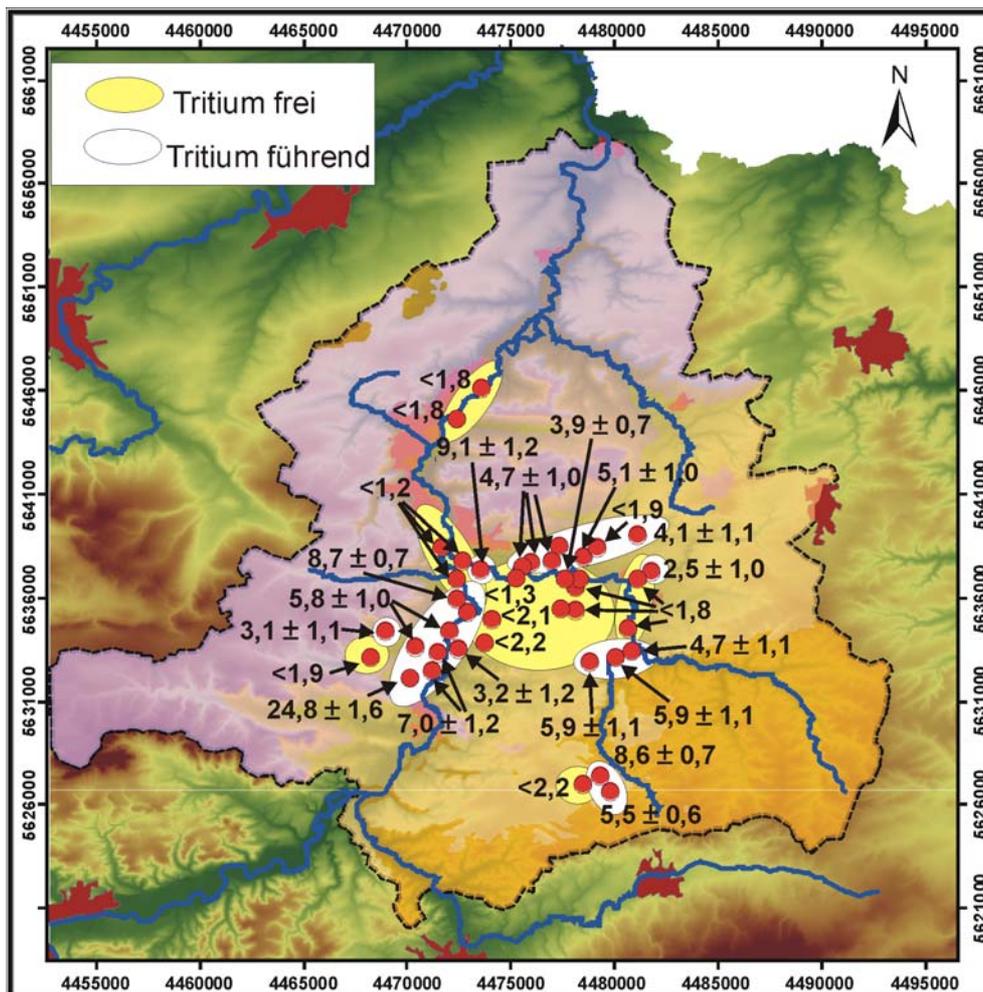


Abb. 65: Verteilung tritiumfreier und tritiumführender Grundwässer im Arbeitsgebiet

5.3. Konzeptionelles Modell

Aus den Ergebnissen der hydrogeologischen und hydrochemischen Untersuchungen wurde ein konzeptionelles Modell für das Fließsystem des Saale-Einzugsgebietes entwickelt (Abb. 66). Innerhalb des Arbeitsgebietes streichen die Gesteine des Unteren und Mittleren Buntsandsteins großflächig aus. Aus den lithologischen Eigenschaften des Buntsandsteins und anhand von Pumpversuchen lassen sich verschiedene Grundwasserstockwerke ableiten, die zusammengefasst zwei große Hauptaquifere darstellen. An der Basis des Buntsandsteins bilden die Schichten der Calvörde Folge den Liegendaquifer, der durch mächtige Tonlagen vom wasserwirtschaftlich bedeutenderen Aquifer, der die Schichten der Bernburg-Folge und des Mittleren Buntsandstein umfasst, abgetrennt wird. Dieser Aquifer stellt überwiegend einen ungespannten Grundwasserleiter dar, der lokal gespannte Verhältnisse aufweist. In den Bereichen der Überdeckung durch den Oberen Buntsandstein (undurchlässige Tonsteine und Gipse des Röts) ändern sich die Verhältnisse in Richtung gespannter Grundwasserleiter.

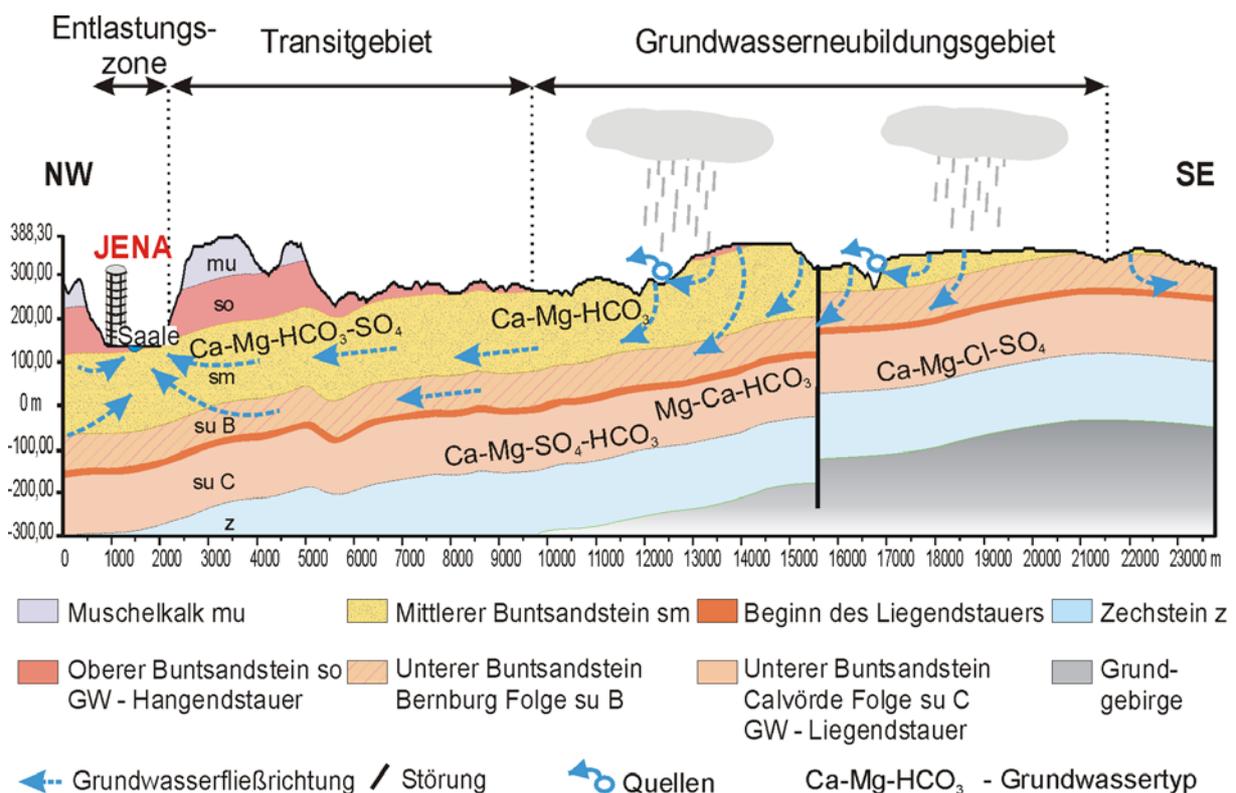


Abb. 66: Schematisierte Darstellung des konzeptionellen hydrogeologischen Modells

Anhand der Grundwasserdynamik des Aquifers suB/sm ist zu erkennen, dass die Hauptfließrichtung des Grundwassers dem Schichteinfallen des Buntsandsteins folgt. Deutlich zu erkennen ist, dass das tiefeingeschnittene Saaletal als Hauptentlastungszone eine drainierende Wirkung besitzt. Es wird sowohl von östlicher als auch von westlicher Seite vom Grundwasser angeströmt. Innerhalb des Saaletals entspricht die Fließrichtung weitgehend der des

Vorfluters. Proben der Grundwässer aus dem Aquifer suB/sm lassen Aussagen über die Genese der Wässer zu. Aus der Zusammensetzung der Grundwässer lässt sich das Untersuchungsgebiet in ein Grundwasserneubildungsgebiet (Ausstrich Mittlerer und Unterer Buntsandstein), ein Transitgebiet (Mittlerer Buntsandstein sowie Ausstrich Oberer Buntsandstein und Muschelkalk) und eine Entlastungszone (Saaletal) gliedern.

Für das Arbeitsgebiet liegt eine ausgeglichene Wasserbilanz vor, d.h. es gibt keinen abströmenden Anteil des Grundwassers in benachbarte Einzugsgebiete.

5.4. Grundwasserströmungsmodell

Auf der Grundlage des in Kapitel 5.3. beschriebenen konzeptionellen Modells wurde für das Untersuchungsgebiet ein numerisches Strömungsmodell erstellt, um die zukünftige Entwicklung der Wasserressourcen auf der Grundlage verschiedener Szenarien zu prognostizieren. Zuerst soll auf die Modellerstellung mit den geometrischen Eigenschaften, die Datenbasis, die Kalibrierung des Modells auf der Basis der Grundwassergleichenpläne und die notwendigen Randbedingungen eingegangen werden. Daran schließt sich die Berechnung und Diskussion der stationären Lösung an, die die Grundlage für die instationäre Lösung bildet. Im Abschnitt 5.4.4. „Instationäres Strömungsmodell“ wird die Kalibrierung des Modells mit Hilfe der Grundwasserspiegelgänge der Datenlogger und weiterer Messstellen beschrieben. Abschließend werden Prognosen zur Auswirkung der Änderung der jährlichen Gesamtniederschläge auf die Grundwasserdynamik vorgestellt und diskutiert.

5.4.1. Geometrie und Datenbasis

Aus den Eigenschaften des Haupt-Aquifers s_uB / s_m können verschiedene Vorgaben für das numerische Grundwassermodell abgeleitet werden. Zum Beispiel setzen die vorliegenden großen Aquifermächtigkeiten im Untersuchungsgebiet nach KINZELBACH & RAUSCH (1995) eine dreidimensionale Modellbetrachtung voraus.

Der Grundwasserleiter s_uB / s_m ist überwiegend ungespannt mit lokal gespannten Verhältnissen. Zusätzlich ist der Aquifer in Bereichen der Überdeckung durch den Oberen Buntsandstein gespannt. Aus diesem Grund wird der Aquifer bei der dreidimensionalen Modellierung als ungespannter und gespannter betrachtet. Wie im Kapitel 5.3. beschrieben, baut sich das hydrogeologische konzeptionelle Modell aus vier hydraulischen Schichten auf. Die Schicht des Muschelkalks ist für die Grundwasserneubildung im Mittleren Buntsandstein nicht relevant, da der Obere Buntsandstein als Grundwasserstauer ein Infiltrieren von Muschelkalkwasser überwiegend verhindert. Die hier gebildete und abgeführte Grundwassermenge fließt direkt der Vorflut zu. Auf Grund von Vereinfachungen wurden die Schichten des Oberen Buntsandsteins und des Muschelkalks im Modell als eine zusammenhängende Schicht betrachtet, so dass im Strömungsmodell nur 3 hydraulisch relevante Schichten berücksichtigt werden. Der Schicht des Oberen Buntsandsteins und des Muschelkalks wurden die Eigenschaften eines Grundwassernichtleiters zugeordnet. In der Realität muss auf die Ausbissflächen des Oberen Buntsandsteins hingewiesen werden. Wegen der geringen Mächtigkeit können hier gute hydraulische Wegsamkeiten für infiltrierende Sickerwässer durch Trockenrisse bzw. Klüftigkeiten existieren. Abb. 67 a und b gibt die Schichtuntergrenzen der hydraulisch relevanten Schichten wieder. Diese detaillierten Darstellungen basieren auf der Auswertung von 683 Bohrungen des HYRA-Datenspeichers und unter Berücksichtigung der Koordinaten der Schichtausbissflächen im Untersuchungsgebiet.

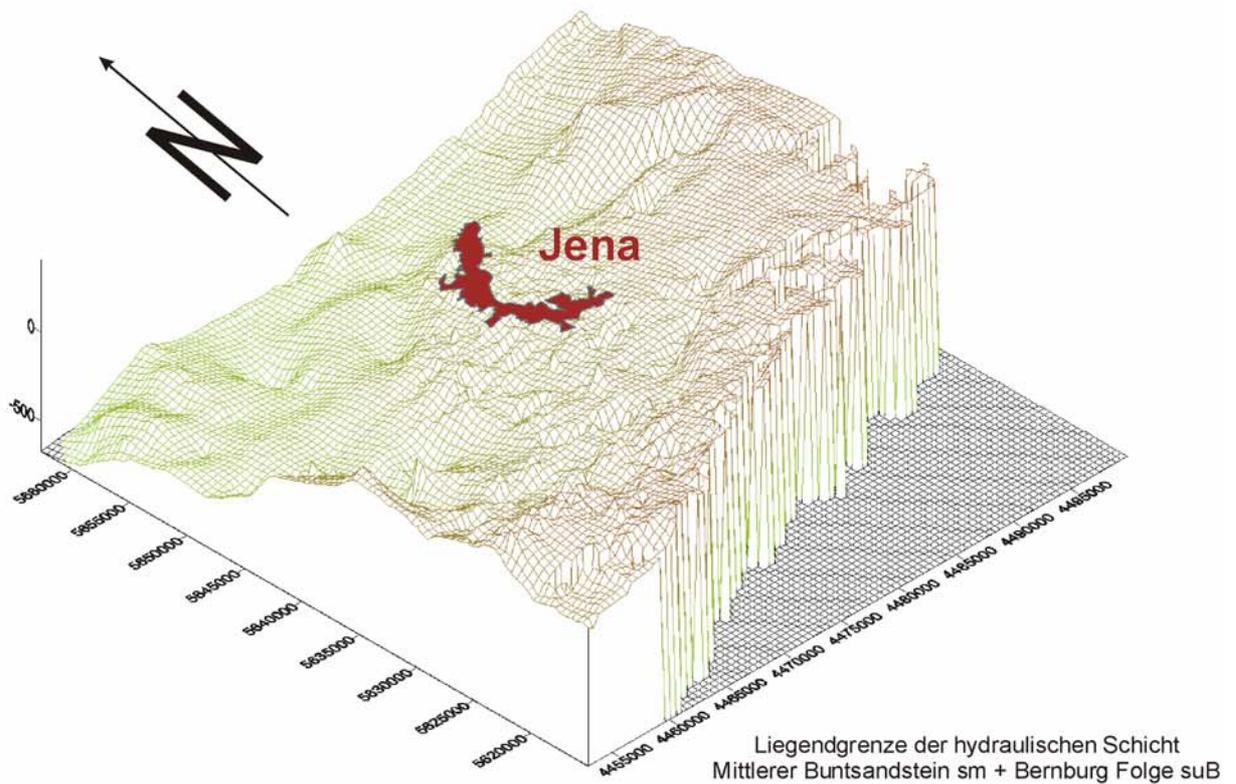
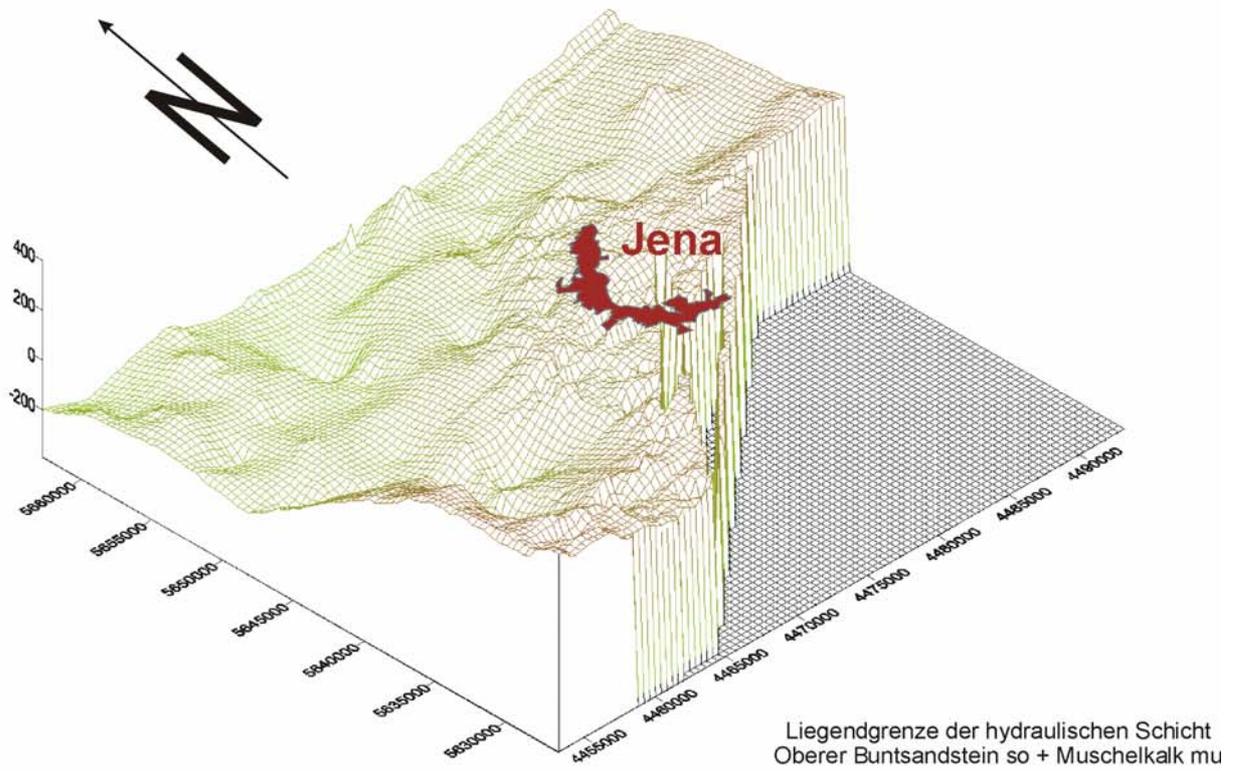


Abb. 67 a: Schichtuntergrenzen der im Modell verwendeten hydraulischen Schichten sind bis auf die räumliche Lage der Schichtausbissflächen weitgehend identisch. Auf Grund der geringen Bohrungsdichte entlang des Leuchtenburg-Grabens ist dessen Lage nicht ersichtlich.

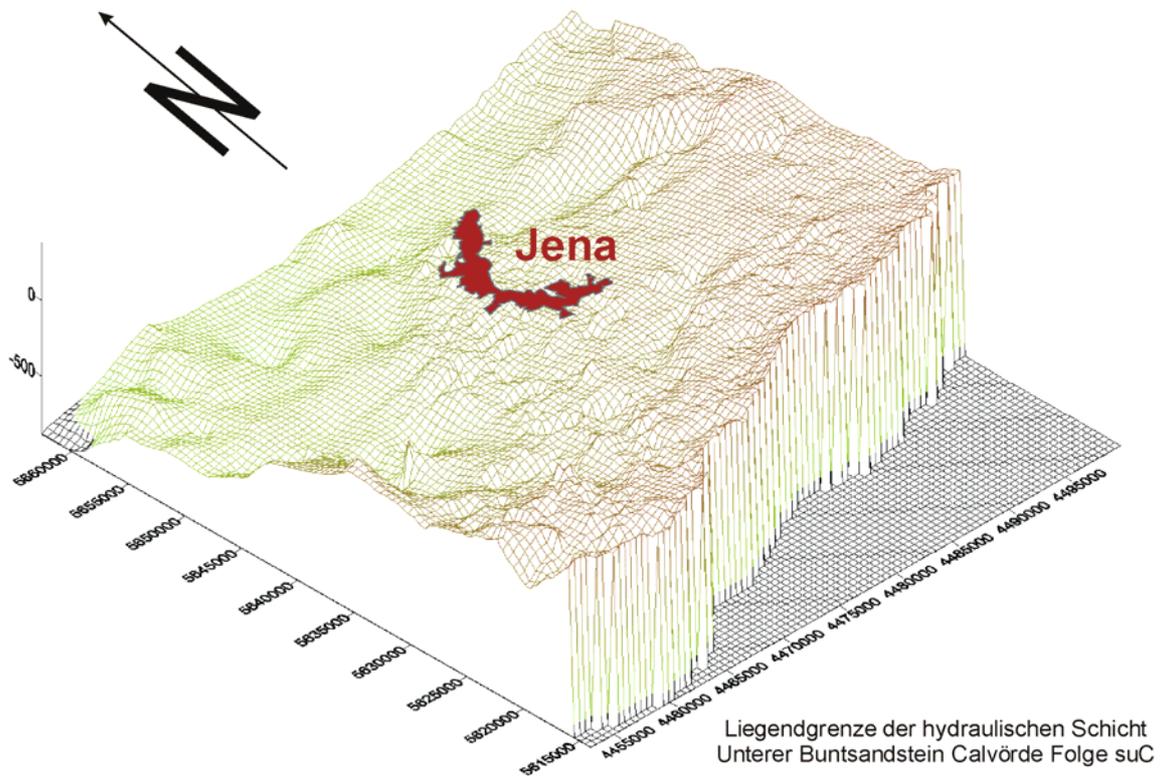


Abb. 67 b: Schichtuntergrenzen der im Modell verwendeten hydraulischen Schichten sind bis auf die räumliche Lage der Schichtausbissflächen weitgehend identisch. Auf Grund der geringen Bohrungsdichte entlang des Leuchtenburg-Grabens ist dessen Lage nicht ersichtlich.

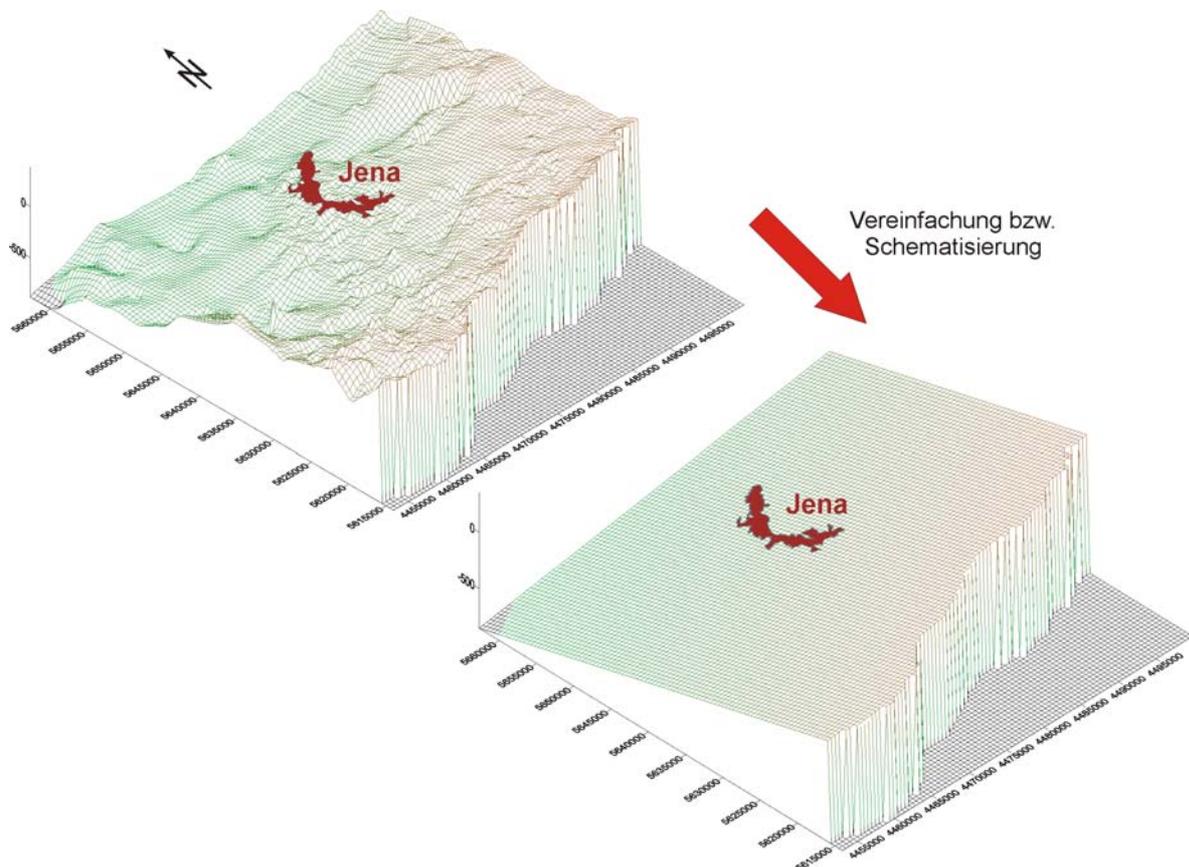


Abb. 68: Vereinfachung der Schichtuntergrenzen für die Modellierung

Wie Abb. 68 zeigt, werden die Liegendgrenzen (Grenzflächen) für die Anwendung in der Strömungsmodellierung als geneigte Ebene vereinfacht, was den Rechenaufwand des Modells verringert und schneller zu einer stabilen Lösung führt. Des Weiteren wird der Leuchtenburg-Graben im Modell als größere Störungszone berücksichtigt.

Die Grundlage für das numerische Strömungsmodell ist der Kartenausschnitt mit den Eckpunkten von HW₁ 5615576 / RW₁ 4459801, HW₂ 5615576 / RW₂ 4495420, HW₃ 5651050 / RW₃ 4495420 und HW₄ 5651050 / RW₄ 4459801 der topographischen Karten L5134 – L5136 und L5334 – L5336. Mit Hilfe eines rechteckigen Grundgitters von 100 Zeilen und 100 Spalten wurde die Kartenfläche des Arbeitsgebietes in 10.000 Zellen unterteilt. Der Gitterabstand beträgt in x-Richtung 356,19 m und in y-Richtung 354,74 m. Für das numerische Strömungsmodell ergibt sich eine Fläche von ca. 706 km² (Abb. 69). Auf Grund des geneigten Schichteinfallens im Untersuchungsgebiet nach NW und der damit verbundenen Mächtigkeitzunahme des gesamten Schichtkomplexes vom Unteren Buntsandstein bis zum Muschelkalk auf über 700 m war es für eine stabile Lösung notwendig, die drei zu berücksichtigenden hydraulischen Schichten möglichst fein zu diskretisieren. Für eine möglichst feine und übersichtliche Unterteilung wurde das Modell in 14 „Layer“ mit je 50 m Mächtigkeit unterteilt. Die Morphologie des Arbeitsgebietes wurde durch den Import der Daten des Digitalen Geländemodells der TLUG (2002) (Auflösung 25 m) berücksichtigt. Alle 14 Schichten sind an die Morphologie als obere Begrenzung angepasst, wie in Abb. 69 gezeigt.

Durch die Aufstellung von Randbedingungen werden die insgesamt 140.000 Zellen in 39.367 aktive und 100.633 inaktive Zellen unterteilt. Den aktiven Zellen werden entsprechend den drei hydraulischen Schichten Durchlässigkeiten und Speicherkoeffizienten zugeordnet, wodurch sich die lithologischen Grenzflächen (Abb. 69) ergeben. Für die stationäre Lösung werden den Aquiferen suC und suB / sm zunächst mittlere hydraulische k_f -Werte, die aus den Boxplott-Diagrammen in Abb. 18 und 20 in den Abschnitten 5.1.3.1. und 5.1.3.2. bestimmt wurden, zugeordnet. Als Durchlässigkeitsbeiwert k_f wird für den Aquifer suC ein Wert von $2,17 \cdot 10^{-6}$ m/s und für den Aquifer suB / sm ein Wert von $1,78 \cdot 10^{-6}$ m/s angenommen. Der zusammengefassten Schicht aus Oberem Buntsandstein und Muschelkalk wird als Grundwassernichtleiter eine niedrigere Durchlässigkeit von $1 \cdot 10^{-7}$ m/s zugeordnet. Innerhalb des Leuchtenburg-Grabens können die angedeuteten heterogenen Durchlässigkeiten in nordwestliche und nordöstliche Richtung auf Grund der richtungsabhängigen Vorgaben von k_x , k_y , und k_z im Programm VISUAL MODFLOW nicht berücksichtigt werden. Ziel ist es, den Leuchtenburg-Graben als hydraulische Barriere darzustellen. Deshalb wird dem Graben eine geringe Durchlässigkeit von $2 \cdot 10^{-7}$ m/s zugeordnet.

Im numerischen Modell muss beachtet werden, dass während den Stichtagsmessungen innerhalb des Untersuchungsgebiets Trinkwasserentnahmen stattfanden. Aus diesem Grund wurden im stationären und im instationären Modell Brunnen mit Pumpraten von über 80 m³/d

(Tab. 24) berücksichtigt. Diese Daten wurden von den Wasserwerksbetreibern dem Staatlichen Umweltamt in Gera gemeldet.

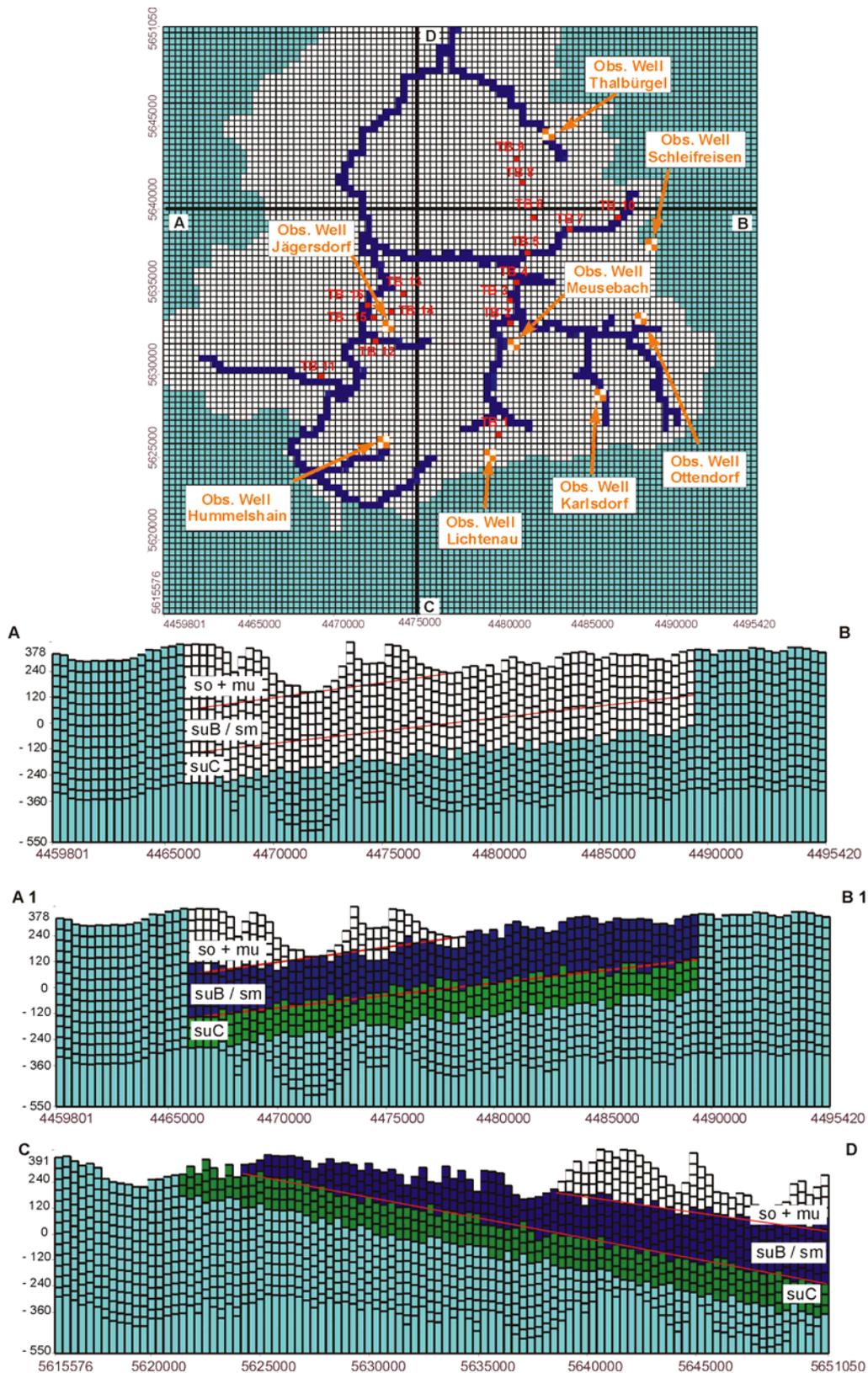


Abb. 69: In der oberen Abbildung ist die Aufsicht auf das Grundwasserströmungsmodell mit den „river“-Randbedingungen und den Beobachtungsbrunnen („observation well“) abgebildet. In den unteren Profilschnitten sind die 14 Schichten (50 m Mächtigkeiten) die das Modell aufbauen zu erkennen. Die rote Linie stellt das schematisierte Schichteinfallen dar. Durch Zuweisung von k_f -Werten (weiß, blau und grün) werden die hydraulisch relevanten Schichten des Modells wiedergegeben.

Tab. 24: Im Grundwasserströmungsmodell berücksichtigte Brunnen mit Pumpraten über 80 m³/d

Bezeichnung	Name / Ort	Hochwert	Rechtswert	Pumprate [m ³ /d]
TB 1	TB Wolfersdorf III 3/1961	5626676	4479760	300.19
TB 2	TB Geisenhain II 3/1978	5633360	4480510	199.19
TB 3	TB Stadtroda III 2/1969	5634591	4480635	242.53
TB 4	TB Am Sand HySta 501/1988	5635541	4481073	273.00
TB 5	TB Stadtroda I HySta 1/1971	5637339	4481748	286.96
TB 6	TB Lotschen III HyLcn 3/1965	5639640	4481890	265.96
TB 7	TB Hermsdorf 6/1966	5638770	4484070	171.00
TB 8	TB Schöngleina 1/1965	5641640	4481280	209.00
TB 9	TB Zina 1/1997	5643130	4480935	100.00
TB 10	TB Hermsdorf 5/1964	5639450	4487060	147.00
TB 11	TB Heinketal 1/1961	5629950	4469300	236.00
TB 12	TB Kleinpüschütz 2/1970	5632062	4472684	150.00
TB 13	TB Kahla / Göschwitz 1/1970	5635025	4474083	496.00
TB 14	TB Kahla / Göschwitz 3/1970	5633852	4473674	183.00
TB 15	TB Jägersdorf 1E/1980	5633611	4472413	346.00
TB 16	TB Ölknitz 1/1955	5634405	4471997	82.00

Die Kalibrierung des Modells sollte an einem „durchschnittlichen“ Wasserstand erfolgen. Bei dem Vergleich der Grundwassergleichenpläne im Anhang 5 und 6 der beiden Stichtagsmessungen ist zu erkennen, dass keine große zeitliche Variabilität der Grundwasserstände festzustellen ist. Auch die ermittelten Grundwasserstandsdifferenzen im Abschnitt 5.1.4.1. lassen auf keine gravierenden kurzfristigen Änderungen durch die Grundwasserneubildung schließen (Ausnahme anthropogen beeinflusste Bereiche siehe Anhang 4). Aus diesem Grund ist davon auszugehen, dass beide Grundwassergleichenpläne „durchschnittliche“ Wasserstände zeigen. Das stationäre Grundwasserströmungsmodell wurde zunächst für den Grundwasserstand Oktober 2002 kalibriert. Eine Prüfung des Modells erfolgte mittels der Daten der zweiten Stichtagsmessung vom April 2003. Zur Berechnung des stationären Modells wurde eine konstante Grundwasserneubildung von 140 mm/a über die gesamte Fläche des Untersuchungsgebiets angenommen (siehe Abschnitt 5.1.6.2.). Für die Kalibrierung der instationären Lösung werden die Parameter „Speicherkoeffizient“ und „spezifischer Speicherkoeffizient“ spezifiziert. Die Größenordnung des Speicherkoeffizienten von 4 % konnte für das Untersuchungsgebiet aus Gl. 11 im Abschnitt 4.1.4.1. ermittelt werden und stimmt mit Literaturangaben wie z.B. HÖLTING (1992) für Speicherkoeffizienten in freien Grundwasserleitern mit $1 \cdot 10^{-1}$ gut überein. Aus der Aquifermächtigkeit und dem Speicherkoeffizienten wird der spezifische Speicherkoeffizient berechnet. Als durchschnittliche Aquifermächtigkeit werden ca. 100 m angenommen, daraus ergibt sich ein spezifischer Speicherkoeffizient von ca. $0,0004 \text{ m}^{-1}$. Eine Beeinflussung des Strömungsmodells durch zu hohe oder zu niedrige

Angaben der Porosität konnte vernachlässigt werden, da Porositäten nur im nicht angewendeten Transportmodell berücksichtigt werden. Die hydraulischen Startparameter für die instationäre Lösung, die sich aus Kalibrierung des stationären Modells ergeben, sind in Abb. 69 angegeben. Die Angaben für die zeitabhängige Grundwasserneubildung beruhen auf den Berechnungen des Bodenwasserhaushaltsmodells. Für die instationäre Modellierung wurde ein Konzept entwickelt, das den Transfer des neu gebildeten Grundwassers durch die ungesättigte Zone beschreibt. Dieses Konzept berücksichtigt die unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten des Poren- und Kluftsystems des Buntsandsteinfließsystems (Diskontinuum) und die daraus resultierenden zeitlichen Verzögerungen. Abb. 70 gibt eine schematische Vorstellung der unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten des Diskontinuums wieder, auf denen das Konzept der instationären Modellierung basiert.

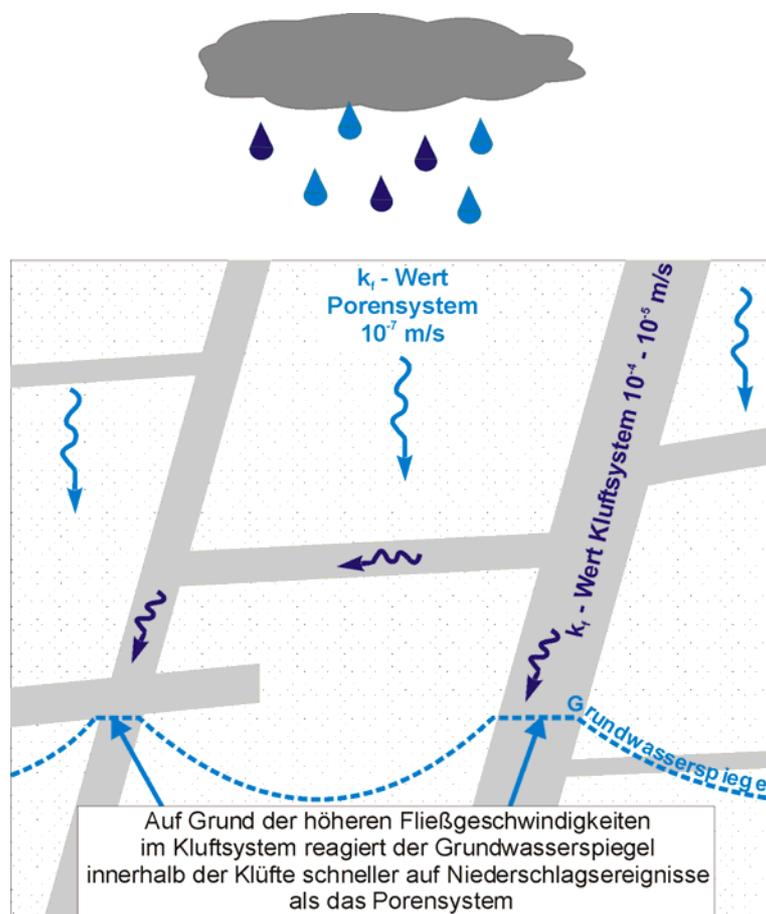


Abb. 70: Schematisierung des Prozesses der GWN im Buntsandsteinfließsystem nach einem Niederschlagsereignis. Die höheren Fließgeschwindigkeiten des Kluftsystems führen im Gegensatz zu den langsameren Fließgeschwindigkeiten des Porensystems zu einer schnelleren Reaktion des Grundwasserspiegels innerhalb der Klüfte.

Die Kalibrierung des instationären Strömungsmodells erfolgt mittels der aufgezeichneten GWSP-Messungen der Datenlogger Hummelshain, Jägersdorf und Schleifreisen sowie den Wasserspiegelaufzeichnungen der Grundwassermessstellen Ottendorf, Meusebach, Karlsdorf, Lichtenau und Thalbürgel.

5.4.2. Randbedingungen

Abb. 71 zeigt die verwendeten Randbedingungen innerhalb des Strömungsmodells.

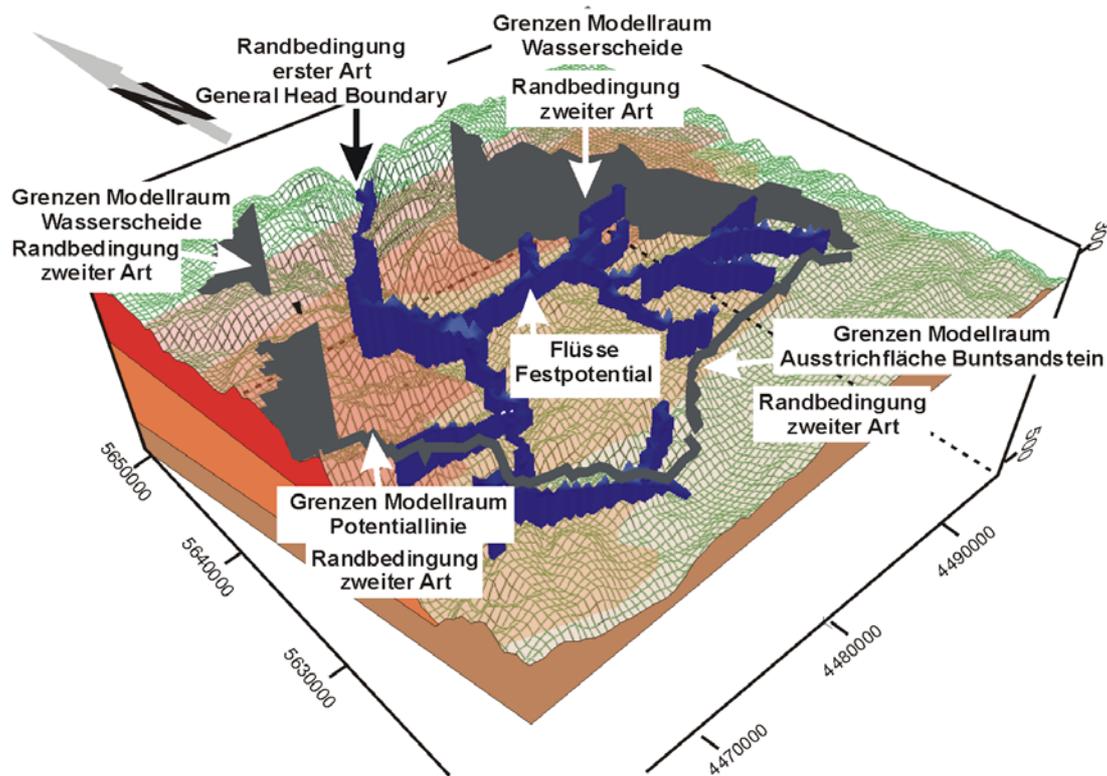


Abb. 71: Verwendete Randbedingungen im Strömungsmodell

Die hydraulischen Randbedingungen ergeben sich aus der geographischen Lage des Untersuchungsgebietes. Das Modellgebiet wird im Nordosten und Osten durch die ober- und unterirdische Wasserscheide, die das Einzugsgebiet der Saale von dem der Weißen Elster trennt, begrenzt. Im Osten bis Süden streichen die Aquiferschichten des Mittleren und Unteren Buntsandsteins aus. Aus dem Grundwassergleichenplan wird deutlich, dass der südwestlichen Gebietsgrenze eine Potentiallinie zugeordnet werden kann (siehe Anhang 5 und 6). Im Westen und Nordwesten bildet die ober- und unterirdische Wasserscheide, die das Einzugsgebiet der Saale von dem der Ilm trennt, die Gebietsbegrenzung. Die genaue Lage der unterirdischen Wasserscheide in diesem Bereich ist unbedeutend, da ein beachtlicher Zufluss in das Arbeitsgebiet auf Grund der Wasserhaushaltsbetrachtung (Abschnitt 5.1.5.5.) ausgeschlossen werden kann. Die äußeren Begrenzungen des Untersuchungsgebietes werden im Modell als Randbedingung zweiter Art (NEUMANN-Bedingung), d.h. als undurchlässige Ränder mit Hilfe von inaktiven Zellen nachgebildet. Dem Abstrombereich im Norden des Untersuchungsgebietes wird eine Randbedingung erster Art zugeordnet, da mit Hilfe einer „general head boundary“- Randbedingung dem Wasserspiegel ein hydraulischer Gradient von 0,001 zugewiesen werden kann.

Vorfluter bilden weitere Randbedingungen im Arbeitsgebiet. Mit Hilfe der „river“- Randbedingungen kann im Gegensatz zu den „constant head“- Randbedingungen (Festpotential) das Wechselspiel zwischen Grundwasser und Vorfluter, d.h. zwischen influenten und effluenten Verhältnissen simuliert werden. Mit Hilfe einer topographischen Karte und eines GIS-Shape kann die Position der Vorfluter, die ganzjährig wasserführend sind, in das Modell übertragen werden. Die eingezeichneten Vorfluter im Strömungsmodell werden als “river“ - Randbedingung erster Art (DIRICHLET-Bedingung) simuliert, die hierfür notwendigen Angaben über die Gewässertiefe, Mächtigkeit und Durchlässigkeit des Bachbettes sowie die Größe der Kontaktfläche wurden aus UNGER (1995) und aus geologischen Profilschnitten der geologischen Blätterläuterungen im Arbeitsgebiet zusammengestellt (Tab. 25).

Tab. 25: Angaben „river“ Randbedingungen

Vorfluter	Wasserspiegelhöhe von Quelle bis Mündung [m ü. NN]	Flussbett-Mächtigkeit von Quelle bis Mündung [m]	Flussbreite	Vertikale Durchlässigkeit k_z des Flussbettes von Quelle bis Mündung [m/s]
			von Quelle bis Mündung [m]	
Saale	169,80 - 130,00	8,00 - 8,50	15,00 - 18,00	$1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-6}$
Roda	325,50 - 147,00	1,00 - 2,00	0,60 - 1,50	$1 \cdot 10^{-4}$
Roda Quelle 2	315,00 - 312,70	1,00	0,60	$1 \cdot 10^{-4}$
Orla	195,00 - 165,60	2,00	2,00	$1 \cdot 10^{-5}$
Rothehofbach	300,00 - 201,80	1,00 - 1,50	0,20 – 1,10	$1 \cdot 10^{-5}$
Gleise	238,80 - 131,70	1,00 - 1,50	1,00 - 1,50	$1 \cdot 10^{-4}$
Zeitzbach	300,00 - 186,80	1,00 - 1,50	0,50 – 1,00	$1 \cdot 10^{-4}$
Rheinstädter-Bach	263,60 - 160,20	1,00 - 2,00	1,00	$1 \cdot 10^{-5}$
Weißbach	297,00 - 226,70	1,00 - 1,50	0,50 - 1,00	$1 \cdot 10^{-5}$
Wurzbach	300,00 - 181,00	1,00 - 1,50	0,50 - 1,00	$1 \cdot 10^{-4}$
Floßbach	300,00 - 195,10	1,20 - 2,00	0,20 - 0,40	$1 \cdot 10^{-5}$
Weihersbach	227,10 - 193,10	1,50 - 3,00	0,20 - 0,40	$1 \cdot 10^{-5}$
Schüsselbach	300,00 - 261,70	~ 0,50	0,50	$1 \cdot 10^{-5}$
Kleinpürschütz	230,00 - 155,10	~ 1,00	0,20 - 0,40	$1 \cdot 10^{-5}$
Ölsnitz Bach	250,00 - 229,30	~ 1,00	1,20	$1 \cdot 10^{-5}$
Warnsdorfergrund	244,50 - 240,10	1,50	1,20	$1 \cdot 10^{-5}$
Tautendorfer Bach	248,00 - 238,10	1,50	1,20	$1 \cdot 10^{-5}$
Buschengraben	173,00 - 161,04	1,50	1,20	$1 \cdot 10^{-5}$
Meusebach	246,00 - 210,10	1,00	1,50	$1 \cdot 10^{-5}$

Die in Tab. 24 aufgeführten Brunnen mit den entsprechenden Pumpraten werden als weitere Randbedingung definiert, um die Trinkwasserentnahmen aus dem Aquifer suB / sm zu berücksichtigen.

Mit Hilfe der „recharge“- Randbedingung (Grundwasserneubildung - GWN) wird die Speisung des Aquifers über den Prozess der Grundwasserneubildung vorgegeben. Die Grundwasserneubildung ist die einzige effektive Zustromkomponente im Modell. Wie oben beschrieben, wird im stationären Zustand eine konstante Grundwasserneubildung von 140 mm/a über die gesamte Fläche des Modells angenommen. Im instationären Modell variiert die GWN mit der Zeit (siehe Bodenwasserhaushaltsmodell im Abschnitt 4.1.3.1.). Weiter ist die zeitliche Verteilung der Grundwasserneubildung, wie im Abschnitt 5.1.4.2. gezeigt, abhängig von der Mächtigkeit der ungesättigten Zone. Aus diesem Grund werden in Abhängigkeit der Flurabstände drei GWN-Funktionen für die Bereiche der Datenlogger Hummelshain, Jägersdorf und Schleifreisen sowie eine GWN-Funktion für die anderen fünf Messstellen erstellt. Die „recharge“- Werte werden den verschiedenen Flächen des Modells (Abb. 72) mit Hilfe der Flurabstandskarte im Anhang 9 zu gewiesen. Der Einfluss der Morphologie auf die Grundwasserneubildung durch verstärkten oberflächigen Hangabfluss wird nicht berücksichtigt.

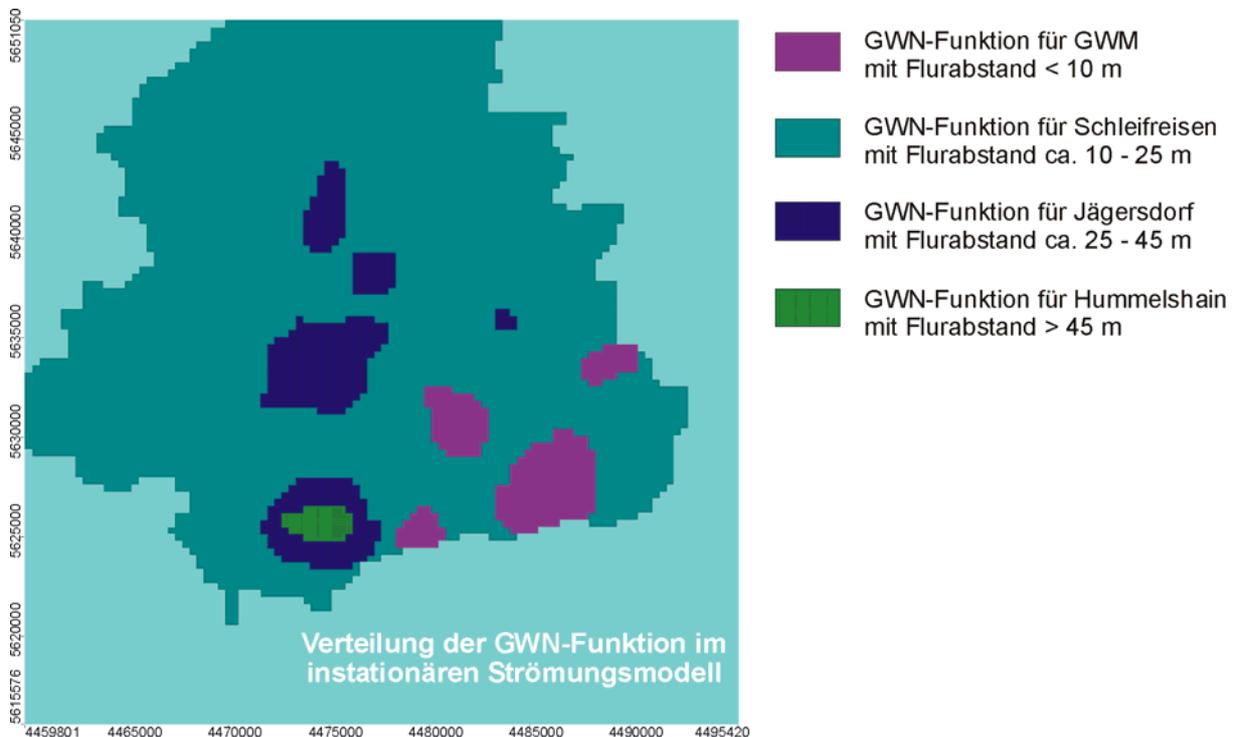


Abb. 72: Verteilung der Grundwasserneubildungsfunktion in Abhängigkeit des Flurabstands im numerischen Strömungsmodell

5.4.3. Stationäres Grundwasserströmungsmodell

Unter Berücksichtigung der hydraulischen Startparameter in Abb. 73 und der zuvor beschriebenen Randbedingungen wird eine erste Lösung für das stationäre Strömungsmodell berechnet, die im Anschluss mit dem Grundwassergleichenplan vom Oktober 2002 verglichen wird. Ausgehend vom Vergleich des numerisch berechneten mit dem gemessenen Grundwassergleichenplan werden die hydraulischen Parameter variiert und die Auswirkungen dieser Änderungen auf die neue Lösung diskutiert.

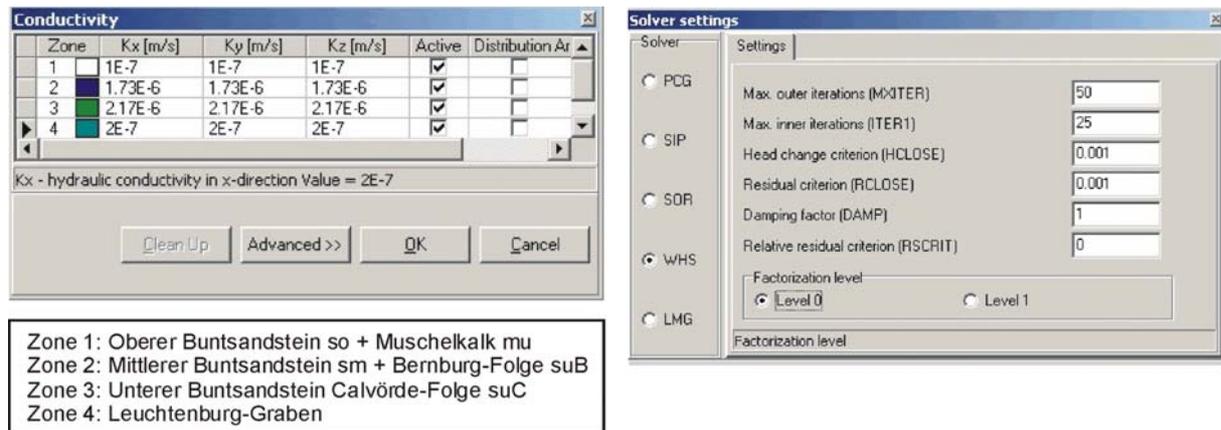


Abb. 73: Startparameter für das erste Ergebnis des stationären Strömungsmodells

Zusätzlich sind in Abb. 73 die Einstellungen für das „run setting“- Modul angegeben. Die Einstellungen des „HCLOSE“- und des „RCLOSE“- Kriteriums im „run setting“- Modul sind eine Art qualitative Prüfung der stationären Lösung. Die Iterationen der einzelnen Rechenschritte sind erst dann abgeschlossen, wenn die maximale Änderung des Wasserstandes in jeder Zelle unter den Wert dieser beiden Kriterien fällt und sich eine stabile Lösung einstellt. Aus Abb. 73 ist zu entnehmen, dass die stabile Lösung erst erreicht werden kann, wenn eine maximale Änderung des Wasserstandes von 0,01 m pro Rechenschritt vorliegt. Das erste Ergebnis des stationären Modells zeigt bereits die unterschiedlichen Mächtigkeiten der ungesättigten Zone im Untersuchungsgebiet anhand der Ausweisung von Trockenzellen („dry cell“) an (Abb. 74). Die oberste Schicht (Layer 1) ist bis auf die Talbereiche als ungesättigte Zone gekennzeichnet. Mit zunehmender Tiefe reduziert sich die Anzahl der Trockenzellen, so dass in der vierten Schicht die letzten trockenen Zellen angezeigt werden. Wie zu erwarten, zeigen sich mächtige ungesättigte Zonen zwischen 100 und 200 m ausschließlich in den Bereichen des Aquifers, die durch den Oberen Buntsandstein und den Muschelkalk überdeckt sind. Aber auch die Bereiche, in denen im Unteren und Mittleren Buntsandstein große Flurabstände von bis zu 60 m gemessen wurden wie z.B. in der Umgebung der Messstellen Hummelshain und Ottendorf, werden mit dem stationären Modell bestätigt. Der erste berechnete Grundwassergleichenplan für das stationäre Modell ist in Abb. 74 dargestellt, er zeigt, dass die generelle Hauptfließrichtung der simulierten Grundwasserströmung dem Schichteinfallen von Südosten nach Nordwesten folgt. Durch die in Fließrichtung der Vorfluter Saale und Roda zugewandten Grundwassergleichen und durch den simulierten lateralen Grundwasseranstrom der beiden Vorfluter ist die drainierende Wirkung der Hauptentlastungszonen deutlich zu erkennen. Innerhalb des Saale- und Rodatals entspricht die Fließrichtung weitgehend der des Vorfluters. Die entlastende Wirkung ist auch bei simulierten kleineren Vorflutern, wie z.B. Rothehofbach, Reinstädter Bach und Gleise, zu erkennen. Wie im Grundwassergleichenplan Oktober 2002 und April 2003 heben sich die Entlastungsgebiete durch schmale, engschurig der Fließrichtung des Vorfluters zugewandte Äquipotentiallinien in den Grundwassergleichenplänen ab. Hieraus ist ersichtlich, dass die ausgewählten

Vorfluter mit Hilfe der „river“- Randbedingungen gut simuliert werden. Eine weitere Modifizierung dieser Randbedingung wird deshalb ausgeschlossen. Weiter zeigt sich, dass auch im berechneten Grundwassergleichenplan die Äquipotentiallinien an die Morphologie gebunden sind.

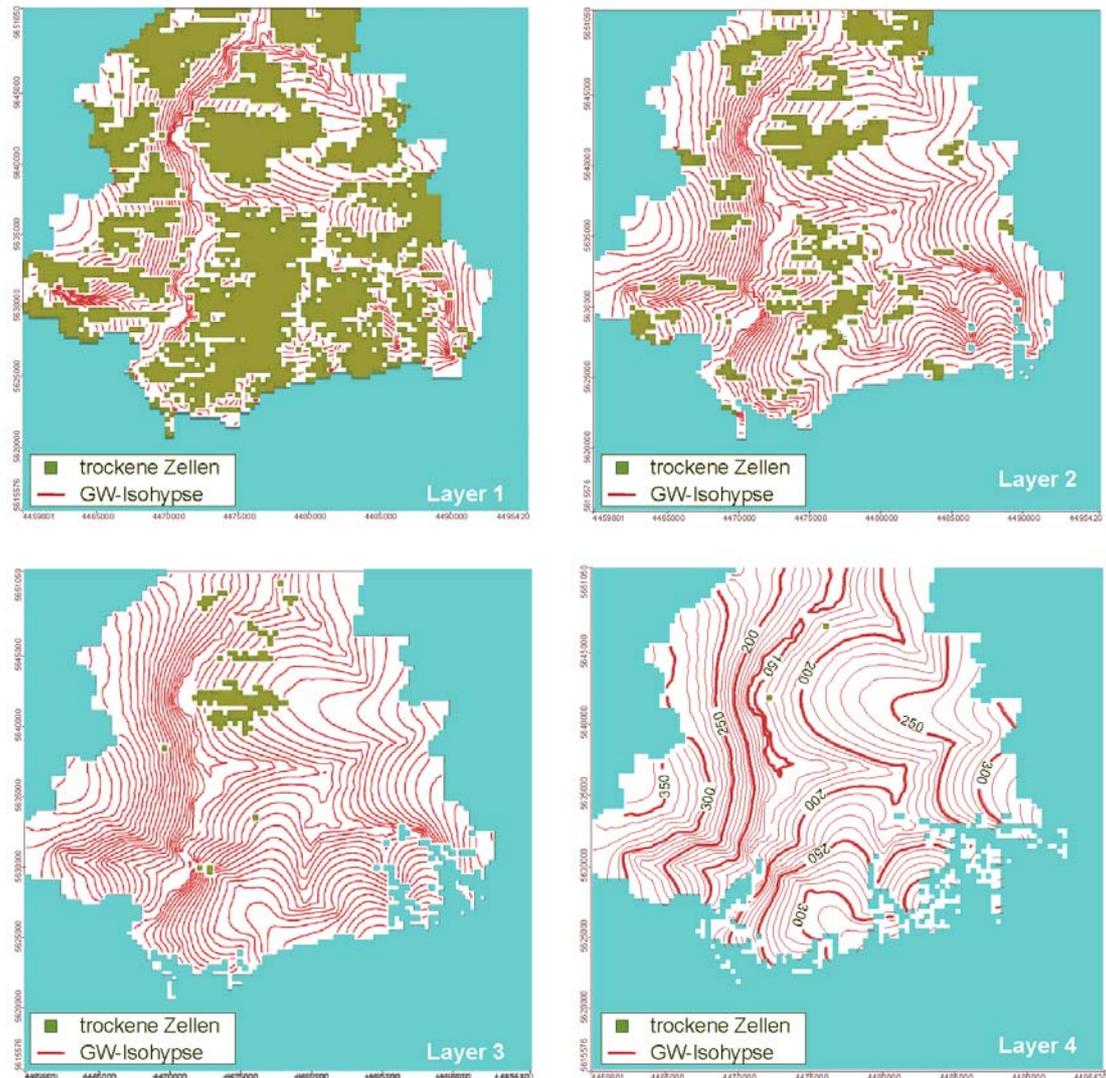


Abb. 74: Das erste berechnete Ergebnis des stationären Grundwasserströmungsmodells

Der in Abb. 76 a und b eingetragene hydraulisch wirksame Leuchtenburg-Graben hebt sich auch im modellierten Grundwassergleichenplan durch die Verteilung des hydraulischen Gradienten an seinen Flanken ab. Im Gegensatz zu den Grundwassergleichenplänen von Oktober 2002 und April 2003 unterscheidet sich das simulierte Modell in Abb. 77 durch überwiegend höhere Potentiallinienniveaus im Bereich der Modellränder und morphologischen Höhen. In den Randbereichen des berechneten Grundwassergleichenplans werden Potentiallinien mit 370 bis 380 m ü. NN berechnet, die um ca. 50 m zu hoch liegen. In Tab. 26 sind die Gradienten der gemessenen und der modellierten Gleichpläne verschiedener Regionen im Untersuchungsgebiet gegenübergestellt.

Tab. 26: Vergleich der gemessenen und berechneten hydraulischen Gradienten

Region im Untersuchungsgebiet	Hydraulischer Gradient I gemessenen Grundwasserplan	Hydraulischer Gradient I berechneten Grundwasserplan
I – nördlich des Vorfluters Roda und östlich der Stadt Jena	0,007	0,010
II – Gebiet um Messstelle Schleifreisen	0,017	0,014
III – südöstlich der Messstelle Hummelshain	0,001	0,003
IV – südwestlich der Saale	0,014	0,020

An Hand dieser Gegenüberstellung ist ersichtlich, dass die Durchlässigkeiten in den verschiedenen hydraulischen Schichten sehr heterogen im Modell verteilt sind. Die Durchlässigkeiten der Regionen I, III und IV wurden daraufhin erhöht, um den hydraulischen Gradienten des berechneten Modells in diesen Gebieten zu senken. Für die Region II wurden geringere Durchlässigkeiten gewählt, um den hydraulischen Gradienten des Modells anzuheben. Die für das stationäre Modell kalibrierten k_f - Werte sind in Abb. 76 a und b zusammengefasst und liegen im Bereich der angegebenen Durchlässigkeiten für geklüftete Sandsteine („Rocks“) in Abb. 75 (FREEZE and CHERRY 1979).

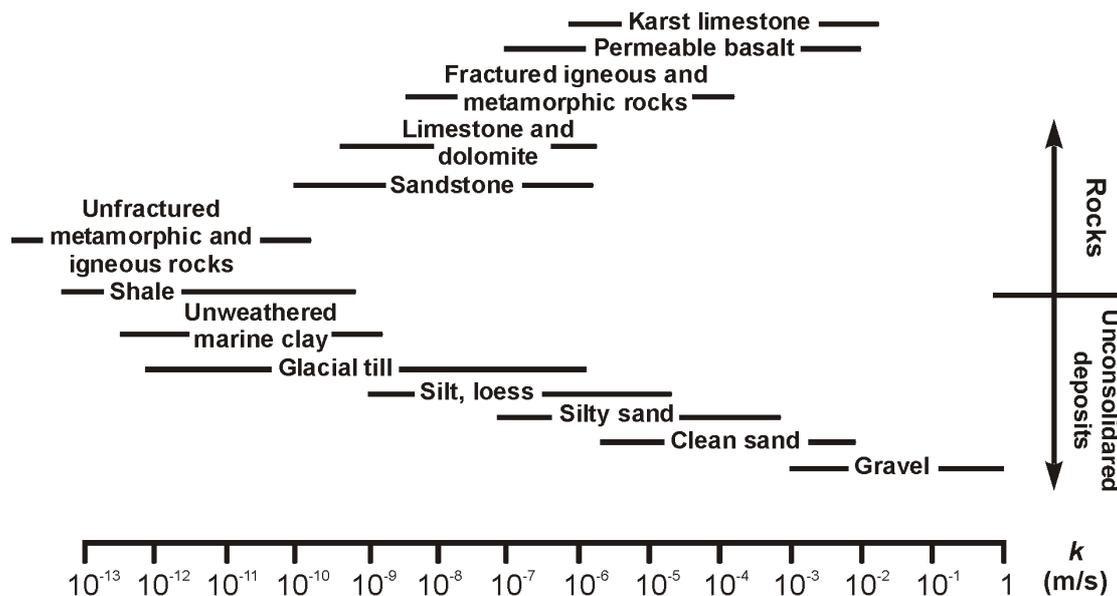


Abb. 75: Durchlässigkeiten verschiedener Lithologien nach FREEZE and CHERRY (1979). Die kalibrierten Durchlässigkeiten von 10^{-5} bis 10^{-7} m/s für das Strömungsmodell des Buntsandsteinfließsystems liegen nach dieser Abbildung im Bereich des geklüfteten Sandsteins und sind somit plausibel.

Durch die Unterscheidung der drei hydraulischen Schichten s_uC , s_uB / s_m und $s_o + s_{mu}$ im Modell werden die k_f - Werte jeweils nur einer Schicht zugewiesen. Aus diesem Grund beziehen sich doppelt vorkommende k_f - Werte auf unterschiedliche Schichten (Layer).

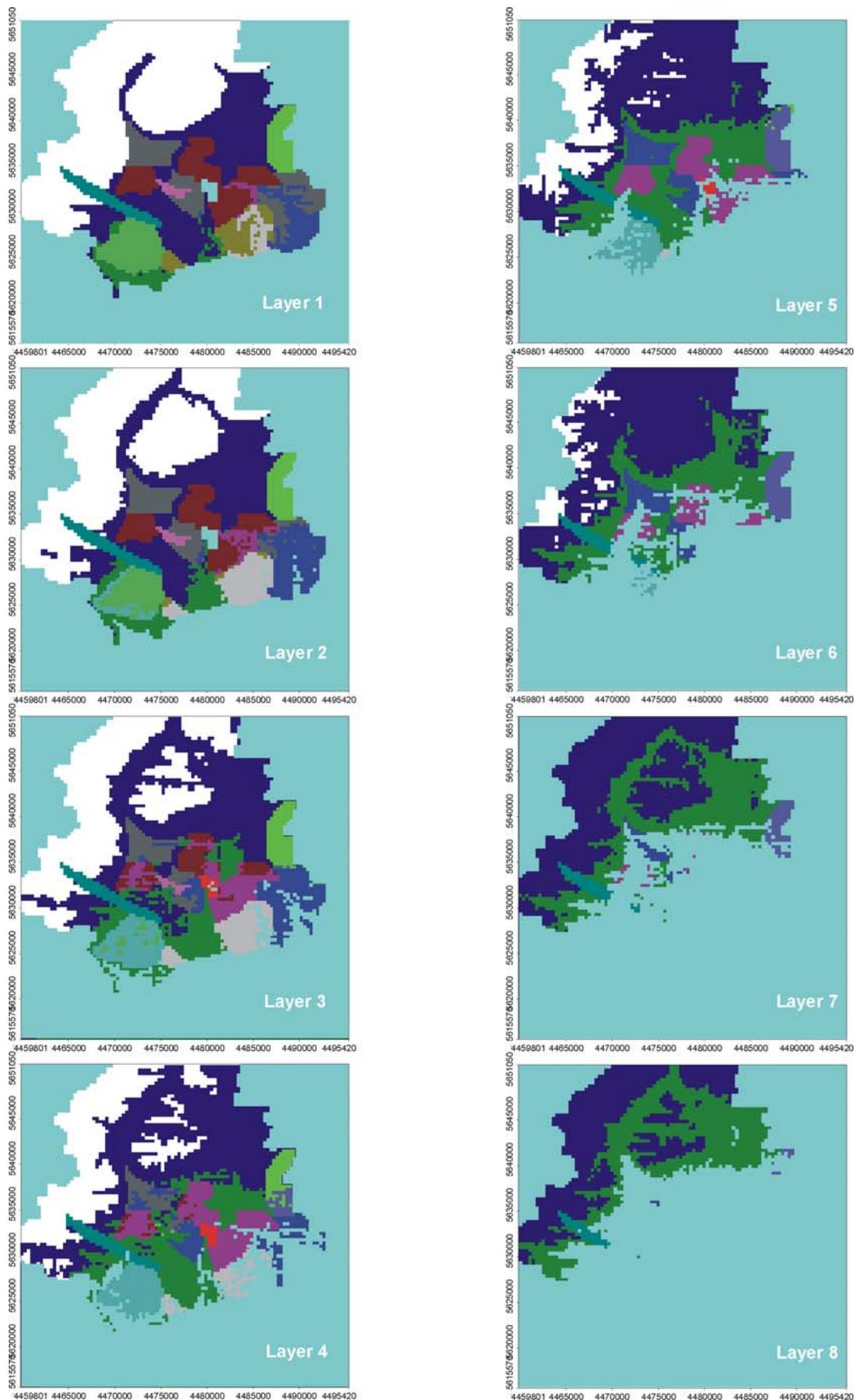
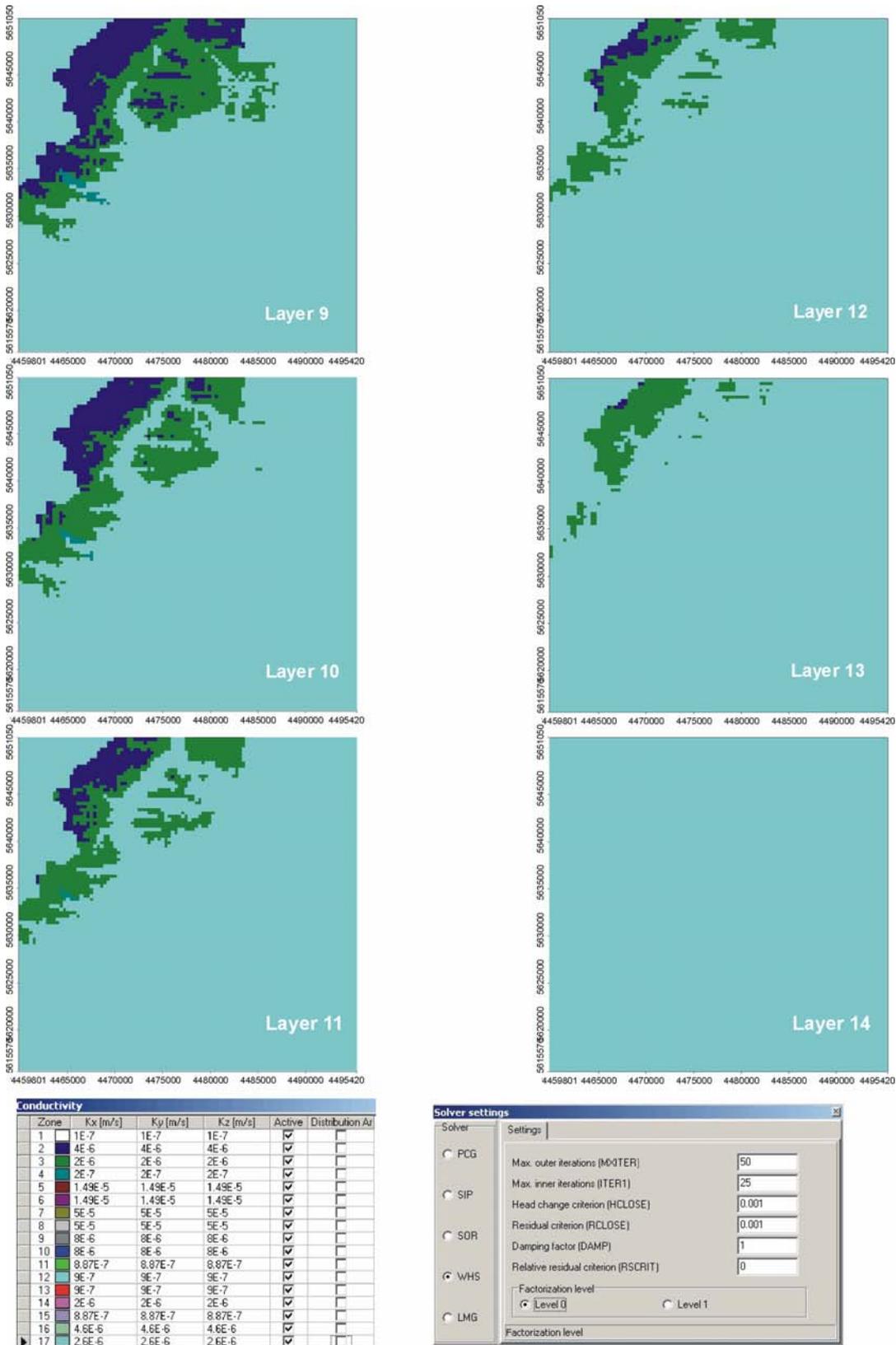


Abb. 76 a: Verteilung der k_f -Werte innerhalb der einzelnen Schichten („Layers“) für das kalibrierte stationäre Modell



	Schicht so + mu	Schicht sm + suB	Schicht suC	Leuchtenburg-Graben
Conductivity Zone	1	2; 5; 7; 9; 11; 12; 14; 16	3; 6; 8; 10; 13; 15; 17	4

Abb. 76 b: Verteilung der k_f -Werte innerhalb der einzelnen Schichten („Layers“) für das kalibrierte stationäre Modell

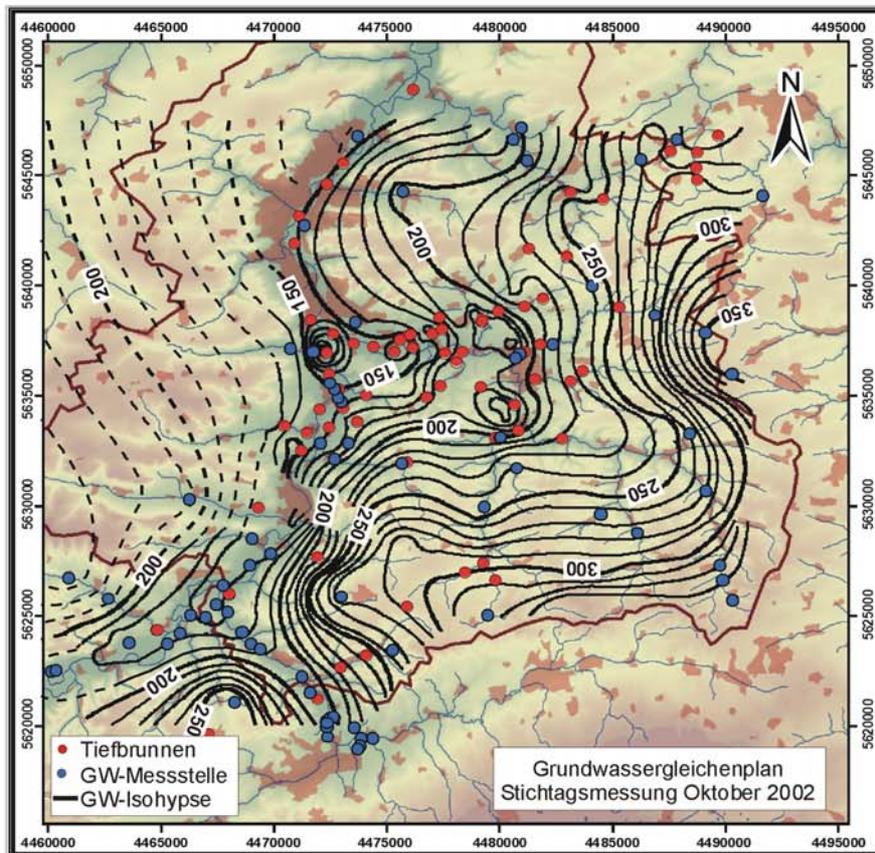
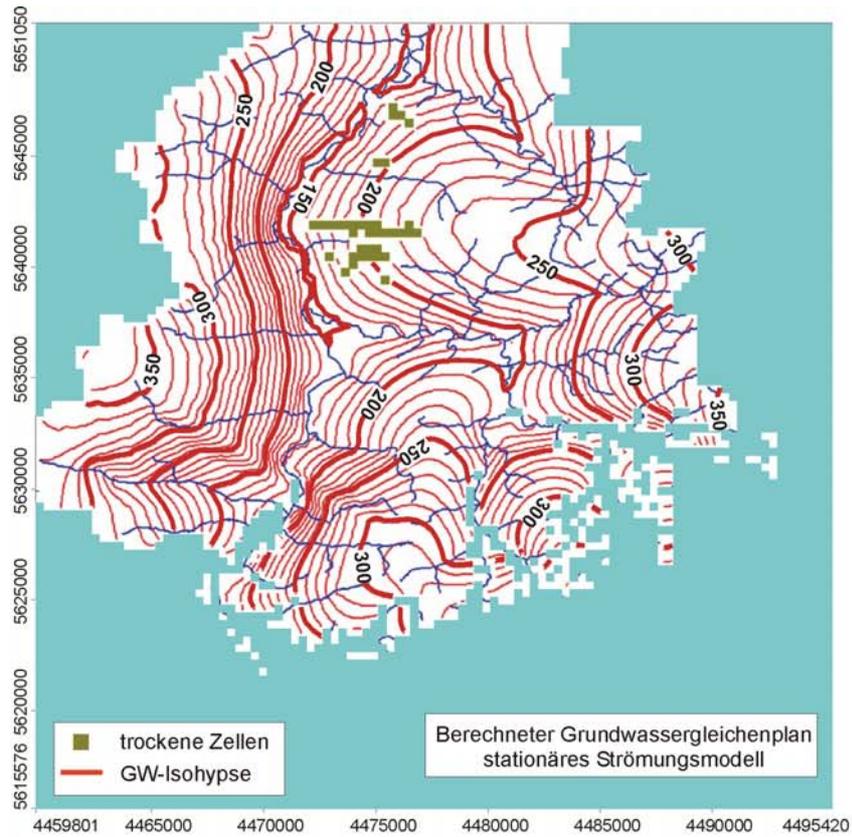


Abb. 77: Vergleich der berechneten Grundwasserisolinien des stationären Modells mit dem gemessenen Grundwassergleichenplan vom Oktober 2002. Deutliche Unterschiede zwischen den beiden Plänen existieren in den Randbereichen und in den Gebieten die durch die Trinkwasserförderung anthropogene Beeinflussung aufweisen (Mitte untere Abbildung).

Der berechnete Grundwassergleichenplan für das stationäre Modell wird in Abb. 77 dem gemessenen Gleichenplan vom Oktober 2002 gegenübergestellt. Es zeigt sich, dass das berechnete Modell die gemessenen Grundwasserstände und die Formen der Grundwasseroberfläche gut wiedergibt. Es ist zu erkennen, dass die meisten der berechneten Grundwasserhöhen entlang der Vorfluter und im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes geringe Abweichungen von < 2 m zu den gemessenen Grundwasserständen aufweisen. Abweichungen von > 2 m treten vereinzelt im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes und entlang der östlichen und südöstlichen Gebietsgrenzen auf. Die größeren Abweichungen sind überwiegend auf die vereinfachte Wahl der k_f - Werte im Strömungsmodell und auf die eingeschränkt nachbildbare anthropogene Beeinflussung durch die Trinkwassergewinnung zurückzuführen. Eine vollständige Übereinstimmung der Grundwasserpotentiallinien der beiden Pläne ist nicht zu erwarten, da durch die verwendete Methode der Triangulation und des Krigings im gemessenen Grundwassergleichenplan von Ungenauigkeiten ausgegangen werden kann. Im anschließenden instationären Modell wird versucht, die größeren Abweichungen an den Modellgrenzen zu minimieren.

In Tab. 27 ist die berechnete Wasserbilanz des Programms VISUAL MODFLOW 3.0 für das stationäre Modell aufgeführt. Es ist festzustellen, dass die berechneten Grundwasserteilströme IN und OUT gleich sind, d.h. das stationäre Modell ist plausibel. Weiter zeigt sich, dass der berechnete Gesamtabfluss („river leakage out“) mit dem im Abschnitt 5.1.5.3. ermittelten unterirdischen Abfluss des Saale-Einzugsgebietes von ca. 140 mm/a gut übereinstimmt.

Tab. 27: Wasserbilanz für das Ergebnis des stationären Strömungsmodells

	Volumetric Budget- IN		Volumetric Budget- OUT	
	IN [m³/d]	IN [mm/a]	OUT [m³/d]	OUT [mm/a]
Well	0,0000	0,00	3682,8086	1,90
River Leakage	13213,7412	6,83	261685,1406	135,29
Recharge	255166,4375	131,92	0,0000	0,00
Head Dep Bounds	0,0000	0,00	3011,8946	1,56
Total	268382,4375	138,75	268379,8438	138,75
Discrepance IN-OUT	0,00 %			

Die Kalibrierung zeigt, dass das Modell sensitiv mit Wasserspiegelschwankungen auf die Modifikation der Durchlässigkeiten reagiert. Aus diesem Grund wird im stationären Modell durch Variation der Durchlässigkeiten von –100 % bis +100% eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt, die sich auf ausgesuchte Grundwassermessstellen stützt. Diese Messstellen können nach ihrer Lage im Modell in „Wasserscheiden nah“ bzw. „Vorfluter nah“ eingeteilt werden. In Tab. 28 werden die aus der Änderung der Durchlässigkeiten resultierenden GW-Stände gegenübergestellt.

Tab. 28: Sensitivitätsanalyse der Durchlässigkeiten innerhalb verschiedener Modellbereiche

Standort	-100 %	-50 %	-10 %	0 %	+10 %	+50 %	+100 %
Nordöstliches Modellgebiet - Vorfluter und Wasserscheiden nah [GW-Stand in m]							
Thalbürgel (Gleise)	226,98 (8,9 %)	212,10 (1,8%)	208,65 (0,2 %)	208,29 (0,0 %)	207,86 (0,2 %)	206,52 (0,9 %)	205,31 (1,5 %)
zentrales Modellgebiet - Vorfluter nah [GW-Stand in m]							
Jägersdorf (Saale)	186,48 (9,8 %)	173,16 (2,0)	169,97 (0,1 %)	169,78 (0,0 %)	168,44 (0,8 %)	167,23 (1,5 %)	165,97 (2,3 %)
Meusebach (Roda)	263,24 (9,1 %)	244,11 (1,2 %)	241,87 (0,3 %)	241,17 (0,0 %)	239,53 (0,7 %)	231,66 (4,0 %)	231,18 (4,2 %)
östliches Modellgebiet - Wasserscheiden nah [GW-Stand in m]							
Schleifreisen	952,15 (194. %)	393,54 (21,6 %)	331,25 (2,3 %)	323,66 (0,0 %)	316,85 (2,1 %)	299,97 (7,3 %)	288,26 (10,9 %)
südliches Modellgebiet - Wasserscheiden nah [GW-Stand in m]							
Hummelshain	367,05 (31.7 %)	295,66 (6,1 %)	281,35 (0,9 %)	278,62 (0,0 %)	276,44 (0,8 %)	266,08 (4,5 %)	256,67 (7,9 %)

In Abb. 78 werden beispielhaft die berechneten Grundwassergleichenpläne für -50 % und +100% miteinander verglichen.

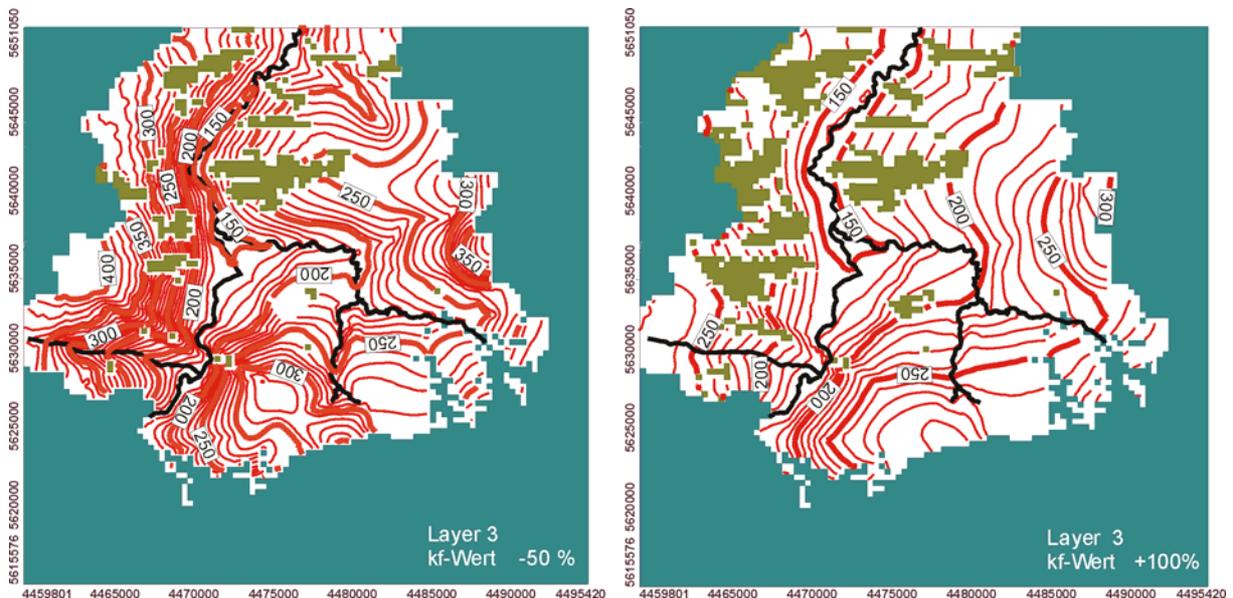


Abb. 78: Auswirkungen der Sensitivitätsanalyse der Durchlässigkeit -50% und 100 % auf das Modell. Es zeigt sich, dass die Modellränder sensitiv auf die Änderung der Durchlässigkeit reagieren.

Es zeigt sich, dass sich die Variation der Durchlässigkeiten stark auf den hydraulischen Gradienten im Bereich der Ränder des Modells auswirken. Eine Verringerung der Durchlässigkeit um 50 % führt zu einem Aufstau des Grundwassers an den Modellrändern mit einer durchschnittlichen Versteilung des hydraulischen Gradienten zwischen 40 und 60 %. Im Gegensatz dazu wirkt sich die Erhöhung der Durchlässigkeiten um +100 % geringer auf den hydraulischen Gradienten aus. Dieser sinkt nur um ca. 20 bis 30 %. Entlang des Saale- und

Rodatalen sind nur geringe Abweichungen zu erkennen, was auf die gute Anpassung der „river“-Randbedingungen zurückzuführen ist. Eine Ausnahme bildet der nördliche Teil des Saaleltals in der Umgebung der Stadt Jena. Dieser Bereich zeigt deutliche Veränderungen bei der Variation der Durchlässigkeitsbeiwerte. Die Verringerung der Durchlässigkeiten führt zu einem stärkeren Grundwasseraufstau. Die Erhöhung der Durchlässigkeiten äußert sich durch Grundwasserabsenkung (Verbreiterung der 150 m Grundwassergleiche). Dieser Bereich reagiert wahrscheinlich sehr sensibel auf die Durchlässigkeitsveränderungen, da das Grundwasser auf seinem Abfluss in nördliche Richtung diesen schmalen Talbereich durchströmen muss.

In Abhängigkeit der Grundwasserneubildung wurde eine weitere Sensitivitätsanalyse durchgeführt. In Abb. 79 ist die Grundwasserstandsänderung über der Änderung der Grundwasserneubildung dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Modellränder sehr sensitiv mit deutlichen Wasserspiegeländerungen auf Grundwasserneubildungsänderungen reagieren. Dies zeigt, dass bei einer Abnahme bzw. Zunahme der Grundwasserneubildung eine starke Grundwasserabsenkung (schnelle Entleerung) bzw. –anhebung im Bereich der Modellränder einsetzt. Dagegen zeigen die Messstellen entlang der Entlastungszonen eine geringe Sensitivität auf die Änderung der Grundwasserneubildung. In Abb. 79 ist festzustellen, dass die Messstellen Jägersdorf und Meusebach bei einer Abnahme der Grundwasserneubildung mit einer verzögernden Entleerung reagieren. Ab einer Grundwasserneubildungsreduktion von -50% setzt eine raschere Grundwasserspiegelabsenkung ein.

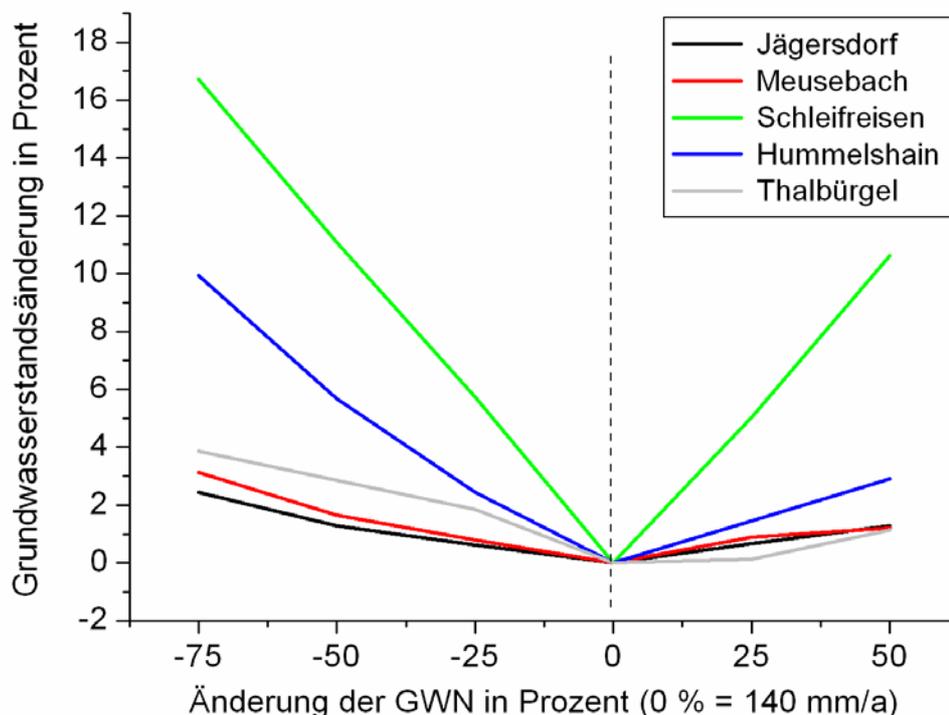


Abb. 79: Ergebnis der stationären Sensitivitätsanalyse der Grundwasserneubildung an ausgewählten Grundwassermessstellen. Es zeigt sich, dass die Messstellen im Randbereich des Strömungsmodells sensitiv auf die Änderung der Grundwasserneubildung reagieren.

5.4.4. Instationäres Grundwasserströmungsmodell

Die instationäre Modellierung, d.h. die Simulation der zeitlichen Variabilität des Grundwassers und der Grundwasserströmung basiert auf den Modellergebnissen des stationären Grundwasserströmungsmodells. Die zeitliche Variabilität des instationären Modells hängt primär von der Eingangsgröße der variablen Grundwasserneubildung („recharge“) ab. Aus diesem Grund muss zuerst eine zeitliche Diskretisierung der Eingangs- und Kalibrierparameter (Wasserspiegelaufzeichnungen) erfolgen. Ein entscheidender Unterschied zum stationären Modell ist die Angabe der hydraulischen Parameter des „Speicherkoeffizienten“ und des „spezifischen Speicherkoeffizienten“, die beide die Änderung des Wasservolumens über den Modellzeitraum beeinflussen. Mit einer fortsetzenden Modifikation der Durchlässigkeiten sollte eine möglichst gute Kalibrierung des instationären Modells erreicht werden. Im Anschluss werden mit Hilfe des instationären Modells Szenarien und Prognosen getroffen und diskutiert.

Mit Hilfe des Eingangsparameters der zeitlich variablen Grundwasserneubildung (GWN) können instationäre Grundwasserstände berechnet werden. Zur Kontrolle der Modellergebnisse werden zeitabhängige Kalibrierfunktionen (z.B. Wasserspiegelaufzeichnungen) benötigt. Hinsichtlich der Plausibilität des instationären Modells sind möglichst lange Zeitreihen der Eingangsparameter und Kalibrierfunktionen vorteilhaft. Für die instationäre Modellierung ist eine zeitliche Diskretisierung der Zeitreihen der variablen Grundwasserneubildung und der Wasserspiegelaufzeichnungen notwendig. Die erforderliche zeitliche Auflösung der Eingangsparameter hängt dabei vom nachbildbaren Ergebnis ab.

Mit Hilfe des Bodenwasserhaushaltsmodells (Abschnitt 5.1.6.1.) konnten Tageswerte für die GWN für den Zeitraum von 1970 bis 2001 berechnet werden. Als repräsentative Kalibrierfunktionen stehen die Zeitreihen der Datenlogger Hummelshain, Jägersdorf und Schleifreisen sowie der Grundwassermessstellen Lichtenau, Meusebach, Karlsdorf, Ottendorf und Thalbürgel zur Verfügung. In Tab. 7 im Abschnitt 5.1.4.2. sind die entsprechenden Messzeiträume der Messstellen („observation well's“) zusammengefasst. Auf Grund der kurzen aber detaillierten Aufzeichnungen der drei Datenlogger von < 10 Jahren bieten sich kurze Zeitschritte für eine hohe Zeitreihenauflösung an. Auf Grund der Datenbeschränkung von 1000 Datensätzen durch die Software VISUAL MODFLOW 3.0 muss für den Aufzeichnungszeitraum der Datenlogger von 1994 bis 2001 ein Intervall von > 2 Tagen als Zeitschritt gewählt werden. Im Gegensatz dazu besitzen die anderen fünf Messstellen durch die Vorgaben des Staatlichen Umweltamts in Gera eine maximale Messauflösung von 7 Tagen. Für eine sinnvolle übersichtliche Zuordnung und Vergleichbarkeit der Eingangswerte mit den Kalibrierfunktionen wurden aus diesem Grund Zeitschritte von 7 Tagen (1 Woche) gewählt. Durch die Diskretisierung der Zeitreihen in 7 Tageschritte ergeben sich für den Beobachtungszeitraum vom 01.01.1994 bis zum 31.12.2001 (8 Jahre) 420 Perioden. Im Programm Visual

MODFLOW 3.0 wird jede Periode in 10 Zeitschritte unterteilt, was pro Rechendurchlauf 4200 Zeitschritten entspricht. Für ein stabiles instationäres Ergebnis sind ca. 35 Rechendurchläufe nötig.

Für die Eingangsgröße der variablen Grundwasserneubildung, die sich aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell (Abschnitt 5.1.6.1.) berechnet, musste ein Konzept entwickelt werden, dass den Transfer des neu gebildeten Grundwassers durch die ungesättigte Zone beschreibt und die unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten des Poren- und Kluftsystems im Buntsandsteinfließsystem (Diskontinuum) sowie die daraus resultierenden zeitlichen Verzögerungen (Abschnitt 5.1.4.2.) berücksichtigt. Auf Grund der nicht eindeutigen Korrelation zwischen Niederschlagsereignissen und Grundwasserspiegeländerungen im Abschnitt 5.1.4.2. ergeben sich für die Grundwassermessstellen jeweils zwei unterschiedliche Grundwasserneubildungs-Funktionen („recharge“). In Abb. 80 a und b werden für jede Messstelle die zwei unterschiedlichen Grundwasserneubildungs-Funktionen („recharge“) dem gemessenen Grundwasserspiegel (Kalibrierfunktion) gegenübergestellt. In Abb. 80 a ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen der entsprechenden GWN (Eingangsfunktion) und den Grundwasserspiegeländerungen der fünf Messstellen (Kalibrierfunktion) festzustellen.

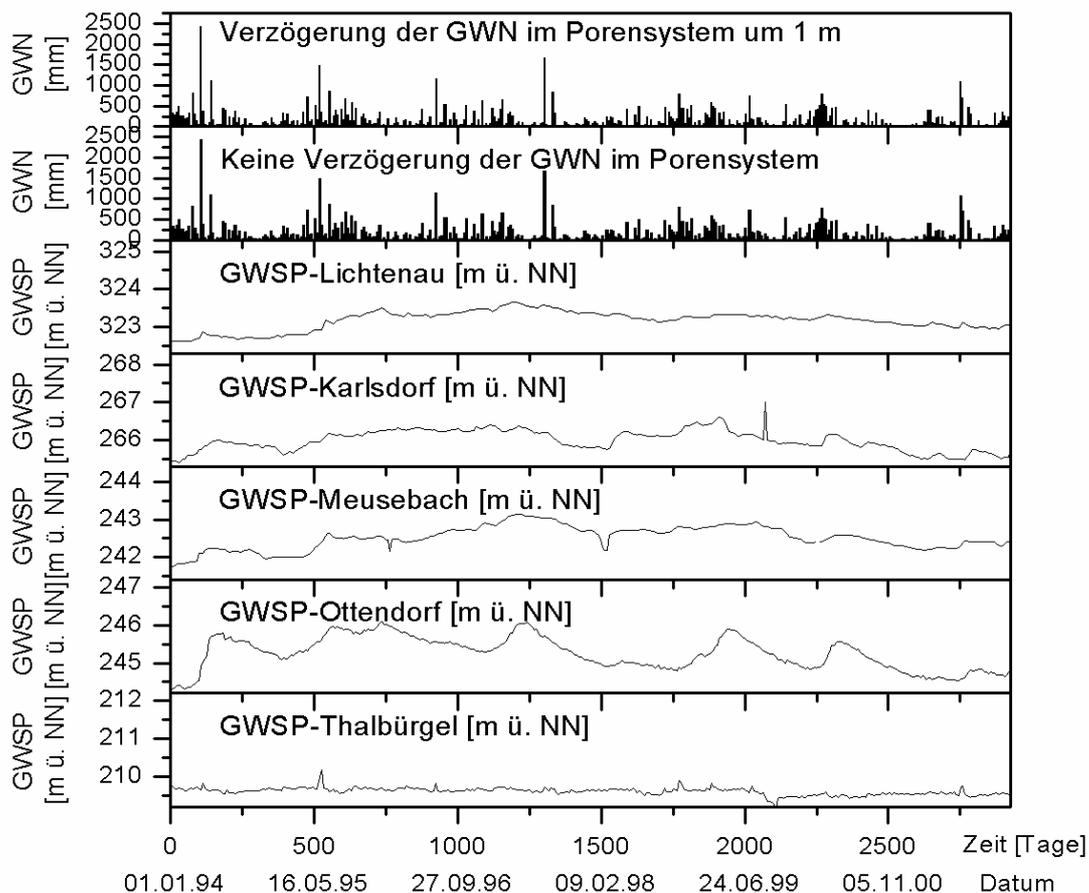


Abb. 80 a: Vergleich der berechneten variablen Grundwasserneubildung durch das Bodenwasserhaushaltsmodell unter Beachtung der verzögernden Infiltration durch das Kluft- und Porensystem mit Grundwasserständen der ausgewählten fünf Grundwassermessstellen

Unterschiede zwischen der Eingangs- und der Kalibrierfunktionen existieren, da nicht jeder sichtbaren Wasserspiegeländerung ein Ereignis der GWN zugeordnet werden kann. Weiter zeigt die Abb. 80 a, dass eine Dämpfung des Signals der GWN im Aquifer eintritt, da die Grundwasserspiegeländerung deutlich weniger Variationen aufweist als die Anzahl der GWN-Ereignisse. Im Gegensatz dazu kann in Abb. 80 b aus dem direkten Vergleich zwischen den Wasserspiegelaufzeichnungen der Datenlogger und ihren zugehörigen GWN keine sichtbare Korrelation abgeleitet werden.

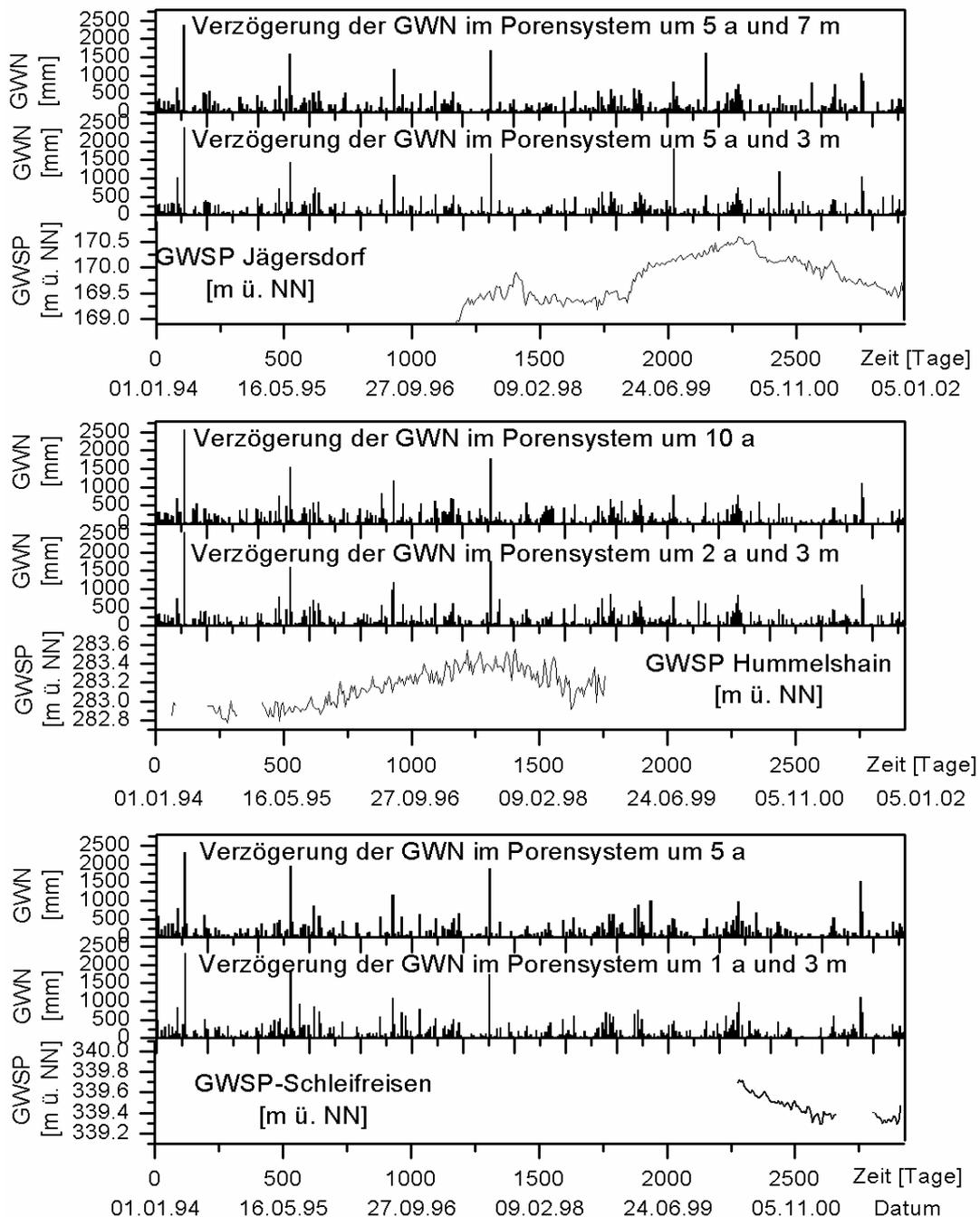


Abb. 80 b: Vergleich der berechneten variablen Grundwasserneubildung durch das Bodenwasserhaushaltsmodell unter Beachtung der verzögernden Infiltration durch das Kluft- und Porensystem mit Grundwasserständen der vorliegenden Datenloggeraufzeichnungen

Eine Einschätzung der zwei unterschiedlichen Grundwasserneubildungs-Funktionen („recharge“) an den jeweiligen Messstellen kann nur nach der Kalibrierung des instationären Strömungsmodells erfolgen. Für die nachfolgenden Berechnungen wurde zunächst die jeweilige obere GWN-Funktion (Eingangsfunktion) in den Abb. 80 a und b verwendet.

Die Verbreitung der verschiedenen Durchlässigkeiten und die Startparameter der ersten Lösung des instationären Strömungsmodells sind im Abschnitt 5.4.3. „Stationäres Grundwasserströmungsmodell“ aus Abb. 76 a und b zu entnehmen. In Abb. 81 sind die Modellergebnisse der ersten instationären Lösung dargestellt.

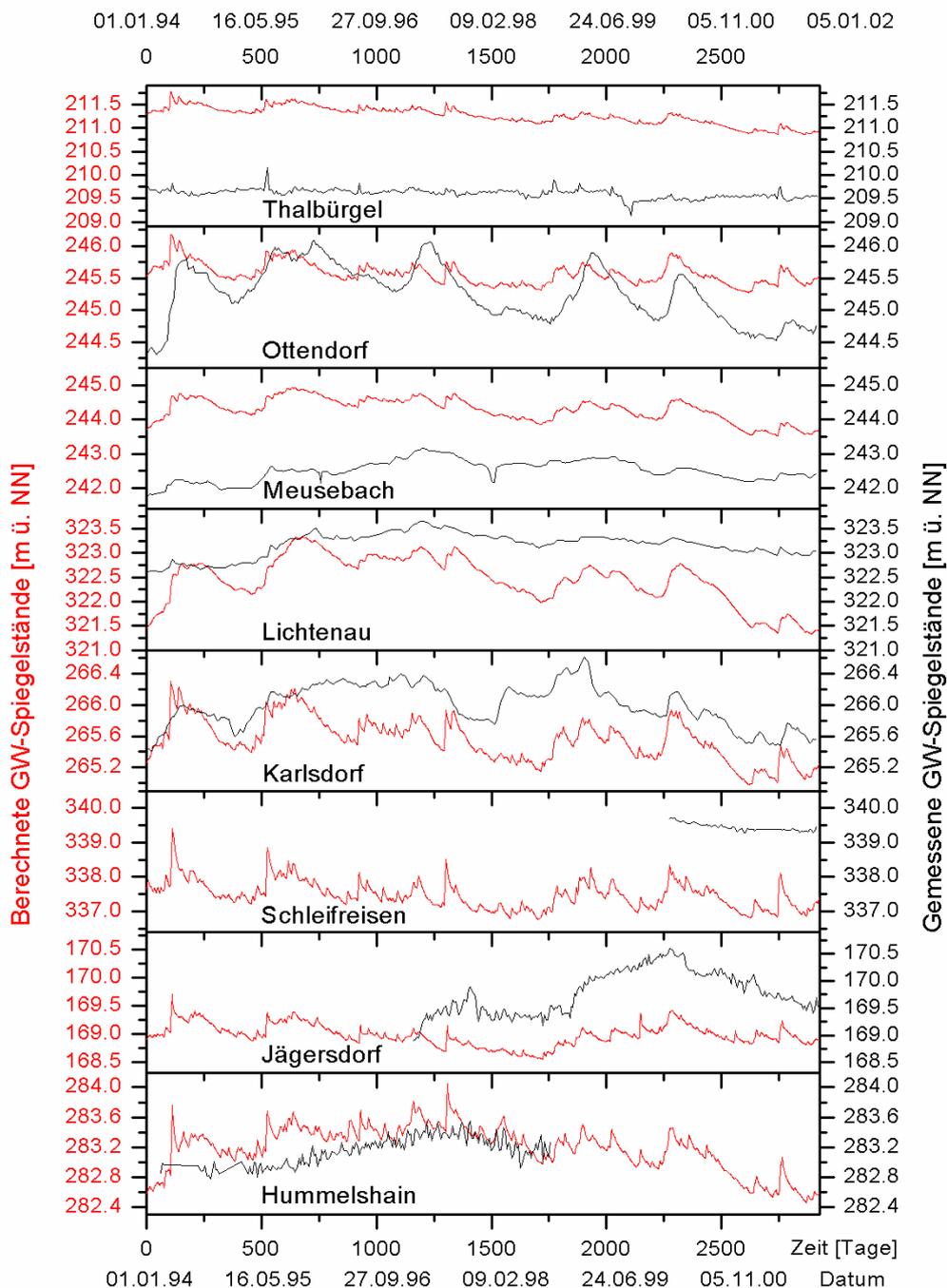


Abb. 81: Aus den berechneten Modellergebnissen der ersten instationären Lösung können verschiedenen Schlussfolgerungen abgeleitet werden.

Aus der Gegenüberstellung der berechneten mit den tatsächlich gemessenen Grundwasserständen ist ersichtlich, dass mit den kalibrierten Durchlässigkeiten des stationären Modells (Abschnitt 5.4.3.) die gemessenen Wasserstände gut wiedergegeben werden können. Aus Abb. 81 sind folgende Schlussfolgerungen für eine bessere Anpassung möglich:

- a) *Grundwasserstand*: Durch Verringerung der Durchlässigkeiten im Bereich der Messstellen Schleifreisen, Jägersdorf, Thalbürgel, Lichtenau und Karlsdorf kommt es zur Anhebung des Grundwasserstands im Modell. Im Gegensatz dazu führt eine Anpassung der Durchlässigkeiten in der Umgebung der Messstellen Meusebach und Hummelshain zu einer Senkung der berechneten Grundwasserstände. Allein im Bereich der Messstelle Ottendorf ist eine Variation der Durchlässigkeit nicht notwendig.
- b) *Amplituden*: Bezüglich der Speicherkoeffizienten ist zu erkennen, dass die berechnete Amplitudenhöhe der Grundwasserstände mit Ausnahme der Messstellen Jägersdorf und Ottendorf zu hoch waren. Eine Erhöhung der Speicherkoeffizienten sowie der spezifischen Speicherkoeffizienten führt zu einer Dämpfung der Amplitudenhöhe. Die berechneten Grundwasserstände der Messstelle Ottendorf zeigen, dass vorwiegend zu geringe Amplitudenhöhen vorliegen. Eine Verringerung des Speicherkoeffizienten sowie des spezifische Speicherkoeffizienten führt zu einer Erhöhung der Amplituden. Im Bereich der Messstelle Jägersdorf sind keine Variationen der Speicherkoeffizienten notwendig.
- c) *Genereller Trend*: Es ist festzustellen, dass der generelle Trend der gemessenen Grundwasserspiegelstände gut nachsimuliert werden kann.

In Abb. 82 und 83 a, b werden die variierten hydraulischen Parameter zusammengefasst, mit denen das beste Ergebnis für die Grundwasserstandshöhen und deren Amplituden berechnet werden kann.

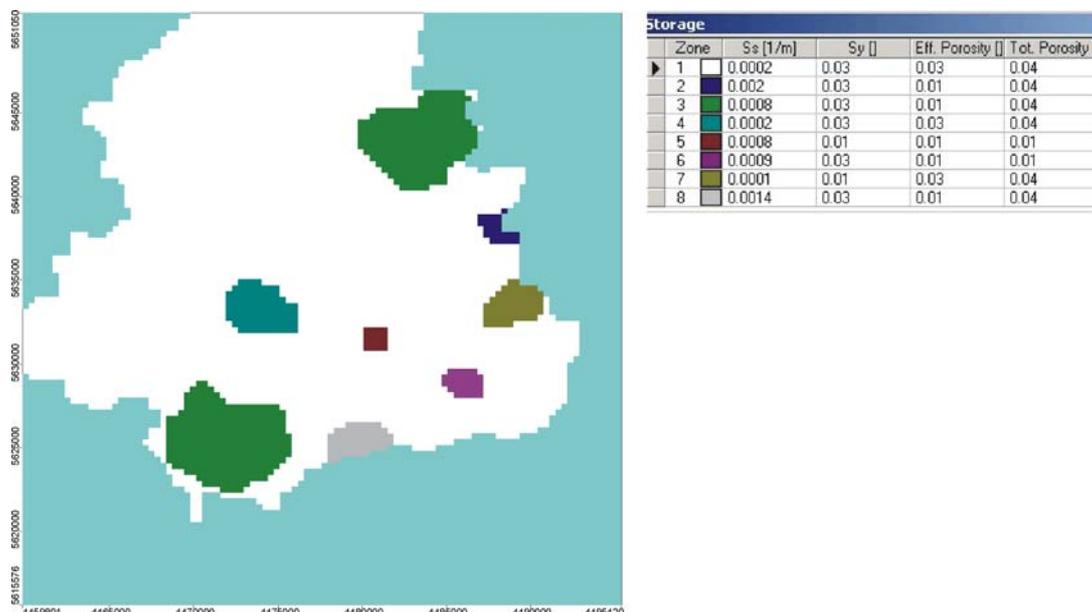


Abb. 82: Verteilung der Speicherkoeffizienten im Modell (einheitlich für alle 14 Schichten)

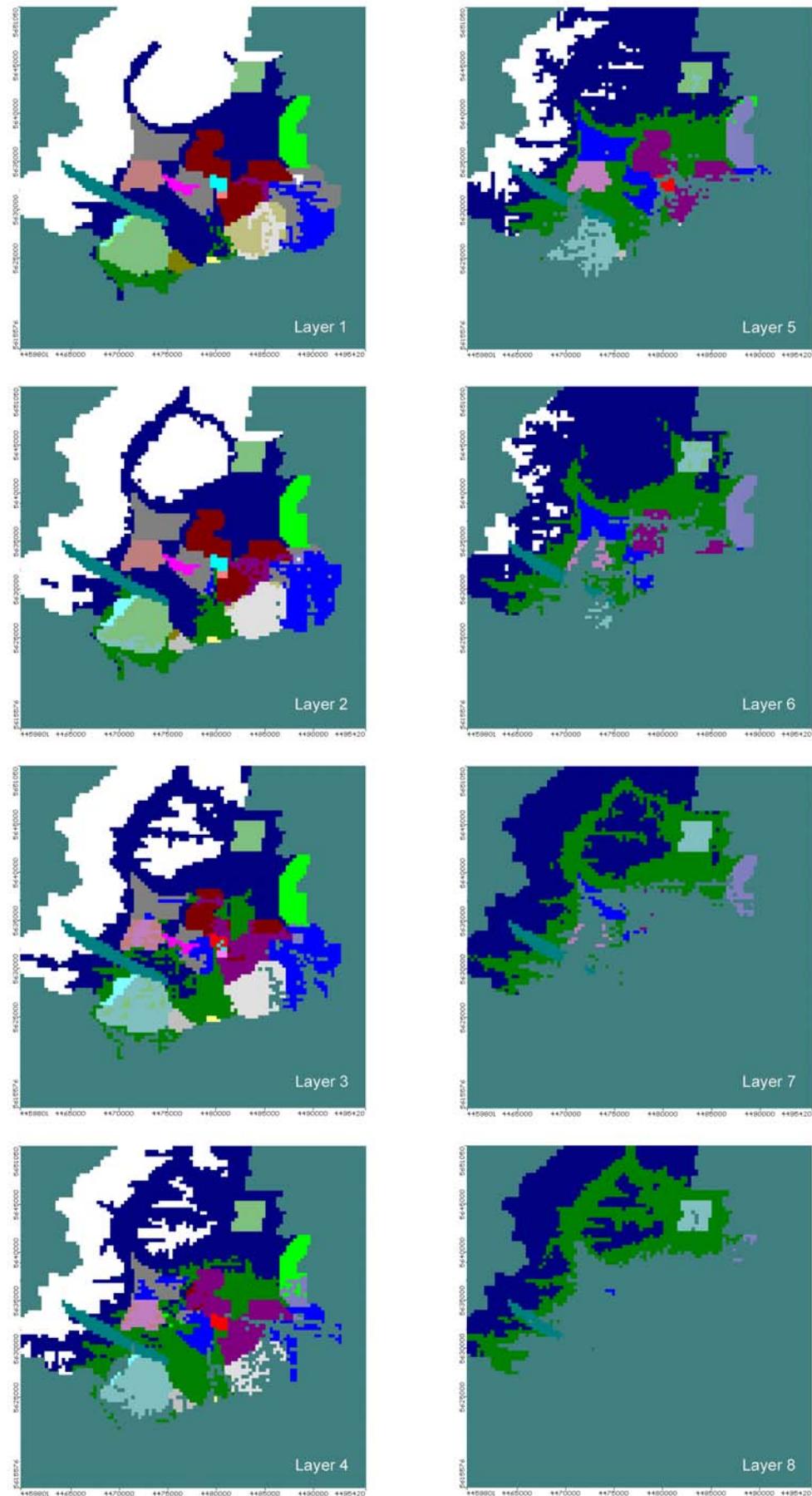


Abb. 83 a: Verteilung der Durchlässigkeiten im instationären Modell

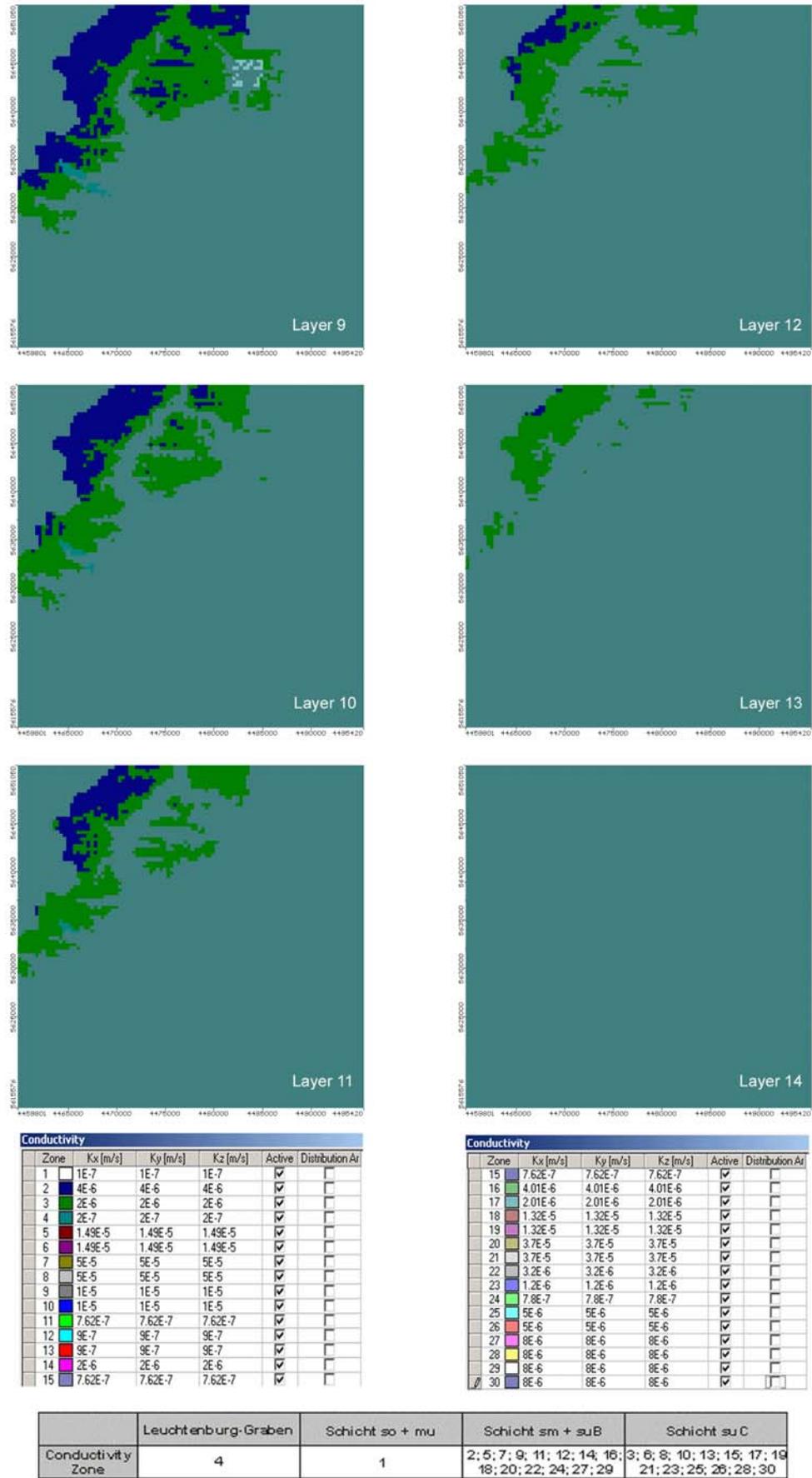


Abb. 83 b: Verteilung der Durchlässigkeiten im instationären Modell

In Abb. 84 sind die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse der Variation des Speicherkoeffizienten sowie des spezifischen Speicherkoeffizienten von -50 % bis +50% stellvertretend für die Messstellen Hummelshain und Karlsdorf dargestellt.

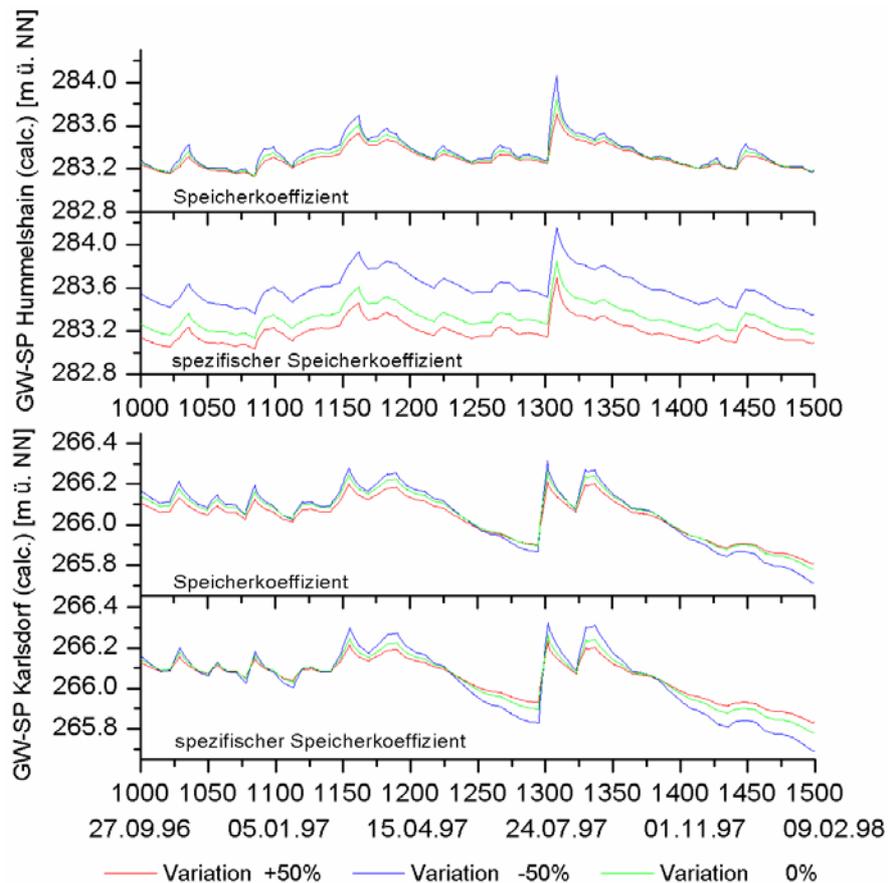


Abb. 84: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse der Variation des Speicherpotentials

Abb. 84 zeigt, dass sich eine Erhöhung des Speicherpotentials dämpfend auf die Amplituden der Grundwasserstände auswirkt und überwiegend zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels führt. Im Gegensatz dazu führt eine Verringerung des Speicherpotentials zu einem deutlich steileren Anstieg des Grundwasserspiegels, höheren Amplitudenhöhen und einem Aufstau des Grundwasserspiegels. Betrachtet man das Retentions-Vermögen der unterschiedlichen Ganglinien, so zeigt sich, dass eine Vergrößerung des Speicherpotentials zu einer verzögerten Entleerung führt. Die Ganglinie +50% des Speicherpotentials zeigt deutlich flachere Auslaufkurven im Gegensatz zu den steilen Auslaufkurven bei Verringerung des Speicherpotential um 50%. Aus diesem Grund können die berechneten Grundwasserstände der größeren Speicherpotentials über denen der geringeren liegen (siehe GWM Karlsdorf Zeitschritte 1225 - 1300 (10.05.97 - 24.07.97) und 1400 - 1500 (01.11.97 - 09.02.98)). Abb. 84 zeigt außerdem, dass eine Variation des Speicherkoeffizienten nur geringe Auswirkungen auf die berechneten Grundwasserstände im instationären Modell besitzt. Dagegen weisen die berechneten Grundwasserstände deutlich größere Schwankungsbreiten bei der Veränderung des spezifischen Speicherkoeffizienten auf. Ähnlich wie die abgebildeten Grundwasserstände für Hummelshain zeigen auch die berechneten Grundwasserstände Schleifreisen

eine viel größere Schwankungsbreite im Bezug auf die Variation des spezifischen Speicherkoeffizienten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich die beiden Messstellen in der Nähe von unterirdischen Wasserscheiden befinden und somit ein deutlich eingeschränkter Speicherraum existiert.

Im Anschluss an die Kalibrierung der hydraulischen Parameter erfolgt die Einschätzung der unterschiedlichen GWN-Funktionen der jeweiligen Messstelle, die sich wie in Abschnitt 5.1.4.2. aus der nicht eindeutigen Korrelation zwischen Niederschlägen und den gemessenen Grundwasserständen ergeben (Abb. 85 a, b).

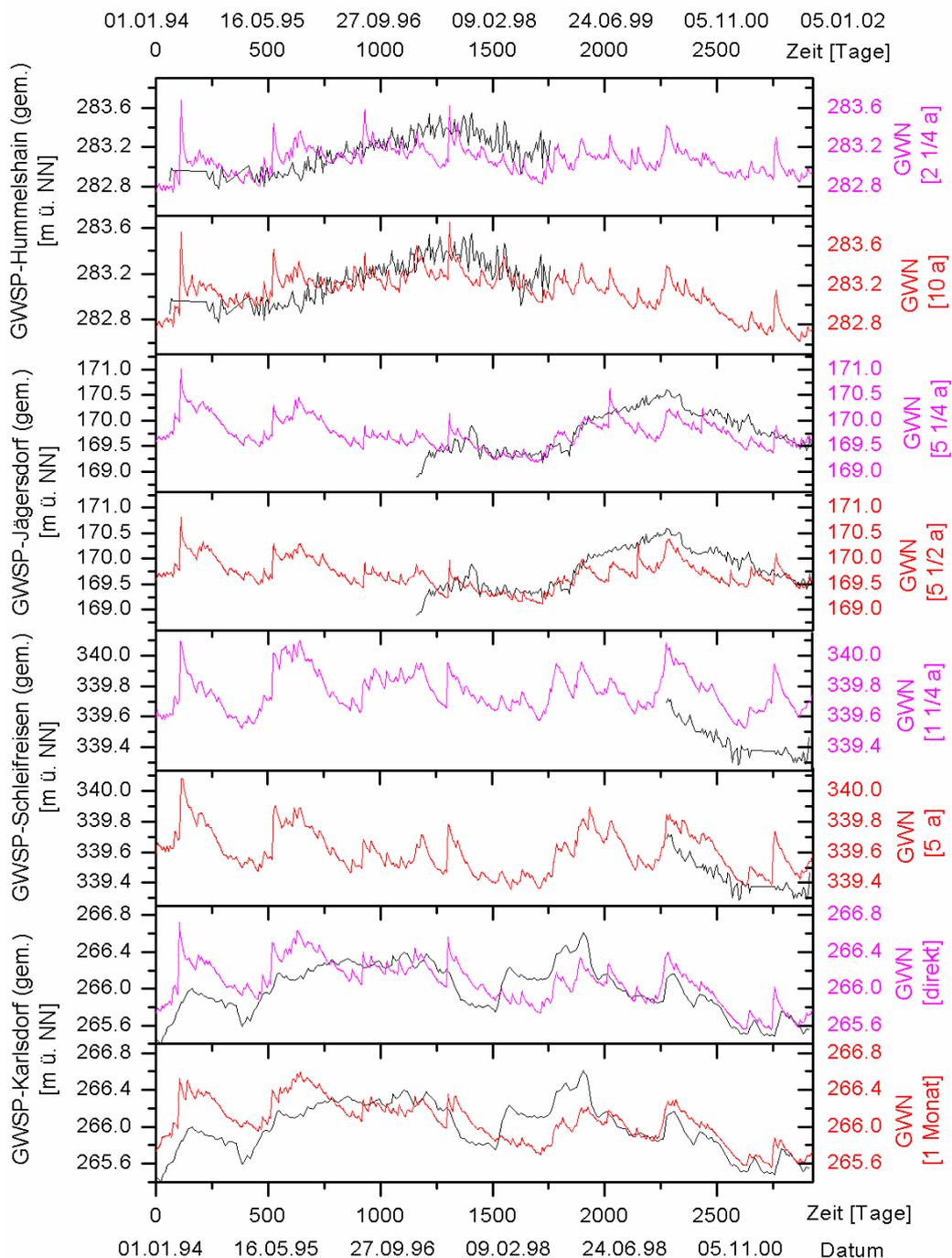


Abb. 85 a: Auswirkungen der unterschiedlichen Infiltrationsraten (GWN) des Kluft- und Porensystems auf die Berechnung der Grundwasserstände (Magenta und Rote - Linien)

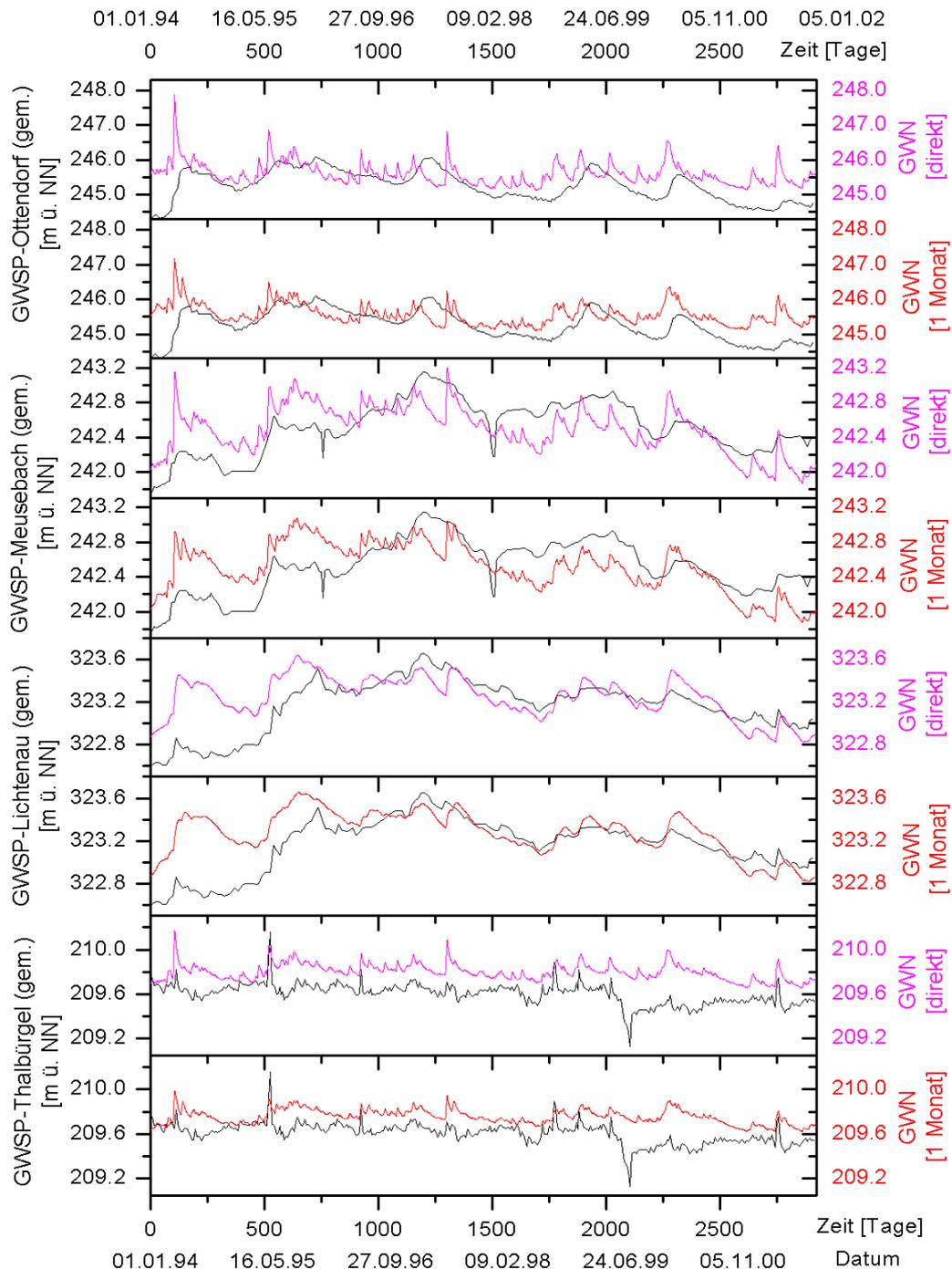


Abb. 85 b: Auswirkungen der unterschiedlichen Infiltrationsraten (GWN) des Kluft- und Porensystems auf die Berechnung der Grundwasserstände (Magenta und Rote - Linien)

In Abb. 85 a und b werden die berechneten Grundwasserstände (Magenta und Rote - Linien), die sich aus den zwei unterschiedliche Grundwasserneubildungs-Funktionen der jeweiligen Messstelle ergeben, dem gemessenen Grundwasserstand (Schwarze Linie) gegenübergestellt. Es ist zu erkennen, dass sich die berechneten Grundwasserstände der Messstellen nicht wesentlich im Verlauf voneinander unterscheiden, sondern nur in der Ausbildung einzelner Peakhöhen.

Aus Abb. 85 a und b lassen sich aus den Modellergebnissen folgende Schlussfolgerung für die Messstellen Hummelshain, Jägersdorf, Schleifreisen und die anderen Messstellen ableiten.

- a) *Messstelle Hummelshain:* Die gemessenen Grundwasserstände lassen sich am besten durch die GWN-Funktion (10 a) wiedergeben, in dem der Porenanteil eine Verzögerung von 10 Jahren aufweist. Die berechneten Grundwasserstände (rot) zeigen dabei ähnlich der gemessenen Grundwasserstände im Modellzeitraum einen deutlichen Anstieg. Die in Abb. 23 (Abschnitt 5.1.4.2.) erkennbare Absenkung des Wasserspiegels Juni - Juli 2001 kann verhältnismäßig gut mit dieser GWN-Funktion nachvollzogen werden, da der berechnete Grundwasserstand ab dem Zeitschritt 2750 (13.07.01) ebenfalls minimale Werte aufweist. Es ist jedoch daraufhin hinzuweisen, dass für ein eindeutiges Modellergebnis ein längerer Messzeitraum des Grundwasserspiegels an der Messstelle Hummelshain vorliegen sollte.
- b) *Messstelle Jägersdorf:* Die berechneten Grundwasserstände der beiden GWN-Funktionen geben den Trend der gemessenen Wasserstände relativ gut wieder. Ein deutlich ausgeprägtes Maximum bei ca. Zeitschritt 2000 (24.06.99) und ein Minimum bei ca. Zeitschritt 2200 (10.01.00) wirken sich auf den berechneten Grundwasserstand im Bezug auf die GWN-Funktion $5 \frac{1}{4}$ Jahre störend aus. Dagegen zeigt der berechnete Grundwasserstand mit einer Verzögerung von 5 Jahren und 7 Monaten bei diesen Zeitschritten eine bessere Anpassung an den tatsächlichen Grundwasserstand. In Abb. 85 a ist zu erkennen, dass der mit der GWN-Funktion ($5 \frac{1}{2}$ Jahre) berechnete Grundwasserstand gut die langjährige Schwankung des gemessenen Grundwasserstandes wieder gibt.
- c) *Messstelle Schleifreisen:* Die kurzen Wasserspiegelaufzeichnungen des Datenloggers Schleifreisen lassen keine eindeutige Interpretation der Eingangsfunktionen zu, die beide einen nahezu gleichen Verlauf der Grundwasserstände zeigen. In diesem Zeitraum unterscheiden sich beide Ganglinien nur in der Steilheit der Auslaufkurve zwischen den Zeitschritten 2200 und 2600 (10.01.00 - 13.02.01). Die Grundwasserstände der GWN-Funktion ($1 \frac{1}{4}$ Jahre) zeigen einen steileren Verlauf als die gemessenen Grundwasserstände. Dagegen verlaufen die berechneten Grundwasserstände der GWN-Funktion (5 Jahre) zwischen den Zeitschritten 2200 und 2600 (10.01.00 - 13.02.01) parallel und in geringem Abstand zu den tatsächlichen Grundwasserständen. Auf Grund der besseren Anpassung im Beobachtungszeitraum wird im Laufe der instationären Modellierung auf die GWN-Funktion (5 Jahre) im Bereich der Messstelle Schleifreisen zurückgegriffen.
- d) *Messstellen Karlsdorf, Ottendorf, Meusebach, Lichtenau, Thalbürgel:* Die Grundwasserstände der restlichen Messstellen können gut mit der GWN-Funktion, die sich direkt aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell ergibt, modelliert werden. Im Laufe der Modellierung zeigte sich, dass eine Verschiebung des Porenanteils von einem Monat zu einer noch besseren Anpassung der berechneten an die gemessenen Grundwasserstände führt.

Durch diese Veränderung der GWN-Funktion werden stark hervortretende Peaks in den Grundwasserständen gedämpft und andere verstärkt. Dadurch lassen sich ausgeglichene Grundwasserstände berechnen, ähnlich wie sie gemessen wurden.

Des Weiteren zeigte sich, dass das Mengenverhältnis der GWN aus dem Kluft- und Porensystem (Abschnitt 5.1.4.2.) einen Einfluss auf die berechneten Grundwasserstände (Peak-Amplituden und Anzahl) hat. Die besten Modellanpassungen ergaben sich mit einem Grundwasserneubildungsanteil aus dem Porenspeicher von 25 % bei den Messstellen Hummelshain und Schleifreisen und von 31 % bei den restlichen Messstellen.

In Abb. 85 a und b ist zu erkennen, dass die berechneten Grundwasserstände größere Schwankungen aufweisen als die gemessenen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich das untersuchte Buntsandsteinfließsystem aus einem Kluft- und einem Porensystem zusammensetzt. Mit Hilfe der Software VISUAL MODFLOW 3.0 kann ein solches Diskontinuum für das Untersuchungsgebiet nicht eindeutig nachgebildet werden, da innerhalb einer Zelle keine unterschiedlichen Durchlässigkeiten für das Kluft- und Porensystem angegeben werden können. Die Möglichkeiten der richtungsabhängigen Variation der Durchlässigkeiten, wie es von VISUAL MODFLOW 3.0 vorgegeben wird, entsprechen nicht der notwendigen Vorgabe für die Beschreibung eines solchen Diskontinuums. Aus diesem Grund entsprechen die verwendeten Durchlässigkeiten einem Mittelwert, der beide Systeme beschreibt und mit dem nur näherungsweise die GWN im Aquifer wiedergegeben werden kann. Es ist daher davon auszugehen, dass die k_f - Werte für das Kluftsystem zu gering und für das Porensystem zu hoch sind. Auf Grund der beschriebenen Schwierigkeiten, das Diskontinuum im Buntsandsteinfließsystem zu modellieren, zeigt Abb. 87 die „besten“ Modellergebnisse für das instationäre Strömungsmodell. Die Ergebnisse berechnen sich aus den hydraulischen Parametern in Abb. 82 und 83 a, b und den verwendeten GWN-Funktionen der jeweiligen Messstelle.

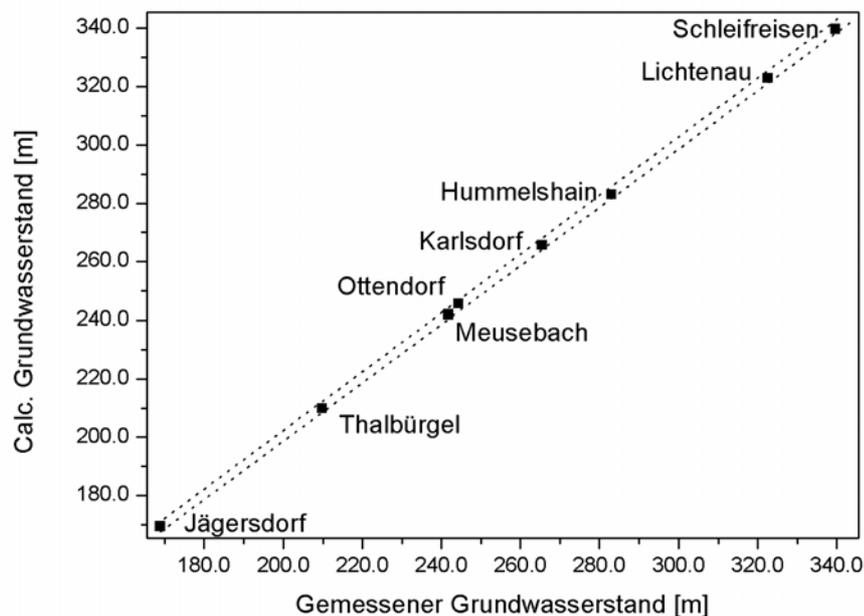


Abb. 86: Darstellung des Streudiagramms für die „beste“ instationäre Modelllösung

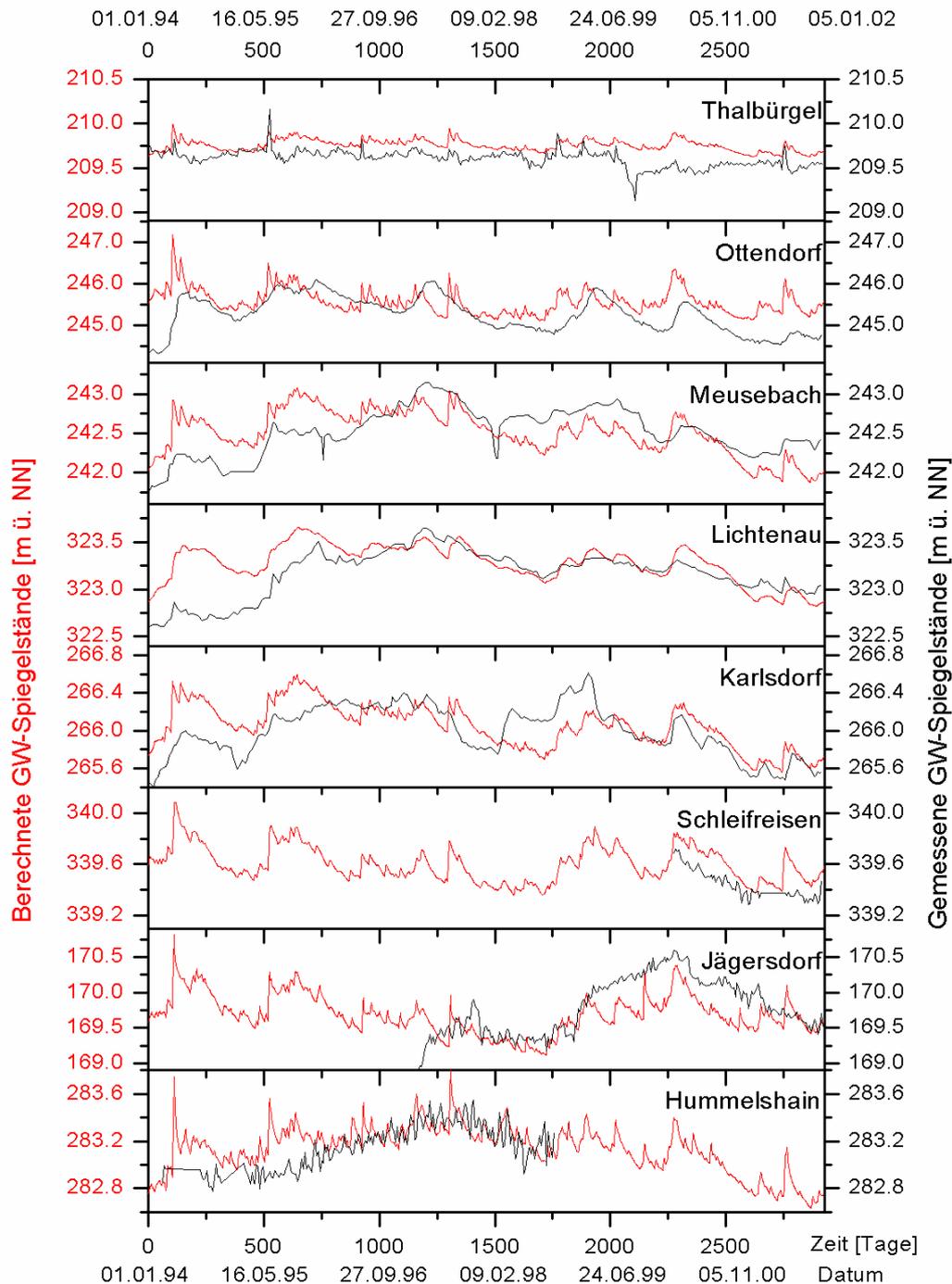


Abb. 87: Die „besten“ Modellergebnisse der instationären Strömungsmodellierung

Zur Plausibilitätsprüfung wird in Abb. 86 ein Streudiagramm dargestellt, welches sich aus der Gegenüberstellung der gemessenen mit den berechneten Grundwasserständen ergibt. Im Diagramm ist zu erkennen, dass alle Modellergebnisse im Vertrauensintervall von 95 % liegen. In Tab. 29 sind die statistischen Kenngrößen der instationären Strömungsmodellierung zusammengefasst. Maximale Abweichungen von ca. 2 m werden an den Messstellen Jägersdorf und Ottendorf modelliert. Alle anderen Messstellen weisen maximale Abweichung von < 80 cm auf. Die mittlere Abweichung der Modellergebnisse beträgt 1 bis 34 cm und liegt damit in einer vertretbaren Größenordnung. Für den normierten RMS-Wert (RMS = Mittlere quadratische Standard Abweichung), welcher der Quotient aus dem RMS-Wert und der

größtmöglichen Differenz der gemessenen Werte ist, wird für die Grundwassermessstellen jeweils ein Bereich zwischen 10 % und 38 % und für das gesamte Modell von 0,2 % angegeben. Das gesamte Modell kann mit diesem Wert als prognosefähig angesehen werden.

Tab.29: Statistischen Kenngrößen der instationären Strömungsmodellierung

Modellergebnis	Max. R_i [m]	Min. R_i [m]	Ø R_i= \bar{R} [m]	St. Abw. = S [m]	RMS = $\sqrt{R^2}$ [m]	n. RMS [%]
alle GWM zusammen	2.2297	-6.10E-6	0.0644	0.0019	0.3625	0.2122
GWM Hummelshain	0.7910	-6.10E-6	-0.0401	0.0038	0.2490	31.9448
GWM Jägersdorf	1.9082	-3.76E-5	0.2435	0.0094	0.6542	38.5762
GWM Schleifreisen	0.3855	-5.85E-5	-0.0347	0.0024	0.1592	36.6889
GWM Karlsdorf	0.7186	-1.45E-5	0.0087	0.0039	0.2534	20.9425
GWM Ottendorf	2.2297	0.0001	0.3455	0.0062	0.5303	29.7912
GWM Thalbürgel	0.4097	-1.26E-5	-0.0299	0.0015	0.0995	9.6608
GWM Meusebach	0.7449	0.0003	-0.0938	0.0051	0.3433	24.7036
GWM Lichtenau	0.7589	3.52E-5	0.1114	0.0035	0.2514	24.1768
R _i = Residual (Residuum), Standard Abweichung = Standard error of the estimate, RMS = Root mean Squared Residual, n. RMS = normalized Root mean Squared Residual						

Auf Grund des oben beschriebenen Diskontinuums im Buntsandsteinfließsystem spiegeln die Grundwassermessstellen allein nur bedingt die natürlichen Verhältnisse wieder.

Mit Hilfe der in Tab. 30 dargestellten Wasserbilanz wird eine Plausibilitätsprüfung hinsichtlich der Standard Abweichung („residual error“) des instationären Strömungsmodells durchgeführt.

Tab. 30: Wasserbilanz des instationären Strömungsmodells

	Volumetric Budget IN [m³/ 1994-2001]	Volumetric Budget OUT [m³/ 1994-2001]
Storage	465520640.0	465527424.0
Well	0.0	10775754.0
River Leakage	29872714.0	881036416.0
Head Dep Bounds	0.0	10440886.0
Recharge	872353408	0.0
Total	1367746816.0	1367780480.0
Discrepancy [%]	0,00 %	

Für das instationäre Modell ergibt sich während des gesamten Zeitraums eine ausgeglichene Wasserbilanz mit einem Fehler von < 2 %, so dass das Modell rechnerisch plausibel erscheint.

Als abschließende Plausibilitätsprüfung wird der berechnete mit dem gemessenen Vorfluter-Abfluss der Roda verglichen, da dieses Einzugsgebiet keine anthropogenen Beeinflussun-

gen durch Talsperrenwässer (Abschnitt 5.1.5.3. „Gesamtabfluss O_{ges} “) aufweist. Abb. 88 zeigt, dass sich der Verlauf des gemessenen und des berechneten Abflusses sehr ähneln. Bildet man das Integral der beiden Abflussganglinien in Abb. 88, errechnet sich ein deutlicher Unterschied von 16 % zwischen dem simulierten Abfluss mit einer Menge von 3555, 23 m^3 und dem gemessenen Gesamtabfluss der Roda mit einer Menge von 2963,66 m^3 . In Abb. 88 ist zu erkennen, dass deutliche Unterschiede in Höhe der Basisabflüsse existieren. Dies ist wahrscheinlich auf den im Modell eingeschränkt nachbildbaren Kontrast zwischen schnellem Kluftsystem und langsamen Porensystem (Diskontinuum) zurückzuführen. Am Beispiel des Abflusses der Roda deutet sich an, dass für das Untersuchungsgebiet in zukünftigen Arbeiten ein Doppelkontinuum-Modell verwendet werden sollte, um den schnelleren Abfluss besser simulieren zu können.

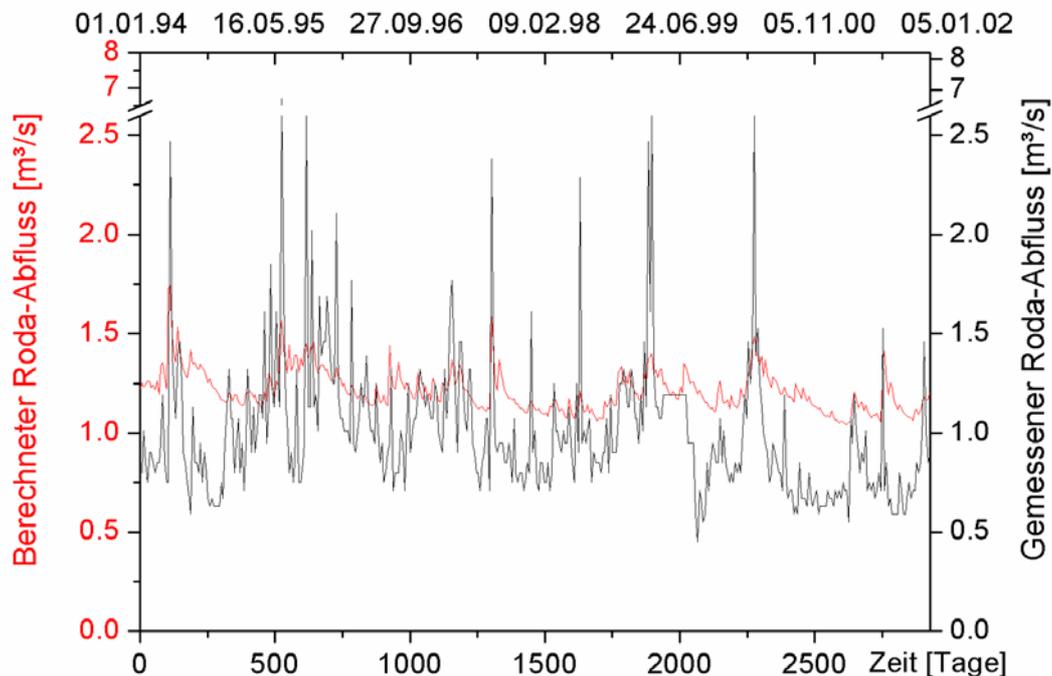


Abb. 88: Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Roda-Abfluss. Es zeigt sich, dass ein Doppelkontinuum-Modell verwendet werden sollte, um den schnelleren Abfluss (Kluftsystem) besser simulieren zu können.

5.4.5. Szenarien und Prognosen

Ziel dieser Arbeit war die Erstellung eines numerischen Grundwasserströmungsmodells, um zukünftige Entwicklungen der Wasserressourcen auf der Grundlage verschiedener Szenarien prognostizieren zu können. Mit Hilfe des prognosefähigen Grundwasserströmungsmodells sollten vor allem Vorstellungen der klimatischen Auswirkungen auf das Buntsandsteinfließsystem im Osten des Thüringer Beckens getroffen werden. Im Abschnitt 5.1.5.1. wird darauf hingewiesen, dass es in den letzten 30 Jahren zu einer Veränderung des Niederschlags kam. In diesem Zeitraum verringerte sich der Niederschlag in den Sommermonaten um 24 mm, was ca. 7 % der mittleren Niederschlagswerte des Sommerhalbjahres entspricht.

In den Wintermonaten erfolgte eine Zunahme des Niederschlags um 24 mm, ca. 10 % der mittleren Niederschlagswerte des Winterhalbjahres. Ausgehend von der Datenbasis des simulierten Modellzeitraums 1994 – 2001 wurden die Prognoseberechnungen mittels des Programms VISUAL MODFLOW 3.0 durchgeführt. Dafür wurden die Eingangsparameter der GWN ausgehend von einem linearen Trend der Niederschlagsentwicklung um die beschriebenen Prozentangaben der Sommer- und Wintermonate verändert. Mit den modifizierten Eingangsfunktionen wurde die GWN vor und in den nächsten 30 Jahren simuliert.

In Abb. 89 und 90 werden die berechneten Modellergebnisse miteinander verglichen. Es ist zu erkennen, dass die klimatischen Veränderungen der saisonalen Variationen in den betrachteten Zeiträumen keine wahrnehmbaren Auswirkungen auf die Grundwassergleichpläne haben. Dies deutet sich schon in den langfristig gemessenen Grundwasserganglinien einiger Messstellen an (Abb. 22 im Abschnitt 5.1.4.2.), da in ihren Aufzeichnungen keine klimatischen Trends nachvollzogen werden können. Auch mit einer Verdopplung des saisonalen Niederschlagstrends (20 % Winter und 14 % Sommer) können keine Veränderungen des Grundwasserspiegels simuliert werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Grundwasserspiegel eher auf langfristigen Matrixinput (Porensystem) reagiert, der aber, wie in Abb. 40 (Abschnitt 5.1.4.3.) zu erkennen ist, nur einen kleinen Teil in der Ressource des Buntsandsteins bildet. Das hochsensitive kurzfristige Abfließen über das Kluftsystem, welches den größeren Anteil an der GWN besitzt, wird dagegen im Modell nur eingeschränkt abgebildet. Das Strömungsmodell in 30 Jahren zeigt, dass die Niederschlagsdefizite der Sommermonate durch den Niederschlagsüberschuss der Wintermonate ausgeglichen sind. Werden die Grundwasserstände der einzelnen Messstellen im Modell von vor 30 Jahren mit denen in 30 Jahren verglichen, so deutet sich für die zukünftigen Grundwasserstände ein leichter Anstieg durch den Winterüberschuss an (Abb. 89). Deutliche Grundwasserstandsveränderungen können generell durch Absenkung bzw. Erhöhung des gesamten Niederschlags (z.B. extreme Nass- und Trockenjahre) berechnet werden. Dies deutet ebenfalls daraufhin, dass die sich stark ändernden kurzfristigen schnellen Abflüsse nicht im Modell abgebildet werden können.

Der Vergleich der Grundwasserstände der Szenarien 1964 - 1971 und 2024 - 2031 in Abb. 89 belegt, was in der stationären Sensitivitätsanalyse bezüglich der Grundwasserneubildung festgestellt wurde. Die geringeren GWN-Mengen von 1964 - 1971 in den Messstellen, welche sich in den Randbereichen des Modells befinden, führen im Gegensatz zu den anderen Messstellen zu einer deutlicheren Grundwasserstandsabnahme. Dagegen reagieren die Messstellen in der Nähe von Entlastungszone mit einer leicht verzögerten Entleerung. Zukünftige Prognosen sollten die gesamte klimatische Entwicklung betrachten, d.h. es müssen weitere Parameter wie die Temperatur und die Auswirkungen auf den Bodenspeicher hinzugezogen werden. Die Veränderungen der Niederschläge wirken sich direkt auf den Boden-

speicher aus. Eine Abnahme der sommerlichen Niederschläge führt zu einer Reduzierung des Bodenspeichers. Die Auswirkungen des Temperaturanstieges sind durch die Verschiebungen und Verlängerungen der Vegetationsperioden zu beachten. Die Abnahme des Bodenspeichers und die Änderung der Vegetationszeit wirken sich direkt auf die Grundwasserneubildung aus, d.h. dass es in den Sommermonaten zu einer steileren Abnahme der GWN kommen kann. Aus diesem Grund sollten sich zukünftige Arbeiten stärker mit dem Klimaeinfluss auf Bodenwasserhaushaltsmodelle auseinandersetzen, da mit diesen Modellen die Veränderungen der GWN gut simuliert werden können.

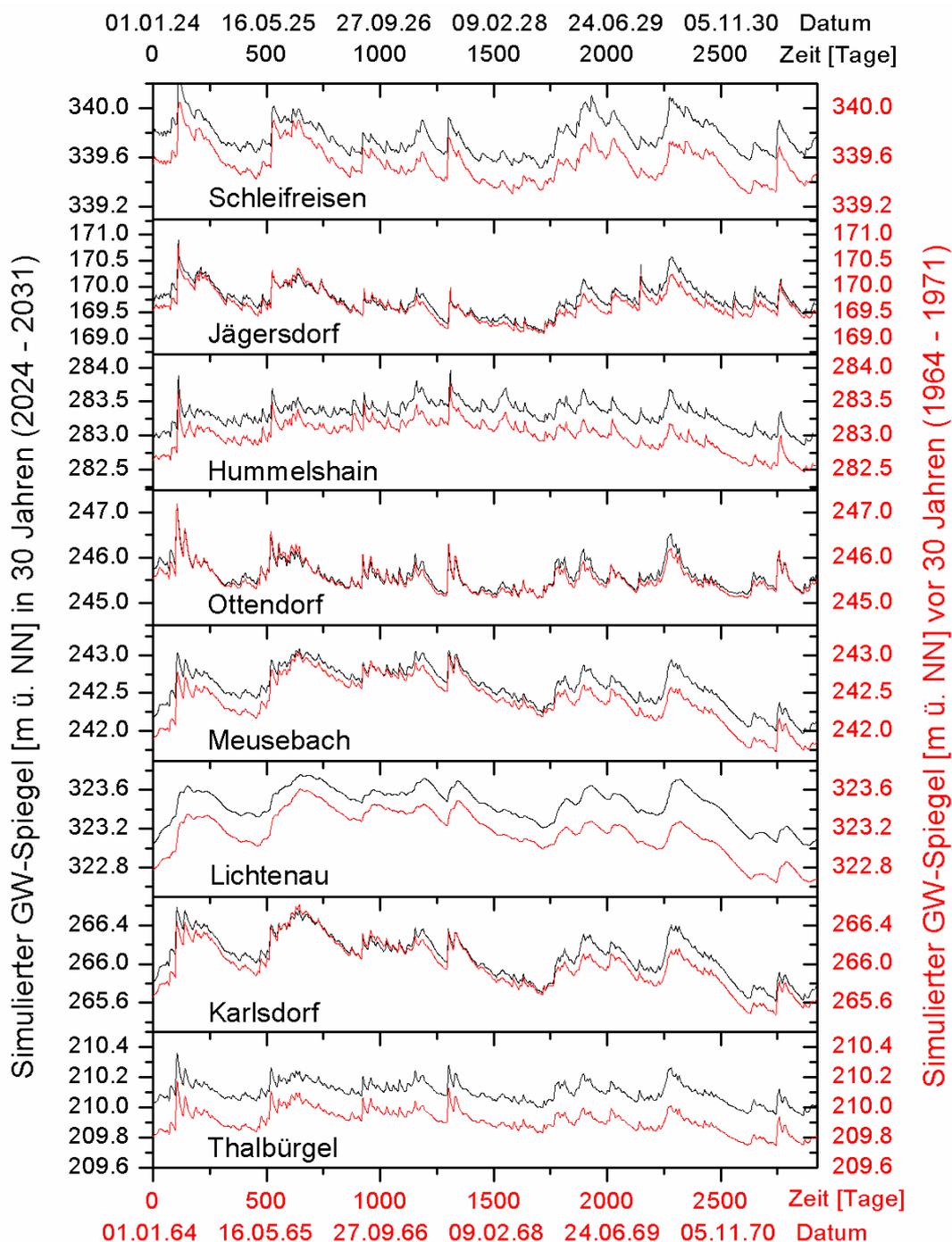


Abb.89: Vergleich der Grundwasserstände der Szenarien 1964 -1971 und 2024 - 2031

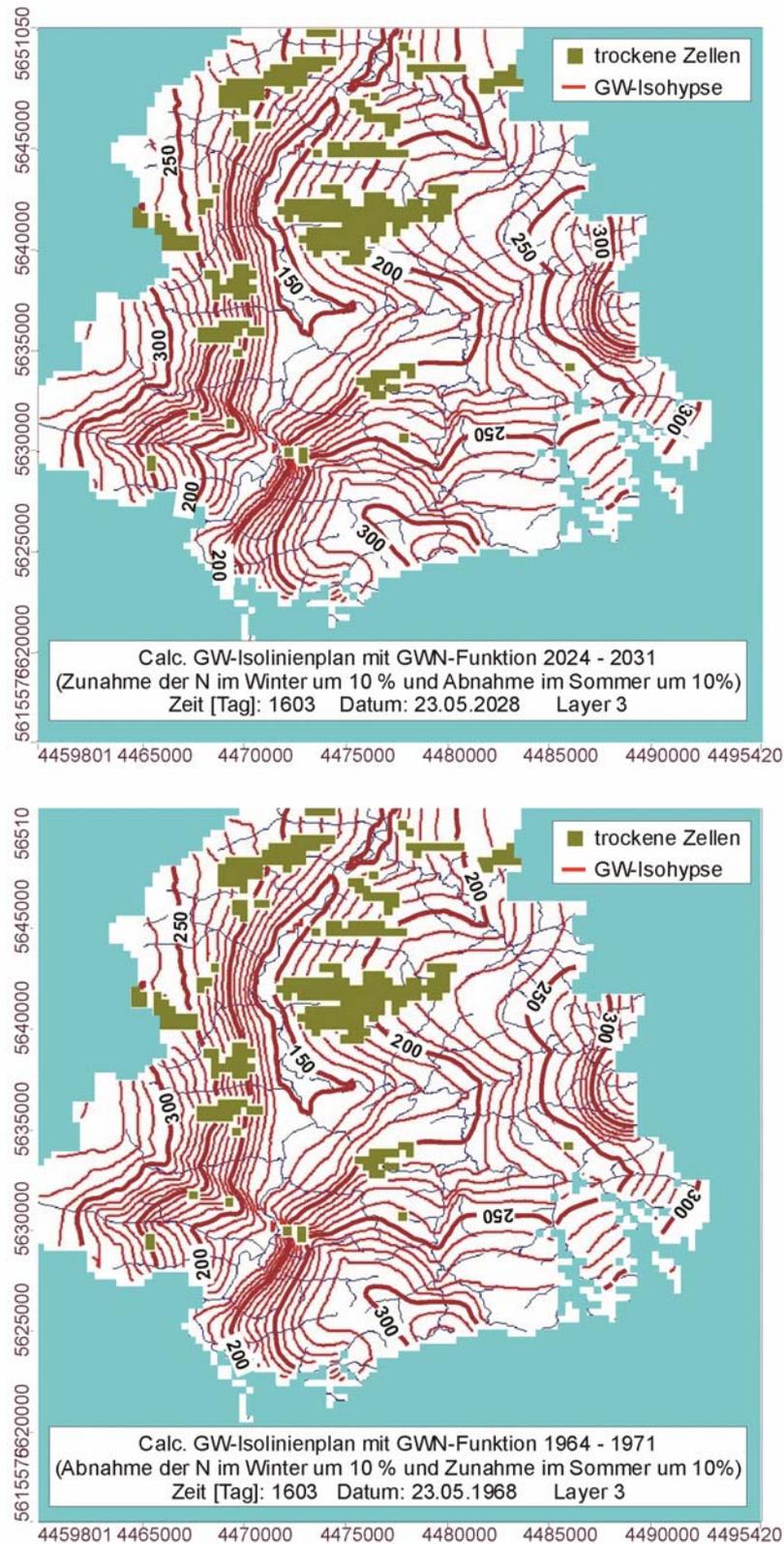


Abb. 90: Vergleich der Grundwassergleichenpläne der Szenarien 1964 -1971 und 2024 – 2031. Es ist zu erkennen, dass die klimatischen Veränderungen der saisonalen Variationen der GWN in den betrachteten Zeiträumen keine wahrnehmbaren Auswirkungen auf die Grundwassergleichenpläne haben.

Aus Gründen der Vereinfachung wurde eine zukünftige GWN-Funktion erstellt, die eine Zunahme der Niederschläge in den Wintermonaten um 10 % und eine Abnahme der Nieder-

schläge (indirekt GWN) um 20 % in den Sommermonaten berücksichtigt. Im berechneten Grundwasserplan sind keine deutlichen Änderungen zu erkennen. Erst in Detailausschnitten des Grundwassergleichenplans sind maximale Grundwasserspiegel-Absenkungen von ca. 40 cm in den Sommer- und Herbstmonaten zu erkennen (Abb. 91).

Zusammenfassend zeigt sich, dass das vorliegende Grundwasserströmungsmodell nur bedingt die zukünftige Klimaentwicklung wiedergeben kann, da es die schnellen kurzfristigen Abflüsse des Kluftsystems nicht berücksichtigt. Für eine bessere Prognose des schnellen Abflusses sollte für das Buntsandsteinfließsystem mit seinem Kluft- und Porensystem in zukünftigen Arbeiten ein Doppelkontinuum-Modell angewendet werden. Mit einem Doppelkontinuum-Modell und unter der Beachtung des Klimaeinflusses auf Bodenwasserhaushaltsmodelle können zukünftige Klimaauswirkungen auf das Buntsandsteinfließsystem besser prognostiziert werden.

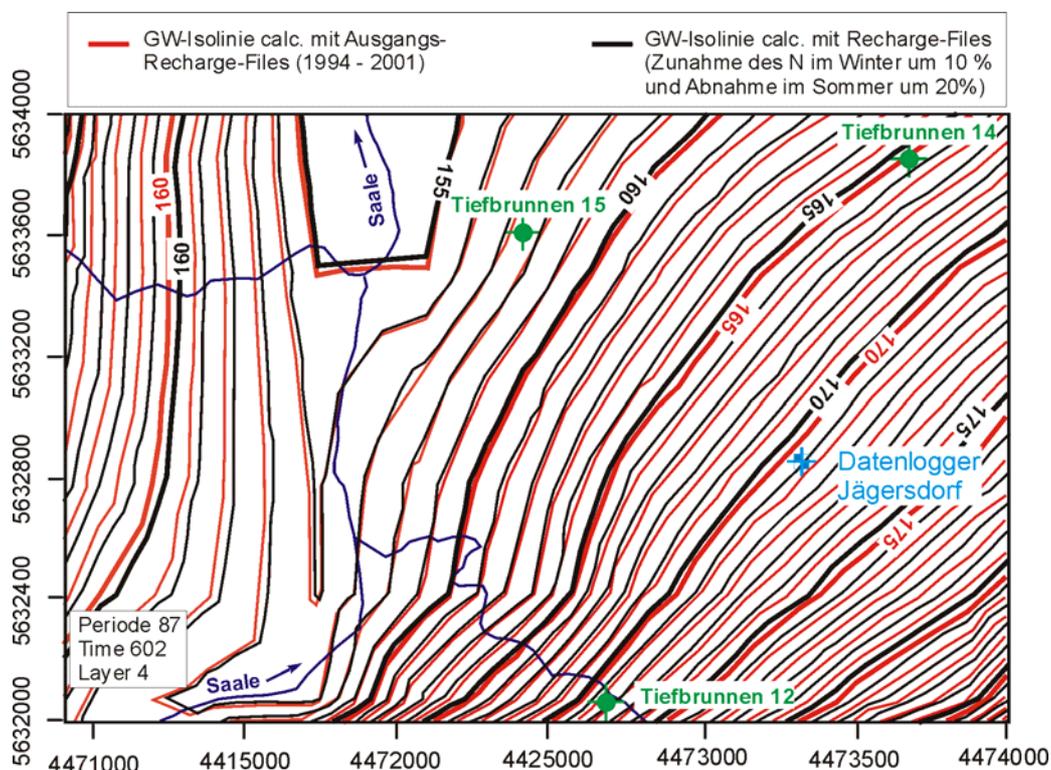


Abb. 91: Auswirkungen einer stärkeren Abnahme der GWN in den Sommermonaten

Mit Hilfe der plausiblen stationären und instationären Strömungsmodelle können wasserwirtschaftliche Nutzungen simuliert werden. Während der Kalibrierung der Modelle zeigt sich, dass sich mit den durchschnittlichen Pumpraten von $< 500 \text{ m}^3/\text{d}$ keine Absenkungstrichter berechnen lassen, wie sie im Grundwassergleichenplan Oktober 2002 zu erkennen sind. Erst durch Steigerung der Förderraten auf rund $10.000 \text{ m}^3/\text{d}$ an einigen Trinkwasseranlagen sind Absenkungstrichter von diesen Dimensionen simulierbar (Abb. 92). Ähnliche Größenordnungen werden auch von GÖTZE 1995, 1997a, b als jährliche Förderraten einzelner Grundwasservorkommen im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 1980 - 1990 beschrieben, was zeigt, dass die simulierten Förderraten in plausiblen Bereichen liegen. Nahe der

Roda-Mündung in die Saale auf Höhe des Brunnens Maua kann die Förderrate eines simulierten Brunnens auf rund 20.000 m³/d gesteigert werden, bis sich ein Absenkungstrichter ausbildet. Modellberechnungen mit kontinuierlichen Pumpraten von 10.000 m³/d in den Sommermonaten Juli bis September zeigen keine negativen Auswirkungen auf den Grundwasserstand des Untersuchungsgebiets. Auch mit kontinuierlichen Pumpraten von ca. 10.000 m³/d über das gesamte Jahr kann keine nachhaltige Veränderung des Grundwasservorkommens für den Zeitraum 1994 - 2001 simuliert werden. Die Absenkungen treten nur in der unmittelbaren Umgebung der Brunnen auf.

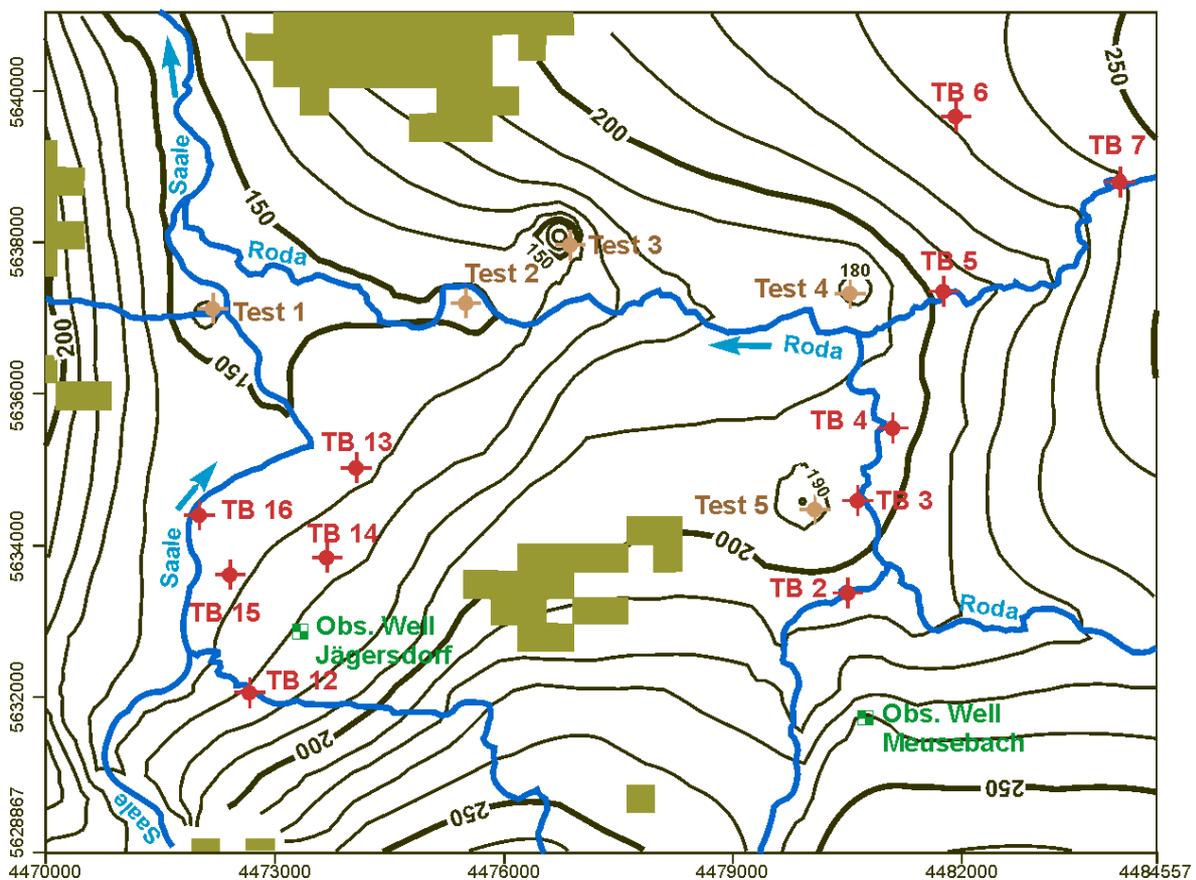


Abb. 92: Erkennbare Absenkungstrichter durch Steigerung der Förderraten auf 10.000 m³/d an Testbrunnen 1 – 5 (braun)

6. Zusammenfassung

Im Osten des Thüringer Beckens sind auf Grund der geringen Niederschläge von 585 mm/a und den angenommen raschen Grundwasserabflüssen in den geklüfteten Buntsandsteingrundwasserleitern die Grundwasserressourcen stark limitiert. Diese Situation könnte sich infolge der Klimaerwärmung noch weiter verschärfen. Ziel dieser Arbeit war die Erstellung eines numerischen Grundwasserströmungsmodells des Ostthüringer Buntsandsteinfließsystems, um die zukünftige Entwicklung der Wasserressourcen auf der Grundlage verschiedener Szenarien zu prognostizieren.

Die Auswertungen langjähriger Klimadaten im Bereich des Arbeitsgebietes bestätigen den allgemeinen Klimatrend. Aus dem Vergleich der Halbjahresniederschläge der letzten 30 Jahre kann festgestellt werden, dass die Sommerhalbjahre durch Verringerung der Niederschläge um 7 % trockener und die Winterhalbjahre durch Erhöhung der Niederschläge um 10 % feuchter geworden sind. Aus der Verteilung der Jahresmitteltemperaturen von 1970 bis 2001 lässt sich für das Saale-Einzugsgebiet ein Temperaturanstieg von ca. 1,2 K belegen. Die Prognoseberechnungen des instationären Strömungsmodells basieren auf den Erkenntnissen des Klimatrends im Saale-Einzugsgebiet.

Das Arbeitsgebiet mit einer Fläche von ca. 791 km² liegt im Einzugsgebiet des mittleren Saaletals im Osten des Thüringer Beckens. Es baut sich hauptsächlich aus triassischen Gesteinen des Buntsandsteins und des Muschelkalks auf. Von hydrogeologischer Bedeutung im Untersuchungsgebiet ist der Buntsandstein, der eine Fläche von rund 513 km² einnimmt. Im Bereich des Arbeitsgebietes bilden die Schichten der Bernburg Folge (oberer Abschnitt des Unteren Buntsandsteins) und des Mittlere Buntsandsteins einen einheitlichen Buntsandsteingrundwasserleiter suB / sm, auf dem die Trinkwasserversorgung der Region basiert. Die geohydraulischen und hydrochemischen Untersuchungen zeigen, dass die hydrogeologischen Verhältnisse im Hauptaquifer entscheidend durch das 2° - 5° nach N bzw. NW gerichtete Einfallen der Schichten geprägt werden. Die Stichtagsmessungen und die daraus resultierenden Grundwassergleichenpläne belegen, dass die generelle Hauptfließrichtung des Grundwassers dem Schichteinfallen des Buntsandsteins folgt und dass das tiefeingeschnittene Saaletal als Hauptentlastungszone eine drainierende Wirkung besitzt. Damit kann das Arbeitsgebiet in ein Neubildungs-, ein Transit- und ein Entlastungsgebiet gegliedert werden. Auswertungen der Grundwasserspiegelaufzeichnungen zeigen, dass sich der Hauptaquifer aus einem Kluft- und einem Porensystem zusammensetzt und somit ein Diskontinuum darstellt. Unterschiedliche Durchlässigkeiten der beiden Systeme bewirken verschiedene Fließzeiten (Tage bis Jahre) im Aquifer suB / sm. Durch Auswertungen von Grundwasserspiegelaufzeichnungen im Untersuchungsgebiet kann festgestellt werden, dass der überwiegende Anteil der Grundwasserneubildung (GWN) innerhalb des Kluftsystems mit Durchlässigkeiten

zwischen 10^{-4} bis 10^{-5} m/s rasch (innerhalb weniger Tage) dem Aquifer zuströmt. Der andere Anteil fließt langsam innerhalb des Porensystems, welches Durchlässigkeiten von 10^{-7} m/s aufweist. In Abhängigkeit des Flurabstandes bewirken die geringeren Durchlässigkeiten des Porensystems eine Verzögerung der GWN bis zu mehreren Jahren im Aquifer. Durch diese Verzögerung und das mehr oder weniger kontinuierliche Füllen der nutzbaren Speicherräume des Grundwasserleiters kann sich ein „Wasserberg“ ansammeln, wie in den Wasserspiegelaufzeichnungen der tieferen Grundwassermessstellen zu erkennen ist. Durch Abschätzungen der Grundwassermengen im Zeitraum 1999 bis 2001 kann der GWN-Anteil im Kluftsystem auf 66 – 77 % und im Porensystem auf 27 – 34 % quantifiziert werden.

Die Korrelation von Grundwasserspiegel und Vorfluterabfluss der Saale und Roda zeigt, dass der Vorfluterabfluss neben dem Niederschlag vorwiegend durch die Grundwasserdynamik gesteuert wird. Diese Abhängigkeit kann durch ein gut kommunizierendes Drucksystem zwischen Aquifer und Vorfluter erklärt werden.

Aus den langjährigen Mitteln des Jahresniederschlags von ca. 585 mm/a, der realen Evapotranspiration von ca. 412 mm/a und des Gesamtabflusses der Saale von ca. 172 mm/a berechnet sich ein ausgeglichener Wasserhaushalt für das Einzugsgebiet des mittleren Saaleltals. Die Untersuchungen des Wasservorrates zeigen, dass saisonale Variationen zwischen Rücklage und Verbrauch existieren, das gesamte Jahr betrachtend, liegt ein ausgeglichener Wasservorrat vor. Abweichungen können durch extreme Trocken- bzw. Nassjahre auftreten.

Aus dem Gesamtabfluss der Saale kann ein unterirdischer Abfluss von ca. 140 mm/a bilanziert werden, was einer GWN von ca. $4,44 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ entspricht. Diese Größenordnung ergibt sich ebenfalls aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell nach SAUTER 1992, welches Tageswerte für die GWN im Bereich der Bodenzone berechnet. Zukünftige Arbeiten sollten sich stärker mit dem Klimaeinfluss auf Bodenwasserhaushaltsmodelle auseinandersetzen, da mit diesen Modellen die Veränderungen der GWN simuliert werden können. Zukünftige Prognosen müssen die gesamte klimatische Entwicklung betrachten, d.h. sowohl die Auswirkungen auf den Bodenspeicher durch Veränderungen der Niederschläge als auch die Folgen eines Temperaturanstieges, der zu Verschiebungen und Verlängerungen der Vegetationsperioden führt, sind zu berücksichtigen, da sich diese Faktoren direkt auf die GWN auswirken. Die berechneten Tageswerte der GWN sind die Ausgangswerte für die Eingangsfunktion der variablen GWN im numerischen Strömungsmodell. Mit Hilfe dieser Eingangsfunktion wird der Transfer des neugebildeten Grundwassers durch die ungesättigte Zone und den daraus resultierenden Fließgeschwindigkeiten zwischen Kluft- und Porensystem im Aquifer suB / sm beschrieben.

Die hydrochemischen Verhältnisse der Buntsandsteinwässer im Aquifer suB / sm sind stark vom Bindemittel (karbonatisch und sulfatisch) des Buntsandsteins und von den Einflüssen

der überdeckenden Gesteinsschichten des Röts und des Muschelkalks abhängig. Das sulfatische Bindemittel ruft Schwankungen im Sulfat-Gehalt der Wässer zwischen 16,7 und 188 mg/l hervor. Die höheren Sulfatwerte von mehr als 300 mg/l lassen einen deutlichen Röteneinfluss erkennen. Die Hydrogenkarbonat-Gehalte zeigen ebenfalls eine Abhängigkeit vom Bindemittel, die Werte schwanken dabei zwischen 48 und 300 mg/l, die höheren Konzentrationen sind geogen auf Röt- und Muschelkalkeinflüsse zurückzuführen. Allgemein können die gemessenen Buntsandsteinwässer als typische gering mineralisierte Wässer, die sich gut für die Trinkwassergewinnung eignen, beschrieben werden. Der vorwiegende Grundwassertyp der Buntsandsteinwässer ist vom Ca-Mg-HCO₃⁻-SO₄²⁻-Typ, mit zunehmendem Röt- und Muschelkalkeinfluss wechselt der Grundwassertyp zu Ca-Mg-SO₄²⁻-HCO₃.

Mittels ausgewählter Haupt- (z.B. Ca, Mg, SO₄²⁻ oder HCO₃⁻) und Spurenelemente (z.B. Sr, Zn oder Ba) ist eine Unterscheidung verschiedener Grundwassersysteme („reine“ Buntsandstein- bzw. „reine“ Muschelkalkgrundwässer) und deren Genese im Untersuchungsgebiet möglich. Dadurch können hydrochemische Mischungsreihen nachvollzogen werden, die die Gliederung des Untersuchungsgebietes in ein Neubildungs-, ein Transit- und ein Entlastungsgebiet bestätigen.

Durch die Isotopenuntersuchungen von gelöstem Sulfat im Grundwasser an zwei ausgewählten Trinkwasserbrunnen können Aussagen zur Wassergenese getroffen werden, die die hydrochemischen Mischungsprozesse im Saaletal bestätigen. Aus den Bestimmungen der stabilen Isotope ²H und ¹⁸O ist abzuleiten, dass die Grundwässer hauptsächlich aus Niederschlägen gespeist werden. Aus der Verteilung tritiumfreier und tritiumführender Grundwässer können hydraulische Wegsamkeiten nachgewiesen werden. Eine eindeutige Altersdatierung ist nicht möglich, da Mischungen von tritiumfreien und tritiumführenden Grundwässern stattfinden. Aus diesem Grund wird für die Wässer des Untersuchungsgebietes eine mittlere Verweilzeit von < 50 Jahren angegeben.

Im Bereich ausgeprägter Täler können ebenfalls in einzelnen Proben höhere Gehalte von > 20 mg/l an Nitrat und Chlorid festgestellt werden. Es zeigt sich, dass die direkte Korrelation der beiden Anionen ein Hinweis auf gute hydraulische Wegsamkeit ist und dass in diesen Bereichen anthropogen beeinflusstes Wasser schnell zu tieferen Grundwässern absinken kann.

Mit den Ergebnissen der hydrogeologischen und hydrochemischen Untersuchungen wird ein konzeptionelles Modell für das Fließsystem des Saale-Einzugsgebietes entwickelt, auf dessen Grundlage die numerische Modellierung basiert. Mit dem stationären und dem instationären Grundwasserströmungsmodell kann die Grundwasserdynamik des Einzugsgebietes gut nachgebildet werden. Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Grundwasserständen sind darauf zurückzuführen, dass mit der Software VISUAL MODFLOW 3.0 bei der vorliegenden Zellgröße das Diskontinuum des Buntsandsteinfließsystems nur einge-

schränkt wiedergegeben werden kann. Sensitivitätsanalysen im stationären Modell zeigen, dass sich die Variation der Durchlässigkeiten stark auf den hydraulischen Gradienten im Bereich der Ränder des Modells auswirkt. Eine Verringerung der Durchlässigkeit um 50 % führt zu einer deutlichen Anhebung des Grundwasserspiegels an den Modellrändern mit einer durchschnittlichen Versteilung des hydraulischen Gradienten zwischen 40 und 60 %. Im Gegensatz dazu, wirkt sich die Erhöhung der Durchlässigkeiten geringer auf den hydraulischen Gradienten aus. Entlang der Entlastungszonen ergeben sich durch die Modifikation der Durchlässigkeiten nur geringe Abweichungen. Eine Ausnahme bildet der nördliche Teil des Saaletals in der Umgebung der Stadt Jena. Dieser Bereich zeigt bei einer Verringerung der Durchlässigkeit eine starke Grundwasserspiegelanhebung, eine Erhöhung der Durchlässigkeit führt zu einer deutlichen Grundwasserspiegelabsenkung. Dieser Bereich reagiert sensibler auf Durchlässigkeitsveränderungen, da das Grundwasser auf seinem Abfluss in nördliche Richtung diesen schmalen Talbereich durchströmen muss.

In Abhängigkeit der GWN wurde eine weitere Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Der Bereich der Modellränder reagiert auf die Variation der GWN mit deutlichen Wasserspiegeländerungen. Dies führt bei einer Abnahme bzw. Zunahme der GWN zu einer starken Grundwasserabsenkung (schnelle Entleerung) bzw. –anhebung im Bereich der Modellränder. Die Messstellen entlang der Entlastungszonen zeigen eine geringe Sensitivität auf die Änderung der GWN. Sie reagieren bei einer Abnahme der GWN mit einer verzögernden Entleerung.

Für die Eingangsgröße der variablen GWN im instationären Modell, die sich aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell berechnet, musste ein Konzept entwickelt werden, das den Transfer des neu gebildeten Grundwassers durch die ungesättigte Zone beschreibt und die unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten des langsamen Poren- und schnellen Kluftsystems im Buntsandsteinfließsystem (Diskontinuum) sowie die daraus resultierenden zeitlichen berücksichtigt. Die Modellberechnungen bestätigen die beschriebenen zeitlichen Verzögerungen der GWN innerhalb des Porensystems. Für die GWN im Porensystem konnten Verzögerungen von 5 Jahren für die Messstelle Schleifreisen, von 5 Jahren und 7 Monaten für die Messstelle Jägersdorf, von 10 Jahren für die Messstelle Hummelshain und von einem Monat für die restlichen ausgewählten Messstellen bestimmt werden. Es ist jedoch daraufhin hinzuweisen, dass für ein eindeutiges Modellergebnis ein längerer Messzeitraum des Grundwasserspiegels an der Messstelle Hummelshain und Schleifreisen vorliegen sollte.

Eine abschließende Plausibilitätsprüfung zwischen gemessenem und simuliertem Vorfluter-Abfluss der Roda zeigte, dass zwischen den beiden Abflüssen deutliche Unterschiede in Höhe der Basisabflüsse existieren. Am Abfluss der Roda deutet sich an, dass der Kontrast zwischen schnellem Kluftsystem und langsamen Porensystem (Diskontinuum) im Modell nur eingeschränkt wiedergegeben werden kann und dass für das Untersuchungsgebiet ein Doppelkontinuum-Modell verwendet werden sollte, um den schnelleren Abfluss besser simulieren zu können.

Mit Hilfe des prognosefähigen Grundwasserströmungsmodells können die Auswirkungen der klimatischen Änderungen im Bezug auf die GWN aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell auf das Buntsandsteinfließsystem simuliert werden. Es zeigt sich, dass die festgestellte saisonale Variation des Niederschlagstrends, die zu trockeneren Sommermonaten und feuchteren Wintermonaten führt, keine deutlichen Auswirkungen auf den Grundwasserstand in 30 Jahren erkennen lassen. Stellenweise ist ein leichter Grundwasseranstieg prognostizierbar. Aus dem simulierten Strömungsmodell in 30 Jahren kann entnommen werden, dass die Niederschlagsdefizite der Sommermonate durch den Niederschlagsüberschuss der Wintermonate ausgeglichen werden. Da die GWN nicht allein vom Niederschlag abhängig ist, wird zusätzlich der Einfluss des Temperaturanstiegs berücksichtigt, der zu einer früher einsetzenden und länger anhaltenden Vegetationszeit führen kann. Es wird davon ausgegangen, dass sich die Abnahme des Bodenspeichers und die Änderung der Vegetationszeit in den Sommermonaten direkt auf die GWN auswirken und es zu einer steileren Abnahme der GWN kommt. Aus diesem Grund wurde eine zukünftige Recharge-Funktion erstellt, die eine Zunahme der Niederschläge in den Wintermonaten um 10 % und eine Abnahme der Niederschläge (indirekt GWN) um 20 % in den Sommermonaten berücksichtigt. Es konnte festgestellt werden, dass maximale Grundwasserspiegel-Absenkungen von ca. 40 cm in den Sommer- und Herbstmonaten zu erwarten sind. In den Wintermonaten sind keine deutlichen Veränderungen zu den heutigen Grundwasserständen erkennbar. Zusammenfassend zeigte sich, dass das vorliegende Grundwasserströmungsmodell nur bedingt die zukünftige Klimaentwicklung wiedergeben kann, da es die schnellen kurzfristigen Abflüsse des Kluftsystems nicht berücksichtigt. Für eine bessere Prognose des Buntsandsteinfließsystems mit seinem Kluft- und Porensystem sollte ein Doppelkontinuum-Modell angewendet werden, womit unter Beachtung des Klimaeinflusses auf Bodenwasserhaushaltsmodelle zukünftige Klimaauswirkungen besser prognostiziert werden können.

Die im Rahmen der vorliegenden Dissertation erarbeiteten Ergebnisse erlauben eine detaillierte Beschreibung des Buntsandsteinfließsystems im Osten des Thüringer Beckens. Insbesondere die Erkenntnisse aus dem Kluft- und Porensystem des Buntsandsteinaquifers gestatten den Prozess der Grundwasserneubildung und der damit verbundenen Auswirkungen auf die Grundwasserdynamik im Buntsandsteinfließsystem besser zu verstehen. Es konnte gezeigt werden, dass mit dem Strömungsmodell hinsichtlich der Hydraulik ein bedeutendes Prognosetool vorliegt, welches die Grundlage für weitere Untersuchungen von Klimaauswirkungen und von Transportvorgängen im Bereich des Buntsandsteinfließsystems bilden kann. Abschließend ist zu erwähnen, dass die vorliegende Arbeit ein wichtiges Instrumentarium für die geplante Umsetzung der Forderung der EG-WRRRL darstellt, die u.a. eine nachhaltige Bewirtschaftung der Wasserressourcen auf gesamtheitlicher, d.h. Einzugsgebiet orientierter Basis fordert.

7. Danksagung

Ich möchte mich bei allen bedanken, die mir bei der Anfertigung dieser Arbeit hilfreich zur Seite standen. Mein besonderer Dank gilt

Prof. Dr. Martin Sauter für die Möglichkeit, mich in dieses spannende Thema einzuarbeiten, die immer währende Diskussionsbereitschaft und fachliche Hilfe sowie für die finanzielle Unterstützung,

Prof. Dr. Georg Büchel für sein Interesse und die hilfreichen Diskussionen an dieser Arbeit, für die Aufnahme in seine Arbeitsgruppe und seine persönlichen Bemühungen für die finanzielle Unterstützung durch die Friedrich-Schiller-Universität,

der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) für den Zugang zu fachlichen Daten und Unterlagen,

dem Staatlichen Umweltamt Gera für die Bereitstellung fachlicher Daten,

dem Staatlichen Umweltamt Erfurt für Daten von Grundwasserspiegelmessungen im Bereich des Tannrodaer Sattels,

dem Deutschen Wetterdienst für den Zugang zu Klimadaten,

den Stadtwerken Jena-Pößneck GmbH für den Zugang zu Unterlagen der Stadtwerke, für die Unterstützungen der hydrochemischen Probenahmen und der Grundwasserspiegel-Stichtagsmessungen an Trinkwasserbrunnen im Oktober 2002 und April 2003,

dem Zweckverband zur Wasserversorgung und Abwasserentsorgung der Gemeinden im Thüringer Holzland (Hermsdorf) für die Unterstützung der Grundwasserspiegel-Stichtagsmessungen an Tiefbrunnen im Oktober 2002 und April 2003,

dem Zweckverband Wasser und Abwasser Orla für die Unterstützung der Grundwasserspiegel-Stichtagsmessungen an Tiefbrunnen im Oktober 2002 und April 2003,

dem Zweckverband Trinkwasserversorgung und Abwasserbeseitigung Eisenberg für die Unterstützung der Grundwasserspiegel-Stichtagsmessungen an Tiefbrunnen im Oktober 2002 und April 2003,

dem Umwelt-Forschungszentrum Halle für die Bestimmung der stabilen / instabilen Isotope, meinen Kollegen Andreas Goepel, Dr. Dirk Merten und Dr. Stefan Senitz für die freundliche Aufnahme in die Arbeitsgruppe „Angewandte Geologie“ und ihre fachlichen Diskussionen,

meinen Kolleginnen Ines Kamp und Gerit Weinzierl für die Anfertigung der hydrochemischen Analysen,

meiner lieben Frau Christiane Rödiger und meinen beiden Kindern Laurentia und Theresia für ihre Geduld und ihr Verständnis, die sie mir während der nicht immer ganz leichten Zeit entgegenbrachten,

meiner Mutter Roswitha Rödiger dafür, dass sie mir meine Ausbildung ermöglicht hat

sowie dem Land Thüringen für die finanzielle Unterstützung der ersten beiden Jahre dieser Promotion im Rahmen eines Landesgraduiertenstipendiums

8. Literatur- und Quellenverzeichnis

- AKGW-FHDGG (Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft) (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – 99 S.; Geologisches Jahrbuch Reihe C, Heft 19.
- AMT FÜR LANDWIRTSCHAFT, LANDSCHAFTS- UND BODENKULTUR HEILBRONN (2003): Entscheidungshilfen für den Einsatz der Feldberechnung. – URL: <http://www.infodienst-mlr.bwl.de/allb/Heilbronn/fachinformationen> (Stand 02.02.04)
- ANDERSON, M.P. and WOESSNER, W.W. (1992): Applied Groundwater Modelling. – 381 S.; San Diego (Academic Press).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1978): Das Mainprojekt. – 198 S.; Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Heft 7.
- BEYER, D. (1980): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsberechnung Jena (Jena-Zwätzen). – 48 S.; unveröff.
- BEYER, D. (1981): Ergebnisbericht ohne Grundwasservorratsberechnung Jena / Göschwitz. – 10 S.; unveröff.,
- BEYER & HECHT (1978): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsberechnung Saalfeld. – 33 S.; unveröff.,
- BONGARTZ, K. (2001): Untersuchung unterschiedlicher Flächendiskretisierungs- und Modellierungskonzepte für die hydrologische Modellierung am Beispiel Thüringer Vorfluter. – 212 S., Dissertation, Universität Jena.
- BUNDESFORSCHUNGSANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT – FAL (2005): Natürliche C-Isotopenverhältnisse ($d^{13}C$ -Werte) in verschiedenen Kompartimenten eines Ökosystems im Vergleich zu erwarteten $d^{13}C$ -Werten nach Begasung mit isotopisch markiertem CO_2 ($d^{13}C$ -Wert: -45 ‰). – URL.: <http://www.aoe.fal.de/index.htm?page=/isotope.htm> (Stand 20.06.2005).
- BUSENBERG, E. & PLUMMER, L.N. (1992): Use of Chlorofluorocarbons (CCl_3F and CCL_2F_2) as Hydrologic Tracers and Age-Dating Tools: Alluvium and Terrace System of Central Oklahoma. - p. 2257-2283, Water Resour. Res. 92WR01263, Vol. 28, No. 9.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology.- 328 S., CRC Press, Boca Raton, USA.
- COOK, P.G. & SOLOMON, D.K. (1994): Transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton 85. - p. 263-270, Water Resour. Res. 94WR02232, Vol. 31, No. 2.
- COOK, P.G.; SOLOMON, D.K.; PLUMMER, L.N.; BUSENBERG, E. & SCHIFF, S.L. (1994): Chlorofluorocarbons as tracer of groundwater transport processes in a shallow, silty sand aquifer. - p. 425-434, Water Resour. Res. 94WR02528, Vol. 31, No. 3
- DAVIS, N. D., DE WIESE, R. J. M. (1966): Hydrogeology. – 463 S.; Wiley, New York.
- DOCKTER, J. & STEINMÜLLER, A. (1996): Erläuterung zur Geologischen Karte 1:25000 von Thüringen, Blatt Weimar Ost Nr. 5034. – 287 S.; Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar.
- DOMENICO P. A. & SCHWARTZ F. W. (1998): Physical and Chemical Hydrogeology.- 506 S., John Wiley & Sons Inc., New York, USA.
- DVWK (1987): Erkundung tiefer Grundwasserzirkulationssysteme.. – 223 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 81, Paul Parey, Hamburg.
- DVWK (1989): Stofftransport im Grundwasser. – 296 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 83, Paul Parey, Hamburg.
- DVWK (1992): Anwendung hydrogeochemischer Modelle. – 344 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 100, Paul Parey, Hamburg.
- DVWK (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben.- DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft, 128: 36 S., Verlag Paul Parey, Bonn.
- DVWK (1996): Hydrogeochemische Stoffsysteme Teil I. - 288 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 110, Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.

- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. - 135 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 238, Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- DVWK (1998): Hydrogeochemische Stoffsysteme Teil II. - 397 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 117, Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- DVWK (1999): Methoden für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit. - 113 S.; Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V., Heft 125, Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- EHMANN, M. (1989): Auswirkung atmogener Stoffeinträge auf Boden- und Grundwässer sowie Stoffbilanzierungen in drei bewaldeten Einzugsgebieten im Oberen Buntsandstein (Nordschwarzwald). - 134 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C3.
- EINSELE, G. (1972): Recharge, storage and discharge of groundwater in some sandstone areas in central Europe. - 247-259 p., Journal of Hydrology 16.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - 1-263 S., Schrift. Geol. Wiss. 2; Berlin.
- ERNST, W. & WEIGEL, H. (1992): Naturkundliche Wanderungen in Thüringen. - 241 S., Marburg.
- FETTER, C. W. (1988): Applied hydrogeology. - 691 S.; Merrill, Carmel.
- FH-DGG (2003): Hydrogeologische Modelle. - Hydrogeologische Beiträge der FH-DGG, Heft 24.
- FINNERN, H., Grotenthaler, W. & Kühn, D. (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 392 S.; Hrsg.: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter.
- FITTS, CH. R. (2002): Groundwater Science. - 450 S., San Diego (Academic Press).
- FOCUS MediaLine: Gleitender Durchschnitt. - URL: <http://medialine.focus.de/PM1D/PM1DB/PM1DBK/PM1DBKA/pm1dbka.htm?stichwort=G> (Stand 22.01.05)
- FREEZE, R.A. & J.A. CHERRY (1979): Groundwater. - 604 S.; Englewood Cliffs, N.J.
- GABRIEL, B. & ZIEGLER, G. (1977): Zur Berechnung des Grundwasserdargebots in triassischen Gesteinen des Thüringer Beckens. - 574 - 579 S. Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. 23, Heft 11.
- GABRIEL, B., ZIEGLER, G., SCHULTZE, M., KUNZMANN, R., BUFE, J., FISCHER, H., POHL, A., SCHWARZE, R. & BÜHNEMANN N. (1989): Das Grundwasser. Einfluss der Landwirtschaftlichen Produktion. - 122 S., Wasserwirtschaftsdirektion Saale-Werra, Forschungsbereich Erfurt. Erfurt.
- GAUPP, R., VOIGHT, T. & LÜTZNER, H. (1998): Stratigraphy and Sedimentological Evolution of Lower and Middle Triassic Deposits in the SE Part of the German Triassic Basin. - 99-120S., Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 6.
- GELETNEKY, J. W. (2002): Hydrogeologische/Hydrologische Untersuchung einer Prä- Flutungssituation am Beispiel des Gessentals im ehemaligen ostthüringischen Uranbergbauggebiet. - 264 S.; Diss., Universität Jena, Institut für Geowissenschaften.
- GERSTENGARBE, F. W. & WERNER, P. C. (2004): Simulationsergebnisse des regionalen Klimamodells STAR. URL: http://www.glowa-elbe.de/pdf/abschl_konf/04_gerstengarbe.pdf (Stand 23.06.05)
- GÖTZE & BAUMGARTEN (1986): Hydrogeologischer Ergebnisbericht ohne Vorratsberechnung Hermsdorf, Vorkundung. - 41 S., unveröff.
- GÖTZE, K. (1977): Hydrogeologischer Ergebnisbericht ohne Grundwasservorratsberechnung Jena (Gries-Ersatzbrunnen). - 10 S., unveröff.
- GÖTZE, K. (1983): Hydrogeologisches Projekt Kahla-Nord, Detailerkundung. - 26 S., unveröff.
- GÖTZE, K. (1985): Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsberechnung Jena. - 89 S., unveröff.
- GÖTZE, J. (1995): Studie zur Nutzung des GW-Vorkommens Jena-Süd. - 79 S., unveröff., UHL-Jena.
- GÖTZE, J. (1997 a): Studie zur Nutzung der Grundwasserlagerstätte Gröben. - 101 S., unveröff., UHL-Jena.
- GÖTZE, J. (1997 b): Studie zur optimalen Nutzung der Grundwasservorkommen Stadtroda (Rotehofbachtal / Zeitgrund). - 127 S., unveröff., UHL-Jena.

- GÖTZE, K. (2000): Die Spaltenquellen an der Glücksmühle bei Plinz. - Schriftenreihe Angewandter Umwelt- und Naturschutz, Heft 2/2000
- GROSSMANN, J. & LANGE, F. (1999): Eine Sensitivitätsanalyse zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag. – 11- 17 S.; Grundwasser –Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie 1/99.
- GRÜNE LIGA e.V.: Einführung zur EG-Wasserrahmenrichtlinie. – Url: <http://www.wrrl-info.de/site.php4?navione=einfuehrung&navitwo=&content=einfuehrung> (Stand 03.05.05)
- HÄNEL, M. (1994): Hydrogeologie. - In STEINMÜLLER, A. (1994): Erläuterung zur Geologischen Karte 1:25000 von Thüringen, Blatt Osterfeld Nr. 4937. – 276 S.; Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – 24 S., Mitt. Deutsch. Wetterdienst, 2, Nr. 11, Bad Kissing.
- HAUTHAL, U. (1967): Zum Wasserleitvermögen von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins. – 405 - 407 S.; Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. 13, Heft 8.
- HEALY, R. W., COOK, P. G. (2002): Using groundwater levels to estimate recharge. – 91-109 p., Hydrogeol. Journal 10.
- HEBERT, D. (1999): Isotopenphysikalische Beiträge zur Beurteilung des Grundwasserschutzes im Buntsandstein. - 155-164 S., Grundwasser, Heft 04/1999.
- HECHT, G. (1964): Über das Vorkommen natriumhydrogenkarbonathaltiger Wässer in Thüringen. - Z. angew. Geol. 10: 250-255, Berlin.
- HECHT, G. (1995): Grundwässer. - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S., 137 Abb., 36 Tab.; Stuttgart.
- HEINZE, M.; PUFF, P.; SCHLEGEL, G.; SEIDEL, G.; & STEINMÜLLER, A. (1977): Erläuterung zur Geologischen Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1:25000, Blätter Stadroda 5136, Münchenebersdorf 5137, Neustadt / Orla 5236 und Triptis 5237. – 163 S.; Zentrales Geologisches Institut.
- HEMFLER, M. & BÜCHEL, G. (1995): Diffuse Stoffeinträge im Bad Kreuznacher Mineralbrunnensystem und Ansätze zu seiner Sanierung. - 250-262 S.; Ztschr. dt. Geol. Ges. 146.
- HEMME, H. (1970): Die Stellung der „lassivierten“ Terra fusca in der Bodengesellschaft der Schwäbischen Alb. – 77 S.; Dissertation, Universität Hohenheim
- HERBERT, M. & TEUTSCH, G. (1997): Aquifersysteme Südwestdeutschlands - Eine Vorlesungsreihe an der Universität Tübingen. - 162 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C34.
- HERCH, BAUNACK, GEYER, LIPPMANN, LONSCHINSKI, SCHIPPEL & ULLRICH (2000): Bericht zum Hydrogeologischen Praktikum WS 1999/2000. – 14 S., Univ.-Jena, unveröff.
- HESSE, G. (2002): Vulkanische Poren-Grundwasserleiter - Grundwassererkundung im Bereich des Geeser Maares bei Gerolstein, Eifel.- 138 S.; Dissertation, Universität Jena
- HINDERER, M. (1995): Simulation langfristiger Trends der Boden- und Grundwasserversauerung im Buntsandstein-Schwarzwald auf der Grundlage langjähriger Stoffbilanzen. - 175 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C26.
- HOFFMANN, G. (1995): Thüringer Coelestin. - 14-15 S.; LAPIS 6
- HORNIG, W.; PUFF, P.; SCHLEGEL, G.; SEIDEL, G.; & STEINMÜLLER, A. (1981): Erläuterung zur Geologischen Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1:25000, Blätter Eisenberg 5037 und Langenberg 5038. – 201 S.; Zentrales Geologisches Institut.
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. - 415 S., 110 Abb., 40 Tab.; Stuttgart.
- HOPPE, W. & SEIDEL, G. (1974): Geologie von Thüringen. – 1000 S., VEB Hermann Haack, Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha / Leipzig.
- IAEA (2001): URL: [HTTP://ISOHIS.IAEA.ORG](http://ISOHIS.IAEA.ORG) (The International Atomic Energy Agency)
- IROUSCHEK, T. (1990): Hydrogeologie und Stoffumsatz im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. - 144 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C4.
- JORDAN, H. & WEDER, H. (1995): Hydrogeologie Grundlagen und Methoden. - 603 S., 427 Abb., 178 Tab., 3 Karten; Stuttgart.
- JUNGWIRTH, J. (1964): Erläuterung zur Geologischen Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1:25000, Blatt Orlamünde 5235. – 89 S.; Zentrales Geologisches Institut.

- JUNGWIRTH (1971): Ergebnisbericht über die hydrogeologische Erkundung Gröben. – 33 S., unveröff..
- JUNGWIRTH (1976): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Jena, Finstere Suhna. - 57 S., unveröff.
- JUNGWIRTH (1979): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Bürgel. - 65 S., unveröff.
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – 89-95 S., Zeitschr. dt. geol. Ges., Sonderb. Hydrogeol. Hydrogeochem.
- KINZELBACH, W & RAUSCH, R (1995): Grundwassermodellierung – Eine Einführung mit Übungen. – 283 S., 223 Abb., 15 Tab., Stuttgart: Borntraeger
- KOLDITZ, O. (2002): Computational methods in environmental fluid mechanics. – 378 S.; Springer, Berlin.
- KRAUSE, T. (1981): Hydrogeologischer Ergebnisbericht ohne Grundwasservorratsberechnung Jena. – 14 S., unveröff.
- KRAUSE, T. (1983): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsberechnung Pösneck. – 91 S., unveröff.
- KRAUSE, P. (2002): Quantifying the impact of land use changes on the water balance of large catchments using the J2000 model. – 663-673 p., Physics and Chemistry of the Earth 27.
- KRETZSCHMAR, T. (1995): Hydrochemische, petrographische und thermodynamische Untersuchungen zur Genese tiefer Buntsandsteinwässer in Baden-Württemberg. - 142 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C24.
- KRUSEMANN, G. P., DE RIDDER, N. E. (1990): Analysis and evaluation of pumping test data. – 345 S.; ILRI - Int. Inst. f. Land Reclamation and Improvement, Publication 47, Wageningen
- KUSSMANN (1970): Ergebnisbericht über die hydrogeologische Erkundung (Hydro Stadtroda 1969). – 55 S., unveröff.
- KUSSMANN (1971): Hydrogeologischer Bericht Kahla 1970. – 51 S., unveröff.
- KUSSMANN (1973): Hydrogeologische Gutachten mit Vorratsberechnung Zeutsch. – 57 S., unveröff.
- KUSSMANN (1973): Ergebnisbericht über die hydrogeologische Erkundung (Hydro Stadtroda 1969). – 55 S., unveröff.
- KUSSMANN (1976): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Orlamünde. – 52 S., unveröff.
- KUSSMANN (1979): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Stadtroda. – 106 S., unveröff.
- KUSSMANN (1981): Hydrogeologischer Ergebnisbericht Orlamünde. – 91 S., unveröff.
- KUSSMANN & SCHMIDT (1969): Grundprojekt Hydrogeologische Erkundung Stadtroda 1969. – 26 S., unveröff.
- LANGBEIN, R. (1995): Petrographie. - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S., 137 Abb., 36 Tab.; Stuttgart.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1995 a): Zechstein. . - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S., 137 Abb., 36 Tab.; Stuttgart.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1995 b): Muschelkalk. . - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S., 137 Abb., 36 Tab.; Stuttgart.
- LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. - 486 S., 156 Abb., 72 Tab., Berlin, Heidelberg, New York: Springer
- LANZ (2003): Wasser im 21. Jahrhundert – Hamburger und weltweite Perspektiven. – URL: http://www.rrz.uni-hamburg.de/Globale_Zukunft/ausarbeitungen/lanz.pdf (Stand 12.06.05)
- LAWA (1993): Grundwasserbeschaffenheit. - Grundwasser-Richtlinie, Teil 3
- LEGE, T. ; KOLDITZ, O. & ZIELKE, W. (1996): Strömungs- und Transportmodellierung. – 418 S.; Springer, Berlin.
- LIEBE, K. TH. (1881): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Pörwitz Nr. 5336. – 25 S.; Berlin.
- LIEBE, K. TH. & ZIMMERMANN, E. (1888): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Ziegenrück Nr. 5335. – 42 S.; Berlin.

- LILLICH W. (1970): Vergleich moderner Methoden zur Bestimmung des Grundwasseranteils am Gesamtabfluss an der Erdoberfläche.- S. 17-25, Z. Dtsch. Geol. Ges., Sondh. Hydrogeol.-Hydrogeochem., Hannover.
- MAI (1969): Grundprojekt: Hydrogeologische Erkundung Kahla 1969. – 35 S., unveröff.
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. - 499 S., 139 Abb., 116 Tab.; Stuttgart: Borntraeger
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (2003): Allgemeine Hydrogeologie – Wasserhaushalt. - 575 S., 249 Abb., 83 Tab.; Stuttgart: Borntraeger
- MAZOR E. (1997) Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology.- 413 S., Marcel Dekker Inc., New York, USA.
- MEINCKE, W. (1967): Hydrodynamik im Solling-Sandstein (Mittleren Buntsandstein) des Thüringer Beckens. – 399 – 405 S.; Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. 13, Heft 8.
- MEINZER, O. E. (1923): The occurrence of groundwater in the United States with a discussion of principles. US Geol. - 321 S.; Surv Water-Supply Pap 489
- MEINZER, O. E. & Stearns, N. D. (1929): A study of groundwater in the Pomperaug Basin, Conn. with special reference to intake and discharge. - 73-146 p., US Geol Surv Water-Supply Pap 597B:
- MERKEL, B. J. & PLANER-FRIEDRICH B. (2002): Grundwasserschemie. – 219 S.; Springer, Berlin.
- MERKEL, B. J. & PLANER-FRIEDRICH B. (2003): Integrierte Datenauswertung Hydrogeologie. – 61 S.; Freiburger Online Geology FOG Vol. 7 2002.
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. – 399 S.; Borntraeger, Stuttgart.
- MÜLLER (1959): Aktenvermerk Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Gebiet der Saaleue nordöstlich Göschwitz. – 4 S., unveröff.
- NASTEV, M.; SAVARD, M. M.; LAPCEVIC, P.; LEFEBVRE, R. & MARTEL, R. (2004): Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. – 257 – 269 p., Hydrogeology Journal Vol 12, No. 3.
- NATERMANN, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem Au-Linien- Verfahren. – 44 S.; Minist. Ernähr. Landw. u. Forsten d. Landes Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf.
- NAUMANN, E. (1928): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutschen Ländern, Blatt Jena Nr. 5035. – 65 S.; Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- NENNSTIEL (1961): Hydrogeologisches Gutachten über die Erweiterung des Wasserversorgung der Stadt Jena im Raume Stadtroda. – 8 S., unveröff.
- OSTER, H.; SONNTAG, C. & MÜNNICH, K.O. (1996): Groundwater age dating with chlorofluorocarbons. - p. 2989-3001, Water Resour. Res. 96WR01775, Vol. 32, No. 10.
- PLÜMACHER und KINZELBACH (1998): Regionale Strömungs- und Transportmodellierung zur Ermittlung des Einzugsgebietes der Mineralquellen von Stuttgart – Bad Cannstatt. – In UFRICHT & EINSELE (1998): Das Stuttgarter Mineralwasser – Herkunft und Genese. – 117-137 S., Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz, Heft 1/1998.
- PUDENZ, I. (2000): Umweltbericht der Stadt Jena. – 93 S.; Stadt Jena, Umwelt- und Naturschutzamt.
- PUFF, P. (1973): Erläuterung zur Geologischen Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1:25000, Blatt Bürgel 5036. – 197 S.; Zentrales Geologisches Institut.
- PUFF, P. (1995): Mesozoikum. - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S., 137 Abb., 36 Tab.; Stuttgart.
- RAUSCH, R., SCHÄFER, W. und WAGNER, Ch. (2002): Einführung in die Transportmodellierung im Grundwasser. – 183 S., Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- RAUSCH, R. und TRAPP, Ch. (2003): Einzugsgebiet Wasserfassung Rote Wand. – In: FH-DGG (2003): Hydrogeologische Modelle. – Hydrogeologische Beiträge der FH-DGG, Heft 24
- RICHTER, D. (1992): Allgemeine Geologie. – 349 S., Berlin, New York (Walter de Gruyter)
- RICHTER, R. (1885): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Rudostadt Nr. 5234. – 14 S.; Berlin.
- RÖDIGER, T. (2000): Beitrag zur Hydrogeologie des Steigersattels in Erfurt. - 96 S.; Dipl.-Arb., Universität Jena. (unveröff.).

- RÖSLER, H. J. (1990): Lehrbuch der Mineralogie. – 844 S.; Deutscher Verlag, Leipzig.
- RUSHTON and REDSHAW (1979): Seepage and Groundwater Flow. – 339 S., John Wiley & Sons.
- RUSHTON, A.J. & C. WARD (1979): The estimation of groundwater recharge. - p. 345-361, J. Hydrol., 41.
- SAUTER, M. (1992): Quantification and Forecasting of Regional Groundwater Flow and Transport in a Karst Aquifer (Gallusquelle, Malm, SW. Germany). - 150 S., Tüb. Geow. Arb. (TGA), C13, Tübingen.
- SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. - 491 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHLÖSER, H. (1991): Quantifizierung der Silikatverwitterung in karbonatfreien Deckschichten des Mittleren Buntsandsteins im Nordschwarzwald. - 85 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C9.
- SCHLÖSER, H. (1994): Lösungsgleichgewichte im Mineralwasser des überdeckten Muschelkalks in Mittel-Württemberg. - 76 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C20.
- SCHMIDD, E. E. (1872): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Apolda Nr. 4935. – 14 S.; Berlin.
- SCHMIDD, E. E. (1885): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Blankenhain Nr. 5134. – 14 S.; Berlin.
- SCHMIDT, Ch. M. (2005): DEGAS-Untersuchungen zur Verwitterung von Schwarzpeliten. – 188 S.; Dissertation, Universität Jena.
- SCHRÖDER, E. (1929): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutschen Ländern, Blatt Kahla Nr. 5135. – 52 S.; Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- SCHROEDER, D. & BLUM, W. E. H. (1992): Bodenkunde in Stichworten. - 175 S.; Berlin, Stuttgart (Hirt-Verlag).
- SEEGER, T. (1990): Abfluß- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwalde. - 154 S., Tübinger Geowiss. Arbeiten (TGA), Reihe C6.
- SEIDEL, G. (1992): Thüringer Becken. –. 204 S., Sammlung geologischer Führer 85, Stuttgart.
- SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S., 137 Abb.,36 Tab.; Stuttgart.
- SEIDEL, G. & STEINMÜLLER, A. (1993): Erläuterung zur Geologischen Karte 1:25000 von Thüringen, Blatt Camburg Nr. 4936. – 174 S.; Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar.
- SELLE (1988): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit GW-Vorratsnachweis Kahla-Nord, Detailerkundung. – 76 S., unveröff.
- SELLEY, R.,C. (1978): Porosity gradients in North Sea oil-bearing sandstones. - 119-132 S.; Journal of the Geological Society 135.
- SELLEY, R.,C. (1988): Applied sedimentology. – 446 S.; Academic Press, London.
- SENITZ, S. (2004): Grundwasser- und Stoffdynamik quartärer Talsedimente während der Flutung des unterirdischen Grubengebäudes im ehemaligen Ronneburger Bergbaurevier (Ostthüringen).- 210 S.; Dissertation, Universität Jena.
- SIEBERT (2001): Untersuchung des hydraulisch - hydrochemischen Verhaltens eines Muschelkalk-Karstgrundwasserleiters am Beispiel der Mühltalquellen bei Jena. – 115 S.; Dipl.-Arb., Universität Jena. (unveröff.).
- SOKOLLEK, V. (1983): Der Einfluß der Bodennutzung auf den Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete in unteren Mittelgebirgslagen. - 296 S., Dissertation, Giessen.
- SOMMER, TH. (2001): Auswirkung anthropogener Überprägungen von Flußauen auf deren Grundwasserdynamik und –beschaffenheit am Beispiel der Unstrut (Thüringen). – Proceedings des Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V., Heft 20/2001 (Dissertation)
- STAUDENRAUSCH, H. (2001): Untersuchungen zur hydrologischen Topologie von Landschaftsobjekten für die distributive Flussgebietsmodellierung. – 157 S., Dissertation, Universität Jena.
- STEINMÜLLER, A. (1994): Erläuterung zur Geologischen Karte 1:25000 von Thüringen, Blatt Osterfeld Nr. 4937. – 276 S.; Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar.
- STEINMÜLLER, A. (1995): TERTIÄR. - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S.; 137 Abb.,36 Tab.; Stuttgart.

- STIFTUNG WASSER: Wasser ist die wichtigste Ressource der Menschheit. - URL: http://www.stiftung-wasser.de/de/organisation/auf_einen_blick.php (Stand 12.09.05)
- SZABO, Z.; RICE, D.E.; PLUMMER, L.N.; BUSENBERG, E.; DRENKARD, S. & SCHLOSSER, P. (1996): Age dating of shallow groundwater with chlorofluorocarbons, tritium/helium 3, and flow path analysis, southern New Jersey coastal plain. - Water Resour. Res. 96WR00068, Vol. 32, No. 4, p. 1023-1038
- TLUG (1997): Bodenübersichtskarte von Thüringen 1 : 400 000. - Jena
- TLUG (2002): Geologie & Hydrogeologie im Überblick 1 : 200000. – CD-ROM, Jena
- TLUG (2004): Klimawandel in Thüringen – eine Herausforderung in unserer Zeit. -. 35 S.; Jena.
- TLUG (2004 b): Aktuelle Wasserstände & Durchflüsse in Thüringen. – URL.: <http://www.tlug-jena.de/newwq/index.html> (Stand 20.06.05)
- TMLNU (1996): Grundwasser in Thüringen - Bericht zur Menge und Beschaffenheit. - 163 S., 18 Anl., Gotha.
- TMLNU (2001): . Informationsbrief 1/2001 EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG. – Erfurt.
- TMLNU (2002): 3. Informationsbrief EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG. – Erfurt
- TMLNU (2003): 4. Informationsbrief EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG. – Erfurt.
- TMLNU (2004): 5. Informationsbrief EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG. – Erfurt
- TMLNU (2004): 6. Informationsbrief EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG. – Erfurt.
- TMLNU (2004): 4. Grundwasser - die unsichtbare Ressource. – Erfurt
- TLU (2001): Grundwasser und WRRL. – 89 S.; Jena
- UFRECHT, W. & EINSELE, G. (1998): Das Stuttgarter Mineralwasser – Herkunft und Genese. – 197 S., Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz, Heft 1, Stuttgart.
- UHLIG, S. (1959): Wasserhaushaltsbetrachtungen nach Thorntwaite. - 109 S., Z. f. Acker- und Pflanzenbau 384-407, Berlin.
- UNGER, K. P. (1995): Quartär. - In: SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen. - 556 S.; 137 Abb., 36 Tab.; Stuttgart.
- VISUAL MODFLOW 3.0 MANUAL (2002): Visual Modflow 3.0 Manual. – 370 S.; Waterloo Hydrogeologic Inc. (WHI), Waterloo.
- WAGENBRETH, O. & STEINER, W. (1982): Geologische Streifzüge - Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig
- WASSERCHEMISCHE GESELLSCHAFT, FACHGRUPPE DER GESELLSCHAFT DEUTSCHER CHEMIKER IN GEMEINSCHAFT MIT DEM NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN (2000): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser, Abwasser- und Schlammanalyse – Physikalische, chemische, biologische und bakteriologische Verfahren.- Band I – VI, Verlag Beuth, Berlin & Verlag Wiley-Vch, Weinheim.
- WASSERHAUSHALTSGESETZ – WHG (1996): Gesetz zur Ordnung des Wasserhaushalts. - URL: <http://www.umweltdaten.de/down-d/whg.pdf> (Stand 23.09.05)
- WENZEL (1972): Hydrogeologischer Dokumentationsbericht Rothenstein. – 11 S., unveröff.
- WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde. – 320 S.; Springer, Berlin.

Quellenverzeichnis

- DWD (2002): Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.
- STAATLICHESUMWELTAMT GERA – SUA (2002 / 2005): Entnahmeraten der Trinkwasseranlagen im Untersuchungsgebiet
- TLUG (2002): Digitales Geländemodell, Auflösung 25 m (Eckpunkte: 4452800 / 5662800 – 4500000 / 5607000)
- TLUG (2002): 1888 Bohrungen aus dem HYRA-Datenspeicher
- TLUG (2002 / 2004): Pegeldaten der Fließgewässer Saale, Orla, Floßbach, Roda
- TLUG (2002 / 2004): GW-Spiegellaufzeichnungen der Datenlogger Schleifreisen, Hummelshain, Jägersdorf sowie der GWM Karlsdorf, Lichtenau, Thalbürgel, Meusebach, Ottendorf.

Karten

Geologische Karte (1872), Mbl. 4934 Weimar	1:25.000
Geologische Karte (1872), Mbl. 4935 Apolda	1:25.000
Geologische Karte (1994), Mbl. 4936 Camburg	1:25.000
Geologische Karte (1995), Mbl. 5034 Weimar Ost	1:25.000
Geologische Karte (1929), Mbl. 5035 Jena	1:25.000
Geologische Karte (1961), Mbl. 5036 Bürgel	1:25.000
Geologische Karte (1995), Mbl. 5037 Eisenberg	1:25.000
Geologische Karte (1998), Mbl. 5134 Blankenhain	1:25.000
Geologische Karte (1912), Mbl. 5135 Jena S	1:25.000
Geologische Karte (1975), Mbl. 5136 Stadtroda	1:25.000
Geologische Karte (1975), Mbl. 5137 Münchenbernsdorf	1:25.000
Geologische Karte (1958), Mbl. 5235 Pößneck N	1:25.000
Geologische Karte (1976), Mbl. 5236 Neustadt (Orla)	1:25.000
Geologische Karte (1976), Mbl. 5237 Triptis	1:25.000
Geologische Karte (1872), Mbl. 5335 Pößneck	1:25.000
Geologische Karte (1995), Mbl. 5336 Knau	1:25.000
Topographische Karte (2000), Mbl. 4934 Weimar	1:25.000
Topographische Karte (1997), Mbl. 4935 Apolda	1:25.000
Topographische Karte (1999), Mbl. 4936 Camburg	1:25.000
Topographische Karte (1999), Mbl. 5034 Weimar Ost	1:25.000
Topographische Karte (1999), Mbl. 5035 Jena	1:25.000
Topographische Karte (1999), Mbl. 5036 Bürgel	1:25.000
Topographische Karte (1998), Mbl. 5037 Eisenberg	1:25.000
Topographische Karte (1999), Mbl. 5134 Blankenhain	1:25.000
Topographische Karte (1999), Mbl. 5135 Jena S	1:25.000
Topographische Karte (1998), Mbl. 5136 Stadtroda	1:25.000
Topographische Karte (1998), Mbl. 5137 Münchenbernsdorf	1:25.000
Topographische Karte (1997), Mbl. 5235 Pößneck N	1:25.000
Topographische Karte (1997), Mbl. 5236 Neustadt (Orla)	1:25.000
Topographische Karte (1997), Mbl. 5237 Triptis	1:25.000
Topographische Karte (1997), Mbl. 5335 Pößneck	1:25.000
Topographische Karte (1997), Mbl. 5336 Knau	1:25.000
Topographische Karte (2000), Blatt L 4934 Apolda	1:50.000
Topographische Karte (1999), Blatt L 5134 Jena	1:50.000
Topographische Karte (1998), Blatt L 5136 Eisenberg	1:50.000
Topographische Karte (2002), Blatt L 5334 Saalfeld	1:50.000
Topographische Karte (1998), Blatt L 5536 Schleiz	1:50.000

Anhang

zur Dissertation

„Charakterisierung und Modellierung des
Buntsandsteinfließsystems im Osten des
Thüringer Beckens“

Anhang 1: Verwendete Tiefbrunnen im Untersuchungsgebiet (* Ruhwasserspiegel)

Tab. 1: Übersicht der verwendeten Tiefbrunnen für die Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL ...	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Altendorf	And Je 1E/76	5633660	4470410	120	sm/suB	178.12	-	23.10.	6.21*	15.-17.04	5.82
Bürbel	Bür 2/78	5644251	4483100	> 50 m	sm/suB	-	214.44	22.10.	Arteser	15.-17.04	-
Bürbel	Bür 5/78	5643959	4484550	> 50 m	sm/suB	-	236.82	22.10.	0.80*	15.-17.04	0.79*
Bürbel	Bür 8/78	5644230	4483115	> 50 m	sm/suB	-	275.03	22.10.	Arteser*	15.-17.04	Arteser*
Freienoria	Frla 1E/82	5625995	4468036	98.00	suB/suC	184.00	184.25	24.10.	28.00	15.-17.04	27.30
Freienoria	Frla 1/55	5626020	4468030	60.00	suB	-	183.10	24.10.	28.00	15.-17.04	27.30
Geisenhain	Sta 5/71	5633440	4480802	120	sm/suB	203.40	204.51	23.10.	35.38	15.-17.04	25.80
Geisenhain	Sta 6/78	5633130	4479751	139,1	sm/suB	209.20	209.57	23.10.	12.50	15.-17.04	20.70
Geisenhain	Sta 3/78	5633130	4479980	68	sm	205.00	-	23.10.	20.72	15.-17.04	8.78
Gernewitz 1	Gwt 1E/80	5636996	4478316	136	sm	178.50	-	23.10.	1.93	15.-17.04	17.18
Gernewitz 2	Gwt 1E/86	5638422	4479152	133	sm	210.70	-	23.10.	0.98*	15.-17.04	0.95
Göschwitz	Gct 1/70	5635025	4474083	150	sm/suB	176.10	176.10	23.10.	21.75	15.-17.04	27.74
Göschwitz	Gct 2/70	5634450	4473069	130	sm	156.40	-	23.10.	-	15.-17.04	57.73
Göschwitz	Gct 3/70	5633852	4473674	150	sm	190.30	190.30	23.10.	16.89*	15.-17.04	11.23
Gröben	Groeb 1E/85	5638544	4477277	150	sm/suB	206.00	-	23.10.	24.36*	15.-17.04	23.16
Großbockedra	Grbo 2/70	5634958	4476717	170	sm/suB	231.50	231.89	23.10.	74.08	15.-17.04	68.37
Hainspitz	Hpz 2/59	5646068	4488678	> 50 m	sm	-	284.00	22.10.	23.58	15.-17.04	25.59
Hainspitz	Hpz 3/60	5645360	4488630	> 50 m	sm	-	293.19	22.10.	33.40	15.-17.04	34.06
Hainspitz	Hpz 4/60	5644795	4488675	> 50 m	sm	-	297.38	22.10.	15.44*	15.-17.04	15.21*
Hainspitz	Eg 1/66	5646850	4489600	> 50 m	sm	-	285.30	22.10.	35.98	15.-17.04	34.39
Herschdorf	Hy Hsd Pn 501/90	5619700	4467114	160	suB/suC	313.90	-	24.10.	> 50.00	15.-17.04	40.00
Hummelshain	Huh 2E/82	5625469	4475856	> 50 m	sm/suB	362.30	-	24.10.	78.00	15.-17.04	78.00
Jägersdorf	Jaef 1E/80	5633611	4472413	149	sm/suB	171.80	-	23.10.	18.62*	15.-17.04	40.11
Jena Gries	Je 1E/77	5638444	4471615	180	sm	150.10	-	23.10.	0.59*	15.-17.04	-
Kahla Heinketal	Kahla 1E/76	5629918	4469311	> 50 m	sm/suB	186.07	-	24.10.	-	15.-17.04	10.00
Kahla, Heinketal	Kahla 1/61	5629950	4469300	101.00	sm/suB	192.50	-	24.10.	-	15.-17.04	10.00
Kleindembach	Or 3E/81	5621273	4471902	92.5	suC	203.57	-	24.10.	8.38*	15.-17.04	7.60*
Laasdorf	Laf 1/40	5637200	4476140	80.50	sm	168.00	-	23.10.	39.98*	15.-17.04	41.52
Laasdorf	Laf 1E/76 und 2/60	5636946	4477568	130	sm/suB	185.00	-	23.10.	19.06	15.-17.04	18.58
Laasdorf	Laf 3/62	5637840	4476980	168.40	sm/suB	181.90	-	23.10.	0.00	15.-17.04	5.22
Laasdorf	Laf 504/89	5637753	4475941	130	sm/sub	174.60	-	23.10.	43.65	15.-17.04	43.42
Laasdorf	Laf 4/62	5637780	4475995	158	sm/suB	176.80	-	23.10.	16.84*	15.-17.04	-

Anhang 1: Verwendete Tiefbrunnen im Untersuchungsgebiet (* Ruhwasserspiegel)

Fortsetzung Tab. 1: Übersicht der verwendeten Tiefbrunnen für die Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL ...	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Langendembach	LemLia 2E/83	5623263	4474046	54,3	suB	241,97	-	24.10.	0,71*	15.-17.04	4,00*
Langendembach	LemLia 1E/75	5622743	4472941	65	suB/suC	227,91	-	24.10.	7,10*	15.-17.04	1,90*
Lindig	Ka 8/70	5627699	4471937	150,00	suB/suC	207,72	-	24.10.	8,50	15.-17.04	2,40
Lotschen	Lcn 1/63	5638850	4479900	158,85	sm/suB	214,70	-	24.10.	26,80	15.-17.04	-
Lotschen	Lcn 2/62	5639085	4481103	164	sm/suB	234,61	-	23.10.	6,91*	15.-17.04	-
Lotschen	Lcn 3/65	5603940	4481890	164,30	sm/suB	242,63	-	23.10.	32,72	15.-17.04	18,12
Magersdorf, TB	Msf 101/85	5631997	4475861	200,00	sm/suB	234,40	-	24.10.	13,00	15.-17.04	13,10
Maua	Maua 1E/75	5636960	4472348	160	sm/suB	151,23	-	23.10.	61,90	15.-17.04	21,16
Maua	Maua 2E/81	5636011	4472424	115	sm	154,40	-	23.10.	7,00*	15.-17.04	5,99
Ölknitz	Oetz 1E2/85	5634405	4471997	165	sm/suB	156,11	-	23.10.	3,48*	15.-17.04	2,91
Papiermühle	Herd 2a/90	5639012	4485253	> 50 m	sm/suB	247,39	-	24.10.	16,60	15.-17.04	18,90
Podelsatz	Pdz 1/63	5638430	4479180	137	sm/suB	212,50	-	23.10.	54,85*	15.-17.04	54,87
Podelsatz	Pdz 2/62	5638040	4477420	148,50	sm/suB	219,43	-	23.10.	64,79*	15.-17.04	64,65
Quirla	Qul 2/66	5636130	4483650	150,00	sm/suB	265,00	265,97	24.10.	41,00	15.-17.04	41,00
Rausdorf	Rsf 1/64	5636560	4478050	144,5	sm/suB	190,82	-	23.10.	11,09*	15.-17.04	42,22
Rausdorf	Rsf 2/64	5635440	4479080	161,50	sm/suB	217,90	217,90	23.10.	33,64*	15.-17.04	33,16
Rausdorf	Rsf 3/64	5635470	4477350	166	sm/suB	219,66	219,66	23.10.	34,82*	15.-17.04	38,63
Rothenstein	Rts 1E/85	5635344	4472865	141	sm/suB	153,94	-	23.10.	4,33*	15.-17.04	3,91
Rutha I	Ruh 1E/77	5637807	4407628	137	sm	151,70	-	23.10.	-	15.-17.04	35,75
Rutha II	Ruh 2E/76	5637408	4473506	137	sm/suB	156,60	-	23.10.	29,57	15.-17.04	27,90
Scheiditz	TB Abf. 1/76	5641320	4482970	> 50 m	sm	-	272,58		39,00	15.-17.04	58,00
Schöngleina	TB 1E/78	5641662	4481274	170	sm	285,00	-	23.10.	58,80	15.-17.04	65,00
Schöps	Soep 1E/80	5633380	4471460	120	sm/suB	163,50	-	23.10.	6,18*	15.-17.04	6,39
Schöps	Soep 2E/80	5632554	4471177	130	sm/suB	177,10	-	23.10.	33,80*	15.-17.04	33,33
Schweinitz	Hy Pn 501/89	5620428	4472699	60	suC	199,17	-	24.10.	0,27*	15.-17.04	Arteser*
Stadtroda	Sta 1/71	5637340	4481749	110	sm/suB	196,50	197,55	23.10.	1,19*	15.-17.04	59,27
Stadtroda	Sta 2/71	5636992	4481121	109,8	sm/suB	189,10	189,56	23.10.	29,00	15.-17.04	29,95
Stadtroda	Sta 2/69	5634591	4480635	182	sm/suB	197,10	198,68	23.10.	35,55	15.-17.04	34,56
Stadtroda Weiher	Sta 1/61	5635780	4481580	100,00	sm/suB	-	209,94	24.10.	24,00	15.-17.04	24,00
Stadtroda Weiher	Sta 3/74	5635660	4483100	119,00	sm/suB	228,00	227,83	24.10.	11,00	15.-17.04	11,00
Trannroda	TB Junghehnen	5618920	4467470	50	suC	293,36	-	24.10.	15,00	15.-17.04	11,40
Waltersdorf	Sta 1/94	5633080	4482710	125,00	sm/suB	214,00	-	24.10.	Arteser	15.-17.04	4,50

Anhang 1: Verwendete Tiefbrunnen im Untersuchungsgebiet (* Ruhwasserspiegel)

Fortsetzung Tab. 1: Übersicht der verwendeten Tiefbrunnen für die Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Zeutsch	Zts 1/61	5624410	4464800	100.00	suB/suC	181.11	-	24.10.	6.80	15.-17.04	6.20
Zeutsch	Zts 1E/80	5624392	4464826	> 50 m	suB/suC	178.42	-	24.10.	6.80	15.-17.04	6.60
Zöllnitz	Zoel 1E/75	5637555	4475552	158.8	sm/suB	163.40	-	23.10.	9.45*	15.-17.04	16.61
Zöllnitz	Zoel 2E/75	5637009	4475284	150.00	sm/suB	161.70	-	23.10.	23.97	15.-17.04	31.15
Zöllnitz	Zoel 3E/76	5637260	4474400	107	sm/suB	158.86	-	23.10.	8.96	15.-17.04	6.49

Tab. 2: Übersicht der übernommenen Tiefbrunnen für die Grundwassergleichpläne Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Jena	301/83	5641929	4470912	250.00	sm/suB	145.43	-	23.10.	4.59*	15.-17.04	4.59*
Jena	302/83	5643192	4471124	122.00	sm	143.52	-	23.10.	1.06*	15.-17.04	1.06*
Jena	303/83	5644623	4472336	227.00	sm/suB	141.03	-	23.10.	Arteser*	15.-17.04	Arteser*
Jena	304/84	5645551	4473058	220.00	sm/suB	139.42	-	23.10.	Arteser*	15.-17.04	Arteser*
Klengel Hainspitz	Kle Hpz 1E/78	5646094	4487534	> 50 m	sm	-	286.80	22.10.	16.09*		16.09*
Lotschen	Lcn 3/65	5639400	4481890	164.30	sm/suB	242.63	-	23.10.	32.72*	15.-17.04	32.72*
Porstendorf	1/91	5648912	4476180	134.80	sm	135.30	-	23.10.	3.20*	15.-17.04	3.20*
Rutha	1E/77	5637807	4472628	137.00	sm/suB	151.70	-	23.10.	4.70*	15.-17.04	4.70*
Wolfersdorf	TW 1/61	5627450	4479260	120.00	sm/suB	276.00	-	23.10.	15.80*	15.-17.04	15.80*
Wolfersdorf	TW 2/61	5626995	4478424	120.00	sm/suB	292.00	-	23.10.	11.10*	15.-17.04	11.10*
Wolfersdorf	TW 3/61	5626676	4479760	107.00	sm/suB	293.00	-	23.10.	20.40*	15.-17.04	20.40*

Anhang 2: Verwendete Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet

Tab. 3: Übersicht der verwendeten Grundwassermessstellen für die Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL ...	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Bremsnitz	20099	5629640	4484460	97.00	suB/suC	269.18	270.03	24.10.	12.95	15.-17.04	11.95
Bürgel	Bür 7/78	5645660	4481205	-	sm/suB	194.18	195.63	24.10.	Arteser	15.-17.04	Arteser
Dorndorf	20042	5626730	4460930	6.12	q/sm	242.48	243.28	22.10.	5.86	15.-17.04	5.15
Eitzelbach	20090	5622490	4460160	6.55	q/suC	185.79	186.29	22.20.	180.7	15.-17.04	181.42
Eitzelbach	Zts 5/67	5622555	4460391	100.00	suC/z	181.5	181.89	22.20.	Arteser	15.-17.04	Arteser
Freienorla	Or 7/79	5625510	4467483	75.00	suB-suC	174.17	175.03	23.10.	5.64	15.-17.04	5.64
Freienorla	Or 1/80	5625527	4467472	146.00	suB-suC	174.46	175.32	23.10.	5.64	15.-17.04	5.49
Freienorla	20082	5625190	4467979	20.89	q/suB	172.91	174.25	23.10.	3.52	15.-17.04	3.15
Freienorla	20081	5626400	4467740	20.81	q/suB	169.03	170.28	23.10.	4.04	15.-17.04	4.01
Gärtnerei Lobeda	Dkf 7/49	5638330	4473620	43.00	sm	184.78	184.78	23.10.	28	15.-17.04	28
Geisenhain	20004	5633120	4480040	44.00	sm	211.25	212.35	23.10.	13.26	15.-17.04	19.98
Graitschen	Gi Bü 1/61	5646594	4480590	-	sm	184.30	184.30	24.10.	0.8	15.-17.04	0.78
Graitschen	20104	5647125	4480928	7.00	q/sm	200.00	200.87	24.10.	4.6	15.-17.04	2.44
Großautersdorf	20095	5628510	4469070	24.53	sm-suB	176.81	177.4	23.10.	12.24	15.-17.04	11.77
Großautersdorf	Zts 10/67	5627336	4468944	260.00	suB-suC	171.20	171.53	23.10.	Arteser	15.-17.04	Arteser
Gumperda	20011	5630310	4466270	34.40	sm-suB	214.85	215.75	23.10.	1.51	15.-17.04	1.49
GWM zwischen Kleinebersdorf und Ottendorf	-	5631773	4488472	-	suC	268,5	269,01	-	-	15.-17.04	11.98
Hummelshain	Or 2/75 (20856)	5625897	4472989	155.00	sm-suC	345.40	347.00	23.10.	62.1	15.-17.04	63.06
Jägersdorf	20007	5632870	4472080	18.70	sm	160.23	161.2	23.10.	3.18	15.-17.04	3.23
Jägersdorf	Ka 1/70	5632860	4473320	130.00	sm	206.00	206.00	23.10.	37.13	15.-17.04	36.82
Jena	FSU Brunnen	5642729	4471359	11.00	sm	145.87	146.19	24.10.	2.99	15.-17.04	2.8
Jena	Je 3/56	5646740	4473710	60.00	so/sm	137.76	138.08	24.10.	2.99	15.-17.04	2.85
Karlsdorf	20107	5628780	4486080	98.00	suB/suC	272.86	273.98	24.10.	7	15.-17.04	6.51
Kleindembach	Or 6/79	5622252	4471230	56.00	suC	191.47	191.47	22.10.	3.11	15.-17.04	2.96
Kleindembach	20102	5621540	4471600	7.44	suC	193.22	194.20	22.10.	2.55	15.-17.04	2.56
Kleinebersdorf	20009	5630680	4489092	100.00	suC	260.65	261.75	24.10.	5.45	15.-17.04	4.14
Kleineutersdorf	20097	5627830	4469880	9.75	sm-suB	167.39	167.92	23.10.	3.72	15.-17.04	3.39
Kleineutersdorf	20098	5627830	4469880	23.00	sm-suB	167.39	168.16	23.10.	2.9	15.-17.04	2.58
Kleinpürschütz	20014	5632130	4472670	38.55	sm	176.76	177.56	23.10.	7.2	15.-17.04	2.55
Kleinpürschütz	20015	5632130	4472620	6.62	q/sm	176.63	177.26	23.10.	3.55	15.-17.04	2.54

Anhang 2: Verwendete Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet

Fortsetzung Tab. 3: Übersicht der verwendeten Grundwassermessstellen für die Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL ...	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Köstitz	Pn 13/80	5619535	4472385	48.00	suC/z	204.90	206.13	22.10.	5.5	15.-17.04	5.15
Köstitz	-	5619992	4472354	-	suC	201.19	201.19	22.10.	4.05	15.-17.04	2.13
Köstitz	Kreuzung	5619992	4472353.5	-	suC	201.19		22.10.	200.63	15.-17.04	199.06
Langendembach	LemLla 3/58	5623454	4475246	91.00	suC	281.10	281.50	22.10.	26.51	15.-17.04	26.51
Langenorla	Or 1/75	5623739	4468985	100.00	suC	183.60	184.25	23.10.	4.04	15.-17.04	4.14
Langenorla	Or 3/79	5624280	4468609	110.00	suC		178.31	23.10.	0	15.-17.04	0
Langenorla	Or 4/79	5623512	4469408	95.00	suC	182.12	183.08	23.10.	1.6	15.-17.04	3.07
Langenorla	Or 19/79	5623497	4469420	45.00	suC	182.46	183.42	23.10.	1.6	15.-17.04	3.02
Lichtenau	20003	5625050	4479440	8.56	suB/suC	324.77	325.39	24.10.	1.81	15.-17.04	1.46
Maua	20001	5636970	4471730	8.32	q/sm	163.10	163.78	23.10.	3.66	15.-17.04	3.66
Maua	20004	5637120	4470750	5.20	q	179.03	179.13	23.10.	3.54	15.-17.04	3.54
Meusebach	20082	5631719	4480748	120.00	sm	248.20	249.30	23.10.	6.73	15.-17.04	6.4
Niederkrossen	20083	5624240	4465850	19.80	suB	172.86	173.56	22.10.	1.48	15.-17.04	1.23
Niederkrossen	20085	5625070	4466320	7.10	q/suB	173.80	174.40	22.10.	3.66	15.-17.04	2.3
Niederkrossen	20086	5625070	4466320	19.92	suB	173.80	174.45	22.10.	4.24	15.-17.04	3.52
Niederkrossen	Zts 1/63	5624950	4467000	-	suB	184.73	185.15	22.10.	15.48	15.-17.04	15.25
Niederkrossen	20083	5624240	4465850	6.00	suB	172.86	173.54	22.10.	1.72	15.-17.04	1.5
Ölknitz	20006	5634570	4473040	3.78	q	156.31	157.45	23.10.	2.34	15.-17.04	2.08
Ölknitz	20070	5634720	4472980	6.55	q/sm	155.46	156.31	23.10.	2	15.-17.04	1.67
Ölknitz	20072	5634910	4472840	6.51	q/sm	154.75	155.61	23.10.	3.12	15.-17.04	2.92
Ottendorf	20011	5633270	4488400	119.70	suB/suC	272.91	274.06	24.10.	27.75	15.-17.04	26.53
Ottmannsdorf	-	5626625	4489850	-	suC	319.61	319.61	24.10.	Arteser	15.-17.04	Arteser
Ottmannsdorf	-	5627322	4489708	17.50	suC	309.50	310.40	24.10.	1.73	15.-17.04	1.37
Rehmen	Pn 11/80	5619462	4473865	>22	suC	205.60	206.31	22.10.	0.34	15.-17.04	Arteser
Rehmen	Pn 12/80	5619947	4473564	52.00	suC	215.40	215.80	22.10.	12.04	15.-17.04	10.99
Rehmen	20114	5619450	4474380	14.48	q/suC	211.49	212.20	22.10.	2.85	15.-17.04	2.56
Rehmen	20116	5619120	4473830	13.93	q/suC	206.50	206.96	22.10.	2.47	15.-17.04	1.93
Rehmen	20117	5619000	4473700	14.78	q/suC	208.00	208.42	22.10.	3.32	15.-17.04	2.68
Röbschütz	-	5625800	4462700	5.10	sm/suB	215.00	215.65	22.10.	2.03	15.-17.04	1.85
Roda-Dorna	20025	5637311	4482338	177.00	suB-suC	205.60	206.65	24.10.	3.26	15.-17.04	3.11
Rothenstein	20073	5635290	4472700	4.98	q/sm	154.20	155.04	23.10.	3.22	15.-17.04	2.72
Rothenstein	20074	5635570	4472500	6.79	q/sm	154.63	155.5	23.10.	4.84	15.-17.04	4.23

Anhang 2: Verwendete Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet

Fortsetzung Tab. 3: Übersicht der verwendeten Grundwassermessstellen für die Stichtagsmessungen Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Schleifreisen	20013	5637854	4489080	145.00	sm/suB	357.33	358.03	24.10.	16.1	15.-17.04	16.09
Schönborn	-	5625750	4490300	>25.00	suC	345.14	342.72	24.10.	Arteser	15.-17.04	Arteser
Schweinitz	20099	5620250	4472310	7.50	suC	199.43	200.09	22.10.	4.05	15.-17.04	3.81
Schweinitz	20100	5620390	4472460	6.23	suC	198.75	199.65	22.10.	3.74	15.-17.04	3.82
Schweinitz	20101	5620450	4472620	7.64	suC	198.82	199.67	22.10.	3.55	15.-17.04	3.52
Schweinitz	-	5620171	4472345	21.00	suC	199.02	199.53	22.10.	3.61	15.-17.04	3.25
Serba	20105	5646600	4487830	7.55	q/sm	277.26	278.26	24.10.	1.68	15.-17.04	1.96
Serba	Serba 1/61	5645695	4486225	-	sm	267.41	268.16	24.10.	1.09	15.-17.04	1.35
St. Gangloff	Sgf 101/85	5635961	4490258	43.00	sm/suB	370.99	371.97	24.10.	11.15	15.-17.04	10.56
Stadtroda	Sta 1/77	5968877	4480868	50.00	sm-suB	185.40	186.05	24.10.	3.2	15.-17.04	3.13
Stadtroda	Sta 2/77	5636705	4480688	50.00	sm-suB	184.40	185.20	23.10.	2.4	15.-17.04	2.42
Teufelstal	50026	5638650	4486860	165.30	sm	271.80	271.80	24.10.	Arteser	15.-17.04	Arteser
Trockenborn	50086	5629960	4479280	132.00	suB	243.42	244.61	23.10.	2.68	15.-17.04	2.69
Uhlstädt	-	5623800	4463600	7.80	suB/suC	172.80	173.68	22.10.	2.74	15.-17.04	2.21
Uhlstädt	-	5623800	4463600	32.00	suB/suC	172.80	173.68	22.10.	2.67	15.-17.04	2.08
Unterbodnitz	20009	5631940	4475660	30.10	sm	231.53	232.43	23.10.	2.9	15.-17.04	2.44
Weißborn	-	5644074	4491598	76.00	sm/suB	279.50	280.08	24.10.	2.48	15.-17.04	1.86
Wogau	20008	5644240	4475730	-	q/sm	207.29	207.84	24.10.	3.78	15.-17.04	3.77
Zeutsch	Zts 3E/66	5623737	4465275	170.00	suB	175.30	175.54	22.10.	3.1	15.-17.04	2.75

Tab. 4: Übersicht der übernommenen Grundwassermessstellen für die Grundwassergleichenpläne Oktober 2002 und April 2003

Standort der GWM	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert	Teufe	Ausbau im GWL	GOK [m ü NN]	ROK [m ü NN]	Stichtag Oktober 2002	GW-Spiegel [m u ROK]	Stichtag April 2003	GW-Spiegel [m u ROK]
Hütten	Hüt 1/38	5621100	4468288	-	suB	-	284.34	22.10.	12	15.-17.04	12
Maua	2003	5637120	4470750	34.94	sm	-	179.35	Alt	13.2	Alt	13.2
Nauendorf	5133 0681	5639950	4442500	6.85	q/sm	-	336.81	22.10.	4.52	15.04.	4.08
Tahlbürgel	5036 0012	5644550	4482700	5.46	q/sm	-	211.19	22.10.	1.6	15.04.	1.66
Tonndorf	5133 0687	5638169	4443346	160.00	sm	-	320.64	22.10.	16.52	15.04.	15.01

Anhang 3: Ausgangswerte der Bodenparameter für das Bodenwasserhaushaltsmodell

Tab. 5: Bodenparameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung über das Bodenwasserhaushaltsmodell SAUTER 1992

Bezeichnung Bodenkarte	Bezeichnung des Standort- Regionaltyps (n. MMK- Karte 1:100 000)	Beschreibung	Fläche im Arbeitsgebiet in km ²	Mächtigkeit Humus	Mächtigkeit gesamt	gesamt Feldkapazität (berechnet)	Permanenter Welkepunkt PWP
s2	Berglehmsand-Braunerde und -Ranker des Buntsandstein-Hügellandes	Sand, lehmiger Sand	311.391713	0,2 - 0,3 m	≤0,6 m	123.62	25
k5	Schuttlohm- und Fels- Rendzina der Hänge	Lehm - toniger Lehm	154.612008	0,3 m	-	47.25	60
tk	Bergton-Rendzina der Muschelkalkhänge und - plateaus	lehmiger Ton	72.573119	0,3 - 0,4 m	>0,6 m	146.50	125
t3g	Berglehm- und Schuttlohm- Rendzina	lehmiger Ton - toniger Lehm	56.373032	0,2 - 0,3 m	<0,6 m (<0,3 - >1,0)	126.13	120
t3	Ton - Rendzina des Trias- und Zechstein-Hügellandes	lehmiger Ton - Ton	35.325218	0,2 - 0,3 m	<0,6 m (<0,3 - >1,0)	139.00	135
s3	Sandlehm- und Bergsandlehm-Staugley in Plateaulage	Sand, schluffig- toniger Sand	23.619881	0,2 - 0,3 m (0,5 m)	>0,6 m	136.08	25
loe 2	Löss- und Lösskerf - Griserde	Schlufflehm	20.820914	≥0,4 m	0,4 - 0,8 m	220.00	72
s1	Bergsandlehm-Braunerde des Buntsandstein- Hügellandes	lehmiger Sand - sandiger Lehm	18.342757	0,2 - 0,3 m	≤0,6 m	142.16	55
h2s	Schwach bis mäßig vernässter Auenlehmsand	sandiger Lehm, lehmiger Sand	14.784753	-	0,5 - >1,0 m	159.25	77
h2l	Vernässungsfreier Auenlehm (Auenschluff)	Lehm, Schluff, toniger Lehm	13.748093	-	0,5 - >1,0 m	177.47	126
h3s	Wechsellnd vernässte Auenlehmsande	sandiger Lehm, lehmiger Sand	13.238903	-	>1,0 m	200.50	99
loe 4	Löss - Fahlerde / Parabraunerde	toniger Schlufflehm, Schlufflehm	12.541087	0,2 - 0,3 m	<0,8; (>0,9)	194.92	112

Anhang 3: Ausgangswerte der Bodenparameter für das Bodenwasserhaushaltsmodell

Fortsetzung Tab. 5: Bodenparameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung über das Bodenwasserhaushaltsmodell SAUTER 1992

Bezeichnung Bodenkarte	Bezeichnung des Standort- Regionaltyps (n. MMK- Karte 1:100 000)	Beschreibung	Fläche im Arbeitsgebiet in km ²	Mächtigkeit Humus	Mächtigkeit gesamt	gesamt Feldkapazität (berechnet)	Permanenter Weilkepunkt PWP
loe 5	Löss - Staugley	toniger Schluffeitm, Schluffeitm	8.473581	0,2 - 0,3 m	<0,8; (>0,8)	194.92	112
lloe	Berglehm- und Berglöss- Braunerde / -Rendzina aus Hanglehm	Schluffeitm, Lehm, toniger sandiger Lehm	7.609637	0,2 - 0,4 m	>0,8 m (>3,0 m)	192.90	112
ds31	Decksandlehm - Braunerde	lehmig - lehmig sandig - sandiger Lehm	7.177501	0,2 - 0,3 m	-	49.37	35
h3l	Schwach vermässter Auenschluff	Lehm, sandiger Lehm, Schluffeitm, toniger Lehm	5.611337	-	>1,0 m	182.00	153
loe 6	Löss - Braunerde und - Parabraunerde im Buntsandsteingebiet	sandiger Schluffeitm	4.230887	0,2 - 0,3 m	>0,8	207.87	91
k4	Bergton- und Berglehm- Rendzina des Triasgebietes	Lehm - toniger Lehm	3.356539	>0,3 m	≤0,4 m	102.25	66
loe 3	Lösskerf - Griserde	toniger Schluffeitm, lehmiger Ton	2.217127	≥0,4 m	<0,8 m	214.50	140
tkg	Schutt- und Bergton- Rendzina der Hänge	lehmiger Ton	1.737202	max. 0,3 m	>0,6 m	121.00	125
ds4	als Standort-Regionaltyp nicht definiert	sandig lehmig- lehmiger Sand - sandiger Lehm	1.659075	0,2 - 0,3 m	-	48.17	30

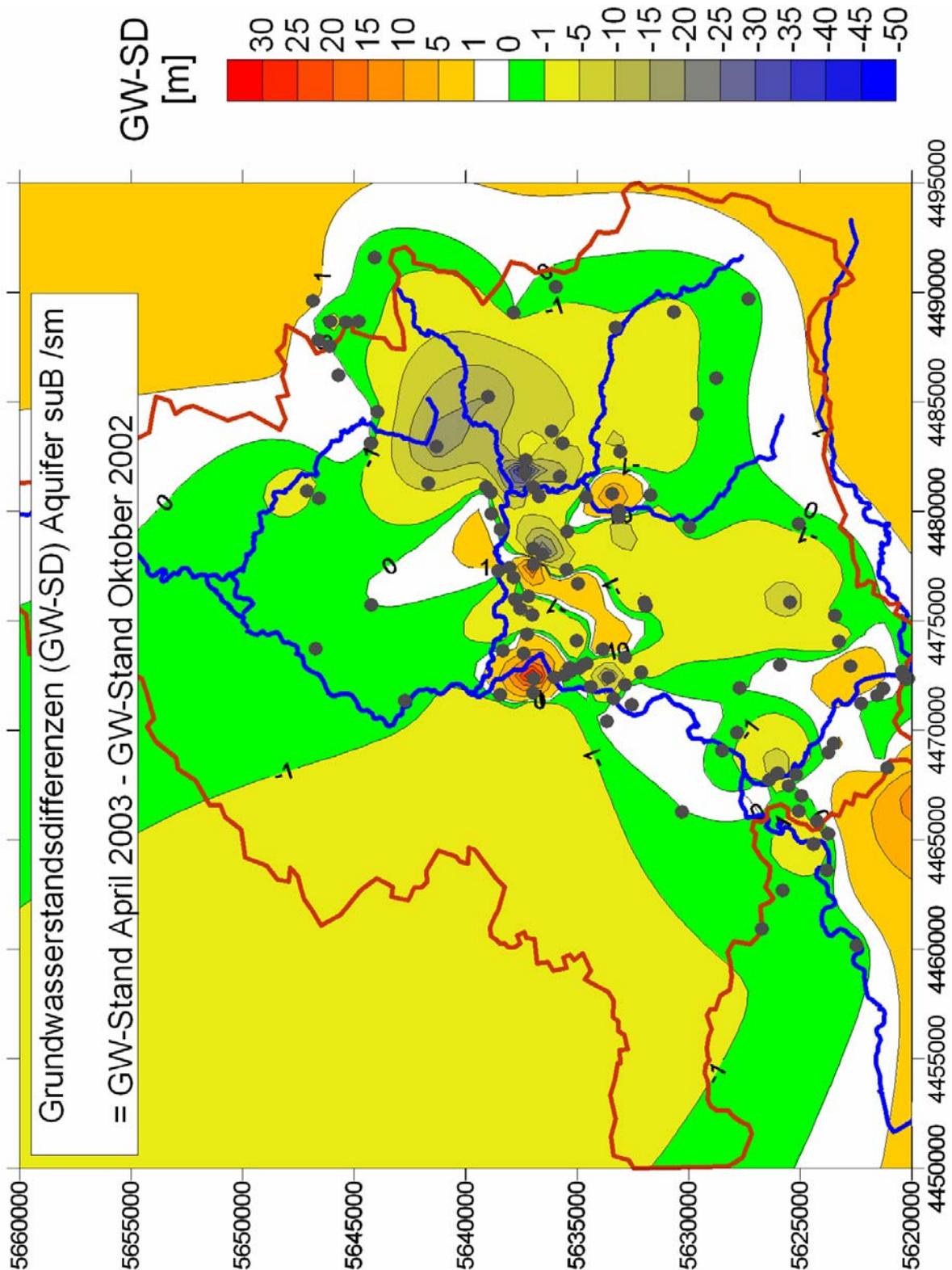
Anhang 3: Ausgangswerte der Bodenparameter für das Bodenwasserhaushaltsmodell

Fortsetzung Tab. 5: Bodenparameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung über das Bodenwasserhaushaltsmodell SAUTER 1992

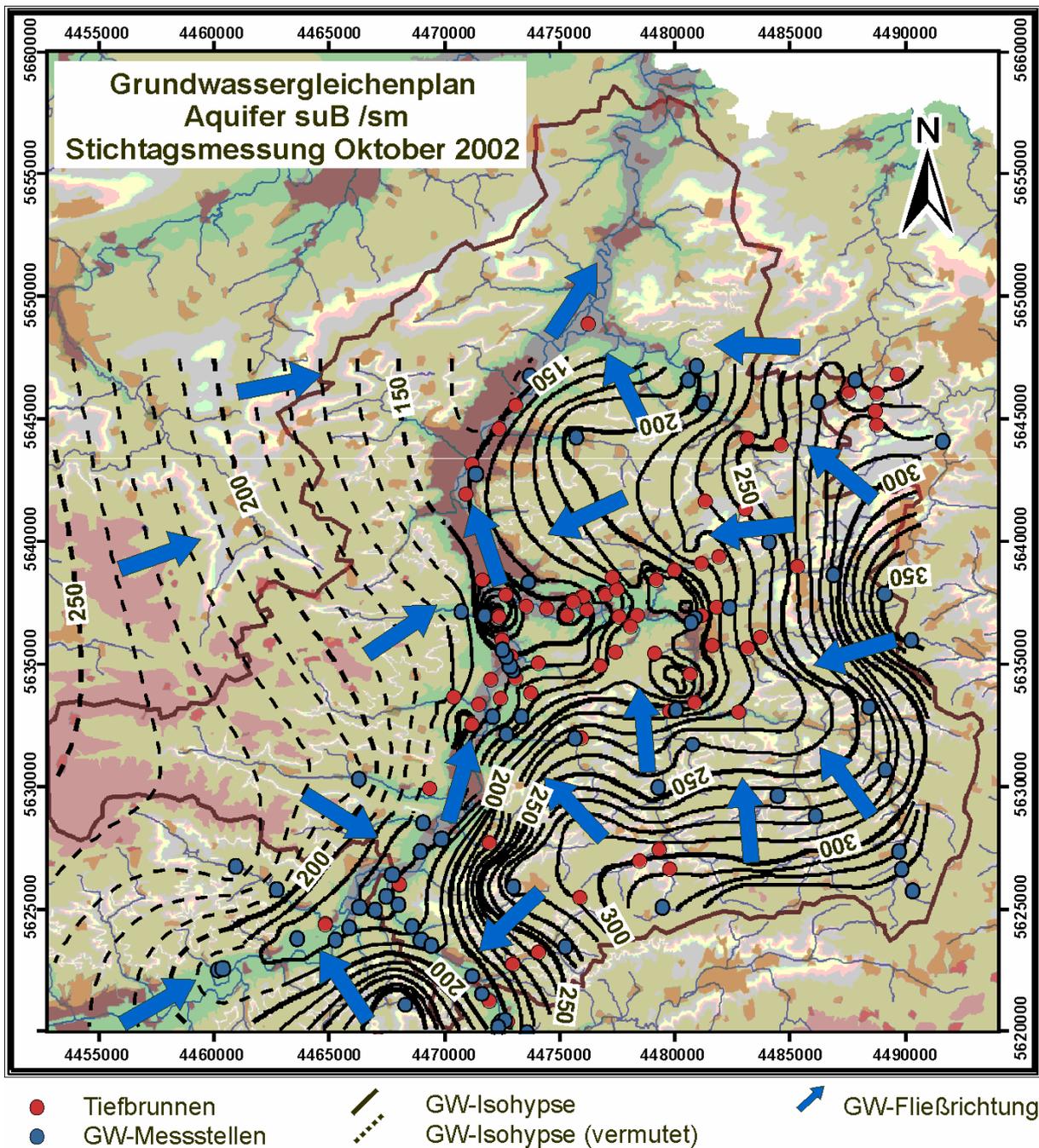
Bezeichnung Bodenkarte	Bezeichnung des Standort- Regionaltyps (n. MMK- Karte 1:100 000)	Beschreibung	Fläche im Arbeitsgebiet in km ²	Mächtigkeit Humus	Mächtigkeit gesamt	gesamt Feldkapazität (berechnet)	Permanenter Welkepunkt PWP
k2	Berglehm-Rendzina und - Braunerde des Keuper- Hügellandes	Lehm - toniger Lehm, sandiger Lehm - lehmiger Sand	1.001562	0,2 - 0,3 m (0,4 m)	-	41.87	37
hm2	Torf über Sand mit Torf über Mudde oder Lehm	sandig, lehmig, tonig Sand	0.195083	-	0,4 (>1,0 m)	106.00	48
h4s	Sandlehm- und Bergsandlehm-Staugley in Plateaulage	lehmiger Sand (sandiger Lehm)	0.067229	0,3 - 0,4 m (0,5 m)	>0,6 m	161.12	55

Anhang 4: Grundwasserstandsdifferenzenkarte der Stichtagsmessungen
Oktober 2002 und April 2003.

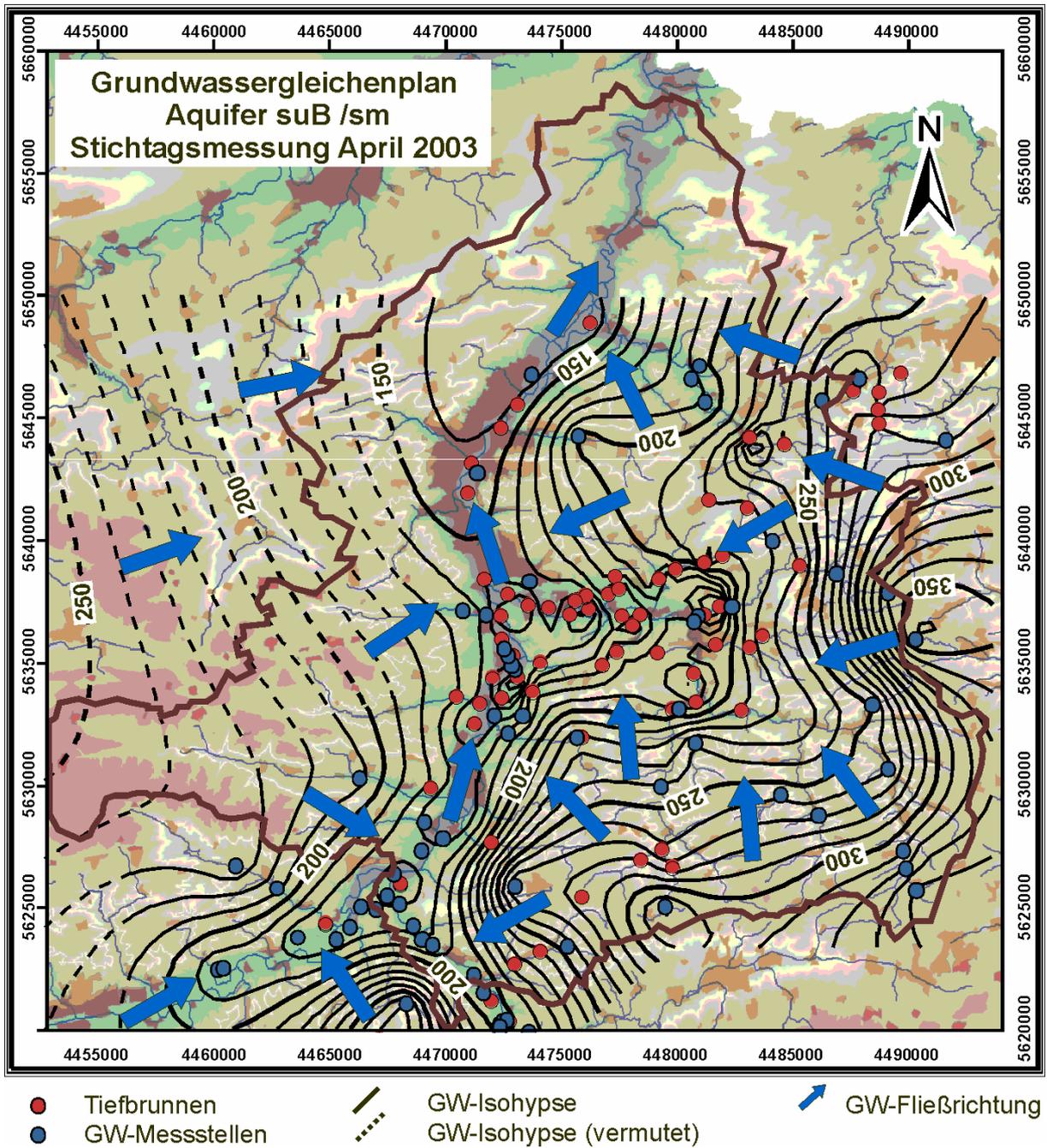
Große Grundwasserstandsdifferenzen sind auf die anthropogenen Beeinflussungen durch die Grundwassergewinnung im Bereich von Trinkwasseranlagen zurückzuführen. Häufigkeitsverteilung (Abschnitt 5.1.4.1.) zeigen, dass im Bereich der Grundwassermessstellen eine durchschnittliche Aufsättigung um 0,2 bis 0,3 m stattfand.



Anhang 5: Grundwassergleichenplan der Stichtagsmessung Oktober 2002.
 Im Grundwassergleichenplan ist das tiefeingeschnittene Saaletal zu erkennen, welches als Hauptentlastungszone im Untersuchungsgebiet eine drainierende Wirkung besitzt. Weiter sind im zentralen Bereich deutliche Absenkungstrichter von Trinkwassergewinnungsanlagen festzustellen.



Anhang 6: Grundwassergleichenplan der Stichtagsmessung April 2003.
Im Vergleich mit dem Grundwassergleichenplan der Stichtagsmessung vom Oktober 2002
sind keine deutlichen Unterschiede festzustellen.



Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Wolfersdorf TW 1/61

Tab. 6:		Wolfersdorf TW 1/61						
Datum		25.02.03	25.03.03	28.04.03	27.05.03	26.06.03	23.07.03	28.08.03
physikochem. Parameter								
T	°C	8.5	9.2	9.2	9.1	9.2	9.4	9.4
el. Lf.	µS/cm	412	405	409	405	397	379	404
pH		7.94	6.25	7.75	7.68	7.64	7.55	7.23
Eh in situ	mV	238	238	128	180	202	211	226
Eh (korr.)	mV	456.5	456.0	346.0	398.0	420.0	429.0	444.0
O ₂	mg/l	4.30	6.20	7.30	12.43	7.50	10.3	6.08
GSH	mmoll	2.07	2.08	2.03	2.11			
GSH	°dH	11.6		11.4	11.9			
Kationen								
Na	mg/l	4.35	4.37	4.35	4.22	4.25	4.32	4.48
K	mg/l	3.21	3.16	3.13	2.91	3.1	3.2	2.98
Ca	mg/l	43.7	44.4	43.9	46.1	45.7	44.9	42.4
Mg	mg/l	22.50	22.70	22.80	23.4	23.2	23.5	23.1
Fe	mg/l	0.016	0.010	0.010	0.011	0.012	0.032	0.013
Mn	mg/l	0.0009	0.0009	0.0012	0.0009	0.0010	0.0008	0.0007
NH ₄	mg/l	0.056	0.081	0.079	0.086	0.16	0.107	0.068
Si	mg/l	4.9	5.2	5.3	5.2	5.3	5.2	5.1
Zn	mg/l	0.012	0.002	0.003	0.003	0.004	n.n.	0.003
Al	mg/l	0.009	n.n.	n.n.	n.n.	<0.001	n.n.	0.001
As	µg/l	n.n.	n.n.	n.n.	1.4	6.6	n.n.	n.n.
Ba	µg/l	11.0	11.0	10.0	11.0	11.0	11.0	10.0
Sr	µg/l	35.0	37.0	37.0	32.0	38.0	40.0	38.0
CO	µg/l	0.1	-	-	-	<0.1	0.2	n.n.
U	µg/l	0.5	0.8	0.8		1.0	0.7	1.1
Cu	µg/l	0.003	n.n.	n.n.	n.n.	<0.3	0.300	0.300
Ni	µg/l	0.3	0.2	0.3	0.5	0.9	n.n.	<0.4
Cr	µg/l	n.n.	0.3	0.7	n.n.	<0.9	n.n.	n.n.
Cd	µg/l	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	<0.1	n.n.	n.n.
Pb	µg/l	-	0.1	1.2	0.3	0.1	n.n.	<0.1
Na	meq/l	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19
K	meq/l	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08
Ca	meq/l	2.18	2.22	2.19	2.30	2.28	2.24	2.12
Mg	meq/l	1.85	1.87	1.88	1.93	1.91	1.93	1.90
Fe	meq/l	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	meq/l	0.00003	0.00003	0.00004	0.00003	0.00004	0.00003	0.00003
NH ₄	meq/l	0.004	0.005	0.005	0.006	0.011	0.007	0.005
Zn	meq/l	0.0004	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	-	0.0001
Al	meq/l	0.0010	-	-	-	-	-	0.0001
Si	meq/l	0.6980	0.7407	0.7550	0.7407	0.7550	0.7407	0.7265
As	µeq/l	-	-	-	0.0561	0.2643	-	-
Ba	µeq/l	0.1602	0.1602	0.1457	0.1602	0.1602	0.1602	0.1457
Sr	µeq/l	0.7989	0.8446	0.8446	0.7304	0.8674	0.9130	0.8674
CO	µeq/l	0.0071	-	-	-	-	0.0143	-
U	µeq/l	0.0084	0.0134	0.0134	0.0000	0.0168	0.0118	0.0185
Cu	µeq/l	0.0001	-	-	-	-	0.0094	0.0094
Ni	µeq/l	0.0102	0.0068	0.0102	0.0170	0.0307	-	-
Cr	µeq/l	-	0.0173	0.0404	-	-	-	-
Cd	µeq/l	-	-	-	-	-	-	-
Pb	µeq/l	-	0.0010	0.0116	0.0029	0.0010	-	-
Σ Kationen	meq/l	5.01	5.10	5.10	5.23	5.28	5.26	5.09

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Wolfersdorf TW 1/61

Fortsetzung Tab. 6:		Wolfersdorf TW 1/61						
Datum		25.02.03	25.03.03	28.04.03	27.05.03	26.06.03	23.07.03	28.08.03
<u>Anionen</u>								
HCO₃	mg/l	188.19	186.60	188.19	187.7	188.06	186.97	186.36
NO₃	mg/l	14.7	14.8	15.3	15.1	16.0	16.0	16.0
NO₂	mg/l	<0,1	n.n.	0.014	n.n.	<0.01	<0.01	<0.01
PO₄	mg/l	0.16	0.17	0.16	0.29	0.18	0.16	0.16
F	mg/l	0.08	0.10	0.15	0.12	<0.075	0.14	0.10
Br	mg/l	n.n.	-	-	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Cl	meq/l	0.33	0.33	0.35	0.35	0.34	0.35	0.35
SO₄	meq/l	0.71	0.71	0.73	0.74	0.74	0.73	0.72
HCO₃	meq/l	3.08	3.06	3.08	3.08	3.08	3.06	3.05
NO₃	meq/l	0.24	0.24	0.25	0.24	0.26	0.26	0.26
NO₂	meq/l	-	-	0.0003	-	-	-	-
PO₄	meq/l	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	meq/l	0.0042	0.0053	0.0079	0.0063	-	0.0074	0.0053
Br	meq/l	-	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	4.37	4.35	4.43	4.43	4.43	4.42	4.39
Ionbilanz = Σ Kationen - Σ Anionen		0.64	0.75	0.67	0.80	0.85	0.84	0.70
Ionenbilanzfehler		3.40	3.99	3.49	4.16	4.40	4.33	3.69
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>								
Na / Cl		0.57	0.57	0.54	0.52	0.54	0.53	0.56
Ca / SO		3.08	3.13	2.98	3.09	3.09	3.06	2.95
Ca / HCO		0.71	0.72	0.71	0.75	0.74	0.73	0.69
Ca / Mg		1.18	1.19	1.17	1.19	1.19	1.16	1.11

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Wolfersdorf TW 1/61

Fortsetzung Tab. 6:		Wolfersdorf TW 1/61					
Datum		07.10.03	23.10.03	25.11.03	08.01.04	27.01.04	09.03.04
physikochem. Parameter							
T	°C	9.6	9.6	9.2	10.0	10.1	9.6
el. Lf.	µS/cm	390	388	402	401	404	405
pH		7.82	7.66	7.64	7.55	7.62	7.56
Eh in situ	mV	83	57	105	235	46	51
Eh (korr.)	mV	301.0	275.0	323.0	453.0	264.0	269.0
O ₂	mg/l	7.50	7.3	7.73	7.40	7.80	7.54
GSH	mmoll						
GSH	°dH						
Kationen							
Na	mg/l	4.27	4.09	4.3	4.3	4.05	4.24
K	mg/l	2.87	3.16	3.21	3.3	2.74	2.83
Ca	mg/l	42.9	43.9	42.7	45.1	44.9	43.7
Mg	mg/l	23.8	22.1	21.5	22	22.8	22.8
Fe	mg/l	0.011	0.010	0.011	0.013	0.008	0.012
Mn	mg/l	0.0007	0.0005	0.0008	0.0005	0.0007	0.0008
NH ₄	mg/l	0.072	0.077	0.15	0.129	0.11	0.073
Si	mg/l	5.4	5.3	5.3	5.2	5.0	5.2
Zn	mg/l	0.0045	0.0052	<0.0025	<0.0014	0.004	0.074
Al	mg/l	<0.001	0.0016	0.0029	<0.0013	0.005	<0.005
As	µg/l	0.3	0.5	1.4	1.5	0.9	<0,1
Ba	µg/l	10	10	10	8.5	10.0	11.0
Sr	µg/l	39	36	37	40.0	45.0	42.0
CO	µg/l	0.03	<0,02	n <0,1	<0,1	<0,1	<0,1
U	µg/l	0.7	0.6	0.9	0.7		0.5
Cu	µg/l	0.2	0.2	0.6	0.200	0.400	0.800
Ni	µg/l	0.6	0.2	0.5	0.7	0.6	0.4
Cr	µg/l	<0,2	<0,2	<0,5	<0,1	0.3	0.4
Cd	µg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Pb	µg/l	0.2	0.2	0.2	<0,1	0.2	0.1
Na	meq/l	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18
K	meq/l	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
Ca	meq/l	2.14	2.19	2.13	2.25	2.24	2.18
Mg	meq/l	1.96	1.82	1.77	1.81	1.88	1.88
Fe	meq/l	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	meq/l	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
NH ₄	meq/l	0.005	0.005	0.010	0.009	0.007	0.005
Zn	meq/l	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000
Al	meq/l	-	0.0002	0.0003	-	0.0005	-
Si	meq/l	0.7692	0.7550	0.7550	0.7407	0.7123	0.7407
As	µeq/l	0.0120	0.0200	0.0561	0.0601	0.0360	-
Ba	µeq/l	0.1457	0.1457	0.1457	0.1238	0.1457	0.1602
Sr	µeq/l	0.8902	0.8217	0.8446	0.9130	1.0272	0.9587
CO	µeq/l	0.0021	-	-	-	-	-
U	µeq/l	0.0118	0.0101	0.0151	0.0118	0.0000	0.0084
Cu	µeq/l	0.0063	0.0063	0.0189	0.0063	0.0126	0.0252
Ni	µeq/l	0.0204	0.0068	0.0170	0.0239	0.0204	0.0136
Cr	µeq/l	-	-	-	-	0.0173	0.0231
Cd	µeq/l	-	-	-	-	-	-
Pb	µeq/l	0.0019	0.0019	0.0019	-	0.0019	0.0010
Σ Kationen	meq/l	5.20	5.09	5.00	5.15	5.15	5.13

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Wolfersdorf TW 1/61

Fortsetzung Tab. 6:		Wolfersdorf TW 1/61					
Datum		07.10.03	23.10.03	25.11.03	08.01.04	27.01.04	09.03.04
<u>Anionen</u>							
HCO₃	mg/l	187.28	187.21	187.09	185.38	185.5	187.45
NO₃	mg/l	15	16	16	15.1	15.1	15.1
NO₂	mg/l	0.01	<0,01	<0,01	0.012	0.011	<0,01
PO₄	mg/l	0.17	0.17	0.18	0.16	0.16	0.15
F	mg/l	0.12	0.09	0.11	0.11	0.11	0.12
Br	mg/l	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Cl	meq/l	0.34	0.35	0.35	0.35	0.34	0.36
SO₄	meq/l	0.75	0.76	0.76	0.74	0.75	0.75
HCO₃	meq/l	3.07	3.07	3.07	3.04	3.04	3.07
NO₃	meq/l	0.24	0.26	0.26	0.24	0.24	0.24
NO₂	meq/l	0.0002	-	-	0.0003	0.0002	-
PO₄	meq/l	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
F	meq/l	0.0063	0.0047	0.0058	0.0058	0.0058	0.0063
Br	meq/l	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	4.41	4.44	4.44	4.38	4.38	4.44
Ionebilanz = Σ Kationen - Σ Anionen		0.79	0.65	0.56	0.77	0.77	0.69
Ionenbilanzfehler		4.09	3.42	2.95	4.05	4.05	3.59
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>							
Na / Cl		0.54	0.51	0.53	0.53	0.52	0.51
Ca / SO		2.86	2.88	2.81	3.04	3.00	2.89
Ca / HCO		0.70	0.71	0.69	0.74	0.74	0.71
Ca / Mg		1.09	1.20	1.20	1.24	1.19	1.16

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Geisenhain Sta 3/78

Fortsetzung Tab. 6:		Geisenhain Sta 3/78						
Datum		25.02.03	25.03.03	28.04.03	27.05.03	26.06.03	23.07.03	28.08.03
physikochem. Parameter								
T	°C	8.3	10.4	10.3	10.2	10.2	10.6	10.7
el. Lf.	µS/cm	446	431	437	431	412	377	428
pH		6.82	6.82	6.90	6.88	6.79	6.82	6.26
Eh in situ	mV	182	156	112	87	108	85	80
Eh (korr.)	mV	400.5	373.5	329.5	304.5	326.0	303.0	298.0
O ₂	mg/l	2.30	3.17	6.60	9.17	4.00	5.6	4.50
GSH	mmoll	2.09	2.08	2.04	2.10			
GSH	°dH	11.7		11.4	11.8			
Kationen								
Na	mg/l	8.76	8.20	7.90	7.21	7.1	6.96	6.96
K	mg/l	4.70	4.83	4.92	4.78	4.85	4.98	4.78
Ca	mg/l	53.0	53.6	53.3	54.8	54.9	54.7	52.3
Mg	mg/l	16.54	16.87	17.21	17.91	17.41	17.68	18
Fe	mg/l	0.153	0.128	0.165	0.138	0.152	0.157	0.175
Mn	mg/l	0.0093	0.0120	0.0120	0.0120	0.0150	0.0120	0.0110
NH ₄	mg/l	0.055	0.094	0.093	0.093	0.108	0.101	0.091
Si	mg/l	4.5	4.5	4.5	4.6	4.5	4.5	4.6
Zn	mg/l	0.054	0.005	0.039	0.028	0.029	0.032	0.040
Al	mg/l	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	<0.001	0.003	0.002
As	µg/l	2.5	n.n.	n.n.	2.1	8.0	n.n.	n.n.
Ba	µg/l	108.0	111.0	105.0	123.0	118.0	117.0	99.0
Sr	µg/l	175.0	191.0	195.0	349.0	236.0	202.0	234.0
CO	µg/l	0.1	-	-	-	<0.1	0.2	n.n.
U	µg/l	9.3	10.0	11.0		11.0	9.0	12.0
Cu	µg/l	0.007	6.700	0.400	n.n.	<0.3	0.800	1.000
Ni	µg/l	0.6	1.6	1.8	1.6	2.1	n.n.	2.1
Cr	µg/l	n.n.	0.3	0.6	n.n.	<0.9	n.n.	n.n.
Cd	µg/l	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	<0.1	n.n.	n.n.
Pb	µg/l	-	0.1	0.5	n.n.	0.1	n.n.	<0.1
Na	meq/l	0.38	0.36	0.34	0.31	0.31	0.30	0.30
K	meq/l	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12
Ca	meq/l	2.64	2.67	2.66	2.73	2.74	2.73	2.61
Mg	meq/l	1.36	1.39	1.42	1.47	1.43	1.45	1.48
Fe	meq/l	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	meq/l	0.00034	0.00044	0.00044	0.00044	0.00055	0.00044	0.00040
NH ₄	meq/l	0.004	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006
Zn	meq/l	0.0017	0.0001	0.0012	0.0009	0.0009	0.0010	0.0012
Al	meq/l	-	-	-	-	-	0.0003	0.0003
Si	meq/l	0.6410	0.6410	0.6410	0.6553	0.6410	0.6410	0.6553
As	µeq/l	0.1001	-	-	0.0841	0.3203	-	-
Ba	µeq/l	1.5732	1.6169	1.5295	1.7917	1.7189	1.7043	1.4421
Sr	µeq/l	3.9945	4.3597	4.4510	7.9662	5.3869	4.6108	5.3412
CO	µeq/l	0.0071	-	-	-	-	0.0143	-
U	µeq/l	0.1563	0.1681	0.1849	0.0000	0.1849	0.1512	0.2017
Cu	µeq/l	0.0002	0.2109	0.0126	-	-	0.0252	0.0315
Ni	µeq/l	0.0204	0.0545	0.0613	0.0545	0.0716	-	0.0716
Cr	µeq/l	-	0.0173	0.0346	-	-	-	-
Cd	µeq/l	-	-	-	-	-	-	-
Pb	µeq/l	-	0.0010	0.0048	-	0.0010	-	-
Σ Kationen	meq/l	5.17	5.20	5.21	5.32	5.33	5.34	5.26

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Geisenhain Sta 3/78

Fortsetzung Tab. 6:		Geisenhain Sta 3/78						
Datum		25.02.03	25.03.03	28.04.03	27.05.03	26.06.03	23.07.03	28.08.03
<u>Anionen</u>								
HCO₃	mg/l	172.20	173.30	176.96	179.76	181.47	181.72	182.33
NO₃	mg/l	7.7	7.1	6.8	6.7	7.0	7.0	7.0
NO₂	mg/l	<0,1	n.n.	<0.01	n.n.	<0.01	0.011	<0.01
PO₄	mg/l	0.33	0.34	0.31	0.29	0.30	0.30	0.31
F	mg/l	0.12	0.12	0.18	0.16	0.13	0.17	0.13
Br	mg/l	n.n.	-	-	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Cl	meq/l	0.51	0.46	0.48	0.45	0.44	0.44	0.45
SO₄	meq/l	1.19	1.12	1.15	1.11	1.10	1.07	1.06
HCO₃	meq/l	2.82	2.84	2.90	2.95	2.97	2.98	2.99
NO₃	meq/l	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
NO₂	meq/l	-	-	-	-	-	0.0002	-
PO₄	meq/l	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	meq/l	0.0063	0.0063	0.0095	0.0084	0.0068	0.0090	0.0068
Br	meq/l	-	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	4.66	4.56	4.66	4.64	4.64	4.63	4.63
Ionebilanz = Σ Kationen - Σ Anionen		0.50	0.65	0.55	0.68	0.69	0.72	0.63
Ionenbilanzfehler		2.57	3.31	2.79	3.43	3.48	3.61	3.18
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>								
Na / Cl		0.74	0.77	0.71	0.69	0.71	0.68	0.67
Ca / SO		2.23	2.38	2.31	2.45	2.49	2.55	2.46
Ca / HCO		0.94	0.94	0.92	0.93	0.92	0.92	0.87
Ca / Mg		1.94	1.93	1.88	1.86	1.91	1.88	1.76

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Geisenhain Sta 3/78

Fortsetzung Tab. 6:		Geisenhain Sta 3/78					
Datum		07.10.03	23.10.03	25.11.03	08.01.04	27.01.04	09.03.04
physikochem. Parameter							
T	°C	10.8	10.8	10.4	11.2	11.2	10.8
el. Lf.	µS/cm	414	409	423	423	423	435
pH		7.00	6.91	6.91	6.89	6.89	6.83
Eh in situ	mV	66	-9	108	72	38	41
Eh (korr.)	mV	284.0	209.0	326.0	290.0	256.0	259.0
O ₂	mg/l	3.50	3.7	3.68	3.70	3.30	4.37
GSH	mmoll						
GSH	°dH						
Kationen							
Na	mg/l	6.6	6.35	6.4	6.2	5.86	6.97
K	mg/l	4.77	5.07	5.09	5.22	4.52	4.59
Ca	mg/l	51.6	53.5	53.4	53.5	55.1	53.1
Mg	mg/l	18.45	17.7	17.9	18.6	18.7	17.85
Fe	mg/l	0.199	0.145	0.159	0.157	0.154	0.159
Mn	mg/l	0.011	0.01	0.0093	0.0098	0.0097	0.0120
NH ₄	mg/l	0.085	0.077	0.12	0.129	0.109	0.06
Si	mg/l	4.5	4.5	4.4	4.0	4.1	4.3
Zn	mg/l	0.027	0.029	0.015	<0.0014	0.028	0.155
Al	mg/l	0.0017	0.0019	<0.0014	<0.0013	0.007	<0.005
As	µg/l	0.7	1.6	<0,1	3.2	1.2	0.5
Ba	µg/l	112	108	103	93.0	106.0	117.0
Sr	µg/l	208	199	192	209.0	233.0	226.0
CO	µg/l	0.04	<0,02	n <0,1	<0,1	<0,1	<0,1
U	µg/l	10	9	11	8.6		12.0
Cu	µg/l	0.5	0.3	0.6	0.200	0.900	0.700
Ni	µg/l	1.9	2.6	2.2	1.9	1.4	1.7
Cr	µg/l	<0,2	<0,2	<0,5	<0,1	0.4	0.5
Cd	µg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Pb	µg/l	0.3	0.3	0.3	<0,1	0.4	0.2
Na	meq/l	0.29	0.28	0.28	0.27	0.25	0.30
K	meq/l	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12
Ca	meq/l	2.57	2.67	2.66	2.67	2.75	2.65
Mg	meq/l	1.52	1.46	1.47	1.53	1.54	1.47
Fe	meq/l	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	meq/l	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
NH ₄	meq/l	0.006	0.005	0.008	0.009	0.007	0.004
Zn	meq/l	0.0000	0.0000	0.0000	-	0.0000	0.0000
Al	meq/l	0.0002	0.0002	-	-	0.0008	-
Si	meq/l	0.6410	0.6410	0.6268	0.5698	0.5840	0.6125
As	µeq/l	0.0280	0.0641	-	0.1281	0.0481	0.0200
Ba	µeq/l	1.6315	1.5732	1.5004	1.3547	1.5441	1.7043
Sr	µeq/l	4.7478	4.5423	4.3826	4.7706	5.3184	5.1586
CO	µeq/l	0.0029	-	-	-	-	-
U	µeq/l	0.1681	0.1512	0.1849	0.1445	0.0000	0.2017
Cu	µeq/l	0.0157	0.0094	0.0189	0.0063	0.0283	0.0220
Ni	µeq/l	0.0647	0.0886	0.0750	0.0647	0.0477	0.0579
Cr	µeq/l	-	-	-	-	0.0231	0.0289
Cd	µeq/l	-	-	-	-	-	-
Pb	µeq/l	0.0029	0.0029	0.0029	-	0.0039	0.0019
Σ Kationen	meq/l	5.22	5.25	5.25	5.25	5.32	5.23

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Geisenhain Sta 3/78

Fortsetzung Tab. 6:		Geisenhain Sta 3/78					
Datum		07.10.03	23.10.03	25.11.03	08.01.04	27.01.04	09.03.04
<u>Anionen</u>							
HCO₃	mg/l	185.26	185.99	188.31	190.02	189.28	192.82
NO₃	mg/l	6.2	7	7	5.8	5.7	5.7
NO₂	mg/l	0.01	<0,01	<0,01	<0,01	0.01	<0,01
PO₄	mg/l	0.29	0.32	0.29	0.29	0.30	0.27
F	mg/l	0.11	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13
Br	mg/l	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Cl	meq/l	0.43	0.43	0.41	0.41	0.42	0.43
SO₄	meq/l	1.05	1.07	1.02	1.00	1.00	0.99
HCO₃	meq/l	3.04	3.05	3.09	3.11	3.10	3.16
NO₃	meq/l	0.10	0.11	0.11	0.09	0.09	0.09
NO₂	meq/l	0.0002	-	-	-	0.0002	-
PO₄	meq/l	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	meq/l	0.0058	0.0074	0.0074	0.0068	0.0074	0.0068
Br	meq/l	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	4.63	4.68	4.65	4.62	4.61	4.68
Ionebilanz = Σ Kationen - Σ Anionen		0.59	0.57	0.61	0.63	0.71	0.55
Ionenbilanzfehler		3.01	2.88	3.06	3.21	3.57	2.77
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>							
Na / Cl		0.67	0.64	0.68	0.66	0.61	0.70
Ca / SO		2.45	2.50	2.61	2.68	2.76	2.68
Ca / HCO		0.85	0.88	0.86	0.86	0.89	0.84
Ca / Mg		1.70	1.83	1.81	1.74	1.79	1.80

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Jägersdorf Jaef 1E/80

Fortsetzung Tab. 6:		Jägersdorf Jaef 1E/80						
Datum		25.02.03	25.03.03	28.04.03	28.08.03	07.10.03	23.10.03	25.11.03
<u>physikochem. Parameter</u>								
T	°C	10.9	10.6	11.0	11.1	11.3	11.3	10.7
el. Lf.	µS/cm	747	768	758	750	696	712	711
pH		7.35	7.29	7.48	6.91	7.48	7.21	7.21
Eh in situ	mV	183	180	133	185	152	12	112
Eh (korr.)	mV	400.0	397.0	350.0	403.0	370.0	230.0	330.0
O ₂	mg/l	3.80	8.22	4.50	5.39	4.90	4.7	4.97
GSH	mmoll	3.88	3.73	3.95				
GSH	°dH	21.6		22.2				
<u>Kationen</u>								
Na	mg/l	10.57	8.61	10.84	11.15	10.54	10.16	8.7
K	mg/l	5.02	4.39	5.07	4.89	4.75	4.8	4.73
Ca	mg/l	98.0	106.1	103.3	101.6	98.7	100.4	99.9
Mg	mg/l	32.20	34.60	33.4	34.4	34	32.4	32.4
Fe	mg/l	0.046	0.038	0.049	0.003	0.004	0.006	0.015
Mn	mg/l	0.0120	0.0076	0.0160	0.0059	0.0088	0.008	0.0071
NH ₄	mg/l	0.070	0.090	0.121	0.081	0.082	0.078	0.118
Si	mg/l	3.5	3.5	3.6	3.5	3.6	3.4	3.5
Zn	mg/l	0.006	0.009	0.009	0.109	0.078	0.065	0.093
Al	mg/l	n.n.	n.n.	n.n.	0.001	<0.001	0.0024	<0.0014
As	µg/l	1.0	n.n.	n.n.	n.n.	0.5	0.5	0.8
Ba	µg/l	66.0	78.0	67.0	57.0	61	56	64
Sr	µg/l	538.0	385.0	679.0	692.0	568	501	601
CO	µg/l	0.1	-	-	n.n.	0.07	0.05	n <0,1
U	µg/l	8.3	4.8	8.9	10.0	7.4	6.4	7.8
Cu	µg/l	0.007	0.800	0.300	0.800	0.7	0.6	2.9
Ni	µg/l	n.n.	1.0	0.7	<0.4	1.1	0.8	0.4
Cr	µg/l	n.n.	0.2	0.8	n.n.	<0,2	<0,2	1
Cd	µg/l	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	<0,1	<0,1	<0,1
Pb	µg/l	-	3.3	3.2	1.8	1.8	1.7	2.1
Na	meq/l	0.46	0.37	0.47	0.48	0.46	0.44	0.38
K	meq/l	0.13	0.11	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12
Ca	meq/l	4.89	5.29	5.15	5.07	4.93	5.01	4.99
Mg	meq/l	2.65	2.85	2.75	2.83	2.80	2.67	2.67
Fe	meq/l	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	meq/l	0.00044	0.00028	0.00058	0.00021	0.00000	0.00000	0.00000
NH ₄	meq/l	0.005	0.006	0.008	0.005	0.005	0.005	0.008
Zn	meq/l	0.0002	0.0003	0.0003	0.0033	0.0000	0.0000	0.0000
Al	meq/l	-	-	-	0.0002	-	0.0003	-
Si	meq/l	0.4986	0.4986	0.5128	0.4986	0.5128	0.4843	0.4986
As	µeq/l	0.0400	-	-	-	0.0200	0.0200	0.0320
Ba	µeq/l	0.9614	1.1362	0.9760	0.8303	0.8886	0.8157	0.9323
Sr	µeq/l	12.2803	8.7879	15.4987	15.7955	12.9651	11.4357	13.7183
CO	µeq/l	0.0071	-	-	-	0.0050	0.0036	-
U	µeq/l	0.1395	0.0807	0.1496	0.1681	0.1244	0.1076	0.1311
Cu	µeq/l	0.0002	0.0252	0.0094	0.0252	0.0220	0.0189	0.0913
Ni	µeq/l	-	0.0341	0.0239	-	0.0375	0.0273	0.0136
Cr	µeq/l	-	0.0115	0.0462	-	-	-	0.0577
Cd	µeq/l	-	-	-	-	-	-	-
Pb	µeq/l	-	0.0319	0.0309	0.0174	0.0174	0.0164	0.0203
Σ Kationen	meq/l	8.65	9.15	9.04	9.10	8.90	8.81	8.74

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Jägersdorf Jaef 1E/80

Fortsetzung Tab. 6:		Jägersdorf Jaef 1E/80						
Datum		25.02.03	25.03.03	28.04.03	28.08.03	07.10.03	23.10.03	25.11.03
<u>Anionen</u>								
HCO ₃	mg/l	315.60	300.46	314.25	311.45	309.25	310.96	315.35
NO ₃	mg/l	19.1	34.2	24.0	25.0	22	23.5	25
NO ₂	mg/l	<0,1	n.n.	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.011
PO ₄	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0.22	<0,05	<0,05	<0,05
F	mg/l	0.18	0.17	0.22	0.17	0.17	0.18	0.16
Br	mg/l	n.n.	-	-	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Cl	meq/l	0.81	0.93	0.86	0.85	0.81	0.82	0.78
SO ₄	meq/l	1.96	1.98	2.06	2.10	2.07	2.06	1.85
HCO ₃	meq/l	5.17	4.92	5.15	5.10	5.07	5.10	5.17
NO ₃	meq/l	0.31	0.55	0.39	0.40	0.35	0.38	0.40
NO ₂	meq/l	-	-	-	-	0.0002	0.0002	0.0002
PO ₄	meq/l	-	-	-	0.01	-	-	-
F	meq/l	0.0095	0.0090	0.0116	0.0090	0.0090	0.0095	0.0084
Br	meq/l	-	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	8.26	8.40	8.48	8.48	8.31	8.36	8.21
Ionebilanz = Σ Kationen - Σ Anionen		0.39	0.75	0.57	0.63	0.59	0.45	0.53
Ionenbilanzfehler		1.15	2.13	1.63	1.78	1.72	1.30	1.55
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>								
Na / Cl		0.57	0.40	0.55	0.57	0.57	0.54	0.48
Ca / SO		2.50	2.68	2.50	2.41	2.38	2.43	2.69
Ca / HCO		0.95	1.08	1.00	0.99	0.97	0.98	0.96
Ca / Mg		1.85	1.86	1.88	1.79	1.76	1.88	1.87

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Jägersdorf Jaef 1E/80 und Rutha 2E/76

Fortsetzung Tab. 6:		Jägersdorf Jaef 1E/80			Rutha Ruh 2E/76		
Datum		08.01.04	27.01.04	09.03.04	26.06.03	23.07.03	28.08.03
physikochem. Parameter							
T	°C	11.6	11.6	11.3	10.7	10.9	10.9
el. Lf.	µS/cm	722	719	738	800	859	789
pH		7.35	7.30	7.42	7.30	7.16	5.30
Eh in situ	mV	262	48	50	150	128	70
Eh (korr.)	mV	480.0	266.0	268.0	368.0	346.0	288.0
O ₂	mg/l	5.00	4.80	5.86	4.00	6.2	6.72
GSH	mmoll						
GSH	°dH						
Kationen							
Na	mg/l	10.5	7.92	9.84	9.24	9.38	9.5
K	mg/l	4.84	4.45	4.71	5.96	5.74	5.78
Ca	mg/l	100.2	98.1	104.7	121.5	136.3	114.3
Mg	mg/l	32.3	33.6	33.3	32.1	34.1	30.9
Fe	mg/l	0.026	0.035	0.035	0.115	0.117	0.144
Mn	mg/l	0.0073	0.0078	0.0089	0.0350	0.0280	0.0350
NH ₄	mg/l	0.132	0.118	0.114	0.099	0.102	0.146
Si	mg/l	3.3	3.3	3.4	3.6	3.8	4.5
Zn	mg/l	0.017	0.065	0.165	0.018	0.009	0.016
Al	mg/l	<0.0013	0.006	<0.005	<0.001	0.011	0.007
As	µg/l	2.2	0.5	<0,1	6.8	n.n.	n.n.
Ba	µg/l	54.0	64.0	73.0	45.0	37.0	40.0
Sr	µg/l	584.0	531.0	602.0	797.0	809.0	816.0
CO	µg/l	0.1	<0,1	0.1	<0.1	0.2	n.n.
U	µg/l	6.9		8.6	4.4	4.1	5.0
Cu	µg/l	0.700	0.600	0.500	0.900	0.900	0.600
Ni	µg/l	0.4	0.6	0.2	1.6	n.n.	0.5
Cr	µg/l	0.1	0.7	0.5	<0.9	n.n.	n.n.
Cd	µg/l	<0,1	<0,1	0.1	<0.1	n.n.	n.n.
Pb	µg/l	1	1.4	1.0	0.3	n.n.	0.2
Na	meq/l	0.46	0.34	0.43	0.40	0.41	0.41
K	meq/l	0.12	0.11	0.12	0.15	0.15	0.15
Ca	meq/l	5.00	4.90	5.22	6.06	6.80	5.70
Mg	meq/l	2.66	2.76	2.74	2.64	2.81	2.54
Fe	meq/l	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn	meq/l	0.00000	0.00000	0.00000	0.00127	0.00102	0.00127
NH ₄	meq/l	0.009	0.008	0.008	0.007	0.007	0.010
Zn	meq/l	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0003	0.0005
Al	meq/l	-	0.0007	-	-	0.0012	0.0007
Si	meq/l	0.4701	0.4701	0.4843	0.5128	0.5413	0.6410
As	µeq/l	0.0881	0.0200	-	0.2723	-	-
Ba	µeq/l	0.7866	0.9323	1.0634	0.6555	0.5390	0.5827
Sr	µeq/l	13.3303	12.1205	13.7412	18.1922	18.4661	18.6259
CO	µeq/l	0.0071	-	0.0071	-	0.0143	-
U	µeq/l	0.1160	0.0000	0.1445	0.0739	0.0689	0.0840
Cu	µeq/l	0.0220	0.0189	0.0157	0.0283	0.0283	0.0189
Ni	µeq/l	0.0136	0.0204	0.0068	0.0545	-	0.0170
Cr	µeq/l	0.0058	0.0404	0.0289	-	-	-
Cd	µeq/l	-	-	-	-	-	-
Pb	µeq/l	0.0097	0.0135	0.0097	0.0029	-	0.0019
Σ Kationen	meq/l	8.80	8.67	9.09	9.94	10.80	9.55

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Jägersdorf Jaef 1E/80 und Rutha 2E/76

Fortsetzung Tab. 6:		Jägersdorf Jaef 1E/80			Rutha Ruh 2E/76		
Datum		08.01.04	27.01.04	09.03.04	26.06.03	23.07.03	28.08.03
<u>Anionen</u>							
HCO ₃	mg/l	309.74	312.42	314.01	317.3	333.05	310.71
NO ₃	mg/l	22.7	23.3	23.2	35.0	43.0	32.0
NO ₂	mg/l	0.011	0.015	<0,01	<0.01	0.011	<0.01
PO ₄	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0.05	<0.05	0.10
F	mg/l	0.17	0.18	0.18	0.20	0.24	0.15
Br	mg/l	n.n.	n.n.	n.n.	<0.2	n.n.	n.n.
Cl	meq/l	0.79	0.77	0.84	0.92	1.14	0.85
SO ₄	meq/l	2.07	1.81	2.01	2.44	2.81	2.37
HCO ₃	meq/l	5.08	5.12	5.15	5.20	5.46	5.09
NO ₃	meq/l	0.37	0.38	0.37	0.56	0.69	0.52
NO ₂	meq/l	0.0002	0.0003	-	-	0.0002	-
PO ₄	meq/l	-	-	-	0.00	-	0.00
F	meq/l	0.0090	0.0095	0.0095	0.0105	0.0126	0.0079
Br	meq/l	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	8.31	8.09	8.38	9.13	10.11	8.84
lonebilanz = Σ Kationen - Σ Anionen		0.48	0.59	0.71	0.81	0.69	0.71
Ionenbilanzfehler		1.42	1.75	2.03	2.11	1.65	1.93
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>							
Na / Cl		0.58	0.45	0.51	0.44	0.36	0.49
Ca / SO		2.41	2.70	2.60	2.49	2.42	2.40
Ca / HCO		0.99	0.96	1.02	1.17	1.25	1.12
Ca / Mg		1.88	1.77	1.91	2.30	2.42	2.24

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Schirnewitz und Altenberga

Fortsetzung Tab. 6:		Schirnewitz Sch 101/84	Altenberga Abg 1/74
Datum		09.03.04	09.03.04
<u>physikochem. Parameter</u>			
T	°C	11.3	10.9
el. Lf.	µS/cm	1316	878
pH		7.06	7.23
Eh in situ	mV	144	63
Eh (korr.)	mV	362.0	281.0
O ₂	mg/l	4.22	2.32
GSH	mmoll		
GSH	°dH		
<u>Kationen</u>			
Na	mg/l	6.87	4.17
K	mg/l	3.61	5.86
Ca	mg/l	246.0	146.2
Mg	mg/l	47.8	36.6
Fe	mg/l	0.050	0.073
Mn	mg/l	0.0021	0.0073
NH ₄	mg/l	<0,05	0.154
Si	mg/l	3.7	3.1
Zn	mg/l	0.491	0.215
Al	mg/l	<0.005	<0.005
As	µg/l	<0,1	0.7
Ba	µg/l	17.0	36.0
Sr	µg/l	3917.0	3150.0
CO	µg/l	0.1	0.1
U	µg/l	3.9	30.0
Cu	µg/l	0.700	0.500
Ni	µg/l	0.5	0.3
Cr	µg/l	0.6	0.4
Cd	µg/l	<0,1	<0,1
Pb	µg/l	0.2	0.2
Na	meq/l	0.30	0.18
K	meq/l	0.09	0.15
Ca	meq/l	12.28	7.30
Mg	meq/l	3.93	3.01
Fe	meq/l	0.00	0.00
Mn	meq/l	0.00000	0.00000
NH ₄	meq/l	-	0.010
Zn	meq/l	0.0000	0.0000
Al	meq/l	-	-
Si	meq/l	0.5271	0.4416
As	µeq/l	-	0.0280
Ba	µeq/l	0.2476	0.5244
Sr	µeq/l	89.4088	71.9014
CO	µeq/l	0.0071	0.0071
U	µeq/l	0.0655	0.5042
Cu	µeq/l	0.0220	0.0157
Ni	µeq/l	0.0170	0.0102
Cr	µeq/l	0.0346	0.0231
Cd	µeq/l	-	-
Pb	µeq/l	0.0019	0.0019
Σ Kationen	meq/l	17.28	11.23

Anhang 7: Hydrochemische Analysen Tiefbrunnen Schirnewitz und Altenberga

Fortsetzung Tab. 6:	Schirnewitz Sch 101/84	Altenberga Abg 1/74
Datum	09.03.04	09.03.04
<u>Anionen</u>		
HCO₃ mg/l	387.97	334.39
NO₃ mg/l	19.1	17.8
NO₂ mg/l	<0,01	0.014
PO₄ mg/l	<0,05	<0,05
F mg/l	0.16	0.16
Br mg/l	n.n.	n.n.
Cl meq/l	0.72	0.44
SO₄ meq/l	8.93	4.08
HCO₃ meq/l	6.36	5.48
NO₃ meq/l	0.31	0.29
NO₂ meq/l	-	0.0003
PO₄ meq/l	-	-
F meq/l	0.0084	0.0084
Br meq/l	-	-
Σ Anionen meq/l	16.33	10.29
lonebilanz = Σ Kationen - Σ Anionen	0.96	0.94
lonenbilanzfehler	1.42	2.17
<u>Verhältnisse [meq/l]</u>		
Na / Cl	0.42	0.41
Ca / SO	1.37	1.79
Ca / HCO	1.93	1.33
Ca / Mg	3.12	2.42

Anhang 7: Hydrochemische Analysen ausgewählter Grundwassermessstellen

Tab. 7:		Kleinebersdorf 2009	Karlsdorf 20107	Geisenhain 20003	Unterbodnitz 20009	Jägersdorf 2011	Gumperda 2011
Datum		Nov.02	Nov.02	Nov.02	Nov.02	Nov.02	Nov.02
<u>physikochem. Parameter</u>							
T	°C	9.8	10.9	10.4	10.5	10.4	10.2
el. Lf.	µS/cm	468.0	809.0	496.0	388.0	627.0	1339.0
pH		7.90	5.76	6.46	6.46	7.29	7.17
Eh in situ	mV	-217.0	-90.0	-71.0	67.0	9.0	-110.0
Eh (korr.)	mV	0.6	126.9	146.2	284.1	226.2	107.3
O ₂	mg/l	0.3	2.8		1.8	5.9	7.3
GSH	°dH	13.60	24.90	14.80	9.74	18.60	43.90
<u>Kationen</u>							
Na	mg/l	2.84	5.05	4.07	8.57	6.03	9.05
K	mg/l	6.72	4.57	6.42	2.43	2.75	2.50
Ca	mg/l	47.80	123.30	62.40	50.80	94.20	245.80
Mg	mg/l	29.80	33.30	26.30	11.39	23.60	41.00
Fe	mg/l	1.710	2.100	0.568	0.530	0.136	5.594
Mn	mg/l	0.021	0.021	0.022	0.035	0.010	0.341
NH ₄	mg/l	0.124	0.087	0.117	0.102	0.107	0.641
Na	meq/l	0.12	0.22	0.18	0.37	0.26	0.39
K	meq/l	0.17	0.12	0.16	0.06	0.07	0.06
Ca	meq/l	2.39	6.15	3.11	2.53	4.70	12.27
Mg	meq/l	2.45	2.74	2.16	0.94	1.94	3.37
Fe	meq/l	0.09	0.11	0.03	0.03	0.01	0.30
Mn	meq/l	-	-	-	-	-	-
NH ₄	meq/l	-	-	-	-	-	-
Σ Kationen	meq/l	5.13	9.34	5.65	3.91	6.97	16.40
<u>Anionen</u>							
Cl	mg/l	8.47	14.05	8.76	29.17	28.15	21.49
SO ₄	mg/l	16.70	188.00	30.70	58.00	35.30	314.00
HCO ₃	mg/l	280.33	273.61	279.59	85.92	300.46	538.81
NO ₃	mg/l	<1	18.00	<1	20.00	21.00	<1
NO ₂	mg/l	<0,01	0.017	<0,01	<0,01	0.013	<0,01
PO ₄	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0.290	<0,05	<0,05
Cl	meq/l	0.24	0.40	0.25	0.82	0.79	0.61
SO ₄	meq/l	0.35	3.91	0.64	1.21	0.73	6.54
HCO ₃	meq/l	4.59	4.48	4.58	1.41	4.92	8.83
NO ₃	meq/l	-	0.29	-	0.32	0.34	-
NO ₂	meq/l	-	-	-	-	-	-
PO ₄	meq/l	-	-	-	-	-	-
Σ Anionen	meq/l	5.18	9.08	5.47	3.76	6.79	15.97

Anhang 7: Hydrochemische Analysen ausgewählter Grundwassermessstellen

Fortsetzung Tab. 7:	Kleinebers- dorf 20009	Karlsdorf 20107	Geisenhain 20003	Unterbodnitz 20009	Jägersdorf 2011	Gumperda 2011
Datum	Nov.02	Nov.02	Nov.02	Nov.02	Nov.02	Nov.02
Ionebilanz = Σ Kationen - Σ Anio- nen	-0.05	0.26	0.18	0.15	0.18	0.42
Ionenbilanzfehler	-0.23	0.70	0.81	0.95	0.67	0.65
Verhältnisse [meq/l]						
Na / Cl	0.52	0.55	0.72	0.45	0.33	0.65
Ca / SO	6.86	1.57	4.87	2.10	6.40	1.88
Ca / HCO	0.52	1.37	0.68	1.80	0.95	1.39
Ca / Mg	0.97	2.25	1.44	2.71	2.42	3.64

Anhang 8: $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium-Werte aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997 b

Tab.8: Isotopendaten aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997b

Abkürzung	Hochwert	Rechtswert	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Sommer 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Winter 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Winter 96	Tritium-Gehalte Sommer 95	Tritium-Gehalte Winter 95	Tritium-Gehalte Winter 96
Altendorf Hy And Je 501/89	5633660	4470410	-	-	-9.85	5.8 ± 1.1	-	-
Wolfersdorf 3 Hy TW 3/61	5626676	4479760	-9.35	-	-9.34	5.5 ± 0.6	-	<2.0
Wolfersdorf 2 Hy TW 2/61	5626995	4478424	-9.34	-	-9.36	<2.2	-	-
Wolfersdorf 1 Hy TW 1/61	5627450	4479260	-9.43	-	-9.2	8.6 ± 0.7	-	-
Lotschen III Hy Lcn 3/65	563940	4481890	-8.98	-	-	<1.2	-	-
Lotschen II Hy RutL 1EA/86	5639085	4481103	-8.90	-	-	4.1 ± 1.1	-	-
Großbockedra Hy Grob 2/70	56349536	44767172	-9.23	-	-9.24	<1.8	-	-
Schirnewitz Hy Scw 101/84	5634394	4468930	-9.31	-	-9.31	3.1 ± 1.1	-	-
Untergneus Hy Sta 7/77	5632923.6	4478799.1	-8.72	-	-	5.9 ± 1.1	-	-
Podelsatz II Hy Gwt 502/90	5638048	4478500	-9.01	-	-9.27	5.1 ± 1.0	-	<1.4
Rausdorf II Hy Rsf 2/64	5635440	4478060	-9.08	-	-9.33	<1.8	-	-
Altenberga Hy Abg1/74	5633167	4468222	-8.99	-	-9.06	<1.9	-	-
Podelsatz I Hy Gwt 1E/86	5638422	4479152	-9.09	-	-8.14	<1.9	-	16.1 ± 1.6
Geisenhain 3 Hy Sta 6/78	5633130	4479980	-8.93	-	-9.29	5.1 ± 1.0	-	-
Groben Hy GröbSta 1E/85	5638544	4477277	-9.10	-	-	4.8 ± 0.6	-	-

Anhang 8: $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium-Werte aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997 b

Fortsetzung Tab.8: Isotopendaten aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997b

Abkürzung	Hochwert	Rechtswert	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Sommer 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Winter 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Winter 96	Tritium-Gehalte (TU) Sommer 95	Tritium-Gehalte (TU) Winter 95	Tritium-Gehalte (TU) Winter 96
Geisenhain 2 Hy Sta 3/78	5633130	4479980	-8.92		-9.14	7.0 ±1.1		
Geisenhain 1 Hy Sta 5/71	5633440.4	4480802.2	-9.03		-9.3	4.7 ±1.1		
Stadtroda 3 Hy Sta 2/69	5634591	4480635	-9.41		-9.64	<1.8		
Stadtroda 1 Hy Sta 1/71	5637339.8	4481748.5	-9.13			2.5 + 1		
Greuda Hy Gud 1/64	5632167	4470117	-9.00		-9.15	24.8 ± 1.6		
Rausdorf I Hy Rsf 1/64	5636560	4478050	-9.15		-9.4	<1.8		
Kahia Nord III Hy Gct 3/70	5633856	4473674	-	-8.84	-	<2.2-		
Stadtroda 2 Hy Sta 2/71	5636992.2	4481121	-9.08			<1.8		
Laasdorf V Hy Grob 1/70	56365103	44766041	-9.23		-	4.6 ± 1.2		
Laasdorf II Hy Laf 2E/75	5636946.6	4477568.2	-9.12		-9.35	3.9 ± 0.7		
Laasdorf III Hy Laf 3/62	5637840	4476980	-9.08	-9.25	-9.25	4.6 ± 1.0	6.7 ± 1.2	6.7 ± 1.2
Germewitz I HyGwt 1E/80	5636996	4478316	-8.94		-9.25	<2.0		
Schöps II Hy Söp 2E/80	5632554	4471177	-	-9.08	-9.28	7.0 ± 1.2	7.9	
Kahia Nord I Hy Gct 1/70	5635025	4474083	-	-8.87	-9.05	<2.0		
Laasdorf IV Hy Laf 504/89	5637752.6	4475941.3	-9.11		-9.38	<1.8		

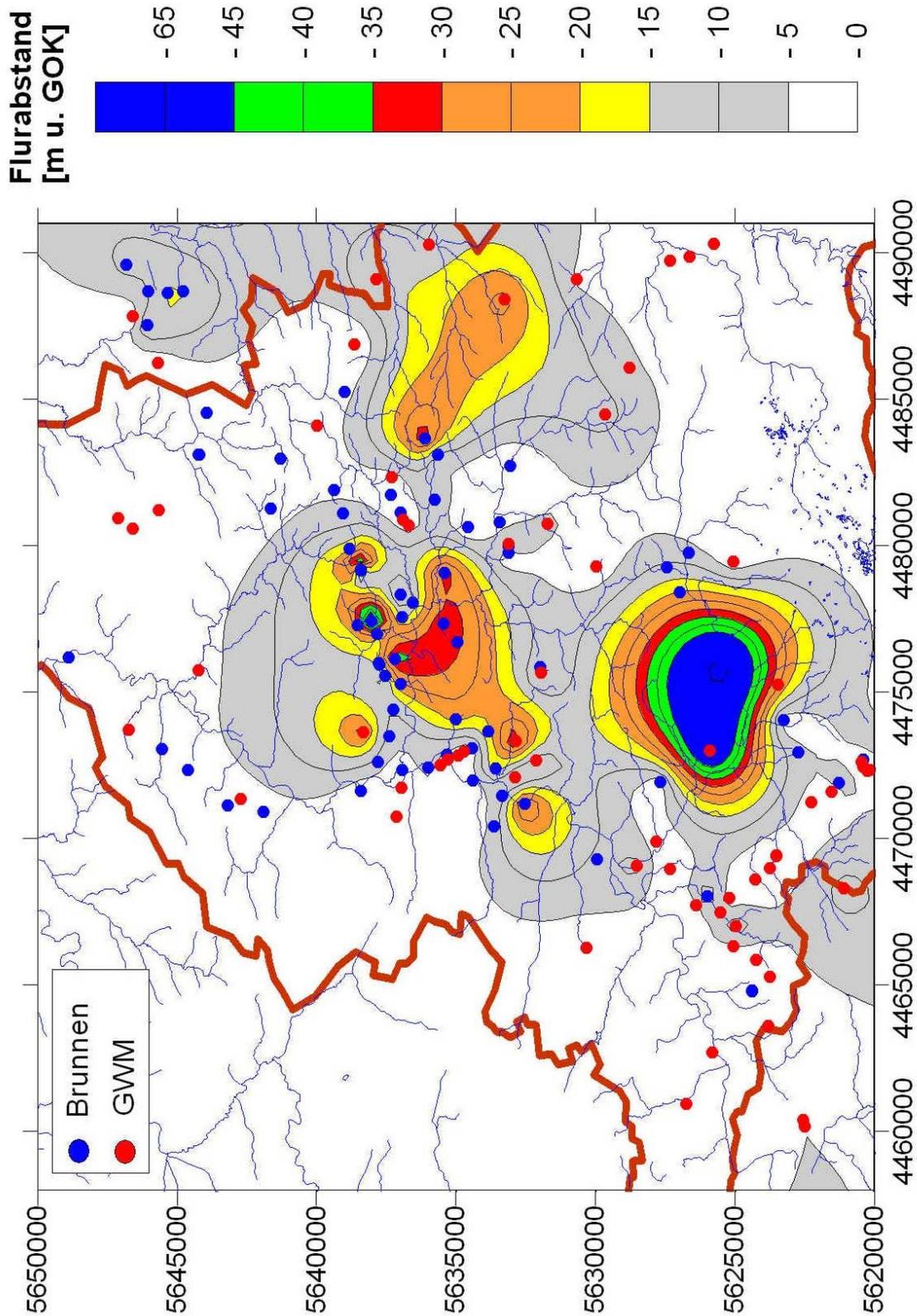
Anhang 8: $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium-Werte aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997 b

Fortsetzung Tab. 8: Isotopendaten aus den Gutachten von GÖTZE 1995, 1997a, 1997b

Abkürzung	Hochwert	Rechtswert	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Sommer 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Sommer 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Winter 95	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte Winter 96	Tritium-Gehalte Sommer 95	Tritium-Gehalte Winter 95	Tritium-Gehalte Winter 96
Jägersdorf Hy Jäf 1E/80	5633611	4472413	-9.09	-9.02	-9.35	-9.1	3.2±1.2	5.1	
Laasdorf I Hy Laf 1E/72	5636946	4477569	-9.01		-	-	3.5±1.1		
Schöps I Hy Söp 1E/80	5633380	4471460	-9.42	-9.41	-	-9.76	7.1±1.2	-	
Zöllnitz I Hy Zöl 1E/75	5637555.2	4475552.3	-		-	-9.28			4.8±0.6
Zöllnitz III Hy Zöl 3E/72	5637009	4475284	-9.14		-	-9.21	<1.3	-	
Zöllnitz II Hy Zöl 2E/75	5637009.6	4475284.4	-8.98		-9.32	-9.39	7.8±1.2	10.9±1.4	10.4±1.2
Rutha II Hy Ruh 2E/76	5637408.7	4473506.3	-8.90		-9.12	-9.18	9.1±1.2	9.8±1.3	9.8±1.3
Ölknitz Hy Oetz 1E2/85	5634405	4471997	-9.36			-9.78	5.8±1		
Rothenstein Hy Rts 1 E2/85	5635344	4472865	-9.64	-9.49	-	-9.85	<2.1	-	
Grieß Hy Gct 2/37	5638450	4471620	-9.75	-9.65	-	-9.8	<1.2	-	
Maua II Hy Maua 2/55	5636011	4472400	-	-8.98	-	-9.28	8.7±0.7	-	
Maua I Hy Maua 1/31	5636960	4472340	-	-9.41	-	-9.6	<1.2	-	
Rutha I HyRuh 1E/77	5637807.4	4472628.5	-9.19		-9.51	-9.56	<1.2	<1.8	<1.8
Jena Je 303/83	5644623	4472336	-	-	-9.75		-	<1.8	
Rausdorf III Hy Rsf 3/64	5635470	4477350	-9.22		-	-9.34	<1.8		-

Anhang 9: Flurabstandskarte Oktober 2002.

Die Flurabstände von über 40 m sind an die morphologischen Buntsandsteinerhebungen im südöstlichen Arbeitsgebiet gebunden. Die Flurabstände von ca. 30 m im zentralen Bereich lassen sich auf die Förderaktivitäten von Trinkwassergewinnungsanlagen zurückführen.



Selbständigkeitserklärung

Ich erkläre, die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Literatur und Hilfsmittel angefertigt zu haben.

Jena, den 08. November 2005

Tino Rödiger

Curriculum Vitae

Name: Rödiger, Tino
Geboren am: 19.07.1974 in Erfurt, Thüringen
Familienstand: verheiratet, 2 Kinder
Staatsangehörigkeit: deutsch

Ausbildung

1981 - 1990 Polytechnische Oberschule, Erfurt
1990 - 1991 Erweiterte Oberschule, Erfurt
1991 - 1993 Heinrich-Hertz-Gymnasium, Erfurt, Abitur
1994 – 2001 Geologie-Studium an der Friedrich-Schiller-Universität Jena
6/1996 Vordiplom
9/1998 – 1/1999 Diplomkartierung auf Blatt Spahl (5325) /Rhön
5/1999 Diplomprüfung
9/1999 – 6/2000 Diplomarbeit „Beitrag zur Hydrogeologie des Steigersattels von Erfurt“

Praktika

3/1997 - 3/1998 Drei Praktika (insges. 8 Wochen) im Thüringer Oberbergamt, Erfurt

Wehrdienst

1993 – 1994

beruflicher Werdegang

6/2001 – 07/2005 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geowissenschaften Jena
4/2002 Doktorand an der Friedrich-Schiller-Universität Jena
(Thüringer Landesgraduiertenstipendium)
seit 08/2005 wissenschaftlicher Mitarbeiter in der Abtl. Angewandte Geologie am
Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen

Jena, den. 08. November 2005

Tino Rödiger

