

INAUGURAL - DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät
der
Ruprecht-Karls-Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.-Geol. Ute Wollschläger
aus Bad Segeberg

Tag der mündlichen Prüfung: 27.02.2003

**Kopplung zwischen Oberflächengewässer und
Grundwasser:
Modellierung und Analyse von Umwelttracern**

Gutachter: Prof. Dr. Kurt Roth
Prof. Dr. Margot Isenbeck-Schröter

Geobasisdaten (TK50), © Landesamt für Vermessung und Geobasis-
information Rheinland-Pfalz vom 08.03.2002, Az. 26 722-1.401

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Motivation	1
1.2	Ausgangslage dieser Arbeit	2
1.3	Bestimmung des Grundwasserzufflusses von Seen	3
1.4	Fragestellung und Ziele	4
2	Grundlagen	5
2.1	Einfluss von Seen auf die Grundwasserströmung	5
2.2	Theorie der Strömungsmodellierung	7
2.2.1	Grundgleichungen	7
2.2.2	Randbedingungen	9
2.2.3	Finite-Differenzen Verfahren	9
2.3	Stabile Isotope ^{18}O und Deuterium	10
2.3.1	Grundlagen	10
2.3.2	Isotopentrennprozesse	11
2.3.3	Isotopenverhältnisse von Niederschlag, Grund- und Oberflächenwasser	12
2.3.3.1	Niederschlag	12
2.3.3.2	Grundwasser	14
2.3.3.3	Oberflächenwasser	14
2.3.4	Probenahme und Analytik	15
2.4	Temperaturbedingte Schichtung in Seen	15
3	Einführung in das Arbeitsgebiet	17
3.1	Der Willersinnweiher	17
3.2	Hydrogeologischer Rahmen	20
3.3	Hydrologie	22
4	Ergebnisse und Interpretation	25
4.1	Regionales Grundwassermodell für die Umgebung des Willersinnweiher	25
4.1.1	Modellaufbau	25
4.1.1.1	Modellgeometrie und Randbedingungen	26

4.1.1.2	Hydraulische Parameter	27
4.1.1.3	Grundwasserneubildung	29
4.1.1.4	Flüsse und Gräben	30
4.1.1.5	Brunnen	31
4.1.1.6	Baggerseen	33
4.1.2	Modellkalibrierung	33
4.1.3	Ergebnis der Strömungsmodellierung und Wasserbilanz . . .	39
4.1.3.1	Simulierte mittlere Grundwasserströmung	39
4.1.3.2	Wasserbilanz	42
4.1.3.3	Grundwasserströmung im Nahbereich des Willersinnweihers	44
4.2	Stabile Isotope ^{18}O und Deuterium der Seen und Grundwässer . . .	46
4.2.1	$\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der Seen und ufernahen Grundwässer . . .	46
4.2.2	Verhältnis von δD und $\delta^{18}\text{O}$ im Willersinnweiher und Grundwasser der umliegenden Messstellen	47
4.2.3	Zeitliche Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in der Wassersäule des Willersinnweihers	48
4.2.4	Zeitliche Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser	51
4.2.5	Anteil von Seewasser in den Grundwassermessstellen	53
4.2.6	Mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen ermittelte Strömungsrichtung des Grundwassers in der Umgebung des Willersinnweihers	54
4.2.6.1	Aufenthaltszeit des Seewassers	55
4.3	Vergleich der Ergebnisse der Strömungsmodellierung und Isotopenuntersuchungen	56
4.3.1	Vergleichbarkeit der Ergebnisse aus Strömungsmodell und Isotopenmessungen	56
4.3.2	Vergleich der durch die beiden Untersuchungsmethoden vorhergesagten Strömungsrichtungen	57
4.4	Sensitivitätsstudie	59
4.4.1	Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente	60
4.4.2	Sickerung von Grundwasser durch den Unteren Zwischenhorizont	61
4.4.3	Einfluss des Zwischenhorizontes ZH1 auf die Grundwasserstände im Modellgebiet	65
4.4.4	Seesedimente	65
4.4.5	Räumliche Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert	69
4.4.5.1	Prinzip der stochastischen Modellierung	70
4.4.5.2	Anwendung der Methode der stochastischen Modellierung auf das vorliegende Grundwassermodell	71
4.4.6	Kombination von Heterogenitäten und Seesedimenten	79
4.4.7	Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsstudie	81

5	Abschließende Diskussion und Ausblick	83
5.1	Strömungsmodellierung, Isotopenuntersuchung und Sensitivitätsstudie	83
5.2	Vergleich der Ergebnisse mit den Resultaten anderer Arbeiten	89
5.3	Ausblick	93
6	Zusammenfassung	96
	Literaturverzeichnis	98
A	Zur Modellkalibrierung verwandte Wasserstände	I
B	Lage der Grundwassermessstellen und Modellgitter	VI
C	Karten der Modelldaten	VIII

Abbildungsverzeichnis

2.1	Hydraulische Verhältnisse im Umfeld eines Baggersees	6
2.2	Räumliche Diskretisierung eines Finite-Differenzen-Gitters	10
2.3	Local Meteoric Water Line und Jahresgang der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag der Stationen Karlsruhe und Koblenz	13
2.4	Jährliche Schichtung in einem dimiktischen, holomiktischen See . . .	16
3.1	Geographische Lage des Willersinnweiher	17
3.2	Morphometrie des Willersinnweiher	18
3.3	Luftbild des Willersinnweiher und der umliegenden Baggerseen während der Uferrenaturierung	19
3.4	Lage der Grundwassermessstellen und Seebeprobungspunkte am Willersinnweiher	20
3.5	Schematischer W-E-Schnitt durch den Oberrheingraben im Rhein-Neckar-Raum	21
3.6	Grundwassergleichenpläne für den Oberen und Mittleren Grundwasserleiter, konstruiert aus den Jahresmittelwerten der Grundwasserstände von 1998	24
4.1	Schematisches Profil der hydrostratigraphischen Einheiten des Strömungsmodells	26
4.2	Karte des Modellgebietes und Randbedingungen	28
4.3	Mächtigkeit und fazielle Ausbildung des Oberen Zwischenhorizontes	29
4.4	Bestmögliche Kalibrierung nach Anpassung der Durchlässigkeitsbeiwerte der beiden Fazies des Oberen Zwischenhorizontes	34
4.5	Fazielle Ausbildung des Oberen Zwischenhorizontes nach HGK99 und Zonen mit einer Mächtigkeit der Tone und Schluffe im Oberen Zwischenhorizont von < 10 m nach HGK87	35
4.6	Ergebnis der Modellkalibrierung nach Einführung der stark durchlässigen Bereiche im Oberen Zwischenhorizont	37
4.7	Differenz zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen im Oberen Grundwasserleiter nach der Modellkalibrierung	38

4.8	Grundwassergleichenplan der simulierten Grundwasserstände und Grundwasserstromlinien	40
4.9	Grundwasserströmungsverhältnisse in der Umgebung des Willersinnweihers	42
4.10	Simulierte Wasserbilanz für das gesamte Modellgebiet	43
4.11	Simulierte Wasserbilanz für den Willersinnweiher	44
4.12	Vektoren der horizontalen Fließrichtung und Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Willersinnweiher	45
4.13	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer und Baggerseen im Juli/August 2001 .	47
4.14	Verhältnis von δD und $\delta^{18}\text{O}$ in der Wassersäule des Willersinnweihers und im Grundwasser der umliegenden Messstellen	48
4.15	$\delta^{18}\text{O}$ -Profile der der Seebeprobungspunkte S2 und S5	49
4.16	Zeitliche Entwicklung der Höhe des Seewasserspiegels des Willersinnweihers	50
4.17	Zeitreihen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser der tiefen Messstellen GWM A bis GWM D	52
4.18	Prozentualer Anteil an Seewasser in den Grundwassermessstellen . .	54
4.19	Vergleich der simulierten Grundwasserströmungsrichtung mit der aus den Isotopenmessungen bestimmten Strömungsrichtung	58
4.20	Simulierte Grundwassergleichen mit unterschiedlichen k_f -Werten für die Rheinsedimente	62
4.21	Einfluss der Sickerung durch den Unteren Zwischenhorizont auf die Grundwasserstände und die Wasserbilanz des Modellgebietes	63
4.22	Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen bei einer Sickerung durch den Unteren Zwischenhorizont von $10000\text{ m}^3/\text{d}$	64
4.23	Vertikaler Modellaufbau mit integriertem Zwischenhorizont ZH1 und Lage des Zwischenhorizontes ZH1 sowie unter Berücksichtigung dieses Horizontes simulierte Grundwassergleichen	66
4.24	Einfluss der Seesedimente auf die Grundwasserstände in der Umgebung des Willersinnweihers	68
4.25	Vergleich der Wasserbilanz des Willersinnweihers mit und ohne Berücksichtigung der gering durchlässigen Seesedimente	68
4.26	Beispiel einer Realisierung eines heterogenen Oberen Grundwasserleiters für die Sedimente eines mäandrierenden Flusses	72
4.27	Beispiel einer Realisierung eines heterogenen Oberen Grundwasserleiters für die Sedimente eines Flusses mit N-S ausgerichteten Fließrinnen	73
4.28	Schematische Darstellung der Kombination von Realisierungen für die heterogenen Simulationen	75

4.29	Aus den Simulationen mit heterogener Verteilung des k_f -Wertes berechnete Vektoren der horizontalen Grundwasserströmung für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Willersinnweiher	77
4.30	Vergleich zwischen der Oberfläche des Oberen Zwischenhorizontes und der Realisierung mit der höchsten Grundwasserzflussrate zum Willersinnweiher	78
4.31	Grundwasserströmung in der Umgebung des Willersinnweiher unter Berücksichtigung der Seesedimente und Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des Oberen Grundwasserleiters	80
5.1	Zeitreihen der SF ₆ -Konzentrationen im Grundwasser der tiefen Messstellen GWM A bis GWM D	90
5.2	Konzentrationen von Sauerstoff, Eisen und Mangan im Grundwasser in der Umgebung des Willersinnweiher	92
B.1	Lage der Grundwassermessstellen im Oberen Grundwasserleiter und Modellgitter	VI
B.2	Lage der Grundwassermessstellen im Mittleren Grundwasserleiter und Modellgitter	VII
C.1	Grundwasserneubildung aus Niederschlag	VIII
C.2	Basis des Oberen Grundwasserleiters	IX
C.3	Basis des Oberen Zwischenhorizontes	IX
C.4	Oberfläche des Unteren Zwischenhorizontes (Basis des Mittleren Grundwasserleiters)	X
C.5	k_f -Werte Modellschicht 1, Oberer Grundwasserleiter oben	X
C.6	k_f -Werte Modellschicht 2, Oberer Grundwasserleiter unten	X
C.7	k_f -Werte Modellschicht 3, Oberer Zwischenhorizont	XI
C.8	k_f -Werte Modellschicht 4, Mittlerer Grundwasserleiter	XI

Tabellenverzeichnis

4.1	Durchlässigkeitsbeiwerte und nutzbare Porositäten der verschiedenen hydrostratigraphischen Einheiten	30
4.2	Für die Grundwassermodellierung berechnete Entnahmeraten der verschiedenen Wasserwerke für die einzelnen Grundwasserleiter	32
4.3	Prozentualer Anteil an Seewasser in den Grundwassermessstellen	54
4.4	Ergebnisse der Realisierungen mit einem simulierten Wasserstand des Willersinnweihers von $87,52 \pm 0,05$ müNN und $\sigma^2 \leq 0,32 \text{ m}^2$	76
4.5	Zusammenfassung der im Rahmen der Sensitivitätsstudie berechneten Wasserstände, Grundwasserzufflussmengen und theoretischen Austauschzeiten des Seewassers für den Willersinnweiher	81
A.1	Berechnete Jahresmittelwerte der Grundwasserstände 1998 (Oberer Grundwasserleiter); Datengrundlage: Stadtentwicklung Ludwigshafen, Struktur- und Genehmigungsdirektion Süd - Neustadt, Stadtwerke Frankenthal, Technische Werke Ludwigshafen, Landesanstalt für Umweltschutz - Baden-Württemberg, BASF Ludwigshafen	I
A.2	Berechnete Jahresmittelwerte der Grundwasserstände 1998 (Mittlerer Grundwasserleiter); Datengrundlage: Struktur- und Genehmigungsdirektion Süd - Neustadt, Stadtwerke Frankenthal, Technische Werke Ludwigshafen, Landesanstalt für Umweltschutz - Baden-Württemberg, BASF Ludwigshafen	IV
A.3	Berechnete Jahresmittelwerte der Wasserstände der Oberflächengewässer 1998; Datengrundlage der Rheinpegel: Wasser- und Schiffsahrtsamt Mannheim	V

Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen

A	Abfluss [L^3/T]
b	Höhenlage der Aquifersohle [L]
B	Breite des Flusses innerhalb der Finite-Differenzen-Zelle [L]
$C(h)$	Autokovarianz [-]
$C(h)^{Gauss}$	Gauss'sche Autokovarianz [-]
C_{riv}	hydraulische Leitfähigkeit des Flussbettes [L^2/T]
d	Deuterium-Excess [‰]
E	Evaporation [L^3/T]
h	Piezometerhöhe [L]
h	relative Luftfeuchte (Abschnitt 2.3)
h	Abstand [L] (Abschnitt 4.4.5.1)
h_{mess}	Jahresmittelwert der gemessenen Grundwasserstände [müNN]
h_{sim}	simulierter Grundwasserstand [müNN]
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert [L/T]
$k_{f(h)}$	horizontaler Durchlässigkeitsbeiwert [L/T]
$k_{f(riv)}$	Durchlässigkeitsbeiwert der Flusssedimente [L/T]
$k_{f(v)}$	vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert [L/T]
K_f	Durchlässigkeitstensor [L/T]
l	Leakagefaktor [1/T]
L	Länge des Flusses innerhalb der Finite-Differenzen-Zelle [L]
n	Probenanzahl
M	Mächtigkeit der Flusssedimente [L]
m_2	mediane Abweichung einer Weglängenverteilung [L]
m_2^2	mediane quadratische Abweichung einer Weglängenverteilung [m^2]
n_e	nutzbare Porosität [-]
q	Vektor der DARCY- bzw. Filtergeschwindigkeit [L/T]
q	Durchfluss [L^3/T]
q_{ex}	externer Zufluss (positiv) oder Abfluss (negativ), bezogen auf die Querschnittsfläche in der x-y-Ebene [L/T]
R	Isotopenverhältnis [‰]
S	Speicherkoeffizient [-]
t	Zeit [T]
V	Volumen [L^3]
w	externer Zufluss (positiv) oder Abfluss (negativ), bezogen auf das Kontrollvolumen [1/T]
x_{SW}	Anteil Seewasser in einer Grundwasserprobe [%]
Z	Zufluss [L^3/T]
α^*	Gleichgewichtstrennfaktor [-]

δ_A	Isotopenverhältnis des Abflusses [‰]
δ_E	Isotopenverhältnis des Wassers, das durch Evaporation verloren geht [‰]
δ_{GW}	$\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis im unbeeinflussten Grundwasser [‰] (Abschnitt 4.2.5)
δ_{Pr}	$\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis in der Probe [‰] (Abschnitt 4.2.5)
δ_{SW}	$\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis im Seewasser bei Vollzirkulation [‰] (Abschnitt 4.2.5)
δ_L	Isotopenverhältnis der Luftfeuchte [‰]
δ_S	Isotopenverhältnis des Seewassers [‰]
δ_Z	Isotopenverhältnis des Zuflusses [‰]
ϵ	kinetischer Trennfaktor [-]
λ	Korrelationslänge [L]
λ_x, λ_y	Korrelationslänge in x- und y-Richtung [L]
∇	Nabla Operator [L^{-1}]
ω	Zufallsvariable (Abschnitt 4.4.5.1)
Ω	Zahlenintervall (Abschnitt 4.4.5.1)
σ	mittlere Abweichung (Standardabweichung) einer Weglängenverteilung [L]
σ^2	mittlere quadratische Abweichung einer Weglängenverteilung [L]
σ_ω^2	Varianz [-] (Abschnitt 4.4.5.1)
GMWL	Global Meteoric Water Line
HGK80	Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1980
HGK87	Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1987
HGK99	Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1999
IAEA	International Atomic Energy Agency
LMWL	Local Meteoric Water Line
MGWL	Mittlerer Grundwasserleiter
MWL	Meteoric Water Line
OGWL	Oberer Grundwasserleiter
OZH	Oberer Zwischenhorizont
SF ₆	Schwefelhexafluorid
UGWL	Unterer Grundwasserleiter
UZH	Unterer Zwischenhorizont
V-SMOW	Vienna-Standard Mean Ocean Water
WMO	World Meteorological Organisation
ZH1	Zwischenhorizont 1
ZH2	Zwischenhorizont 2
ZH3	Zwischenhorizont 3

1 Einleitung

1.1 Motivation

Seen konnten sich innerhalb der Bevölkerung stets eines großen Ansehens erfreuen. Sie gelten als beliebte Naherholungsgebiete, Sport- und Freizeitstätten, und für die Tier- und Pflanzenwelt stellen sie ein wichtiges Ökosystem dar. Baggerseen sind eine bedeutende Rohstoffquelle für die Sand- und Kiesindustrie. Durch die vielseitige Nutzung der Seen wird heute - nicht zuletzt wegen der geltenden Badegewässerrichtlinien - großes Augenmerk auf die Wasserqualität gelegt. In diesem Zusammenhang ist der Begriff der Eutrophierung in aller Munde. Sie ist ein meist anthropogen bedingter Prozess und bedeutet die Steigerung der pflanzlichen Primärproduktion, die durch die erhöhte Zufuhr von Nährstoffen (hauptsächlich Phosphat) durch Niederschläge, Abwässer, Landwirtschaft oder andere diffuse Quellen hervorgerufen wird (Schwoerbel 1999). Durch das hohe Nährstoffangebot kann es während der Sommermonate innerhalb der Seen zu Algenmassenentwicklungen kommen. Beim mikrobiellen Abbau der toten Algenbiomasse wird der in der Wassersäule vorhandene Sauerstoff verbraucht, und es kommt zu Sauerstoffmangelerscheinungen, welche häufig ein Fischsterben zur Folge haben. Ein Sauerstoffgehalt $< 80 - 100 \%$ liegt zudem unter den Anforderungen der EU-Badegewässerrichtlinie (RL76/160/EWG). Die im Extremfall auftretenden Algenteppiche sind toxisch, so dass der Badebetrieb an einem betroffenen Gewässer meist stark eingeschränkt werden muss.

Die konkurrierenden Anforderungen hinsichtlich der gleichzeitigen Nutzung eines Baggersees als Naherholungsgebiet und Rohstoffquelle erfordern ein sorgfältiges Umweltmanagement. Zur Erarbeitung eines erfolgreichen Managementkonzeptes ist es unter anderem notwendig, möglichst sämtliche, die Wasserqualität des Baggersees beeinflussenden Faktoren zu bestimmen und ihren Einfluss auf den trophischen Zustand des Sees zu erkennen. Neben der chemischen und biologischen Beschaffenheit des Seewassers fällt auch dem angrenzenden Grundwasser als Quelle der anthropogenen Nährstoffe eine essenzielle Bedeutung zu. Ein wichtiges Instrument des Umweltmanagements zur Handhabung dieser Vielzahl von Faktoren ist die numerische Modellierung. Sie bietet die Möglichkeit, die komplexen Wechselwirkungen zwischen den Einzelparametern zu quantifizieren und mit Hilfe von Messdaten prognostizierte Prozesse zu verifizieren.

Der Willersinnweiher bei Ludwigshafen ist ein Baggersee, der intensiv als Badensee genutzt wird. Er zeigte seit den 1970er Jahren mehrfach deutliche Eutrophierungserscheinungen, die Reoligotrophierungsmaßnahmen für die langfristige Aufrechterhaltung des Badebetriebes notwendig machten. Die seeinternen, den trophischen Zustand des Sees beeinflussenden chemischen und biologischen Faktoren sind mittlerweile sehr gut bekannt, und verschiedene Sanierungs- und Restaurierungsmaßnahmen zeigen gute Erfolge (Sandler 2000). Der Einfluss des Grundwassers auf die chemische Beschaffenheit des Oberflächenwassers des Willersinnweihers ist bislang jedoch nur rudimentär in die Untersuchungen eingegangen, da Grunddaten für eine genaue Bestimmung der Menge und Richtung des Grundwasserzustroms fehlten. Da der Willersinnweiher keinen oberirdischen Zu- oder Abfluss besitzt, ist das Grundwasser die Haupt(nähr)stoffquelle für den See. Somit kommt der Evaluierung des Grundwasserzustroms eine essenzielle Bedeutung zu, um gegenwärtige und zukünftige Stoffeinträge quantifizieren zu können. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Erfassung des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher.

1.2 Ausgangslage dieser Arbeit

Mitte der 1990er Jahre wurde ein Restaurierungs- und Sanierungskonzept zur Verbesserung der Wasserqualität des Willersinnweihers erarbeitet, an dem das Labor für Geomorphologie und Geoökologie des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg mit der Arbeit von Sandler (2000) unmittelbar beteiligt war. Sie untersuchte den Einfluss der durchgeführten Maßnahmen auf den Nährstoffhaushalt und die Biozönose des Willersinnweihers. Ihre Arbeit lieferte eine sehr umfangreiche Datenbasis zur chemischen und biologischen Beschaffenheit des Seewassers, welche die Grundlage für weitere, nicht ausschließlich die Eutrophierung des Sees betreffende Untersuchungen lieferte.

Seit Ende der 1990er Jahre untersucht der Teilbereich A des DFG-Graduiertenkollegs 273 „Einwirkung fluider Phasen auf Locker- und Festgesteine“ verschiedenste, größtenteils geochemische Prozesse im limnischen System des Willersinnweihers. Diese Arbeiten beschäftigen sich mit geochemischen Prozessen innerhalb der Wassersäule, an der Grenze zwischen Oberflächengewässer und Sediment sowie der Kopplung zwischen See- und angrenzendem Grundwasser.

Pracht (2001) befasste sich am Willersinnweiher mit der Kopplung von Eisen und Mangan an den Urankreislauf.

Als Folgearbeit von Sandler (2000) untersuchte Schmid (2002) den Einfluss der Calcitfällung mit der Kopräzipitation von Phosphor im Hinblick auf die trophische Entwicklung des Willersinnweihers. Er konnte feststellen, dass über die Calcitfällung größere Mengen von Phosphor immobilisiert werden und sich die Calcitfällung positiv auf die trophische Entwicklung des Willersinnweihers auswirkt.

Uran zeigt ein gutes Potenzial zur Datierung von limnischen Sedimenten und besitzt ebenfalls vielversprechende Eigenschaften als Redoxtracer. Laukenmann (2002) befasste sich mit dem geochemischen Verhalten von Uran und dessen Kopplung an vorherrschende Stoffkreisläufe in der Wassersäule und im Sediment des Willersinnweihers. Er konnte zeigen, dass der vertikale Transport von Uran im See- und Porenwasser eng an die redoxchemischen Bedingungen in der Wassersäule gekoppelt ist, wobei der im See dominierende Schwefelkreislauf eine wichtige Rolle einnimmt. Laukenmann (2002) stellte fest, dass die anoxischen, organikreichen Sedimente des Willersinnweihers als Uran-Senke fungieren.

Wild (2002) untersuchte in seiner Diplomarbeit die Kopplung zwischen Eisen-, Mangan- und Schwefelkreislauf des Willersinnweihers.

In nahezu allen geochemischen Arbeiten stellt sich die Frage nach der Höhe des Stoffeintrags durch das Grundwasser. Eine erste Untersuchung zur Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher wurde von Kreuzer (2002) durchgeführt. In seiner Diplomarbeit bestimmte er die Grundwasserzufflussrate zum Willersinnweiher mit Hilfe des Spurengases Schwefelhexafluorid (SF_6). Er ermittelte eine theoretische Austauschzeit für ein begrenztes Wasservolumen des Willersinnweihers von 0,7 bis 3 Jahren.

1.3 Bestimmung des Grundwasserzufflusses von Seen

Die Höhe des Grundwasserzustroms zu Seen ist im Unterschied zum Zustrom aus einem Oberflächengewässer nicht direkt messbar. Im Vergleich zum umgebenden Grundwasserleiter ist ein See eine Zone extrem hoher hydraulischer Leitfähigkeit, die üblicherweise eine lokale Fokussierung der Grundwasserströmung in Richtung des Sees bewirkt.

Die Bestimmung des Grundwasserzufflusses eines Sees kann in Abhängigkeit von der Fragestellung auf verschiedene Arten erfolgen. Die Untersuchungen reichen von der relativ einfachen Bestimmung der Zu- und Abflussgebiete, z.B. über die Kartierung von Pflanzenvergesellschaftungen (Rosenberry et al. 2000), bis hin zu komplexen numerischen Modellen. Ein bereits traditioneller Weg, den Grundwasserzustrom eines Sees zu bestimmen, ist die in der vorliegenden Arbeit angewandte Methode der numerischen Strömungsmodellierung (z.B. McBride & Pfannkuch (1975), Munter & Anderson (1981)). Im Gegensatz zu anderen gängigen Methoden wie z.B. der Bestimmung des Grundwasserzufflusses mit Hilfe von Umwelttracern (z.B. Bertleff et al. (2001), Goode (1998), Zimmermann (1978)), verschiedener Arten von Piezometern oder Infiltrometern (z.B. Lee & Cherry (1978), Knoll et al. (1999)), die alle auf einer Integration von Punktmessungen basieren, erlaubt die Strömungsmodellierung die Einbindung des zu untersuchenden Gewässers in das großräumige hydraulische Sy-

stem. Wie auch bei den anderen genannten Methoden können aus den Berechnungen Aussagen über Höhe und Richtung des Grundwasserzuflusses getroffen werden.

Eine weitere Möglichkeit, die Wasserbilanz eines Sees zu bestimmen, ist die Messung der stabilen Isotope Deuterium und ^{18}O . Sie eignen sich gut für die Beschreibung der Kopplung zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser, da jede der Komponenten, die zur Wasserbilanz beitragen, als Folge von Fraktionierungsprozessen bei der Kondensation oder Verdunstung eine individuelle isotopische Signatur besitzt, die zur räumlichen und zeitlichen Beschreibung der Austauschprozesse zwischen See und Grundwasser herangezogen werden kann. Die Analyse der stabilen Isotope soll in der vorliegenden Arbeit als weitere, unabhängige Methode verwendet werden, um die in der Strömungsmodellierung prognostizierte Grundwasserströmung zu überprüfen.

1.4 Fragestellung und Ziele

Aus der oben beschriebenen Ausgangslage ergibt sich folgende Fragestellung für diese Arbeit:

1. Wie hoch ist der Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher?
2. Wo liegen die Zu- und Abstromgebiete des Grundwassers am Willersinnweiher?
3. Wie lang ist die Austauschzeit für das Seewasser?
4. Wie genau können Höhe und Richtung des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher prognostiziert werden?

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation sollen die Höhe und Richtung des Zu- und Abstroms von Grundwasser am Willersinnweiher sowie die Austauschzeit des Seewassers mit Hilfe einer Strömungsmodellierung bestimmt werden. Die durch das Modell prognostizierte Strömungsrichtung wird anschließend anhand von Deuterium- und ^{18}O -Messungen aus der Wassersäule des Sees sowie aus dem angrenzenden Grundwasser überprüft. Danach soll mit Hilfe des Strömungsmodells die mögliche Schwankungsbreite in der Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher über eine Sensitivitätsstudie abgeschätzt werden. Dabei soll die Sensitivität des Grundwasserzuflusses gegenüber einzelnen Komponenten in der Modellstruktur, der Durchlässigkeit der Seesedimente sowie Heterogenitäten in der hydraulischen Durchlässigkeit des Grundwasserleitermaterials ermittelt werden.

2 Grundlagen

2.1 Einfluss von Seen auf die Grundwasserströmung

Baggerseen besitzen üblicherweise keinen oberirdischen Zu- oder Abfluss. Ihre Wasseroberfläche ist die freigelegte Oberfläche des Grundwasserspiegels, so dass sie als „Grundwasseraufschlüsse“ angesehen werden können. Verglichen mit dem Grundwasserleiter besitzt der Baggersee einen deutlich geringeren Strömungswiderstand, der zu einer Fokussierung der Fliesswege durch den See führt (Bertleff et al. (2001), Abb. 2.1), so dass sich die lokalen Grundwasserströmungsrichtungen im Nahbereich eines Sees von der regionalen Strömungsrichtung unterscheiden können. Durch die Fokussierung der Stromlinien auf den See ist die Zustrombreite selbst im Nahbereich des Sees breiter als die tatsächliche Seebreite.

Die Strömungsverhältnisse in der Umgebung eines Sees sind häufig sehr komplex. In erster Linie wird die Höhe des Grundwasserzustroms zu einem See durch die hydraulischen Kennwerte des Grundwasserleitermaterials sowie den hydraulischen Gradienten im Grundwasserspiegel in der Seeumgebung bestimmt. Bei freigelegtem Grundwasser bildet die Wasseroberfläche eine konzentrische Fläche mit dem Erdmittelpunkt als Zentrum. Wegen der relativ geringen räumlichen Ausdehnung der Seefläche wird sie als Ebene angenommen. Die durch den See hindurch verlängerte Gefällslinie geht dann im einfachsten Fall durch die Seemitte, oberstromig kommt es zu einer Grundwasserabsenkung, unterstromig zu einer Grundwasseraufhöhung (Armbruster & Kohm 1977, Bertleff et al. 2001). Der Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer wird weiterhin durch die Kolmation (Ausmaß der Abdichtung des Sees gegenüber dem Grundwasserleiter durch Seesedimente) beeinflusst. Die Seeabdichtung führt zu einem gehemmten Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser. Sie bewirkt eine verstärkte Aufhöhung des Seewasserspiegels wobei der Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser hauptsächlich im litoralen Bereich, wo die Abdichtung durch limnische Sedimente geringer ist, stattfindet. Steile Böschungen begünstigen den horizontalen Grundwasserzustrom, während der Seeboden üblicherweise stärker abgedichtet ist (Bertleff et al. 2001).

Seit Anfang der 1980er Jahre wurde eine Reihe von theoretischen Untersuchungen und Feldexperimenten zu Grundwasser-See-Interaktionen durchgeführt, wobei eine Anzahl von Faktoren bestimmt werden konnte, die die Grundwasserströmung im

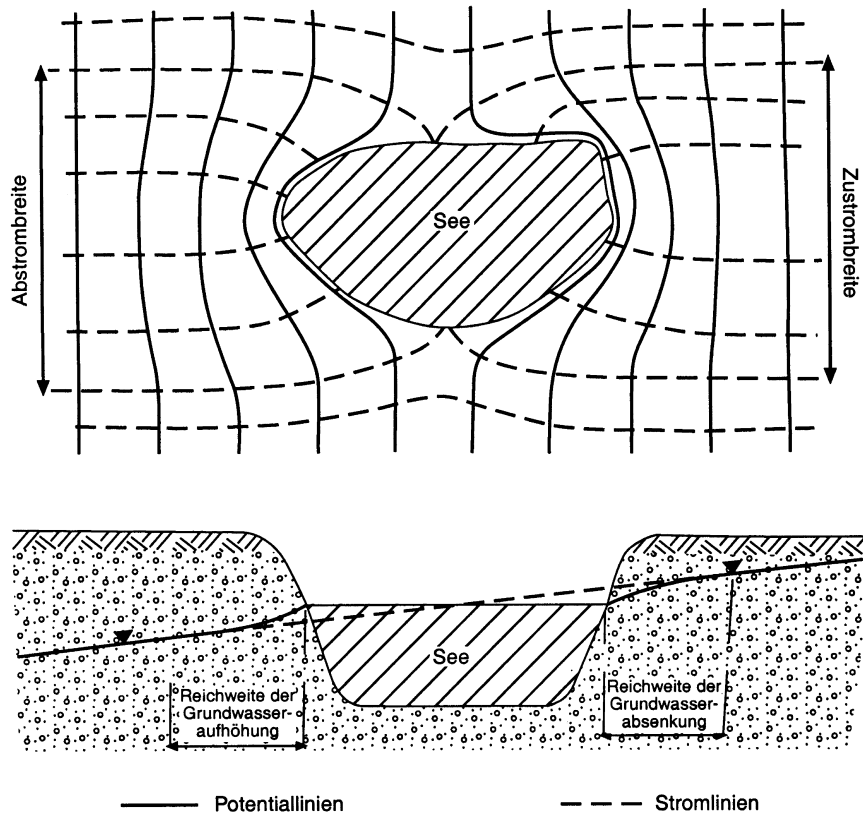


Abbildung 2.1: Hydraulische Verhältnisse im Umfeld eines Baggersees, schematisch (aus Bertleff et al. (2001)). Durch seinen geringeren Strömungswiderstand wird die Grundwasserströmung auf den See fokussiert. Im Anstrom des Sees kommt es zu einer Grundwasserabsenkung, im Abstrom zu einer Grundwasseraufhöhung.

Nahbereich des Sees beeinflussen. Born et al. (1979) führte eine Klassifizierung der Seen in Zuflusseseen, Abflusseseen und Durchflusseseen ein. Numerische Simulationen von McBride & Pfannkuch (1975) zeigen, dass der Grundwasserzufluss zu einem See in erster Linie im Litoral stattfindet und mit zunehmender Entfernung zum Ufer exponentiell abnimmt. Sie konnten weiterhin feststellen, dass die schwach durchlässigen limnischen Sedimente den Grundwasserzustrom aufweiten, während höher hydraulisch leitfähige Bereiche im Seesediment den Zufluss fokussieren. In einer theoretischen Arbeit zeigte Winter (1983) die zeitliche Dynamik des Grundwasserzuflusses zu Seen auf. Er konnte beweisen, dass lokale Neubildungsereignisse den Grundwasserspiegel im Abstrom des Sees soweit erhöhen können, dass der Abstrom aus dem See durch diese sogenannten „water-table mounds“ zeitweilig blockiert wird. Eine Bestätigung dieser Berechnungen liefern Anderson & Munter (1981) anhand eines Feldexperimentes am Snake Lake, Wisconsin. In den meisten der theoreti-

schen und praktischen Untersuchungen werden die hydrogeologischen Verhältnisse stark vereinfacht. Eine Untersuchung von Piotrowski & Kluge (1994) am Belauer See, einem stark durch glazial angelegte Diskontinuitäten geprägten Gebiet zeigt, dass mit dem Übergang vom Einzugsgebietsmaßstab zum hochauflösenden Niveau des Uferbereiches die Anforderungen an die geologischen und hydrologischen Voruntersuchungen stark ansteigen, wenn die Strömungsverhältnisse in der Nähe des Seeufers im Detail erfasst werden sollen.

2.2 Theorie der Strömungsmodellierung

Zur Modellierung der regionalen Grundwasserströmung in der Umgebung des Willersinnweihers wurde das Programmpaket *Processing Modflow* (Chiang & Kinzelbach 2001) verwendet. Es umfasst unter anderem das dreidimensionale Finite-Differenzen Grundwassermodell MODFLOW (McDonald & Harbaugh 1988) sowie das advektive Transportmodell PMPATH (Chiang & Kinzelbach 1998).

2.2.1 Grundgleichungen

Die Theorie der Grundwasserströmung ist in einer Reihe von Lehrbüchern eingehend beschrieben (z.B. Freeze & Cherry (1979), Kinzelbach & Rausch (1995), Mattheß & Ubell (1983), Bear (1972)). Daher soll an dieser Stelle nur kurz auf die Grundgleichungen der Grundwasserströmung eingegangen werden.

Die Strömungsgleichungen für Grundwasser lassen sich aus der Kontinuitätsgleichung und dem Gesetz von DARCY herleiten. Die Kontinuitätsgleichung beschreibt die Massenerhaltung im System. Sie besagt, dass die Summe aller Zu- und Abflüsse über die Grenzen eines Kontrollvolumens gleich der Wasserspeicherung und der externen Flüsse in diesem Kontrollvolumen sein muss. Für Wasser mit konstanter Dichte gilt:

$$\nabla \mathbf{q} = -\frac{\partial n_e}{\partial t} + w \quad (2.1)$$

\mathbf{q} : Vektor der DARCY- bzw. Filtergeschwindigkeit [L/T]

n_e : nutzbare Porosität¹ [-]

w : externer Zufluss (positiv) oder Abfluss (negativ), bezogen auf das Kontrollvolumen [T⁻¹].

Das Gesetz von DARCY besagt, dass in einem isotropen, porösen Medium der spezifische Abfluss (Filtergeschwindigkeit) proportional zum negativen Gradienten der Piezometerhöhe ist. Für den allgemeinen dreidimensionalen Fall ist:

$$\mathbf{q} = -k_f \nabla h \quad (2.2)$$

¹= speicherwirksame oder entwässerbare Porosität

k_f : Durchlässigkeitsbeiwert [L/T]

h : Piezometerhöhe [L].

Im anisotropen Medium wird die Richtungsabhängigkeit durch den Durchlässigkeitstensor K_f an Stelle des Durchlässigkeitsbeiwertes beschrieben:

$$\mathbf{q} = -K_f \nabla h \quad (2.3)$$

K_f : Durchlässigkeitstensor [L/T].

Aus der Verbindung der Kontinuitätsgleichung mit dem DARCY-Gesetz erhält man die Strömungsgleichung für eine Flüssigkeit mit konstanter Dichte und Viskosität:

$$\nabla(K_f \nabla h) = \frac{\partial n_e}{\partial t} - w. \quad (2.4)$$

Im Falle eines gespannten Grundwasserleiters ist es notwendig, die Kompressibilität des Aquifermaterials zu berücksichtigen. Somit erhält die Strömungsgleichung folgende Form:

$$\nabla(K_f \nabla h) = S \frac{\partial h}{\partial t} - w \quad (2.5)$$

S : Speicherkoeffizient [-].

Im gespannten Grundwasserleiter ist der Speicherkoeffizient eine Funktion der Kompressibilität des Aquifers. Im freien Grundwasserleiter wird Wasser vor allem durch die Bewegung des Grundwasserspiegels gespeichert. Da dieser Effekt deutlich größer ist als die Speicherung durch Kompressibilität, wird S durch die speicherwirksame Porosität n_e ersetzt. Weiterhin ist im gespannten Aquifer die Transmissivität ausschließlich eine Funktion des Ortes, während sie im freien Aquifer zusätzlich eine Funktion der Piezometerhöhe ist, da sich die Aquifermächtigkeit mit der Wasserspiegelhöhe ändert (Kinzelbach & Rausch 1995):

$$\nabla((h - b)K_f \nabla h) = n_e \frac{\partial h}{\partial t} - q_{ex} \quad (2.6)$$

b : Höhenlage der Aquifersohle [L]

q_{ex} : externer Zufluss (positiv) oder Abfluss (negativ), bezogen auf die Querschnittsfläche in der x-y-Ebene [L/T].

Grundwassermodelle lassen sich nach ihrem zeitlichen Verhalten in stationäre und instationäre Modelle unterteilen. Stationäre Modelle finden dann Verwendung, wenn ein Gleichgewichtszustand oder eine mittlere Strömungssituation betrachtet wird, wobei die Piezometerhöhen konstant bleiben. Dabei wird die zeitliche Ableitung in den oben genannten Gleichungen Null gesetzt. Die instationäre Modellierung dient zur Simulation der zeitlichen Entwicklung des Strömungsgeschehens, welches in Zeitschritte diskretisiert nachvollzogen wird (Kinzelbach & Rausch 1995).

2.2.2 Randbedingungen

Zur Lösung der Strömungsgleichungen sind Anfangs- und Randbedingungen notwendig. Die Anfangsbedingungen legen die Piezometerhöhenverteilung zum Zeitpunkt t_0 fest und sind nur bei der instationären Modellierung erforderlich. Man unterscheidet drei Arten von Randbedingungen:

1. DIRICHLET-Randbedingung: Sie gibt die Piezometerhöhen auf dem Modellrand ($h = f(t)$) vor. Ein Spezialfall dieser Randbedingung ist der Festpotentialrand mit zeitlich unabhängiger Piezometerhöhe $h = const$.
2. NEUMANN-Randbedingung: Sie legt einen konstanten Zu- oder Abfluss ($q = const$) über den Modellrand fest. Ein Spezialfall ist der undurchlässige Rand, z.B. entlang von Stromlinien.
3. CAUCHY-Randbedingung: Hierbei handelt es sich um eine Kombination aus Randbedingung 1 und 2. Sie gibt eine Sickerung z.B. aus einem Oberflächen-gewässer vor, wobei das äußere Potenzial durch einen Widerstand abgeschwächt im Aquifer wirksam wird.

2.2.3 Finite-Differenzen Verfahren

Viele analytische Lösungen basieren auf der Annahme eines homogenen, isotropen, unendlich ausgedehnten Grundwasserleiters und sind somit nur für sehr einfache Probleme anwendbar. Für die Modellierung realistischerer Systeme muss stattdessen auf numerische Modelle zurückgegriffen werden (Wang & Anderson 1982).

MODFLOW verwendet für die Lösung der Strömungsgleichungen das Finite-Differenzen-Verfahren (McDonald & Harbaugh 1988). Dabei wird das Modellgebiet horizontal und vertikal in rechteckige Zellen (Zeilen, Spalten und Lagen) unterteilt, wobei die Diskretisierung in x-, y- und z-Richtung variable Zellweiten erlaubt. Jede Finite-Differenzen-Zelle ist mit einem Knoten belegt, für den im Zuge der Strömungsmodellierung eine Piezometerhöhe berechnet wird (Abb. 2.2). MODFLOW verwendet ein blockzentriertes Gitter, d.h. die Knoten, für die die Wasserstände berechnet werden sollen, liegen in der Zellmitte. Beim Finite-Differenzen-Verfahren werden die Differentiale der Strömungsgleichung durch Differenzenquotienten ersetzt und die resultierende Gleichung für jede Zelle über die Dauer eines Zeitintervalls Δt angewendet. Dies geschieht unter der Annahme, dass ein Wasseraustausch nur zwischen der Zelle und ihren sechs direkten Nachbarzellen stattfindet (Kinzelbach & Rausch 1995). Für die Lösung der Strömungsgleichungen stehen im *Processing Modflow*-Programmpaket ein direktes und drei iterative Lösungsverfahren zur Verfügung. Im vorliegenden Modell wurde der iterativ arbeitende PCG²-Gleichungslöser verwendet.

²PCG-Verfahren = **P**reconditioned **C**onjugate **G**radient-Verfahren (Hill 1990)

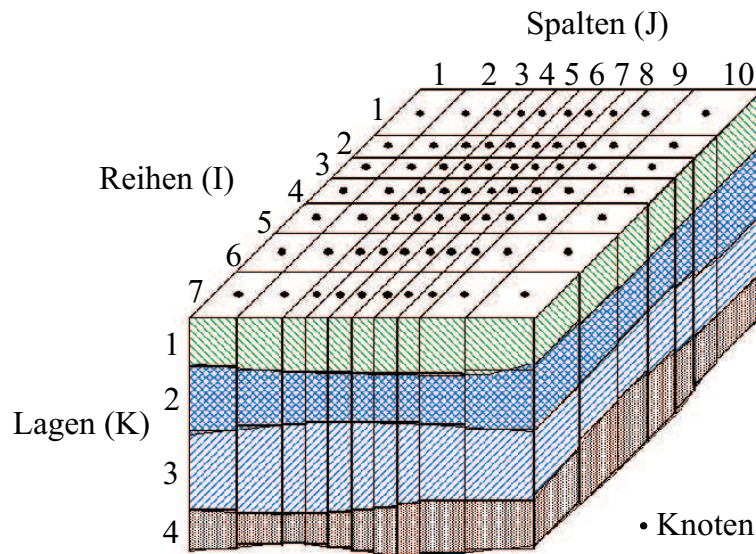


Abbildung 2.2: Räumliche Diskretisierung eines Finite-Differenzen-Gitters (Chiang & Kinzelbach (2001), verändert)

2.3 Stabile Isotope ^{18}O und Deuterium

Eine Reihe von Arbeiten haben in den letzten 40 Jahren die gute Eignung der stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium zur Beschreibung der Kopplung zwischen Seen und dem angrenzenden Grundwasser bewiesen (z.B. Dincer (1968), Zimmermann (1969), Gat (1970), Zimmermann (1978), Stichler & Moser (1979), Krabbenhoft et al. (1990), Katz et al. (1995), Yehdegho et al. (1997), Bertleff et al. (2001)). Jede Komponente, die zur Wasserbilanz des Sees beiträgt, besitzt ihre individuelle isotopische Signatur. Als Teil des Wassermoleküls unterliegen ^{18}O und Deuterium bei oberflächennahen Temperaturen im Grundwasser keinen chemischen oder biologischen Veränderungen und sind somit nahezu ideale Tracer für die Beschreibung der Grundwasserbewegung. Im Oberflächen- und Niederschlagswasser kommt es bei der Verdunstung und bei der Kondensation zu Fraktionierungsprozessen zwischen den isotopischen Spezies. Die daraus resultierende Variation in den Isotopenverhältnissen der einzelnen Komponenten der Wasserbilanz eines Oberflächengewässers kann für die räumliche und zeitliche Beschreibung der Austauschprozesse zwischen See und Grundwasser herangezogen werden.

2.3.1 Grundlagen

Natürliche Wässer enthalten neben den Wassermolekülen H_2^{16}O in sehr geringen Mengen auch die isotopisch schwereren, stabilen Isotope H_2^{18}O und HDO (D = Deuterium, ^2H). Da sich die Dampfdrücke und Diffusionsgeschwindigkeiten der ge-

nannten Wasserspezies geringfügig unterscheiden, können bei der Verdampfung und bei der Kondensation Verschiebungen in den Verhältnissen der Isotopenhäufigkeiten eintreten. So werden z.B. bei der Verdunstung aus einem hinreichend großen Wasserreservoir die schwereren Moleküle H_2^{18}O und HDO gegenüber dem leichten Isotop H_2^{16}O im Dampf abgereichert, der Wasserdampf ist in Folge dieses Fraktionierungsprozesses isotopisch etwas leichter als das Ausgangswasser. Der Grad der Verschiebung der Isotopenhäufigkeiten hängt von meteorologischen Parametern wie Temperatur und Luftfeuchte sowie der Vorgeschichte des Wassers ab (Roedel 1994).

Nach einem Vorschlag von Craig (1961b) werden im allgemeinen die D- und ^{18}O -Gehalte einer Wasserprobe auf einen Standard bezogen. Als relative Abweichung werden dabei die sogenannten δ -Werte definiert mit

$$\delta = 1000 \cdot \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} = 1000 \cdot \left(\frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right) [\text{‰}]. \quad (2.7)$$

R ist dabei das Verhältnis der Konzentrationen der leichten gegenüber derer der schweren Isotopen der jeweiligen isotopischen Spezies in der Probe bzw. in einem Standard.

Heute wird als international vereinbarter Standard der synthetisch hergestellte V-SMOW-Standard (**V**ienna-**S**tandard **M**ean **O**cean **W**ater) verwendet (Coplen 1996).

2.3.2 Isotopentrennprozesse

Der grundlegende Prozess für die charakteristische Isotopensignatur eines Wasserpaketes ist die Fraktionierung, die bei der Verdunstung oder Kondensation eintritt. Nach Craig & Gordon (1965) setzt sich der Fraktionierungsprozess bei der Verdunstung aus zwei Komponenten zusammen:

1. der *Gleichgewichtstrennung*, bei der die leichten Isotope aufgrund der unterschiedlichen Dampfdrücke der isotopischen Spezies bevorzugt in den Dampf übergehen und
2. der *kinetischen Trennung*, die durch die unterschiedliche Diffusionsgeschwindigkeit der isotopischen Wassermoleküle durch die Wasser-Luft Grenzschicht verursacht wird.

Die *Gleichgewichtstrennung* findet statt, wenn sich der Luftwasserdampf im thermodynamischen Gleichgewicht mit dem flüssigen Wasser befindet. Dies ist der Fall, wenn die Luftfeuchte gegenüber dem flüssigen Wasser 100 % gesättigt ist (Krabbenhoft et al. 1994). Die Gleichgewichtstrennung ist ein Prozess, der sowohl bei der Kondensation als auch bei der Verdunstung eintritt. Bei der Verdunstung gehen die leichten Moleküle H_2^{16}O als Folge der unterschiedlichen Dampfdrücke der isotopischen Spezies bevorzugt in den Dampf über, während die schweren Isotope in der

flüssigen Phase angereichert werden. Bei der Kondensation lässt sich der umgekehrte Prozess beobachten. Während die leichten Isotope im Wasserdampf verweilen, ist das Kondensat im Moment der Gleichgewichtstrennung isotopisch schwerer als der Dampf, das heißt dass die schweren Isotope bevorzugt aus dem Dampf ausregnen (Roedel 1994). Die Gleichgewichtstrennung ist temperaturabhängig. Sie ist bei niedrigen Temperaturen größer als bei hohen (Majoube 1971).

Die *kinetische Trennung* ist eine lineare Funktion des Feuchtedefizits über der Wasseroberfläche und tritt ein, wenn die Feuchte im Dampfraum niedriger ist als die Sättigungfeuchte. Es entsteht ein Nettostrom von Wassermolekülen aus der flüssigen Phase in die Gasphase, wobei die Moleküle durch die laminar-viskose Grenzschicht zwischen der Wasseroberfläche und der turbulent durchmischten Atmosphäre hindurch diffundieren müssen. Da die Diffusionskoeffizienten für die schweren Moleküle geringfügig kleiner sind als für H_2^{16}O , wird ihr Transferwiderstand etwas größer, und es kommt zu einer zusätzlichen Abreicherung der schweren Moleküle in der Dampfphase (Craig & Gordon 1965, Ehhalt & Knott 1965, Roedel 1994).

2.3.3 Isotopenverhältnisse von Niederschlag, Grund- und Oberflächenwasser

2.3.3.1 Niederschlag

Die Isotopenverhältnisse von ^{18}O und D im Niederschlag stehen in linearem Verhältnis zueinander, welches durch die sogenannte „Meteoric Water Line“ (MWL) beschrieben werden kann. Die „Global Meteoric Water Line“ (GMWL) folgt der Beziehung $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$, wobei der Achsenabschnitt den sogenannten D-Excess (d) darstellt, welcher durch die kinetische Trennung bei der Verdunstung hervorgerufen wird (Craig 1961a). Die Isotopenverhältnisse im Niederschlag variieren im Jahresgang üblicherweise um einen Mittelwert (Abb. 2.3).

Die jahreszeitlichen Variationen der Isotopenverhältnisse im Niederschlag sind in erster Linie auf Änderungen in der Kondensationstemperatur mit hohen Verhältnissen im Sommer und niedrigen im Winter zurückzuführen, wobei andere Einflussgrößen wie geographische Breite, topographische Höhe oder mittlere monatliche Niederschlagsmenge für die jahreszeitlichen Variationen weniger ins Gewicht fallen (Yurtsever & Gat 1981).

Da der Vorrat der Dampfphase nicht unendlich groß ist, ändert sich mit fortschreitender Kondensation und Entfernung zur Quelle auch die isotopische Zusammensetzung des Dampfes, womit auch der Niederschlag sukzessive an schweren Isotopen angereichert wird (Isotopen-Kontinentaleffekt). Gleichzeitig spielen für die isotopische Zusammensetzung der Niederschlagswässer eines Einzugsgebietes auch geographische Breite, topographische Höhe und bei einzelnen Niederschlagsereignissen

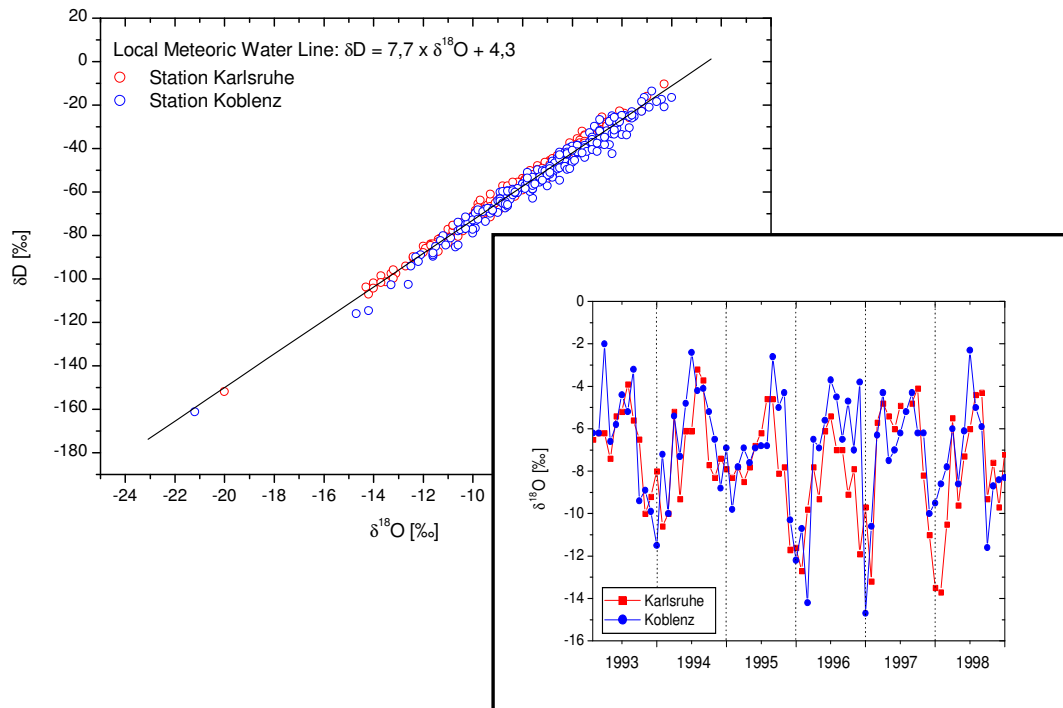


Abbildung 2.3: Local Meteoric Water Line und Jahrgang der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag der meteorischen Stationen Karlsruhe und Koblenz (Quelle: IAEA/WMO (2002)). Wegen der ähnlichen geographischen Lage dieser Stationen sollte das mittlere Isotopenverhältnis ihrer Niederschläge ungefähr dem des Niederschlags in Ludwigshafen entsprechen.

die Niederschlagsintensität eine Rolle (Dansgaard 1964, Eichler 1965, Sonntag et al. 1978).

Abbildung 2.3 zeigt den Jahrgang der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag der Stationen Karlsruhe und Koblenz. Gleichzeitig wurde aus den zur Verfügung stehenden δD - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten dieser Stationen (IAEA/WMO 2002) eine „Local Meteoric Water Line“ (LMWL) berechnet, die aufgrund der ähnlichen geographischen Lage etwa der der Niederschläge in Ludwigshafen entsprechen sollte. Bei der relativ geringen Steigung der Geraden von 7,7 und dem geringen D-Excess von 4,3 handelt es sich um ein „Sommerphänomen“, welches auch bei den Stationen Stuttgart und Wien beobachtet werden kann. Nach Dansgaard (1964) bzw. Gat (1971) entsteht es durch schnelle Evaporation aus Regentropfen als Folge einer intensiven Verdunstung bei relativ trockenen und warmen (bzw. heißen) Bedingungen.

2.3.3.2 Grundwasser

Die isotopische Zusammensetzung des Grundwassers entspricht annähernd der mittleren Zusammensetzung des Niederschlagswassers im Neubildungsgebiet, welches den Grundwasserspiegel durch die ungesättigte Bodenzone erreicht, also nicht durch Transpiration oder Evaporation verloren geht (Gat 1981, Gonfiantini et al. 1998). Da die Verdunstung während der Sommermonate am höchsten ist, ist die isotopische Zusammensetzung des Grundwassers geringfügig in Richtung der Isotopenverhältnisse der Winterniederschläge im Neubildungsgebiet verschoben (Sonntag et al. 1983).

Ein Grundwasserpaket kann lokal z.B. durch die Zumischung von isotopisch schwererem Oberflächenwasser oder Wässern älterer klimatischer Herkunft in seiner Zusammensetzung verändert werden. Die veränderte Isotopie eines solchen Wasserpaketes erlaubt somit Rückschlüsse auf die Strömungsrichtung des Grundwassers bzw. die klimatischen Veränderungen im Neubildungsgebiet (Gat 1981).

2.3.3.3 Oberflächenwasser

Die Basis für die charakteristische Isotopensignatur eines Oberflächengewässers ist die Fraktionierung, die bei der Verdunstung eintritt, wenn das Wasserpaket in Kontakt mit der Atmosphäre gelangt. Durch die etwas unterschiedlichen Dampfdrücke der schweren Isotopenspezies entwickelt sich das $\delta D/\delta^{18}O$ -Verhältnis in dem Oberflächengewässer abweichend von der Local Meteoric Water Line entlang einer sogenannten „Evaporationslinie“ mit einer Steigung von etwa 5 in Richtung eines D-Defizits (Gat 1971). Dabei gehen die leichten Isotope bevorzugt in den Dampf über, während die schweren Spezies in der flüssigen Phase verweilen. Die Anreicherung der schweren Isotope im Wasserkörper ist somit abhängig von Temperatur, Salinität und relativer Luftfeuchte (Krabbenhoft et al. 1994).

Die **Wasserbilanz** eines Sees, der sich im isotopischen Gleichgewicht befindet, kann aus seiner Isotopenbilanzgleichung bestimmt werden (Zimmermann 1978) :

$$\frac{d(V \cdot \delta_S)}{dt} = Z \cdot \delta_Z - E \cdot \delta_E - A \cdot \delta_A \quad (2.8)$$

mit

- V : Seevolumen [L^3]
 Z : Zufluss (zusammengesetzt aus Niederschlag, oberirdischem und unterirdischem Zufluß) [L^3/T]
 A : Abfluss [L^3/T]
 E : Evaporation [L^3/T]
 $\delta_S, \delta_Z, \delta_A, \delta_E$: Isotopenverhältnisse des Seewassers, Zuflusses, Abflusses und Wassers, welches durch Evaporation verloren geht (Nettowasserdampf) [‰].

Mit Ausnahme des Isotopenwertes des Nettowasserdampfes lassen sich alle Komponenten der Isotopenbilanzgleichung direkt bestimmen. Der Isotopenwert des Nettowasserdampfes ergibt sich nach Craig & Gordon (1965) aus

$$\delta_E = \frac{(\alpha^* \cdot \delta_S - h \cdot \delta_L - \epsilon)}{(1 - h) + \Delta\epsilon} \quad (2.9)$$

mit

α^* : Gleichgewichtstrennfaktor bezogen auf die Temperatur an der Wasser-Luft-Grenzschicht [-]

ϵ : kinetischer Trennfaktor [-]

h : rel. Luftfeuchte, bezogen auf die Oberflächentemperatur des Sees [hPa]

δ_S, δ_L : Isotopenverhältnis des Seewassers bzw. der Luftfeuchte [‰].

Die Höhe der isotopischen Anreicherung eines Oberflächengewässers ist begrenzt. Sie hängt von einer Reihe von Faktoren wie Zuflussrate, Seevolumen, relativer Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit über dem See ab. Nach Gat & Bowser (1991) ist die maximale Anreicherung erreicht, wenn $\delta_L - \delta_Z = \epsilon/h$.

2.3.4 Probenahme und Analytik

Die Probenahme an den Seeprofilen und Grundwassermessstellen des Willersinnweihers erfolgte mit Hilfe einer Tauchpumpe (Fa. Comet, Typ „Comet Combi 12-4T“). Die Beprobung der im Anstrom liegenden Weiher wurde mit einem Niskin-Wasserschöpfer durchgeführt. Die Proben wurden unkonserviert in luftdichte Glasflaschen abgefüllt.

Die ^{18}O -Analyse erfolgte mit Hilfe eines Massenspektrometers, Typ Finnigan MAT 252 nach Equilibrierung der Wasserprobe mit CO_2 (Epstein & Mayeda 1953). Die Deuteriummessung wurde ebenfalls massenspektrometrisch (Spektrometer: Typ Finnigan MAT 230C) nach Reduktion der Wasserprobe mit Chrom zu Wasserstoffgas (Gehre et al. 1996) durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung der verwendeten Messmethoden und Spektrometer findet sich bei Neubert (1998) für ^{18}O bzw. bei Keck (2001) für Deuterium. Die Messgenauigkeit der Isotopenbestimmungen beträgt für $\delta\text{D} \pm 0,1 \text{ ‰}$ und für $\delta^{18}\text{O} \pm 0,05 \text{ ‰}$.

2.4 Temperaturbedingte Schichtung in Seen

In Seen mit ausreichender Tiefe kommt es aufgrund der Dichteanomalie des Wassers zu jahreszeitlichen Schichtungen innerhalb der Wassersäule (Abb. 2.4). Während der Sommermonate erwärmt sich die Wasseroberfläche, und es bildet sich eine temperaturbedingte, stabile Schichtung aus, wobei eine warme, oberflächennahe Schicht (Epilimnion) von einer kälteren Tiefenwasserschicht (Hypolimnion) getrennt wird. Der Übergangsbereich zwischen Epi- und Hypolimnion, das Metalimnion, zeichnet

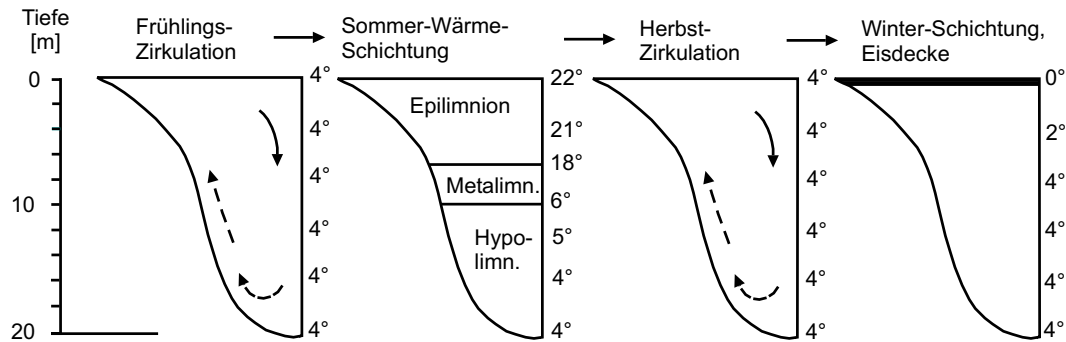


Abbildung 2.4: Jährliche Schichtung in einem dimiktischen, holomiktischen See (nach Schwoerbel (1999), verändert)

sich dabei durch einen starken Temperaturgradienten (Thermokline) aus. Der Motor für die Verfrachtung des Oberflächenwassers in die Tiefe ist der Wind. Die Tiefenausdehnung der oberflächennahen Stromwalze und damit des Epilimnions ist abhängig von Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Temperatur des Oberflächenwassers (Schwoerbel 1999). Mit der Abkühlung des Oberflächenwassers kommt es zu einer Verlagerung der Thermokline in die Tiefe, bis sich im Herbst schließlich ein homothermer Zustand einstellt. Durch die Minimierung der Dichteunterschiede wird die Vollzirkulation der gesamten Wassersäule ermöglicht. Bei weiterer Abkühlung des Oberflächenwassers kann es im Winter zu einer weiteren, jedoch meist schwächer ausgebildeten Stagnationsphase kommen. Hier bildet sich dann eine inverse Schichtung mit kaltem, oberflächennahem und dem wärmeren, 4 °C warmen Tiefenwasser höherer Dichte. Häufig wird dieser Schichtungszustand durch eine Eisbedeckung des Sees begünstigt. Im Frühjahr tritt mit dem Wiedererreichen des homothermen Zustandes eine erneute Phase der Vollzirkulation ein.

3 Einführung in das Arbeitsgebiet

3.1 Der Willersinnweiher

Der Willersinnweiher liegt in Rheinland-Pfalz, am nördlichen Rand der Stadt Ludwigshafen/Rhein zwischen den Stadtteilen Friesenheim und Oppau, ca. 2,5 km westlich des Rheins (Abb. 3.1).

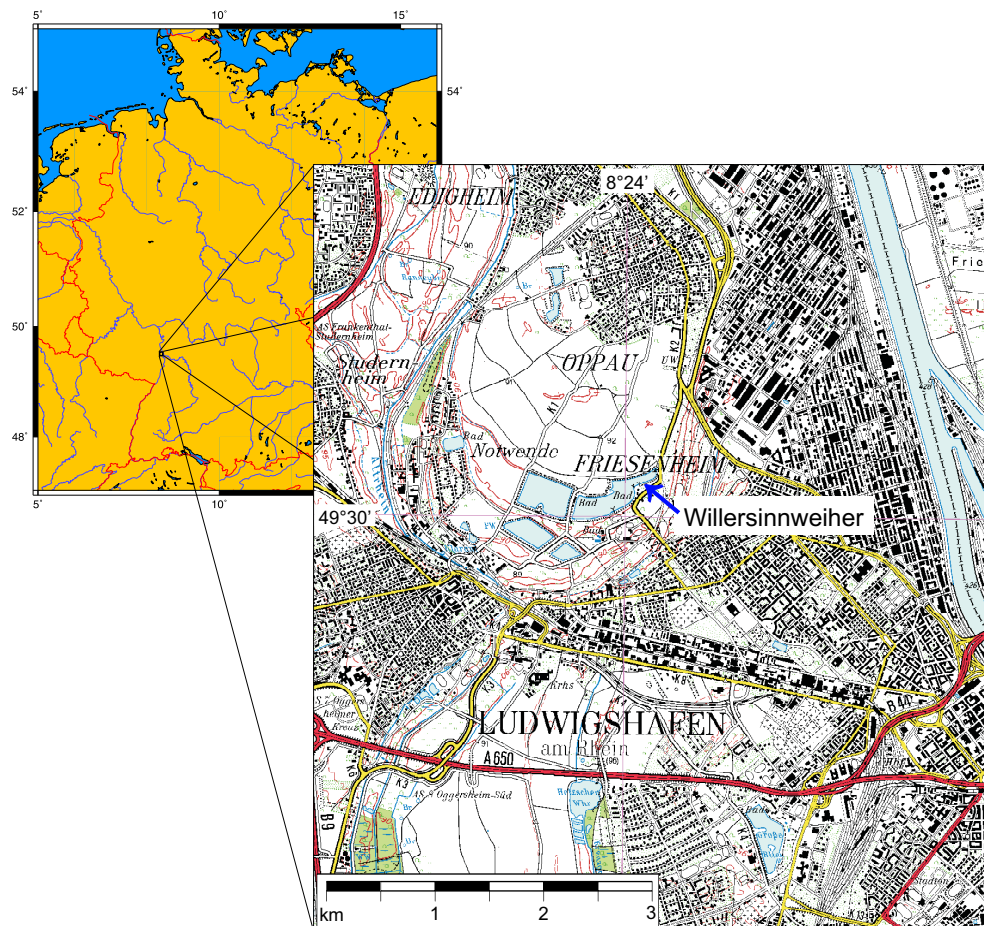


Abbildung 3.1: Geographische Lage des Willersinnweihers

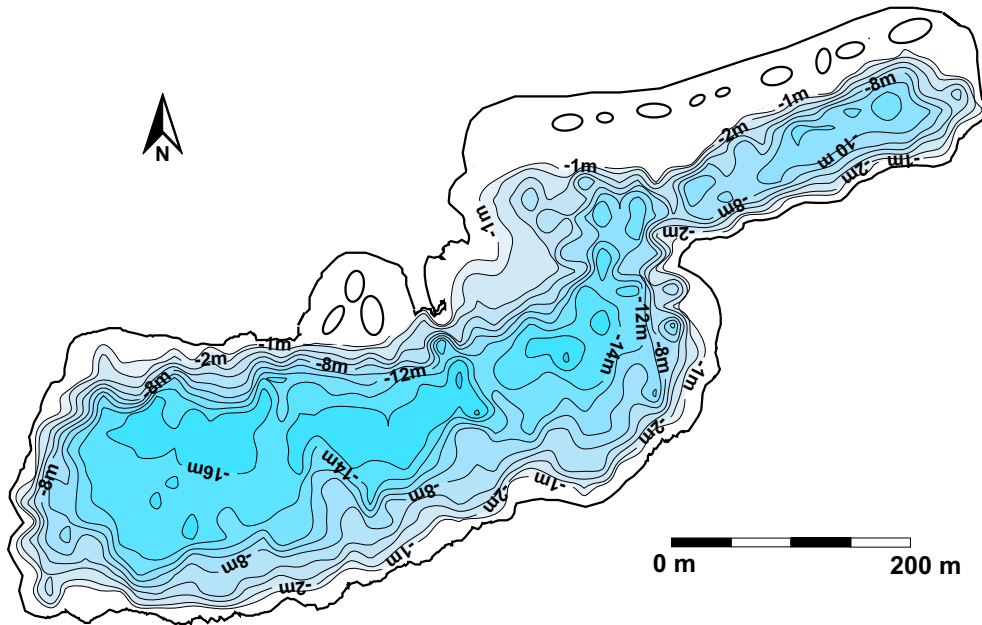


Abbildung 3.2: Morphometrie des Willersinnweihers (Bergner (1997), verändert)

Morphometrie, Entstehung und Nutzung des Willersinnweihers sowie der angrenzenden drei Baggerseen sind ausführlich bei Sandler (2000) beschrieben. Der Baggersee entstand in den 1930er Jahren während des Abbaus von Kies und Sand für das nahegelegene BASF-Gelände. Mit einer Fläche von ca. 17 ha ist er der größte innerhalb der Gruppe von vier Baggerseen. Er besitzt eine maximale Länge von 850 m und eine maximale Breite von 325 m. Morphologisch gliedert sich der W-E ausgerichtete Willersinnweiher in ein westliches und ein östliches Becken. In Abhängigkeit vom Wasserstand besitzt er eine mittlere Tiefe von ca. 8 m, wobei die maximale Tiefe des größeren, westlichen Beckens etwa 20 m beträgt, während die maximale Tiefe des kleineren, östlichen Beckens bei ca. 13,5 m liegt (Abb. 3.2). Die beiden Becken werden durch eine in etwa 8 m Tiefe liegende Schwelle voneinander getrennt. Das Wasservolumen des Willersinnweihers beträgt etwa 1,3 Mio m³. Der See besitzt keine oberirdischen Zu- und Abflüsse, wird also ausschließlich durch Grundwasser und Niederschlag (ca. 550 mm/a) gespeist (Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1999).

Seine vorerst endgültige Morphologie erhielt der Willersinnweiher im Jahre 1978. Im Zuge einer Belüftungsmaßnahme wurde das große Seebecken auf eine maximale Tiefe von ca. 20 m vertieft und ein Damm, der damals beide Seebecken fast vollständig voneinander trennte, entfernt. In den 1990er Jahren wurden von der Stadt Ludwigshafen Sanierungs- und Restaurierungsmaßnahmen in Auftrag gegeben, um die Wasserqualität und den Nährstoffhaushalt des Willersinnweihers positiv zu beein-



Abbildung 3.3: Luftbild des Willersinnweihers und der umliegenden Baggerseen während der Uferrenaturierung (Labor für Geomorphologie und Geoökologie, Universität Heidelberg)

flüssen (Sandler 2000). Im Rahmen dieser Arbeiten entstand im Norden des Sees eine weitläufige Flachuferzone mit einer Reihe künstlicher Inseln (Abb. 3.3).

Unmittelbar westlich vom Willersinnweiher liegt der Begüntenweiher (Abb. 3.3). Mit einer Fläche von etwa 15 ha und einer Tiefe von 23 m ist er der zweitgrößte und tiefste der vier Baggerseen. Der Kiesabbau begann hier am Ende der 1940er Jahre. Im Südwesten der Seengruppe liegt der Großparthweiher. Er entstand seit Ende der 1930er Jahre und besitzt eine Fläche von ca. 7 ha sowie eine maximale Tiefe von ca. 18 m. Der kleinste der Baggerseen ist mit einer Fläche von etwa 3 ha der Kratz'sche Weiher im Südosten der Seengruppe. Er ist größtenteils 12 - 15 m tief. Der Kiesabbau begann hier im Jahre 1916 (Sandler 2000). Mit Ausnahme des Kratz'schen Weihers, in dem zur Zeit noch Auskiesungsarbeiten stattfinden, werden alle Seen intensiv als Badeseen genutzt.

Am Ufer des Willersinnweihers liegen insgesamt 12 Grundwassermessstellen (Abb. 3.4). Acht dieser Messstellen sind maximal 4,85 m tiefe 2“-Flachpegel, die 1996 im Zuge der Sanierungs- und Restaurierungsmaßnahmen zur Beobachtung des Grundwasserspiegels sowie zur Beprobung des oberflächennahen Grundwassers eingerichtet wurden. Im Frühjahr 2000 wurden mit Mitteln des Graduiertenkollegs vier weitere 3“-Grundwassermessstellen eingerichtet, welche bis zur Basis des Oberen Grundwasserleiters (Tiefe 18,5 m bis 25 m) abgeteuft sind. Die Messstellen sind

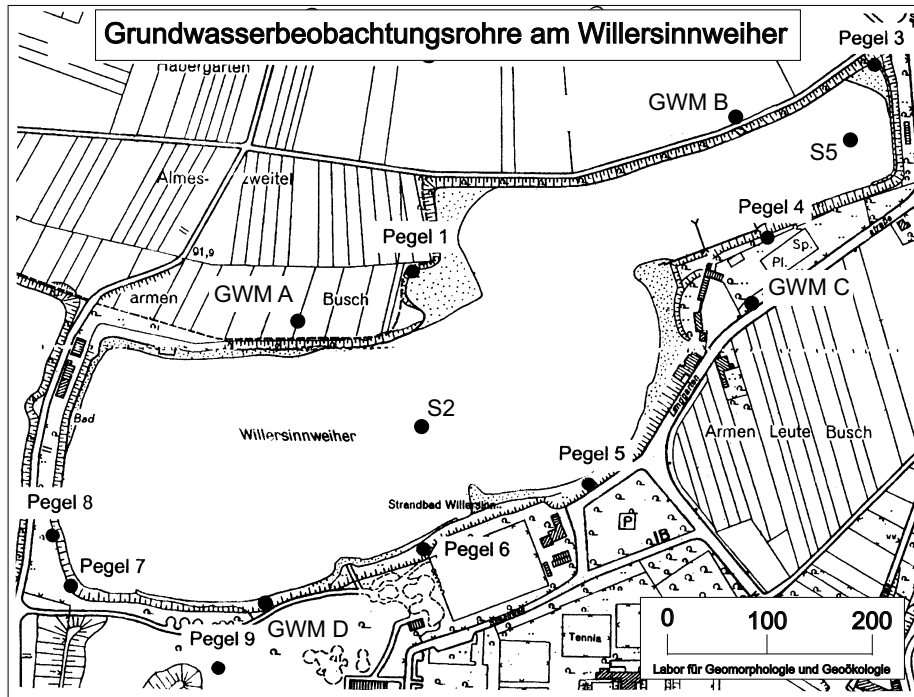


Abbildung 3.4: Lage der Grundwassermessstellen und Seebeprobungspunkte am Willersinnweiher. S2 u. S5: Seebeprobungspunkte, Pegel 1-9: flache Grundwasserbeobachtungsrohre, GWM A-D: Grundwassermessstellen, über die gesamte Mächtigkeit des Grundwasserleiters verfiltriert. Pegel 2 wurde während der Umgestaltung der Nordböschung entfernt (aus Sandler (2000), verändert).

vollverfiltriert und erlauben somit die integrale Beprobung des gesamten Grundwasserkörpers bis hin zur Aquiferbasis. Auf dem Willersinnweiher sind zur Zeit fünf durch Bojen markierte Seebeprobungspunkte eingerichtet. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Beprobungen erfolgten an den Profilen S2 und S5, die jeweils die tiefsten Punkte des westlichen (S2) und östlichen (S5) Seebeckens kennzeichnen (Abb. 3.4) sowie an allen 12 Grundwassermessstellen.

3.2 Hydrogeologischer Rahmen

Das Stadtgebiet Ludwigshafen liegt im Oberrheingraben, dessen Lockergesteine zu den bedeutendsten Grundwasserleitern Mitteleuropas zählen. Die pliozänen und pleistozänen Ablagerungen der Grabenfüllung bestehen aus einer Abfolge kiesig-sandiger Sedimente, die durch schluffig-tonige Zwischenhorizonte voneinander getrennt sind (Abb. 3.5). Ihr hydrogeologischer Aufbau wird im Detail in drei hydro-

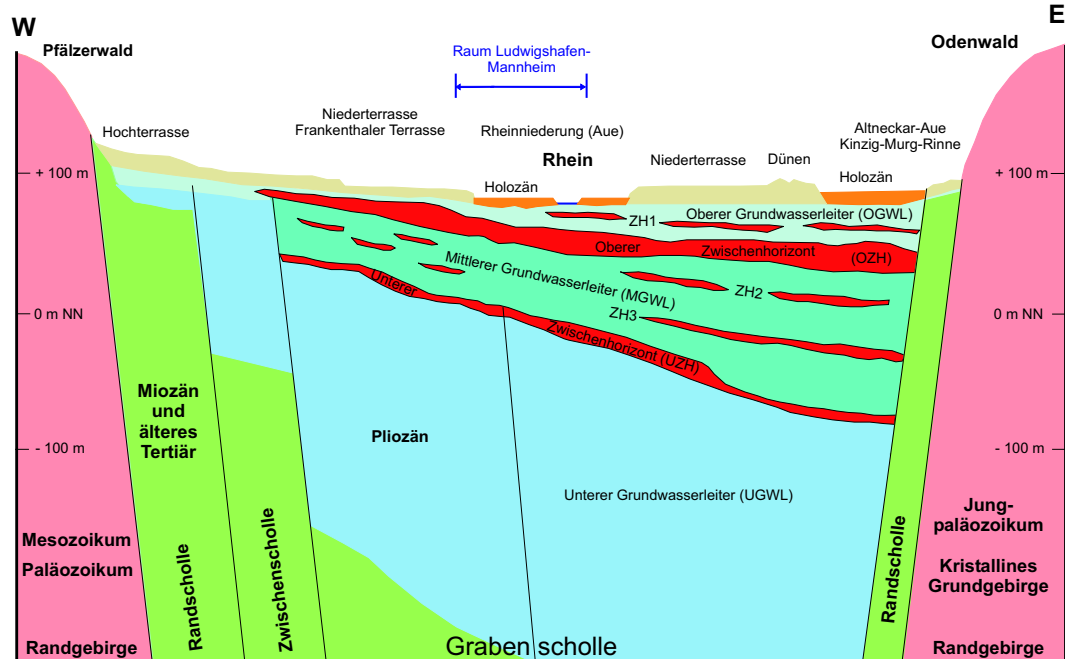


Abbildung 3.5: Schematischer W-E-Schnitt durch den Oberrheingraben im Rhein-Neckar-Raum (HGK99, verändert)

geologischen Kartierungen (Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum (1980), Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum (1987) und Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum (1999), im folgenden HGK80, HGK87 und HGK99) sowie der Dissertation von Kärcher (1985) beschrieben.

Die älteste hydrostratigraphische Einheit der Lockergesteine im Rhein-Neckar-Raum bildet der *Untere Grundwasserleiter (UGWL)*. Die wechselgelagerten Schluffe, Tone und Sande umfassen die Sedimente des Pliozäns sowie der Unteren sandig-schluffigen Abfolge des Altquartärs.

Im Hangenden schließt sich der *Untere Zwischenhorizont (UZH)* an, der als tiefster zusammenhängend kartierbarer Grundwassergeringleiter in einer Höhe von etwa -30 bis -7 müNN die Grenze zum Jungquartär bildet.

Das Jungquartär ist aus einer Wechselfolge von kiesig-sandigen und feinkörnigen, tonigen bis sandigen Sedimenten aufgebaut. Der *Mittlere Grundwasserleiter (MGWL)* setzt sich aus Sedimenten der Mittleren sandig-kiesigen Abfolge zusammen, einer stark durch Schluff- und Tonhorizonte und -linsen gegliederten Folge von sandigem Kies und Sand. Örtlich gliedern diese Tonhorizonte (*ZH2*, *ZH3*) den MGWL in Teilstockwerke, ihre hydraulische Wirkung ist bislang jedoch noch nicht geklärt. Im

Bereich des Stadtgebietes Ludwigshafen beträgt die Mächtigkeit des MGWL 35 bis 80 m, sein Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) liegt bei 1 bis $3 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Der *Obere Zwischenhorizont (OZH)* bildet den hydraulischen Trennhorizont zwischen Mittlerem und Oberem Grundwasserleiter. Im Untersuchungsgebiet besitzt er eine Mächtigkeit von etwa 5 bis 40 m und setzt sich überwiegend aus Ton- und Schlufflagen zusammen, kann bereichsweise aber auch feinsandig ausgebildet sein. Besonders im Raum Mannheim/Ludwigshafen tritt eine gebietsweise flächenhaft verbreitete Sandeinschaltung von mehreren Metern Mächtigkeit auf, die örtlich einen hydraulischen Kontakt zwischen dem OGWL und MGWL herstellt (HGK99).

Der *Obere Grundwasserleiter (OGWL)* umfasst den oberen sandig-kiesigen Teil des Jungquartärs. Im Bereich der Rheinniederung handelt es sich dabei um die Sedimente des Oberen Kieslagers mit einem Durchlässigkeitsbeiwert von $k_f = 1,4 \cdot 10^{-3}$ m/s und einer maximalen Mächtigkeit von etwa 30 m. Im Raum Ludwigshafen konnte eine im Oberen Kieslager auftretende Ton-Schluffschicht (*ZH1*) nachgewiesen werden. Die räumliche Verbreitung und Mächtigkeit dieses Horizontes sowie seine hydraulische Trennwirkung sind Gegenstand zukünftiger Untersuchungen (HGK99). Westlich der Rheinniederung, auf der Frankenthaler Terrasse gehen die Sedimente des OGWL in unterschiedlich ausgebildete, wenige Meter mächtige, fluviatile Terrassenablagerungen über, die im wesentlichen aus Sedimenten der Pfälzerwaldbäche bestehen (Kärcher 1985). Der Durchlässigkeitsbeiwert ist hier mit $k_f = 7 \cdot 10^{-4}$ m/s etwas geringer als in den Sedimenten des Oberen Kieslagers. Die Mächtigkeit des OGWL reduziert sich in diesem Gebiet auf Werte < 5 m.

3.3 Hydrologie

Das Untersuchungsgebiet gehört zu den klimatisch begünstigten Landschaften des nördlichen Oberrheintieflandes, das sich durch warme Sommer und milde Winter auszeichnet. Die wirkliche Lufttemperatur liegt im Jahresmittel deutlich über 9°C . Entsprechend der Lage im Regenschatten des Pfälzerwaldes beträgt die mittlere Jahressumme der Niederschläge für den Raum Ludwigshafen zwischen 525 und 625 mm/a. Die Höhe der Grundwasserneubildung liegt zwischen < -100 mm/a über freien Wasserflächen und $+200$ mm/a in nicht versiegelten Gebieten (HGK99).

Der Rhein-Neckar-Raum gehört zu den bedeutendsten Wohn- und Wirtschaftszentren Südwestdeutschlands. Die hohe Bevölkerungsdichte sowie die große Anzahl an Gewerbe- und Industriebetrieben erfordern eine sorgfältige Grundwasserbewirtschaftung in dieser Region. Daher ist der Raum Ludwigshafen sehr gut mit Grundwassermessstellen ausgestattet (vgl. Karten 7 u. 8, HGK99), deren Wasserstände regelmäßig von den verschiedenen Ämtern und Wasserversorgungsunternehmen gemessen werden und auf deren Daten in der vorliegenden Arbeit zurückgegriffen wird.

Insgesamt standen Messreihen von 171 Grundwassermessstellen zur Verfügung, von denen 126 im OGWL und 45 im MGWL verfiltert sind.

Die Richtung der Grundwasserströmung im Stadtgebiet Ludwigshafen ist stark durch die hohe Entnahme für die öffentliche und industrielle Wasserversorgung aus den tieferen Grundwasserleitern (MGWL und UGWL) geprägt. Das Wasserwerk der BASF AG verzeichnete 1998 mit rund 21 Mio m³/a (persönliche Mitteilung BASF AG, Ludwigshafen) die höchste Grundwasserentnahme im Rhein-Neckar-Raum. Weitere hohe Grundwasserentnahmen auf Ludwigshafener Seite tätigten die Technischen Werke Ludwigshafen (TWL) in den Wasserwerken Maudach und Parkinsel mit 6,2 bzw. 6,3 Mio m³/a (persönliche Mitteilung TWL). Eine deutlich geringere Fördermenge besitzt das Wasserwerk der Stadtwerke Frankenthal mit rund 0,1 Mio m³/a (persönliche Mitteilung Stadtwerke Frankenthal). Aus dem OGWL wird im Stadtgebiet Ludwigshafen kaum Grundwasser gefördert. Lediglich die BASF AG entnahm 1998 eine Grundwassermenge von rund 2,1 Mio m³ aus diesem Grundwasserleiter (persönliche Mitteilung BASF AG).

Die hohe Entnahme führt besonders im MGWL zu einer starken Absenkung der Grundwasserstände (Abb. 3.6), wobei sich im nördlichen Stadtgebiet Ludwigshafens entlang des Rheins ein großräumiger Absenkungstrichter gebildet hat. Absenkungstrichter geringeren Ausmaßes befinden sich auch in der Umgebung der Wasserwerke Maudach, Parkinsel und Frankenthal. Die Grundwasserströmung im MGWL folgt daher im gesamten Ludwigshafener Gebiet nicht ihrem natürlichen Gradienten, sondern strömt auf die Gewinnungsanlagen der Wasserwerke zu. Die hohe Grundwasserentnahme im MGWL wirkt sich durch den OZH bis in den OGWL aus und führt dort im Gebiet der Rheinniederung ebenfalls zu einer Absenkung der Grundwasserstände. Im Bereich der Frankenthaler Terrasse strömt das Grundwasser von W nach E in Richtung der Rheinniederung. Dort hat sich zwischen der Niederterrasse und dem Rhein eine N-S-ausgerichtete Depression („Frankenthaler Depression“) im Grundwasserspiegel ausgebildet, auf die das Grundwasser aus westlicher, südlicher und östlicher Richtung mit sehr geringem hydraulischen Gefälle zuströmt. Dadurch kommt es im nördlichen Stadtgebiet Ludwigshafens zu einer Aufnahme von Rheinwasser in den Grundwasserleiter, während das Grundwasser im südlichen Bereich Ludwigshafens in den Rhein exfiltriert. Eine weitere ebenfalls entnahmebedingte, kleinräumigere Depression im OGWL, die sogenannte „Maudacher Depression“, befindet sich im Gebiet des Maudacher Bruches.

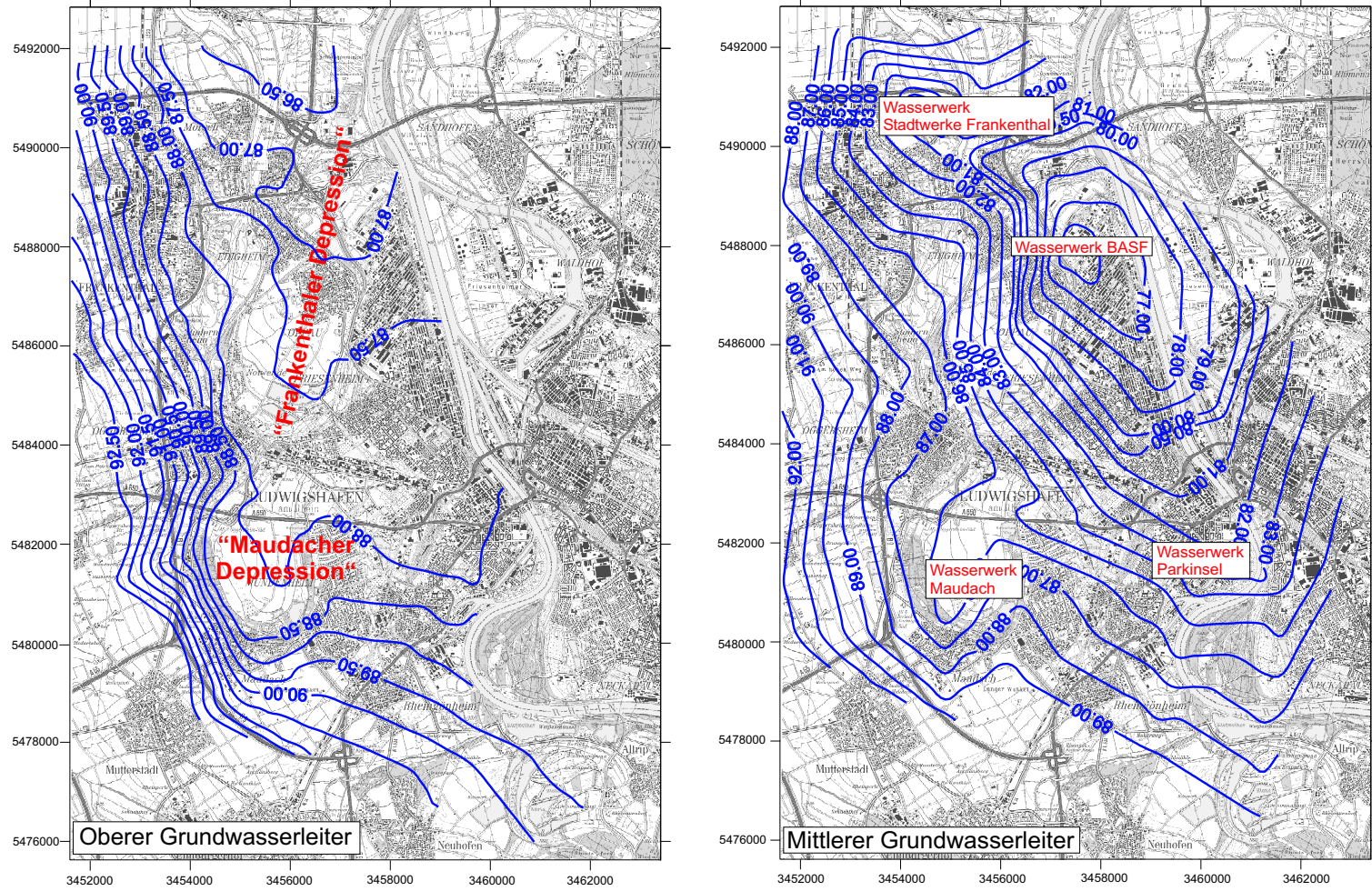


Abbildung 3.6: Grundwassergleichenpläne für den Oberen und Mittleren Grundwasserleiter, konstruiert aus den Jahresmittelwerten der Grundwasserstände von 1998

4 Ergebnisse und Interpretation

4.1 Regionales Grundwassermodell für die Umgebung des Willersinnweiher

Im folgenden wird ein Grundwasserströmungsmodell für den Willersinnweiher und seine weiträumige Umgebung beschrieben. Das Modell soll dazu dienen, den mittleren Grundwasserzfluss zum Willersinnweiher sowie die Zu- und Abstromgebiete des Grundwassers an diesem See zu ermitteln. Hierzu wird zunächst ein stationäres Strömungsmodell für den Willersinnweiher konstruiert, welches alle bekannten, die Grundwasserströmung beeinflussenden Parameter enthält und somit zur Beschreibung der Einbettung des Willersinnweiher in das großräumige Strömungssystem dient. Anschließend wird eine Wasserbilanz für den Willersinnweiher sowie das gesamte Modellgebiet erstellt. Für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Ufer des Sees werden mit dem advektiven Transportmodell PMPATH (Chiang & Kinzelbach 1998) die Vektoren der horizontalen Grundwasserfließgeschwindigkeit berechnet. Mit Hilfe der Vektoren werden dann die Hauptzu- und Abstromgebiete des Grundwassers am Willersinnweiher bestimmt. Die Ergebnisse sollen anschließend mit den Resultaten aus Isotopenmessungen verglichen werden.

4.1.1 Modellaufbau

Für den Aufbau des Strömungsmodells stand eine umfangreiche Datenbasis zur Verfügung. Zur Erstellung der Grundwassergleichenpläne und Kalibrierung des Grundwassermodells wurden Jahresmittelwerte der Wasserstände von insgesamt 171 Grundwassermessstellen aus dem OGWL und MGWL im Großraum Ludwigshafen verwendet. Gleichzeitig standen Wasserstandsmessreihen der Rheinpegel Rheinau-Altrip, Mannheim und Worms sowie des Neckarpegels Mannheim/Neckar zur Verfügung. Die in der Modellierung verwendeten mittleren Wasserstände aller Messstellen und Pegel sind in Anhang A zusammengefasst. Die Modellgeometrien (Schichtgrenzen) sowie Angaben zu den Durchlässigkeitsbeiwerten der einzelnen hydrostratigraphischen Einheiten und zur Grundwasserneubildung konnten nahezu vollständig aus den zwei aktuellen hydrogeologischen Kartierungen HGK87 und HGK99 übernommen werden. Die Entnahmeraten der Wasserwerke wurden von den Technischen Werken Ludwigshafen und der BASF AG zur Verfügung gestellt. Der Wasserstand

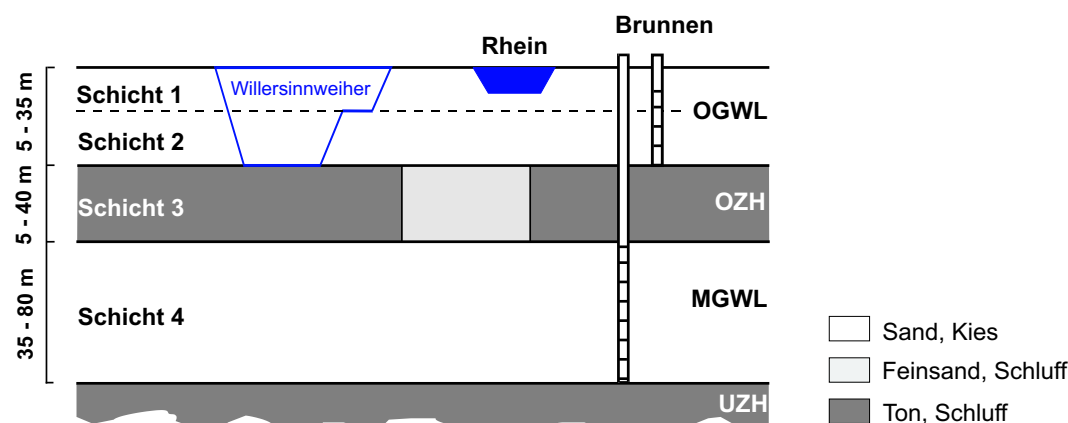


Abbildung 4.1: Schematisches Profil der hydrostratigraphischen Einheiten des Strömungsmodells (konstruiert nach HGK87, HGK99)

des Willersinnweiher wird seit 1996 regelmäßig durch die Mitarbeiter des Labors für Geomorphologie und Geoökologie des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg aufgezeichnet, auf deren Daten ebenfalls zurückgegriffen werden konnte.

4.1.1.1 Modellgeometrie und Randbedingungen

Wie in Abschnitt 3.3 beschrieben, werden die Grundwasserstände im Untersuchungsgebiet stark durch die hohe Grundwasserentnahme aus den tieferen Grundwasserstockwerken beeinflusst. Daher ist es notwendig, diese, neben dem für die Strömung in der Umgebung des Willersinnweiher interessierenden OGWL, im Strömungsmodell zu berücksichtigen. Es wurde ein vierschichtiger Modellaufbau gewählt (Abb. 4.1), in den sowohl die hydrostratigraphischen Einheiten des OGWL und MGWL sowie des OZH integriert wurden. Der OGWL wurde zusätzlich in zwei Modellschichten unterteilt, um die Morphologie des Willersinnweiher mit seinem tiefen, westlichen und flachen, östlichen Becken möglichst realistisch nachbilden zu können. Die Oberfläche des UZH bildet die als undurchlässig angenommene Basis des MGWL. Die Menge an Grundwasser, die durch den UZH an den UGWL abgegeben wird, wurde als vernachlässigbar angesehen, und daher wurde auf die Einbindung des UGWL in das Strömungsmodell verzichtet. Die Informationen zu Grundwasserständen und hydraulischen Parametern dieses Grundwasserleiters sind sehr spärlich, so dass durch seine Berücksichtigung im Modell keine aussagekräftigen Ergebnisse zu erwarten sind. Ein möglicher Einfluss des durch den UZH in den UGWL sickern Grundwassers auf die Grundwasserstände im Untersuchungsgebiet soll später in einer Sensitivitätsstudie ermittelt werden.

Als Datengrundlage für das Strömungsmodell wurden die mittleren Grundwasserstände des Jahres 1998 gewählt. Die räumliche Festlegung der Modellgrenzen er-

folgte mit Hilfe des Gleichenplans der mittleren Grundwasserstände aus dem MGWL (Abb. 3.6). Die Größe des Modellgebietes wurde so gewählt, dass die Wasserwerke Maudach und Parkinsel der TWL sowie die Brunnen der BASF AG innerhalb des Gebietes liegen. Die resultierende Fläche beträgt etwa 82,5 km². Das Modellgitter besitzt eine horizontale Diskretisierung von 120 · 134 Zellen mit einer Zellweite von 200 m · 200 m an den Modellrändern sowie 20 m · 20 m im zentralen Bereich der vier Baggerseen (siehe Anhang B). Das Modellgebiet wird im MGWL durch Festpotenzialränder entlang der 89 m-, 86 m- und 78,5 m-Grundwassergleichen begrenzt, welche untereinander durch Randstromlinien (NEUMANN-Randbedingung) verbunden sind (Abb. 4.2, Abb. 3.6). Die westliche und südliche Modellgrenze bildet die Linie der Ortschaften Frankenthal-Oggersheim-Mundenheim-Rheingönheim. Die Ostgrenze verläuft nahezu rheinparallel von Mannheim-Neckarau über die Friesenheimer Insel bis etwa 1 km südlich der Autobahn A6. Von hier aus folgt die nördliche Modellgrenze ungefähr dem Verlauf der Autobahn A6 vom Rhein bis nach Frankenthal. Die räumliche Lage der Modellgrenzen im MGWL wurde auf alle darüberliegenden Modellschichten extrapoliert. Die Grenzen des OZH wurden durch eine NEUMANN-Randbedingung realisiert, da ein horizontaler Grundwasseraustausch innerhalb dieser Schicht als vernachlässigbar angesehen wurde. Die beiden Schichten des OGWL wurden vollständig durch einen Festpotenzialrand umschlossen, wobei die Grundwasserstände auf dem Modellrand aus dem Grundwassergleichenplan (Abb. 3.6) übertragen wurden.

Die Mächtigkeiten und Schichtgrenzen der hydrostratigraphischen Einheiten konnten vollständig aus Karten der HGK99 digitalisiert und in das Modell übernommen werden (vgl. Karten in Anhang C). Entsprechend der Neigung der Grabenscholle nehmen die Schichtmächtigkeiten der Grundwasserleiter im Modellgebiet von W nach E zu. Der OGWL besitzt eine Mächtigkeit von 5 m in Teilbereichen der Frankenthaler Terrasse bis 35 m im östlichen Modellgebiet. Die Mächtigkeit des OZH liegt zwischen 5 m und 40 m (Abb. 4.3). Sie ist im südwestlichen Teil des Modellgebietes, dem Maudacher Bruch, am höchsten und nimmt auf eine Mächtigkeit von < 5 m nordwestlich der Ortschaft Oppau ab. Die Mächtigkeit des MGWL beträgt zwischen 35 m im nordwestlichen und 80 m im südöstlichen Modellgebiet. Seine Basis liegt zwischen -35 müNN in Mannheim-Neckarau und +7,5 müNN im Ortsgebiet Frankenthal. Karten zur Lage aller im Modell integrierten Schichtgrenzen finden sich in Anhang C.

4.1.1.2 Hydraulische Parameter

Die mittleren Durchlässigkeitsbeiwerte (k_f -Werte) der einzelnen Modellschichten wurden vollständig aus den hydrogeologischen Kartierungen HGK87 und HGK99 übernommen. Karten ihrer räumlichen Verbreitung sind in Anhang C dargestellt. Der OGWL besitzt einen mittleren k_f -Wert von $1,4 \cdot 10^{-3}$ m/s im Bereich der

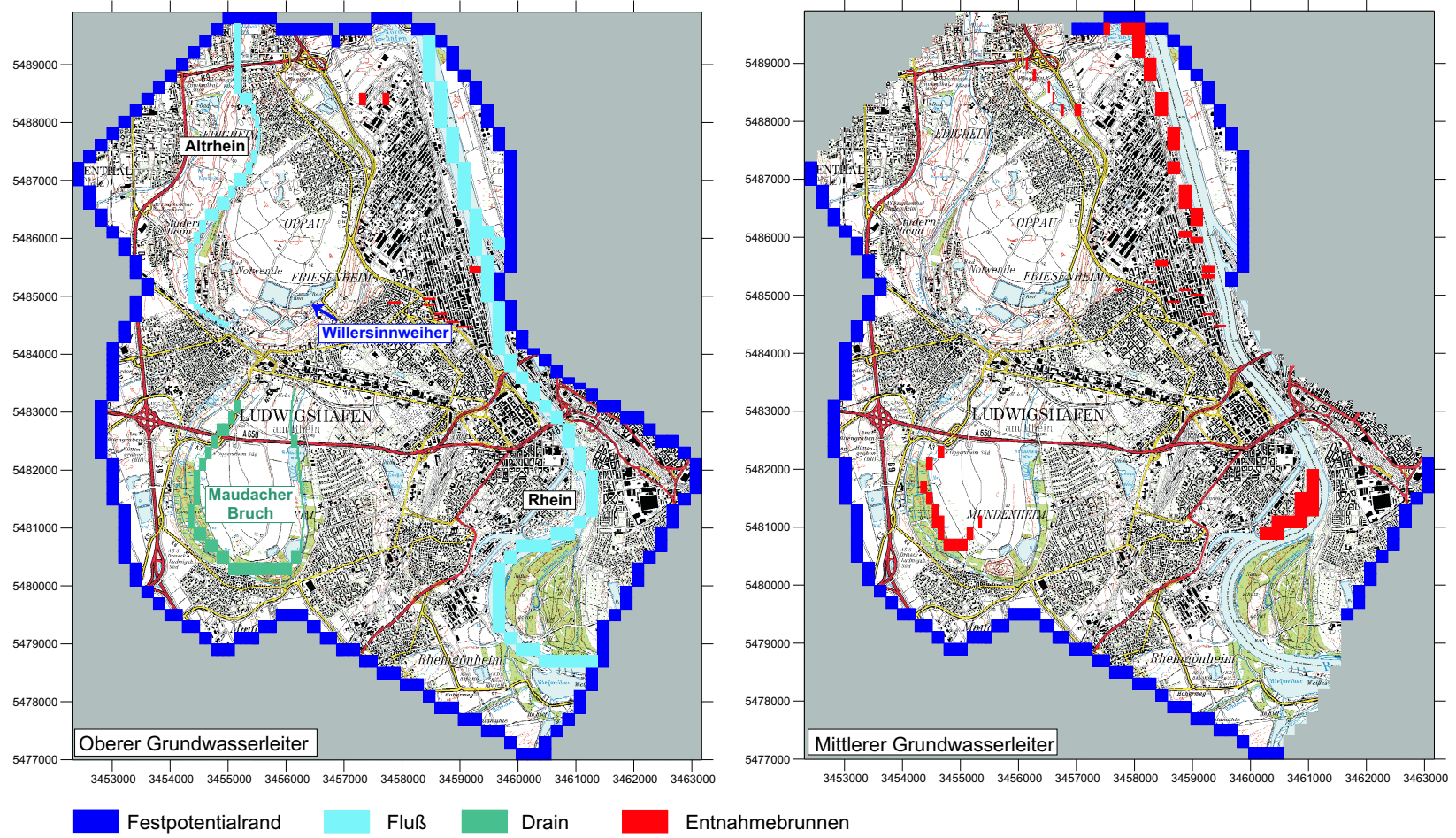


Abbildung 4.2: Karte des Modellgebietes und Randbedingungen

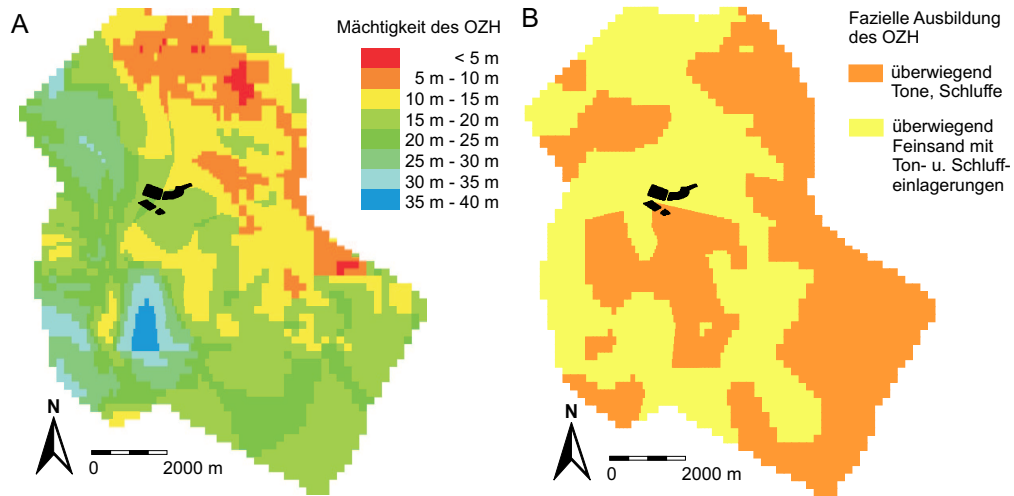


Abbildung 4.3: (A) Mächtigkeit und (B) fazielle Ausbildung des Oberen Zwischenhorizontes, nach HGK99. Die dargestellte Mächtigkeit des OZH wurde durch Subtraktion der Basis des OZH von der Basis des OGWL berechnet. Zur besseren Orientierung sind in schwarz die vier Baggerseen in die Karten eingezeichnet.

Rheinniederung und $7 \cdot 10^{-4}$ m/s im Gebiet der westlichen Terrassen. Der mittlere Durchlässigkeitsbeiwert des MGWL ist mit $2 \cdot 10^{-4}$ m/s im Gebiet der Rheinniederung und $2,3 \cdot 10^{-4}$ m/s im Bereich der Frankenthaler Terrasse etwas geringer als im OGWL. Über den k_f -Wert des OZH ist bislang nur wenig bekannt. In der HGK99 wird eine Unterteilung dieses Zwischenhorizontes in tonig-schluffige sowie feinsandige Bereiche vorgenommen. Die räumliche Verbreitung dieser Bereiche wurde aus der HGK99 in das Modell übernommen (Abb. 4.3). Der vertikale Durchlässigkeitsbeiwert für die tonig-schluffigen Bereiche wurde in der HGK87 mit $< 10^{-9}$ m/s bis 10^{-8} m/s bestimmt und soll in den sandigeren Bereichen etwas höher liegen. Eine Anpassung dieses Parameters ist Gegenstand der Modellkalibrierung. Das Verhältnis von horizontaler zu vertikaler Durchlässigkeit beträgt nach HGK87 $k_{f(h)}/k_{f(v)} = 4,3/1$ im OGWL und $k_{f(h)}/k_{f(v)} = 3,2/1$ im MGWL. Die nutzbaren Porositäten der Sande und Kiese des OGWL und MGWL wurden mit $n_e = 0,2$ vorgegeben. Die nutzbare Porosität der überwiegend tonig-schluffigen Fazies des OZH wurde mit einem Wert von $n_e = 0,05$ belegt, die überwiegend feinsandige Fazies erhielt eine nutzbare Porosität von $n_e = 0,1$. Die in das Modell eingehenden hydraulischen Parameter der verschiedenen hydrostratigraphischen Einheiten sind in Tab. 4.1 zusammengefasst.

4.1.1.3 Grundwasserneubildung

Die Höhe der Grundwasserneubildung liegt zwischen < -100 mm/a über freien Wasserflächen und $+200$ mm/a in nicht versiegelten Gebieten. Dem Modell liegt

die digitalisierte Karte aus der HGK99 zur Grundwasserneubildung zugrunde (siehe Anhang C).

4.1.1.4 Flüsse und Gräben

Als für die Grundwasserströmung in der Umgebung des Willersinnweihers wichtige Oberflächengewässer wurden das Hauptbett des Rheins sowie der Altrhein im Strömungsmodell berücksichtigt (Abb. 4.2). Für die Festlegung der Wasserstände des Rheins standen die Jahresmittelwerte der Rheinpegel Rheinau-Altrip, Mannheim und Worms des Jahres 1998 sowie des Neckarpegels Mannheim/Neckar zur Verfügung. Die in das Modell eingehenden Wasserstände wurden durch lineare Interpolation der Pegelstände dieser vier Pegel berechnet. Daten zur Größe der hydraulischen Leitfähigkeit der Rheinsedimente standen vorab nicht zur Verfügung. Zur Berechnung des Wasserflusses zwischen Rhein und Grundwasserleiter wurde dem Modell daher zunächst ein Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente von $1 \cdot 10^{-5}$ m/s bei einer Sedimentmächtigkeit von 1 m vorgegeben. Die Sensitivität des Modells gegenüber dem Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente wird später im Rahmen der Sensitivitätsstudie ermittelt.

Für die Wasserstände des Altrheins, der im nördlichen Modellgebiet den Übergang von der westlichen Terrasse zur Rheinniederung markiert (Abb. 4.2), existieren bislang keine regelmäßig gemessenen Daten. Der Altrhein ist im Modellgebiet über den Großteil seiner Fließstrecke ca. 4 m breit und 0,5 m tief und besitzt eine kaum erkennbare Strömung sowie eine mächtige organische Sedimentschicht. Er ist für die Grundwasserströmung im Modellgebiet insofern von Bedeutung, da er das Grundwasser bei Grundwasserhochständen aus dem Modellgebiet abführen kann und somit die Grundwasserstände in der Rheinniederung reguliert. Nach Beobachtungen des

Tabelle 4.1: Durchlässigkeitsbeiwerte und nutzbare Porositäten der verschiedenen hydrostratigraphischen Einheiten

hydrostratigraphische Einheit	Durchlässigkeitsbeiwert k_f [m/s]	nutzbare Porosität n_e [-]
OGWL Rheinniederung	$1,4 \times 10^{-3} \text{ }^a$	0,2
westl. Terrassen	$7 \times 10^{-4} \text{ }^a$	0,2
OZH tonig-schluffiger Bereich	$< 10^{-9} - 10^{-8} \text{ }^b$	0,05
überwiegend feinsandiger Bereich	unbekannt	0,1
MGWL Rheinniederung	$2 \times 10^{-4} \text{ }^a$	0,2
westl. Terrassen	$2,3 \times 10^{-4} \text{ }^a$	0,2

^anach HGK99

^bnach HGK87

Ingenieurbüros TGU, Koblenz, lag der Wasserstand im Bereich des Ortes Edigheim im Jahre 2001 bei Mittelwasser nahezu kontinuierlich bei etwa +88,0 müNN. Seine Sohlschicht besteht aus sehr bindigen Sedimenten, so dass der hydraulische Anschluss des Altrheins an den Grundwasserleiter vermutlich gering ist. Sein Wasserstand liegt im Bereich Edigheim meist über dem Grundwasserspiegel. Weiter südlich, bei der Ortschaft Notwende, liegt der Wasserstand des Altrheins unterhalb des Grundwasserspiegels, so dass dort Grundwasser in den Fluss exfiltrieren kann (persönliche Mitteilung Herr Horalek, TGU). Aufgrund der kaum erkennbaren Strömung wird das hydraulische Gefälle des Altrheins als sehr gering eingeschätzt, so dass der Fluss im Modell vereinfacht mit einem einheitlichen Wasserstand von 88,0 müNN eingebunden wurde. Der Durchlässigkeitsbeiwert der Sohlsedimente wurde aufgrund ihrer Bindigkeit auf $1 \cdot 10^{-7}$ m/s geschätzt.

Im südöstlichen Teil des Modellgebietes liegt der Maudacher Bruch, ein durch ein weitläufiges Grabensystem durchzogenes Feuchtgebiet (Abb. 4.2). Das Grabensystem ist im Nordwesten an eine Kanalisation angeschlossen, die bei hohen Wasserständen das Oberflächenwasser des Feuchtgebietes an den Altrhein abführt. Bei mittleren Wasserständen hingegen fließt aus dem Maudacher Bruch kein Wasser in den Altrhein ab (persönliche Mitteilung Herr Horalek, TGU). Das Grabensystem wurde in das Grundwassermodell über das Programmpaket „Drain“ integriert. Im Gegensatz zu einem Fluss, welcher sowohl Wasser aus dem Grundwasserleiter aufnehmen als auch umgekehrt wieder an den Grundwasserleiter abgeben kann, wird in einer Drainzelle das Wasser ausschließlich aus dem Modell entfernt, sobald ein kritischer Wasserstand überschritten wird. Um die Situation bei mittleren Wasserständen im Maudacher Bruch nachzubilden, muss die Kalibrierung demnach so erfolgen, dass kein Wasser durch die Drainage aus dem Modell entfernt wird. Der Wasserstand, ab dem das Wasser aus dem Maudacher Bruch durch die Kanalisation abfließt, ist nicht bekannt. Als kritischer Wasserstand, bei dem die Drainage im Modell aktiv wird, wurde eine Höhe von 88,80 müNN festgelegt. Diese Höhe entspricht einem Wasserstand, der deutlich über dem höchsten, in einer Grundwassermessstelle des Maudacher Bruches gemessenen Wasserstand liegt (GWM 420: 88,56 müNN). Es bleibt ein Toleranzbereich von 0,24 m für die Kalibrierung des Modells, ohne dass die Drainage aktiv wird.

4.1.1.5 Brunnen

Die Grundwasserentnahme durch die verschiedenen Wasserwerke ist eine für die Modellierung wichtige Randbedingung, da sie der steuernde Parameter für die Richtung der Grundwasserströmung im Stadtgebiet Ludwigshafens ist. In das Grundwassermodell wurden die im MGWL gelegenen Brunnen der Wasserwerke Maudach, Parkinsel und BASF AG, sowie die Brunnen der BASF AG im OGWL integriert (Abb. 4.2). Bei den in der HGK99 innerhalb des Modellgebietes aufgeführten Brun-

nen der Stadtwerke Frankenthal handelt es sich um Notbrunnen, die nicht dauerhaft betrieben werden und daher nicht in das Modell übernommen wurden (persönliche Mitteilung Stadtwerke Frankenthal).

In der HGK99 werden im Gegensatz zu den älteren hydrogeologischen Kartierungen MGWL und UGWL erstmals als zwei vollständig durch den UZH voneinander getrennte Grundwasserleiter beschrieben. Da die Entnahmebrunnen der verschiedenen Wasserwerke häufig über den MGWL und UGWL übergreifend verfiltert sind, war es notwendig, den Anteil ihrer Entnahme aus dem MGWL zu bestimmen. Die Filterstrecken der meisten Brunnen des Wasserwerks Parkinsel liegen in einer Tiefe zwischen 40 und 100 m unter GOK und erstrecken sich damit ausschließlich über die Schicht des MGWL. Auf sie fällt die Hauptlast der Gesamtentnahme dieses Wasserwerkes in Höhe von rund 5,3 Mio m³/a im Jahre 1998 zu (Tab. 4.2). Zusätzlich existieren drei weitere Brunnen im UGWL mit Filterstrecken zwischen 120 und 420 m unter GOK, deren Anteil an der Gesamtentnahme 1998 etwa 1 Mio m³/a betrug. Die Filterstrecken der Brunnen des Wasserwerkes Maudach liegen zwischen 40 und 200 m unter GOK wobei rund 70 % der Grundwasserentnahme von 6,3 Mio m³/a dem MGWL zugerechnet werden. Daneben wurden aus einem Tiefbrunnen weitere 100.000 m³/a ausschließlich aus dem UGWL gefördert (Informationen zur Grundwasserentnahme der Wasserwerke Maudach und Parkinsel: persönliche Mitteilung Technische Werke Ludwigshafen). Da die Brunnen der Wasserwerke Maudach und Parkinsel jeweils in einem sehr kleinräumigen Gebiet liegen, wurde die für den MGWL bestimmte Grundwasserentnahme dieser beiden Wasserwerke im Modell gleichmäßig auf die Finite Differenzen-Zellen dieser Regionen verteilt.

Die im MGWL und UGWL verfilterten Brunnen der BASF AG erstrecken sich im Vergleich zu den Brunnen der TWL über eine deutlich größere Fläche (Abb. 4.2), so dass hier zusätzlich zu Informationen über die Tiefe die exakten räumlichen Koordinaten der einzelnen Brunnen eingeholt wurden. Bei den Gewinnungsanlagen der BASF AG ist ein Teil der Brunnen ebenfalls integral über den MGWL und UGWL verfiltert. Aus den Informationen zur Tiefe und Entnahmerate der einzelnen Brunnen wurde der Anteil an der Gesamtentnahme aus dem MGWL unter Berücksichti-

Tabelle 4.2: Für die Grundwassermodellierung berechnete Entnahmeraten der verschiedenen Wasserwerke für die einzelnen Grundwasserleiter

	OGWL [Mio m ³ /a]	MGWL [Mio m ³ /a]	UGWL [Mio m ³ /a]	∑ MGWL + UGWL [Mio m ³ /a]
BASF AG	2,10	18,1	2,56	20,7
WW Maudach		4,33	1,95	6,28
WW Parkinsel		5,31	1,00	6,31
∑ Entnahme	2,10	27,7	5,51	33,3

gung der Mächtigkeiten der Grundwassergeringleiter ZH2, ZH3 und UZH (HGK99) sowie der Durchlässigkeitsbeiwerte des MGWL und UGWL (HGK99) berechnet und auf die Zellen der entsprechenden Brunnen verteilt. Für die Fläche des Modellgebietes wurde für die Brunnen der BASF AG für 1998 eine Gesamtentnahme von rund 18,1 Mio m³/a aus dem MGWL berechnet. Der Anteil der aus dem UGWL entnommenen Grundwassermenge an der Gesamtentnahme der BASF betrug danach etwa 2,6 Mio m³/a.

Zusätzlich zu den Entnahmestellen im MGWL betrieb die BASF AG im Jahre 1998 12 weitere Brunnen im OGWL mit einer Gesamtentnahme von 2,1 Mio m³/a, die ebenfalls im Modell berücksichtigt wurden.

4.1.1.6 Baggerseen

Der Willersinnweiher und die angrenzenden drei Baggerseen wurden nach Kinzelbach & Rausch (1995) bzw. Lee (1996) als Zellen mit sehr hoher hydraulischer Leitfähigkeit ($k_f = 1$ m/s) und einer effektiven Porosität von $n_e = 1$ in das Modell integriert. Für zu- und abflusslose Baggerseen empfiehlt sich diese Art der Realisierung, da sie eine freigelegte Grundwasseroberfläche repräsentieren. Im Gegensatz zu Seen, die durch eine CAUCHY-Randbedingung realisiert sind, also einen festgelegten Wasserstand mit einem variablen Zu- und Abfluss besitzen, erlaubt diese Art der Modellierung einen variablen Seewasserstand, der im Rahmen der Modellkalibrierung an den gemessenen Wasserstand angepasst werden kann. Nach Anderson et al. (2002) ist diese Methode verglichen mit dem für MODFLOW 2000 zur Simulation von Seen entwickelten LAK3-Programmpaket (Merritt & Konikow 2000) zwar rechenintensiv, ermöglicht aber eine genaue Reproduktion von Seewasserständen. Das tiefe Becken des Willersinnweiher wurde über die beiden obersten Modellschichten in das Modell integriert, während die Zellen des flachen, östlichen Beckens ausschließlich die oberste Schicht einnehmen. Der Begüten- und Großparthweiher wurden jeweils über zwei Modellschichten realisiert, während der Kratz'sche Weiher sich aufgrund seiner geringeren Tiefe nur über die oberste Modellschicht erstreckt (vgl. Abb. 4.1).

4.1.2 Modellkalibrierung

Ziel der Modellkalibrierung ist es, die hydraulischen und hydrologischen Parameter des Modells innerhalb hydrogeologisch plausibler Grenzen so lange anzupassen, bis die Abweichung zwischen beobachteten und simulierten Grundwasserständen minimal ist. Für die Kalibrierung wurden nach Festlegung der Modellgrenzen die mittleren gemessenen Grundwasserstände von insgesamt 110 Messstellen des Betrachtungszeitraumes 1998 als Datenbasis verwendet. Davon liegen 81 Grundwassermessstellen im OGWL, 28 sind im MGWL verfiltert. Zusätzlich geht der Wasserstand des Willersinnweiher mit in die Kalibrierung ein, dessen exakte Reproduktion neben

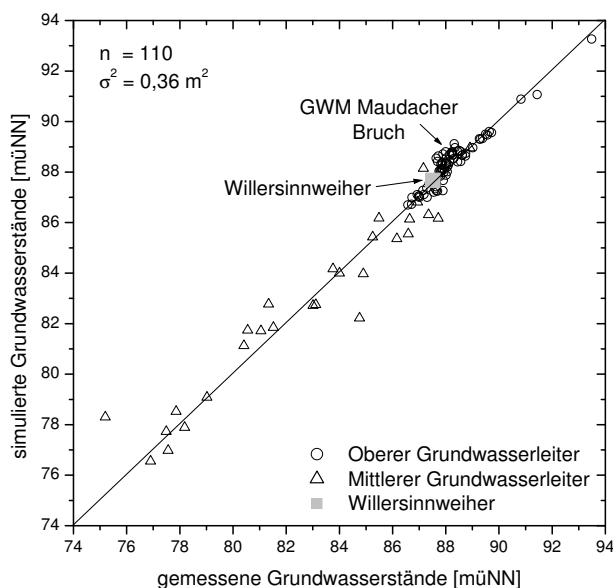


Abbildung 4.4: Bestmögliche Kalibrierung nach Anpassung der Durchlässigkeitsbeiwerte der beiden Fazies des Oberen Zwischenhorizontes

der Anpassung der simulierten an die gemessenen Grundwasserstände ebenfalls Ziel der Kalibrierung ist. Eine Zusammenfassung der für die Kalibrierung verwendeten Wasserstände findet sich in Anhang A.

Für eine sinnvolle Kalibrierung sollte die Anzahl der anzupassenden Parameter möglichst gering gehalten werden. Aus diesem Grund wurden in der vorliegenden Arbeit alle *a-priori* zur Verfügung stehenden Informationen unverändert in das Modell übernommen. Dabei handelt es sich neben den Modellgeometrien um die aus den hydrogeologischen Kartierungen entnommenen Durchlässigkeitsbeiwerte der Grundwasserleiter und die Grundwasserneubildung. Sie wurden in zwei Fortschreibungen der Kartierung mehrfach präzisiert und sollen daher nicht verändert werden. Die Grundwasserstände auf dem Modellrand, die Wasserstände der Flüsse sowie die Höhe der Grundwasserentnahmen der verschiedenen Wasserwerke gehen als feste Randbedingung in das Modell ein. Wichtigster Parameter der Kalibrierung ist der Durchlässigkeitsbeiwert des OZH, der im Detail nicht bekannt ist.

In einem ersten Kalibrationsschritt wurden die k_f -Werte der überwiegend feinsandigen und überwiegend tonigen Fazies des OZH (Abb. 4.3) angepasst. Die geringste mittlere quadratische Abweichung (σ^2) zwischen gemessenen und simulierten Wasserständen von $0,36 \text{ m}^2$ wurde bei einem k_f -Wert von $1 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$ für die überwiegend tonigen und $1,7 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ für die überwiegend feinsandigen Bereiche erzielt (Abb. 4.4). Die Wasserstände im Gebiet des Maudacher Bruches lagen dabei allerdings deutlich zu hoch, und rund $2500 \text{ m}^3/\text{d}$ des westlich von der Frankenthaler

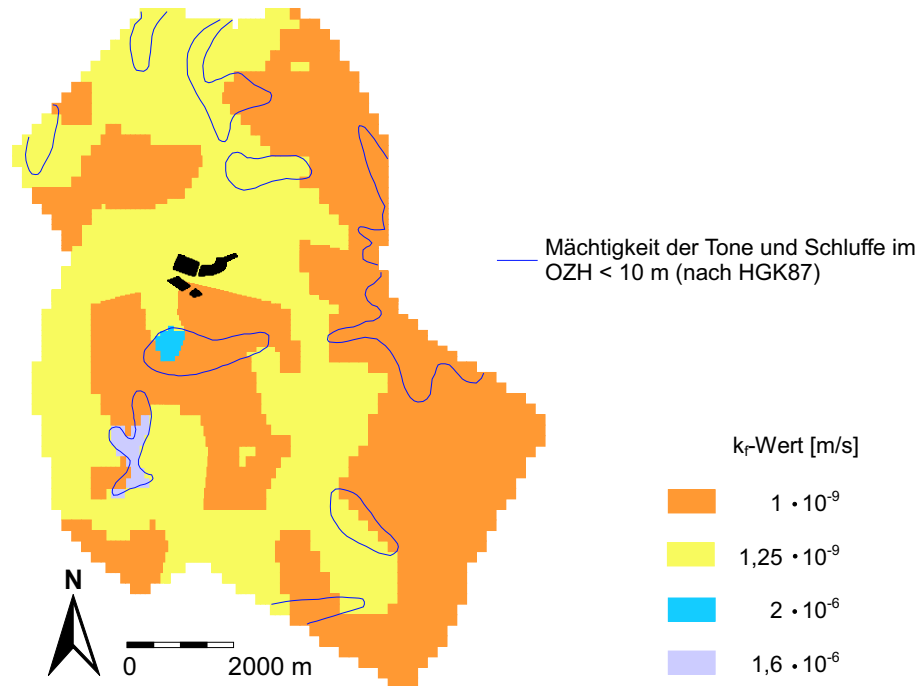


Abbildung 4.5: Fazielle Ausbildung des OZH nach HGK99 und Zonen mit einer Mächtigkeit der Tone und Schluffe im OZH von < 10 m nach HGK87. Um eine möglichst exakte Modellkalibrierung zu erzielen, wurden die Informationen zur faziellen Ausbildung des OZH der HGK87 und der HGK99 gemeinsam berücksichtigt. In zwei Zonen im südwestlichen Modellgebiet, in denen die Tone und Schluffe im OZH nach HGK87 eine geringe Mächtigkeit besitzen wurde der k_f -Wert des Zwischenhorizontes erhöht, um eine Absenkung der Grundwasserstände im Maudacher Bruch zu bewirken; schwarz: Lage der Baggerseen.

Terrasse zufließenden Grundwassers mussten über das Drain abgeführt werden, was in der Realität jedoch nicht beobachtet werden kann. Der Wasserstand des Willersinnweihers, dessen möglichst exakte Reproduktion durch die Kalibrierung erreicht werden sollte, lag nach diesem Kalibrationsschritt mit 87,72 müNN ebenfalls über dem gemessenen Wert von 87,52 müNN.

Da die Anpassung der k_f -Werte der überwiegend feinsandigen und überwiegend tonigen Fazies des OZH zu keiner zufriedenstellenden Kalibrierung führte, wurde zusätzlich auf die Informationen der HGK87 zur Verbreitung und Ausbildung des OZH zurückgegriffen. In der HGK87 wird noch keine Einteilung des OZH in eine überwiegend feinsandige und überwiegend tonige Fazies vorgenommen. Stattdessen sind lokal auftretende Bereiche im OZH beschrieben, in denen die Tone und Schluffe innerhalb dieses Zwischenhorizontes eine Mächtigkeit von < 10 m besitzen, was eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit für den Gesamt-OZH in diesem Gebiet bedeuten würde. Solche geringmächtigen Bereiche sind unter anderem im Gebiet des west-

lichen Maudacher Bruches sowie etwas nördlich davon auskartiert (Abb. 4.5). Ihr Vorkommen würde das Vorhandensein eines präferenziellen Fließweges vom OGWL zum MGWL bedeuten und zu einer Absenkung der Grundwasserstände im OGWL in diesen Bereichen führen. Speziell im Falle des Maudacher Bruches würde dadurch die Entstehung der in Abschnitt 3.3 beschriebenen Depression im Grundwasserspiegel erklärt werden können.

Um eine bessere Anpassung des Modells zu erreichen, wurden die Informationen über den OZH der HGK87 mit der Fazieseinteilung der HGK99 gekoppelt und in das Modell eingefügt. In dem Gebiet, wo sich die sandige Fazies der HGK99 und die geringmächtigen Tone und Schluffe der HGK87 überschneiden, wurde der k_f -Wert des OZH erhöht, wodurch eine Absenkung der Wasserstände im Maudacher Bruch erzielt wurde (Abb. 4.5). Hinweise auf das tatsächliche Vorhandensein stärker durchlässiger Bereiche im OZH im Gebiet des Maudacher Bruches gibt auch die HGK99. Darin sind im Grundwasser des MGWL des westlichen Maudacher Bruches ^{14}C -Daten beschrieben, die einen Anteil von 60 bis 80 % modernen Wassers aufzeigen, was auf eine Zusickerung von Wasser aus dem OGWL hindeutet. In diesem Bereich existiert ebenfalls eine rinnenartige Depression im OZH, in der seine Mächtigkeit im Vergleich zum umgebenden Gebiet (bis 40 m) mit rund 10 bis 15 m deutlich ausgedünnt ist (vgl. Basis des OGWL, Anhang C und Abb. 4.3), was ebenfalls ein Hinweis für das Vorhandensein eines solchen Zusickerungsbereiches ist. Ähnliche Mächtigkeiten besitzt der OZH auch in einer Zone nördlich des Maudacher Bruches.

In der vorliegenden Arbeit wurde der Ansatz gewählt, das Gebiet der stärker durchlässigen Bereiche allein auf den überwiegend feinsandigen Bereich der Fazieseinteilung der HGK99 zu beschränken, um die Informationen der neueren Kartierung (HGK99) geringstmöglich zu verändern. Die Einbindung dieser Zonen in ihrer vollen Größe, also auch für die überwiegend tonige Fazies, wäre ebenfalls möglich gewesen, was in der Kalibrierung aufgrund der größeren Fläche der stärker durchlässigen Bereiche zu niedrigeren k_f -Werten für diese Regionen geführt hätte.

Die Kalibrierung des Modells unter Einbindung der stärker durchlässigen Bereiche im OZH führte zu der gewünschten Absenkung der Grundwasserstände im Gebiet des Maudacher Bruches und zu einer guten Korrelation zwischen gemessenen und simulierten Wasserständen im gesamten OGWL (Abb. 4.6). Der am Willersinnweiher gemessene Wasserstand von 87,52 müNN wurde mit 87,55 müNN ebenfalls sehr gut durch das Modell reproduziert. Die Kalibrierung ergab eine mittlere quadratische Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Wasserständen beider Grundwasserleiter von $\sigma^2 = 0,31 \text{ m}^2$ bzw. eine mittlere Abweichung von $\sigma = 0,56 \text{ m}$ bei einem Durchlässigkeitsbeiwert von $1,6 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ für den stärker durchlässigen Bereich im südwestlichen Maudacher Bruch sowie einem k_f -Wert von $2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ für die nördlich des Maudacher Bruches gelegene, stärker durchlässige Region (Abb. 4.5). Durch die Absenkung der Grundwasserstände im südwestlichen Modellgebiet musste

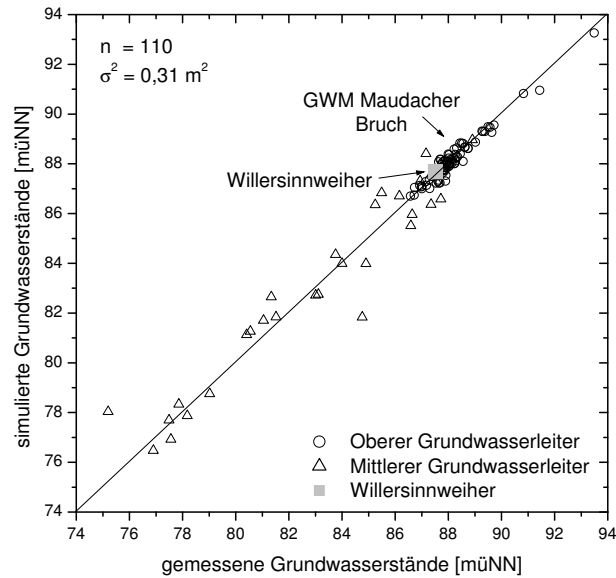


Abbildung 4.6: Ergebnis der Modellkalibrierung nach Einführung der stark durchlässigen Bereiche im Oberen Zwischenhorizont

der Durchlässigkeitsbeiwert der überwiegend feinsandigen Fazies im Vergleich zum ersten Kalibrationsschritt auf $1,25 \cdot 10^{-8}$ m/s verringert werden, um eine zu große Absenkung der Grundwasserstände im nördlichen Modellgebiet zu verhindern. Die Durchlässigkeitsbeiwerte der stärker durchlässigen Bereiche im OZH liegen somit rund zwei Größenordnungen über dem k_f -Wert der überwiegend feinsandigen Fazies des OZH.

Die mittlere Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen im OGWL beträgt $\sigma = 0,23$ m. Im Gebiet der Rheinniederung zeigen die simulierten Grundwasserstände größtenteils Abweichungen vom Jahresmittelwert der gemessenen Grundwasserstände in Höhe von $\pm 0,1$ m (Abb. 4.7). Im westlichen Modellgebiet, auf der Frankenthaler Terrasse, sind die Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen in der Regel größer als in der Rheinniederung. Die Ursache dafür ist möglicherweise auf die grobe Diskretisierung des Modellgitters in einem Bereich mit stark geneigter Grundwasseroberfläche zurückzuführen, wodurch die exakte Reproduktion der Grundwasserstände an diesem Geländeübergang erschwert wird. Im Maudacher Bruch treten im Vergleich zu den Jahresmittelwerten der gemessenen Grundwasserstände zu hoch berechnete Grundwasserstände direkt neben zu niedrig simulierten Höhen auf. Die Ursache hierfür kann in Lage des stark durchlässigen Bereiches im OZH im Maudacher Bruch zu finden sein, dessen genaue Form und/oder Position unbekannt ist. Weiterhin auffällig ist der Wechsel von zu hoch simulierten Grundwasserständen im Gebiet direkt westlich und nördlich des

4 Ergebnisse und Interpretation

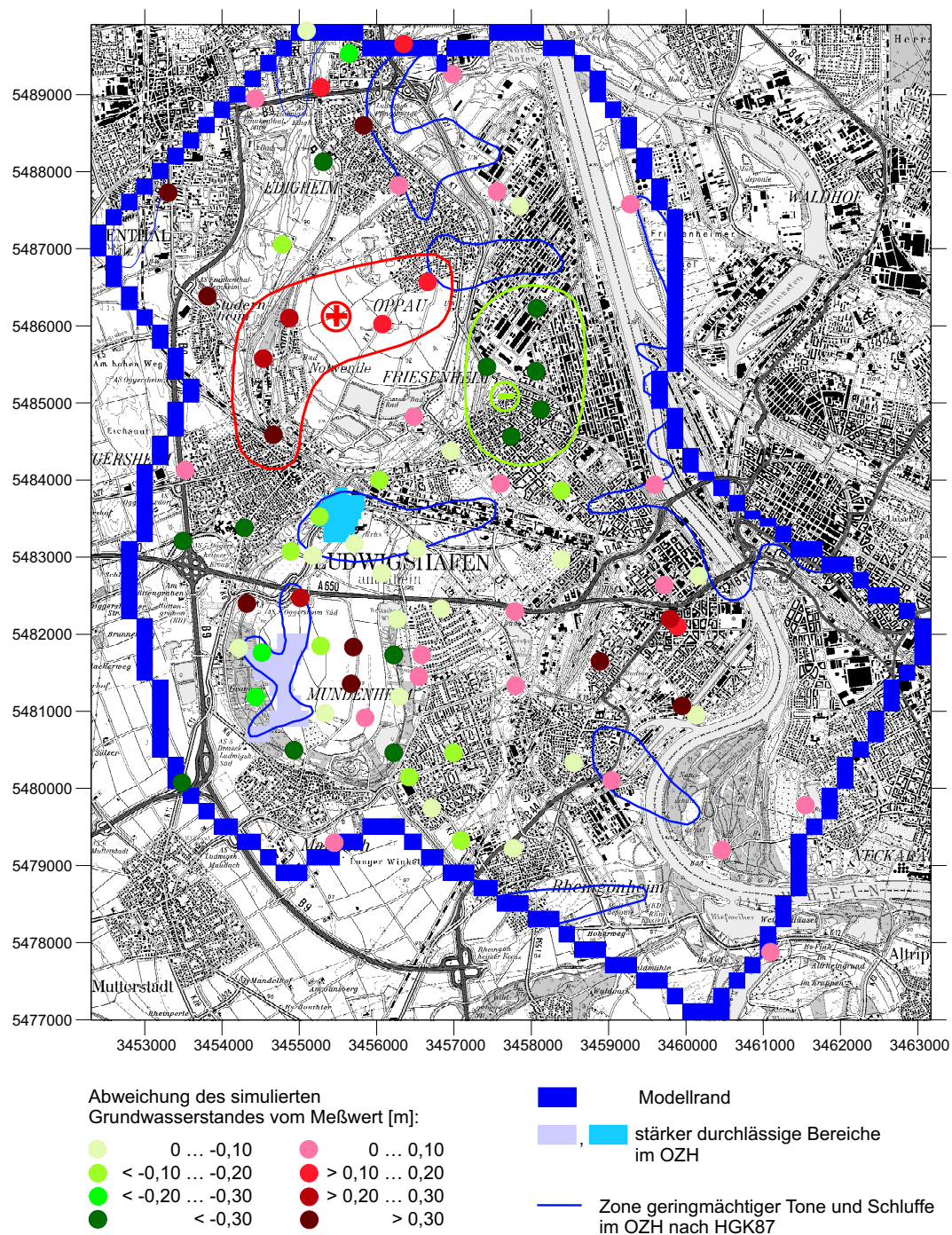


Abbildung 4.7: Differenz zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen im OGWL nach der Modellkalibrierung. Die simulierten Wasserstände liegen westlich und nordwestlich des Willersinnweiher über den gemessenen Jahresmittelwerten (rote Umrandung). Östlich des Willersinnweiher ergab die Simulation verglichen mit den Jahresmittelwerten ausschließlich niedrigere Wasserstände (grüne Umrandung).

Willersinnweihers in Richtung zu niedrig simulierter Piezometerhöhen in der unmittelbar östlich des Sees gelegenen Region. Eine Ursache dafür kann anhand der vorhandenen Informationen nicht gefunden werden.

Das kalibrierte Modell zeigt im MGWL mit $\sigma = 1,12$ m eine deutlich größere mittlere Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen als im OGWL. Sie ist zum einen auf die grobe Auflösung des Modellgitters in der Umgebung der Wasserwerke zurückzuführen, die die exakte Reproduktion des Grundwasserdruckspiegels im Bereich der Absenkungstrichter verhindert. Zum anderen ist der MGWL stärker als der OGWL durch lokal auftretende Schluff- und Tonhorizonte (ZH2 und ZH3) untergliedert (vgl. Abschnitt 3.2), die im Modell nicht berücksichtigt wurden, aber ebenfalls eine hydraulische Wirkung auf die gemessenen Grundwasserstände haben können.

Der Wert der mittleren Abweichung (σ) zwischen gemessenen und simulierten Wasserständen wird im kalibrierten Modell stark durch wenige Ausreisser beeinflusst (Abb. 4.6). Aus diesem Grund wird zusätzlich der Median der quadratischen Abweichung

$$m_2^2 := \text{Median} \left([h_{mess} - h_{sim}]^2 \right) \quad (4.1)$$

mit

h_{mess} : Jahresmittelwert der gemessenen Grundwasserstände [müNN]

h_{sim} : simulierter Grundwasserstand [müNN]

als robustere statistische Größe eingeführt, die weniger sensitiv auf Ausreisser ist. Das kalibrierte Modell ergab eine mediane quadratische Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Wasserständen von $m_2^2 = 0,04$ m² bzw. eine mediane Abweichung von $m_2 = 0,21$ m. Dies sind 1 % der Gesamtdifferenz in der absoluten Höhe von 18,29 m aller in der Kalibrierung berücksichtigten Wasserstände, was ein sehr gutes Ergebnis für die Kalibrierung ist.

4.1.3 Ergebnis der Strömungsmodellierung und Wasserbilanz

Im folgenden werden die Ergebnisse der Strömungsmodellierung vorgestellt. Da sich die Kalibrierung des stationären Grundwassermodells auf Mittelwerte des Jahres 1998 gründet, sind sämtliche Ergebnisse der Simulation als mittlere Situation für dieses Zeitintervall zu betrachten.

4.1.3.1 Simulierte mittlere Grundwasserströmung

Abbildung 4.8 zeigt den aus den simulierten Wasserständen des kalibrierten Strömungsmodells berechneten Grundwassergleichenplan sowie modellierte Grundwasserstromlinien, farblich abgegrenzt nach der Fließstrecke im OGWL und MGWL.

4 Ergebnisse und Interpretation

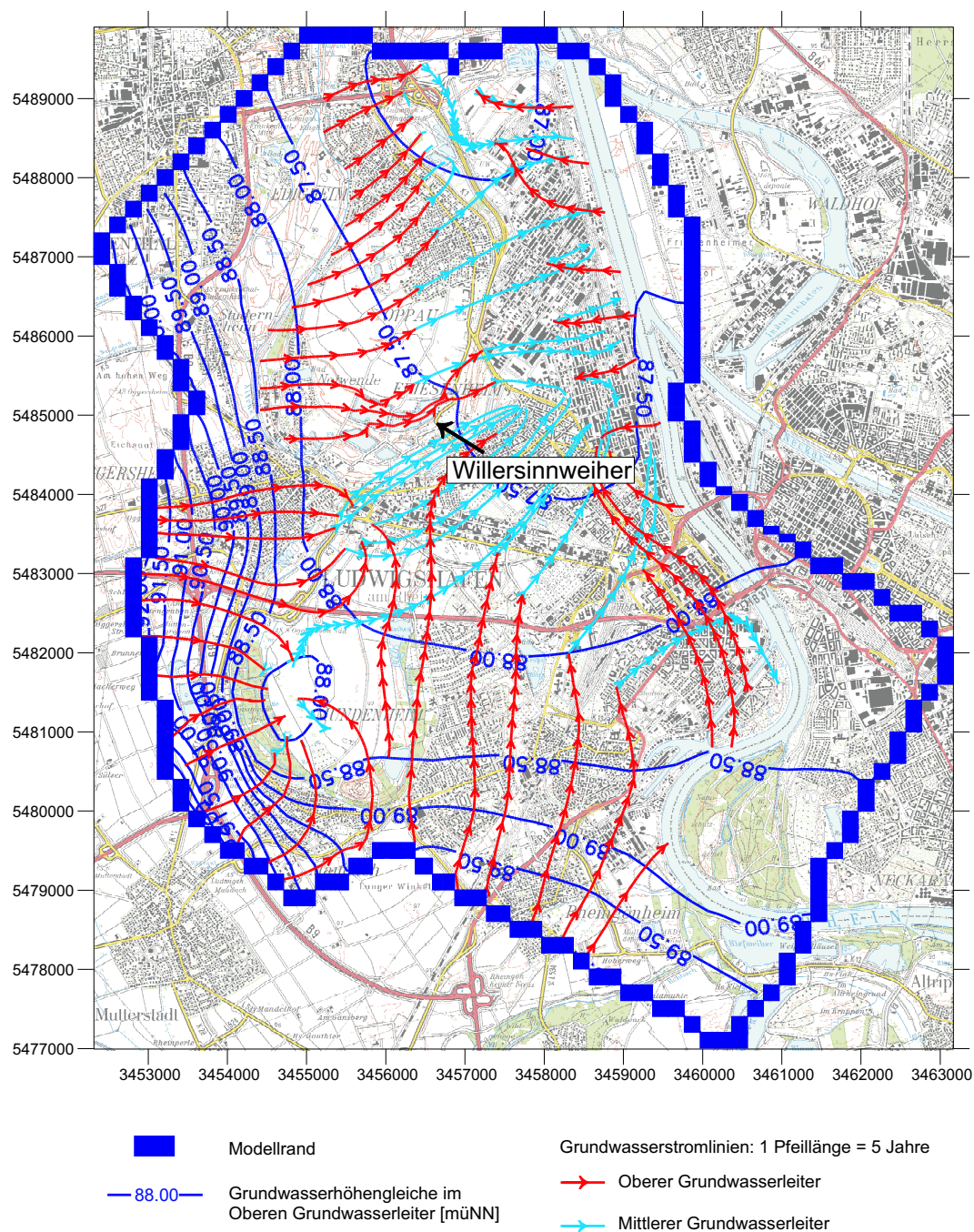


Abbildung 4.8: Grundwassergleichenplan der simulierten Grundwasserstände im Oberen Grundwasserleiter und Grundwasserstromlinien im Oberen und Mittleren Grundwasserleiter. Die Fließstrecken des Grundwassers innerhalb des Oberen (rot) und Mittleren (hellblau) Grundwasserleiters sind farblich voneinander abgegrenzt.

Die Visualisierung erfolgte mit Hilfe des advektiven Transportmodells PMPATH (Chiang & Kinzelbach 1998).

Die mit Hilfe der Grundwassergleichenpläne (Abb. 3.6) grob ermittelten Strömungsrichtungen können gut durch das Modell reproduziert werden. Im OGWL strömt das Grundwasser von dem Gebiet der Frankenthaler Terrasse in Richtung der Rheinniederung, um dort mit deutlich geringerer Fließgeschwindigkeit etwa rheinparallel nordwärts zu fließen. Die in Abschnitt 3.3 beschriebenen Depressionen im Grundwasserspiegel des OGWL sind auch in der Simulation deutlich zu erkennen. Im Zentrum des Maudacher Bruches bildet sich ein Absenkungstrichter, dem das Grundwasser allseitig zuströmt. Das Zentrum der N-S ausgerichteten Frankenthaler Depression, der das Grundwasser aus westlicher, östlicher und südlicher Richtung zufließt, liegt etwas östlich des Willersinnweiher. Im südlichen Modellgebiet bei Rheingönheim exfiltriert das Grundwasser in den Rhein, während nördlich des Rheinbogens Oberflächenwasser aus dem Rhein in den Aquifer aufgenommen wird. Ein Einfluss des Altrheins auf die Grundwasserstände ist aufgrund seiner bindigen Sedimente anhand der simulierten Grundwassergleichen nicht zu erkennen. Mit dem im Modell vorgegebenen Wasserstand des Altrheins von 88,0 müNN exfiltriert das Grundwasser im Gebiet der Ortschaft Notwende aus westlicher Richtung in den Altrhein. Südlich von Edigheim liegt die Sohle des Flusses bei einer angegebenen Höhe von 87,50 müNN auch in der Simulation oberhalb des Grundwasserspiegels. Dies ermöglicht in diesem Teil des Flusslaufes eine geringe Infiltration von Flusswasser in den Grundwasserleiter. Die Beobachtungen des Ingenieurbüros TGU werden somit durch das Modell reproduziert.

Der simulierte Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher erfolgt im wesentlichen aus westlicher und südwestlicher Richtung, wobei der Großteil des in den See exfiltrierenden Grundwassers in der Regel zuvor mindestens einen der im Anstrom liegenden Baggerseen passiert hat (Abb. 4.9). Die am nordöstlichen Ufer des Willersinnweiher leicht angehobene 87,50 müNN-Grundwassergleiche zeigt den Einfluss des Sees auf die Höhe des abstromigen Grundwasserspiegels. Anhand der Seengruppe lässt sich deutlich eine Fokussierung der Grundwasserströmung auf die hydraulisch hoch leitfähigen Bereiche der Baggerseen erkennen, die mit einer Ablenkung der großräumigen Strömungsrichtung im Nahbereich der Seen einhergeht.

Die Grundwasserströmung im OZH wird durch die Potenzialdifferenz zwischen den Grundwasserspiegeln im OGWL und MGWL getrieben und ist somit annähernd vertikal gerichtet. Im MGWL wird die Grundwasserströmung im wesentlichen durch die Entnahme der Wasserwerke gesteuert und strömt mit zum Teil hoher Fließgeschwindigkeit auf die dort situierten Gewinnungsanlagen zu.

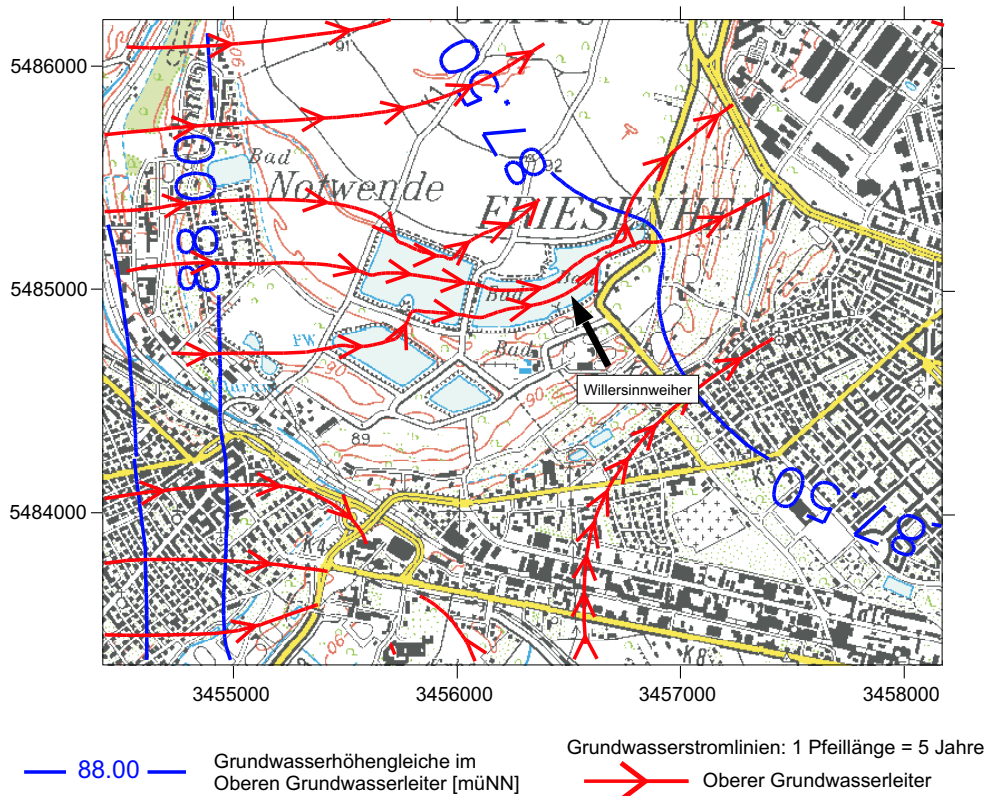


Abbildung 4.9: Grundwasserströmungsverhältnisse in der Umgebung des Willersinnweiher. Der Willersinnweiher wird von WSW nach NE vom Grundwasser durchströmt. Bevor das Grundwasser den Willersinnweiher erreicht, hat es in der Regel mindestens einen der im Anstrom liegenden Baggerseen passiert.

4.1.3.2 Wasserbilanz

Die Berechnung der Wasserbilanz für das gesamte Modellgebiet sowie den Willersinnweiher erfolgte mit Hilfe des Moduls „Water balance“ aus dem *Processing Modflow*-Programmpaket. Die Ergebnisse sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.11 dargestellt. Da das Modell auf die gemittelten Wasserstände des Jahres 1998 kalibriert wurde, sind auch die berechneten Flüsse als mittlere Flüsse für dieses Zeitintervall anzusehen.

Gesamtgebiet: Die Grundwasserströmung im OGWL und MGWL des Modellgebietes wird im wesentlichen durch die Grundwasserstände auf dem Modellrand sowie die Entnahme aus dem MGWL in einer Höhe von insgesamt $76,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ gesteuert. Für den OGWL wurde anhand des kalibrierten Modells aus der Summe des Randzufflusses, der Grundwasserneubildung und des Zufflusses aus den Flüssen Rhein und Altrhein ein Gesamtzuffluss $37 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ berechnet. Davon gelangen

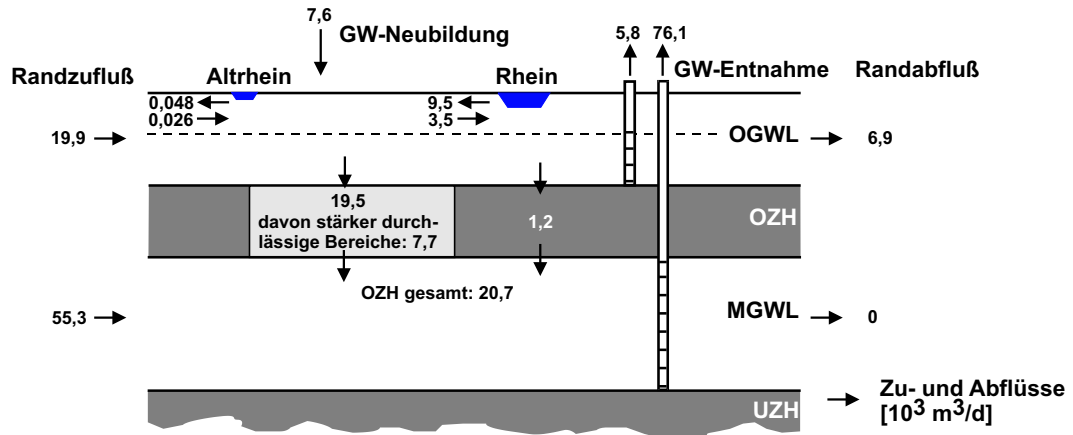


Abbildung 4.10: Simulierte Wasserbilanz für das gesamte Modellgebiet

mit $19,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ 54 % über den Festpotenzialrand in das Untersuchungsgebiet und wurden somit außerhalb des Modellgebietes neugebildet (Abb. 4.10). Die aus der HGK99 übernommene Grundwasserneubildung aus Niederschlag beträgt für den Bereich des gesamten Modellgebietes $7,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$, woraus sich bei einer Fläche von $82,5 \text{ km}^2$ eine mittlere Grundwasserneubildung von 34 mm/a ergibt. Aus dem Rhein infiltrieren im nördlichen Bereich des Modellgebietes $9,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ Wasser in den OGWL, während im südlichen Modellgebiet $3,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ Grundwasser an den Rhein abgegeben werden (vgl. Abb. 4.8). Der simulierte Grundwasseraustausch mit dem Altrhein ist gering, wobei $0,048 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ an Flusswasser in den Grundwasserleiter infiltrieren und umgekehrt $0,026 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ an Grundwasser durch den Altrhein abgeführt werden. Der Anteil der Grundwasserentnahme ($5,8 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) aus dem OGWL beträgt 16 % des Gesamtzuflusses. Mit $20,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ passieren 56 % des Gesamtzuflusses zum OGWL den OZH und werden dem MGWL zugeführt, während $6,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ den OGWL über den Modellrand verlassen, was einem Anteil von 19 % des Gesamtzuflusses entspricht. Die verbleibenden 9% des Gesamtzuflusses zum OGWL werden durch die Flüsse aus dem Modellgebiet entfernt.

Von der Grundwasserabgabe des OGWL an den MGWL finden mit $19,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ 94 % im Bereich der überwiegend sandigen Regionen des OZH statt, wovon $7,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ (37 %) die stärker durchlässigen, sandigen Zonen im südwestlichen Modellgebiet passieren. Der Anteil des durch diese Bereiche in den MGWL gelangenden Grundwassers an der Grundwasserentnahme im MGWL des Ludwigshafener Stadtgebietes liegt damit bei 10 %. Nur eine sehr geringe Grundwassermenge in Höhe von $1,2 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ sickert hingegen durch die Sedimente der überwiegend tonigen Fazies des OZH vom OGWL in den MGWL. Der Gesamtanteil des aus dem OGWL stammenden Wassers ($20,87 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$) an der Entnahme im MGWL beträgt 27 %. Die verbleibenden 73 % fließen dem MGWL über Randzuzufuß in

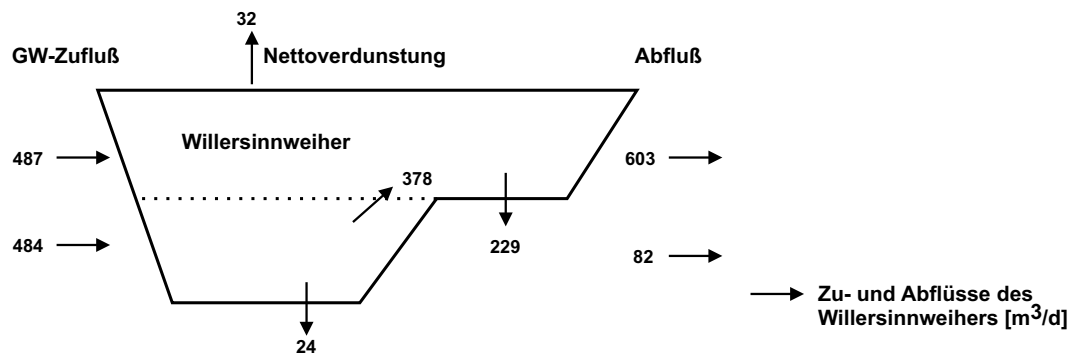


Abbildung 4.11: Simulierte Wasserbilanz für den Willersinnweiher

einer Höhe von $55,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ zu, werden also außerhalb des Modellgebietes neu gebildet. Da das Grundwassermodell im MGWL ausschließlich durch Zuflussränder und Randstromlinien begrenzt ist, existiert hier kein Abfluss über den Modellrand. Die einzige Senke für Grundwasser im MGWL des Modellgebietes ist die Grundwasserentnahme durch die Wasserwerke in Höhe von $76,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$.

Willersinnweiher: Die Höhe des simulierten Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher ist mit $971 \text{ m}^3/\text{d}$ gering (Abb. 4.11). Im Modell wird der See im Bereich des tiefen, westlichen Beckens über den gesamten Tiefenbereich mit $487 \text{ m}^3/\text{d}$ in der oberen und $484 \text{ m}^3/\text{d}$ in der unteren Modellschicht des OGWL gleichmäßig angeströmt. Die Infiltration in den Grundwasserleiter erfolgt hauptsächlich in der oberen Modellschicht des OGWL. Dazu strömen $378 \text{ m}^3/\text{d}$ aus dem tieferen Teil des westlichen Seebeckens über die Schwelle in das östliche Seebecken, um von dort aus in den Grundwasserleiter zu infiltrieren. Aus der oberen Modellschicht des Willersinnweihers treten $603 \text{ m}^3/\text{d}$ an den seitlichen Ufern in den Grundwasserleiter über, während $229 \text{ m}^3/\text{d}$ über den Seeboden des flachen, östlichen Beckens infiltrieren. Die Menge am Grundwasserabfluss des über den Seegrund des tieferen Seebeckens in den OZH infiltrierenden Wassers beträgt $24 \text{ m}^3/\text{d}$. Von dem in den See exfiltrierenden Grundwasser gehen rund $32 \text{ m}^3/\text{d}$ durch Verdunstung verloren. Verteilt über die Seefläche von 17 ha entspricht dies einer Nettoverdunstung von 68 mm/a (+ 550 mm Niederschlag). Bei einem Gesamtvolumen von 1,3 Mio m^3 führt der simulierte Gesamtzufluss zum Willersinnweiher in Höhe von $971 \text{ m}^3/\text{d}$ zu einer theoretischen Austauschzeit von 3,7 Jahren.

4.1.3.3 Grundwasserströmung im Nahbereich des Willersinnweihers

Zur Visualisierung der Grundwasserfließgeschwindigkeiten und -richtungen im Uferbereich des Willersinnweihers wurden mit Hilfe des advektiven Transportmodells PMPATH (Chiang & Kinzelbach 1998) für die Zellen der in der Umgebung des Wil-

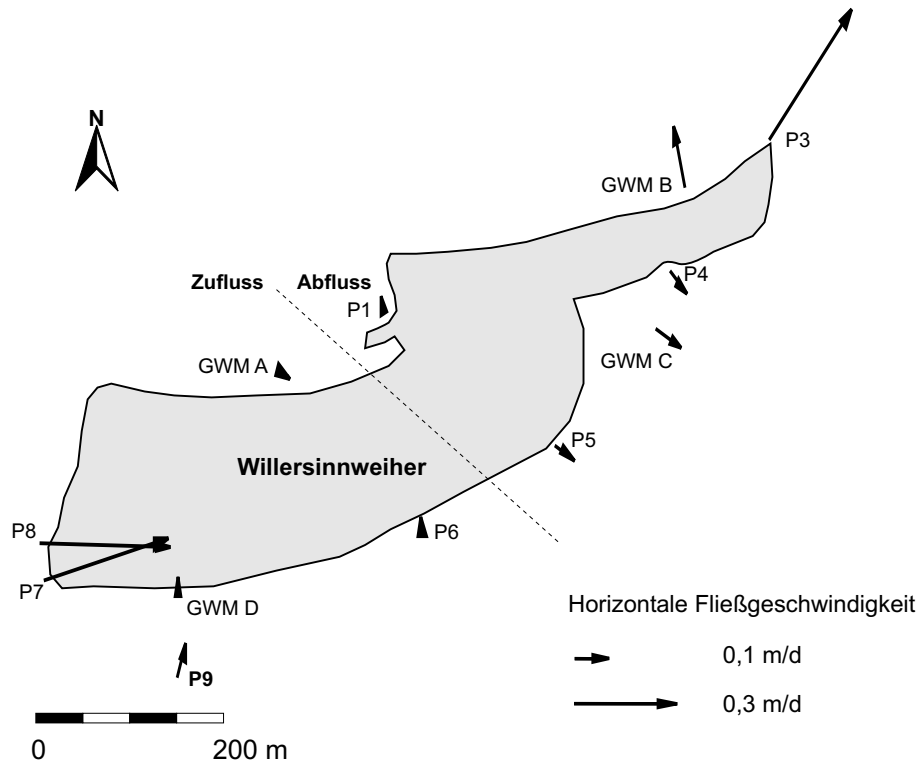


Abbildung 4.12: Vektoren der horizontalen Fließrichtung und Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Willersinnweiher. Die gestrichelte Linie markiert den Übergangsbereich zwischen Zu- und Abfluss von Grundwasser am Ufer des Willersinnweihers.

lersinnweihers gelegenen Grundwassermessstellen die horizontalen Fließgeschwindigkeiten und -richtungen extrahiert und in Abb. 4.12 als Vektoren dargestellt.

Das kalibrierte Strömungsmodell berechnet den Hauptgrundwasserzustrom zum Willersinnweiher entlang des Westufers mit Grundwasserfließgeschwindigkeiten von annähernd 0,4 m/d im Bereich der Grundwassermessstellen P7 und P8. Ein Grundwasserzustrom lässt sich ebenfalls entlang des Südufers bis zur Grundwassermessstelle P6 beobachten, wobei die Fließgeschwindigkeiten in Richtung Osten von 0,11 m/d in Messstelle P9 bis auf 0,02 m/d in Messstelle P6 abnehmen. Ein sehr geringer Grundwasserzustrom in Richtung des Willersinnweihers lässt sich am Nordufer in Messstelle GWM A mit 0,01 m/d beobachten.

Das Hauptabstromgebiet des Willersinnweihers wird vom Modell für den nordöstlichen Seebereich mit 0,45 m/d in Grundwassermessstelle P3 und 0,19 m/d in Grundwassermessstelle GWM B berechnet. Westlich davon, in Richtung des Übergangsbereiches zwischen Zu- und Abstromgebiet des Grundwassers nimmt die Strömungsgeschwindigkeit auf $6,1 \cdot 10^{-3}$ m/d in Messstelle P1 deutlich ab. Am südöstlichen

Seeufer infiltriert ebenfalls Seewasser in den Grundwasserleiter. Die berechneten Fließgeschwindigkeiten liegen mit 0,1 m/d in Messstelle P4 bis 0,02 m/d in Messstelle P5 aber deutlich unter den Fließgeschwindigkeiten in den Hauptzuströmgebieten und Hauptabstromgebieten des Baggersees.

4.2 Stabile Isotope ^{18}O und Deuterium der Seen und Grundwässer

Im folgenden werden mit Hilfe der stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium aus Grund- und Oberflächenwässern am Willersinnweiher die Grundwasserströmungsrichtungen im Nahbereich des Sees bestimmt und Mischungsanteile von See- und Grundwasser in den umliegenden Messstellen berechnet. Anschließend sollen die Ergebnisse der Isotopenuntersuchung mit dem Ergebnis der Strömungsmodellierung verglichen werden.

4.2.1 $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der Seen und ufernahen Grundwässer

Abbildung 4.13 zeigt die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Wässer der vier Baggerseen und umliegenden Grundwassermessstellen im Juli/August 2001.

Die Probenahme am Begüten-, Großparth- und Kratz'schen Weiher erfolgte mit Hilfe eines Niskin-Wasserschöpfers, wobei jeweils eine Wasserprobe aus dem oberen Meter des Epilimnions sowie eine Probe aus dem Hypolimnion, 1 m über dem Seegrund entnommen wurde. Die angegebenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für das Oberflächenwasser des Willersinnweihers stammen aus einer Profilbeprobung vom Juli 2001.

Willersinn-, Begüten- und Großparthweiher zeigen mit $\delta^{18}\text{O} = -1,78 \text{‰}$ bis $-1,87 \text{‰}$ im Epilimnion ähnliche $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Im Hypolimnion dieser drei Baggerseen liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Bereich zwischen $-2,39 \text{‰}$ und $-2,64 \text{‰}$. Der Kratz'sche Weiher weist im Epilimnion mit $-2,02 \text{‰}$ einen geringeren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert auf als die übrigen drei Baggerseen, welcher sich vermutlich auf die zur Zeit der Probenahme aktuell stattfindenden Baggertätigkeiten und die damit verbundene Homogenisierung der Wassersäule zurückführen lässt. Eine Beprobung des Hypolimnions konnte hier aufgrund der aktuell stattfindenden Auskiesungsarbeiten nicht durchgeführt werden. Im Gegensatz zu den übrigen Baggerseen lässt sich im östlichen Becken des Willersinnweihers bei Profil S5 ein bodennaher Wasserkörper mit sehr geringen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von bis zu $-5,66 \text{‰}$ beobachten.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Grundwassers in den umliegenden Messstellen weisen untereinander deutliche Unterschiede zwischen $-7,94 \text{‰}$ in Messstelle GWM C und $-2,01 \text{‰}$ in Messstelle GWM B auf. Entlang des südlichen Ufers des Willersinnweihers lässt sich eine kontinuierliche Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von W nach

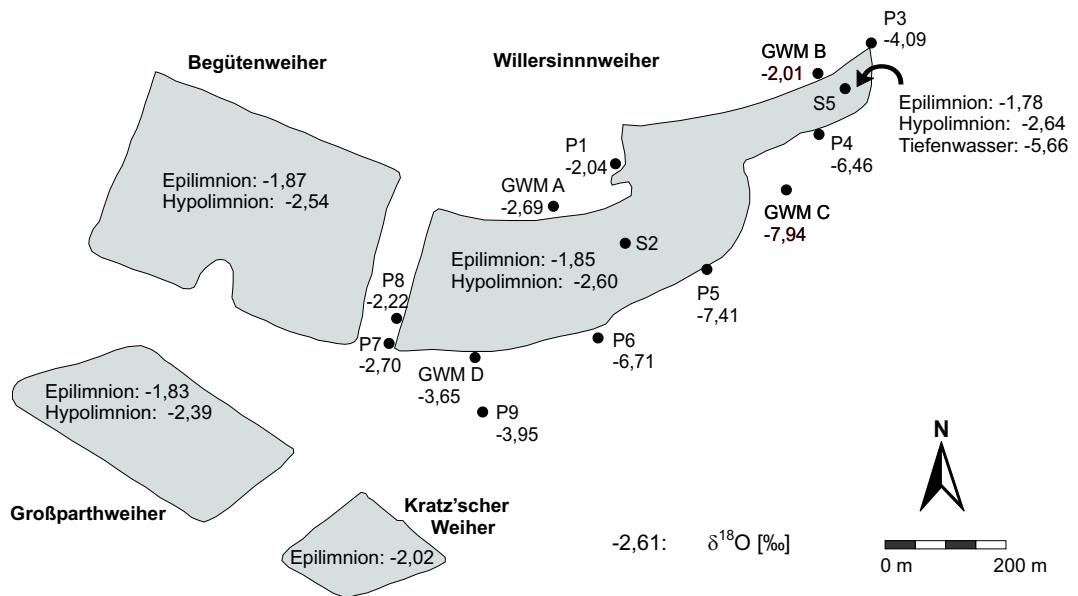


Abbildung 4.13: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer und Baggerseen im Juli/August 2001

E mit $-2,22$ ‰ in Messstelle P8 bis $-7,94$ ‰ in Messstelle GWM C beobachten. Das Grundwasser der am östlichsten gelegene Messstelle P4 zeigt mit $\delta^{18}\text{O} = -6,46$ ‰ dann wiederum einen etwas höheren Wert an. Am nördlichen Ufer nehmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $-2,69$ ‰ in Messstelle GWM A auf $-2,01$ ‰ in Messstelle GWM C von W nach E zu. Das Grundwasser der Messstelle P3 zeigt mit $-4,09$ ‰ einen geringeren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert als die übrigen Messstellen des Nordufers.

4.2.2 Verhältnis von δD und $\delta^{18}\text{O}$ im Willersinnweiher und Grundwasser der umliegenden Messstellen

In Abb. 4.14 ist das Verhältnis der δD - gegenüber den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aller auf δD und $\delta^{18}\text{O}$ analysierten Proben aus dem Willersinnweiher und den umliegenden Grundwassermessstellen im Verhältnis zur Local Meteoric Water Line (vgl. Abschnitt 2.3.3.1) dargestellt.

Die Proben ordnen sich entlang einer Evaporationslinie mit der Funktion $\delta\text{D} = 4,9 \cdot \delta^{18}\text{O} - 17,7$ an. Die Wässer des Seeprofiles S2 liegen vollständig am oberen Ende der Evaporationslinie und zeigen somit gegenüber den Isotopenwerten des nicht durch Verdunstung beeinflussten, lokalen Grundwassers (Schnittpunkt der Evaporationslinie mit der Local Meteoric Water Line) über das gesamte Profil eine starke Anreicherung an schweren Isotopen. Im Seeprofil S5 lässt sich eine kontinuierliche Entwicklung der Isotopenwerte von stärker negativen, der Grundwasserzusammensetzung entsprechenden Isotopenverhältnissen, bis hin zu stark angereicherten

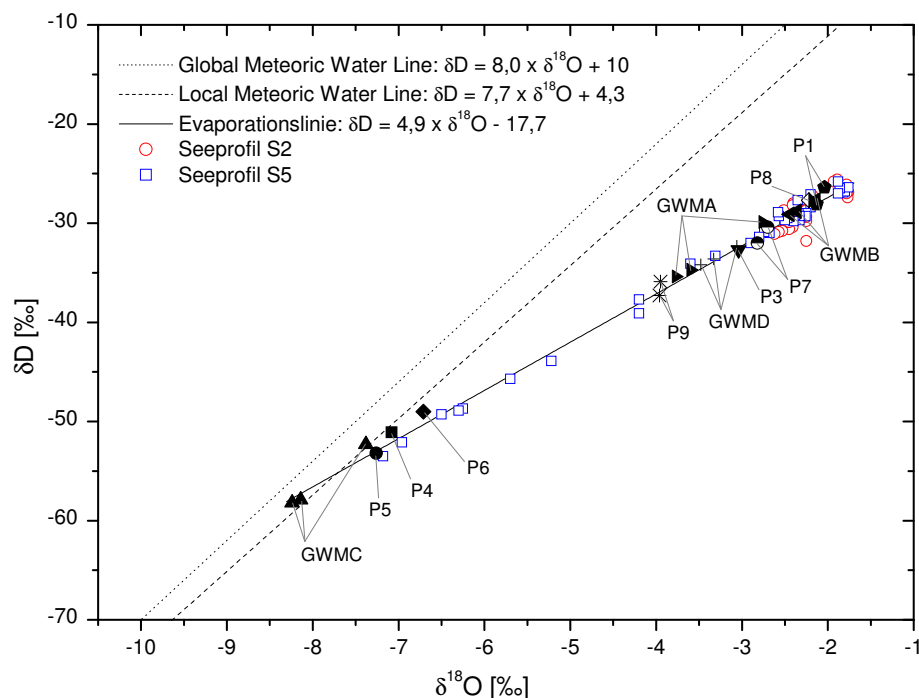


Abbildung 4.14: Verhältnis von δD und $\delta^{18}O$ in der Wassersäule des Willersinnweiher und im Grundwasser der umliegenden Messstellen

Proben erkennen. Wässer, die annähernd die Zusammensetzung des lokalen Grundwassers besitzen, stammen dabei aus dem grundnahen Tiefenwasserkörper, während die stark angereicherten Proben aus dem Epilimnion entnommen wurden.

Die Isotopenverhältnisse der Proben aus den Grundwassermessstellen am südöstlichen Ufer des Willersinnweiher P4 - P6 und GWM C liegen alle am unteren Ende der Evaporationslinie und besitzen somit die Isotopenwerte eines lokalen, nicht durch Verdunstung beeinflussten Grundwassers oder nur geringe Anteile an Seewasser. Die Grundwässer aller übrigen Messstellen, sowohl vom südwestlichen Ufer des Willersinnweiher als auch vom gesamten Nordufer liegen am oberen Ende der Evaporationslinie und weisen somit eine deutliche Seewasserkomponente auf.

4.2.3 Zeitliche Entwicklung der $\delta^{18}O$ -Verhältnisse in der Wassersäule des Willersinnweiher

Aus der Wassersäule des Willersinnweiher wurden regelmäßig $\delta^{18}O$ Profile entnommen. Abbildung 4.15 zeigt die $\delta^{18}O$ -Profile der Seebeprobungspunkte S2 und S5 aus der Zeit vom Juli 1999 bis zum August 2001. Die Isotopenverhältnisse in der Wassersäule lassen die Zirkulations- und Stagnationsphasen des Willersinnweiher deutlich erkennen. Während der Sommerstagnation kommt es zu einer Erwärmung

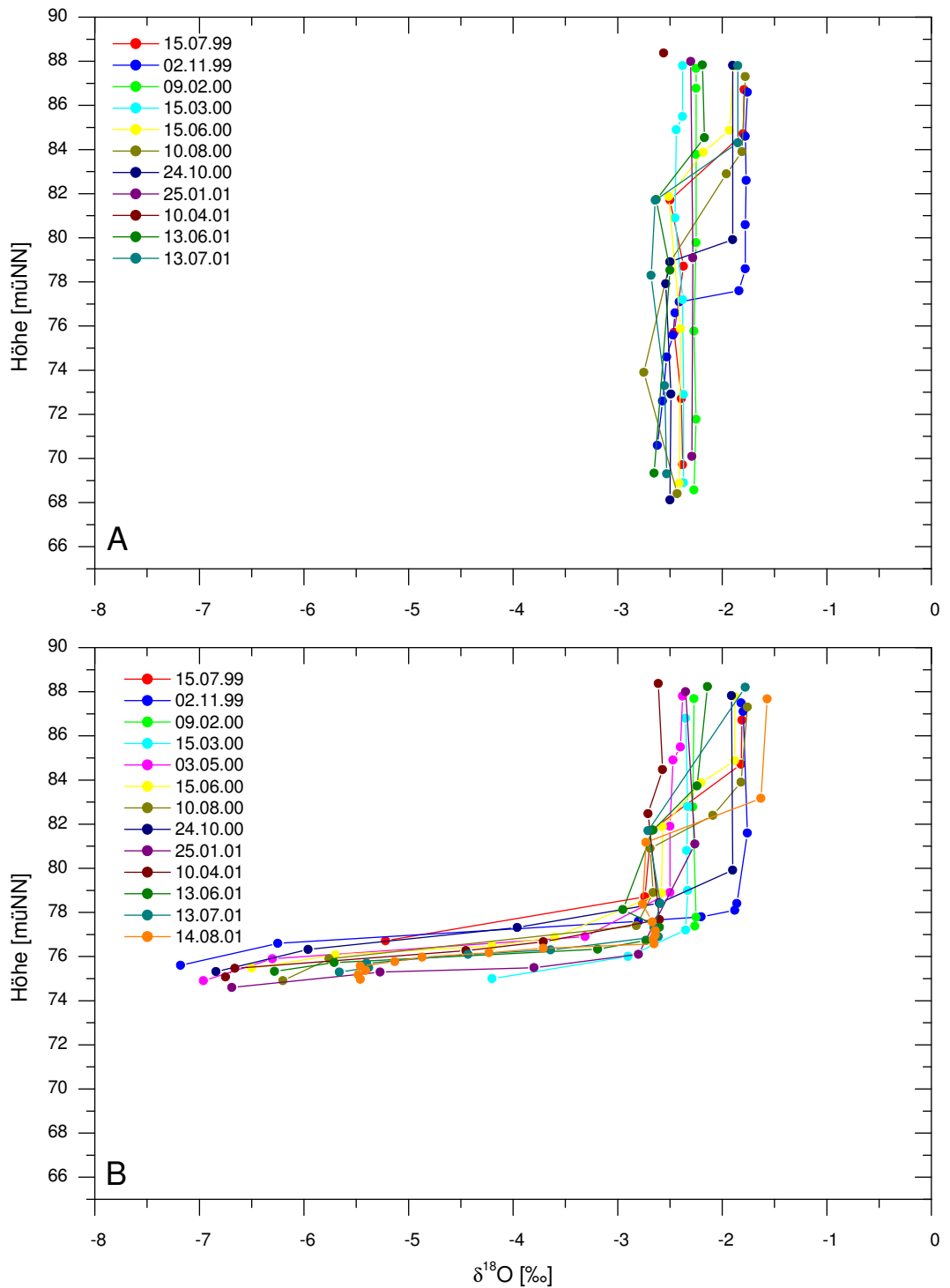


Abbildung 4.15: $\delta^{18}\text{O}$ -Profile der Seebeprobungspunkte S2 (A) und S5 (B). Profil S5 zeigt in Grundnähe stark negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. In Profil S2 sind über die gesamte Wassersäule ausschließlich deutlich angereicherte Wässer zu erkennen.

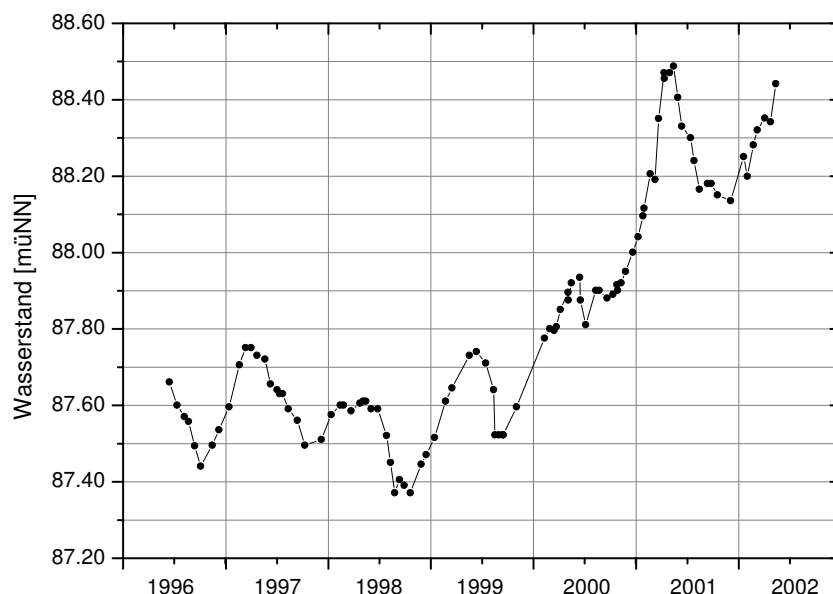


Abbildung 4.16: Zeitliche Entwicklung der Höhe des Seewasserspiegels des Willersinnweihers (Daten: Labor für Geomorphologie und Geoökologie, Universität Heidelberg und eigene Messungen)

des Epilimnions, wodurch sich eine stabile Temperaturschichtung aufbaut. Die in Abschnitt 2.3.2 beschriebene Isotopenfraktionierung führt zu einer Anreicherung der schweren Isotope im Wasserkörper, wobei sich ein der Temperaturschichtung der Wassersäule folgender Jahresgang erkennen lässt. Während der Sommermonate kommt es durch die Erwärmung der Wasseroberfläche im Epilimnion zu einer sukzessiven Anreicherung der schweren Isotope mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von bis zu $-1,6\text{‰}$ im August 2001 bei einer Temperatur des Oberflächenwassers von 23 °C . Das Hypolimnion ist währenddessen durch die stabile Temperaturschichtung von dem Austausch mit der Atmosphäre entkoppelt. Hier fließt isotopisch leichteres Grundwasser nach, so dass sich eine gegenläufige Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegenüber dem Epilimnion in Richtung stärker negativer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erkennen lässt. Zum Herbst hin folgen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Absenkung der Thermokline bis zur Vollzirkulation mit vollständiger Durchmischung der Wassersäule, wobei sich ein isotopischer Gleichgewichtswert einstellt. Während der Beprobung der Seeprofile konnte sowohl im Februar 2000 als auch im Januar 2001 eine Vollzirkulation beobachtet werden. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Gleichgewichtswert lag dabei bei $-2,27\text{‰}$. Im Frühjahr, wenn sich die sommerliche Schichtung aufzubauen beginnt, ist sowohl in Profil S2 als auch in Profil S5 im März 2000 und April 2001 eine Verschiebung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über die gesamte Wassersäule in Richtung stärker negativer Isotopenverhältnisse zu beobachten. Dies lässt sich auf einen ungewöhnlich hohen Grundwasserzustrom (Abb. 4.16), verbun-

den mit sehr regenreichen Sommern in den Jahren 2000/2001 zurückführen, der den Seewasserspiegel gegenüber dem höchsten seit 1996 gemessenen Wasserstand von 87,75 müNN im Frühjahr 1997 um 0,73 m auf 88,43 müNN im Mai 2001 ansteigen ließ. Die isotopische Anreicherung des Epilimnions erreicht allerdings auch in den Sommermonaten 2000/2001 ähnliche Werte wie in den Vorjahren, so dass davon ausgegangen werden kann, dass das Epilimnion im Spätsommer seine maximal mögliche isotopische Anreicherung aufweist.

In Profil S5 kommt es im Sommer zusätzlich zur Ausbildung eines Tiefenwasserkörpers mit sehr geringen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von bis zu $-7,2\text{‰}$. Dieser Prozess ist auf den Zufluss isotopisch leichten Grundwassers im südöstlichen Bereich des Sees bei den Messstellen GWM C, P4 und P5 zurückzuführen und kann in Profil S2 nicht beobachtet werden, da hier bereits stärker isotopisch angereichertes Grundwasser im Anstrom des Sees zu finden ist. Die Ursache für die Einschichtung dieses Wasserpaketes am Grund des östlichen Seebeckens lässt sich auf die höhere Dichte des Grundwassers gegenüber dem Seewasser zurückführen. Die spezifische elektrische Leitfähigkeit im Grundwasser der Messstelle GWM C und am Grund des Seeprofil S5 ist mit ca. $1800\ \mu\text{S}/\text{cm}$ etwa doppelt so hoch wie im Oberflächenwasser des Willersinnweiher. Dort wurden an Profil S5 bis in ca. 10 m Wassertiefe und am gesamten Seeprofil S2 regelmäßig spezifische elektrische Leitfähigkeiten unter $1000\ \mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen (Kreuzer 2002). Der Dichteunterschied zwischen Grund- und Seewasser ist jedoch gering genug, dass der Tiefenwasserkörper von der Zirkulation erfasst wird und schließlich in den Frühjahrsmonaten nahezu verschwindet.

4.2.4 Zeitliche Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser

Zur Untersuchung der zeitlichen Variabilität der Isotopenverhältnisse im Grundwasser wurde eine regelmäßige Beprobung der vier tiefen Messstellen GWM A bis GWM D durchgeführt. Liegt eine Grundwassermessstelle im Abstrom eines Sees und sind die zeitlichen Schwankungen der Isotopenverhältnisse in der Wassersäule des Sees groß genug, sollten diese jahreszeitlichen Variationen in der Grundwassermessstelle im Abstrom wiederzufinden sein (Stichler et al. 1999).

Um eine mögliche Einschichtung isotopisch unterschiedlicher Grundwasserpakete im Aquifer feststellen zu können, erfolgte die Beprobung nach Klarpumpen des etwa 3-fachen Brunnenvolumens über drei, in der Messstelle in gleichen Abständen übereinander angeordneten Tauchpumpen, die simultan mit gleicher Entnahmerate betrieben wurden. Das simultane Pumpen bewirkt in zwei Tiefen der Messstelle die Ausbildung einer Wasserscheide, die die grobe Unterteilung der Wassersäule in einen oberen, mittleren und unteren Aquiferbereich erlaubt. Die genaue Lage der Wasserscheide lässt sich dabei nicht bestimmen. Sie hängt von der Heterogenität in der hydraulischen Durchlässigkeit des Aquifermaterials ab.

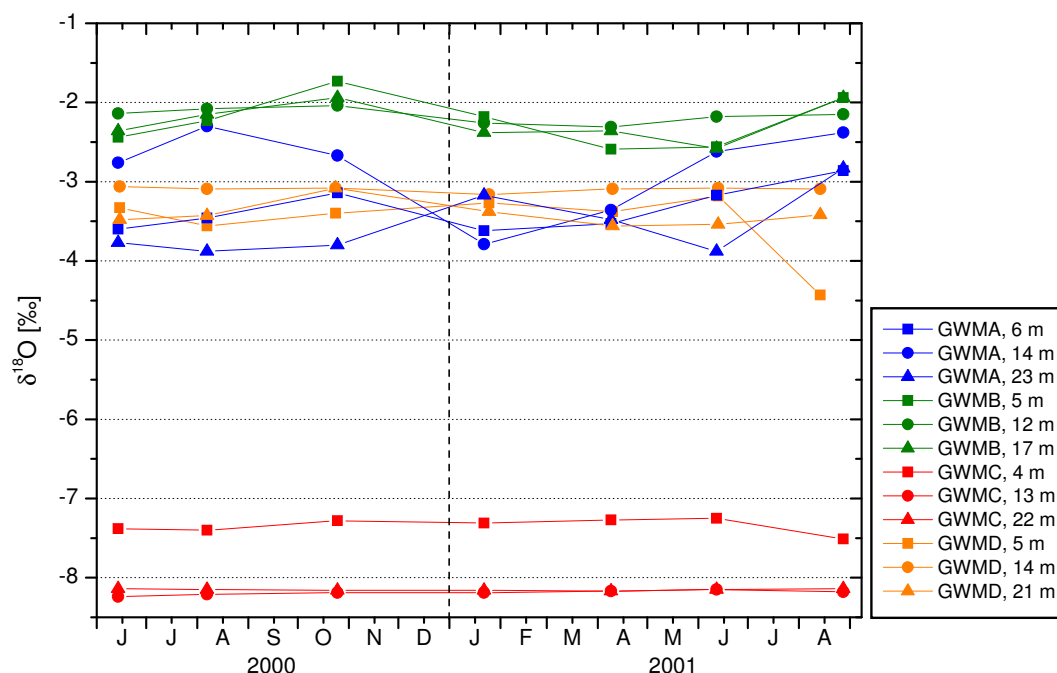


Abbildung 4.17: Zeitreihen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser der tiefen Messstellen GWM A bis GWM D. Im Grundwasser der Messstellen GWM A, GWM B und GWM D lassen sich die jahreszeitlichen Variationen in den Isotopenverhältnissen des Seewassers erkennen, während das Grundwasser der Messstelle GWM C zeitlich konstante Isotopenwerte aufweist.

Unter den vier tiefen Messstellen besitzt GWM B mit Verhältnissen zwischen $-2,59\text{‰}$ und $-1,73\text{‰}$ während des gesamten Beprobungszeitraumes die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Abb. 4.17). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Messstellen GWM A und GWM D sind ähnlich und schwanken im Bereich zwischen $-3,88\text{‰}$ und $-2,30\text{‰}$. Von allen vier Messstellen weist Messstelle GWM C die niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit den geringsten zeitlichen Schwankungen auf. Im oberen Abschnitt liegt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Bereich zwischen $-7,51\text{‰}$ und $-7,25\text{‰}$. Im mittleren und unteren Bereich der Messstelle GWM C wurden nahezu identische $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Bereich zwischen $-8,24\text{‰}$ und $-8,14\text{‰}$ analysiert.

Während in GWM C deutlich eine Übereinanderschichtung zweier verschiedener Wasserpakete zu erkennen ist, ist in den Messstellen GWM A, B und D keine Differenzierung möglich. In diesen drei Messstellen lässt sich ein kurvenförmiger Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erkennen, welcher auf die saisonalen Fluktuationen der Isotopenverhältnisse in der Wassersäule eines Sees zurückzuführen ist, der auch in den vom Seewasser beeinflussten Isotopenwerten der Messstellen wiederzuerkennen ist (Stichler et al. 1999). Wie auch in Abb. 2.3 zu erkennen ist, entspricht die mittlere

isotopische Zusammensetzung des Wassers der Messstelle GWM C mit einem $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von etwa 8 ‰ der meteorischen Zusammensetzung des Grundwassers in der Umgebung des Willersinnweiher. Die höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im oberen Bereich des Grundwasserkörpers sind möglicherweise auf die Neubildung im Gebiet der klimatisch wärmeren Oberrheinebene zurückzuführen, während das Grundwasser im tieferen Bereich des Aquifers z.B. im Gebiet des Pfälzerwaldes neugebildet worden sein kann.

4.2.5 Anteil von Seewasser in den Grundwassermessstellen

Nachdem die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von meteorischem Grundwasser aus dem Einzugsgebiet des Willersinnweiher sowie der $\delta^{18}\text{O}$ -Gleichgewichtswert des Seewassers ermittelt werden können, lässt sich für die Beprobung im Juli/August 2001 der Anteil Seewasser innerhalb der Grundwassermessstellen mit Hilfe einer linearen Mischungsrechnung bestimmen, als

$$x_{SW} = \frac{\delta_{Pr} - \delta_{GW}}{\delta_{SW} - \delta_{GW}} \cdot 100 [\%], \quad (4.2)$$

mit

- x_{SW} : Anteil von Seewasser in der Grundwasserprobe [%]
- δ_{Pr} : $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis in der Probe [‰]
- δ_{GW} : $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis im unbeeinflussten Grundwasser [‰]
- δ_{SW} : $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis im Seewasser bei Vollzirkulation [‰].

Als $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im unbeeinflussten Grundwasser wurde der Mittelwert aller in GWM C gemessenen Grundwasserproben $\bar{x}_{GW} = -7,90$ ‰ gewählt. Diese Proben umfassen sowohl das isotopisch etwas schwerere, im oberen Bereich des Grundwasserkörpers befindliche Wasser, als auch das leichtere Wasser des unteren Abschnitts des Grundwasserleiters. Zur Berechnung der Seewasserhältnisse bei Vollzirkulation wurden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Seeprofile S2 vom 09.02.00 und 25.01.01 sowie von Profil S5 am 09.02.00 verwendet (vgl. Abb. 4.15). Aus diesen Daten wurde ein mittlerer $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Seewassers von $\bar{x}_{SW} = -2,27$ ‰ bei Vollzirkulation erhalten. Der Fehler der Berechnung beträgt etwa 5 %.

Der prozentuale Anteil an Seewasser in den Grundwassermessstellen des Willersinnweiher nimmt am Südufer von W nach E von 100 % in Messstelle P8 auf 0 % in Messstelle GWM C sukzessive ab (Tabelle 4.3, Abb. 4.18). In der am südöstlichsten gelegenen Messstelle P4 erhöht sich der prozentuale Anteil Seewassers dann wieder auf 26 %. Am Nordufer des Weiher ist der Seewasseranteil in allen Grundwassermessstellen mit 93 % in Messstelle GWM A und 100 % in Messstelle P1 und Messstelle GWM B überall sehr hoch. In Messstelle P3 am Nordostufer des Sees lässt sich ein etwas geringerer Seewasseranteil in Höhe von von 68 % feststellen.

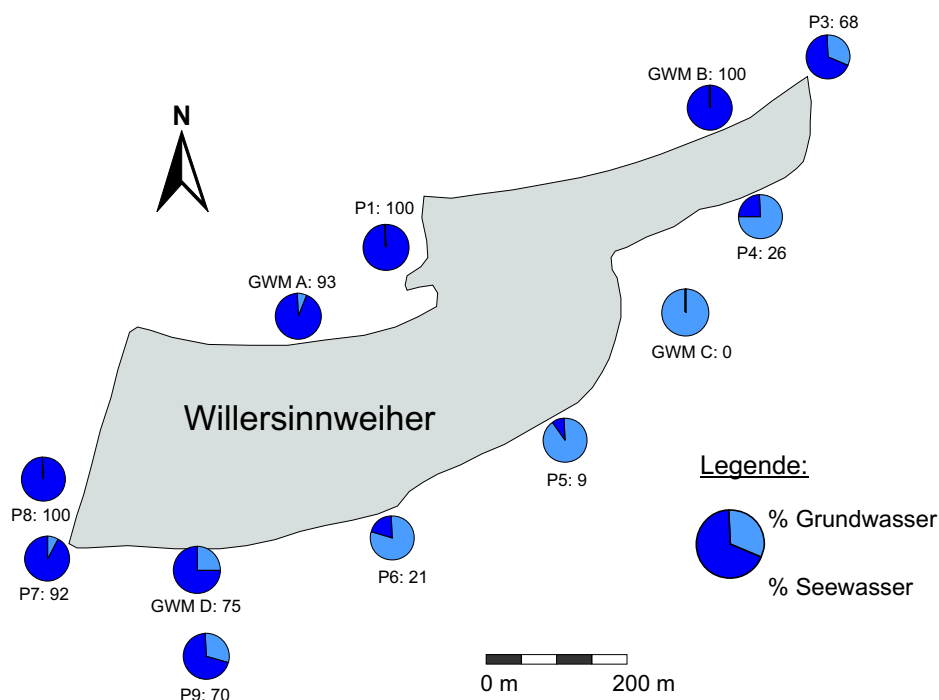


Abbildung 4.18: Prozentualer Anteil an Seewasser in den Grundwassermessstellen

4.2.6 Mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen ermittelte Strömungsrichtung des Grundwassers in der Umgebung des Willersinnweihers

Anhand der mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Daten ermittelten Seewasseranteile in den Grundwassermessstellen lässt sich ein eindeutiger Grundwasserzufluss am Südostufer und eine deutliche Infiltration von Seewasser in den Grundwasserleiter am Nordufer des Willersinnweihers feststellen. Der am südlichen Ufer von E nach W beobachtete abnehmende Anteil an Grundwasser lässt sich gemeinsam mit den Informationen aus dem Grundwassergleichenplan (Abb. 3.6) durch eine Vermischung mit dem iso-

Tabelle 4.3: Prozentualer Anteil an Seewasser in den Grundwassermessstellen

Messstelle	Anteil Seewasser ($\pm 5\%$)	Messstelle	Anteil Seewasser ($\pm 5\%$)
P1	100 %	P8	100 %
P3	68 %	P9	70 %
P4	26 %	GWM A	93 %
P5	9 %	GWM B	100 %
P6	21 %	GWM C	0 %
P7	92 %	GWM D	75 %

topisch schwereren Oberflächenwasser aus den im Anstrom liegenden Baggerseen erklären. Der Eintritt des isotopisch sehr leichten Grundwassers im östlichen Bereich des Sees lässt sich durch den großen Unterschied in den Isotopenverhältnissen des See- und Grundwassers sowie die höhere Dichte des Grundwassers gut beobachten. Im westlichen Seebecken ist dies nicht der Fall und kann darauf zurückgeführt werden, dass das in den See strömende Grundwasser durch die vorherige Passage eines oder mehrerer der im Anstrom liegenden Baggerseen bereits ein Isotopenverhältnis nahe dem Gleichgewichtswert des Sees besitzt, so dass es im Willersinnweiher kaum noch zu einer weiteren Fraktionierung kommt.

Die starke Variation der Isotopenverhältnisse im zuströmenden Grundwasser erschwert die Berechnung der Isotopenbilanz für den Willersinnweiher da hierfür ein genauer $\delta^{18}\text{O}$ -Wert für das zuströmende Grundwasser benötigt wird (siehe Gleichung 2.9, Seite 15). Dieser kann nicht einfach aus dem Mittelwert aller $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen aus dem Anstromgebiet des Sees gebildet werden, da davon ausgegangen werden muss, dass der See an verschiedenen Uferbereichen unterschiedlich stark angeströmt wird und die Unterschiede in den Isotopenverhältnissen des Grundwassers in den Grundwassermessstellen des Südufers sehr groß sind. Dadurch wäre eine Wichtung der stark unterschiedlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse mit der tatsächlichen Strömungsgeschwindigkeit an jeder einzelnen Messstelle notwendig. Somit wird die Verwendung eines mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes wie z.B. bei Yehdegho et al. (1997) am Schwarzl See oder Zimmermann & Ehhalt (1970) am Neusiedler See, die jedoch deutlich geringer variierende Isotopenverhältnisse mitteln, nicht als sinnvoll angesehen. Weitere wichtige Parameter für die Bestimmung der Wasserbilanz mit Hilfe von stabilen Isotopen sind die relative Luftfeuchte sowie das Isotopenverhältnis des Luftwasserdampfes über der Wasseroberfläche. Da am Willersinnweiher zum Zeitpunkt der Probenahme noch keine Wetterstation vorhanden war, müsste für die Bestimmung der Wasserbilanz auf Daten einer entfernten Wetterstation (z.B. Mannheim) zurückgegriffen werden. Allein die Bestimmung des Isotopenverhältnisses des Luftwasserdampfes hätte einen Fehler von rund 50 % in die Berechnung eingebracht (Zimmermann & Ehhalt (1970), persönliche Mitteilung Uwe Zimmermann), so dass der Gesamtfehler der Bestimmung für ein glaubwürdiges Ergebnis erheblich zu groß wäre.

4.2.6.1 Aufenthaltszeit des Seewassers

Obwohl die Berechnung der Wasserbilanz des Willersinnweihers über die stabilen Isotope nicht möglich ist, lassen sich anhand der gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse trotzdem einige Rückschlüsse auf die Aufenthaltszeit des Seewassers ziehen. Alle vier Seen zeigen im Sommer im Epilimnion mit $\delta^{18}\text{O} > -2 \text{ ‰}$ nahezu identische $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sowie eine hohe isotopische Anreicherung, die auf die warmen klimatischen Bedingungen und die geringe Niederschlagsrate im Raum Ludwigshafen zurückzuführen

ist. Der nahezu identische Isotopenwert aller vier Baggerseen weist auf eine lange Aufenthaltszeit und langsame Grundwasserfließgeschwindigkeiten hin, da das Wasser bereits in den im Anstrom liegenden Seen seinen auch für den Willersinnweiher geltenden Gleichgewichtswert erreicht. Auf der Fließstrecke zum Willersinnweiher vermischt sich das mit der Atmosphäre im isotopischen Gleichgewicht stehende Wasser aus den oberstromig liegenden Baggerseen mit isotopisch leichterem Grundwasser, um dann im Willersinnweiher erneut bis zum Gleichgewichtswert fraktioniert zu werden. Die typische isotopische Entwicklung einer "Seenkette" (Gat & Bowser 1991, Yehdegho et al. 1997) mit sukzessiver Anreicherung der stabilen Isotope entlang der Fließstrecke durch die aufeinander folgenden Seen kann hier aufgrund der langen Aufenthaltszeit in den im Anstrom liegenden Seen nicht beobachtet werden.

4.3 Vergleich der Ergebnisse der Strömungsmodellierung und Isotopenuntersuchungen

Im folgenden sollen die Ergebnisse der Strömungsmodellierung mit den Resultaten der Isotopenmessungen verglichen werden.

4.3.1 Vergleichbarkeit der Ergebnisse aus Strömungsmodell und Isotopenmessungen

Bei dem Vergleich der Ergebnisse beider Methoden ist zunächst zu beachten, dass die Wasserstandsdaten, die zur Kalibrierung des Strömungsmodells verwendet wurden und die Isotopenmessungen nicht aus dem gleichen Zeitintervall stammen und dadurch nicht unbedingt unmittelbar aufeinander übertragbar sind. Als Grundlage für das Strömungsmodell dienen die Jahresmittelwerte der Grundwasserstände des Jahres 1998, die zu Beginn der vorliegenden Arbeit den aktuellsten zusammenhängenden Datensatz über ein gesamtes Jahr bildeten. Die Daten der stabilen Isotope stammen hingegen aus dem Zeitintervall Sommer 1999 bis Sommer 2001, könnten also bei abweichenden Strömungsverhältnissen aufgenommen worden sein. Besonders der hohe Grundwasseranstieg in den Jahren 2000 und 2001 könnte zu einer Veränderung der Richtung der regionalen Grundwasserströmung geführt haben.

Zur Überprüfung der Stationarität der Grundwasserströmungsrichtung können die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der tiefen Grundwassermessstellen (Abb. 4.17) herangezogen werden. Eine Änderung der Grundwasserströmungsrichtung würde sich in veränderten Mischungsverhältnissen zwischen Seewasser und Grundwasser in den Grundwassermessstellen bemerkbar machen. Außer den geringen jahreszeitlichen Variationen, die durch die Fraktionierung im Oberflächengewässer verursacht werden, weisen die tiefen Grundwassermessstellen jedoch keine Instationarität in ihren Isotopenverhältnissen auf, welche auf eine veränderte Grundwasserströmungsrichtung hindeuten

könnte. Besonders die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Grundwasser der oberstromig des Willersinnweihers gelegenen Messstellen GWM C und GWM D, in der eine Ablenkung der Strömungsrichtung durch eine Änderung des Seewasser/Grundwasser-Verhältnisses am ehesten zu bemerken sein sollte, sind dabei zeitlich nahezu konstant. Zusätzlich zu den Messungen aus den tiefen Grundwassermessstellen kann auf $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der flachen Grundwassermessstellen einer orientierenden Messung im August 1999 vor der Einrichtung der tiefen Grundwassermessstellen zurückgegriffen werden (Abb. 4.19). Die Messstellen P6 und P8 waren an diesem Beprobungstermin trockengefallen, so dass hierfür keine $\delta^{18}\text{O}$ -Daten vorliegen. Im August 1999 lag der Wasserstand des Willersinnweihers mit 87,52 müNN exakt auf dem in die Modellierung eingehenden Wasserstand und annähernd 0,7 m unter dem Wasserstand von ca. 88,20 müNN im Juli/August 2001.

Der Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen der beiden Beprobungstermine zeigt für die Grundwässer der am Ufer des westlichen Seebeckens des Willersinnweihers gelegenen Messstellen P1, P7 und P9 innerhalb des Analysenfehlers von 0,05 ‰ identische Werte, obwohl auch diese durch ihren Seewasseranteil jahreszeitlich bedingte Schwankungen aufweisen könnten. Die Grundwässer der Messstellen P3 und P5 besitzen im Juli/August 2001 etwas geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse als im Juli 1999 und somit zu diesem Zeitpunkt einen etwas höheren Grundwasseranteil. Im Gegensatz dazu zeigt die Messstelle P4 im Juli/August 2001 eine stärkere Anreicherung an ^{18}O als im Sommer 1999. Hier ist ein Probenahmefehler durch z.B. ein undichtes Probengefäß, der zu einer Anreicherung der Probe an ^{18}O führen würde, jedoch nicht auszuschließen.

Anhand des Vergleiches der beiden Beprobungstermine sind demnach geringe Variationen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Messstellen am Ufer des östlichen Seebeckens zu beobachten, welches auf eine leichte Erhöhung des Grundwasserzustroms aus südlicher bzw. südöstlicher Richtung im Jahre 2001 hindeuten könnte. Das durch die stabilen Isotope erkennbare Strömungsmuster mit einer deutlichen Grundwasserkomponente in den Messstellen des südöstlichen Seeufers bleibt jedoch erhalten, so dass von einer zeitlich weitgehenden Konstanz der Hauptzustromrichtung, unabhängig von dem Seewasseranstieg, ausgegangen werden kann.

4.3.2 Vergleich der durch die beiden Untersuchungsmethoden vorhergesagten Strömungsrichtungen

In Abb. 4.19 sind die Ergebnisse der Strömungsmodellierung und der Isotopenuntersuchungen gemeinsam dargestellt. Der Vergleich der Resultate dieser beiden unabhängigen Methoden zeigt eine gute Übereinstimmung der Strömungsrichtungen im westlichen Bereich des Willersinnweihers. In den Messstellen P6 bis P9 ergibt die Modellierung einen Grundwasserzustrom aus westlicher und südwestlicher Richtung, während die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten ebenfalls eine isotopische Anreicherung des Grundwassers

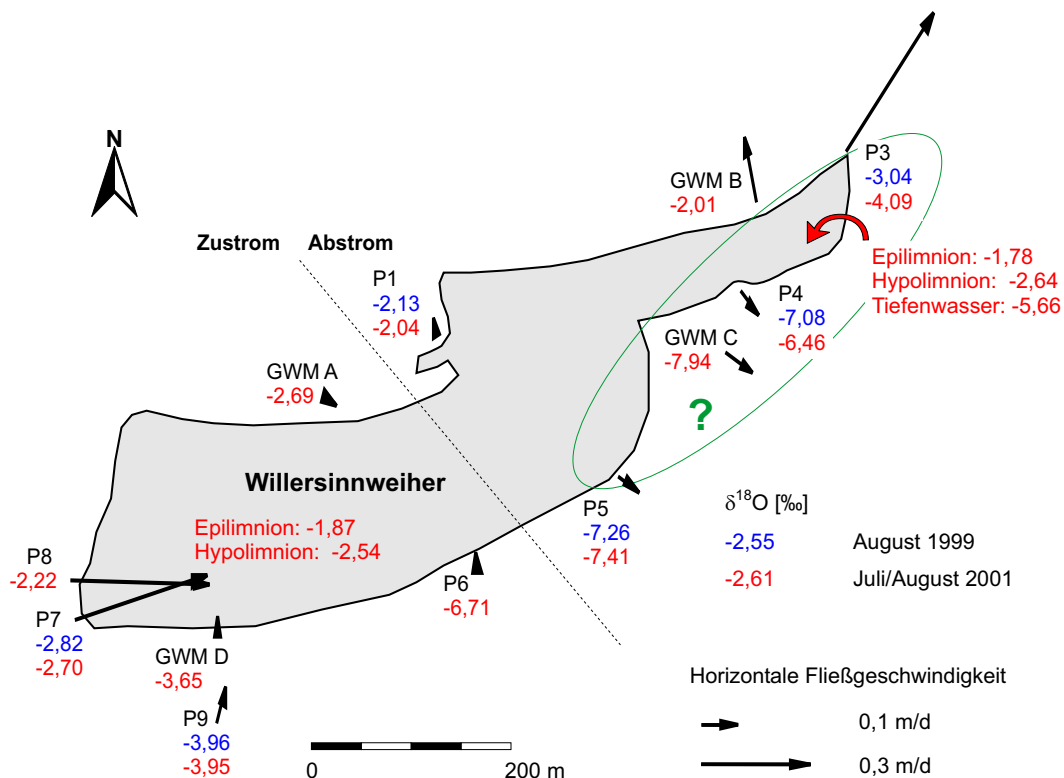


Abbildung 4.19: Vergleich der simulierten Grundwasserströmungsrichtung mit der aus den Isotopenmessungen bestimmten Strömungsrichtung. Die Pfeile kennzeichnen die im Rahmen der Strömungsmodellierung berechneten Vektoren der horizontalen Grundwasserfließgeschwindigkeit. Zusätzlich sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Willersinnweiher und der Grundwassermessstellen im August 1999 und Juli/August 2001 dargestellt.

in diesem Uferbereich des Sees, verursacht durch die vorausgegangene Passage der im Anstrom liegenden Baggerseen, anzeigen. Auch die mit Hilfe des Strömungsmodells am nördlichen und nordöstlichen Seeufer bestimmte Infiltration von Seewasser in den Grundwasserleiter wird durch die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen mit gegenüber der Grundwasserzusammensetzung deutlich angereicherten Isotopenverhältnissen in den Messstellen GWM B und P1 bestätigt.

Im südöstlichen Uferbereich des Willersinnweihers ergeben die stark negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Grundwasser der Messstellen P4, P5 und GWM C keine oder nur sehr geringe Seewasseranteile, die deutlich auf einen Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher hinweisen, während in der Strömungsmodellierung für dieses Gebiet eine geringe Infiltration von Seewasser in den Grundwasserleiter berechnet wurde. Auch in der Messstelle P3, die in der Simulation im Hauptabstromgebiet des Willersinnweihers liegt, kann ein $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis festgestellt werden, welches niedriger ist, als der in der Wassersäule des Sees gemessene $\delta^{18}\text{O}$ -Wert. Dieser geringe Isoto-

penwert lässt sich nicht – bzw. nicht ausschließlich – auf den Abfluss von Seewasser aus dem Grundwasser, isotopisch stärker negativen Wasserkörper des östlichen Seebeckens zurückführen, da das Volumen dieses Tiefenwassers zu gering ist, um eine Abreicherung des Grundwassers der Messstelle P3 in dieser Höhe zu bewirken. Daher muss auch hier eine deutliche Grundwasserkomponente festgestellt werden. Somit ergeben die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen aus den Grundwassermessstellen am Ufer des Willersinnweiher eine etwas stärker von Süden in Richtung Norden gerichtete Grundwasserströmung als vom kalibrierten Modell berechnet wird. Wie in Abb. 4.7 dargestellt, wurden die Grundwasserstände der östlich des Willersinnweiher gelegenen Grundwassermessstellen vom Modell vollständig zu niedrig simuliert, während sich für die westlich gelegenen Messstellen ausschließlich zu hohe Piezometerhöhen ergaben. Dieses Ergebnis zeigt, dass die Kalibrierung des regionalen Modells über die Jahresmittelwerte der gemessenen Piezometerhöhen und mit den aus der HGK99 entnommenen Geometrien für die exakte Reproduktion der Grundwasserströmung im Nahbereich des Willersinnweiher nicht ausreicht. Eine optimale Kalibrierung der Grundwasserstände im Modell würde zu einer Verlagerung des Zentrums der Depression im Grundwasserspiegel in Richtung Westen (vgl. Abb. 4.8) führen, wodurch der Willersinnweiher verstärkt aus südlicher bzw. südöstlicher Richtung angeströmt werden würde, was einen erhöhten Grundwasserzuzfluss zur Folge hätte.

Mögliche Ursachen für die im Modell vorausgesagte lokal abweichende Strömungsrichtung soll im folgenden mit Hilfe einer Sensitivitätsstudie untersucht werden.

4.4 Sensitivitätsstudie

Grundwassermodelle sind immer Vereinfachungen der Realität, da wir aufgrund mangelnder Informationen weder in der Lage sind, die wahre Komplexität eines hydrologischen Systems vollständig zu charakterisieren, noch mathematisch zu beschreiben. Fehler, die durch die unvollkommene mathematische Darstellung der *Struktur* des hydrologischen Systems entstehen, sind nicht zufällig, sondern systematisch und werden als sogenannte „Modellfehler“ (Sun et al. 1998) bezeichnet. Fehler, die auf Unsicherheiten in *einzelnen Modellparametern* wie z.B. dem Durchlässigkeitsbeiwert oder der Höhe der Grundwasserneubildung basieren, werden hingegen als sogenannte „Parameterfehler“ bezeichnet (Gaganis & Smith 2001). Die Quelle dieser Unsicherheiten kann unterschiedlicher Natur sein. Einerseits erfordert die unvollständige Kenntnis der hydraulischen und hydrologischen Parameter eines Systems das Einsetzen von Schätzwerten in das Grundwassermodell bzw. die Vernachlässigung einzelner Parameter, wenn diese in Bezug auf das untersuchte Problem als irrelevant für das Modellergebnis angesehen werden können. Andererseits sind Parameter wie z.B. der Durchlässigkeitsbeiwert stets mit Unsicherheiten behaftet, die durch Unsicherheiten in der Parameterbestimmung, Heterogenitäten oder

durch Skalenübergänge entstehen (Beckie 1996). In der regionalen Grundwassermodellierung werden im Falle des Durchlässigkeitsbeiwertes üblicherweise die auf der kleineren Feldskala z.B. durch Pumpversuche oder Slugtests in einer begrenzten Anzahl bestimmten Einzelwerte zu sogenannten „effektiven Parametern“ zusammengefasst und auf die größere Skala übertragen (Yeh 1992). Dies führt zu einer starken Vereinfachung des natürlichen Systems, ist aber ein etabliertes Verfahren, da die genauere Evaluierung der exakten räumlichen Struktur aufwendig und aus technischen und wirtschaftlichen Gründen selten möglich ist. Eine mittlerweile weit verbreitete Methode, die räumliche Heterogenität im Aquifermaterial auch ohne genaue Kenntnis der tatsächlichen hydraulischen Leitfähigkeit in die Modellierung zu integrieren, bietet die stochastische Modellierung.

Das Ziel einer Sensitivitätsstudie ist, die durch die Variabilität der Schätzwerte in den eingesetzten Modellparametern hervorgerufene Unsicherheit eines kalibrierten Modells zu bestimmen. Im folgenden soll zunächst die Sensitivität des kalibrierten Modells gegenüber den Parametern, die im vorliegenden Modell als Schätzwerte vorgegeben oder im Zuge der Kalibrierung vernachlässigt wurden, ermittelt werden. Dabei handelt es sich um den Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente und die Sickerung von Grundwasser durch den Unteren Zwischenhorizont. Weiterhin sollen die hydraulische Wirkung des lokal auftretenden Zwischenhorizontes ZH1 auf die Grundwasserstände im Modellgebiet sowie der Einfluss von Seesedimenten auf die Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher untersucht werden. Anschließend soll mit Hilfe einer stochastischen Modellierung die Sensitivität des kalibrierten Modells gegenüber räumlichen Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des OGWL festgestellt werden. Möglicherweise kann im Rahmen der Sensitivitätsstudie auch die Ursache für die im kalibrierten Modell westlich und östlich des Willersinnweihers ausschließlich zu hoch bzw. zu niedrig berechneten Wasserstände gefunden werden.

Als Maß für die Variabilität des Modellergebnisses werden zusätzlich zu den schon in der Kalibrierung bestimmten Werten der mittleren quadratischen und medianen Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen der Wasserstand des Willersinnweihers sowie Höhe und Richtung des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher berücksichtigt.

4.4.1 Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente

Die hydraulische Leitfähigkeit eines Flussbettes C_{riv} innerhalb einer Finite-Differenzen-Zelle berechnet sich aus dem Leakagefaktor $l = \frac{k_f(riv)}{M}$ multipliziert mit der Fläche des Flusses innerhalb der Modellzelle (Chiang & Kinzelbach 2001):

$$C_{riv} = \frac{k_f(riv) \cdot L \cdot B}{M} \quad (4.3)$$

mit

C_{riv} :	hydraulische Leitfähigkeit des Flussbettes [L^2/T]
$k_{f(riv)}$:	Durchlässigkeitsbeiwert der Flusssedimente [L/T]
L :	Länge des Flusses innerhalb der Finite-Differenzen-Zelle [L]
B :	Breite des Flusses innerhalb der Finite-Differenzen-Zelle [L]
M :	Mächtigkeit der Flusssedimente [L].

Da über den Leakagefaktor der Rheinsedimente vorab keine Informationen vorlagen, wurde der Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente als Testgröße verwendet, um die Sensitivität des Modells gegenüber dem Leakagefaktor des Rheins zu überprüfen. Die vorab festgelegte Mächtigkeit der Rheinsedimente von 1 m wurde im Rahmen der Tests konstant gehalten. Der in die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit des Flussbettes eingehende Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente wurde über den Bereich von 10^{-2} m/s bis 10^{-8} m/s variiert. In Abb. 4.20 sind die resultierenden Grundwassergleichen dieser Simulationen dargestellt.

Gegenüber dem für die Modellkalibrierung vorgegebenen Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-5} m/s zeigen die Simulationen mit höheren Durchlässigkeitsbeiwerten keine sichtbaren Unterschiede. Erst ab einem Durchlässigkeitsbeiwert der Flusssedimente von 10^{-6} m/s und niedriger wirkt sich die geringere hydraulische Leitfähigkeit der Rheinsedimente auf die Grundwasserstände in der Rheinniederung aus. Im südlichen Modellgebiet, wo das Grundwasser in den Rhein exfiltriert, führt die geringere hydraulische Durchlässigkeit der Sedimente nahe des Rheinuferes zu einer Anhebung der Grundwasserstände, während sich im nördlichen Modellgebiet eine Absenkung der Grundwasserstände durch verminderten Zufluss von Oberflächenwasser aus dem Rhein beobachten lässt. Der Wasserstand des Willersinnweiheres ändert sich durch die veränderten Durchlässigkeitsbeiwerte der Rheinsedimente nur wenig und liegt zwischen 87,47 müNN bei einem $k_{f(riv)}$ -Wert von 10^{-8} m/s und 87,55 müNN bei einem $k_{f(riv)}$ -Wert von 10^{-2} m/s bis 10^{-5} m/s. Auch der berechnete Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher variiert nur geringfügig zwischen 967 m³/d bei $k_{f(riv)}$ -Werten zwischen 10^{-2} m/s und 10^{-4} m/s und 1054 m³/d bei einem $k_{f(riv)}$ -Wert von 10^{-8} m/s. Auf die Hauptrichtung der Grundwasserströmung zeigt der Durchlässigkeitsbeiwert der Rheinsedimente keinen Einfluss.

4.4.2 Sickerung von Grundwasser durch den Unteren Zwischenhorizont

Aufgrund fehlender Informationen zum hydrogeologischen Aufbau, den hydraulischen Kennwerten und Grundwasserständen des Unteren Grundwasserleiters und der daraus resultierenden großen Unsicherheit für das Modellergebnis wurde der UGWL nicht in das Strömungsmodell integriert und stattdessen die Oberfläche des Unteren Zwischenhorizontes als undurchlässige Basis des Grundwassermodells angenommen. Wie auch zwischen dem OGWL und MGWL muss jedoch eine Sickerung

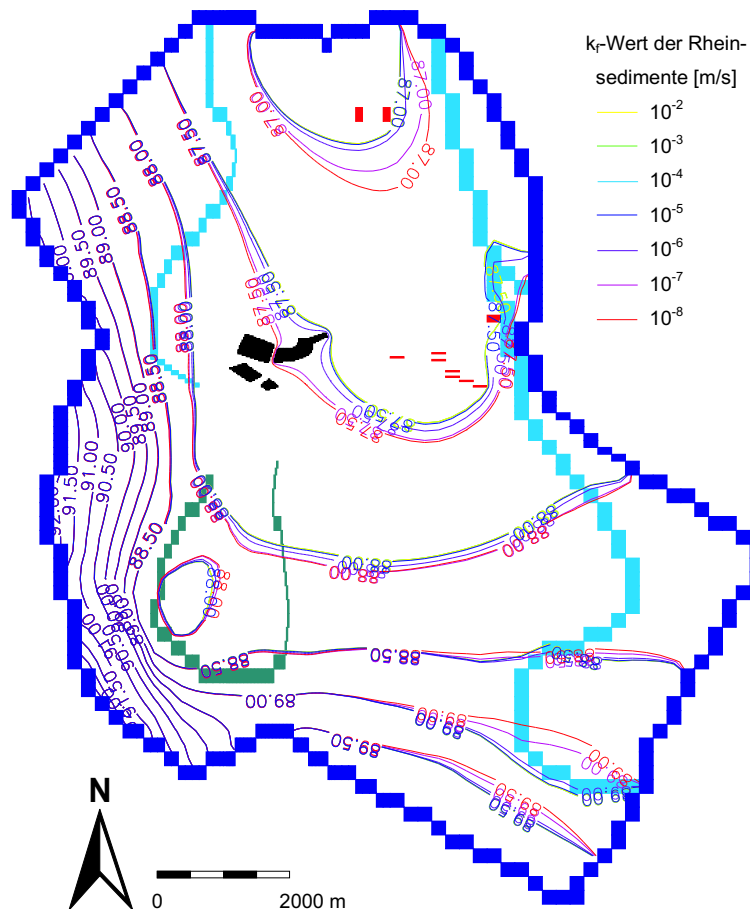


Abbildung 4.20: Simulierte Grundwassergleichen mit unterschiedlichen k_f -Werten für die Rheinsedimente

von Grundwasser aus dem MGWL in den UGWL über den dazwischen liegenden UZH in Betracht gezogen werden. Für einen vertikalen Austausch zwischen diesen beiden Grundwasserleitern in Richtung des UGWL sprechen Grundwasserstandsdaten der bis in den UGWL reichenden Grundwassermessstelle TP318 im Maudacher Bruch (HGK99), deren Jahresmittelwert der Grundwasserstände 1998 ca. 6 m unter den Jahresmittelwerten in der Umgebung liegender, im MGWL verfilterter Messstellen liegt. Ob die Potenzialdifferenz zwischen den beiden Grundwasserleitern über die gesamte Fläche des Modellgebietes einen Zufluss von Grundwasser aus dem MGWL in den UGWL ermöglicht oder in anderen Gebieten ein gegenläufiger Grundwasseraustausch stattfindet, ist anhand der vorliegenden Daten jedoch nicht bestimmbar.

Um die Auswirkung einer möglichen Sickerung zwischen MGWL und UGWL auf das Modellergebnis zu ermitteln, wurden mit Hilfe des *Processing-Modflow*-Programmpaketes „Evapotranspiration“ Grundwassermengen von 500, 1000, 5000 und

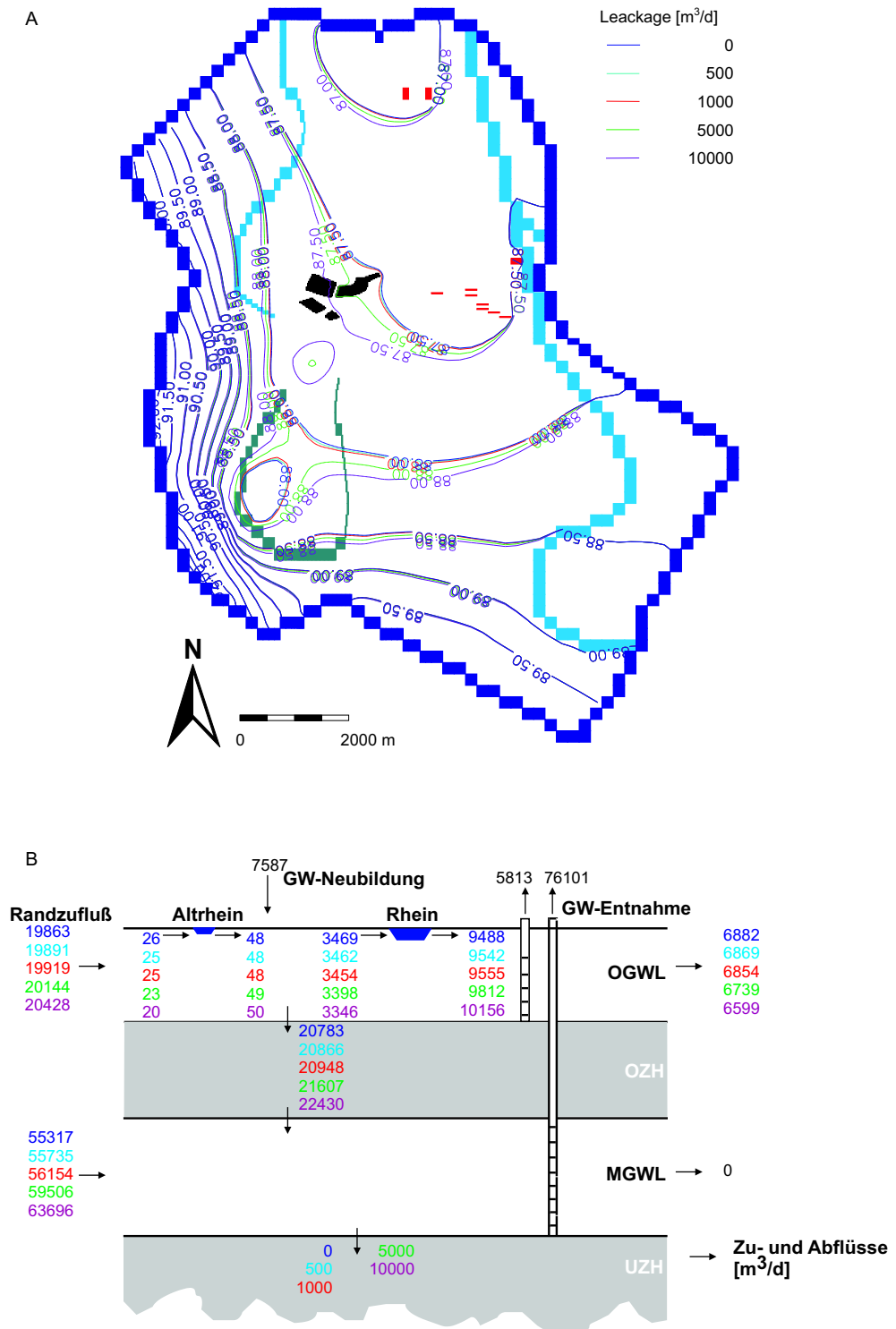


Abbildung 4.21: Einfluss der Sickerung durch den Unteren Zwischenhorizont auf (A) die Grundwasserstände und (B) die Wasserbilanz des Modellgebietes

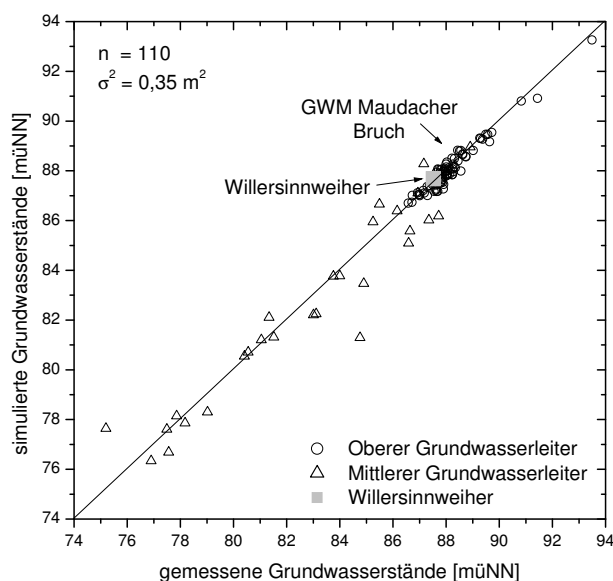


Abbildung 4.22: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen bei einer Sickerung durch den Unteren Zwischenhorizont von $10000 \text{ m}^3/\text{d}$. Im MGWL liegen nahezu alle berechneten Grundwasserstände unter den gemessenen Piezometerhöhen.

$10000 \text{ m}^3/\text{d}$ gleichmäßig über die gesamte Modellfläche von der Basis des MGWL abgeführt (Abb. 4.21). Das „Evaporation“-Programmpaket dient eigentlich dazu, den Effekt von Transpiration und Evaporation durch das Entfernen von Wasser von der gesättigten Grundwasseroberfläche zu simulieren (Chiang & Kinzelbach 2001). Zur Berechnung der vertikalen Verteilung der Evapotranspiration können die Modellschicht und die absolute Höhe innerhalb der Schicht, aus der das Wasser entfernt werden soll jedoch frei gewählt werden. Somit bietet das Programmpaket ebenfalls die Möglichkeit, eine Sickerung durch die ursprünglich als undurchlässig definierte Basis des Modellgebietes zu simulieren.

Die Ergebnisse der Simulationen mit einer Sickerung durch den UZH in Höhe von 500 und $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ zeigen nahezu keine Auswirkungen auf das Modellergebnis (Abb. 4.21). Der Wasserstand des Willersinnweiher bleibt mit $87,55 \text{ müNN}$ bzw. $87,54 \text{ müNN}$ konstant, und auch der Zufluss verringert sich mit $967 \text{ m}^3/\text{d}$ und $963 \text{ m}^3/\text{d}$ gegenüber dem nach der Kalibrierung ermittelten Zufluss von $971 \text{ m}^3/\text{d}$ nur geringfügig. Die an der Basis des MGWL entfernte Wassermenge wird dabei vom Modell durch Erhöhung der Randzuflüsse ausgeglichen (Abb. 4.21B). Die Erhöhung der Sickerung durch den UZH auf $10000 \text{ m}^3/\text{d}$ kann bei den vorgegebenen hydraulischen Eigenschaften der beiden Grundwasserleiter durch Randzuflüsse nicht mehr ausgeglichen werden und führt zu einer Absenkung der Grundwasserstände sowohl im OGWL als auch besonders im MGWL (Abb. 4.21 und 4.22). Dies ist mit den

gemessenen Grundwasserständen im Modellgebiet nicht vereinbar. Eine Sickerung durch den UZH in einer Höhe von $10000 \text{ m}^3/\text{d}$ oder höher kann also als unwahrscheinlich angesehen werden. Eine Sickerung geringerer Größenordnung hat hingegen nur geringe Auswirkungen auf die Grundwasserstände im Modellgebiet.

4.4.3 Einfluss des Zwischenhorizontes ZH1 auf die Grundwasserstände im Modellgebiet

Der im OGWL des Stadtgebietes Mannheim/Ludwigshafen nur auf kleinräumigem Gebiet auftretende Zwischenhorizont ZH1 wurde in das kalibrierte Modell zunächst nicht integriert. Da die Kalibrierung abstromig des Zwischenhorizontes jedoch mit die größten Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen ergab, wurde ein 5-Schicht Modell erstellt, welches zusätzlich zu den ursprünglich modellierten Schichten den ZH1 als Zwischenhorizont enthält (Abb. 4.23A). Die räumliche Verbreitung (Abb. 4.23B) und Oberfläche des ZH1 wurden aus der HGK99 übernommen. Die Mächtigkeit des Zwischenhorizontes wurde nach der HGK99 mit 2 m veranschlagt und der Durchlässigkeitsbeiwert auf $1 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$ entsprechend dem der tonigen Fazies des OZH festgelegt. In den Gebieten, in denen der ZH1 nicht ansteht, wurde die Modellschicht mit dem k_f -Wert des OGWL von $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ belegt.

Die Simulation des 5-Schicht Modells mit integriertem Zwischenhorizont ZH1 ergab keine deutliche Abweichung zum kalibrierten Modell. Abstromig des ZH1 wurden geringfügig höhere Grundwasserstände berechnet als im kalibrierten Modell, der simulierte Wasserstand des Willersinnweihers von 87,55 müNN sowie der Grundwasserzustrom in Höhe von $971 \text{ m}^3/\text{d}$ sind jedoch mit den Ergebnissen des kalibrierten Modells identisch.

4.4.4 Seesedimente

Seesedimente können einen maßgeblichen Einfluss auf den Grundwasserzustrom zu einem See ausüben, da sie aufgrund ihrer geringen hydraulischen Leitfähigkeit den Seegrund und die Seeufer gegenüber dem zuströmenden Grundwasser abdichten. Im folgenden soll der Einfluss von Seesedimenten auf die Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher simuliert werden.

Die vertikale Einteilung des OGWL im regionalen Grundwassermodell in zwei Modellschichten erlaubt nur eine sehr vereinfachte Berücksichtigung der Morphometrie des Willersinnweihers. Besonders die vertikale Morphologie des Seeufers kann dadurch nur sehr rudimentär dargestellt werden, so dass die Seegeometrie bei der Untersuchung des Grundwasserzuflusses zum Willersinnweiher wegen der groben vertikalen Auflösung des Modells vernachlässigt werden muss. Trotzdem soll im folgenden der Einfluss der Seesedimente auf die Höhe des Grundwasserzuflusses zum

4 Ergebnisse und Interpretation

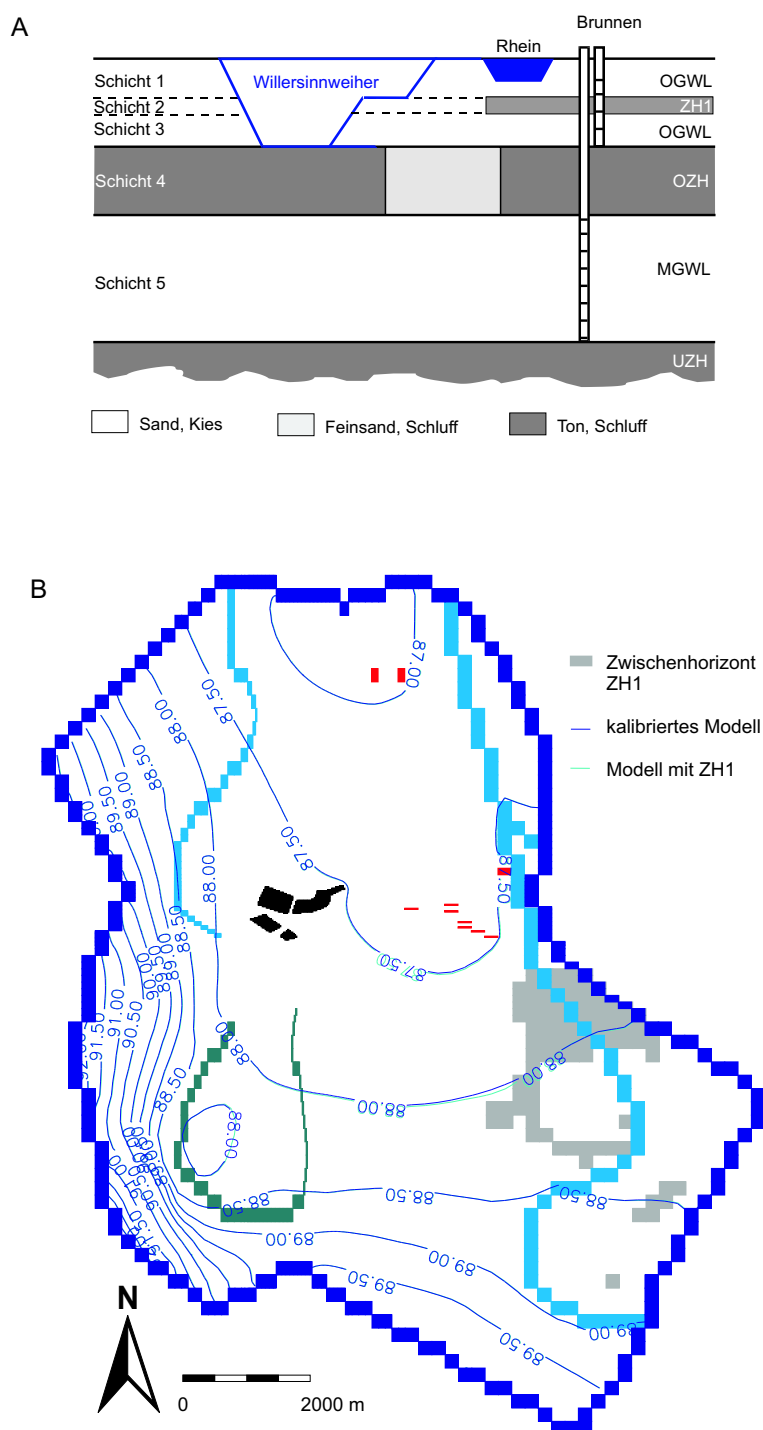


Abbildung 4.23: (A) Vertikaler Modellaufbau mit integriertem Zwischenhorizont ZH1; (B) Lage des Zwischenhorizontes ZH1 sowie unter Berücksichtigung dieses Horizontes simulierte Grundwassergleichen

Willersinnweiher in vereinfachter Form untersucht werden. Die Mächtigkeit der Seesedimente des Willersinnweihers beträgt zwischen 0,1 und 0,4 m (Yahya & Reichelt 1992). Da die Einbindung einer solchen geringmächtigen Sedimentschicht in das Grundwassermodell zu numerischen Problemen führen könnte, wurde stattdessen der Durchlässigkeitsbeiwert der an die vier Baggerseen angrenzenden Modellzellen erniedrigt. Informationen über den Durchlässigkeitsbeiwert der Seesedimente des Willersinnweihers liegen bislang nicht vor. Daher wurde aus den k_f -Werten der See- und Aquifersedimente ein mittlerer Durchlässigkeitsbeiwert für jede an die Baggerseen angrenzende Modellzelle berechnet, wobei für die Seesedimente ein repräsentativer k_f -Wert von $1 \cdot 10^{-6}$ m/s vorgegeben wurde. Die Mächtigkeit der Seesedimente des Willersinnweihers wurde aus Yahya & Reichelt (1992) auf die Modellzellen übertragen. Für die übrigen Baggerseen wurde eine mittlere Sedimentmächtigkeit für die randlichen Zellen von 0,2 m in Schicht 1 und 0,25 m in Schicht 2 vorgegeben. Die Mächtigkeit der Sedimente am Grund des Kratz'schen Weihers wurde mit 0,2 m veranschlagt.

Durchströmt das Grundwasser nacheinander zwei Sedimente unterschiedlicher hydraulischer Leitfähigkeit, wird die Fließgeschwindigkeit entsprechend zweier hintereinander geschalteter Widerstände stärker durch den k_f -Wert des schlechter durchlässigen Sedimentes bestimmt. Daher wird zur Berechnung eines mittleren Durchlässigkeitsbeiwertes üblicherweise der harmonische Mittelwert beider Durchlässigkeitsbeiwerte gebildet.

Für die randlich an die vier Baggerseen angrenzenden Zellen der Modellschichten 1 und 2, sowie die am Seegrund des flachen Beckens des Willersinnweihers und am Grund des Kratz'schen Weihers angrenzenden Zellen der Modellschicht 2 wurde somit der harmonische Mittelwert der k_f -Werte der Aquifer- und Seesedimente eingesetzt. Die Basis des tiefen, westlichen Beckens des Willersinnweihers sowie den Seegrund des Großparth- und Begütenweihers bildet im regionalen Grundwassermodell die Oberfläche des OZH mit einem k_f -Wert der überwiegend tonig-schluffigen Fazies von $1 \cdot 10^{-9}$ m/s, bzw. im südöstlichen Bereich des Großparthweihers die überwiegend feinsandige Fazies des OZH mit einem Durchlässigkeitsbeiwert von $1,25 \cdot 10^{-8}$ m/s. Hier kann von einem sehr geringen Austausch zwischen See und Grundwasserleiter ausgegangen werden, so dass die Sedimente am Grund dieser Seebecken in diesem Test nicht berücksichtigt wurden.

Die Einbindung der Seesedimente in das Strömungsmodell führt durch die geringere hydraulische Durchlässigkeit der randlich an die Seen anschließenden Modellzellen zu einer leichten Aufhöhung der Grundwasserstände im Anstromgebiet der Baggerseen. Abstromig des Willersinnweihers ist hingegen eine leichte Absenkung der Grundwasserstände zu beobachten (Abb. 4.24), auch der Wasserstand des Willersinnweihers liegt mit 87,51 müNN 0,04 m unterhalb des Wasserstandes des kalibrierten Modells. Auf die Haupttrichtung der Grundwasserströmung im Untersuchungsgebiet haben

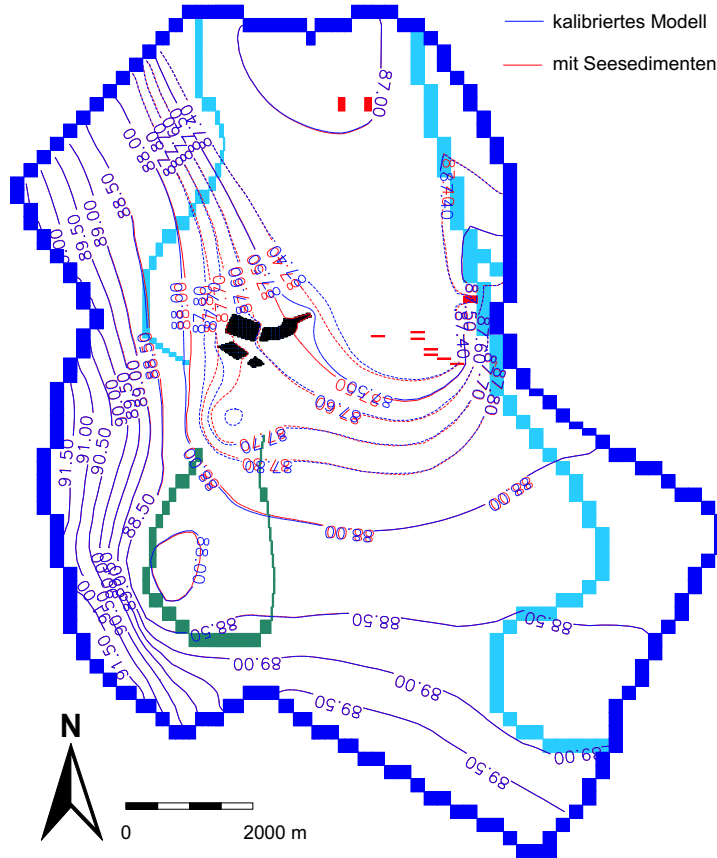


Abbildung 4.24: Einfluss der Seesedimente auf die Grundwasserstände in der Umgebung des Willersinnweiher. Die 87.40 bis 87.80 müNN-Grundwassergleichen sind im 0,1 m-Abstand dargestellt. Im Anstrom des Willersinnweiher kommt es verglichen mit den Wasserständen des kalibrierten Modells zu einer leichten Anhebung der Grundwasserstände, abstromig ist eine leichte Absenkung der Wasserstände zu beobachten.

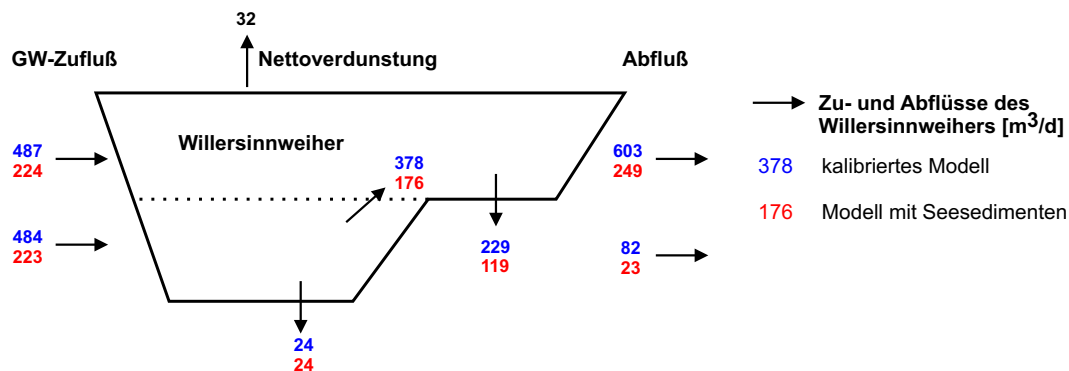


Abbildung 4.25: Vergleich der Wasserbilanz des Willersinnweiher mit und ohne Berücksichtigung der gering durchlässigen Seesedimente

die Seesedimente erwartungsgemäß jedoch keinen Einfluss.

Der Grundwasserzufluss zum Willersinnweiher verringert sich mit dem oben beschriebenen Modellaufbau im Vergleich zum kalibrierten Modell durch die geringere hydraulische Durchlässigkeit der Seesedimente um die Hälfte auf 446 m³/d (Abb. 4.25). Die Austauschzeit des Seewassers würde sich dadurch auf 8 Jahre erhöhen. Bei dieser Rechnung handelt es sich allerdings um eine sehr starke Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse um den Einfluss der Seesedimente zu veranschaulichen. Für eine exakte Bestimmung der Zuflussraten und Austauschzeiten des Willersinnweihers müssten die Ufermorphologie und die Sedimentmächtigkeiten genauer in das Modell integriert und der k_f -Wert der Seesedimente im Willersinnweiher möglichst exakt bestimmt werden.

4.4.5 Räumliche Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert

Geologische Einheiten, zu denen im speziellen Sinne auch die Grundwasserleiter zählen, sind immer heterogen. Unabhängig von der betrachteten Skala (mm, cm, m, km, ...) treten fluss- und transportrelevante räumliche Variabilitäten in den hydraulischen Eigenschaften der geologischen Formationen auf, die das Strömungsfeld auf jeder beliebigen Skala beeinflussen können (z.B. Yeh (1992), Dagan (1997)). Zu den hydraulischen Parametern, die starke räumliche Variabilitäten zeigen, gehören unter anderem die Porosität und besonders der Durchlässigkeitsbeiwert. Es kann häufig beobachtet werden, dass die Richtung der Grundwasserströmung - wie auch im vorliegenden Fall - auf regionaler Skala sehr gut durch Grundwassermodelle reproduziert werden kann, dass sich innerhalb des regionalen Modells auf den untergeordneten Skalen jedoch lokale Abweichungen von der simulierten Fluss- und Transportrichtung ergeben. Diese Unterschiede sind häufig auf Heterogenitäten innerhalb der geologischen Formationen zurückzuführen, die in der vereinfachenden Struktur eines Grundwassermodells nicht aufgelöst sind. So mussten z.B. Herfort & Ptak (2002) feststellen, dass die mit Hilfe eines Grundwassergleichenplanes prognostizierte Grundwasserfließrichtung für einen Tracerversuch trotz einer größeren Zahl von Messstellen nicht mit der tatsächlichen Ausbreitungsrichtung des Tracers übereinstimmte. Sie führten diese Beobachtung auf die Tatsache zurück, dass die durch den Abstand der zur Erstellung des Gleichenplanes herangezogenen Grundwassermessstellen festgelegte Längenskala oberhalb der für die Transportprozesse relevanten Skala liegt. Kauffmann & Kinzelbach (1992) konnten anhand eines Schadstofftransportmodells zeigen, dass die für eine regionale Wasserbilanz ausreichende Kalibrierung eines Strömungsmodells auf der Basis von Piezometerhöhen für die Betrachtung des Stofftransportes auf der lokalen Skala nicht genügt, da Piezometerhöhen relativ insensitive auf lokale Veränderungen von Durchlässigkeiten reagieren. Im Nahbereich von Seen können Heterogenitäten in der hydraulischen Leitfähigkeit des Grundwasserleitermaterials einen großen Einfluss auf die Verteilung des Grundwas-

serzuströms entlang des Seeufers haben, wobei hydraulisch besser leitfähige Bereiche die Grundwasserströmung fokussieren (Guyonnet 1991, Krabbenhoft & Anderson 1986).

Grundwassermodelle basieren häufig auf einem stark vereinfachten konzeptionellen Modell, wobei jede hydrostratigraphische Einheit mit einem einzigen mittleren Durchlässigkeitsbeiwert belegt wird. Dieser mittlere Durchlässigkeitsbeiwert beschreibt die hydrostratigraphische Einheit somit als äquivalentes, homogenes poröses Medium und ist auch als sogenannter „effektiver Parameter“ bekannt. Eine Präzisierung ist die horizontale Unterteilung der hydrostratigraphischen Einheiten in sogenannte *Hydrofazies* (Anderson 1989), welche großskalige Variationen der hydraulischen Eigenschaften beschreiben, kleinskalige Heterogenitäten innerhalb der individuellen Fazies jedoch außer acht lassen. Im vorliegenden Modell wurde das Konzept der Hydrofazies verwendet, indem die Sedimente der Fazies des eiszeitlichen Rheines im Gebiet der Rheinniederung und die Sedimente der Pfälzerwaldbäche (Kärcher 1985) auf der Frankenthaler Terrasse in Anlehnung an die HGK99 mit unterschiedlichen Durchlässigkeitsbeiwerten belegt wurden. Auch die hydrostratigraphische Einheit des OZH wurde in eine überwiegend tonig-schluffige sowie eine überwiegend feinsandige Fazies mit unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften unterteilt.

Bei der Untersuchung von Strömungs- und Transportprozessen auf größeren Skalen wird einer weiteren Präzisierung der räumlichen Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit nur in sehr seltenen Fällen Rechnung getragen – nicht zuletzt auch, weil häufig zu wenig Informationen über die räumliche Verteilung der hydraulischen Eigenschaften vorliegen und die Aufnahme detaillierterer Daten aus technischen und wirtschaftlichen Gründen oft nicht möglich ist. Ein etabliertes Verfahren, den Einfluss einer im Feld nicht bestimmbar aber potenziell vorhandenen Variabilität der hydraulischen Eigenschaften zu quantifizieren bietet die stochastische Modellierung.

4.4.5.1 Prinzip der stochastischen Modellierung

Die hydraulische Leitfähigkeit eines Grundwasserleiters, variiert üblicherweise über mehrere Größenordnungen. Diese räumliche Variabilität kann nicht im Detail gemessen werden, es besteht jedoch die Möglichkeit, ihre Unsicherheit aus einer begrenzten Anzahl von Messwerten statistisch zu beschreiben. Dies erfolgt üblicherweise über den Erwartungswert (Mittelwert) $\langle \omega \rangle$ und die Varianz σ_ω^2 , welche die Streuung der Werte um den Erwartungswert beschreibt

$$\langle \omega \rangle := \int_{\Omega} \omega p(\omega) d\omega \quad (4.4)$$

$$\sigma_\omega^2 := \langle [\omega - \langle \omega \rangle]^2 \rangle = \langle \omega^2 \rangle - \langle \omega \rangle^2. \quad (4.5)$$

Die Sedimentation ist ein geologischer Prozess, der dem Grundwasserleiter seine Struktur verleiht. Daher ist die tatsächlich im Gelände zu beobachtende räumliche

Verteilung der Parameterwerte nicht vollständig zufällig sondern räumlich korreliert. Nahe beieinander liegende Werte besitzen eine größere Ähnlichkeit als weiter voneinander entfernt liegende. Diesen Umstand beschreibt die Autokovarianzfunktion $C(h)$ als Varianz zweier Werte in Abhängigkeit von ihrem Abstand h :

$$C(h) = \langle [f(x) - \langle f(x) \rangle][f(x+h) - \langle f(x+h) \rangle] \rangle. \quad (4.6)$$

Aus der Autokovarianzfunktion erhält man die Korrelationslänge λ als Maß für die typische Ausdehnung von Strukturen als Abweichungen (Störungen) vom Mittelwert

$$\lambda := \frac{1}{\sigma^2} \int_0^\infty C(h) dh. \quad (4.7)$$

Bei der stochastischen Modellierung wird die hydraulische Leitfähigkeit als Zufallsvariable ω betrachtet, deren räumliche Variabilität durch den Mittelwert und die Autokovarianzfunktion charakterisiert und als Funktion $f(x, \omega_0)$ beschrieben werden kann. In der vorliegenden Arbeit werden ausschließlich einzelne Realisierungen der Funktion $f(x, \omega)$ unabhängig voneinander verwendet, um den Einfluss der Heterogenitäten auf die Grundwasserströmung in der Umgebung des Willersinnweihers zu untersuchen. Das Ensemble aller Realisierungen zur Bestimmung einer effektiven hydraulischen Leitfähigkeit wurde im Rahmen dieser Untersuchungen nicht betrachtet.

4.4.5.2 Anwendung der Methode der stochastischen Modellierung auf das vorliegende Grundwassermodell

Im folgenden soll der mögliche Einfluss von Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des OGWL sowohl auf die Grundwasserstände im Modellgebiet als auch die Lage der Zu- und Abstromgebiete sowie die Wasserbilanz des Willersinnweihers untersucht werden. Zur Kalibrierung des Strömungsmodells wurden ursprünglich für die Gebiete der Rheinniederung und der Frankenthaler Terrasse die mittleren k_f -Werte der HGK99 eingesetzt. Somit wurden diese beiden hydrostratigraphischen Einheiten als uniforme, makroskopisch homogene Medien beschrieben, wobei räumliche Variabilitäten in der hydraulischen Leitfähigkeit des Grundwasserleiters vernachlässigt wurden. Zur Untersuchung der durch Heterogenitäten entstehenden Unsicherheit im Modellergebnis wurden mit Hilfe eines auf der Basis der Schnellen Fourier Transformation arbeitenden Generators von Zufallsfeldern an die Diskretisierung des Modellgitters angepasste, zweidimensionale Zufallsfelder des k_f -Wertes generiert (Abb. 4.26, 4.27). Die Methode ist im Detail bei Robin et al. (1993) beschrieben. Zur Generierung der Zufallsfelder wurden für die beiden Modellschichten des OGWL zweidimensionale Realisierungen von $Y := \log(k_f)$ erzeugt, wobei die Gauss'sche Autokovarianzfunktion verwendet wurde:

$$C(h)^{\text{Gauss}} = \sigma^2 \exp\left(-\frac{\pi}{4} \left[\frac{h}{\lambda}\right]^2\right). \quad (4.8)$$

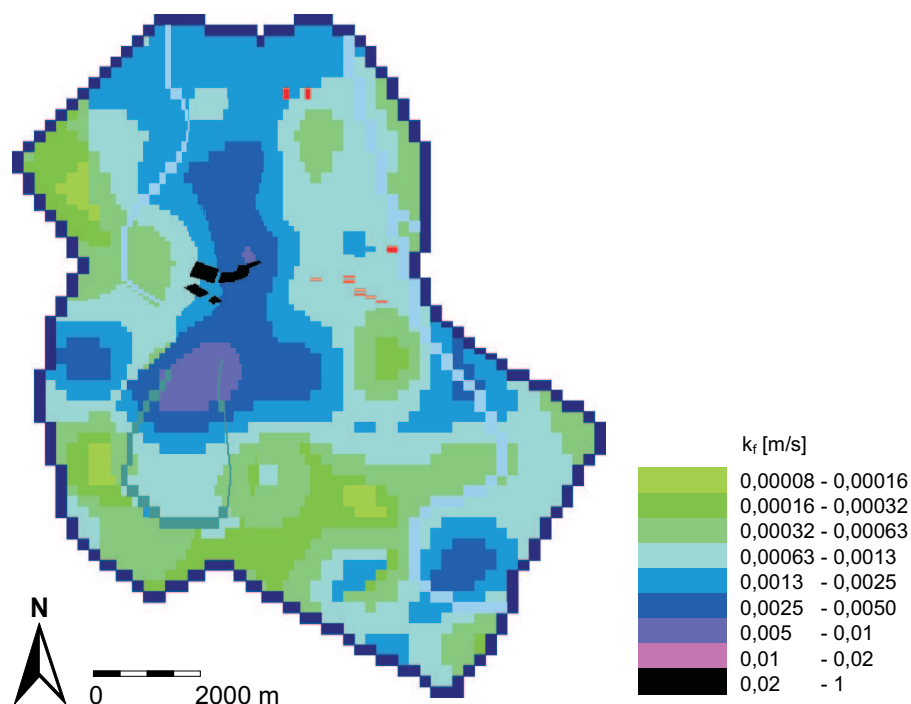


Abbildung 4.26: Beispiel einer Realisierung eines heterogenen Oberen Grundwasserleiters für die Sedimente eines mäandrierenden Flusses mit $\langle k_f \rangle = 1,4 \cdot 10^{-3}$ m/s; $\sigma^2 \log(k_f / \langle k_f \rangle) = 0,15$; $\lambda_x = \lambda_y = 1000$ m; isotrop

Für eine statistische Auswertung der räumlichen Variabilität im Durchlässigkeitsbeiwert des OGWL lagen außer den mittleren k_f -Werten der HGK99 keine weiteren Messdaten vor, weshalb vorab keine eigene statistische Analyse von Daten durchgeführt werden konnte. Die für die Generierung der Realisierungen benötigten Größen Varianz und Korrelationslänge wurden daher zunächst geschätzt und anschließend anhand der Simulationsergebnisse angepasst oder aus den geologischen Kenntnissen über das Untersuchungsgebiet abgeleitet. Da das Modellgebiet vertikal mit zwei Modellschichten sehr grob diskretisiert ist, wurde von einer Simulation der vertikalen Heterogenität abgesehen. Die Generierung solcher Realisierungen wäre möglich, ist hier jedoch wenig sinnvoll, da die vertikale Modellauflösung mit nur zwei Schichten für den OGWL dafür unzureichend ist. Stattdessen wurde in Schicht 1 und 2 jeweils das gleiche Zufallsfeld verwendet, wobei analog zu den Simulationen mit homogenem k_f -Wert die vertikale Durchlässigkeit durch Division der durch die Zufallsfelder definierten horizontalen hydraulischen Leitfähigkeiten mit dem Faktor 4,3 berechnet wurde. Zusätzlich wurde der Durchlässigkeitsbeiwert der Baggerseen an die jeweilige Schicht angepasst auf $k_f = 1$ m/s gesetzt.

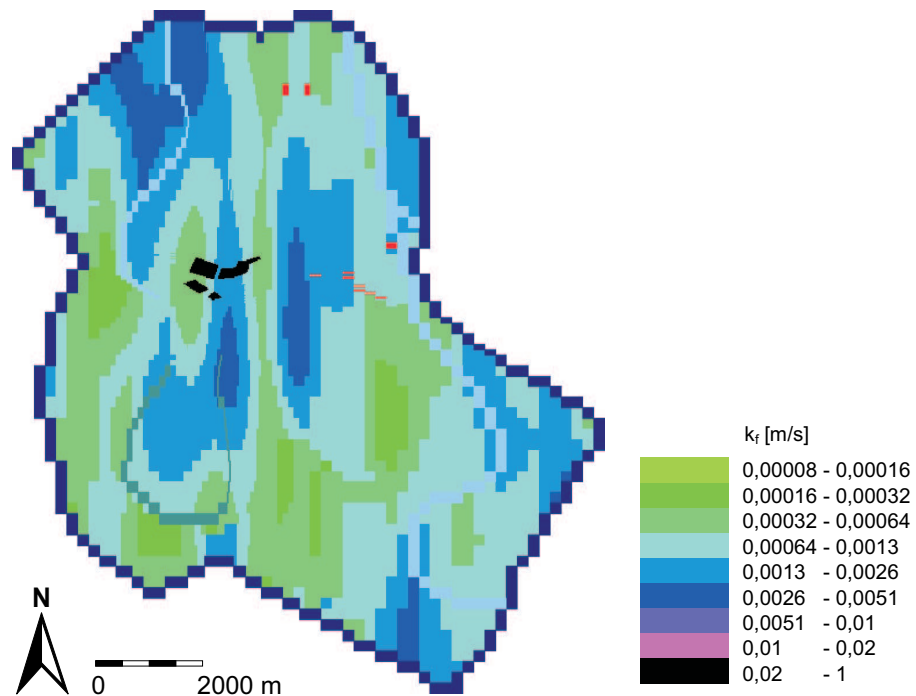


Abbildung 4.27: Beispiel einer Realisierung eines heterogenen Oberen Grundwasserleiters für die Sedimente eines Flusses mit N-S ausgerichteten Fließrinnen: $\langle k_f \rangle = 1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$; $\sigma^2 \log(k_f / \langle k_f \rangle) = 0,1$; $\lambda_x = 500 \text{ m}$; $\lambda_y = 2000 \text{ m}$; anisotrop

Üblicherweise betragen die horizontalen Korrelationslängen in den hydraulischen Eigenschaften geologischer Medien aufgrund ihrer Genese ein Vielfaches der vertikalen Korrelationslängen (Anderson 1997, Dagan 1997). Da die vertikale Korrelationslänge im vorliegenden Fall durch die Verwendung der zweidimensionalen Zufallsfelder von der Mächtigkeit des OGWL bestimmt wird, wurden die horizontalen Korrelationslängen so gewählt, dass die Realisierungen großräumige Strukturen innerhalb der jeweiligen hydrogeologischen Fazies nachbilden. Die Sedimente des nacheiszeitlichen Rheines entsprechen denen eines mäandrierenden Flusses (Kärcher 1985), dessen Relikte aus Zeiten vor der Rheinbegradigung noch heute an einer Vielzahl von Altrheinarmen zu erkennen sind. Auch anhand der Anordnung der Baggerseen, zu denen auch der Willersinnweiher gehört, ist dort solch ein ehemaliger Rheinarm zu vermuten. Zur Generierung der isotropen Strukturen eines mäandrierenden Flusses wurden die Korrelationslängen einheitlich mit $\lambda_x = \lambda_y = 1000 \text{ m}$ gewählt (Abb. 4.26). Zusätzlich zu den in Anlehnung an die geologische Sedimentationsgeschichte erstellten isotropen Strukturen wurden Realisierungen generiert, die N-S ausgerichtete Fließrinnen, entsprechend des Verlaufes des heutigen Rheines simulieren (Abb. 4.27). Die Korrelationslängen dieser Realisierungen wurden mit

$\lambda_x = 500$ m und $\lambda_y = 2000$ m festgelegt.

Über die Varianz des k_f -Wertes lagen vorab keine Informationen vor, so dass Zufallsfelder mit Varianzen von $\sigma^2 \log(k_f / \langle k_f \rangle) = 0,025, 0,05, 0,1, 0,15$ und $0,2$ berechnet wurden. Für jede Varianz wurden jeweils 10 Realisierungen mit den Korrelationslängen $\lambda_x = \lambda_y = 1000$ m sowie $\lambda_x = 500$ m; $\lambda_y = 2000$ m generiert, so dass sich aus den Kombinationen insgesamt 100 Realisierungen ergeben.

Die Realisierungen wurden jeweils getrennt voneinander für den mittleren k_f -Wert der Frankenthaler Terrasse und der Rheinniederung (HGK99) erstellt. Anschließend wurden die beiden Zufallsfelder der jeweiligen Realisierung miteinander zu einem gemeinsamen Zufallsfeld kombiniert, so dass die mittleren k_f -Werte beider Fazies erhalten blieben (Abb. 4.28). Gleichzeitig wurde der Durchlässigkeitsbeiwert der Zellen der vier Baggerseen auf 1 m/s gesetzt.

Das Strömungsmodell wurde nacheinander mit allen 100 Realisierungen anstelle des homogenen Durchlässigkeitsbeiwertes simuliert, alle anderen Modellparameter blieben unverändert. Für jeden Simulationslauf wurden die mittlere und mediane quadratische Abweichung sowie die Standard- und mediane Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Wasserständen berechnet. Gleichzeitig wurde aus dem Ergebnis jeder Simulation der Wasserstand und der Grundwasserzufluss zum Willersinnweiher bestimmt und mit dem Ergebnis des kalibrierten, homogenen Strömungsmodells verglichen. Zusätzlich wurden aus jeder Simulation die Vektoren der horizontalen Grundwasserströmung für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Willersinnweiher berechnet.

Ergebnisse

Die Simulationen mit heterogenem Durchlässigkeitsbeiwert zeigen einen deutlichen Einfluss der Heterogenitäten auf die Grundwasserstände im Modellgebiet. In 31 Fällen wurden die Grundwasserstände im Maudacher Bruch so hoch berechnet, dass Wasser über die Drainage aus dem Modell abströmte. Diese unrealistischen Simulationen wurden in der folgenden Auswertung der Ergebnisse nicht weiter beachtet. Die mittlere quadratische Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen der übrigen 69 Simulationsläufe liegt zwischen $0,31 \text{ m}^2$ und $0,61 \text{ m}^2$, wobei die Differenz zum kalibrierten Modell bei höheren Varianzen im k_f -Wert erwartungsgemäß im Mittel größer ist als bei niedrigen. Die Standardabweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen beträgt $0,56$ m bis $0,78$ m. In insgesamt 32 Fällen wurde eine mittlere quadratische Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen von $\leq 0,32 \text{ m}^2$ berechnet, was der mittleren quadratischen Abweichung des kalibrierten Modells entspricht. Der Wasserstand des Willersinnweihers weicht in diesen Simulationen bei Werten zwischen $87,31$ müNN und $87,66$ müNN maximal $- 0,21$ m bzw. $+ 0,14$ m vom gemessenen

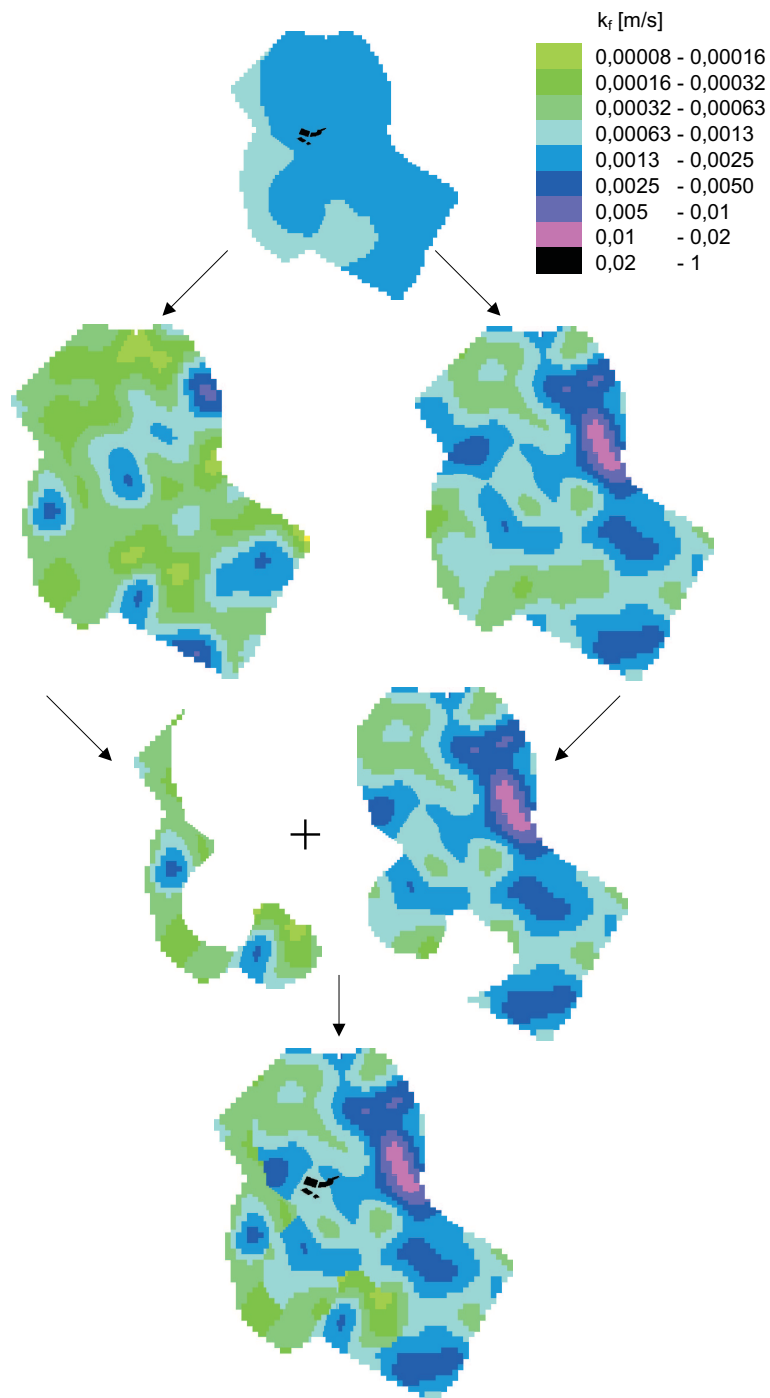


Abbildung 4.28: Schematische Darstellung der Kombination von Realisierungen für die heterogenen Simulationen. Nach der Generierung zweier Zufallsfelder mit den mittleren k_f -Werten der Rheinniederung und der Frankenthaler Terrasse werden diese miteinander kombiniert und die Zellen der vier Baggerseen mit einem k_f -Wert von 1 m/s belegt.

Wasserstand von 87,52 müNN ab, wobei ein Grundwasserzustrom zum See zwischen 681 und 1844 m³/d berechnet wurde. Der Zustrom ändert sich also um 60 %. Dies zeigt die hohe Sensitivität des Grundwasserzuflusses zum Willersinnweiher gegenüber Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert. Er kann offensichtlich auch bei sehr geringen Änderungen der regionalen Grundwasserstände erheblich variieren. Auch die Höhe des resultierenden Wasserstandes des Weihers variiert in diesen Simulationen stark mit einer Differenz zwischen höchstem und niedrigstem berechneten Wasserstand von 0,35 m. Dies ist bemerkenswert, da der regionale Gradient im Grundwasserspiegel des Oberen Grundwassers im Gebiet der Rheinniederung sehr gering ist (vgl. Abb. 4.8).

Da der mittlere jährliche Wasserstand des Willersinnweihers von 88,52 müNN durch häufige Messungen sehr gut mit Daten belegt ist, sind Simulationen mit einer Abweichung des Seewasserstandes in einer Höhe von $> \pm 0,05$ m vom Jahresmittelwert unrealistisch. Aus diesem Grund wurden aus den Simulationen mit einer mittleren quadratischen Abweichung von 0,32 m² die Ergebnisse selektiert, in denen der Wasserstand des Willersinnweihers um maximal $\pm 0,05$ m vom gemessenen Wasserstand abweicht. Diese, zur Bestimmung der Unsicherheit im Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher festgelegten Auswahlkriterien werden von insgesamt 10 Realisierungen erfüllt (Tab. 4.4). Sechs Realisierungen besitzen dabei eine Varianz im k_f -Wert von 0,025, aber auch Simulationen mit höheren Varianzen bis 0,15 können die festgelegten Auswahlkriterien erfüllen. Die Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher zeigt mit 681 bis 1726 m³/d trotz der engen Grenzen immer noch eine hohe Variabilität, die zu einer theoretischen Austauschzeit des Seewassers zwischen 2,1 und 5,2 Jahren führen würde. Die Simulation mit dem höchsten Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher in Höhe von 1726 m³/d besitzt dabei die ge-

Tabelle 4.4: Ergebnisse der Realisierungen mit einem simulierten Wasserstand des Willersinnweihers von $87,52 \pm 0,05$ müNN und $\sigma^2 \leq 0,32$ m²

Nr.	Statistische Parameter			Modellergebnisse				
	Varianz $\sigma^2 \log(k_f / \langle k_f \rangle)$	Korrelationslänge λ [m]		σ^2 [m ²]	m_2 [m]	Wasserstand Willersinn [müNN]	GW-Zufluß Willersinn [m ³ /d]	Aus- tausch- zeit [a]
		x-Richtung	y-Richtung					
1	0,025	1000	1000	0,31	0,20	87,50	730	4,9
2	0,025	1000	1000	0,32	0,22	87,49	1122	3,2
3	0,025	1000	1000	0,31	0,21	87,51	853	4,2
4	0,025	500	2000	0,31	0,22	87,49	993	3,6
5	0,025	500	2000	0,31	0,24	87,47	1062	3,4
6	0,025	500	2000	0,31	0,21	87,48	681	5,2
7	0,05	1000	1000	0,31	0,23	87,47	701	5,1
8	0,05	1000	1000	0,31	0,21	87,55	872	4,1
9	0,1	500	2000	0,32	0,25	87,54	928	3,8
10	0,15	1000	1000	0,32	0,19	87,55	1726	2,1

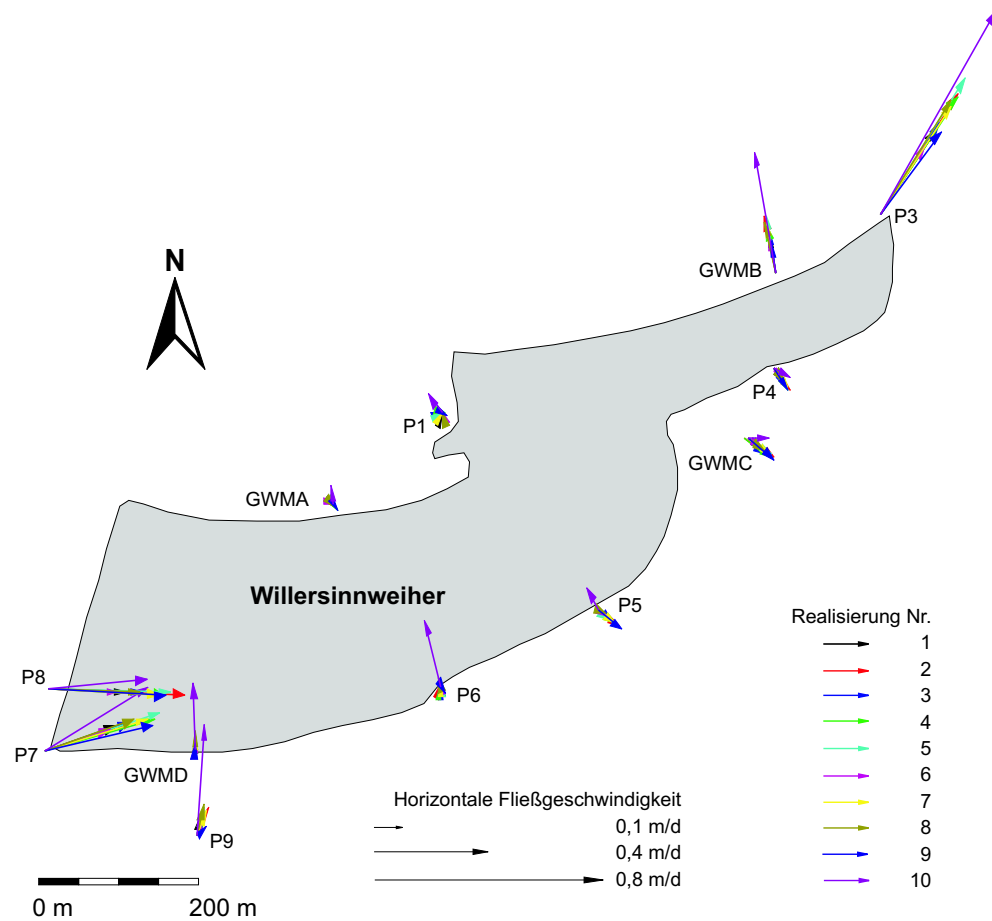


Abbildung 4.29: Aus Simulationen mit heterogener Verteilung des k_f -Wertes berechnete Vektoren der horizontalen Grundwasserströmung für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Willersinnweiher. Die Zuflussraten zum Willersinnweiher für die einzelnen Simulationen sind Tab.4.4 zu entnehmen.

ringste mediane Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Wasserständen von 0,19 m, die zudem geringer als die im kalibrierten Modell bestimmte mediane Abweichung von 0,21 m ist.

Für die zehn, die festgelegten Auswahlkriterien erfüllenden Simulationen sind in Abb. 4.29 die Vektoren der horizontalen Grundwasserströmung für die Positionen der 12 Grundwassermessstellen am Willersinnweiher dargestellt. Die Abbildung zeigt, dass die im kalibrierten Modell bestimmten Hauptgebiete des Zu- und Abstroms von Grundwasser am südwestlichen und nordöstlichen Ufer des Willersinnweiher auch in den Simulationen mit heterogener Verteilung des k_f -Wertes erhalten bleiben, wobei ausschließlich Änderungen in der Höhe des Zu- bzw. Abstroms zu beobachten sind. In den nordwestlichen und südöstlichen Uferbereichen, wo die Grundwas-

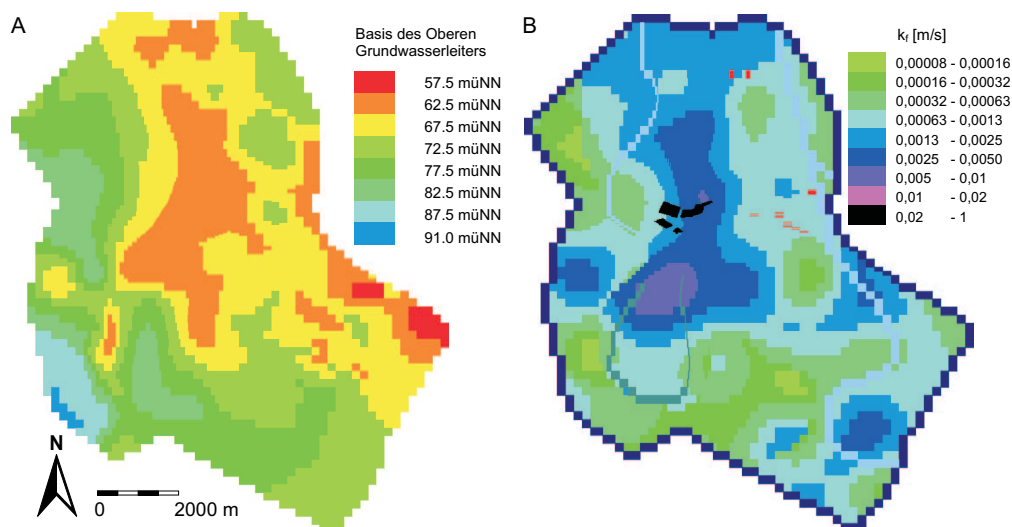


Abbildung 4.30: Vergleich zwischen (A) der Oberfläche des Oberen Zwischenhorizontes und (B) der Realisierung mit dem höchsten Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher. Die Bereiche mit hohen k_f -Werten dieser Realisierung liegen zufällig im gleichen Gebiet wie eine Depression im OZH, welche erosiv durch hohe Fließgeschwindigkeiten des früheren Rheins entstanden sein könnte. Hohe Fließgeschwindigkeiten würden ebenfalls zur Ablagerung grober Sedimente mit hohen hydraulischen Leitfähigkeiten führen.

serströmung nur sehr geringe Fließgeschwindigkeiten aufweist, lassen sich hingegen mögliche Änderungen in der Strömungsrichtung beobachten. In den Messstellen P1, P5, P6 und GWM A ist sowohl ein Zustrom als auch ein Abstrom von Grundwasser möglich. In den Messstellen P4 und GWM C, in denen die stark negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse einen Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher anzeigen, lässt sich hingegen weiterhin nur eine Infiltration von Seewasser in den Grundwasserleiter beobachten, wobei jedoch eine Änderung der Strömung in eine mehr seeparallele Fließrichtung möglich ist.

Auffällig unter allen in Abb. 4.29 dargestellten Vektoren sind die der Realisierung Nr. 10, die im Vergleich zu den übrigen Simulationen einen stark erhöhten Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher aus südlicher Richtung ergibt, wobei sich der Zustrom aus westlicher Richtung verringert. In dieser Simulation wurde im Rahmen der gesamten Sensitivitätsstudie der höchste Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher in Höhe von $1726 \text{ m}^3/\text{d}$, sowie die geringste mediane Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen von $0,19 \text{ m}$ berechnet. Im Vergleich zum kalibrierten Strömungsmodell mit homogenem k_f -Wert wurden in dieser Simulation die Grundwasserstände westlich des Willersinnweihers etwas niedriger und östlich etwas höher berechnet und entsprechen somit eher den gemessenen Jahresmittelwerten (vgl. Abb. 4.7). In Abb. 4.30 sind das Zufallsfeld des k_f -Wertes dieser Simulation sowie die Lage der Oberfläche des OZH dargestellt. Es zeigt sich,

dass im zentralen Bereich des Modellgebietes eine Zone mit hohen k_f -Werten zufällig mit einer Depression in der Oberfläche des OZH zusammenfällt, für die ein geologischer Zusammenhang bestehen könnte. Die Depression im OZH könnte durch Erosion eines schnell fließenden Flusses entstanden sein. Schnelle Fließgeschwindigkeiten erlauben den Transport größerer Materials, welches in der Depression zur Ablagerung gekommen sein könnte und die hydraulisch hoch leitfähigen Regionen im Grundwasserleiter bilden könnte. Somit ließe sich für das Vorkommen einer Heterogenität dieser oder einer ähnlichen räumlichen Struktur eine geologische Erklärung finden, die gleichzeitig zumindest teilweise die Ursache für den anhand der Isotopenuntersuchungen festgestellten Grundwasserzustrom entlang des südöstlichen Seeufers des Willersinnweiher erklären würde. Die im zentralen Modellgebiet vorkommende hoch leitfähige Zone führt zu einer Ablenkung der Grundwasserströmung in Richtung Norden, wobei der Willersinnweiher dann verstärkt aus südlicher Richtung angeströmt wird.

4.4.6 Kombination von Heterogenitäten und Seesedimenten

Aus den Ergebnissen der Sensitivitätsstudie konnte ein massiver Einfluss der Seesedimente und der Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des OGWL auf die Menge und Richtung des Zu- und Abstroms von Grundwasser zum Willersinnweiher festgestellt werden. Aus diesem Grund wird im folgenden die Realisierung Nr. 10 (Abb. 4.29, 4.30), in der die Grundwasserströmung am ehesten der durch die Isotopenuntersuchungen bestimmten Strömungsrichtung entspricht, mit den die Baggerseen umgebenden, die Seesedimente symbolisierenden, gering hydraulisch leitfähigen Zellen (siehe Abschnitt 4.4.4) gekoppelt.

Die Kopplung der heterogenen Realisierung der hydraulischen Leitfähigkeit mit den die Baggerseen umrandenden, gering hydraulisch leitfähigen Zellen führt zu einem Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher in Höhe von $663 \text{ m}^3/\text{d}$, welcher eine theoretische Austauschzeit des Seewassers von 5,4 Jahren ergibt. Die mittlere quadratische Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen dieser Simulation liegt bei $0,32 \text{ m}^2$ wobei der Wasserstand des Willersinnweiher mit dem Jahresmittelwert der gemessenen Wasserstände des Jahres 1998 in Höhe von $87,52 \text{ müNN}$ identisch ist. Die Strömungsmodellierung ergibt südlich des Willersinnweiher eine Grundwasserströmungsrichtung, die der durch die Isotopendaten ermittelten Richtung entspricht (Abb. 4.31). Wie in allen anderen Simulationen auch verläuft die Hauptrichtung der Grundwasserströmung in der näheren Umgebung der vier Baggerseen von Südwesten in Richtung Nordosten. Am südwestlichen Ufer des Willersinnweiher exfiltriert Grundwasser, das zuvor meist einen der im Anstrom liegenden Baggerseen durchströmt hat, in den See. Die höchste Infiltration von Oberflächenwasser in den Grundwasserleiter ist am nordöstlichen Seeufer zu beobachten, entlang des südöstlichen Ufers ist kein Zu- oder Abstrom von Was-

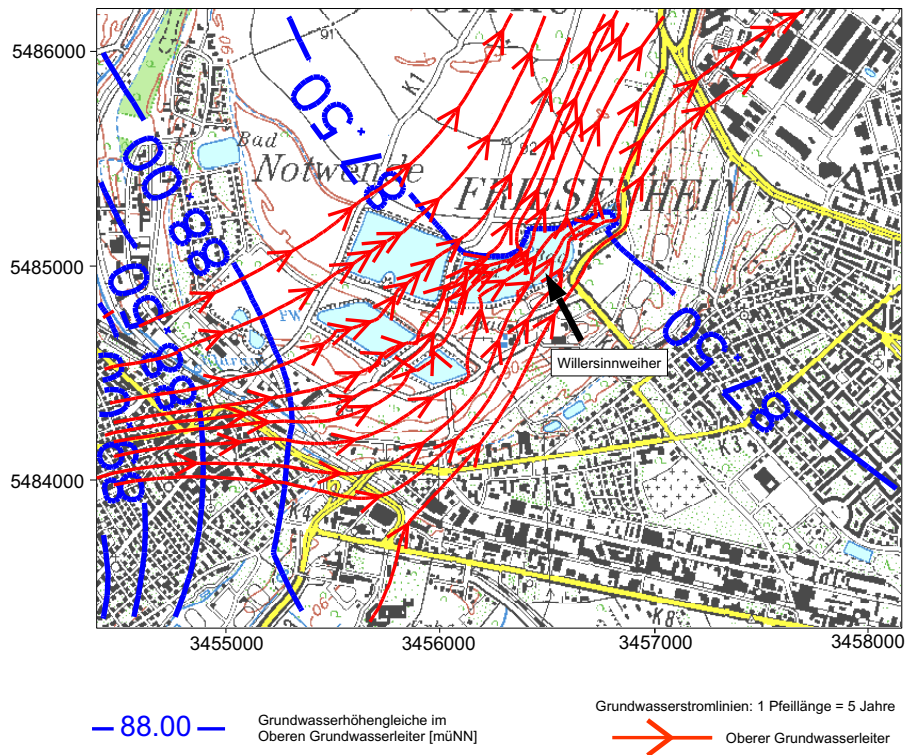


Abbildung 4.31: Grundwasserströmung in der Umgebung des Willersinnweihers unter Berücksichtigung der Seesedimente und Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des Oberen Grundwasserleiters

ser zu erkennen. Hier, wo in den vorausgegangenen Simulationen stets eine geringe Infiltration von Seewasser in den Grundwasserleiter zu beobachten war, ist eine hauptsächlich seeparallele Grundwasserströmung festzustellen. Offensichtlich verhindert der höhere hydraulische Widerstand der Seesedimente einen Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer, so dass in den Messstellen P4 und GWM C ausschließlich Grundwasser oder nur geringe Mengen an Seewasser zu finden sein sollten, wie es auch anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Daten zu beobachten ist. Anstatt entlang des südöstlichen Seeufers in den Willersinnweiher zu exfiltrieren, umfließt das Grundwasser den Weiher am östlichen Seeufer, wobei sich seine Strömungsrichtung von einer hauptsächlich west-östlichen in eine S-N-Orientierung ändert. Dies ermöglicht an der nordöstlichen Spitze des Willersinnweihers eine Vermischung des aus dem See in den Grundwasserleiter exfiltrierenden Seewassers mit unbeeinflusstem Grundwasser, welches den See am östlichen Ufer umflossen hat, wodurch die Isotopenverhältnisse im Grundwasser der Messstelle P3 erklärt werden können, aus denen ein Grundwasseranteil in dieser Messstelle von 32 % berechnet wurde (vgl. Abb.4.18).

4.4.7 Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsstudie

Zur Bestimmung der Unsicherheit der mit dem regionalen Modell ermittelten Grundwasserströmungsrichtung und -zuflussmenge zum Willersinnweiher wurde eine Sensitivitätsstudie durchgeführt. Die Studie ergab, dass die Vernachlässigung des Zwischenhorizontes ZH1, die Sickerung von Grundwasser durch den Unteren Zwischenhorizont UZH und die Sickerung von Oberflächenwasser durch die Rheinsedimente keinen nennenswerten Einfluss auf die Grundwasserstände im Modellgebiet sowie die Zuflussmenge und den Wasserstand des Willersinnweihers haben. Einen maßgeblichen Einfluss auf die Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher konnte hingegen für die hydraulische Leitfähigkeit der Seesedimente sowie für räumliche Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des Grundwasserleitermaterials festgestellt werden.

In Tabelle 4.5 sind alle Ergebnisse der Sensitivitätsstudie zusammengefasst, in denen analog zum Auswahlkriterium der Simulationen mit heterogenem Durchlässigkeitsbeiwert eine mittlere quadratische Abweichung zwischen gemessenen und simulierten

Tabelle 4.5: Zusammenfassung der im Rahmen der Sensitivitätsstudie berechneten Wasserstände, Grundwasserzuflussmengen und theoretischen Austauschzeiten des Seewassers für den Willersinnweiher

Test	Wasserstand [müNN]	GW-Zufluss [m ³ /d]	Austausch- zeit [a]
kalibriert	87,55	971	3,7
k_f Rheinsed. $10^{-2} \dots 10^{-4}$ m/s	87,55	967	3,7
k_f Rheinsed. 10^{-6}	87,53	993	3,6
k_f Rheinsed. 10^{-7}	87,49	1036	3,4
k_f Rheinsed. 10^{-8}	87,47	1054	3,4
Sickerung UZH 500 m ³ /d	87,55	967	3,7
Sickerung UZH 1000 m ³ /d	87,54	963	3,7
Sickerung UZH 5000 m ³ /d	87,50	929	3,8
mit ZH1	87,55	971	3,7
mit Seesediment	87,51	446	8,0
k_f heterogen 1	87,50	730	4,9
k_f heterogen 2	87,49	1122	3,2
k_f heterogen 3	87,51	853	4,2
k_f heterogen 4	87,49	993	3,6
k_f heterogen 5	87,47	1062	3,4
k_f heterogen 6	87,48	681	5,2
k_f heterogen 7	87,47	701	5,1
k_f heterogen 8	87,55	872	4,1
k_f heterogen 9	87,54	928	3,8
k_f heterogen 10	87,55	1726	2,1
k_f heterogen 10 + Seesedimente	87,52	663	5,4

Grundwasserständen von $\leq 0,32 \text{ m}^2$ sowie eine Wasserstand des Willersinnweiher von $88,52 \pm 0,05 \text{ müNN}$ berechnet wurde. Die Simulationen der Sensitivitätsstudie ergaben einen möglichen Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher in Höhe von 446 bis $1726 \text{ m}^3/\text{d}$ (Faktor 4), der zu einer theoretischen Austauschzeit des Seewassers zwischen 2,1 und 8,0 Jahren führt. Ohne die Einbindung der Seesedimente ergaben Simulationen mit räumlichen Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert einen Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher im Bereich zwischen 681 und $1726 \text{ m}^3/\text{d}$ (Faktor 2,5). Dieser kann durch hydraulisch gering durchlässige Seesedimente jedoch um mehr als die Hälfte verringert werden.

5 Abschließende Diskussion und Ausblick

Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse der Strömungsmodellierung, der Isotopenuntersuchung und der Sensitivitätsstudie diskutiert und mit den Ergebnissen der weiteren am Willersinnweiher durchgeführten Arbeiten verglichen. Anschließend sollen aus den gewonnenen Ergebnissen Ideen für zukünftige Untersuchungen zur Präzisierung der Erkenntnisse über die Grundwasseranbindung des Willersinnweihers aufgezeigt werden.

5.1 Diskussion der Ergebnisse der Strömungsmodellierung, Isotopenuntersuchung und Sensitivitätsstudie

Die Ergebnisse der Strömungsmodellierung, Isotopenuntersuchung und Sensitivitätsstudie zeigen, dass die Anforderungen an die räumliche Auflösung der dem Modell zu Grunde liegenden hydraulischen Parameter mit dem Übergang von der regionalen auf die lokale Skala erheblich steigen. Während die regionale Grundwasserströmung unter Verwendung der mittleren k_f -Werte für den OGWL aus der HGK99 durch das Modell sehr gut reproduziert werden konnte, weicht die simulierte Strömung in der Umgebung des Willersinnweihers lokal offenbar von der tatsächlichen Strömungsrichtung ab, was durch die Ergebnisse der Isotopenuntersuchung belegt wird. Dies zeigt die Notwendigkeit der kritischen Betrachtung eines Modellergebnisses durch eine Sensitivitätsstudie und nach Möglichkeit die Überprüfung der simulierten Grundwasserströmung mit Hilfe unabhängiger Daten wie z.B. durch die Beobachtung des Transports eines Tracers.

Die mit dem regionalen Modell unter Verwendung eines mittleren k_f -Wertes erhaltenen Ergebnisse sind für die Berechnung der Flüsse auf der regionalen Skala vollkommen ausreichend. Zur Bestimmung der Flüsse auf der lokalen Skala müssen hingegen kleinräumige Variationen im Durchlässigkeitsbeiwert berücksichtigt werden, und für die exakte Reproduktion der Transportprozesse sind wiederum noch kleinräumige Heterogenitäten wie z.B. die Seesedimente zu beachten. Das kalibrierte Modell operiert somit auf der regionalen Skala und beschreibt daher auch nur mittlere regionale Flüsse im Modellgebiet. Transportprozesse auf der sehr kleinräumigen, lokalen Skala werden hingegen durch die Isotopendaten beschrieben.

Die im Rahmen der Sensitivitätsstudie durchgeführten Simulationen mit heterogener Verteilung des Durchlässigkeitsbeiwertes und gering durchlässigen Seesedimenten zeigen die Sensitivität des Wasserstandes des Willersinnweihers auf Inhomogenitäten im k_f -Wert des OGWL und der Seeabdichtung, wobei sich die Sensitivität nicht nur in einer variablen Zustromrichtung sondern auch erheblich in der Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher bemerkbar macht. Nur eine einzige Simulation aus der Kombination einer Realisierung des heterogenen Durchlässigkeitsbeiwertes mit gering durchlässigen Zellen, die die Sedimente des Willersinnweihers nachbilden, führt zu einer lokalen Übereinstimmung der Strömungssimulation mit den Ergebnissen der Isotopenuntersuchungen. Sie ist aber dennoch als eine starke Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse zu bewerten. Dabei ist zu beachten, dass die Zahl der Simulationen mit lediglich zehn Realisierungen pro Varianzklasse nur eine Stichprobe aus dem Ensemble aller möglichen Realisierungen ist und dazu dienen soll, die Flexibilität des Ergebnisses zu demonstrieren. Die Simulation einer statistisch aussagekräftigen Anzahl von Realisierungen war nicht Ziel dieser Arbeit. Da sie zudem mit dem verwendeten Programm mit einem extrem hohen Zeit- und Rechenaufwand verbunden ist, wurde darauf verzichtet. Zusammenfassend scheint eine Ablenkung der Grundwasserströmungsrichtung im Nahbereich des Willersinnweihers durch lokal auftretende Heterogenitäten im k_f -Wert des OGWL im Zusammenhang mit gering durchlässigen Seesedimenten möglich. Für die Simulation ihres tatsächlichen Einflusses wären jedoch höher aufgelöste Feldmessungen der hydraulischen Leitfähigkeit aus der Umgebung des Willersinnweihers notwendig.

Insgesamt ist das stark vereinfachte, regionale Strömungsmodell zur Bestimmung der großräumigen mittleren Grundwasserströmung für das betrachtete Zeitintervall geeignet, es erfüllt jedoch die Anforderungen für eine Bestimmung der exakten lokalen Grundwasserströmung im Nahbereich des Willersinnweihers nicht. Die Umgebung des Willersinnweihers ist ein durch unterschiedliche Nutzungen intensiv überprägtes Gebiet. Neben den natürlichen Heterogenitäten im Grundwasserleiter ist der Uferbereich teilweise bebaut, es gibt kleinere Teiche sowie verfüllte Bombenrichter, und am Südufer des Sees sind Auffüllungen aus mit Bauschutt vermengten Sanden und Schluffen bzw. industriellen Abfällen vorzufinden (Sandler (2000), persönliche Mitteilung Stadt Ludwigshafen). Diese vielseitigen anthropogenen Veränderungen des Uferbereiches wirken sich natürlich lokal auf die Grundwasserströmung im Nahbereich des Sees aus, können im Rahmen dieser Arbeit aufgrund fehlender Informationen über die Art und räumliche Verbreitung dieser Heterogenitäten nicht berücksichtigt werden. Somit kann das regionale Modell nur zu einer groben mittleren Abschätzung der Menge und Richtung des Grundwasserzuflusses zum Willersinnweiher dienen. Mit detaillierteren Informationen über die Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit in der Umgebung des Willersinnweihers könnte es die Grundlage für weitere Simulationen auf der lokalen Skala bilden.

Knoll (1998) bzw. Knoll et al. (1999) verwendeten ein regionales Strömungsmodell zur Festlegung der Randbedingungen eines lokalen Strömungsmodells zur Simulation des Grundwasserzustroms von Tagebaurestseen im Niederlausitzer Braunkohlegebiet. Dabei kalibrierten sie, ähnlich wie in der vorliegenden Arbeit, zunächst ein grob gerastertes Regionalmodell welches anschließend die Grundlage für ein feiner diskretisiertes Lokalmodell bildete, wobei die kalibrierten Modellparameter direkt aus dem regionalen Modell übernommen wurden. Im vorliegenden Fall ist dieser Ansatz nicht zu verwenden, da sich aus dem kalibrierten Strömungsmodell gerade für das Gebiet östlich und westlich des Willersinnweiher im Vergleich zu den berechneten Piezometerhöhen ausschließlich zu hoch bzw. zu niedrig berechnete Grundwasserstände ergeben (vgl. Abb. 4.7). Außerdem ist das hydraulische Gefälle in diesen Gebieten sehr gering, was eine höhere Variabilität der Grundwasserfließrichtung erlaubt. Es ist anzunehmen, dass die Simulation im Bereich der vier Baggerseen zu einer von der tatsächlichen Strömungsrichtung abweichenden Grundwasserströmung führt und somit keine solide Basis für ein lokales Modell ist. Die klare Gruppierung der zu hoch und zu niedrig simulierten Wasserstände in diesem Bereich des Modellgebietes deuten auf einen systematischen Fehler beim Modellaufbau hin, wie er etwa durch großräumige aber unbekannt Heterogenitäten im Durchlässigkeitsbeiwert des OGWL verursacht würde. Eine klare Ursache für dieses Ergebnis konnte auch im Rahmen der Sensitivitätsstudie nicht gefunden werden. Es gibt allerdings geostatistische Methoden die es erlauben den k_f -Wert z.B. durch Inversion der gemessenen Piezometerhöhen so zu wählen, dass die gewünschten Grundwasserstände am jeweiligen Ort korrekt reproduziert werden (z.B. Freeze et al. (1990)). Die im Rahmen der vorliegenden Sensitivitätsstudie verwendeten Szenarien sind demgegenüber sehr einfach und haben nur das Ziel zu zeigen, dass die entsprechende Flexibilität im Rahmen der Daten gegeben ist.

Obwohl die Bestimmung der Grundwasserströmung in der Umgebung des Willersinnweiher sowie die Menge seines Grundwasserzustroms aus dem regionalen Modell nur eine grobe Näherung ist, bildet das Großraummodell dennoch die Basis für mögliche weitere Untersuchungen auf der lokalen Skala. Hier wären für eine Präzisierung des Modells weitere Informationen zur großräumigen Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit der Grundwasserleiter wünschenswert, da diese möglicherweise die Ursache für die in den Simulationen von den tatsächlichen Wasserständen abweichenden Piezometerhöhen in der Umgebung des Willersinnweiher sind. Für das baden-württembergische Gebiet wurden in der HGK99 erstmals Isolinienpläne der aus Pumpversuchsdaten ermittelten Durchlässigkeitsverteilungen der einzelnen Grundwasserleiter erstellt. Nach der HGK99 konnte dabei nur eine sehr geringe Differenzierung der Durchlässigkeiten im OGWL festgestellt werden, wobei nur sehr wenige Bereiche mit Durchlässigkeiten $> 3 \cdot 10^{-3}$ m/s kartiert wurden und sich ehemalige Fließrinnen des Rheins nur schwach anhand höherer Durchlässigkeiten

erkennen lassen. Für den linksrheinischen Bereich liegen solche Untersuchungen bislang noch nicht vor. Anhand der Simulationen mit heterogener Verteilung des Durchlässigkeitsbeiwertes, in denen bei höheren Varianzen ebenfalls nur wenige Gebiete mit k_f -Werten $> 3 \cdot 10^{-3}$ m/s auftreten (vgl. Abb. 4.26, 4.27) zeigt sich, dass auch geringe Variationen im Durchlässigkeitsbeiwert einen erheblichen Einfluss auf die lokale Grundwasserströmung haben können.

Die Erstellung eines regionalen Modells erfordert häufig sehr scharfe Schnitte, die auch in diesem Modell nicht zu umgehen waren. Aus diesem Grund sollen an dieser Stelle kurz einige Aspekte des regionalen Modells kritisch betrachtet werden:

- **Wahl der hydraulischen Parameter:** Für die Modellierung der regionalen Grundwasserströmung existiert mit den Informationen der HGK80, HGK87, HGK99, der Arbeit von Kärcher (1985) sowie den Wasserstandsdaten einer großen Anzahl von Grundwassermessstellen eine ausgesprochen umfangreiche Datenbasis. Da die aus den Kartierungen entnommenen Informationen durch eine Vielzahl von Untersuchungen belegt und im Rahmen der drei Fortschreibungen ständig präzisiert wurden, wurden sie unverändert in das Modell übernommen und die Kalibrierung auf die Anpassung des k_f -Wertes des OZH ausgelegt, da dieser als wichtiger und am wenig bekannter Parameter für die Richtung der Grundwasserströmung im Modellgebiet angesehen wurde. Ziel war es, mit den vorhandenen Daten eine möglichst gute Kalibrierung des Modells zu erreichen. Bei diesem Ansatz handelt es sich um eine „Designentscheidung“ der Bearbeiterin. Eine Anpassung weiterer, üblicherweise kritisch zu bestimmender Parameter wie z.B. den k_f -Werten der Grundwasserleiter oder der Grundwasserneubildung wäre im Rahmen geologisch plausibler Grenzen möglich, ist im vorliegenden Modell aufgrund der guten Datenlage jedoch nicht sinnvoll gewesen. Der Einfluss der vorab nicht bekannten Größe des Leakagefaktors des Rheins auf die Grundwasserstände im Modellgebiet wurde im Rahmen der Sensitivitätsstudie überprüft und stellte sich als gering heraus.
- **Festlegung der Randbedingungen:** Die Festlegung der Randbedingungen ist einer der kritischsten Schritte beim Aufbau eines Grundwassermodells. Die im vorliegenden Fall gewählte Umschließung von nahezu dem gesamten Modellgebiet durch Festpotenzialränder ist problematisch, da ein Festpotenzial ein unendlich großes Wasserreservoir für das Modellgebiet darstellt, welches theoretisch einen erheblich größeren als den tatsächlichen Grundwasserzustrom zum Modellgebiet erlauben kann (Kinzelbach & Rausch 1995). Hier konnte dieser Ansatz gewählt werden, da sehr verlässliche Informationen zu den k_f -Werten (HGK99), Entnahmeraten und Piezometerhöhen im Modellgebiet vorlagen, wodurch auch die Höhe des Grundwasserzustroms über die Modellränder festgelegt ist. Ein Nachteil des verwendeten Festpotenzialrandes ist, dass das Modell nicht zu Prognosezwecken verwendet werden kann,

also z.B. im Anschluss an die Kalibrierung keine instationären Berechnungen mit erhöhter Grundwasserneubildung durchgeführt werden können, da durch eine höhere Neubildung auch die Wasserstände im Gebiet des Modellrandes beeinflusst werden würden. Somit müssten für jedes neue Zeitintervall auch die Grundwasserstände auf dem Festpotenzialrand neu angepasst werden. Daher konnte z.B. der erhöhte Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher in der Zeit vom Februar 2000 bis Mai 2001 nicht durch eine einfache Erhöhung der Grundwasserneubildung simuliert werden. Bei einer Seefläche von 17 ha ist jedoch für einen Anstieg des Seespiegels um die gemessenen 0,71 m ein zusätzlicher mittlerer Grundwasserzustrom von etwa $260 \text{ m}^3/\text{d}$ notwendig. Ein theoretisch besserer Ansatz wäre, dass Modellgebiet bis an die Ränder des hydraulischen Systems auszudehnen und somit das gesamte Einzugsgebiet in das Modell zu integrieren. Dies ist im vorliegenden Fall jedoch problematisch, da sich das Einzugsgebiet des Modellgebietes nach Westen bis zum Gebirgsrand des Pfälzerwaldes und in östliche Richtung bis zum Rand des Odenwaldes erstreckt (HGK99). Somit müssten z.B. ebenfalls die Entnahmen weiterer großer Wasserwerke in Mannheim im Modellgebiet berücksichtigt werden, die für sich jedoch auch eine Unsicherheit in das Modellergebnis bringen. Gleichzeitig ist zu beachten, dass die Einzugsgebiete des OGWL und des MGWL nicht zwangsläufig identisch sind, was erneut zu Problemen bei der Festlegung der Randbedingungen führen würde.

Eine weitere Unsicherheit birgt die Festlegung der Lage der Modellränder bzw. der Grundwasserstände auf dem Festpotenzialrand aus dem Grundwassergleichenplan, da dessen Qualität sehr stark von der Anzahl und Lage der Grundwassermessstellen und der Zuverlässigkeit der gemessenen Piezometerhöhen abhängt und Konturen der Grundwassergleiche unterhalb der durch den Abstand der Messstellen festgelegten Längenskala nicht feststellbar sind (Herfort & Ptak 2002). Die Lage der zur Festlegung der Modellränder verwendeten Grundwassergleichen wurden daher mit einem Gleichenplan der Jahresmittelwerte der Grundwasserstände von Jahres 1993 sowie dem in der HGK99 dargestellten Gleichenplan des Stichtags am 1. Oktober 1990 verglichen. Dabei konnten Abweichungen in der Höhe der Grundwasserstände, jedoch keine signifikanten Unterschiede im Strömungsmuster (Kontur der Grundwassergleichen) im Bereich der Modellränder festgestellt werden, so dass die Form des durch den Gleichenplan bestimmten Modellrandes als relativ zuverlässig angesehen werden kann.

- **Zur Modellkalibrierung verwendete Grundwasserstände und Entnahmemengen:** In der HGK99 wird erstmals eine vollständige Trennung zwischen MGWL und UGWL durch den UZH beschrieben. Gleichzeitig unterscheidet die Kartierung zwischen Messstellen im Oberen und Tieferen Grund-

wasser wodurch Messstellen mit Filterstrecken im MGWL und/oder UGWL zusammengefasst werden. Dadurch kann es vorkommen, dass die Wasserstände einiger Messstellen Mischpotenziale der Grundwasserstände beider Grundwasserleiter aufzeigen. Für die Erstellung des Grundwassergleichenplanes und die Modellkalibrierung war es daher notwendig, zunächst die Messstellen, die über beide oder ausschließlich im Unteren Grundwasserleiter verfiltert sind, zu identifizieren und diese Wasserstände aus den Berechnungen herauszunehmen. Mischpotenziale können natürlich überall dort vorkommen, wo es Zwischenhorizonte gibt. So treten im MGWL auch Messstellen auf, die nur bis zur Oberfläche des ZH2 oder ZH3 reichen und somit nicht die gesamte Mächtigkeit des MGWL durchteufen, so dass auch hier bei der vereinfachten Simulation des MGWL ohne Berücksichtigung der Zwischenhorizonte Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Wasserständen zu erwarten sind.

Ähnlich problematisch ist die Festlegung der Grundwasserentnahme aus den einzelnen Grundwasserleitern bei Brunnen, die sowohl im MGWL als auch im UGWL verfiltert sind. Für die meisten der betroffenen Brunnen standen Informationen über die Brunnentiefe und Entnahmemenge, nicht jedoch über die Lage der Filterstrecken zur Verfügung. Daher wurde mit Hilfe der Informationen der HGK99 unter Berücksichtigung der Mächtigkeiten der verschiedenen Zwischenhorizonte die durchteufte Mächtigkeit der beiden Grundwasserleiter für die Position der einzelnen Brunnen berechnet und als Filterstrecke angenommen. Der Anteil der Entnahme des jeweiligen Brunnens aus dem MGWL und UGWL wurde dann unter Berücksichtigung der Mächtigkeiten und k_f -Werte der beiden Grundwasserleiter (HGK99) berechnet, führt aber dennoch zu einer nennenswerten Unsicherheit im Modellergebnis. Hier wären präzisere Informationen über die Höhe der Grundwasserentnahme aus den einzelnen Stockwerken wünschenswert.

- **Diskretisierung des Willersinnweihers:** Die Morphologie und das Seevolumen des Willersinnweihers sind im regionalen Modell durch die vertikale Unterteilung des OGWL in nur zwei Modellschichten noch sehr vereinfacht dargestellt. Auch die berechneten Grundwasserzflussraten sind damit nicht als absolute Werte, sondern in ihrer Gesamtheit als Größenordnung für die Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher zu betrachten. Hier wäre ein lokales Detailmodell analog zu (Knoll et al. 1999) mit höherer horizontaler und vertikaler Diskretisierung wünschenswert.

5.2 Vergleich der Ergebnisse mit den Resultaten anderer Arbeiten

Ziel dieser Arbeit war es, die Grundwasseranbindung des Willersinnweiher zu untersuchen, um in Zusammenarbeit mit den weiteren Arbeiten des Graduiertenkollegs einen Beitrag zur Quantifizierung des Stoffaustausches zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser zu leisten. Sowohl limnische als auch stark anthropogen überprägte Systeme besitzen eine hohe Komplexität, so dass die alleinige Kenntnis der mittleren Höhe und Richtung des Grundwasserzustroms kein Schlüssel für sämtliche offenen Fragen zum Stoffeintrag in den Willersinnweiher ist. Dennoch kann sie wertvolle Hinweise für zukünftige Untersuchungen des Graduiertenkollegs am Willersinnweiher liefern.

Kreuzer (2002) bestimmte für den Zeitraum Juni bis September 2001 die Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher mit Hilfe des anthropogenen Spurengases Schwefelhexafluorid (SF_6). Die Konzentration von SF_6 in der Atmosphäre ist seit Beginn seiner industriellen Nutzung kontinuierlich gestiegen. Es ist chemisch inert und besitzt keine nennenswerten natürlichen Quellen und Senken, was es zu einem idealen Tracer für die Verfolgung der Grundwasserbewegung macht. Die Konzentration von SF_6 im Niederschlags- und Oberflächenwasser steht im Lösungsgleichgewicht mit seiner Konzentration in der Atmosphäre. Wird ein Wasserpaket von der Atmosphäre isoliert (z.B. bei der Grundwasserneubildung), wird dessen zum Zeitpunkt der Isolation bestehende SF_6 -Konzentration konserviert. Aus diesem Grund wird SF_6 auch immer häufiger als Tracer zur Datierung junger Grundwässer verwendet (Busenberg & Plummer 2000).

Die von Kreuzer (2002) im Grundwasser der vier tiefen Grundwassermessstellen GWM A bis GWM D analysierten SF_6 -Konzentrationen (Abb. 5.1) korrelieren gut mit den im Rahmen dieser Arbeit bestimmten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen (vgl. Abb. 4.17). Im tieferen Bereich der Messstelle GWM C finden sich mit Konzentrationen $< 0,5$ fmol/l sehr geringe SF_6 -Gehalte, die denen eines mindestens 25 Jahre alten Grundwassers entsprechen und analog zu den stark negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (Abb. 4.17) eine rezente Beeinflussung des Grundwassers durch Oberflächenwasser ausschließen. Die Konzentrationen des Grundwassers in Messstelle GWM B sind mit den mittleren SF_6 -Gehalten des an die (rezente) Atmosphäre gekoppelten Seewassers in Höhe von etwa 2,2 fmol/l vergleichbar und bestätigen die aus dem Strömungsmodell und den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten ermittelten Lage der Messstelle im Hauptabstromgebiet des Willersinnweiher. Die SF_6 -Gehalte des Grundwassers der Messstellen GWM A und GWM D sind geringer als die mittleren Konzentrationen im Willersinnweiher, weisen jedoch deutlich höhere Gehalte als das Grundwasser der Messstelle GWM C auf. Diese Konzentrationen lassen sich wie auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse durch eine Vermischung eines von Oberflächenwasser unbeeinflussten Grundwassers mit Was-

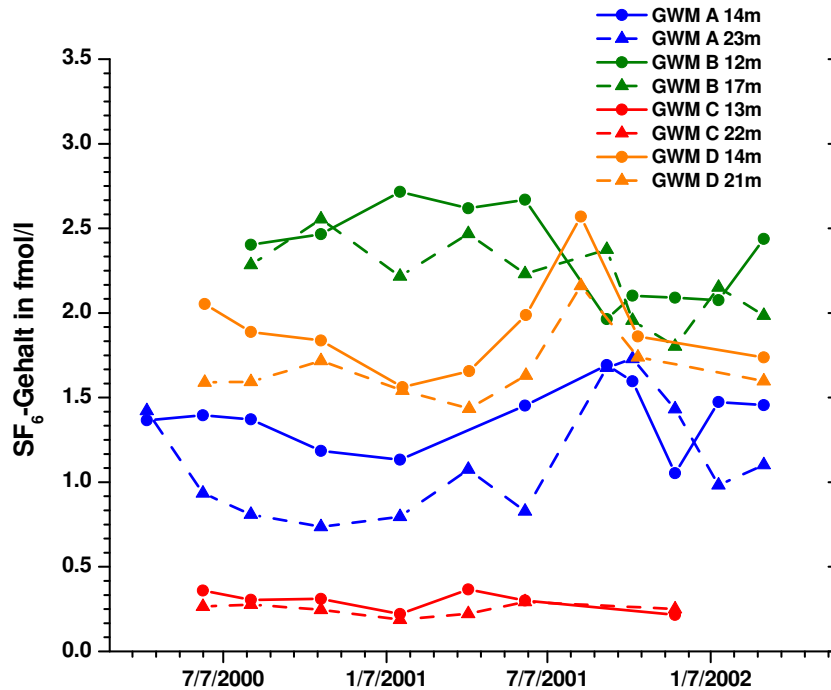


Abbildung 5.1: Zeitreihen der SF_6 -Konzentrationen im Grundwasser der tiefen Messstellen GWM A bis GWM D (Kreuzer (2002), verändert)

ser, welches zuvor die im Anstrom liegenden Baggerseen durchquert hat, erklären.

Das aus südlicher Richtung in das östliche Seebecken einströmende Grundwasser besitzt mit $1800 \mu S/cm$ eine doppelt so hohe spezifische elektrische Leitfähigkeit wie das Seewasser ($950 - 1000 \mu S/cm$) und schichtet sich aufgrund seiner höheren Dichte am Seeboden ein. Im bodennahen Wasser des Seebeprobungspunktes S5 lassen sich daher analog zum Grundwasser der Messstelle GWM C sehr geringe SF_6 -Konzentrationen $< 1,0 \text{ fmol/l}$ (Kreuzer 2002) sowie stark negative $\delta^{18}O$ -Verhältnisse analysieren (siehe auch Abb. 4.15). Anhand der zeitlichen Variation der Gesamtmenge an SF_6 im bodennahen Tiefenwasser des östlichen Seebeckens bestimmte Kreuzer (2002) den Grundwasserzustrom für das Volumen dieses bodennahen Wasserkörpers und ermittelte daraus eine theoretische Austauschzeit von $3,3 \pm 2,5$ Jahren für die Zeit vom 13.6. bis 13.7.2001 und $0,7 \pm 0,3$ Jahren für das Zeitintervall 13.7. bis 25.9.2001. Da die berechneten Austauschzeiten nur für ein sehr begrenztes Volumen des Willersinnweihers gelten, sind sie nicht unbedingt repräsentativ für die Austauschzeiten des gesamten Seevolumens. Dennoch zeigen sie die zeitliche Dynamik des Grundwasserzustroms, über die anhand der Ergebnisse des stationären Strömungsmodells keine Aussagen gemacht werden können. Die von Kreuzer (2002) ermittelten Austauschzeiten liegen im unteren Bereich bzw. sind kürzer als die aus der Sensitivitätsstudie der vorliegenden Arbeit ermittelte theoretischen Austausch-

zeit im Bereich zwischen 2,1 und 8,0 Jahren. In seiner Bilanzierung der Calcitseimentation im Willersinnweiher kam Schmid (2002) auf eine Austauschzeit des Seewassers im Bereich zwischen 3 und 5 Jahren. Er weist aber darauf hin, dass sich unter Berücksichtigung der Rücklösung von Calcit aus dem Seesediment die auf diese Weise berechnete Austauschzeit verlängert. Die von Sandler (2000) zur Berechnung des Phosphoreintrags angenommenen Austauschzeit für das Seewasser von 2 bis 3 Jahren liegt somit im Rahmen der Ergebnisse der anderen Arbeiten.

Einen nicht zu unterschätzenden Einfluss können die oberstromig gelegenen Baggerseen auf die Seewasserbeschaffenheit des Willersinnweihers ausüben. Nach Sandler (2000) weist das Oberflächenwasser dieser Seen eine dem Wasser des Willersinnweihers ähnliche chemische Beschaffenheit auf. Die Seen sind geschichtet und entwickeln während der Sommermonate ein anoxisches Hypolimnion. Damit ist zu erwarten, dass dort in der Wassersäule und im Porenwasser der Sedimente die gleichen geochemischen Prozesse ablaufen wie im Willersinnweiher, wobei z.B. die ursprünglich in höheren Konzentrationen im Grundwasser vorliegenden redoxsensitiven Elemente Schwefel und Eisen als feste Phasen im Sediment festgelegt werden können (Pracht 2001, Laukenmann 2002, Wild 2002). Dies würde folglich auch die chemische Beschaffenheit des aus ihrer Richtung auf den Willersinnweiher zuströmenden Grundwassers beeinflussen. Eine Bestätigung dieser Annahme liefern Grundwasseranalysen von Wild (2002) die deutliche Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen den vom Seewasser beeinflussten Grundwässern der Messstellen GWM B bis GWM D und dem Grundwasser der Messstelle GWM C zeigen (Abb. 5.2). Die Analyse der Messstelle GWM C zeigt die Beschaffenheit eines typischen Grundwassers. Der Grundwasserkörper besitzt eine deutliche Schichtung mit oxischen Verhältnissen im oberen Abschnitt des Grundwasserleiters und reduzierenden Bedingungen im unteren Teil des Aquifers. Geochemisch befindet sich das Wasser im Bereich der Eisenreduktionszone (Wild 2002), so dass die beobachteten Eisengehalte von $> 270 \mu\text{mol/l}$ in gelöster Form vorliegen können. Im oberen, oxischen Bereich des Grundwasserkörpers ist die hohe Löslichkeit von Eisen hingegen nicht gegeben, die Eisenkonzentration beträgt hier nur $1,25 \mu\text{mol/l}$. Auch die Konzentrationen von Mangan und Sulfat sind in dieser Messstelle deutlich höher als in den übrigen Messstellen. Der hier analysierte hohe Sulfatgehalt liegt im Bereich der in der HGK99 für das Obere Grundwasser im Stadtgebiet Ludwigshafen angegebenen Konzentrationen, wobei in der weiträumigen Umgebung des Willersinnweihers Gehalte zwischen 280 und 470 mg/l (2811 bis 4893 $\mu\text{mol/l}$) gemessen wurden.

In Grundwassermessstelle GWM D, die ebenfalls im Anstrom des Willersinnweihers liegt, analysierte Wild (2002) deutlich geringere Konzentrationen an Eisen, Mangan und Sulfat als in Messstelle GWM C, welche möglicherweise auf die Festlegung dieser Elemente in der Wassersäule oder im Sediment der im Anstrom liegenden Baggerseen zurückzuführen sind. Die Sulfatgehalte im Grundwasser dieser Messstelle

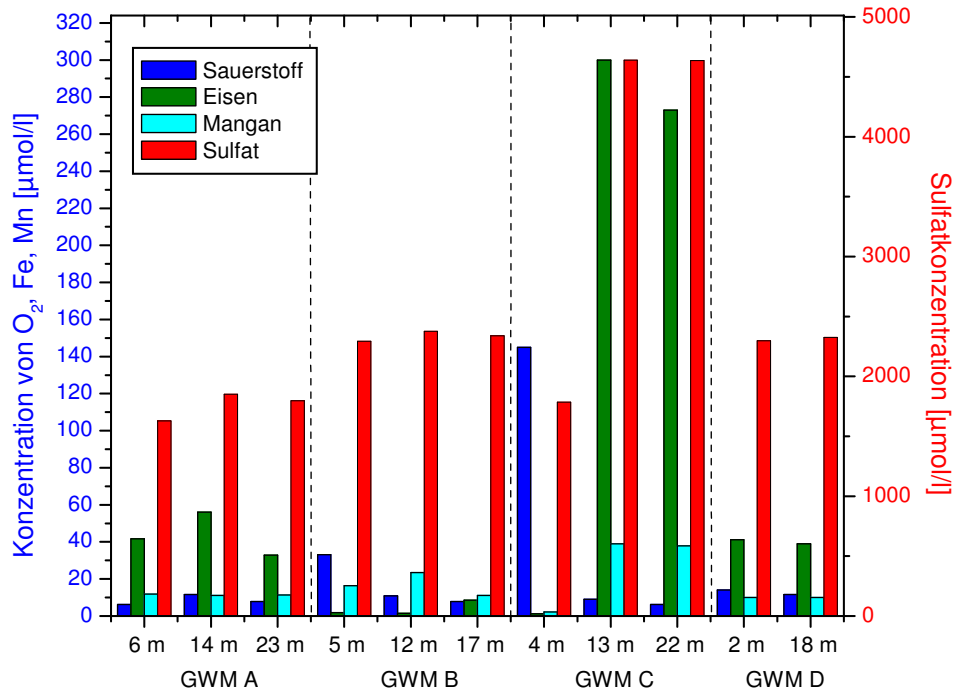


Abbildung 5.2: Konzentrationen von Sauerstoff, Eisen und Mangan im Grundwasser in der Umgebung des Willersinnweiher (Daten: Wild (2002)). Die Lage der Grundwassermessstellen am Ufer des Sees ist in Abb. 3.4 dargestellt.

liegen mit $< 2300 \mu\text{mol/l}$ unter den in der HGK99 angegebenen Konzentrationen, sind aber identisch mit den in der Wassersäule des Willersinnweiher gemessenen Sulfatgehalten. Im Vergleich zu der direkt im Abstrom des Willersinnweiher liegenden Messstelle GWM B weist Messstelle GWM D ähnliche Sulfatgehalte, jedoch deutlich höhere Eisenkonzentrationen auf. Diese Beobachtung deutet an, dass das Grundwasser auf der längeren Fließstrecke zwischen den im Anstrom liegenden Baggerseen und GWM D eine längere Kontaktzeit mit dem Grundwasserleitermaterial hatte, um daraus erneut Eisen zu lösen, oder aber dass hier eine Vermischung mit vom Oberflächenwasser unbeeinflusstem Grundwasser mit einer dem Grundwasser der Messstelle GWM C ähnlichen chemischen Zusammensetzung vorliegt. Das Grundwasser der Messstelle GWM A zeigt eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie das Grundwasser der Messstelle GWM D. Aufgrund seiner chemischen Beschaffenheit könnte diese Messstelle auch im Abstrom des Willersinnweiher liegen, da die mit dem Modell berechneten Grundwasserfließgeschwindigkeiten hier mit 10^{-3} m/d sehr gering sind und verglichen mit dem Uferbereich um GWM B, wo die Fließgeschwindigkeit mit ca. $0,2 \text{ m/d}$ deutlich höher ist, die Reaktionszeit mit dem Grundwasserleitermaterial lang genug ist, um eine größere Menge an Eisen zu lösen. Gegen eine Lage dieser Messstelle im Abstrom des Willersinnweiher sprechen al-

lerdings die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse, die deutlich geringer sind als die in der Wassersäule des Willersinnweiher gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, so dass hier eher von einem Zustrom von Grundwasser, welches zuvor den westlich gelegenen Begüthenweiher durchquert hat ausgegangen werden kann.

Insgesamt bestätigen die Grundwasseranalysen von Wild (2002) die aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen gewonnenen Ergebnisse, wobei besonders der Zustrom von Grundwasser in Richtung Willersinnweiher entlang des südöstlichen Seeufers bei Messstelle GWM C hervorzuheben ist, wo vom Strömungsmodell ein Ausstrom von Seewasser berechnet wurde.

Anhand der Ergebnisse von Wild (2002) und der vorliegenden Arbeit zeigt sich, dass die genaue Kenntnis über die Höhe und Richtung des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher zur Quantifizierung des Stoffeintrags von wichtiger Bedeutung ist. Die mit Hilfe der Strömungsmodells berechneten Grundwasserfließgeschwindigkeiten ergeben, dass der Willersinnweiher in verschiedenen Uferbereichen unterschiedlich stark angeströmt werden kann, so dass bei der unterschiedlichen chemischen Beschaffenheit des dem See zuströmenden Grundwassers die häufig zur Berechnung von Stoffbilanzen verwendete mittlere Grundwasserkonzentration nur eine sehr grobe Abschätzung der in den See eingetragenen Stoffmengen liefern kann. Für eine detaillierte Bestimmung des Stoffeintrags in den Willersinnweiher über das Grundwasser wäre eine Gewichtung mit der Höhe des Grundwasserzustroms im jeweiligen Uferbereich notwendig.

5.3 Ausblick

Der in der vorliegenden Arbeit bestimmte Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher variiert im Bereich zwischen 446 und 1726 m³/d und besitzt damit noch eine große Unsicherheit. Um ein Modell zu konstruieren, das auch zu Prognosezwecken verwendet werden kann ist es notwendig, die Unsicherheit in den Eingangsparametern zu minimieren und die zeitliche Dynamik des Grundwasserzuflusses in die Modellierung zu integrieren. Anhand der Ergebnisse der Simulationen mit heterogener Verteilung des k_f -Wertes zeigt sich, dass eine deutlich detailliertere Kenntnis der hydraulischen Parameter in der Umgebung des Willersinnweiher notwendig ist, um die große Spanne in dem berechneten Grundwasserzustrom weiter einzuzugrenzen. Im folgenden sollen nun Möglichkeiten diskutiert werden, die eine detailliertere Bestimmung der Höhe des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher ermöglichen und die zeitliche Dynamik im Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher mit erfassen.

Vielversprechende Möglichkeiten die heterogene Struktur eines Grundwasserleiters zu bestimmen bietet die Geophysik, die zerstörungsfreie Untersuchungen kostengünstig und in hoher räumlicher Auflösung ermöglicht. Rein qualitative Untersuchungen, die es erlauben, die räumliche Ausdehnung von Strukturen zu erfassen und hy-

draulisch hoch leitfähige Bereiche von schlecht durchlässigen Regionen zu unterscheiden, können mit einer Reihe verschiedener Verfahren durchgeführt werden. In einem Feldexperiment zur Bestimmung der Grundwasserfließrichtung untersuchten Sandberg et al. (2002) die Heterogenität glazialer Schmelzwasserablagerungen. Durch die gemeinsame Anwendung von Georadar und Elektromagnetik konnten sie die Struktur der Sedimente eines Flussdeltas erfassen und so Aussagen über die Grundwasserfließrichtung ableiten. Zusätzlich konnten sie die zeitliche Ausbreitung eines Salztracers mit Hilfe geoelektrischer Verfahren kartieren und daraus Rückschlüsse auf die Grundwasserfließgeschwindigkeit ziehen. Eine Charakterisierung der heterogenen Struktur ist mit einer Vielzahl geophysikalischer Methoden durchführbar und sollte auch am Willersinnweiher auf der lokalen Skala möglich sein, wobei die Effizienz der Messungen allerdings stark von der Beschaffenheit des Untergrundes und der Fragestellung abhängt. Die Anwendung von Georadar funktioniert hochauflösend in elektrisch gering leitfähigem Material wie z.B. Sanden der ungesättigten Zone. Im gesättigten Bereich sind seismische Methoden vorzuziehen, die zusätzlich eine größere Eindringtiefe besitzen, jedoch im Vergleich zum Georadar eine geringere Messgenauigkeit aufweisen.

In neuester Zeit werden auch verstärkt Methoden entwickelt, quantitative Informationen über die hydraulische Leitfähigkeit aus geophysikalischen Messungen abzuschätzen. Durch die Kombination sogenannter „hard & soft data“ (Daten des k_f -Wertes z.B. aus einem Pumpversuch und geophysikalische Messungen) wird dabei die räumliche Variabilität des Durchlässigkeitsbeiwertes bestimmt (Rubin et al. 1992). Die Auswertung der Daten ist nicht trivial, da die Zusammenhänge zwischen k_f -Wert und den geophysikalischen Eigenschaften des Grundwasserleitermaterials oft nichtlinear und zudem mit großer Unsicherheit behaftet sind. Dennoch gibt es erste Untersuchungen z.B. von Chen et al. (2001), die eine Korrelation zwischen Georadar- und seismischen Messungen mit der hydraulischen Leitfähigkeit über eine statistische Auswertung der Daten zeigen konnten.

Neben den geophysikalischen Untersuchungen wäre auch die Bestimmung der Höhe des Grundwasserzuflusses mit Hilfe von im See installierten Infiltrometern (Knoll 1998) möglich. Dabei ist allerdings zu beachten, dass die Grundwasserfließgeschwindigkeit in der Umgebung des Willersinnweihers sehr gering ist und das Experiment daher über einen längeren Zeitraum ausgelegt sein müsste. Der Vorteil dieses Verfahrens ist, dass es die Erfassung der zeitlichen Dynamik des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher ermöglicht. Von Nachteil ist, dass die mit Hilfe der Infiltrometer durchgeführten Messungen nur punktuelle Daten liefern, zwischen denen dann interpoliert werden müsste was zu einer räumlichen Glättung des auf diese Weise bestimmten Grundwasserzuflusses führt und die räumliche Auflösung auch hier durch den Abstand der Infiltrometer definiert ist.

Aufgabe nachfolgender Untersuchungen sollte sein, die räumliche Heterogenität im

Durchlässigkeitsbeiwert auf möglichst unterschiedlichen Skalen zu bestimmen, wobei detaillierte Untersuchungen in der Umgebung des Sees besonders wichtig sind und in die auch die genaue Kartierung der Sedimentmächtigkeiten im Willersinnweiher mit einbezogen werden sollten. Ziel der Arbeiten könnte sein, ein dreidimensionales Strömungs- und Transportmodell mit kontinuierlich zunehmender Auflösung der Modellparameter in Richtung des Willersinnweihers zu erstellen, welches dann eine genauere Simulation des Grundwasserzustroms erlaubt.

6 Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war es, die Kopplung zwischen Grund- und Oberflächenwasser am Willersinnweiher bei Ludwigshafen zu untersuchen. Dazu wurde die regionale Grundwasserströmung im Großraum Ludwigshafen mit Hilfe eines Grundwasserströmungsmodells simuliert und die daraus für den Nahbereich des Willersinnweihers ermittelten Strömungsrichtungen anhand von Messungen der stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium aus der Wassersäule des Willersinnweihers und Grundwassermessstellen in der Umgebung des Sees verifiziert. Die Unsicherheit in der Höhe des berechneten Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher wurde anschließend in einer Sensitivitätsstudie ermittelt.

Die hohe Grundwasserentnahme aus dem Mittleren Grundwasserleiter Ludwigshafens von ca. 32 Mio m^3/a wirkt sich maßgeblich auf die Grundwasserströmung im Oberen Grundwasserleiter des Untersuchungsgebietes aus. Daher wurde zur Modellierung der regionalen Grundwasserströmung ein vierschichtiges Grundwassermodell für das Stadtgebiet Ludwigshafen konstruiert, welches neben dem Oberen Grundwasserleiter mit dem dort situierten Willersinnweiher auch den Mittleren Grundwasserleiter und den dazwischen liegenden Oberen Zwischenhorizont als Grundwassergeringleiter umfasst. Die regionale Grundwasserströmung im Stadtgebiet Ludwigshafens konnte gut durch das kalibrierte Grundwassermodell reproduziert werden. Der Willersinnweiher wird dabei aus südwestlicher Richtung vom Grundwasser angeströmt, wobei ein Großteil dieses Wassers zuvor einen von drei im Anstrom liegenden Baggerseen passiert hat. Das Hauptabstromgebiet des Willersinnweihers liegt am nordöstlichen Seeufer. Die berechneten Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten im Uferbereich des Willersinnweihers sind mit Fließgeschwindigkeiten zwischen 10^{-3} und 0,45 m/d sehr gering.

Mit Hilfe der stabilen Isotope Deuterium und ^{18}O aus Grund- und Oberflächenwasser konnte die lokale Grundwasserströmung in der näheren Umgebung des Willersinnweihers unabhängig vom Strömungsmodell überprüft werden. Der Vergleich der Ergebnisse des Strömungsmodells und der Isotopenuntersuchungen zeigte eine gute Übereinstimmung in der Lage der Zu- und Abstromgebiete, wobei anhand der stabilen Isotope eine mehr südliche Zustromrichtung zum Willersinnweiher festgestellt werden konnte.

Zur Bestimmung der Unsicherheit der mit dem regionalen Modell ermittelten Grund-

wasserströmungsrichtung und -zuflussmenge zum Willersinnweiher wurde eine Sensitivitätsstudie durchgeführt. Dabei wurde sowohl der Einfluss einzelner, im Modell stark vereinfachter oder vernachlässigter Parameter sowie die Wirkung zufallsgenerierter räumlicher Heterogenitäten im k_f -Wert des Oberen Grundwasserleiters auf die Höhe und Richtung des Grundwasserzustroms zum Willersinnweiher untersucht. Die Studie ergab, dass die Vernachlässigung des Zwischenhorizontes ZH1, die Sickerung von Grundwasser durch den Unteren Zwischenhorizont UZH und die Sickerung von Oberflächenwasser durch die Rheinsedimente keinen nennenswerten Einfluss auf die Grundwasserstände im Modellgebiet sowie die Zuflussmenge und den Wasserstand des Willersinnweiher haben. Ein maßgeblicher Einfluss auf die Höhe des Grundwasserzustroms konnte hingegen für die hydraulische Leitfähigkeit der Seesedimente sowie für räumliche Heterogenitäten im k_f -Wert des Grundwasserleitermaterials festgestellt werden. Die Simulationen mit heterogenem Durchlässigkeitsbeiwert ergaben einen in seiner Höhe stark variablen Grundwasserzustrom zum Willersinnweiher in Höhe von 681 bis 1726 m³/d, welcher zu einer theoretischen Austauschzeit des Seewassers zwischen 2,1 und 5,2 Jahren führt. Die simulierten Hauptgebiete des Grundwasserzustroms und -abstroms bleiben dabei weitgehend erhalten. Der berechnete Grundwasserzustrom kann unter Berücksichtigung der Seesedimente allerdings mehr als halbiert werden.

Insgesamt sind die aus dem regionalen Strömungsmodell bestimmten Grundwasserzuflussraten zum Willersinnweiher und Transportrichtungen in der nahen Umgebung des Sees trotz einer vergleichsweise hohen Datendichte und präzisen Kalibrierung des Strömungsmodells noch mit einer sehr großen Unsicherheit behaftet. Für die auf dieser Skala interessanten Fragestellungen des Stofftransports und lokaler Prozesse ist eine deutlich feinere Auflösung der Variabilität der hydraulischen Parameter notwendig, um im Nahbereich des Sees stattfindende Prozesse präziser vorhersagen zu können. Die Modellierung dieser Prozesse könnte über ein geschichtetes Modell mit kontinuierlich zunehmender Auflösung erfolgen, wobei die erforderliche hohe Informationsdichte z.B. aus geophysikalischen Messungen erhalten werden könnte.

Literaturverzeichnis

- Anderson, M. 1989. Hydrogeological facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101:501–511.
- Anderson, M. 1997. Characterization of geological heterogeneity, *In: Dagan, G. & S.P. Neuman (Hrsg.): Subsurface flow and transport: A stochastic approach.* S. 23–43. International Hydrology Series. IHP, Cambridge University Press.
- Anderson, M. & J. Munter. 1981. Seasonal reversals of groundwater flow around lakes and the relevance to stagnation points and lake budgets. *Water Resour. Res.* 17:1139–1150.
- Anderson, M., R. Hunt, J. Krohelski & K. Chung. 2002. Using high hydraulic conductivity nodes to simulate seepage lakes. *Ground Water* 40:117–122.
- Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1980. Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum. Analyse des Ist-Zustandes. Technical report. Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten Baden-Württemberg, Hessischer Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten, Ministerium für Landwirtschaft, Weinbau und Forsten Rheinland-Pfalz. 71 Seiten.
- Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1987. Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum, Situation heute. Möglichkeiten und Grenzen künftiger Entwicklungen. Technical report. Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten Baden-Württemberg, Hessischer Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten, Ministerium für Landwirtschaft, Weinbau und Forsten Rheinland-Pfalz. 107 Seiten.
- Arbeitsgruppe Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum 1999. Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum, Fortschreibung 1983-1998. Technical report. Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten Baden-Württemberg, Hessischer Minister für Landesentwicklung, Umwelt, Landwirt-

- schaft und Forsten, Ministerium für Landwirtschaft, Weinbau und Forsten Rheinland-Pfalz. 155 Seiten.
- Armbruster, J. & J. Kohm. 1977. Kiesabbau und Wassernutzung in Baden-Württemberg: Auswirkungen des Kiesabbaus auf den Wasserhaushalt. *Z. dt. geol. Ges.* 128:361–369.
- Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications, New York. 764 Seiten.
- Beckie, R. 1996. Measurement scale, network sampling scale, and groundwater model parameters. *Water Resour. Res.* 32:65–76.
- Bergner, J. 1997. Räumlich und zeitlich aufgelöste wasserchemische Untersuchungen und Nährstoffbilanzierung des Willersinnweiher in Ludwigshafen. unveröffentl. Diplomarbeit. Fakultät für Geowissenschaften, Universität Heidelberg. 85 Seiten.
- Bertleff, B., H. Plum, J. Schuff, W. Stichler, D. Storch & C. Trapp. 2001. Wechselwirkungen zwischen Baggerseen und Grundwasser. Ergebnisse isotopehydrologischer und hydrochemischer Untersuchungen im Teilprojekt 6 des Forschungsvorhabens „Konfliktarme Baggerseen (KaBa)“. *Informationen* 10. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau. 64 Seiten.
- Born, S., S. Smith & D. Stephenson. 1979. Hydrogeology of glacial-terrain lakes, with management and planning applications. *J. Hydrol.* 43:7–43.
- Busenberg, E. & L. Plummer. 2000. Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. *Water Resour. Res.* 36:3011–3030.
- Chen, J., S. Hubbard & Y. Rubin. 2001. Estimating the hydraulic conductivity at the South Oyster Site from geophysical tomographic data using bayesian techniques based on the normal linear regression model. *Water Resour. Res.* 37:1603–1613.
- Chiang, W.-H. & W. Kinzelbach. 1998. PMPATH 98. An advective transport model for Processing Modflow and Modflow.
- Chiang, W.-H. & W. Kinzelbach. 2001. 3D-Groundwater modeling with PMWIN. A simulation system for modeling groundwater flow and pollution. Springer. 346 Seiten.
- Coplen, T. 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60:3359–3360.

- Craig, H. 1961a. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133:1702–1703.
- Craig, H. 1961b. Standard for reporting concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in natural waters. *Science* 133:1833–1834.
- Craig, H. & L. Gordon. 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere, *In: Tongiorgi, E. (Hrsg.): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. S. 9–130. Consiglio Nazionale Delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare - Pisa. Lischi.
- Dagan, G. 1997. Stochastic modeling of flow and transport: the broad perspective, *In: Dagan, G. & S.P. Neuman (Hrsg.): Subsurface flow and transport: A stochastic approach*. S. 3–19. International Hydrology Series. IHP, Cambridge University Press.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16:436–468.
- Dincer, T. 1968. The use of oxygen 18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. *Water Resour. Res.* 4:1289–1306.
- Ehhalt, D. & K. Knott. 1965. Kinetische Isotopentrennung bei der Verdampfung von Wasser. *Tellus* 3:389–397.
- Eichler, R. 1965. Deuterium-Isotopengeochemie des Grund- und Oberflächenwassers. *Geologische Rundschau* 55:144–159.
- Epstein, S. & T. Mayeda. 1953. Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4:213–224.
- Freeze, R. & J. Cherry. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall. 603 S.eiten.
- Freeze, R., J. Massmann, L. Smith, T. Sperling & B. James. 1990. Hydrogeological decision analysis: 1.A framework. *Ground Water* 28:738–766.
- Gaganis, P. & L. Smith. 2001. A Bayesian approach to the quantification of the effect of model error on the predictions of groundwater models. *Water Resour. Res.* 37:2309–2322.
- Gat, J. 1970. Environmental isotope balance of Lake Tiberias, *In: IAEA (Hrsg.): Isotope Hydrology*. S. 109–127. IAEA.
- Gat, J. 1971. Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations. *Water Resour. Res.* 7:980–993.
- Gat, J. 1981. *Groundwater*, *In: Gat, J.R. & R. Gonfiantini (Hrsg.): Stable Isotope Hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. S. 223–240. Technical Report Series Nr. 210. IAEA.

- Gat, J. & C. Bowser. 1991. The heavy isotope enrichment of water in coupled evaporated systems *In: Taylor, H.P. Jr., R. O'Neill and I.R. Kaplan (Hrsg.): Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein*. S. 159–168. Special Publication No.3. The Geochemical Society.
- Gehre, M., R. Hoeffling, P. Kowski & G. Strauch. 1996. Sample preparation device for quantitative hydrogen isotope analysis using chromium metal. *Anal. Chem.* 68:4414–4417.
- Gonfiantini, R., K. Fröhlich, L. Araguás-Araguás & K. Rozanski. 1998. Isotopes in Groundwater Hydrology, *In: Kendall, C. & J.J. McDonnell (Hrsg.): Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. S. 203–246. Elsevier. 893 Seiten.
- Goode, D. 1998. Ground-water age and atmospheric tracers: Simulation studies and analysis of field data from the mirror lake site, New Hampshire. Dissertation. Princeton Univers. 194 Seiten.
- Guyonnet, D. 1991. Numerical modeling of effects of small-scale sedimentary variations on groundwater discharge into lakes. *Limnol. Oceanogr.* 36:787–796.
- Herfort, M. & T. Ptak. 2002. Multitracer-Versuch im kontaminierten Grundwasser des Testfeldes Süd. *Grundwasser* 1:31–40.
- Hill, M. 1990. Solving groundwater flow problems by conjugate-gradient methods and the strongly implicit procedure. *Water Resour. Res.* 26:1961–1969.
- IAEA/WMO 2002. Global Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>.
- Kärcher, T. 1985. Hydrogeologische Untersuchungen im Grossraum Ludwigshafen-Mannheim-Speyer. Dissertation. Universität Heidelberg. 150 Seiten.
- Katz, B., T. Lee, L. Plummer & E. Busenberg. 1995. Chemical evolution of groundwater near a sinkhole lake, northern Florida. 1. Flow patterns, age of groundwater, and influence of lake water leakage. *Water Resour. Res.* 31:1549–1564.
- Kauffmann, C. & W. Kinzelbach. 1992. Modellierung des regionalen Transports von chlorierten Kohlenwasserstoffen: Fallbeispiel Lobdengau, *In: Kobus, W. (Hrsg.): Schadstoffe im Grundwasser. Band 1: Wärme- und Schadstofftransport im Grundwasser*. S. 377–411. Forschungsbericht. VCH.
- Keck, L. 2001. Climate significance of stable isotope records from Alpine ice cores. Dissertation. Universität Heidelberg. 125 Seiten.
- Kinzelbach, W. & R. Rausch. 1995. Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen. Geb. Borntraeger, Stuttgart. 283 Seiten.

- Knoll, D. 1998. Grundwasseranbindung von alten Tagebau-Restseen im Niederlausitzer Braunkohletagebauegebiet. unveröff. Diplomarbeit. Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg. 102 Seiten.
- Knoll, D., L. Weber & W. Schäfer. 1999. Grundwasseranbindung von alten Tagebau-restseen im Niederlausitzer Braunkohletagebauegebiet. *Grundwasser* 2:55–61.
- Krabbenhof, D. & M. Anderson. 1986. Use of a numerical ground-water flow model for hypothesis testing. *Ground Water* 24:49–55.
- Krabbenhof, D., C. Bowser, C. Kendall & J. Gat. 1994. Use of oxygen-18 and deuterium to assess the hydrology of groundwater-lake systems, *In: Baker, L.A. (Hrsg.): Environmental chemistry of lakes and reservoirs*. S. 67–90. *Advances in Chemistry Series 237*. American Chemical Society.
- Krabbenhof, D., C. Bowser, M. Anderson & J. Valley. 1990. Estimating groundwater exchange with lakes 1. The stable isotope mass balance method. *Water Resour. Res.* 26:2445–2453.
- Kreuzer, A. 2002. Bestimmung der Grundwasserankopplung des Willersinnweiher mit Hilfe von Schwefelhexafluorid. unveröff. Diplomarbeit. Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg. 84 Seiten.
- Laukenmann, S. 2002. Transport und Austausch redoxsensitiver Elemente zwischen Freiwasser und Sediment in einem eutrophen Hartwassersee (Willersinnweiher/Ludwigshafen), unter besonderer Berücksichtigung des geochemischen Verhaltens von Uran. Dissertation. Universität Heidelberg. 123 Seiten.
- Lee, D. & J. Cherry. 1978. A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers. *Journal of Geological Education* 27:6–10.
- Lee, T. 1996. Hydrogeologic controls on the groundwater interactions with an acidic lake in karst terrain, Lake Barco, Florida. *Water Resour. Res.* 32:831–844.
- Majoube, M. 1971. Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *J. Chim. Phys.* 194:1423–1436.
- Mattheß, G. & K. Ubell. 1983. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 1. Allgemeine Hydrogeologie, Grundwasserhaushalt. Geb. Borntraeger. 438 Seiten.
- McBride, M. & H. Pfannkuch. 1975. The distribution of seepage within lakebeds. *J. Res. U.S. Geol. Survey* 3:505–512.
- McDonald, M. & A. Harbaugh. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. U.S.G.S. Open-File Report 83-875. U.S. Geological Survey.

- Merritt, M. & L. Konikow. 2000. Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3D solute-transport model. Water-Resour. Invest. Rep. 00-4167. U.S. Geological Survey. 146 Seiten.
- Munter, J. & M. Anderson. 1981. The use of ground-water flow models for estimating lake seepage rates. *Ground Water* 19:608–616.
- Neubert, R. 1998. Messung der stabilen Isotopomere des atmosphärischen Kohlendioxids. Dissertation. Universität Heidelberg. 144 Seiten.
- Piotrowski, J. & W. Kluge. 1994. Die Uferzone als hydrogeologische Schnittstelle zwischen Aquifer und See: Sedimentfazies und Grundwasserdynamik am Belauer See, Schleswig-Holstein. *Z. dt. geol. Ges.* 145:131–142.
- Pracht, J. 2001. Abiotische frühdiagenetische Redoxprozesse mit Eisen. Dissertation. Universität Heidelberg. 110 Seiten.
- Robin, M., A. Gutjahr, E. Sudicky & J. Wilson. 1993. Cross-correlated random field generation with the Direct Fourier Transform Method. *Water Resour. Res.* 29:2385–2397.
- Roedel, W. 1994. Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre. Vol. 2. Springer. 467 Seiten.
- Rosenberry, D., R. Striegl & D. Hudson. 2000. Plants as indicators of focused ground water discharge to a Northern Minnesota Lake. *Ground Water* 38:296–303.
- Rubin, Y., G. Mavko & J. Harris. 1992. Mapping permeability in heterogeneous aquifers using hydrologic and seismic data. *Water Resour. Res.* 28:1809–1816.
- Sandberg, S., L. Slater & R. Versteeg. 2002. An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer. *J. Hydrol.* 267:227–243.
- Sandler, B. 2000. Die Wirkung von Sanierungs- und Restaurierungsmassnahmen auf die Nährstoffströme und die biotische Dynamik eines anthropogenen Gewässers, am Beispiel des Willersinnweihers Ludwigshafen. Dissertation. Universität Heidelberg. 179 Seiten.
- Schmid, J. 2002. Calcitfällung und Phosphor-Kopräzipitation im Phosphorhaushalt eines eutrophen Hartwassersees mit anoxischem Hypolimnion (Willersinnweihers, Ludwigshafen am Rhein). Dissertation. Universität Heidelberg. 101 Seiten.
- Schwoerbel, J. 1999. Einführung in die Limnologie. 8. Auflage. Fischer. 465 Seiten.

- Sonntag, C., E. Klitzsch, E. Löhnert, E. El-Shazly, K. Münnich, C. Junghans, U. Thorweiher, K. Weistroffer & F. Swailem. 1978. Paleoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14 dated North-Saharan groundwaters, *In: IAEA (Hrsg.): Isotope Hydrology, Vol. II*. S. 569–581. IAEA.
- Sonntag, C., K. Münnich, H. Jacob & K. Rozanski. 1983. Variations of deuterium and oxygen-18 in continental precipitation and groundwater, and their causes, *In: Street-Perrott, A., M. Beran & R. Ratcliffe (Hrsg.): Variations in the global water budget*. S. 107–124. Reidel.
- Stichler, W. & H. Moser. 1979. An example of exchange between lake and groundwater, *In: IAEA (Hrsg.): Isotopes in lake studies: Proceedings of an advisory group meeting 29. Aug - 2. Sept. 1977*. S. 115–118. IAEA.
- Stichler, W., P. Maloszewski, B. Bertleff, C. Trapp, R. Watzel & R. Weinsziehr. 1999. Modeling of lake-groundwater interaction based on environmental isotope data. *In IAEA (ed.) Isotope techniques in water resources development and managemanet*. Springer, Berlin. S. 139–165.
- Sun, N.-Z., S.-L. Yang & W.-G. Yeh. 1998. A proposed stepwise regression method for model structure identification. *Water Resour. Res.* 34:2561–2572.
- Wang, H. & M. Anderson. 1982. Introduction to groundwater modeling. Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press. 237 Seiten.
- Wild, V. 2002. Jahreszeitliche Veränderungen der Redoxbedingungen im Willersinnweiher und ihre Auswirkungen auf die redoxkreisläufe von Schwefel, Eisen und Mangan. Diplomarbeit. Universität Heidelberg. 73 Seiten.
- Winter, T. 1983. The interaction of lakes with variably saturated porous media. *Water Resour. Res.* 19:1203–1218.
- Yahya, A. & M. Reichelt. 1992. Bericht zur Restaurierung des Willersinnweihers bei Ludwigshafen. Inst. für Sedimentforschung, Universität Heidelberg. 29 Seiten (unveröffentlicht).
- Yeh, T.-C. 1992. Stochastic modelling of groundwater flow and solute transport in aquifers. *Hydrological Processes* 6:369–395.
- Yehdegho, B., K. Rozanski, H. Zojer & W. Stichler. 1997. Interaction of dredging lakes with the adjacent groundwater field: an isotope study. *J. Hydrol.* 192:247–270.
- Yurtsever, Y. & J. Gat. 1981. Atmospheric Waters, *In: Gat, J.R. & R. Gonfiantini (Hrsg.): Stable Isotope Hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. S. 103–142. Technical Report Series Nr. 210. IAEA.

- Zimmermann, U. 1969. Bilanzierung von Seen mit Hilfe von stabilen Isotopen. Dissertation. Universität Heidelberg. 76 Seiten.
- Zimmermann, U. 1978. Isotopenhydrologie von Baggerseen. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie 30:139–167.
- Zimmermann, U. & D. Ehhalt. 1970. Stable isotopes in study of water balance of Lake Neusiedl, Austria, *In: IAEA (Hrsg.): Isotope Hydrology*. S. 129–138. IAEA.

Anhang

A. Zur Modellkalibrierung verwandte Wasserstände

Tabelle A.1.: Berechnete Jahresmittelwerte der Grundwasserstände 1998 (Oberer Grundwasserleiter); Datengrundlage: Stadtentwicklung Ludwigshafen; Struktur- und Genehmigungsdirektion Süd, Neustadt; Stadtwerke Frankenthal; Technische Werke Ludwigshafen; Landesanstalt für Umweltschutz - Baden-Württemberg; BASF Ludwigshafen

Messstelle	Rechtswert	Hochwert	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
G55.1	3455322	5489122	86.93
G55.2	3455691	5489563	87.30
H55.1	3455862	5488642	86.73
J57.1	3457604	5487774	86.99
K54.1	3454981	5486129	87.75
K56.1	3456708	5486595	87.14
L57.1	3457489	5485489	87.61
M53.1	3453565	5484153	90.83
M54.1	3454709	5484608	87.69
M56.1	3456536	5484837	87.49
M56.2	3457013	5484393	87.62
M56.3	3456083	5484048	87.80
M57.1	3457793	5484583	87.64
M58.1	3458175	5484928	87.65
N55.1	3455296	5483545	87.87
N57.1	3457660	5483971	87.91
N58.1	3458439	5482981	87.80
N59.1	3459645	5483966	87.73
O56.1	3456885	5482345	88.06
O59.1	3459792	5482649	87.93
O59.2	3459843	5482238	87.79
O59.3	3459901	5482103	87.95
O60.1	3460227	5482767	88.06
P56.1	3456630	5481744	87.98
P56.2	3456592	5481463	88.15
P57.1	3457859	5481339	88.10
P58.1	3458950	5481663	87.85
P59.1	3459997	5481078	88.03

A. Zur Modellkalibrierung verwandte Wasserstände

Fortsetzung Tabelle A.1.

Messstelle	Rechtswert	Hochwert	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
P59.1	3459997	5481078	88.03
Q57.1	3457046	5480473	88.75
Q58.1	3458589	5480339	88.74
Q59.1	3459089	5480100	88.63
Q60.1	3460173	5480968	88.45
R55.2	3455547	5479318	89.27
R57.1	3457817	5479241	89.50
1072	3461880	5476630	89.50
1073	3462980	5475970	89.78
1099A	3451810	5486570	92.32
1100A	3451840	5486060	92.29
1103A	3451840	5489420	90.67
1118	3453450	5478350	93.83
1212I	3449900	5490190	92.97
1243I	3461170	5475610	89.99
1245I	3458760	5477460	90.37
1246	3461140	5477880	89.30
1329	3451820	5480950	94.18
1331I	3450300	5487860	92.47
1332I	3453370	5487730	88.44
1333I	3455140	5489870	87.01
1334I	3452340	5492830	89.23
1336I	3456780	5492470	86.47
1381I	3456120	5486050	87.38
1382	3456340	5487850	87.00
1384	3456390	5489680	86.58
1385	3456530	5489830	86.81
1391I	3450500	5479980	94.94
1392	3451200	5482900	93.93
1393I	3457840	5482300	87.86
1394	3456570	5483120	87.88
1395I	3452430	5484870	92.50
1396	3453850	5486400	88.51
1403I	3458440	5483880	87.65
1404I	3457020	5489300	86.72
1411	3457220	5477230	90.98
1412	3463040	5477370	89.60
1413I	3456570	5477690	90.85
1414I	3454900	5478690	90.64
1415I	3453460	5480070	93.49
1416I	3453550	5483220	91.44
1417	3449090	5488820	93.61
1418	3451190	5491080	90.98

Fortsetzung Tabelle A.1.

Messstelle	Rechtswert	Hochwert	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
1419I	3455750	5491640	86.26
1432I	3454580	5485600	88.01
1433I	3455360	5488160	87.90
FT2F	3453627	5490615	87.56
FT3F	3454346	5490868	86.91
FT4F	3454357	5490171	86.96
FT5F	3543873	5490733	86.80
FT7F	3454829	5487080	88.01
FT9F	3453683	5492006	86.45
FT10F	3454355	5491542	86.93
FT17F	3453620	5490728	87.97
FT19F	3454481	5488978	87.42
401	3454330	5483390	89.64
402	3454940	5483095	88.27
403	3455223	5483020	88.02
404	3455760	5483180	87.82
405	3456120	5482795	87.86
406	3455060	5482490	87.90
407	3454370	5482410	88.32
408	3454260	5481830	88.35
409	3455330	5481860	88.14
410	3455760	5481850	87.64
411	3455720	5481360	87.72
412	3456340	5481190	88.30
413	3455380	5480980	88.25
414	3455900	5480920	88.26
415	3456280	5480480	88.22
416	3456470	5480140	89.02
418	3456320	5479540	89.57
419	3456320	5482200	88.04
420	3456270	5481740	88.56
421	3456756	5479760	89.38
423	3457140	5479330	89.72
424	3456720	5478830	90.04
315A	3454560	5481780	88.24
316A	3454980	5480510	88.00
320A	3454485	5481200	88.23
0100/255-8	3462920	5484400	87.82
0102/305-7	3464320	5482980	87.88
0103/255-1	3461602	5479780	88.62
0105/255-0	3460528	5479205	88.56
0106/255-5	3463400	5482240	88.13
0110/254-1	3459010	5489910	87.20

A. Zur Modellkalibrierung verwandte Wasserstände

Fortsetzung Tabelle A.1.

Messstelle	Rechtswert	Hochwert	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
0110/255-3	3460560	5484560	87.84
0118/254-8	3458390	5491660	86.68
0123/254-0	3459340	5487600	87.29
0126/254-4	3459210	5490020	87.20
0128/254-3	3462200	5485590	87.57
F73	3457899	5487580	87.18
F84	3458107	5486250	87.55
F200	3458115	5485427	87.69
F300	3457601	5490283	86.79
F301	3457410	5490691	86.70
F302	3457484	5491069	86.78
F305	3457577	5490740	86.85
F361	3456741	5490840	86.41

Tabelle A.2.: Berechnete Jahresmittelwerte der Grundwasserstände 1998 (Mittlerer Grundwasserleiter); Datengrundlage: Struktur- und Genehmigungsdirektion Süd, Neustadt; Stadtwerke Frankenthal; Technische Werke Ludwigshafen; Landesanstalt für Umweltschutz - Baden-Württemberg; BASF Ludwigshafen

Messstelle	Rechtswert	Hochwert	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
1243II	3461170	5475610	89.86
1245II	3458760	5477460	89.54
1331II	3450300	5487860	92.17
1332II	3453370	5487730	86.64
1333II	3455140	5489870	80.55
1334II	3452340	5492830	87.47
1336II	3456780	5492470	84.43
1381II	3456120	5486050	81.34
1391II	3450500	5479980	95.01
1393II	3457840	5482300	83.76
1395II	3452430	5484870	91.11
1403II	3458440	5483880	80.41
1404II	3457020	5489300	77.86
1413II	3456570	5477690	89.59
1414II	3454900	5478690	89.34
1415II	3453460	5480070	88.91
1416II	3453550	5483220	87.16
1419II	3455750	5491640	83.96
1432II	3454580	5485600	87.35
1433II	3455360	5488160	84.76
1437II	3455730	5482550	85.25
FT11T	3454344	5490870	79.78

Fortsetzung Tabelle A.2.

Messstelle	Rechtswert	Hochwert	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
A04II	3459946	5481186	83.11
A13II	3455912	5478840	89.82
A14II	3456497	5481128	87.72
A23II	3459375	5481105	84.90
A27II	3455427	5480440	86.94
A47II	3460418	5481973	81.52
A48II	3460372	5481614	81.05
TP293II	3459950	5481220	83.01
TP316	3455030	5480530	85.49
T003	3458370	5488793	76.90
T005	3459293	5485276	77.56
T007	3456775	5487912	79.02
T010	3454702	5486100	86.59
T012	3455575	5483688	86.16
T016I	3458031	5489699	78.18
T029II	3457249	5487988	75.20
0706/255-3	3463400	5482240	86.26
0709/255-7	3461732	5481043	84.00
0710/255-1	3460560	5484580	80.64
0723/254-9	3459340	5487600	77.49
0725/254-8	3461860	5486600	81.90
0726/254-2	3459210	5490020	80.60
0728/254-1	3462200	5485590	82.58

Tabelle A.3.: Berechnete Jahresmittelwerte der Wasserstände der Oberflächengewässer 1998; Datengrundlage Willersinnweiher: Labor für Geomorphologie und Geoökologie, Univ. Heidelberg und eigene Messungen; Rheinpegel: Wasser- und Schifffahrtsamt Mannheim

Gewässer	Jahresmittelwert 1998 [müNN]
Willersinnweiher	87.52
Rheinpegel Rheinau-Altrip	89.60
Rheinpegel Mannheim	87.95
Rheinpegel Worms	86.07
Neckarpegel Mannheim	87.71

B. Lage der Grundwassermessstellen und Modellgitter

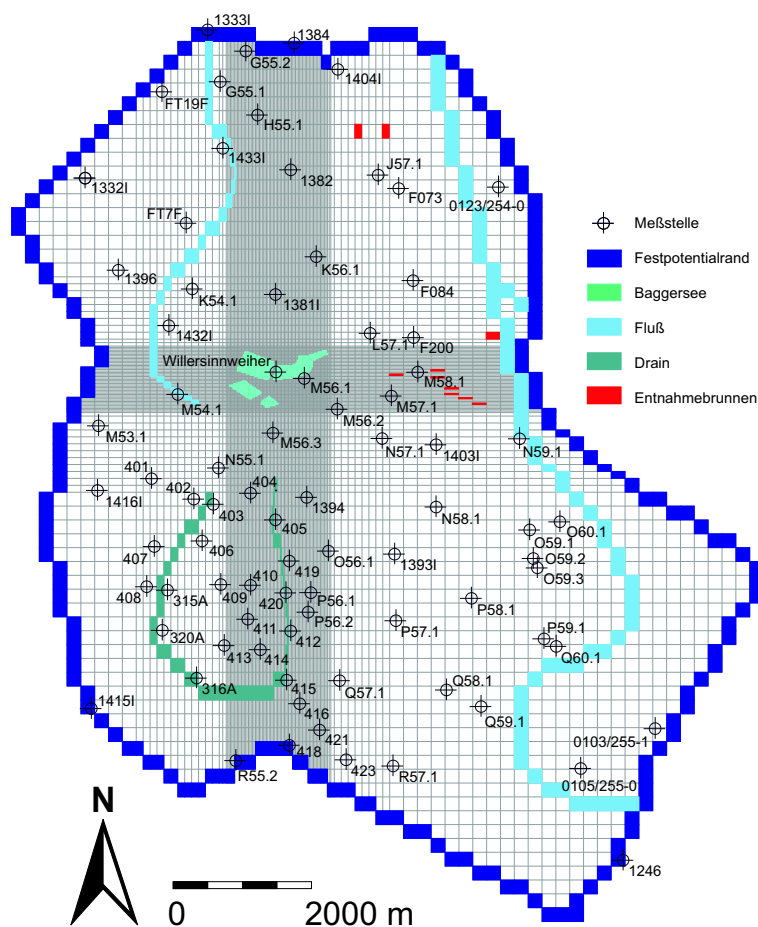


Abbildung B.1.: Lage der Grundwassermessstellen im Oberen Grundwasserleiter und Modellgitter

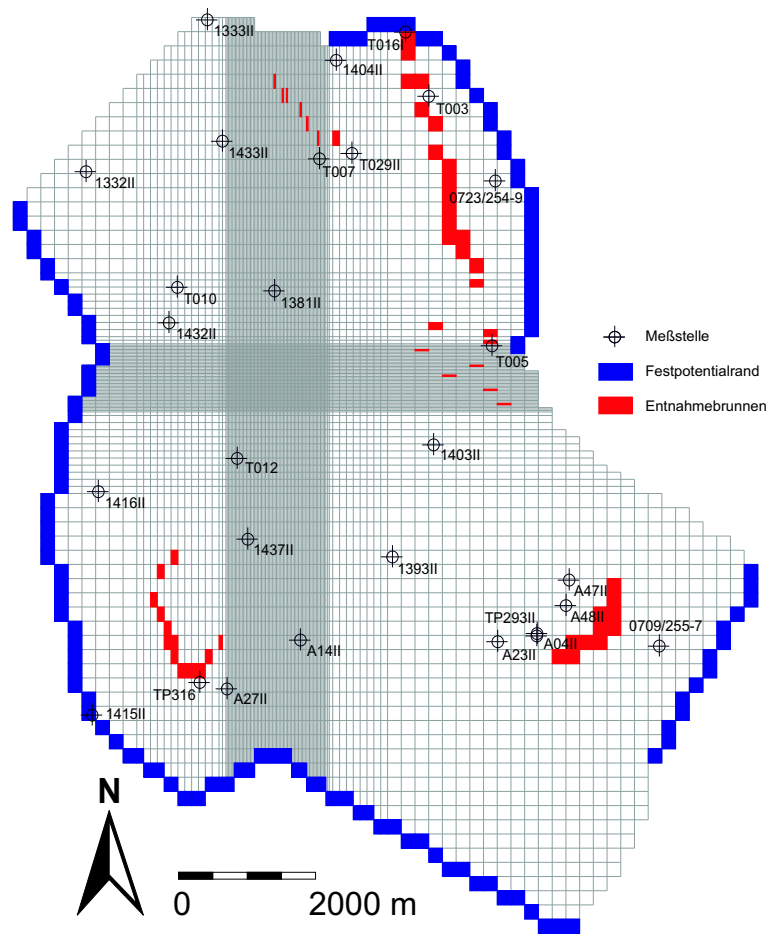


Abbildung B.2.: Lage der Grundwassermessstellen im Mittleren Grundwasserleiter und Modellgitter

C. Karten der Modelldaten

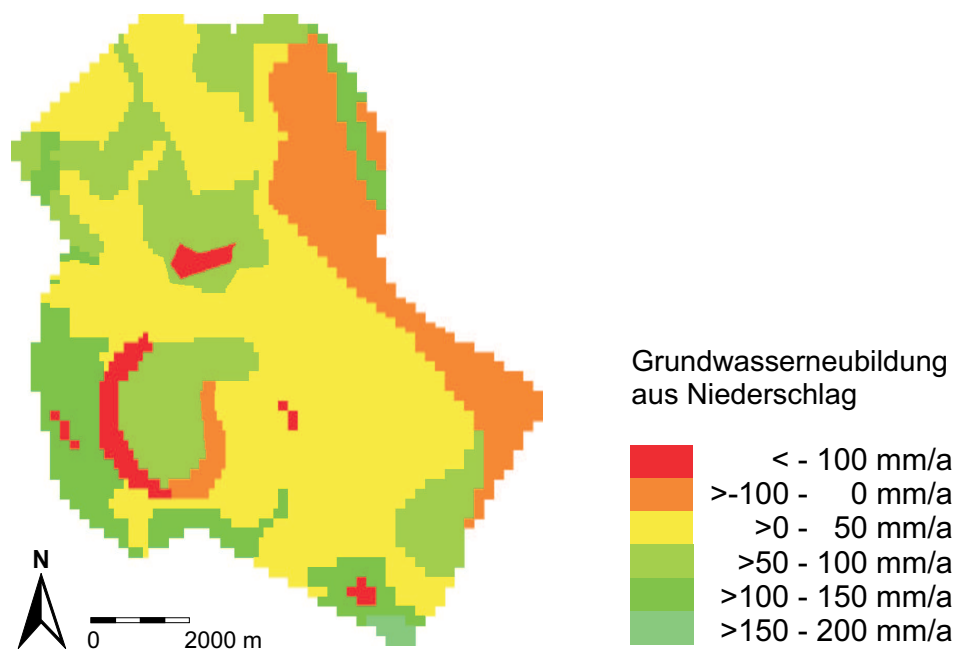


Abbildung C.1.: Grundwasserneubildung aus Niederschlag, konstruiert nach HGK99

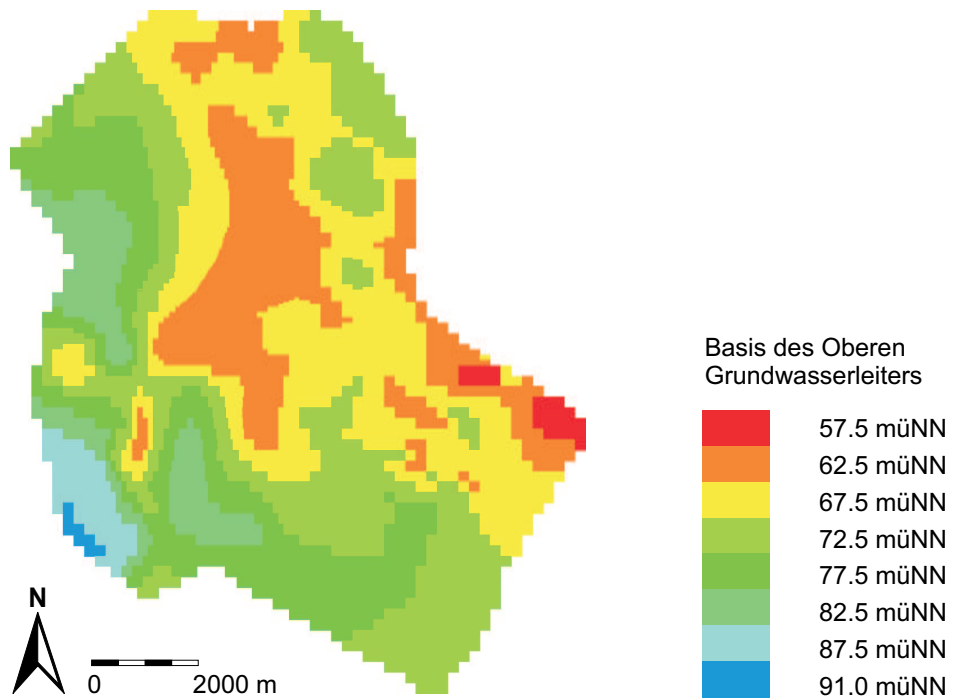


Abbildung C.2.: Basis des Oberen Grundwasserleiters, konstruiert nach HGK99

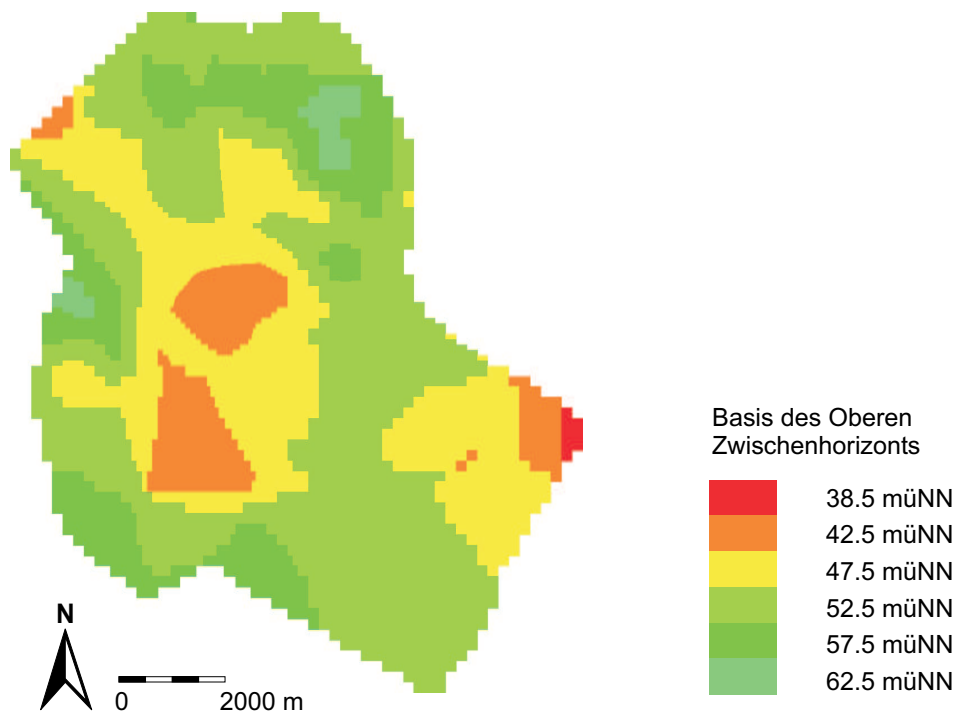


Abbildung C.3.: Basis des Oberen Zwischenhorizontes, konstruiert nach HGK99

C. Karten der Modelldaten

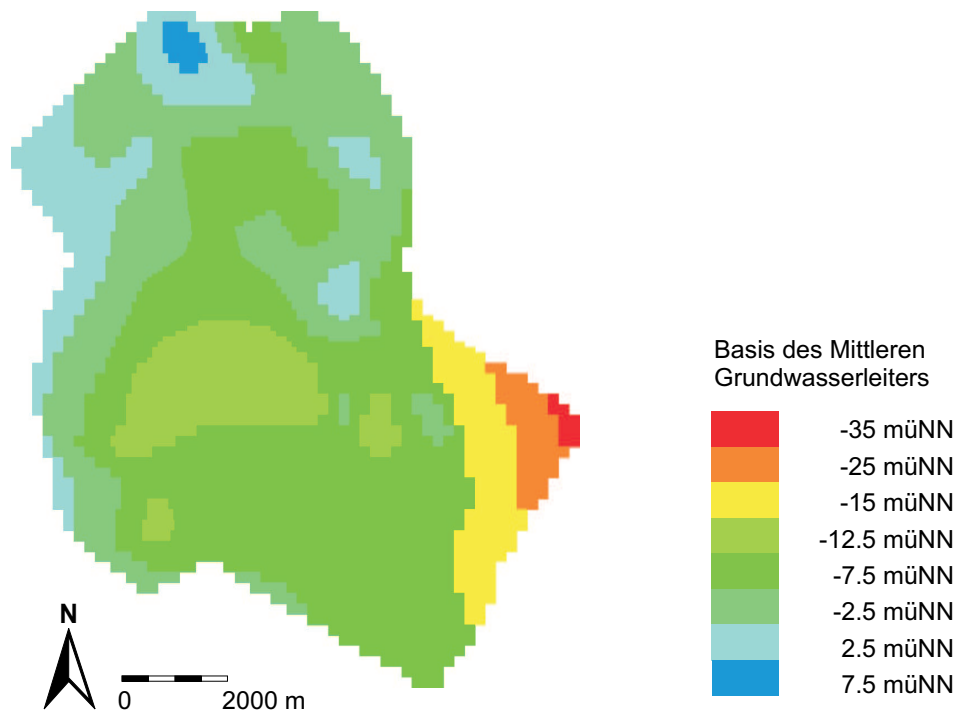


Abbildung C.4.: Oberfläche des Unteren Zwischenhorizontes (Basis des Mittleren Grundwasserleiters), konstruiert nach HGK99

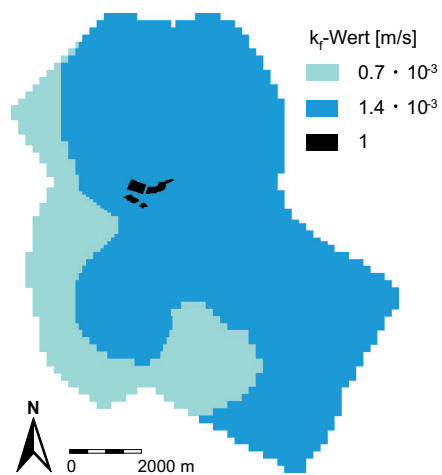


Abbildung C.5.: k_f -Werte Modellschicht 1, Oberer Grundwasserleiter oben, konstruiert nach HGK99

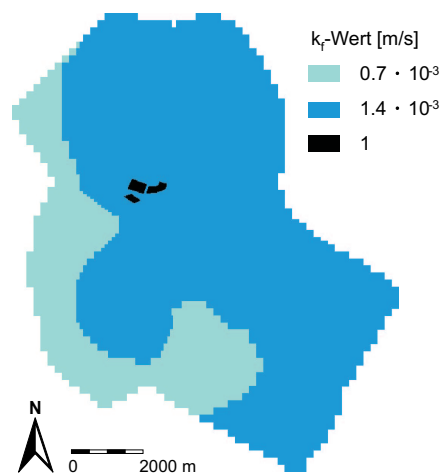


Abbildung C.6.: k_f -Werte Modellschicht 2, Oberer Grundwasserleiter unten, konstruiert nach HGK99

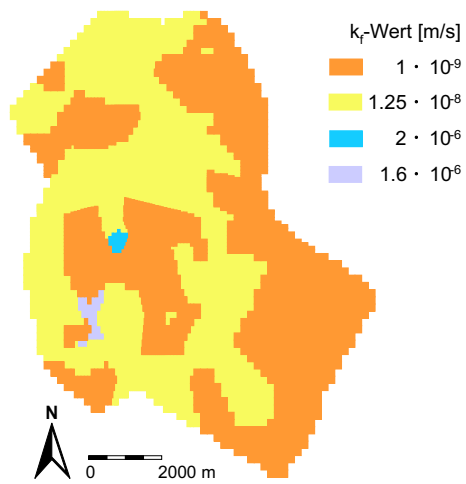


Abbildung C.7.: k_f -Werte Modellschicht 3, Oberer Zwischenhorizont, konstruiert nach HGK99

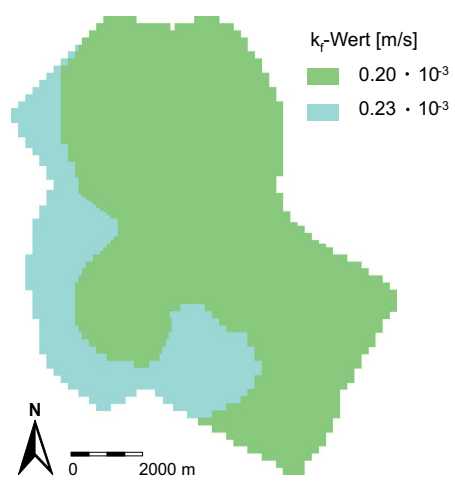


Abbildung C.8.: k_f -Werte Modellschicht 4, Mittlerer Grundwasserleiter, konstruiert nach HGK99

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen herzlich danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Kurt Roth hat mich herzlich in seine Bodenphysik-Gruppe aufgenommen. Er verfolgte mit großem Interesse den Fortschritt der Arbeit und trug selbst mit einer Reihe interessanter Ideen zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Margot Isenbeck-Schröter übernahm das Koreferat und den geochemischen Beistand dieser Arbeit.

Wolfgang Schäfer hat mich geduldig bei meinen ersten Modellversuchen unterstützt und mir immer wieder bei größeren und kleineren Problemen zur Seite gestanden.

Christel Facklam übernahm verantwortungsvoll die Messung der Deuterium- und ^{18}O -Proben.

Der *Stadtentwicklung Ludwigshafen*, den *Technischen Werken Ludwigshafen*, der *Struktur- und Genehmigungsdirektion Süd*, *Regionalstelle Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft und Bodenschutz, Neustadt*, den *Stadtwerken Frankenthal*, der *BASF Ludwigshafen*, der *Landesanstalt für Umweltschutz - Baden-Württemberg, Karlsruhe* sowie dem *Wasser- und Schiffsamt Mannheim* danke ich für die Bereitstellung der Wasserstandsdaten und Entnahmemengen. Der *Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz* und dem *Institut für Hydrologie der GSF, Neuherberg* danke ich für die Bereitstellung der Deuterium- und ^{18}O -Daten der Stationen Karlsruhe und Koblenz in der GNIP-Datenbank.

Den Damen und Herren Mitarbeitern der verschiedenen Ämter, Firmen und Wasserversorgungsunternehmen *Barchet, Blankenhorn, Botens, Braams, Brusckke, Dingler, Horalek, Juchemich, Kärcher, Niklas, Ritthaler, Walzer und Woll* danke ich für ihre geduldige Informationsbereitschaft und das Zusammenstellen der Wasserstandsdaten.

Christoph von Rohden und Andreas Kreuzer haben als ständige Begleiter bei der Probenahme ihre Qualitäten als Kapitän und Handwerker zu Beweis gestellt.

Andreas Bummel, Angela Ullrich und Dominik Keicher begleiteten mich als Hiwis auf manche Willersinn-Tour. Andi und Dominik bauten den perfektesten Wassertrochthalter der Umweltphysik.

Die Mitarbeiter des Labors für Geomorphologie, allen voran *Gerd Schukraft*, stellten uns immer wieder vertrauensvoll ihr Schlauchboot zur Verfügung.

Stephan Laukenmann und Johannes Schmid danke ich für die vorbildliche Zusammenarbeit im Projekt „Willersinnweiher“.

Meine Büronachbarn *Sibylle Reuter* und *Hartwig Schröder* leisteten mir stets fröhliche Gesellschaft, und Sibylle bewahrte mich mit ihrem Muffin-Vorrat vor dem Verhungern.

Ja, und die Arbeitsgruppe: *Angelika Gassama, Olaf Ippisch, Roy Kasteel, Hans-Jörg Vogel, Hans Graf, Volker Schulz, Andreas Bayer, Michael Stöhr, Benedikt Oswald, Zhuhua Cheng, Amogne Gelaye, Julia Boike* - es war eine super Zeit, bei der auch der Spaß nie zu kurz kam.

Meinen Eltern möchte ich danken, da sie stets den Verlauf meiner Arbeit verfolgt und mich immer wieder motiviert haben.

Und natürlich *Hävel!* Ihm gilt mein herzlicher Dank für die schöne Zeit, sein stets offenes Ohr und die Hilfe bei der Lösung so mancher Computerprobleme.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorgelegte Dissertation selbst verfasst und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Heidelberg, den