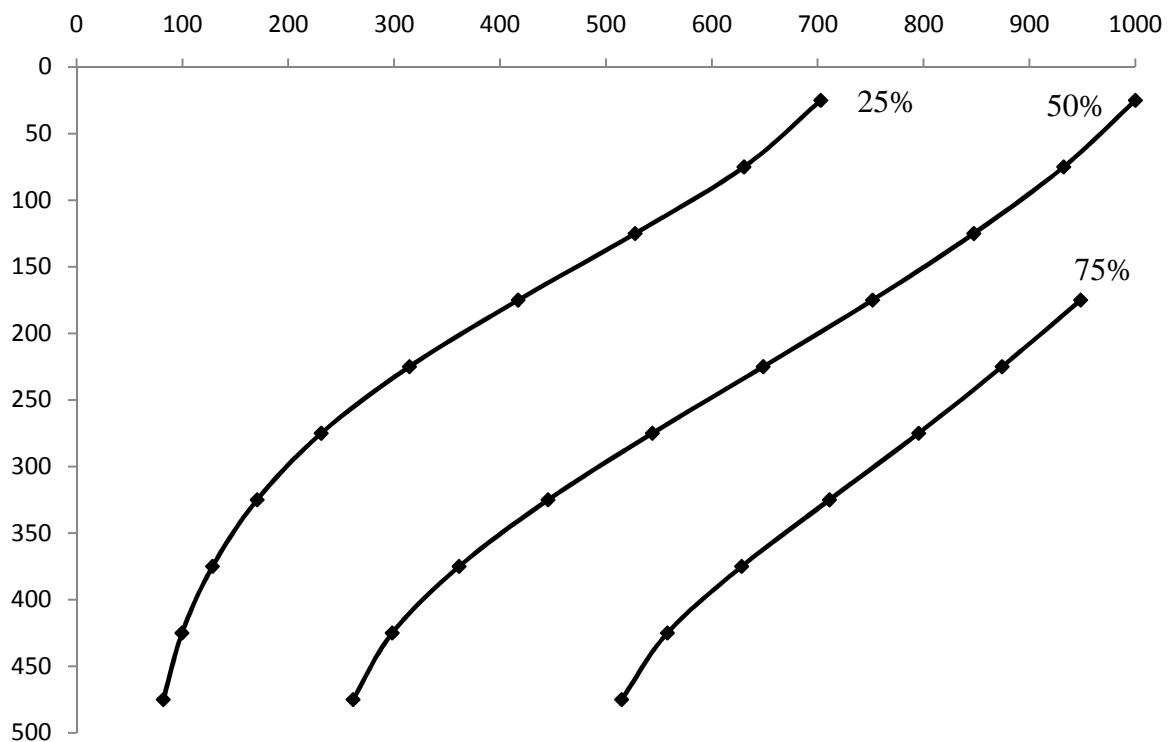


Marcus Breil

Einfluss des Meeresspiegelanstieges auf die Grundwasserbewegung in Küstenregionen



Masterarbeit unter Leitung von Dr. C. Külls

Freiburg i. Br., Oktober 2010

Institut für Hydrologie
der Albert – Ludwigs Universität Freiburg im Breisgau

Marcus Breil

Einfluss des Meeresspiegelanstieges auf die Grundwasserbewegung in Küstenregionen

Referent: Dr. C. Külls

Koreferent: Prof. Dr. M. Weiler

Masterarbeit unter Leitung von Dr. C. Külls

Freiburg i. Br., Oktober 2010

Danksagung

Bedanken möchte ich mich an erster Stelle bei Herrn Dr. Christoph Külls für die Vergabe des Themas dieser Masterarbeit, die intensive Betreuung und die vielen wertvollen Anmerkungen während der Arbeit.

Im Besonderen möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mir diese Ausbildung ermöglicht haben und mir immer helfend zur Seite gestanden sind.

Einen großen Dank möchte ich Nadja, Alex und Frank aussprechen, die trotz ihrer knappen Freizeit die Arbeit Korrektur gelesen und mir damit sehr weitergeholfen haben.

Bedanken möchte ich mich auch bei Simon, Frank und Nico, die sich die Probleme die ich während der Arbeit hatte immer geduldig angehört haben und die immer ein aufmunterndes Wort fanden.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis.....	III
Formelverzeichnis	VI
Kurzfassung.....	VII
Abstract	VIII
1. Einleitung.....	1
1.1. Problemstellung und Zielsetzung	1
1.2. Stand der Forschung.....	3
1.2.1. Allgemeine Situation	3
1.2.2. Nähere Betrachtung	6
1.2.3. Dynamik des Salzwasserinterfaces.....	6
1.2.4. Historische Entwicklung der Modelle	7
2. Numerische Modellierung	10
2.1. Das SEAWAT 2000 – Modell	10
2.2. Simulationsablauf.....	11
2.3. Koppelung von MODFLOW und MT3DMS.....	13
2.4. Konzept des äquivalenten Wasserstandes	14
3. Methodik	17
3.1. Vorgehensweise	17
3.2. Benchmark – Problem	18
3.2.1. Das klassische Henry – Problem	19
3.2.2. Das modifizierte Henry – Problem.....	20
3.2.3. Modellierung und Validierung des Benchmark – Problems	21
3.3. Sensitivitätsanalyse	24
3.4. Modellaquifere	29
3.4.1. Erstellung des Modellaquifers	29
3.4.2. Aquifertypen	30
3.4.3. Meeresspiegelszenarien	33
3.5. Modellierung der Szenarien mit SEAWAT	35
4. Ergebnisse	38
4.1. Stationäre Modellierungen	38
4.1.1. Aquifertyp 2.....	39
4.1.2. Vergleich der Salzkonzentrationen der einzelnen stationären Zustände	40

4.1.3.	Vergleich der Wasserdrücke der einzelnen stationären Zustände	45
4.2.	Instationäre Modellierungen.....	47
4.2.1.	Aquifertyp 1	48
4.2.2.	Aquifertyp 2.....	50
4.2.3.	Aquifertyp 3.....	52
4.2.4.	Aquifertyp 4.....	54
4.2.5.	Aquifertyp 5.....	55
4.2.6.	Aquifertyp 6.....	57
4.2.7.	Aquifertyp 7.....	58
4.2.8.	Aquifertyp 8.....	60
5.	Diskussion.....	62
5.1.	Stationäre Modellierungen	62
5.2.	Instationäre Modellierungen.....	68
5.2.1.	Interpretation der berechneten Salzkonzentrationen	68
5.2.2.	Interpretation der berechneten äquivalenten Wasserstände.....	74
5.3.	Diskussion der verwendeten Methoden	75
6.	Schlussfolgerungen	78
6.1.	Bedeutung der Ergebnisse	78
6.2.	Fazit.....	80
	Literaturverzeichnis.....	81
	Anhang	85
	Abkürzungsverzeichnis	85
	Eidesstattliche Erklärung.....	86

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1:	schematische Darstellung der Grundwasserdynamik in Küstenregionen nach Hubbert (1940) (Aus Mull & Holländer 2002)	4
Abb. 2.1:	Konzept des äquivalenten Wasserstandes (Aus Mull, R. & Holländer, H. 2002)	15
Abb. 3.1:	50% - Isohaline im Modellaquifer des Henry – Problems und der SEAWAT – Modellierung	22
Abb. 3.2:	Darstellung der Summe der quadrierten Abweichungen für die verschiedenen Parameterwerte der Sensitivitätsanalyse	25
Abb. 4.1:	Gleichgewichtszustand der Salzkonzentrationen des Aquifertyps 2	39
Abb. 4.2:	Vergleich der relativen Salzkonzentrationen der Aquifertypen 1 – 5, anhand ihrer 75% – Isohaline	41
Abb. 4.3:	97%, 98% und 99% Isohalinen in Aquifertyp 7	43
Abb. 4.4:	90%, 91% und 92% Isohalinen in Aquifertyp 8	44
Abb. 4.5:	80% -, 85% - und 90% - Isohalinen in Aquifertyp 1, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	48
Abb. 4.6:	25% -, 50% - und 75% - Isohalinen in Aquifertyp 2, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	50
Abb. 4.7:	50% - und 75% - Isohalinen in Aquifertyp 3, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	52
Abb. 4.8:	25% - und 50% - Isohalinen in Aquifertyp 4, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	54
Abb. 4.9:	25% -, 50% - und 75% - Isohalinen in Aquifertyp 5, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	56
Abb. 4.10:	97% -, 98% - und 99% - Isohalinen in Aquifertyp 7, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	59
Abb. 4.11:	90% -, 91% - und 92% - Isohalinen in Aquifertyp 8, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien	60

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1:	Statistische Auswertung der SEAWAT – Modellierungen des Henry – Problems	24
Tab. 3.2:	Prozentuale Abweichungen der simulierten Salzkonzentrationen von denen des Henry – Problems, an den einzelnen Observationspunkten.	27
Tab. 3.3:	verwendete Klimaszenarien im IPCC – Bericht 2007 und die errechneten Meeresspiegelanstiege	34
Tab. 3.4:	ausgewählte Simulationsszenarien und deren Systemparameter	35
Tab. 4.1:	Berechnete äquivalente Wasserstände des Aquifertyp 2 zum Gleichgewichtszustand in [mWS]	40
Tab. 4.2:	Berechnete äquivalente Wasserstände aller Aquifertypen für die Gleichgewichtszustände in [mWS]	46
Tab. 4.3:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 1 in [m], durch die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	49
Tab. 4.4:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 1 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	49
Tab. 4.5:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 2 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	51
Tab. 4.6:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 2 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	51
Tab. 4.7:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 3 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	53
Tab. 4.8:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 3 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	53
Tab. 4.9:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 4 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	55
Tab. 4.10:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 4 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	55
Tab. 4.11:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 5 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	56

Tab. 4.12:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 5 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	57
Tab. 4.13:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 6 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	58
Tab. 4.14:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 7 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	58
Tab. 4.15:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 7 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	60
Tab. 4.16:	Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 8 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien	61
Tab. 4.17:	Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 8 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien	61

Formelverzeichnis

Formel 1:	Darcy – Gleichung	4
Formel 2:	GHYBEN – HERZBERG – Beziehung	5
Formel 3:	Bestimmung der Salzwasserinterfacetiefe	5
Formel 4:	Stabilitätskriterium für Transportmodellierungen nach ZHENG & WANG (1998)	12
Formel 5:	Berechnung der Dichte aus der Salzkonzentration	12
Formel 6:	Wasserbilanz bei einer Volumenerhaltung	13
Formel 7:	Wasserbilanz bei einer Massenerhaltung	14
Formel 8:	Berechnung unterschiedlicher hydrostatischer Drücke hervorgerufen durch unterschiedliche Flüssigkeitsdichten	15
Formel 9:	Berechnung des äquivalenten Wasserstandes	15

Kurzfassung

Durch starke Grundwasserentnahmen kommt es in einigen Küstenaquiferen der Erde immer wieder zu Absenkungen des Grundwasserspiegels. Diese haben eine Verschiebung des Salzwasserinterfaces in die Aquifere hinein zur Folge, wodurch diese Grundwasserressourcen nur noch eingeschränkt für die Wasserversorgung verwendet werden können. Deshalb ist in diesen Gebieten ein kluges Grundwassermanagement unabdingbar. Für ein solches ist es wiederum wichtig zu wissen, wie sich die Küstenaquifere in Zukunft entwickeln werden. Von besonderem Interesse ist dabei die Frage nach den Auswirkungen des klimabedingten Meeresspiegelanstieges auf diese Grundwassersysteme. In der vorliegenden Arbeit wurde deshalb untersucht, ob es gewisse Aquifertypen gibt, wie beispielsweise Poren – oder Kluftaquifere, die verstärkt auf den Meeresspiegelanstieg reagieren. Dafür wurden mit der numerischen Grundwassermodellierungssoftware SEAWAT, dichteabhängige Grundwasserflüsse an einem Modellaquifer simuliert. Die Güte des Modells wurde dabei an einem, von HENRY (1964) erstellten und von SIMPSON & CLEMENT (2004) weiterentwickelten Benchmark – Problem, getestet. Dem Modellaquifer wurden dann unterschiedliche Systemparameter (K_f – Werte, Porositäten und Grundwasserneubildungen) zugewiesen, sodass er verschiedene Aquifertypen repräsentieren konnte. Dadurch wurden acht unterschiedliche Grundwasserleiter erstellt, für die in den Modellrechnungen verschieden hohe Meeresspiegelanstiege simuliert wurden. Dabei zeigte sich, dass sich in den acht Grundwasserleitern sehr unterschiedliche Gleichgewichtszustände einstellen. Je nach Eigenschaften der Systemparameter ist das Salzwasserinterface unterschiedlich stark ausgeprägt. Wie stark nun allerdings diese acht Aquifere auf den Meeresspiegel reagieren, wird dabei von den Systemparametern kaum beeinflusst. Denn die Reaktionen der Grundwasserleiter auf einen Meeresanstieg sind alle sehr schwach und in ihrer Form sehr ähnlich. Da nun wiederum die Systemparameter für unterschiedliche Aquifertypen stehen, gibt es demzufolge auch keine Grundwasserleiter, die stärker auf den Meeresspiegelanstieg reagieren als andere. Die Grundwasserressourcen einzelner Aquifertypen sind daher auch nicht stärker bedroht. Die Ergebnisse der Modellierungen weisen jedoch darauf hin, dass es andere Faktoren gibt, welche die Reaktionen der Systeme stärker beeinflussen. Vor allem die Aquifermächtigkeit zeigte sich als ein wichtiger Parameter, der das Verhalten von Grundwassersystemen bei einem Meeresspiegelanstieg steuert.

Schlüsselwörter: Grundwassermodellierung, Meeresspiegelanstieg, Aquifertypen, Salzwasserinterface, SEAWAT

Abstract

Due to high pumping rates a lowering of the groundwater level occurs in many coastal aquifers of the world. Therefore the saltwater interface moves strongly into the aquifers with the consequence that groundwater resources are less available for water supply. That`s the reason why a professional groundwater management is needed which depends on a good knowledge of the future behavior of the coastal aquifers. Especially the impact of a sea level rise on groundwater systems has to be investigated. Therefore the effects of a sea level rise on different coastal aquifer types were analyzed in this master thesis. Because of that density – driven groundwater flow was modeled with the numerical program SEAWAT on an exemplary aquifer. The model was tested on a Benchmark – Problem, created by HENRY (1964) and modified by SIMPSON & CLEMENT (2004). The exemplary aquifer represents thereby different aquifer types by having different parameters like permeability, porosity and groundwater recharge. Therefore eight different aquifers were built on which the impact of sea level rise was modeled. The results show that the different parameters lead to different equilibriums in the aquifers which mean that the saltwater interface is developed in eight different ways. But the parameters don`t really affect the reactions of the aquifers to the sea level rise. These reactions are in all aquifers very weak and very similar. Therefore no special aquifer types, which are especially affected by the sea level rise, could be identified. Because of that there is no higher potential risk for any coastal aquifer type. But the results of the model suggest that there are other factors which control the behavior of the groundwater systems. Especially the depth of the aquifers seems to have an impact on the aquifers reactions on a sea level rise.

Keywords: groundwater modeling, sea level rise, aquifer type, saltwater interface, SEAWAT

1. Einleitung

1.1. Problemstellung und Zielsetzung

Die Berechnungen der heutigen Klimamodelle sagen, mit einer hohen Wahrscheinlichkeit drastische Veränderungen des Weltklimas im nächsten Jahrhundert voraus. So ist im Allgemeinen davon auszugehen, dass die mittlere globale Jahrestemperatur, je nach Klimaszenario, zwischen 1,1°C und 6,4°C ansteigen wird (IPCC 2007). Aufgrund dieser erhöhten Lufttemperaturen wird es zu einem verstärkten Abschmelzen der Inlandsvergletscherung und zu einer thermischen Ausdehnung des Meerwassers kommen, was einen Meeresspiegelanstieg von 0,18 m bis 0,59 m innerhalb des gleichen Zeitraums, zur Folge haben wird (IPCC 2007). Durch diesen Meeresspiegelanstieg werden viele Küstenregionen der Erde stark bedroht. Zahlreiche flache Inseln, die nur knapp über dem Meeresspiegel liegen, werden verschwinden und die Küstenlandschaften der Festländer werden durch höhere Sturmfluten deutlichen Veränderungen unterliegen (IPCC 2007). Besonders kritisch ist diese Entwicklung, da Küstengebiete die mit am dichtesten besiedelten Regionen der Erde sind (POST 2005). Durch den Meeresspiegelanstieg wird demnach der Lebensraum von Millionen von Menschen gefährdet.

Diese Problematik wurde in der wissenschaftlichen Welt in den letzten Jahren sehr intensiv erforscht und fand deshalb auch Eingang in die öffentliche Diskussion. Die Frage nach den Auswirkungen des Meeresspiegelanstieges auf das Grundwassersystem in Küstenregionen wird in dieser Diskussion jedoch meist vernachlässigt. Dabei hat diese Fragestellung eine durchaus akute Relevanz, denn die Wasserversorgung dieser dicht besiedelten Küstenregionen ist in hohem Maße von den küstennahen Aquifere abhängig (RANJAN ET AL. 2006). Allerdings treten in diesen Systemen immer wieder Probleme auf. Durch die hohe Süßwassernachfrage in diesen Gebieten treten oftmals Grundwasserabsenkungen auf, die dazu führen, dass Salzwasser vom Meer in die Aquifere vordringen kann (RAO & SREENIVASULU 2004). Die dadurch entstehende Versalzungsproblematik, hat zur Folge, dass diese Grundwasserressourcen dann nur noch eingeschränkt für die Wasserversorgung genutzt werden können (BOBBA 2002). Gerade vor dem Hintergrund der bereits bestehenden Bedrohung dieser Systeme ist ein besseres Prozessverständnis für ein kluges, zukunftsweisendes Management dieser Ressourcen unabdingbar (POST 2005). Nur wenn verstanden wird, wie das System auf den Klimawandel und im speziellen auf den

Meeresspiegelanstieg reagiert, kann die Wasserversorgung der Küsten sinnvoll geplant werden.

OUDE ESSINK (2001) untersuchte deshalb anhand eines dreidimensionalen Grundwassermodells, die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf ein Grundwassersystem im Norden der Niederlande. Dabei konnte er zeigen, dass sich bei einem Meeresspiegelanstieg von 0,5 m im nächsten Jahrhundert, die Versalzungsproblematik für dieses Gebiet nochmals signifikant verschlimmert. Zu ähnlichen Erkenntnissen kam BOBBA (2002) bei seinen Untersuchungen im Godavari Delta in Indien. Er konnte anhand von Simulationen mit der Grundwassermodellierungssoftware SUTRA aufzeigen, dass die Salzwasserintrusion durch den zu erwartenden Meeresspiegelanstieg in den nächsten Jahrzehnten drastisch fortschreiten wird, wenn das Grundwasser weiterhin so stark genutzt wird. Vergleichbare Ergebnisse konnte MASTERSON (2004), bei Grundwassermodellierungen auf der Insel Cape Cod in Massachusetts erzielen.

Im Idealfall kann das Management von Grundwasserressourcen in Küstengebieten auf solch genau dokumentierte Arbeiten zurückgreifen. Aber im Normalfall sind derart detaillierte Untersuchungen aus Kosten- und Zeitgründen nicht überall realisierbar. Deshalb wäre es für die Planung der Wasserversorgung in Küstenregionen von großem Vorteil, wenn es die Möglichkeit gäbe, einfach und schnell allgemeine Aussagen darüber treffen zu können, wie verschiedene Grundwassersysteme auf den Meeresspiegelanstieg reagieren. Gibt es Aquifertypen, deren Grundwassernutzung durch den Meeresanstieg stärker gefährdet ist als die anderer? Wenn ja, wie stark verschiebt sich dort das Salzwasserinterface und in welchem Ausmaß steigt die Versalzung an? Oder lassen sich vielleicht keine aquiferspezifischen Reaktionen ableiten? Durch die Beantwortung solcher Fragen könnten dann gefährdete Gebiete ausgewiesen und die Risiken quantifiziert werden. Die Arbeiten von OUDE ESSINK (2001), BOBBA (2002) und MASTERSON (2004) können dafür jedoch nicht herangezogen werden, da ihre Ergebnisse sich jeweils nur auf das explizite Untersuchungsgebiet beziehen. So wird zum Beispiel die Grundwasserdynamik in der Arbeit von OUDE ESSINK (2001) noch sehr stark von den Folgen der Landgewinnung in den Niederlanden beeinflusst. Die einzelnen Untersuchungen stellen daher Sondersituationen dar, die sich nur schlecht miteinander vergleichen lassen. Darüber hinaus, unterscheidet sich jeder dieser Küstenaquifere in seiner Speicherkapazität und seiner hydraulischen Leitfähigkeit vom anderen und weist deshalb eigene hydraulische Eigenschaften auf. Auch die Neubildungsraten, die in hohem Maße die

Grundwasserdynamik beeinflussen und vom Klimawandel abhängig sind, variieren stark zwischen einzelnen Regionen (DRAGONI & SUKHIJA 2008).

Aus diesem Grund ist es Ziel der vorliegenden Arbeit einen Ansatz zu entwickeln, anhand dessen die Auswirkungen des Meeresspiegelanstieges auf unterschiedliche Aquifertypen, wie Poren- oder Kluftaquifere, näher untersucht werden können. Dafür werden zunächst charakteristische Modellaquifere erstellt, die durch ihre hydraulischen Eigenschaften diese Aquifertypen repräsentieren sollen. Des Weiteren wird jeder dieser Modellaquifere mit zwei unterschiedlichen Neubildungsraten versehen. Mit dem numerischen Grundwassermodellierungsprogramm SEAWAT werden dann für die Modellaquifere verschiedene Meeresspiegelanstiegsszenarien berechnet. Anhand der Ergebnisse dieser Modellierungen können dann Aussagen darüber getroffen werden, ob und wie der Meeresspiegelanstieg die Grundwasserressourcen der unterschiedlichen Aquifertypen beeinflusst. Das Gefährdungspotential der einzelnen Aquifertypen kann damit quantifiziert werden, wodurch dann auf bedrohte Küstenregionen und auf Risiken für die dortige zukünftige Wasserversorgung hingewiesen werden kann.

1.2. Stand der Forschung

1.2.1. Allgemeine Situation

Grundwasser beinhaltet immer gelöste Stoffe, wie z.B. Salze. In der Regel liegen diese jedoch in sehr geringer Konzentration vor, sodass die Inhaltstoffe die Eigenschaften des Wassers nicht bedeutend verändern. Wenn die Konzentrationen allerdings sehr hoch liegen, wie beispielsweise bei Salzwasser, verändert die Masse dieser Salze die Dichte und die Viskosität der Lösung Wasser (HOLZBECHER 1996). Dadurch verändern sich natürlich auch die dynamischen Eigenschaften des Grundwassers. Süßes Grundwasser verhält sich demnach dynamisch anders als sehr salziges Grundwasser. Dieses unterschiedliche Verhalten ist besonders dort von Bedeutung, wo beide Flüssigkeiten aufeinander treffen, wie z.B. an Küsten (GUO & LANGEVIN 2002). Dort kommt das süße Grundwasser vom Landesinneren mit Meerwasser in Kontakt, wodurch eine ganz spezielle Grundwasserdynamik entsteht.

Abb. 1.1 stellt diese Grundwasserdynamik in Küstenregionen schematisch dar. Sie zeigt dabei einen ungespannten Aquifer, der vom Land bis hin zur Küste reicht. Über dem Land

unterliegt dieser einer natürlichen Neubildung, sodass er dort mit Süßwasser befüllt wird. Direkt an der Küste beinhaltet der Grundwasserleiter jedoch Salzwasser, das durch Versickerung von Meerwasser in den Aquifer gelangt.

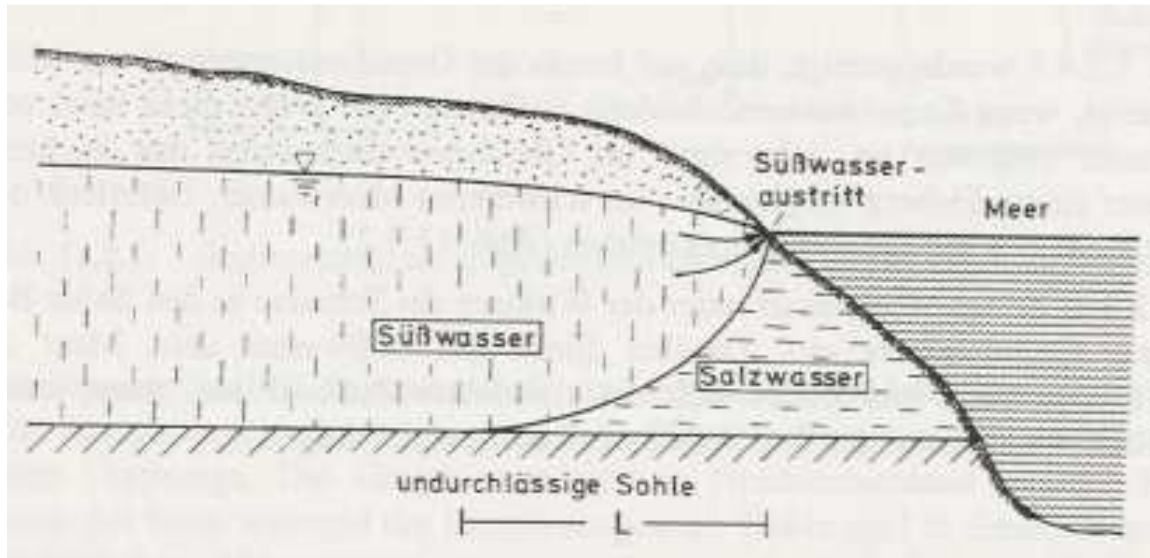


Abb. 1.1: schematische Darstellung der Grundwasserdynamik in Küstenregionen nach HUBBERT (1940) (Aus MULL & HOLLÄNDER 2002)

Das Grundwasser fließt nun gemäß des natürlichen Potentialgefälles vom Landesinneren zur Küste hin. Diese Bewegung lässt sich nach dem Darcy – Gesetz anhand folgender Formel beschreiben,

$$Q = K_f * A * I \quad (1)$$

wobei Q der Durchfluss in $[m^3/s]$, K_f der Durchlässigkeitsbeiwert in $[1/m]$, A die durchströmte Fläche in $[m^2]$ und I der Potentialgradient zwischen zwei Punkten ist.

Das süße Grundwasser gleitet nun während seiner Bewegung hin zur Küste aufgrund seiner geringeren Dichte gegenüber dem Salzwasser, auf diesem auf und tritt dann im oberen Teil des Aquifers ins Meer aus (BOBBA 2002). Dabei bildet sich ein Gleichgewichtszustand zwischen dem frischen Grundwasser und dem salzigen Meerwasser (MULL & HOLLÄNDER 2002), wobei der Übergangsbereich zwischen beiden Flüssigkeiten durch ein so genanntes Süß – / Salzwasser – Interface markiert wird (MATTHEB & UBELL 2003).

Dieser Gleichgewichtszustand kann am einfachsten unter hydrostatischen Bedingungen beschrieben werden. Die Lage des Süß – / Salzwasser – Interface ist dabei von dem

Dichteverhältnis der beiden Flüssigkeiten zueinander abhängig (MULL & HOLLÄNDER 2002). Eine Salzwassersäule im Meer erzeugt wegen ihrer höheren Dichte einen größeren hydrostatischen Druck als eine gleich hohe Süßwassersäule im Grundwasserleiter. Aufgrund dieses erhöhten Drucks kommt es zu einer dichteinduzierten Ausgleichsströmung von Salzwasser hin zum Süßwasser. Da das Salzwasser dichter ist als das Süßwasser, vollzieht sich diese Bewegung am Grund des Aquifers (BEAR 1979). Dadurch erhöht sich wiederum auf der Landseite die Wassersäule, was dazu führt, dass der defizitäre hydrostatische Druck dort ausgeglichen wird und eine hydrostatische Gleichgewichtssituation entsteht. Je höher nun die Salzkonzentration des Salzwassers ist, also je dichter es gegenüber dem Süßwasser ist, desto weiter muss es in den Grundwasserleiter vordringen um den hydrostatischen Druck auszugleichen, was ein flaches Interface zur Folge hat (YECHIELI ET AL. 2001). Ist der Dichteunterschied wiederum geringer, dringt das Meerwasser nicht soweit in den Aquifer ein und es bildet sich ein steiles Interface aus.

Dieses einfache hydrostatische System wurde so erstmals von GHYBEN (1888) und HERZBERG (1901), beschrieben. Durch deren Arbeiten konnte zum ersten Mal die Lage des Interfaces mathematisch bestimmt werden. Anhand der sogenannten GHYBEN – HERZBERG – Beziehung gelang es ihnen die Tiefe des Interfaces an einem beliebigen Punkt, in Abhängigkeit vom dortigen Grundwasserstand über dem Meer, zu bestimmen.

$$h_{fu} = \frac{\rho_f}{\rho_{sa} - \rho_f} * \Delta h \quad (2)$$

h_{fu} [m] ist dabei die Länge der Süßwassersäule unter dem Meeresspiegel und damit die Tiefe des Interfaces. ρ_f [kg/m³] ist die Dichte des Süßwassers, ρ_{sa} [kg/m³] die Dichte des Salzwassers. Δh [m] ist die Standrohrspiegelhöhe über dem Meeresspiegel.

In einer ersten Annäherung kann davon ausgegangen werden, dass Süßwasser eine Dichte von 1000 kg/m³ und Salzwasser eine Dichte von 1025 kg/m³ hat. Für dieses Dichteverhältnis lässt sich nun aus Formel (2) eine Beziehung zwischen dem Grundwasserstand über dem Meer und der Tiefe des Süß – / Salzwasser – Interfaces ableiten:

$$h_{fu} = 40 * \Delta h \quad (3)$$

Die Tiefe des Interfaces an einer Stelle des Aquifers, ist demnach 40-mal so groß wie die Standrohrspiegelhöhe über dem Meer.

1.2.2. Nähere Betrachtung

Der analytische Modellansatz von GHYBEN und HERZBERG geht davon aus, dass das Süßwasser im Aquifer, durch eine scharfe Linie von dem Salzwasser getrennt ist. Ein derartiges Interface kann sich jedoch nur ausbilden, wenn sich beide Flüssigkeiten nicht mischen. In Wirklichkeit kommt es allerdings sehr wohl, durch dispersive und diffusive Prozesse, zu einer solchen Vermischung von Süß- und Salzwasser (FREEZE & CHERRY 1979). Dabei entsteht eine mehr oder weniger breite Mischzone (SHERIF ET AL. 1988), in der die Salzkonzentration immer geringer wird, je weiter man ins Landesinnere vorstößt. Die Ausprägung dieser Mischzone ist dabei von den geologischen Eigenschaften des Aquifers, wie der Speicherkapazität und dem Durchlässigkeitsbeiwert, abhängig (FREEZE & CHERRY 1979).

COOPER (1959) konnte darüber hinaus noch eine gewisse Wasserzirkulation innerhalb der Mischzone nachweisen. Dieses Zirkulationsmuster entsteht dadurch, dass sich in der Übergangszone Salzwasser mit Süßwasser mischt und die Mischung deshalb spezifisch leichter wird als das Salzwasser. Dadurch steigt das verdünnte Salzwasser im Aquifer auf und wird mit der Grundwasserströmung ins Meer ausgetragen. Dem System wird somit Salz entzogen, was an der Sohle des Grundwasserleiters ein Nachströmen von Salzwasser induziert, um diesen Verlust auszugleichen (FRIND 1980). Diese Salzwasserzirkulation bildet demnach ein dynamisches Gleichgewicht aus, welches für die Ausprägung und Charakteristik dieser Mischzone verantwortlich ist.

1.2.3. Dynamik des Salzwasserinterfaces

Die Position des Süß – / Salzwasser – Interface in einem Aquifer ist jedoch nicht konstant. Anthropogene und natürliche Veränderungen können das System aus dem Gleichgewicht bringen, was dann eine Bewegung der Salzwasserfront zur Folge hat (MASTERSON 2004). So können beispielsweise erhöhte Pumpraten dazu führen, dass der Grundwasserspiegel sinkt. Dadurch verringert sich der hydrostatische Druck auf der Landseite des Aquifers, was eine Ausgleichsströmung von salzigem Meerwasser an der Sohle des Grundwasserleiters zur Konsequenz hat. So kann sich dann das Interface weiter ins Landesinnere ausbreiten (DOMENICO & SCHWARTZ 1990).

Derartige Verschiebungen der Übergangszone können aber auch natürliche Ursachen haben. So beobachteten MICHAEL ET AL. (2005) jahreszeitliche Schwankungen des Interfaces in einem Küstenaquifer in Massachusetts, USA. Diese lassen sich auf jahreszeitliche Schwankungen in der Neubildungsrate zurückführen. Zu Zeiten hoher Neubildung steigt der Grundwasserspiegel an, wobei durch die Erhöhung des hydrostatischen Drucks, Meerwasser aus dem Grundwasserleiter verdrängt wird und sich das Interface zum Meer hin verschiebt. Wenn die Neubildungsrate dann durch jahreszeitliche Veränderungen wieder abnimmt, kehrt sich der Prozess wiederum um.

Darüber hinaus kommt es auch innerhalb eines Tages zu Änderungen in der Position des Interfaces. Diese werden durch die schwankenden Meeresspiegel der Gezeiten hervorgerufen. Dabei dringt während der Flut durch den erhöhten Meeresstand am Boden des Aquifers Salzwasser ein, welches jedoch während der Ebbe wieder ausgespült wird (ATAIE-ASHTIANI ET AL. 2001). Da sich diese Schwankungen immer nur über kurze Zeiträume erstrecken, wirken sich die Verschiebungen jedoch nicht weit in den Grundwasserleiter hinein aus (LI ET AL. 2008).

1.2.4. Historische Entwicklung der Modelle

Im Laufe des 20. Jhd. wurde von vielen Forschern versucht, die vereinfachte Modellvorstellung von GHYBEN – HERZBERG weiterzuentwickeln und immer näher an die Realität anzupassen. Deren Ansatz beruht dabei, wie bereits in Kapitel 1.2.1. erwähnt, auf der Annahme, dass hydrostatische Bedingungen im System herrschen. Da jedoch durch Grundwasserneubildung, Verdunstung und dem Abfluss zum Meer Potentialgradienten entstehen, wird stetig ein Fluss induziert, sodass nie von hydrostatischen Bedingungen ausgegangen werden kann (MATTHEB & UBELL 2003). Einen ersten Schritt zur Verbesserung des Modells unternahm deshalb HUBBERT (1940), indem er erstmals von einem stationären Süßwasserausfluss ins Meer, also von hydrodynamischen Bedingungen, ausging. Das Interface bildet sich in einem solchen hydrodynamischen System als eine parabolisch geformte Fläche aus (siehe Abb. 1.1). Aber die wohl wichtigste Arbeit in diesem Zusammenhang lieferte HENRY (1964). Er präsentierte zum ersten Mal ein Modell, das die Auswirkungen der Dispersion auf das Süß – / Salzwasser – Interface in einem gespannten Aquifer mitberücksichtigte. Er betrachtete das Interface demnach nicht mehr als scharfe

Trennlinie zwischen Süß – und Salzwasser, sondern berechnete eine breitere Mischzone. Dadurch konnte er die Grundwassersituation an Küsten deutlich realitätsnäher abbilden. Dafür verwendete er, unter Annahme stationärer Bedingungen, eine semianalytische Lösung in Form einer doppelten Fourier – Galerkin – Serie, wobei die Koeffizienten der Serie numerisch errechnet wurden. Anhand dieser war er dann in der Lage den Ort und die Ausprägung der Übergangszone zu bestimmen.

Ein entscheidender Einschnitt in die dichteabhängige Grundwassermodellierung vollzog sich dann zu Beginn der 1970 – er Jahre. Durch neue Computertechnik war es nun möglich, neben den analytischen auch numerische Modellansätze zu entwickeln. Eines der ersten numerischen Modelle erarbeiteten dabei PINDER & COOPER (1970). Sie modellierten erstmals die Problemstellung von HENRY (1964) anhand der „method of characteristics“ transient nach. Dadurch waren sie im Stande ihr Modell mit dessen semianalytischen Ergebnissen zu vergleichen und dadurch zu verifizieren. Sie verwendeten den Ansatz von HENRY (1964) also als Benchmark – Problem für die Simulation einer Salzwasserfront. Seither dient dieses Modell als Standard Benchmark – Problem für die Verifikation numerischer Modelle einer Salzwasserintrusion. LEE UND CHENG (1974) modellierten erstmals das Henry – Problem, anhand einer finiten Elementen – Methode unter stationären Bedingungen nach. SEGOL ET AL. (1975) gelang es dann eine finite Elementen – Lösung für einen transienten Ansatz des Henry – Problems zu finden. FRIND (1982) und HUYAKORN ET AL. (1987) lieferten ähnliche Lösungsansätze. VOSS (1984) entwickelte dann mit dem SUTRA – Programm ein weiteres finites Elementen – Modell, das in der Lage ist dichtebeeinflusste Grundwasserströmungen zu simulieren. VOSS & SOUZA (1987) wendeten dieses SUTRA - Programm dann auf einen geschichteten Basaltaquifer auf Hawaii mit einer sehr engen Übergangszone an. CROUCHER & O’SULLIVEN (1995) nutzten dann erstmals ein finites Differenzenverfahren mit einer sehr hohen Gitternetzdicke für die dichtebeeinflusste Grundwassermodellierung. Durch dieses enge Netz konnte die numerische Dispersion relativ gering gehalten werden. Aufgrund ihrer dabei erzielten Ergebnisse konnten sie auf Ungenauigkeiten in den Arbeiten der anderen Autoren, wie sie z.B. durch die numerische Dispersion hervorgerufen werden, hinweisen.

Einen weiteren wichtigen Schritt in der dichteabhängigen Grundwassermodellierung stellte dann die Arbeit von GUO & BENNETT (1998) dar. Sie fügten dabei die Strömungsmodellierung von MODFLOW und die Transportmodellierung von MT3D in einem einzelnen Programm zusammen genannt SEAWAT. Anhand dieses Programms konnten nun Salzwasserintrusionen relativ einfach simuliert werden. LANGEVIN & GUO

(1999) und LANGEVIN & GUO (2006) testeten SEAWAT dann an einigen Benchmark – Problemen. Im Rahmen des USGS – Programms zur Untersuchung des submarinen Grundwasserausflusses in die Biscayne Bay (Florida) wurde SEAWAT von LANGEVIN (2001) und (2003) dann verbessert und weiter aktualisiert. Mit der Entwicklung von MODFLOW 2000 wurde SEAWAT durch LANGEVIN ET AL. (2003) ebenfalls weiterentwickelt, wobei das neue Programm SEAWAT 2000 entstand. MASTERSON (2004) nutzte SEAWAT 2000 dann für hydrogeologische Untersuchungen in Cape Cod, Massachusetts. Dabei wurden auch die Auswirkungen verschiedener Pump- und Meeresspiegelszenarien auf das dortige System, anhand SEAWAT 2000 erforscht. DAUSMAN & LANGEVIN (2005) verwendeten SEAWAT 2000 für ihre Untersuchungen über die Bewegung des Salzwasserinterface in Broward County, Florida.

In der vorliegenden Arbeit wurden ebenfalls Grundwassermodellierungen mit SEAWAT 2000 durchgeführt. Deshalb wird in der Folge die Funktionsweise dieses Programms näher erläutert.

2. Numerische Modellierung

Um nun untersuchen zu können, wie die eben beschriebene Grundwasserdynamik an Küsten auf einen Meeresspiegelanstieg reagiert, muss ein derartiges System in ein hydrologisches Modell übertragen werden. Mit einem solchen Modell können dann Berechnungen durchgeführt werden, anhand derer Aussagen über das Verhalten des Aquifers getroffen werden können. Dafür werden die besonderen Prozesse der Grundwasserdynamik an Küstengebieten (vgl. Kapitel 1.2), durch mathematische Terme ausgedrückt, welche dann durch das Modell gelöst werden können. Im Allgemeinen werden Grundwasserströmungen dabei durch partielle Differentialgleichungen zweiter Ordnung beschrieben (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Für diese Art von Gleichungen ist es aber sehr schwierig, bisweilen sogar unmöglich, analytische Lösungen zu entwickeln. Dies gilt besonders dann, wenn in einem System Transportvorgänge zu berücksichtigen sind, wie es bei Küstenaquiferen der Fall ist. Aus diesem Grund werden für derartige Fragestellungen normalerweise numerische Lösungsverfahren verwendet (MCDONALD & HARBAUGH 1988). Die einfachste numerische Methode um diese partiellen Differentialgleichungen zu lösen, ist das finite Differenzenverfahren. Dabei wird der Aquifer, auf den diese Differentialgleichungen angewendet werden sollen, zunächst in eine endliche (finite) Anzahl von Gitternetzstellen aufgeteilt (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Bei laminaren Strömungen können dann die Differentialquotienten der Differentialgleichungen an den Gitternetzpunkten durch Differenzenquotienten angenähert werden, worauf hin die Gleichungen dann gelöst werden können (HOLZBECHER 1996).

2.1. Das SEAWAT 2000 – Modell

In Küstenaquiferen treten Grundwasserströmungen mit zwei Flüssigkeiten auf, die eine unterschiedliche Dichte besitzen. Süßes Grundwasser fließt dabei Richtung Meer und trifft dort mit Salzwasser zusammen. In einer solchen Situation finden mehrere, sich gegenseitig beeinflussende Prozesse gleichzeitig statt. Durch die Grundwasserbewegung verändert sich, aufgrund advektiver und dispersiver Vorgänge, die Verteilung der Salzkonzentrationen im Aquifer (GUO & LANGEVIN 2002). Diese verändert nun wiederum die Dichteverteilung im

Grundwasser, was ihrerseits die Grundwasserdynamik beeinflusst (vgl. Kapitel 1.2). Das bedeutet also, dass die Grundwasserströmung und der Salztransport sich gegenseitig bedingende Prozesse sind. Ein Grundwassermodell, das diese dichteabhängige Strömung adäquat nachmodellieren soll, muss daher auch in der Lage sein, beide Vorgänge in einem Rechenschritt lösen zu können (GUO & LANGEVIN 2002). Die meisten Programme zur Grundwassermodellierung sind dazu nicht in der Lage. SEAWAT hingegen kann dies, indem es die zwei bereits bewährten Programme, MODFLOW und MT3DMS, miteinander verbindet. MODFLOW löst dabei die Strömungsgleichung und MT3DMS die Transportgleichung.

2.2. Simulationsablauf

Für eine dichteabhängige Grundwassermodellierung mit SEAWAT 2000 wird dafür der komplette Simulationszeitraum in einzelne Zeitschritte aufgeteilt, die sogenannten Stressperioden. Eine Stressperiode ist dabei ein Zeitintervall, innerhalb dessen sich die Rahmenbedingungen des Modells, wie z.B. die Zuflussraten, nicht ändern. Dieses Konzept wurde in SEAWAT von MODFLOW übernommen LANGEVIN & GUO (2006). Jede Stressperiode ist wiederum in einzelne Zeitschritte unterteilt. Je kürzer diese Zeitschritte sind, desto genauer wird die Strömungsmodellierung, allerdings erhöht sich im Gegensatz dazu auch der Rechenaufwand (HOLZBECHER 1996). MODFLOW löst nun die Strömungsgleichung für den ersten dieser Zeitschritte, wodurch die Strömungsbedingungen zu diesem Zeitpunkt errechnet werden.

Da die Dynamik des Grundwassers jedoch auch an den Transport der Salze gekoppelt ist, muss für die dichtebeeinflusste Grundwassermodellierung nun auch die Transportgleichung für diesen Strömungszeitschritt gelöst werden. Das durch MODFLOW berechnete Strömungsfeld dient dabei als Grundlage für die Transportmodellierung (GUO & LANGEVIN 2002). Dafür wird der Strömungszeitschritt wiederum in einzelne Transportzeitschritte unterteilt. Die Länge der Transportzeitschritte wird dabei so gewählt, dass sie die Stabilitätskriterien einer Transportgleichung erfüllen (HOLZBECHER 1996). Diese Stabilitätskriterien sorgen dafür, dass sich Ungenauigkeiten bei der Berechnung des finiten Differenzenverfahrens während der Modellierung nicht fortpflanzen und verstärken. Die Transportschrittlänge sollte dabei während der Simulation nicht größer werden als die

Fließzeit des Wassers zwischen zwei Gitternetzlinien. Dadurch wird die numerische Dispersion verringert und die numerische Stabilität erhöht. In der vorliegenden Arbeit wird das Stabilitätskriterium für Transportmodellierungen nach ZHENG & WANG (1998) verwendet:

$$\Delta t \leq \frac{1}{\frac{v_x}{\Delta x} + \frac{v_y}{\Delta y} + \frac{v_z}{\Delta z}} \quad (4)$$

Δt [sec] ist dabei die maximale Transportzeitschrittlänge, $v_{x,y,z}$ [m/s] sind die Fließgeschwindigkeiten in x -, y - und z - Richtung und $\Delta x, y, z$ [m] sind die Längen des Gitternetzes in x -, y - und z - Richtung.

MT3DMS löst nun für jeden dieser Transportzeitschritte die Transportgleichung, bis das Ende des Strömungszeitschrittes erreicht ist. Das Ergebnis dieser Transportmodellierung ist dann die neue Salzkonzentrationsverteilung im Aquifer zum letzten Zeitschritt. Aus dieser neu errechneten Konzentrationsverteilung kann SEAWAT nun wie folgt, eine neue Dichteverteilung errechnen.

$$\rho_s = \rho_f + EC \quad (5)$$

Dafür wird die berechnete Salzkonzentration einer Gitternetzelle mit E multipliziert und zur Dichte des Süßwassers dazu addiert. E ist die empirische Beziehung zwischen der Dichte von salzigem Wasser und der Salzkonzentration nach BAXTER & WALLACE (1916) und entspricht 0,7143. C [mg/l] ist dabei die Salzkonzentration in einer Gitternetzelle.

Die damit berechnete Dichteverteilung wird daraufhin in MODFLOW zur Berechnung des Strömungsfeldes, des nächsten Strömungszeitschrittes, verwendet. Dieses wird dann wiederum als Basis für die folgende Transportmodellierung genutzt. Dieser Vorgang wiederholt sich so oft, bis die letzte Stressperiode beendet ist. Durch diese Vorgehensweise ist SEAWAT also dazu in der Lage, das Strömungsverhalten von aufeinandertreffendem Süß - und Salzwasser für ausgewählte Zeitschritte zu modellieren.

2.3. Koppelung von MODFLOW und MT3DMS

Die Koppelung der Transport- mit den Strömungszeitschritten kann in SEAWAT auf zwei verschiedene Arten geschehen. Zum Einen durch explizites und zum Anderen durch ein implizites Verfahren (GUO & LANGEVIN 2002). Beim expliziten Verfahren wird die Strömungsgleichung, wie oben beschrieben, anhand der berechneten Dichte aus dem vorherigen Zeitschritt gelöst.

Beim impliziten Verfahren werden die Strömungs- und Transportgleichung innerhalb eines Zeitschrittes so lange iterativ gelöst, bis die Differenzen der berechneten Dichten ein festgelegtes Abbruchkriterium erreichen. Das heißt, dass beim impliziten Verfahren die Strömungsgleichung für einen bestimmten Zeitschritt mit der berechneten Dichte des gleichen Zeitschrittes gelöst wird. Dadurch erhöht sich beim impliziten Verfahren, im Vergleich zum expliziten, die Rechengenauigkeit. Bei den folgenden Untersuchungen wurde das implizite Verfahren zur Koppelung der Zeitschritte verwendet.

Damit die beiden Programme MODFLOW und MT3DMS einfach in SEAWAT zusammengeführt werden können, wurde für die Programmierung von SEAWAT der gleiche Code verwendet wie für MODFLOW und MT3DMS (GUO & LANGEVIN 2002). Das heißt, die Programme basieren neben der gleichen Computersprache auf den gleichen mathematischen Grundgleichungen, wie zum Beispiel der Darcy – Gleichung. Für die Darstellung der dichtebeeinflussten Grundwasserströmung mussten jedoch gewisse Modifikationen an diesen Grundgleichungen durchgeführt werden. Die erste ist dabei die Umwandlung des Konzepts der Volumenerhaltung in ein Konzept der Massenerhaltung (GUO & LANGEVIN 2002).

In der allgemeinen Grundwassermodellierung mit MODFLOW wird das Konzept der Volumenerhaltung verwendet (MCDONALD & HARBAUGH 1988). Dabei wird davon ausgegangen, dass der Volumenzufluss (I_{vol}) [m^3/s] von Wasser in einen Würfel eines Gitternetzes, gleich dem Volumenausfluss (O_{vol}) [m^3/s] plus einer Volumenspeicheränderung (S_{vol}) [m^3/s] ist.

$$I_{vol} = O_{vol} + S_{vol} \quad (6)$$

Es wird also für jede Zelle eines Gitternetzes eine Wasserbilanz aufgestellt (MCDONALD & HARBAUGH 1988). Wenn sich nun allerdings die Stoffkonzentrationen innerhalb eines solchen Würfels verändern, beispielsweise durch den Zufluss von Salzwasser, ändert sich dadurch

auch die Dichte der Flüssigkeit im Würfel. Diese verändert wiederum das Flüssigkeitsvolumen, wodurch die Wasserbilanz fehlerhaft wird. Das Verhältnis der Massen innerhalb des Würfels verändert sich dabei jedoch nicht. Da die Massen in diesem Fall nicht verloren gehen können, muss die Masse, die in den Würfel fließt, genauso groß sein wie die Masse, die wieder raus fließt plus einer Speicheränderung. Daraus folgt, dass der Massenzufluss (I_m) [kg/s] von Wasser in einen Würfel eines Gitternetzes, gleich dem Massenausfluss (O_m) [kg/s] und einer Massenspeicheränderung (S_m) [kg/s] sein muss.

$$I_m = O_m + S_m \quad (7)$$

BEAR (1972), sowie EVANS & RAFFENSPERGER (1992) zeigten daher, dass die Volumenerhaltung nur für Grundwasserströmungen verwendet werden kann, in denen keine Dichteunterschiede auftreten. Für Strömungen mit Dichteunterschieden sollte daher das Konzept der Massenerhaltung verwendet werden.

Eine weitere Modifikation ist die Verwendung eines äquivalenten Wasserstandes. Dieses Konzept vereinfacht die Grundwassermodellierung mit unterschiedlichen Dichten immens, weshalb es im nächsten Kapitel etwas näher beschrieben wird.

2.4. Konzept des äquivalenten Wasserstandes

MODFLOW ist nicht in der Lage Grundwasserströmungen mit Flüssigkeiten zu simulieren, die unterschiedliche Dichten aufweisen. Deshalb werden in SEAWAT Salzwassersäulen in Süßwassersäulen umgerechnet, die die gleichen hydrostatischen Eigenschaften aufweisen wie die Salzwassersäulen. Dies geschieht durch die Verwendung eines äquivalenten Wasserstandes (GUO & LANGEVIN 2002). Das Konzept des äquivalenten Wasserstandes wird in Abb. 2.1 erklärt.

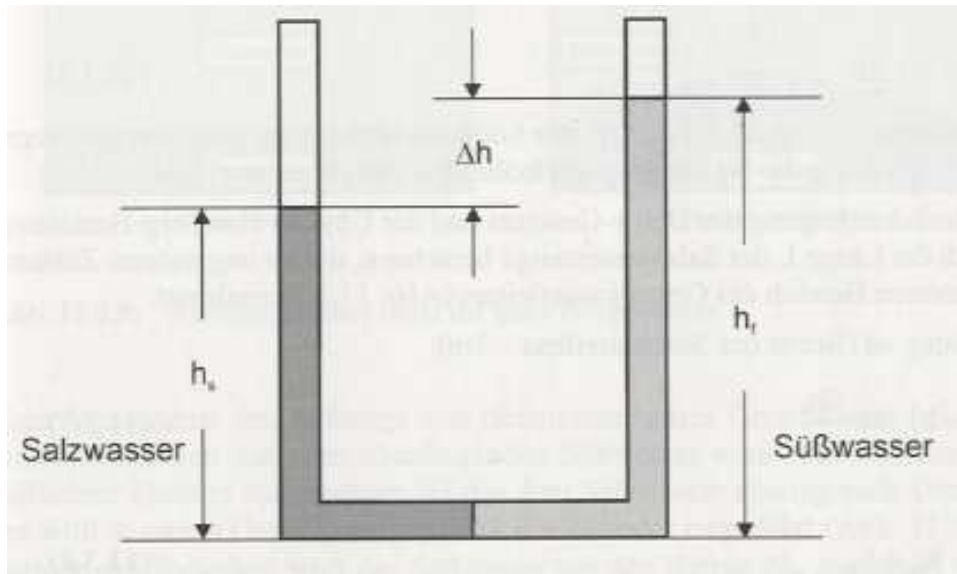


Abb. 2.1: Konzept des äquivalenten Wasserstandes (Aus Mull, R. & Holländer, H. 2002)

Die Graphik stellt ein Röhrensystem dar, das in der rechten Säule mit Süßwasser und in der linken Säule mit Salzwasser gefüllt ist. Die Röhren sind hydraulisch miteinander verbunden, die Flüssigkeiten können sich aber nicht mischen.

Daraus ist zu erkennen, dass die Süßwassersäule um den Betrag Δh höher steigt als die Salzwassersäule. Demnach erzeugt eine niedrigere Salzwassersäule h_s , aufgrund ihrer höheren Dichte, den gleichen hydrostatischen Druck wie eine um Δh erhöhte Süßwassersäule h_f (vgl. Kapitel 1.2.1.). Der Betrag von Δh ist dabei von dem Dichteverhältnis der beiden Flüssigkeiten zueinander abhängig (MULL & HOLLÄNDER 2002) und lässt sich wie folgt berechnen.

$$\Delta h = h_s * \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \quad (8)$$

Das bedeutet, dass, wenn man die Dichte der beiden Flüssigkeiten kennt, man jede Salzwassersäule in eine äquivalente Süßwassersäule, das heißt eine Süßwassersäule mit dem gleichen hydrostatischen Druck, umrechnen kann. Dafür wird einfach die Höhe der Salzwassersäule h_s mit dem Dichteverhältnis der beiden Flüssigkeiten multipliziert.

$$h_f = \frac{\rho_s}{\rho_f} * h_s \quad (9)$$

Dadurch kann in SEAWAT nun eine Salzwassersäule wie eine höhere Süßwassersäule behandelt werden. Das Programm muss somit nicht mehr direkt mit zwei Flüssigkeiten unterschiedlicher Dichte rechnen, ohne dass dafür der ursprüngliche Code von MODFLOW hätte stark verändert werden müssen (GUO & LANGEVIN 2002). Auch etwaige Schwierigkeiten in der Strömungsmodellierung, wie sie beispielsweise durch eine sich verändernde Viskosität hervorgerufen werden, können dadurch vernachlässigt werden.

3. Methodik

3.1. Vorgehensweise

Um allgemeine Aussagen darüber treffen zu können wie ein Grundwassersystem an einer Küste auf den Meeresspiegelanstieg reagiert, muss zunächst der aktuelle Zustand des Systems mit SEAWAT nachgebildet werden. Erst wenn dieser richtig beschrieben werden kann, ist man dazu in der Lage, auf zukünftige Reaktionen des Grundwassersystems zu schließen. Ein Modell muss also kalibriert und validiert werden. Normalerweise geschieht dies mit Daten, die in einem Untersuchungsgebiet gemessen wurden. Der Ansatz der Arbeit besteht allerdings darin einen Modellaquifer zu entwickeln, anhand dessen Allgemeine Reaktionen von Grundwassersystemen abgeleitet werden können. Dies ist mit einem speziellen Aquifer jedoch nicht möglich. Deshalb liegt auch kein gemessener Datensatz eines Grundwasserleiters vor, an dem das Modell geeicht und getestet werden könnte. Um nun aber dennoch überprüfen zu können ob SEAWAT dichteabhängige Grundwasserströmungen adäquat beschreiben kann, wird das Programm an einem Benchmark – Problem validiert. Ein Benchmark – Problem liefert dabei für eine exakt definierte Situation eine korrekte analytische Lösung. Das heißt, es kann für diese definierte Situation ein Datensatz errechnet werden, an dem SEAWAT getestet werden kann. Dafür wird die vorgegebene Situation mit SEAWAT nachmodelliert und die Ergebnisse dann mit dem errechneten Datensatz verglichen. Die Genauigkeit, mit der dies gelingt, gibt dann Aufschluss über die Güte des Modells. Das so validierte Programm kann dann für die weitere Grundwassermodellierung verwendet werden.

Ziel dieser Modellierungen ist es herauszufinden, wie verschiedene Aquifertypen (Poren – und Kluftaquifere) auf einen Meeresspiegelanstieg reagieren. Deshalb muss zunächst geklärt werden, wodurch sich Aquifertypen überhaupt unterscheiden. Die hydraulisch wichtigsten Unterscheidungsmerkmale sind der Durchlässigkeitsbeiwert (K_f – Wert) und die Speicherkapazität, weshalb diese in der vorliegenden Arbeit auch zur Klassifizierung der Aquifertypen verwendet werden. Im nächsten Schritt muss dann erörtert werden, ob diese Systemparameter die Dynamik des Grundwassersystems überhaupt beeinflussen und ob es noch andere gibt, die das tun. Denn Parameter, die sich nicht auf das Verhalten des Grundwassersystems auswirken, werden auch bei einem Meeresspiegelanstieg keinen Einfluss auf das System haben und müssen daher in der Modellierung nicht berücksichtigt

werden. Dafür wird mit den einzelnen Parametern eine Sensitivitätsanalyse am Benchmark Problem durchgeführt. Dabei werden mehrere Simulationen des Benchmark – Problems gerechnet, in denen einzelne Systemparameter unterschiedliche Werte annehmen. Wenn das Ergebnis dann stark von den ursprünglichen Ergebnissen der Modellierung des Benchmark – Problems abweicht, beeinflusst der variierte Parameter das System signifikant. Er ist also sensitiv. Mit diesen sensitiven Systemparametern können dann, für die spätere Modellierung verschiedene Modellaquifere erstellt werden. Dies kann mit Hilfe der Modellierungssoftware GROUNDWATER VISTAS geleistet werden.

Die geometrische Form der Aquifere orientiert sich dabei an der des Benchmark – Problems. Damit soll garantiert werden, dass das auf seine Validität getestete SEAWAT, auch bei den späteren Modellierungen, verlässliche Ergebnisse liefert.

Mit den so erstellten Modellaquiferen kann dann untersucht werden, wie diese auf einen Meeresspiegelanstieg reagieren. Dafür werden zunächst stationäre Simulationen, mit einem unveränderten Meeresspiegel, durchgeführt. Dadurch werden die Gleichgewichtszustände der jeweiligen Aquifere berechnet. Sie stellen die unbeeinflussten Ausgangssituationen der Grundwassersysteme dar. Auf diese lässt man dann, durch instationäre Modellierungen, verschiedene Meeresspiegelszenarien einwirken. Diese Szenarien beruhen dabei auf aktuellen Prognosen des IPCC von 2007. Anhand der Ergebnisse dieser Modellierungen können dann allgemeine Aussagen darüber getroffen werden, wie unterschiedliche Aquifersysteme auf den Meeresspiegelanstieg reagieren.

3.2. Benchmark – Problem

Bei numerischen Programmen werden die partiellen Differentialgleichungen, die die Grundwasserströmung beschreiben durch die Einführung von Differenzenquotienten gelöst. Durch diese Vereinfachung entstehen gewisse Ungenauigkeiten, genannt numerische Dispersion (HOLZBECHER 1996). Um nun zu testen wie groß dieser Fehler ist und ob er die Modellierungen signifikant beeinflusst, kann man numerische Modelle an analytischen Lösungen verifizieren (VOSS & SOUZA 1987). Analytische Modelle haben dabei den Vorteil, dass sie als Lösung einer partiellen Differentialgleichung eine Funktion liefern, anhand derer die Gleichung für jeden Ort und jeden Zeitpunkt exakt gelöst werden kann. Allerdings müssen dafür meist sehr viele Annahmen und Vereinfachungen getroffen werden, sodass sie nur

selten dazu in der Lage sind, reale Bedingungen adäquat zu beschreiben (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Für derart vereinfachte Modelle liefern sie jedoch eine mathematisch exakte Lösung. Ein solches analytisches Modell wird dann Benchmark – Problem genannt.

Diese Benchmark – Probleme können nun zur Verifizierung numerischer Modelle herangezogen werden. Dafür lässt man das numerische Modell, das Benchmark - Problem nachrechnen und vergleicht dessen Ergebnisse mit der mathematisch korrekten analytischen Lösung. Je näher die numerische Lösung an der analytischen liegt, desto besser gibt der numerische Ansatz die physikalischen Prozesse des Systems wieder.

In der dichteabhängigen Grundwassermodellierung gibt es nur einen derartigen analytischen Ansatz, der mit der Situation in einem Küstenaquifer vergleichbar ist. Diesen entwickelte HENRY (1964). Aufgrund seiner Einzigartigkeit wurde und wird das sogenannte Henry – Problem deshalb immer wieder zur Verifizierung dichteabhängiger Grundwassermodelle herangezogen, (vgl. Kapitel 1.2.4) so auch in dieser Arbeit (vgl. die folgenden Kapitel 3.2.1 – 3.2.3). Dafür werden die Rahmenbedingungen und Modellparameter des Henry – Problems in SEAWAT übernommen. Die Ergebnisse der SEAWAT Simulation werden dann mit dem analytischen Datensatz des Henry – Problems verglichen. Dabei stellt man die jeweils berechneten Salzkonzentrationsverteilungen im Aquifer einander gegenüber. Eine Kalibrierung der Modellparameter, welche die Güte des Modells verbessern könnte, ist allerdings nicht zulässig. Denn durch eine Veränderung der Parameter würde das numerische Modell nicht mehr das fest definierte Henry – Problem nachrechnen, wodurch die Ergebnisse nicht mehr mit dem analytischen Datensatz vergleichbar wären. Die Kalibrierung des Modells wird demnach durch die Festlegung der Modellparameter des Henry – Problems ersetzt. Am Henry – Problem selbst wird das SEAWAT – Modell also nur validiert.

3.2.1. Das klassische Henry – Problem

Das Henry – Modell besteht aus einem 1 Meter tiefen, 1 Meter breiten und 2 Meter langen Modellaquifer. Durch den linken Rand strömen konstant $5,702 \text{ m}^3/\text{d}$ reines Wasser in den Grundwasserleiter hinein. Am rechten Rand befindet sich eine „constant head boundary“ von einem Meter, die die hydrostatischen Bedingungen des Meeres repräsentiert. Die Salzkonzentration an dieser Randbedingung beträgt $35 \text{ kg}/\text{m}^3$. Daraus ergibt sich für das Salzwasser eine Dichte von $1025 \text{ kg}/\text{m}^3$. Die Dichte des zuströmenden Süßwassers beträgt

1000 kg/m³. Die obere und untere Begrenzung des Modells sind undurchlässig, sodass der Aquifer gespannt ist. Die Porosität ist 0,35 und die hydraulische Leitfähigkeit beträgt 10⁻³ m/s. Die longitudinale und die transversale Dispersion werden jeweils Null gesetzt. Die molekulare Diffusion beträgt 0,5702 m²/d.

3.2.2. Das modifizierte Henry – Problem

Wie bereits in Kapitel 1.2.4. erwähnt, wurde das Henry – Problem von vielen Autoren dazu genutzt, ihren numerischen Code zur Simulation einer Salzwasserintrusion zu verifizieren. Keinem dieser Autoren gelang es allerdings, die Ergebnisse von HENRY (1964) mit einer zufriedenstellenden Genauigkeit nachzumodellieren (FRIND 1982). Es konnten zwar immer die gleichen Phänomene wie bei HENRY (1964) beobachtet, die exakten Werte jedoch nicht ganz erreicht werden. Die Gründe dafür können zum Einen an gewissen Unzulänglichkeiten der numerischen Modelle selbst liegen, was CROUCHER & O`SULLIVAN (1995) in ihrer Arbeit zeigen konnten. Zum Anderen könnte jedoch auch ein Fehler in Henrys Ansatz vorliegen. Aus mathematischen Gründen vernachlässigte er gewisse Terme in seinem Ansatz, die er für nicht signifikant hielt, um dadurch die Gleichungen vereinfachen und lösen zu können (VOSS & SOUZA 1987). SEGOL (1993) berechnete deshalb das Henry – Problem mit den weggelassenen Termen nochmals neu, wobei sich eine leicht veränderte Lösung ergab, deren Ergebnisse weitaus besser mit den Resultaten der numerischen Codes, wie z.B. SUTRA (VOSS 1984), zusammen passten. Allerdings berechnete SEGOL (1993) dies mit einem finiten Elementenverfahren, welches eine veränderte „sea boundary“ verwendet, wodurch ihr Ansatz auch nur eingeschränkte Aussagekraft besitzt. Dennoch zeigt der Ansatz von SEGOL (1993), dass die Abweichungen zwischen der semianalytischen Lösung von HENRY (1964) und den numerischen Modellen, jeweils durch Fehler und Vereinfachungen in den analytischen und numerischen Ansätzen erklärt werden können.

SIMPSON & CLEMENT (2004) stellten darüber hinaus jedoch fest, dass das Henry – Problem an sich nur bedingt als Benchmark – Problem verwendet werden kann. So konnten sie in ihrer Arbeit zeigen, dass die Rahmenbedingungen, wie der Süßwasserzufluss, das Verhalten der Salzwasserintrusion stärker beeinflussen als der Dichteunterschied zwischen Süß- und Salzwasser. Dadurch kann das klassische Henry – Problem die Anforderungen eines Benchmark – Problems für eine dichteabhängige Grundwasserströmung eigentlich nicht

erfüllen. Dennoch besitzt es eine große historische Relevanz, da sämtliche numerischen Codes der Vergangenheit an ihm verifiziert wurden, sodass es nicht einfach verworfen werden kann. SIMPSON & CLEMENT (2004) entwickelten deshalb zwei Ansätze, anhand derer man das Henry – Problem modifizieren und wieder als Benchmark verwenden kann. Die erste Möglichkeit besteht darin, den Dichteunterschied zwischen dem zuströmenden Süßwasser und dem Meerwasser deutlich zu erhöhen. Dadurch erhöht sich der Einfluss des Dichteunterschiedes auf die Grundwasserbewegung stark. Allerdings verliert das Henry – Problem dann aber seinen Charakter als Benchmark für die realistische Situation einer Salzwasserintrusion an Küsten. Die bessere Variante besteht deshalb darin, die Rahmenbedingungen, also hier den Süßwasserzufluss, zu verändern. Bei einem um 50% verringerten Zufluss zeigt sich dann, dass die Strömung stark vom Dichteunterschied abhängig ist.

Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Arbeit SEAWAT auch mit dem modifizierten Henry – Problem verifiziert. Der Zufluss beträgt somit nur noch $2,851\text{m}^3/\text{d}$.

3.2.3. Modellierung und Validierung des Benchmark – Problems

Für die Modellierung des Benchmark – Problems wurde zunächst mit GROUNDWATER VISTAS der oben beschriebene Modellaquifer erstellt. Zur Diskretisierung des Henry – Problems wurde über den Aquifer ein Gitternetz für das finite Differenzenverfahren gelegt. Auf der x – Achse wurde der 2 m lange Grundwasserleiter dabei in 20 Spalten, von je 10 cm Länge, unterteilt. Die erste Spalte wurde als „constant flux boundary“ definiert. Durch sie fließen konstant $2,851\text{m}^3/\text{d}$ Süßwasser in den Modellaquifer. Des Weiteren wurde eine 21. Spalte mit einer Breite von einem 1 cm ans rechte Ende des Aquifers angefügt. Sie repräsentiert als „constant head boundary“ das Meer und seine hydrostatischen Bedingungen. Da sich die Eigenschaften einer Gitternetz zelle immer auf deren Mittelpunkt beziehen, wurde die Breite dieser Spalte reduziert. Dadurch befindet sich die Meerwasserrandbedingung nun näher am Grundwasserleiter, wodurch mögliche Fehler in der Modellierung verringert werden sollen. Der 1 m tiefe Aquifer wurde darüber hinaus in zehn Schichten, von je 10 cm Höhe, aufgeteilt. Alle Schichten sind dabei gespannt. Die Randbedingungen erstrecken sich ebenso über alle Schichten, also über die gesamte Mächtigkeit des Grundwasserleiters. Da das Henry – Problem nur zweidimensional angelegt ist und in der dritten Dimension keine Variation

aufweist, wird der Modellaquifer in der Breite nicht durch zusätzliche Gitternetzlinien unterteilt.

Mit diesem Aquifer wurden dann stationäre SEAWAT – Simulationen durchgeführt. Das bedeutet die Strömungsmodellierung war stationär. Da unter stationären Bedingungen keine Speicheränderungen auftreten (KINZELBACH & RAUSCH 1995), wurde die Speicherkapazität mit der Porosität [n] gleichgesetzt. Sie betrug also 0,35. Auf diesen stationären Transportsimulationen bauten dann die Transportmodellierungen auf (vgl. Kapitel 2.2.). Diese benötigte 11 Zeitschritte. Der Anfangszeitritt betrug 0.001 Tage und es wurde ein Zeitschrittmultiplikator von 1.9 verwendet. Dieser vergrößert die Länge der Transportzeitschritte während der Modellierung sukzessive. Die Ergebnisse der Modellierung werden in Abb. 3.1 aufgezeigt.

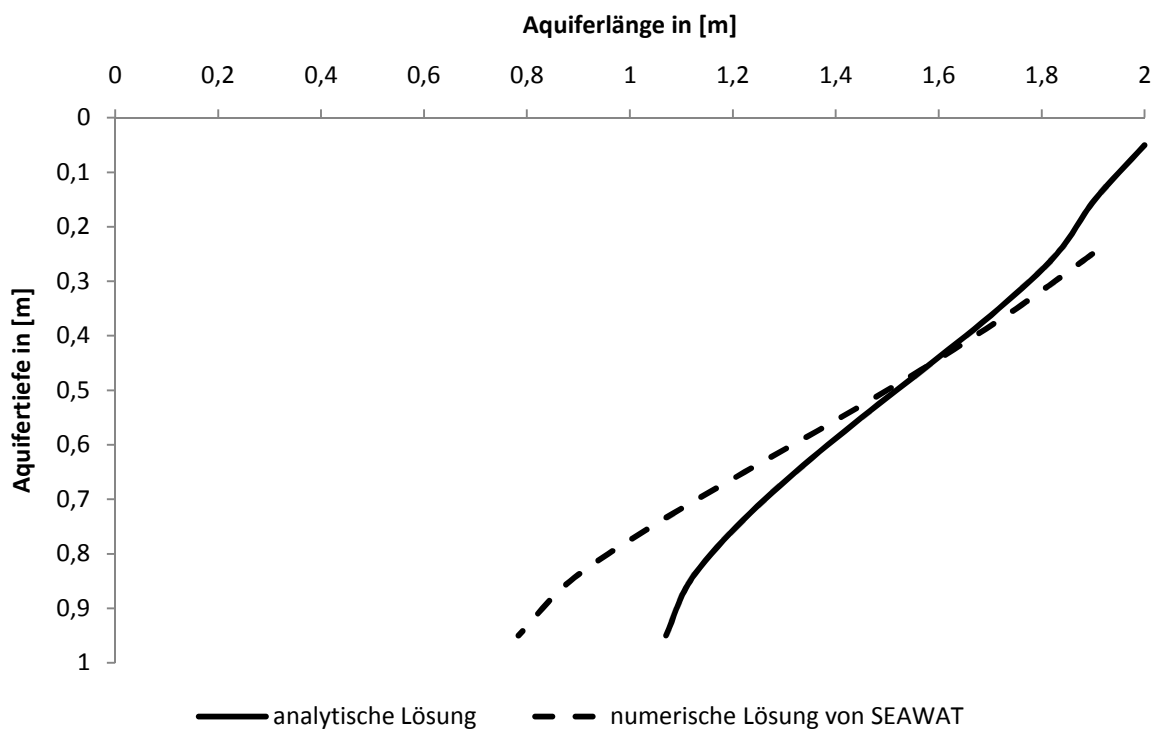


Abb. 3.1: 50% - Isohaline im Modellaquifer des Henry – Problems und der SEAWAT – Modellierung

Die x – Achse stellt die Aquiferlänge und die y – Achse die Aquifertiefe dar. Die Ergebnisse der Modellierung werden durch Linien gleicher Salzkonzentration dargestellt, sogenannter Isohalinen. Dabei handelt es sich in diesem Fall um relative Größen, deren Werte sich an der Meereskonzentration von 35 kg/m³ orientieren. Die in dieser Graphik dargestellten Isohalinen, stehen für eine Salzkonzentration von 50% im Grundwasserleiter, also 17,5 kg/m³. Die

gestrichelte Linie zeigt dabei die mit SEAWAT numerisch berechnete 50% – Isohaline der Salzkonzentration und die durchgezogene die analytischen berechnete des Henry – Problems. Anhand dieser Linien soll der Verlauf der Salzwasserintrusion veranschaulicht werden.

Dabei zeigt sich, dass das numerische Ergebnis der SEAWAT – Simulation und das analytische Ergebnis des Henry – Problems leicht voneinander abweichen. Im oberen Teil des Aquifers unterschätzt SEAWAT die Salzkonzentrationen etwas. Im unteren Teil überschätzt es hingegen die Salzkonzentration, was dazu führt, dass die Salzwasserintrusion tiefer in den Grundwasserleiter vordringt. Im mittleren Teil stimmen die Ergebnisse dann sehr gut überein, sodass die Kurve der 50% – tigen Konzentrationsverteilung flacher ausfällt als analytisch berechnet. Dieses Verhalten ändert sich auch nicht, wenn die Länge der Transportzeitschritte oder der Abstand der Gitternetzpunkte verändert wird. Der Unterschied lässt sich demnach nicht durch die numerische Dispersion erklären, sondern muss aus der unterschiedlichen Berechnung resultieren. Eine Erklärung für die Diskrepanz kann darin liegen, dass SIMPSON & CLEMENT (2004) in ihren Berechnungen die von HENRY (1964) vernachlässigten Terme ebenfalls nicht berücksichtigen. Dadurch sind ihre analytischen Lösungen nicht völlig exakt, was die Abweichung zu den numerischen Ergebnissen erklären könnte. Ein zweiter Grund könnte sein, dass es einen systematischen Fehler in den SEAWAT – Berechnungen gibt. Ein solcher konnte jedoch von anderen Autoren, die SEAWAT an dem klassischen Henry – Problem testeten, nicht festgestellt werden. Dennoch muss diese Möglichkeit in die spätere Interpretation der Modellierungsergebnisse mit einbezogen werden.

Tab. 3.1. zeigt die Ergebnisse der statistischen Auswertung der Modellierungen des Henry – Problems mit SEAWAT. Die Residuen und die Standardabweichung beziehen sich dabei auf die Salzkonzentrationen im Aquifer. Bedenkt man nun, dass die maximale Konzentration 35 kg/m³ beträgt, so stellt man fest, dass die Abweichungen ein nennenswertes Ausmaß besitzen. Allerdings muss dabei die Verteilung der Residuen berücksichtigt werden. Diese sind besonders im unteren Teil des Grundwasserleiters signifikant. Diese hohen Beträge haben zur Folge, dass sich die Werte der Standardabweichung und der durchschnittlichen Residuen erhöhen. Die Gute Übereinstimmung der SEAWAT – Modellierung mit den analytischen Daten im mittleren und oberen Bereich des Aquifers wird dadurch überdeckt. Das Bestimmtheitsmaß (R^2) für die komplette Konzentrationsverteilung im Grundwasserleiter beträgt 0.93. Das heißt, 93% der Konzentrationsverteilung des Henry – Problems, können durch SEAWAT reproduziert und erklärt werden. Dieser Wert ist doch als sehr hoch einzuschätzen, wenn man berücksichtigt, dass es zuvor anderen Programmen nicht gelungen

ist, das Henry – Problem zufriedenstellend nachzumodellieren (vgl. Kapitel 3.2.2.). SEAWAT gelingt es also durchaus das semianalytische Henry – Problem adäquat zu rekonstruieren. Für die folgenden Modellierungen kann SEAWAT daher als sehr geeignet eingestuft werden.

Tab. 3.1: Statistische Auswertung der SEAWAT – Modellierungen des Henry – Problems

Statistische Kenngrößen	Werte
Durchschnitt der Residuen	2,42 kg/m ³
Standardabweichung	3,04 kg/m ³
Bestimmtheitsmaß (R ²)	0,93

3.3. Sensitivitätsanalyse

Im nächsten Schritt müssen Parameter identifiziert werden, die das Verhalten des Grundwassersystems beeinflussen. Für diese Identifikation wird eine Sensitivitätsanalyse am Henry – Problem durchgeführt. Das Benchmark – Problem wird deshalb mehrmals mit variierenden Parametern stationär durchgerechnet. Die ursprünglichen Parameterwerte des Henry – Problems werden jeweils mit bestimmten Multiplikationsfaktoren multipliziert. Dadurch entsteht eine gewisse Verteilung dieser Werte und es kann untersucht werden, wie sich deren Veränderungen auf die Simulationsergebnisse auswirken. Für den Vergleich zwischen den Ergebnissen des ursprünglich nachmodellierten Henry – Problems und den Simulationsergebnissen der Sensitivitätsanalyse werden feste Vergleichspunkte im Aquifer eingerichtet. An 26 genau definierten Observationspunkten werden dann die Salzkonzentrationen der ersten Henry – Modellierung mit den Salzkonzentrationen der Sensitivitätsanalyse an den gleichen Orten verglichen. Die Abweichungen einer Simulation an diesen Vergleichspunkten werden dann aufsummiert, damit sie mit den Abweichungen der anderen Modellläufe verglichen werden können. Um allerdings zu verhindern, dass sich positive Abweichungen beim Aufsummieren durch negative ausgeglichen, werden diese zuvor noch quadriert. Je sensitiver ein Systemparameter ist, desto größer wird dann die Summe der quadrierten Abweichungen.

Die Parameter, die für diese Analyse ausgewählt werden, sind durch die Systemparameter des Benchmark – Problems vorgegeben. Es handelt sich also dabei um die hydraulische Leitfähigkeit (K_f – Wert), die Porosität (Speicherkapazität), den Zustrom an Grundwasser, die Meerwasserkonzentration und die molekulare Diffusion. Da die Diffusion jedoch von den

Stoffeigenschaften des Wassers, wie der Temperatur und der Konzentrationsverteilung der gelösten Stoffe, abhängig ist (FREEZE & CHERRY 1979) und nicht von den Eigenschaften des Grundwasserleiters, kann diese vernachlässigt werden. Die molekulare Diffusion geht daher auch nicht in die Sensitivitätsanalyse ein. Ebenso wird mit der Meerwasserkonzentration verfahren. Diese besitzt zwar einen großen Einfluss auf die Grundwasserdynamik in Küstenregionen (vgl. Kapitel 1.2.1.), stellt aber keinen Parameter dar, der die Eigenschaften des Grundwasserleiters charakterisiert. Da in der vorliegenden Arbeit allerdings untersucht wird, wie unterschiedliche Aquifertypen auf den Meeresspiegelanstieg reagieren, wird dieser Systemparameter in der späteren Modellierung nicht variiert. Deshalb wird er bei der Sensitivitätsanalyse auch nicht berücksichtigt. Diese wird daher nur mit den verbleibenden drei Parametern durchgeführt. Da es sich wie bereits erwähnt um stationäre Berechnungen handelt wurde auch hier die Speicherkapazität mit der Porosität gleichgesetzt. Des Weiteren steht der Zustrom dabei für die Grundwasserneubildung über dem Aquifer. Abb. 3.2 stellt die Ergebnisse dieser Sensitivitätsanalyse dar.

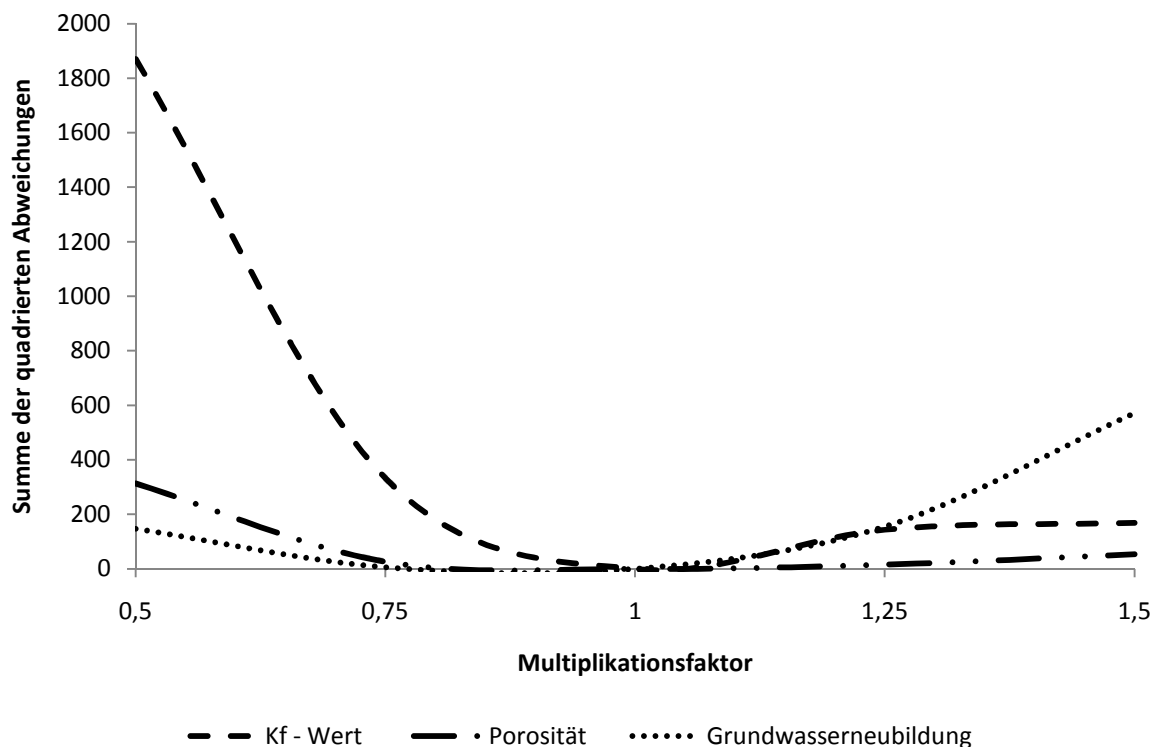


Abb. 3.2: Darstellung der Summe der quadrierten Abweichungen für die verschiedenen Parameterwerte der Sensitivitätsanalyse

Auf der x – Achse sind die verschiedenen Multiplikationsfaktoren für die einzelnen Parameterwerte aufgetragen. Auf der y – Achse sind die dabei entstehenden Summen der quadrierten Abweichungen von den ursprünglichen Simulationsergebnissen veranschaulicht. Dabei zeigt sich, dass vor allem der K_f – Wert eine sehr hohe Sensitivität aufweist. Besonders wenn der Anfangswert des Durchlässigkeitsbeiwertes halbiert wird, steigt die Summe der quadrierten Abweichungen sehr stark an. Wenn der Anfangswert um den gleichen Betrag erhöht wird, ist ein derart drastischer Anstieg allerdings nicht zu verzeichnen. Das bedeutet, dass der K_f – Wert die Modellierungsergebnisse besonders dann stark beeinflusst, wenn er im Vergleich zum Henry – Problem verringert wird. Dies lässt sich dadurch erklären, dass die hydraulische Leitfähigkeit im Henry – Problem mit 10^{-3} m/s, sehr hoch ist. Die Durchlässigkeit des Aquifers liegt also auf einem sehr hohen Niveau. Der hydraulische Widerstand, der während der Bewegung des Grundwassers auf dieses wirkt, ist daher eher gering. Eine weitere Verringerung dieses bereits sehr kleinen Widerstandes verändert daher, bei dem bestehenden Zustrom, das Ergebnis nicht signifikant. Bei einer Halbierung der Durchlässigkeit wird der hydraulische Widerstand jedoch verdoppelt, wodurch sich auch die Grundwasserdynamik stark verändert. In der Realität weisen die Grundwasserleiter allerdings bedeutend kleinere hydraulische Leitfähigkeiten auf als in der Sensitivitätsanalyse. Die Leitfähigkeiten von Porenaquiferen, aber vor allem von Kluftaquiferen, sind normalerweise nicht nur halb so groß, sondern um 10er Potenzen kleiner. Das heißt, wenn bereits relative geringe Verkleinerungen der Durchlässigkeit derart große Veränderungen zur Folge haben, ist in realen Aquiferen von noch größeren Abweichungen auszugehen. Es bilden sich in den verschiedenen Aquiferen also sehr unterschiedliche Grundwasserdynamiken aus.

Der K_f – Wert ist daher das wichtigste Unterscheidungsmerkmal zwischen den einzelnen Aquifertypen und ist deshalb der entscheidende Faktor bei der Einteilung und Erstellung der Modellaquifere. Die einzelnen Aquifertypen werden demnach hauptsächlich durch die Größe ihrer Durchlässigkeitsbeiwerte unterschieden.

Die Grundwasserneubildung ist im Gegensatz zum K_f - Wert weniger sensitiv. Nur bei einer Erhöhung ihres Wertes weist sie eine starke Sensitivität auf. Allerdings ist die Durchflussrate, also die Neubildung des Henry – Problems mit $2,851\text{m}^3/\text{d}$, für einen so kleinen Aquifer sehr hoch. Sie ist ein theoretischer Wert, der aus der sehr hohen Leitfähigkeit des Modellaquifers resultiert und der nicht aus der Grundwasserneubildung abgeleitet wurde. Da in den späteren Modellierungen die Zuflussrate jedoch mit der Neubildung gleichgesetzt wird, ist dieser hohe Wert als unrealistisch anzusehen, da solche Werte in der Natur nicht erreicht werden. Selbst

bei einer Halbierung der Zuflussrate ist diese immer noch als unrealistisch zu betrachten, weshalb die Sensitivitätsanalyse eigentlich mit geringeren Werten gerechnet werden müsste. Allerdings ist es aufgrund des Aufbaus des Henry – Problems nicht möglich mit realistischen Werten zu rechnen. Da die Durchlässigkeit im Henry – Modell so hoch ist, würde die Salzwasserintrusion bei kleineren Zuflüssen den Aquifer fast vollständig ausfüllen, wodurch Unterschiede in der Salzkonzentration eigentlich nicht mehr zu erkennen wären. Deshalb bleibt für eine Sensitivitätsanalyse der Neubildung keine Alternative zu den Werten des Henry – Problems. Da jedoch der Aquifer des Henry – Problems einen sehr hohen Durchlässigkeitsbeiwert besitzt, kann dieser die hohen Wassermassen abführen. Dadurch bildet sich trotz dieses extremen Zuflusses, ein lehrbuchartiges Salzwasserinterface aus. Wenn nun die Zuflüsse variiert werden, wirkt sich dies natürlich auch auf die Ausprägung dieses Interfaces aus. Deshalb kann man trotz der extremen Höhe der Zuflussrate auf sensitive Tendenzen der Neubildung schließen. Die Neubildung reagiert demnach generell sensitiver auf eine Erhöhung wie auf eine Verringerung. Auf diese Sensitivität konnten bereits SIMPSON & CLEMENT (2004) hinweisen (vgl. Kapitel 3.2.2.). Das heißt, je höher die Neubildungsrate ist, desto stärker verändert sich die Grundwasserdynamik. Deshalb werden in den späteren Modellierungen zwei sich stark unterscheidende Neubildungswerte verwendet.

Die Porosität ist der am wenigsten sensitive Parameter. Bei einer Veränderung ihrer Größe, weichen die errechneten Salzkonzentrationen nicht so stark von denen des Benchmark – Problems ab, wie beispielsweise die des K_f – Wertes. Die Betrachtung von Abb. 3.2 legt sogar den Schluss nahe, dass die Porosität überhaupt nicht sensitiv ist. Dieser Eindruck entsteht jedoch nur deshalb, weil die Porosität in dieser Grafik mit dem K_f – Wert verglichen wird. Da dessen Sensitivität so hoch ist, scheint die der Porosität so gering zu sein. Ein Blick auf Tab. 3.1 zeigt jedoch, dass auch die Porosität eine gewisse Sensitivität aufweist.

Tab. 3.2: Prozentuale Abweichungen der simulierten Salzkonzentrationen von denen des Henry – Problems, an den einzelnen Observationspunkten

Multiplikationsfaktor	0,5	0,75	1	1,25	1,5
K_f - Wert	54,6	23,1	0	15,2	16,4
Porosität	22,4	6,5	0	5,0	9,3
Neubildung	15,3	3,1	0	15,7	30,2

Tab. 3.1 stellt dabei die prozentualen Abweichungen der errechneten Salzkonzentrationen der Sensitivitätsanalyse von den Simulationsergebnissen des ursprünglichen Henry – Problems dar. Die Abweichungen beziehen sich dabei auf jeden Observationspunkt. Die sensitiven

Reaktionen des K_f – Wertes und der Neubildung werden durch diese Darstellung nochmals unterstrichen. Die Porosität weist zwischen den Multiplikationsfaktoren 0,75 und 1,5 keine signifikante Sensitivität auf. Aber bei einer Halbierung des Parameterwertes lässt sich doch ein sensitives Verhalten erkennen. Die Abweichungen an den einzelnen Observationspunkten betragen hier 22,4%. Die Ergebnisse weichen bei einer Verringerung des Wertes also durchaus nennenswert von denen der Henry – Modellierung ab. Die Speicherkapazität darf deshalb für die Erstellung der Modellaquifere nicht vernachlässigt werden. Sie ist genau wie der Durchlässigkeitsbeiwert ein Aquiferparameter und dient zusammen mit diesem zur Erstellung und Charakterisierung der verschiedenen Aquifertypen. Da sie jedoch weit weniger sensitiv ist als die hydraulische Leitfähigkeit, werden die Aquifertypen bei der Erstellung der Modellaquifere primär durch die Größe der hydraulischen Leitfähigkeiten unterschieden. Es werden also Grundwasserleiter mit hohen Durchlässigkeiten und Grundwasserleiter mit geringen Durchlässigkeiten kreiert. Diesen so differenzierten Modellaquiferen werden dann in einem zweiten Schritt, charakteristische Porositäten zugewiesen.

Die Frage, ob nun diese Aquifertypen verschieden stark auf den Meeresspiegel reagieren, wird allerdings durch instationäre Simulationen untersucht. Bei solchen transienten Modellierungen kann man jedoch, im Gegensatz zu den stationären, die Porositäten der einzelnen Aquifertypen, nicht mehr mit der Speicherkapazität gleichsetzen. Denn durch diese Simulationen werden Veränderungen der Gleichgewichtszustände vorgenommen. Das heißt, den Aquifertypen wird entweder Wasser zugeführt, oder entnommen. Es treten also Speicheränderungen auf. Wie viel Wasser nun allerdings in einen Grundwasserleiter einfließen, oder aus ihm ausströmen kann, ist unter gespannten Bedingungen, nur noch vom spezifischen Speicherkoeffizienten $[S_s]$ abhängig und nicht mehr von der Porosität (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Dieser Koeffizient beschreibt welches Wasservolumen eine Gitternetzelle des Modells, aufgrund der Kompressibilität des Wassers und des Aquifers, bei einer Druckerhöhung speichern kann (DOMENICO & SCHWARTZ 1990). Die Porositäten also das Hohlraumvolumen, haben daher keinen Einfluss auf Speicheränderungen. Sie wirken sich deshalb nur auf die Ausbildung der Gleichgewichtszustände aus und nicht auf die Reaktionen der Systeme auf den Meeresspiegelanstieg. Diese Reaktionen sind daher nur von den Durchlässigkeitsbeiwerten, den Neubildungsraten und den spezifischen Speicherkoeffizienten abhängig. Deshalb werden bei der späteren Erstellung der Aquifertypen, jeder Porosität ein spezifischer Speicherkoeffizient zugeordnet.

3.4. Modellaquifere

Mit diesen drei sensitiven Systemparametern werden nun verschiedene Aquifertypen erstellt, an denen untersucht wird, wie unterschiedliche Grundwassersysteme auf den Meeresspiegelanstieg reagieren. Dafür muss zunächst allerdings ein Modellaquifer entworfen werden. Dieser Modellaquifer soll als Grundgerüst für die einzelnen Aquifertypen dienen. Das heißt, alle Grundwasserleiter, die in der späteren Modellierung verwendet werden, bauen auf diesem Modellaquifer auf. Die geometrischen Ausmaße, die Gitternetzdicke des finiten Differenzenverfahrens und die Anordnung der Rahmenbedingungen sind somit in allen erstellten Grundwasserleitern identisch. Die einzelnen Aquifertypen unterscheiden sich also nur in der Größe ihrer Systemparameter, wodurch diese miteinander verglichen werden können. Die unterschiedlichen Reaktionen der Aquifertypen auf den Meeresspiegelanstieg rühren daher nur von der Variation der Systemparameter, also den charakteristischen Aquifereigenschaften, her. Daraus können dann allgemeine Aussagen über das Verhalten der einzelnen Systeme abgeleitet werden.

3.4.1. Erstellung des Modellaquifers

SEAWAT wurde am 2 m³ großen Grundwasserleiter des Henry – Problems auf seine Fähigkeit getestet, dichteabhängige Grundwasserströmungen zu modellieren. Allerdings kann der Aquifer des Henry – Problems nicht für die weiteren Untersuchungen herangezogen werden, da er hierfür viel zu klein ist. Um untersuchen zu können, wie sich der Meeresspiegelanstieg auf Küstenaquifere auswirkt, muss vielmehr ein Modellaquifer verwendet werden, der repräsentative Ausmaße für einen Küstenaquifer aufweist. Diese können sich in der Realität über mehrere Kilometer erstrecken. Vor allem wichtige Grundwasserleiter für die Wasserversorgung sind in der Regel sehr groß. Aus diesem Grund sollte sich der Modellaquifer diesen Vorgaben annähern.

Allerdings wurde SEAWAT, wie bereits erwähnt, nur auf das Henry – Problem und dessen Aquifergeometrie getestet. Es kann daher nicht abgeschätzt werden, ob es einen Einfluss dieser Geometrie auf das Simulationsergebnis gibt und wenn ja, wie groß dieser ist. Um etwaige Fehler auszuschließen, wird deshalb der Modellaquifer nach den gleichen geometrischen Verhältnissen erstellt, wie der Grundwasserleiter des Henry – Problems. Das

heißt, er ist doppelt so lang wie tief. Der Modellaquifer sollte also für einen Küstenaquifer repräsentative Ausmaße aufweisen und die gleiche Geometrie besitzen wie der kleine Aquifer des Henry – Problems. Die Aquiferlänge wurde daher auf einen Kilometer und die Aquifertiefe auf 500 m festgelegt. Die Breite beträgt ebenfalls 500 m.

Das für die Diskretisierung wichtige Gitternetz für das finite Differenzenverfahren wurde in seiner Form allerdings nicht übernommen. So wurde die Anzahl der Spalten deutlich erhöht. Dadurch sollten die Auswirkungen der numerischen Dispersion verringert werden. Dennoch musste die Spaltenbreite stark vergrößert werden, da sonst der Rechenaufwand des Modells zu groß geworden wäre. Deshalb wurden die 20 Spalten auf 100 Spalten mit einer Breite von je 10 m, erhöht. Die 101. Spalte wurde auf eine Breite von einem Meter festgelegt. Des Weiteren wurde der 500 m tiefe Grundwasserleiter in zehn Schichten, zu je 50 m Mächtigkeit, unterteilt. Der Aquifer ist dabei über die gesamte Mächtigkeit gespannt. In der Breite wurde, wie bereits im Benchmark – Problem, keine weitere Unterteilung vorgenommen. In der 101. Spalte wird auch hier eine „constant head boundary“ eingerichtet, die das Meer darstellen soll. Die Salzkonzentration beträgt daher 35 kg/m^3 . In der ersten Spalte wird eine „constant flux boundary“ eingeführt. Der Durchfluss durch diese Rahmenbedingung ist von der Neubildungsrate abhängig und variiert zwischen den einzelnen Szenarien. Das gleiche gilt für den K_f – Wert und die Speicherkapazität.

3.4.2. Aquifertypen

Auf diesem Modellaquifer werden nun die einzelnen Aquifertypen aufgebaut. Wie in Kapitel 3.3. erklärt wurde, ist der Durchlässigkeitsbeiwert das Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen den jeweiligen Grundwasserleitern. Deshalb werden zur Erstellung der Aquifertypen zunächst drei unterschiedliche K_f – Werte ausgewählt, die repräsentativ für natürliche Grundwasserleiter sind. Diese Werte liegen bei 10^{-5} m/s , 10^{-6} m/s und 10^{-7} m/s . Der K_f – Wert von 10^{-5} m/s soll dabei einen typischen Porenaquifer darstellen, der aus Lockergesteinen besteht. 10^{-7} m/s soll einen typischen Kluftaquifer repräsentieren. 10^{-6} m/s soll ebenfalls für einen Porenaquifer stehen, der allerdings etwas undurchlässiger ist. Also beispielsweise einem Porenaquifer, der aus Festgesteinen besteht. Dem Lockergesteins – Porenaquifer wird dann in einem zweiten Schritt eine typische Porosität von 0,25 zugewiesen, dem Kluftaquifer eine Porosität von 0,01. Dem Festgesteins – Porenaquifer wird eine mittlere Porosität von 0,1 zugeteilt. Diese Porositäten bilden die Speicherkapazität der

Grundwasserleiter unter stationären Bedingungen ab und sind als repräsentativ für die jeweiligen Aquifertypen zu betrachten. Für die transienten Simulationen werden allerdings anstatt der Porositäten spezifische Speicherkoeffizienten benötigt (vgl. Kapitel 3.3.). Deshalb wird darüber hinaus jeder Porosität ein charakteristischer spezifischer Speicherkoeffizient zugeordnet. Einer hohen Porosität wird nun ein großer spezifischer Speicherkoeffizient zugewiesen und einer kleinen ein geringer. Dadurch soll gewährleistet werden, dass Aquifertypen, die unter stationären Bedingungen eine hohe Speicherkapazität besitzen, eine solche auch unter transienten aufweisen. Werte von spezifischen Speicherkoeffizienten liegen in gespannten Aquiferen normalerweise zwischen 0,005 und 0,0005 (FREEZE & CHERRY 1979). Deshalb bekommen Aquifere mit einer Porosität von 0,25 einen Koeffizienten von 0,005 zugeordnet. Einer Porosität von 0,1 wird ein Koeffizient von 0,0005 und einer Porosität von 0,01 einer von 0,00005 zugeordnet.

Diese drei Modellaquifere sind in ihren Eigenschaften relativ repräsentativ für ihren jeweiligen Aquifertyp. Allerdings können sie nur einen Durchschnitt darstellen. In der Realität weisen die Systemparameter auch innerhalb der einzelnen Aquifertypen eine große Streuung auf, was natürlich auch ein unterschiedliches Verhalten zur Folge hat. In der vorliegenden Arbeit ist es jedoch nicht möglich, die gesamte Heterogenität dieser Aquifertypen darzustellen, weshalb eine Reduktion auf diese repräsentativen Durchschnittsaquifere erfolgt.

Wie in Kapitel 3.3. gezeigt wurde, weist auch die Grundwasserneubildung eine gewisse Sensitivität auf, weshalb sie für die Modellierungen berücksichtigt werden muss. Aus diesem Grund werden den drei Modellaquiferen jeweils zwei Neubildungsraten zugeordnet. Im ersten Fall sind dies 10 mm/Jahr, was bei einer Aquiferfläche von 500000 m² einem Zufluss von 13,7 m³/d über die linke „constant flux boundary“ entspricht. Die zweite Neubildungsrate beträgt 250 mm/Jahr, was einen Zufluss von 342,5 m³/d bedeutet. Diese beiden Neubildungsraten stehen dabei für zwei unterschiedliche klimatische Bedingungen. Der erste Fall repräsentiert die Verhältnisse in Trockengebieten mit geringen Niederschlagsmengen und hohen Verdunstungsraten. Solche Verhältnisse findet man zum Beispiel, an den nördlichen und südlichen afrikanischen Küsten vor. Allerdings auch an weiten Teilen der spanischen Küste. Eine Neubildungsrate von 250 mm/Jahr findet man hingegen eher in gemäßigten bis mediterranen Zonen vor. Dies beinhaltet also weite Teile der Küsten Europas. Gebiete mit sehr hohen Neubildungsraten wurden jedoch nicht berücksichtigt. Aufgrund der hohen Zuflussraten von Grundwasser entsteht dort ein größerer hydrostatischer Grundwasserdruck,

welcher der Salzwasserintrusion entgegenwirkt. So dringt dort das Salzwasser nicht so weit in den Aquifer ein wie an Küsten mit geringen Neubildungsraten (vgl. Kapitel 1.2.3.). Diese Regionen wurden deshalb als eher ungefährdet eingestuft und für diese Arbeit als nicht relevant betrachtet. Dadurch konnte die Anzahl der einzelnen Aquifere und somit der späteren Szenarien möglichst klein gehalten werden.

Mithilfe der unterschiedlichen Neubildungsraten kann nun also untersucht werden, wie die verschiedenen Aquifertypen in den jeweiligen Klimazonen auf den Meeresspiegelanstieg reagieren. Dadurch können, wenn vorhanden, Regionen identifiziert werden, deren Grundwasserleiter durch den Meeresspiegelanstieg besonders gefährdet sind. Als besonders gefährdete Aquifere werden im Vorfeld der Untersuchungen Grundwasserleiter angesehen, die über einen hohen K_f – Wert verfügen. Denn Systeme mit hohen hydraulischen Leitfähigkeiten reagieren aufgrund dieser hohen Durchlässigkeiten schneller auf Veränderungen im System als Aquifere mit geringeren K_f – Werten (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Durch diese beschleunigten Reaktionen würden daher auch etwaige Probleme durch den Meeresspiegelanstieg schneller im System auftreten als in weniger durchlässigen Grundwasserleitern. Es müssten dementsprechend zukunftsnahe Strategien zur Problembehandlung entwickelt werden. Des Weiteren sind Systeme mit geringen Neubildungen als gefährdeter zu erachten als Gebiete mit hohen Raten. Wie bereits oben erwähnt, dringt in diesen Grundwasserleitern die Salzwasserintrusion weiter in den Aquifer hinein, wodurch diese Gebiete bereits heute eine gewisse Versalzungsproblematik aufweisen. Aus diesem Grund wird noch ein weiterer Aquifertyp in die Untersuchungen einbezogen. Dieser stellt dabei einen Extremfall aus hohem Durchlässigkeitsbeiwert und geringer Grundwasserneubildung dar. Anhand dieses Grundwasserleiters soll dann das Verhalten der besonders gefährdeten Systeme, nochmals explizit untersucht werden. Dafür werden dem Modellaquifer eine Leitfähigkeit von 10^{-3} m/s und eine Neubildungsrate von 10 mm/Jahr zugeordnet. Die Porosität beträgt wie im Henry – Problem, welches den gleichen K_f – Wert aufweist, 0,35. Der spezifische Speicherkoeffizient wird auf 0,01 festgelegt.

All diese Aquifertypen wurden auf Basis des gleichen Modellaquifers erstellt. Das heißt sie besitzen alle die gleichen Ausmaße. Wie in Kapitel 3.4. erwähnt, ist dies für die Vergleichbarkeit der Ergebnisse auch unbedingt von Nöten. Allerdings kann dadurch die Frage nicht beantwortet werden, ob auch die Ausmaße des Modellaquifers einen Einfluss auf die Ergebnisse haben. Hierbei liegt das Augenmerk besonders auf der Aquifertiefe. Denn durch den Meeresspiegelanstieg wird die Salzwassersäule des Meeres erhöht. Dadurch verändert sich

das Verhältnis zur Süßwassersäule im Grundwasserleiter. Wie stark sich dieses Verhältnis verändert liegt dabei an der Aquifermächtigkeit. Ob diese Relationen nun aber einen Einfluss auf die Modellergebnisse haben, muss daher noch genauer untersucht werden. Dafür wird noch ein weiterer Aquifertyp erstellt, der die gleichen Parameter aufweist wie der erste Aquifertyp, aber eine geringere Länge und Tiefe besitzt. So wird die Länge des Grundwasserleiters auf 100 m und die Tiefe auf 50 m reduziert. Durch die Verwendung der gleichen Parameter wie in Aquifertyp 1, kann dann gewährleistet werden, dass Unterschiede in den Reaktionen auf den Meeresspiegelanstieg ausschließlich auf die veränderten Ausmaße zurückzuführen sind. Diese Vorgehensweise ermöglicht es Erkenntnisse über den Einfluss der Aquiferausmaße auf die Modellierungsergebnisse zu gewinnen.

Es werden somit drei unterschiedliche Aquifertypen erstellt, die unterschiedliche Durchlässigkeitsbeiwerte, Porositäten und spezifische Speicherkoefizienten aufweisen. Diese Aquifertypen werden dann mit jeweils zwei verschiedenen Neubildungsraten versehen, wodurch also zunächst sechs unterschiedliche Aquifere entstehen. Zusätzlich wird noch ein siebter Aquifer erstellt, der das Verhalten besonders gefährdeter Systeme nachbilden soll. Ein achter Grundwasserleiter soll außerdem den Einfluss der Aquifermächtigkeit auf die Reaktionen des Systems untersuchen.

3.4.3. Meeresspiegelszenarien

An diesen acht Aquiferen soll nun untersucht werden, wie verschiedene Aquifertypen auf den Meeresspiegelanstieg reagieren. Dabei muss man jedoch berücksichtigen, dass der genaue Betrag, um den der Meeresspiegel in den nächsten Jahren ansteigen wird, nicht exakt vorherzusagen ist. Denn das Ausmaß dieses Anstieges ist in hohem Maße von der wirtschaftlichen, industriellen und demographischen Entwicklung der Menschheit abhängig. Diese Entwicklungen bestimmen die Höhe der zukünftigen Treibhausgasemissionen, die dann wiederum für die Ausprägung des Meeresspiegelanstieges verantwortlich sind. Wie sich allerdings die Weltwirtschaft und die Weltbevölkerung in der Zukunft entwickeln, kann aus heutiger Sicht nur geschätzt werden. Im neuesten IPCC Bericht von 2007 wird deshalb in unterschiedlichen Szenarien von verschiedenen Entwicklungen ausgegangen, was zu unterschiedlichen Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre führt. Dadurch entstehen bei den im IPCC zusammengefassten Klimamodellierungen unterschiedliche

Meeresspiegelanstiege. Tab. 3.2 stellt diese verschiedenen Szenarien und die dabei modellierten Meeresspiegelanstiege dar.

Tab. 3.3: verwendete Klimaszenarien im IPCC – Bericht 2007 und die errechneten Meeresspiegelanstiege

Szenario	Eigenschaften	Meeresspiegelanstieg
A1FI	globalisierte Welt, hohes Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum, wirtschaftsorientiert, starke Verbrennung fossiler Brennstoffe	0,26 - 0,59
A1T	globalisierte Welt, hohes Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum, wirtschaftsorientiert, geringe Verbrennung fossiler Brennstoffe	0,2 - 0,45
A1B	globalisierte Welt, hohes Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum, wirtschaftsorientiert, mittlere Verbrennung fossiler Brennstoffe	0,21 - 0,48
A2	regionalisierte Welt, langsames Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum, wirtschaftsorientiert	0,23 - 0,51
B1	globalisierte Welt, hohes Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum, umweltorientiert	0,18 - 0,38
B2	regionalisierte Welt, langsames Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum, umweltorientiert	0,2 - 0,43

Dabei zeigt sich, dass bis zum Ende des 21. Jahrhunderts mit einem Meeresspiegelanstieg zwischen 0,18 Metern (Szenario B1) und 0,59 Metern (Szenario A1FI) gerechnet werden muss. Diese mögliche Bandbreite von Meeresspiegelanstiegen muss deshalb in die folgenden Überlegungen einbezogen werden. Daher wird für die Modellierungen ein erstes Szenario entwickelt, in das der geringste zu erwartende Meeresspiegelanstieg von 0,18 m (Szenario B1) bis Ende des Jahrhunderts eingeht. Ein zweites Szenario stellt mit dem maximalen Anstieg von 0,59 m (Szenario A1FI) den zweiten Extremfall dar. Das dritte Szenario beinhaltet einen ungefähren mittleren Anstieg zwischen beiden Extremwerten von 0,4 m in 100 Jahren. Dieser Anstieg kann als der wahrscheinlichste betrachtet werden.

Diese drei Meeresspiegelszenarien werden dann über die acht Aquifere gelegt, sodass 24 unterschiedliche Simulationsszenarien entstehen. Tab. 3.3 listet diese 24 Szenarien einzeln auf.

Tab. 3.4: ausgewählte Simulationsszenarien und deren Systemparameter

Szenario	Aquifertyp	Aquifertiefe	K_f -Wert	n	S_s	Neubildungsrate	MS-Anstieg
1	1	500 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	10 mm/Jahr	0,18 m
2	1	500 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	10 mm/Jahr	0,4 m
3	1	500 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	10 mm/Jahr	0,59 m
4	2	500 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	250 mm /Jahr	0,18 m
5	2	500 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	250 mm /Jahr	0,4 m
6	2	500 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	250 mm /Jahr	0,59 m
7	3	500 m	10^{-6} m/s	0,1	0,0005	10 mm/Jahr	0,18 m
8	3	500 m	10^{-6} m/s	0,1	0,0005	10 mm/Jahr	0,4 m
9	3	500 m	10^{-6} m/s	0,1	0,0005	10 mm/Jahr	0,59 m
10	4	500 m	10^{-6} m/s	0,1	0,0005	250 mm /Jahr	0,18 m
11	4	500 m	10^{-6} m/s	0,1	0,0005	250 mm /Jahr	0,4 m
12	4	500 m	10^{-6} m/s	0,1	0,0005	250 mm /Jahr	0,59 m
13	5	500 m	10^{-7} m/s	0,01	0,00005	10 mm/Jahr	0,18 m
14	5	500 m	10^{-7} m/s	0,01	0,00005	10 mm/Jahr	0,4 m
15	5	500 m	10^{-7} m/s	0,01	0,00005	10 mm/Jahr	0,59 m
16	6	500 m	10^{-7} m/s	0,01	0,00005	250 mm /Jahr	0,18 m
17	6	500 m	10^{-7} m/s	0,01	0,00005	250 mm /Jahr	0,4 m
18	6	500 m	10^{-7} m/s	0,01	0,00005	250 mm /Jahr	0,59 m
19	7	500 m	10^{-3} m/s	0,35	0,01	10 mm/Jahr	0,18 m
20	7	500 m	10^{-3} m/s	0,35	0,01	10 mm/Jahr	0,4 m
21	7	500 m	10^{-3} m/s	0,35	0,01	10 mm/Jahr	0,59 m
22	8	50 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	10 mm/Jahr	0,18 m
23	8	50 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	10 mm/Jahr	0,4 m
24	8	50 m	10^{-5} m/s	0,25	0,005	10 mm/Jahr	0,59 m

3.5. Modellierung der Szenarien mit SEAWAT

Anhand dieser 24 Szenarien werden nun die möglichen Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf die verschiedenen Aquifertypen untersucht. Dafür werden Grundwassermodellierungen mit SEAWAT durchgeführt. Diese Simulationen erfolgen dabei nach den in Kapitel 2.2. beschriebenen Abläufen. Für diese Berechnungen muss allerdings vorausgesetzt werden können, dass in den Grundwassersystemen laminare Strömungen vorherrschen (vgl. Kapitel 2.). Bei Porenaquiferen ist das im Allgemeinen der Fall. In

klüftigen Medien mit sehr großen Hohlräumen können hingegen turbulente Strömungen auftreten. In einem solchen Fall kann das Darcy – Gesetz nicht mehr angewandt werden. Die Aquifertypen 5 und 6 stehen nun jedoch für ein klüftiges Medium. Die Modellierungen können in diesen Grundwasserleitern also nur durchgeführt werden, wenn der Einfluss turbulenter Strömungen vernachlässigbar ist. Dieses ist der Fall, sobald der betrachtete Aquifer, im Vergleich zur Erstreckung der Klüfte sehr groß ist (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Auf einen Kluftaquifer mit den Ausmaßen der Aquifere 5 und 6 trifft dies durchaus zu, sodass SEAWAT auch auf diese beiden Grundwasserleiter anwendbar ist.

Der erste Schritt der Modellierungen besteht darin, den Gleichgewichtszustand der acht Grundwassersysteme durch stationäre Simulationen zu berechnen. Es wird also der Zustand modelliert, der sich in diesen Systemen unter aktuellen Bedingungen, das heißt mit der heutigen Meeresspiegelhöhe, einstellen würde. Die unterschiedlichen Systemparameter der Aquifertypen (K_f – Wert, Porosität und Neubildung) bestimmen dabei die Ausbildung dieser Gleichgewichtszustände. Die Ausprägungen dieser Zustände können dann durch die stationär modellierten Salzkonzentrationen und Wasserstände in den Aquifertypen beschrieben werden. Für diese Berechnungen muss jedoch zunächst der „constant head boundary“ in der letzten Spalte des Modellaquifers, die das Meer repräsentiert, die Wasserstandshöhe 0 Meter über NN zugeordnet werden. Anschließend kann dann die Grundwasserdynamik dieser acht Systeme mit SEAWAT berechnet werden, bis stationäre Verhältnisse erreicht sind. Der Transportschrittmultiplikator, die Größe des Anfangszeitritt und die maximale Transportschrittlänge müssen bei den Modellierungen dabei so gewählt werden, dass sie die in Kapitel 2.2. erwähnten Stabilitätskriterien nach ZHENG & WANG (1998) einhalten.

Ausgehend von den stationären Simulationsergebnissen können dann die jeweiligen Reaktionen auf den Meeresanstieg untersucht werden. Dafür werden diese stationären Bedingungen als Anfangsbedingungen für die weiteren transienten Modellierungen verwendet. Als nächstes werden dann die „constant head boundaries“ in den einzelnen Grundwasserleitern um den jeweiligen Betrag des Meeresspiegelanstieges erhöht. Das bedeutet, in den Simulationsszenarien 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19 und 22 wird der Wasserstand in der letzten Spalte des Gitternetzes auf 0,18 m aufgestockt. In den Simulationsszenarien 2, 5, 8, 11, 14, 17, 20 und 23 wird er um 0,4 m und in den Szenarien 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 und 24 um 0,59 m erhöht. Unter diesen veränderten Rahmenbedingungen werden dann für einen Zeitraum von 100 Jahren instationäre Grundwassermodellierungen mit SEAWAT durchgeführt. Leider ist es aus Softwaregründen nicht möglich, das Meer innerhalb dieser 100

Jahre langsam auf das Niveau des Szenarios, ansteigen zu lassen. Das heißt, die Meereshöhe wird bereits im ersten Zeitschritt um den kompletten Betrag des Meeresspiegelszenarios erhöht. Für diese Erhöhung errechnet SEAWAT dann instationär ein neues Strömungsfeld, auf dem aufbauend dann eine Transportmodellierung über 100 Jahre stattfindet. Wie stark dieser plötzliche Meeresspiegelanstieg das Simulationsergebnis beeinflusst wird in der Diskussion in Kapitel 5.3., näher besprochen.

Die dabei entstehenden Veränderungen der Systeme, das heißt die Veränderungen der Salzkonzentrationen und der Wasserstände im Aquifer werden abschließend mit den Anfangsbedingungen verglichen. Diese Veränderungen geben nun Auskunft darüber, wie stark und wie schnell ein System auf den Meeresspiegelanstieg reagiert und wie bedroht seine Grundwasserressourcen sind. Für diese transienten Modellierungen gelten die gleichen Stabilitätskriterien wie für die stationären.

4. Ergebnisse

4.1. Stationäre Modellierungen

Wie gerade erwähnt, wurden zunächst die Gleichgewichtszustände der acht Aquifertypen modelliert. Dafür wurden unter stationären Bedingungen SEAWAT – Simulationen mit einer Meereshöhe von 0 Metern über NN als rechter Randbedingung durchgeführt. Bei diesen Berechnungen mussten die Modellierungsparameter des Modellaquifers so gewählt werden, dass die Simulationen die in Kapitel 2.2. formulierten Stabilitätskriterien von Transportmodellierungen einhalten konnten. Mit einem Transportschrittmultiplikator von 1,2 und einem Anfangszeitritt von 0,2 Tagen konnte dieses Ziel in den Aquifertypen 1 – 6 und 8 erreicht werden. Die maximale Zeitschrittlänge wurde dabei in den Aquifertypen 2, 4 und 6 auf 100 Tage festgelegt. In den Aquifertypen 1, 3 und 5 reichte eine maximale Zeitschrittlänge von 400 Tagen aus um die Stabilitätskriterien einzuhalten. Bei Aquifertyp 7 gelang dies mit diesen Modellierungsparametern jedoch nicht. Denn dieser Grundwasserleiter stellt, mit einem Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-3} m/s, einen Extremfall dar. Durch den erhöhten K_f – Wert entstehen dort höhere Fließgeschwindigkeiten im Grundwasser, sodass die Fließzeit zwischen zwei Gitternetzlinien kleiner wird als die Transportschrittlänge. Da dies die Stabilitätskriterien verletzt, wurden die Modellierungsparameter für diesen Grundwasserleiter modifiziert. Der Transportschrittmultiplikator wurde auf 1,1 und die maximale Zeitschrittlänge auf 4 Tage verringert. Die Größe des Anfangszeitrittes blieb mit 0,2 Tagen bestehen.

Unter diesen Kriterien wurden dann die Gleichgewichtszustände der acht Aquifertypen berechnet. Da die Dynamik die zur Ausbildung dieser stabilen Verhältnisse führt in allen Aquifertypen gleich ist, werden in der Folge nur die Ergebnisse der stationären Modellierungen im zweiten Grundwasserleiter näher erläutert. An diesem ist die entstehende Grundwasserdynamik besonders gut zu erkennen. Anhand dieses Beispiels können somit die Charakteristika, eines sich im Gleichgewicht befindenden Aquifersystems, besser beschrieben werden. Die jeweiligen Unterschiede zwischen den Ausprägungen der Gleichgewichtszustände der acht Aquifertypen werden dann in der Folge nochmals gesondert aufgezeigt. Die Prozesse, die dabei in den Grundwasserleitern auftreten und zu den unterschiedlichen Gleichgewichtszuständen führen, werden im Anschluss in Kapitel 5.1. diskutiert.

4.1.1. Aquifertyp 2

Es wurden also zunächst stationäre Modellierungen mit SEAWAT durchgeführt bis sich ein Gleichgewichtszustand einstellte. Die für diese stabilen Verhältnisse berechneten Salzkonzentrationen in Grundwasserleiter 2 werden in Abb. 4.1 dargestellt.

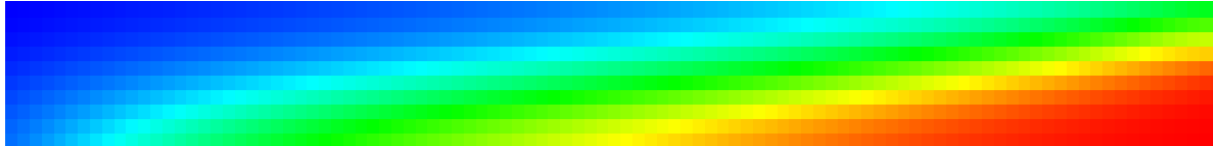


Abb. 4.1: Gleichgewichtszustand der Salzkonzentrationen des Aquifertyps 2

Abb. 4.1 zeigt eine Seitenansicht des Aquifers über seine gesamte Mächtigkeit und Länge. Über den linken Rand strömt Süßwasser in den Grundwasserleiter und am rechten Rand schließt das Meer an. Die Farbgebung gibt die errechnete Salzkonzentration der jeweiligen Gitternetzstelle an. Rot steht dabei für eine sehr hohe Salzkonzentration, nahe der Meereskonzentration von 35 kg/m^3 . Blau steht für eine geringe Salzkonzentration. Gelb und grün bilden die Übergangszone zwischen hoher und geringer Salzkonzentration ab. Bei der Betrachtung der Grafik erkennt man, dass die Salzkonzentrationen am unteren rechten Ende des Aquifers, also in der unmittelbaren Nähe zum Meer, sehr hoch sind. Sogar noch in einer Entfernung von 200 Metern zum Meer beträgt die Salzkonzentration am unteren Ende des Grundwasserleiters noch 33 kg/m^3 . Diese hohe Konzentration findet man auch in einer Tiefe von 300 Metern direkt an der Grenze zum Meer. Von diesem Punkt aus fällt diese hohe Konzentration dann allmählich ab, je weiter man in den Aquifer hineingeht, bis sie schließlich die Aquifersohle erreicht, sodass ein Salzwasserkeil entsteht. Im oberen Teil des Grundwasserleiters ist die Salzkonzentration am Übergang zum Meer nicht mehr so hoch wie im unteren Teil. Dort nimmt die Konzentration von unten nach oben hin stetig ab. Diese Konzentrationsabnahme setzt sich auch im Aquifer fort. So verläuft die Konzentrationsabnahme nahezu parallel zu dem Salzwasserkeil im unteren rechten Ende des Aquifers. Dieses Verhalten hat zur Folge, dass je weiter man sich von der Meeresgrenze entfernt die Salzkonzentrationen immer geringer werden. Im oberen Teil des Grundwasserleiters nimmt die Konzentration jedoch schneller ab als im unteren Teil, sodass die Salzfahne dort tiefer in den Aquifer hineinragt. Im oberen linken Ende des Grundwasserleiters beträgt die Salzkonzentration dann nur noch 1 kg/m^3 . Der

Übergangsbereich zwischen den hohen Konzentrationen des Salzwasserkeils und den geringen Konzentrationen am Zuflussrand ist in diesem Fall sehr breit. Die Konzentration nimmt also nur langsam ab.

Tab. 4.1 stellt die bei diesen Modellierungen berechneten äquivalenten Wasserstände im Aquifer dar. Diese Wasserstände stellen dabei die hydrostatischen Bedingungen im gespannten Aquifer dar. SEAWAT berechnet diese äquivalenten Wasserstände aus den simulierten Piezometerhöhen und Wasserdichten für jede Gitternetzzeile (vgl. Kapitel 2.2.) und gibt sie in Meter Wassersäule [mWS] an.

Tab. 4.1.: Berechnete äquivalente Wasserstände des Aquifertyp 2 zum Gleichgewichtszustand in [mWS]

Aquiferlänge in [m]	0	250	500	750	1000
äq. Wasserstand obere Schicht	6,97	6,23	5,05	3,52	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	509,03	509,39	510,12	510,95	511,88

In der ersten Zeile werden die Wasserstände, die für die oberste Schicht errechnet wurden, abgebildet, in der zweiten Zeile die der untersten Schicht. Dabei zeigt sich, dass im Gleichgewichtszustand der äquivalente Wasserstand in der obersten Schicht von links nach rechts hin abnimmt. Das heißt, am Zustromrand stellt sich ein höherer Wasserstand ein als an der Grenze zum Meer. In der untersten Schicht des Grundwasserleiters zeigt sich jedoch ein genau entgegengesetztes Verhalten. Dort fällt der äquivalente Wasserstand von der seewärtigen Randbedingung in den Aquifer hinein langsam ab.

4.1.2. Vergleich der Salzkonzentrationen der einzelnen stationären Zustände

Bei allen acht Aquifertypen wurden die gleichen stationären Modellierungen mit SEAWAT durchgeführt wie im zweiten Grundwasserleiter. Die Gleichgewichtszustände, die sich dabei in den einzelnen Aquiferen bildeten, unterscheiden sich jedoch deutlich von denen des zweiten Aquifertyps. Es entstehen also differenzierte Wasserstände und Salzkonzentrationen. Abb. 4.2 bildet diese unterschiedlichen Bedingungen in den Aquiferen 1 – 5 ab. Das Diagramm zeigt dabei diesmal die 75% – Isohalinen der relativen Salzkonzentrationen innerhalb der einzelnen Grundwasserleiter. Sie dienen zur Veranschaulichung der

Salzwasserintrusion und bilden deren Ausprägung ab. Auf der x – Achse des Diagramms ist dabei die Aquiferlänge aufgetragen und auf der y – Achse die Aquifertiefe.

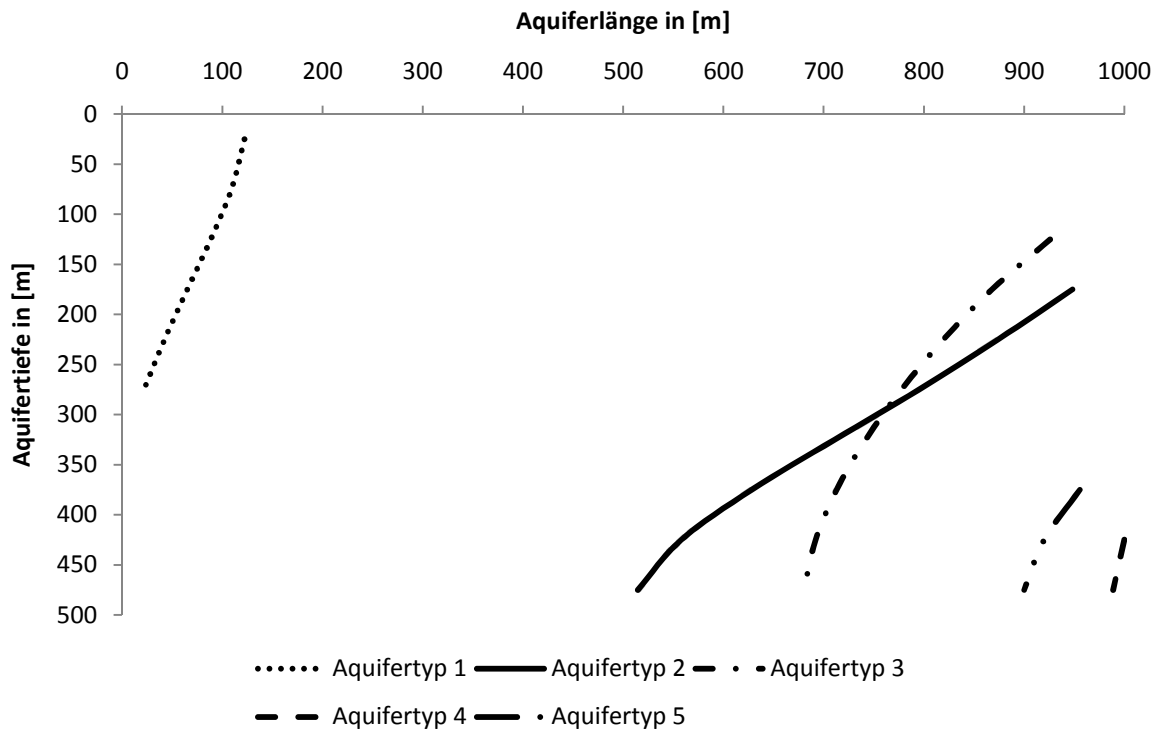


Abb. 4.2: Vergleich der relativen Salzkonzentrationen der Aquifertypen 1 – 5, anhand ihrer 75% – Isohaline

Durch diese Graphik werden die unterschiedlichen Gleichgewichtszustände der Aquifere deutlich ersichtlich. Die 75% – Isohaline des zweiten Aquifertyps wird hier nun durch eine durchgezogene schwarze Linie dargestellt. Sie reicht am Grund mit ca. 500 Metern, weiter in den Aquifer hinein als oben. In einer Tiefe von 125 m erreicht sie dort die Meerwassergrenze. Wie im vorherigen Kapitel bereits beschrieben, dringt die Salzwasserintrusion in den unteren Schichten also stärker vor als in den oberen. Das Interface verläuft dabei eher flach. Die Isohaline des ersten Aquifers bildet sich hingegen deutlich steiler aus. Sie reicht auch weitaus tiefer in den Grundwasserleiter hinein als beim zweiten. So schneidet sie in einer Tiefe von 275 Metern den Zustromrand. Das heißt, die Salzkonzentrationen am Grund des Aquifers liegen über die gesamte Länge über 75%. Und auch im oberen Teil sind die Konzentrationen sehr hoch. Der zweite Aquifertyp weist demnach einen sehr hohen Versalzungsgrad auf. Die 75% – Isohaline des dritten Grundwasserleiters reicht am Grund etwas mehr als 300 Meter in den Aquifer hinein. Von dort aus steigt sie dann konvex an, bis sie in einer Tiefe von 125 Metern die Meeresgrenze erreicht. Die Salzwasserintrusion ist also weit weniger stark ausgeprägt wie im ersten Aquifertyp. Das Interface weist allerdings eine ähnliche Ausprägung

auf wie das des zweiten Grundwasserleiters. Beide 75% – Isohalinen befinden sich im gleichen Bereich des Modellaquifers. Das heißt beide Aquifertypen weisen einen ähnlichen Versalzungsgrad auf. Das Salzwasserinterface des zweiten Grundwasserleiters vollzieht sich allerdings etwas flacher als das des dritten. Das bedeutet die Salzwasserintrusion dringt dort am Grund weiter vor, wohingegen sie im dritten Aquifer weiter in die oberen Schichten vorstößt. Die 75% – Isohaline des vierten Aquifers befindet sich nur noch knapp im Modellaquifer. An der Meeresgrenze fällt sie in einer Tiefe von 425 Metern sehr steil ab, bis sie den Grund in einer Entfernung von knapp 15 Metern zum Meer erreicht. Im vierten Grundwasserleiter dringt die Salzwasserintrusion beim Gleichgewichtszustand, also nicht so weit in den Aquifer ein wie in den anderen. Dennoch stößt sie auch hier am Grund des Aquifers weiter vor als in den oberen Schichten. Die Salzkonzentrationen im gesamten Aquifer sind die geringsten aller Aquifertypen. Etwas weiter in den Grundwasserleiter hinein reicht das Salzwasserinterface des fünften Aquifertyps. In einer Tiefe von 350 Metern schneidet die 75% – Isohaline die Meeresgrenze, von wo aus sie dann relativ steil abfällt. In einer Entfernung von ungefähr 100 Metern zum Meer erreicht sie dann den Grund des Aquifers. Wie bei allen anderen Grundwasserleitern sind die Salzkonzentrationen deshalb auch hier in den unteren Schichten höher als in den oberen. Die Gesamtkonzentration des fünften Aquifers ist als sehr gering zu betrachten.

Der sechste Aquifertyp stellt nun eine Sondersituation dar. Im Gleichgewichtszustand dringt überhaupt kein Salzwasser vom Meer aus in den Aquifer ein. Es kommt also zu keinerlei Salzwasserintrusion. Die 75% – Isohaline verläuft daher nicht im Grundwasserleiter, sondern direkt an der „constant head boundary“ des Meeres und ist daher im Diagramm nicht zu erkennen. Besondere Konzentrationsverhältnisse weist auch Aquifertyp 7 auf. Dieser stellt mit seinem hohen K_f – Wert und seiner geringen Grundwasserneubildung einen Extremfall dar. Dementsprechend bilden sich im Gleichgewichtszustand auch einmalige Konzentrationsverhältnisse aus. So weist der komplette Aquifer sehr hohe Salzkonzentrationen auf. Diese Konzentrationen sind sogar so hoch, dass die 75% – Isohaline gar nicht im Grundwasserleiter abgebildet werden kann. Deshalb wird in Abb. 4.3 das Salzwasserinterface beim Gleichgewichtszustand des siebten Aquifers auch mit 97% –, 98% – und 99% – Isohalinen beschrieben.

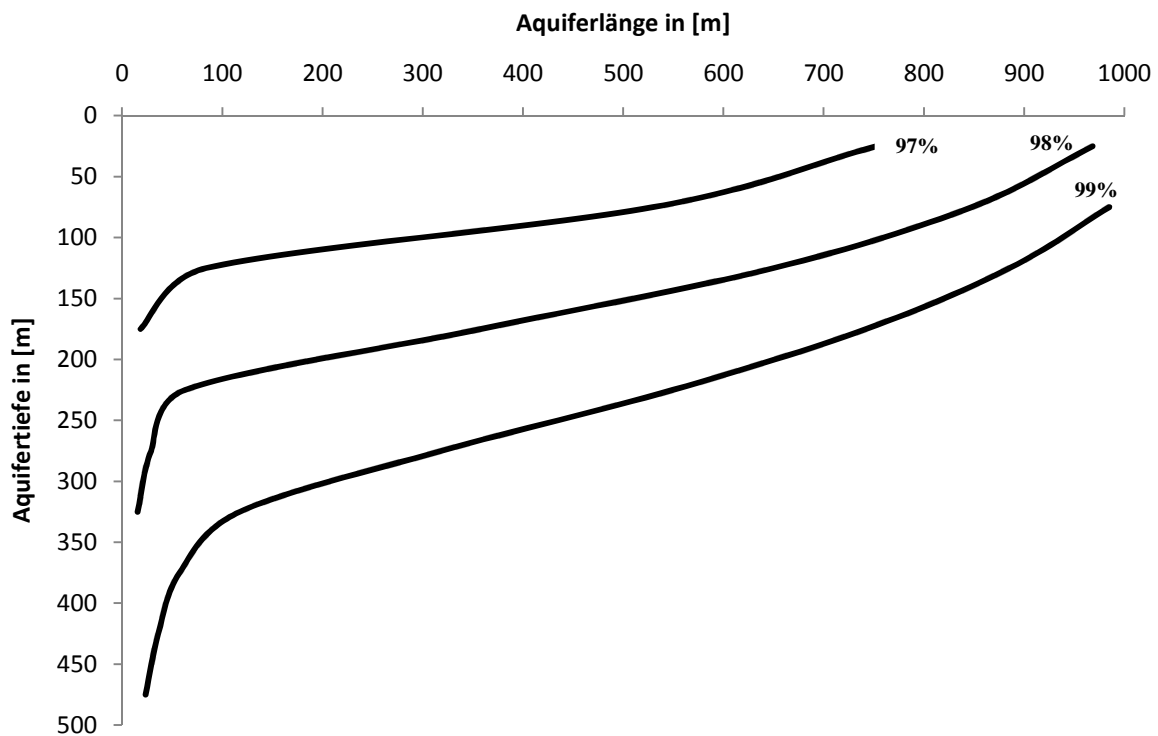


Abb. 4.3: 97%, 98% und 99% Isohalinen in Aquifertyp 7

Dabei zeigt sich, dass sich trotz der hohen Konzentrationen die gleichen Tendenzen erkennen lassen, wie in den anderen Aquifertypen. So werden auch hier die höchsten Salzkonzentrationen am Grund des Aquifers verzeichnet. Die Salzwasserintrusion dringt also in den tieferen Schichten erneut weiter vor als in den höheren. Allerdings sind die Konzentrationsunterschiede, aufgrund der hohen Gesamtkonzentration sehr gering.

Aquifertyp 8 ist neben Aquifertyp 7 der zweite Sonderfall unter den Aquifertypen. Er besitzt die gleichen Systemparameter wie der erste Grundwasserleiter und auch die gleiche Geometrie. Lediglich die Ausmaße sind um Faktor zehn verkleinert. Der hierfür modellierte Gleichgewichtszustand mit SEAWAT wird in Abb. 4.4 dargestellt. Obwohl Aquifertyp 8 die gleichen Systemparameter aufweist wie Aquifertyp 1, stellt sich nach den stationären Modellierungen eine stark veränderte Gleichgewichtssituation ein. Die Salzkonzentrationen im gesamten Grundwasserleiter sind nochmals deutlich höher als in Aquifertyp 1, sodass auch hier die 75% – Isohalinen zur Darstellung des Salzwasserinterfaces nicht verwendet werden können. Deshalb wird in Abb. 4.4 auf 90% –, 91% – und 92% – Isohalinen zurückgegriffen.

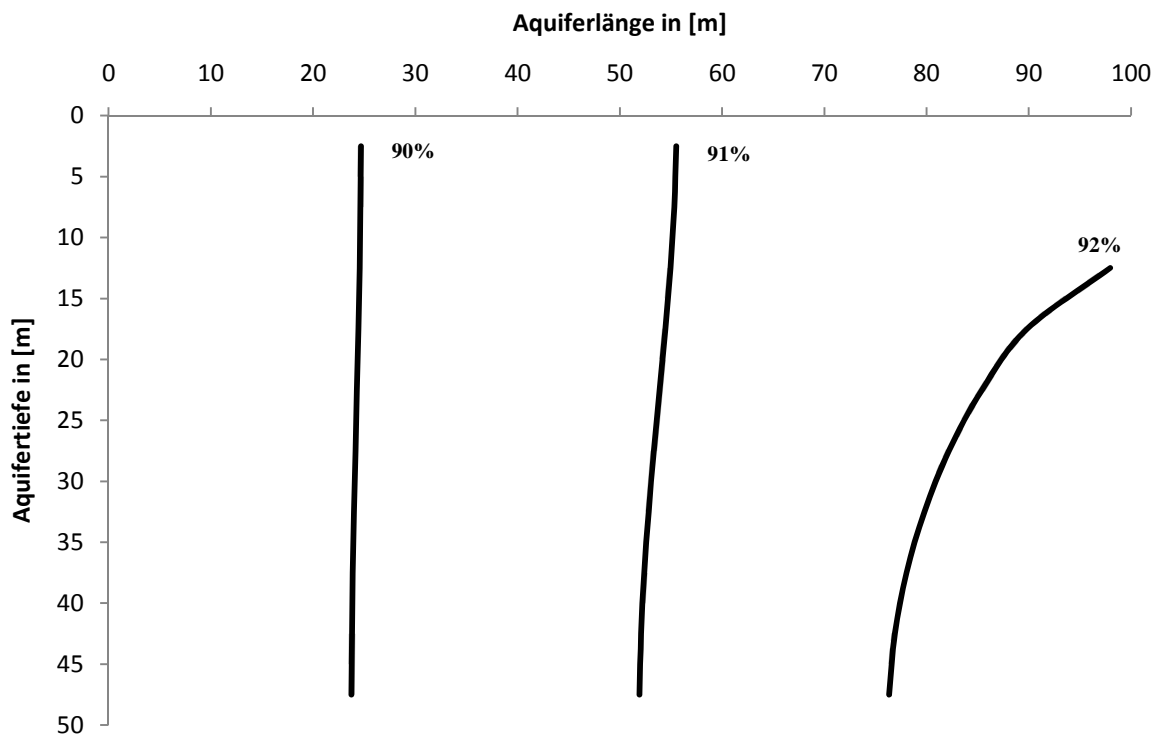


Abb. 4.4: 90%, 91% und 92% Isohalinen in Aquifertyp 8

Während sich im ersten Grundwasserleiter noch ein deutlich ausgeprägter Salzwasserkeil entwickelt, ist dies hier nun nicht mehr der Fall. Nur noch an der Grenze zum Meer ragen die Isohalinen am Grund weiter in den Aquifer hinein als in den oberen Schichten. Im restlichen Grundwasserleiter verlaufen die Isohalinen dann senkrecht. Die Konzentrationen sind über die gesamte Mächtigkeit also nahezu homogen verteilt. Lediglich die Konzentrationsabnahme mit zunehmendem Abstand zum Meer ist noch zu erkennen.

4.1.3. Vergleich der Wasserdrücke der einzelnen stationären Zustände

Die berechneten äquivalenten Wasserstände der einzelnen Gleichgewichtszustände weisen alle die gleichen Muster auf, die bereits in Aquifertyp 2 beschrieben wurden. So nimmt der Wasserstand bei allen Aquiferen in der obersten Schicht zum Meer hin ab. An der dortigen Randbedingung beträgt der äquivalente Wasserstand dann in allen Grundwasserleitern 0,63 Meter. Am Zustromrand unterscheiden sich die jeweiligen Wasserstände der einzelnen Aquifere jedoch wiederum deutlich, was sich bei einem Blick auf Tab. 4.2 zeigt. Aus diesem Grund unterscheiden sich auch die Druckabnahmen im Grundwasserleiter zwischen den einzelnen Aquifertypen.

Der Wasserstand in den untersten Aquiferschichten an der Meeresgrenze liegt in allen Grundwasserleitern bei 511,88 Metern, von dort aus fällt er in den Aquiferen 1, 2, 3, 7 und 8, in Richtung Zustromrand ab. In den Aquifertypen 4 und 5 fällt er zu Beginn zwar noch ab, um dann im Verlaufe des Grundwasserleiters wieder anzusteigen. Der Betrag dieser Anstiege und die Orte, an denen sie beginnen unterscheiden sich jedoch in beiden Aquiferen. In Grundwasserleiter 4 steigt der Wasserstand bereits nach ca. 200 Metern wieder an und verläuft von dort aus relativ steil. In Aquifer 5 steigt der Wasserstand hingegen erst nach ca. 400 Metern an und vollzieht sich etwas flacher. In Aquifertyp 6 steigt der äquivalente Wasserstand hingegen durchweg sehr deutlich an, je weiter man sich vom Meer entfernt.

Ergebnisse – Stationäre Modellierungen

Tab. 4.2: Berechnete äquivalente Wasserstände aller Aquifertypen für die Gleichgewichtszustände in [mWS]

Aquiferlänge in [m]	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
Aquifertyp 1											
äq. Wasserstand obere Schicht	1,98	1,94	1,85	1,75	1,64	1,51	1,39	1,25	1,11	0,93	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	510,74	510,77	510,85	510,96	511,07	511,18	511,30	511,43	511,56	511,70	511,88
Aquifertyp 2											
äq. Wasserstand obere Schicht	6,97	6,76	6,42	6,02	5,56	5,05	4,50	3,87	3,13	2,20	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	509,03	509,06	509,26	509,53	509,81	510,12	510,44	510,78	511,13	511,49	511,88
Aquifertyp 3											
äq. Wasserstand obere Schicht	4,38	4,27	4,06	3,81	3,53	3,22	2,88	2,50	2,08	1,55	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	509,44	509,45	509,55	509,70	509,89	510,10	510,34	510,62	510,94	511,33	511,88
Aquifertyp 4											
äq. Wasserstand obere Schicht	22,01	20,58	18,98	17,36	15,72	14,02	12,24	10,28	8,01	5,17	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	522,06	520,63	519,06	517,51	515,98	514,51	513,15	512,00	511,26	511,15	511,88
Aquifertyp 5											
äq. Wasserstand obere Schicht	12,49	11,91	11,24	10,53	9,76	8,91	7,95	6,81	5,43	3,63	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	512,63	512,07	511,48	510,94	510,48	510,15	510,01	510,09	510,42	510,99	511,88
Aquifertyp 6											
äq. Wasserstand obere Schicht	69,37	63,66	57,30	50,94	44,54	38,10	31,58	24,89	17,90	10,29	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	569,41	563,70	557,37	551,06	544,77	538,52	532,37	526,37	520,68	515,60	511,88
Aquifertyp 7											
äq. Wasserstand obere Schicht	0,77	0,77	0,76	0,75	0,74	0,73	0,72	0,71	0,69	0,67	0,63
äq. Wasserstand untere Schicht	511,80	511,81	511,82	511,83	511,83	511,84	511,85	511,86	511,86	511,87	511,88
Aquifertyp 8											
äq. Wasserstand obere Schicht	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,10	0,09	0,06
äq. Wasserstand untere Schicht	51,14	51,14	51,14	51,14	51,14	51,14	51,14	51,15	51,15	51,17	51,19

4.2. Instationäre Modellierungen

Die modellierten Gleichgewichtszustände der acht Aquifertypen, dienten als Anfangsbedingungen für die instationären Modellierungen mit SEAWAT. Innerhalb dieser transienten Berechnungen wurden dann drei verschiedene Meeresspieganstiege simuliert. Die Modellierungsparameter aus den stationären Simulationen wurden dabei in die neuen Berechnungen übernommen, um die Einhaltung der Stabilitätskriterien zu garantieren. Zu Beginn der Simulation betrug die Transportzeitschrittlänge daher 0,2 Tage. Durch den Zeitschrittmultiplikator wuchs die Zeitschrittlänge dann im Laufe der Modellierung auf 100 Tage an. Um zu testen, ob es bei dieser relativ großen Zeitschrittlänge durch eine etwaige numerische Dispersion zu Ungenauigkeiten in den Berechnungen kommt, wurden die Modellierungen mit deutlich verkürzten Zeitschritten wiederholt. Dabei ergaben sich jedoch keinerlei Veränderungen zu den ersten Ergebnissen, sodass in der Folge die Ergebnisse dargestellt werden, die mit den längeren Zeitschritten und somit kürzeren Rechenzeiten erzielt wurden.

Mit diesen Einstellungen benötigte SEAWAT in den Aquifertypen 1 – 6 und 8 jeweils 395 Transportzeitschritte für die hundertjährige Simulationsperiode. Im Aquifertyp 7 wurde das Simulationensende nach 9147 Zeitschritten erreicht. Anhand dieser Modellierungen kann nun untersucht werden, wie die jeweiligen Aquifertypen auf die drei Meeresspiegelszenarien reagieren. Dafür werden die Salzkonzentrationen und die Wasserstände der einzelnen Gleichgewichtszustände, mit denen verglichen, die für die drei Anstiegsszenarien berechnet wurden. Die Unterschiede der Salzkonzentrationen zwischen den einzelnen Transportzeitschritten waren dabei jedoch in allen acht Aquiferen sehr gering. Deshalb wird im Folgenden auf eine nähere Darstellung der einzelnen Zeitschritte verzichtet. Es werden aus diesem Grund nur die transient berechneten Salzkonzentrationen und Wasserstände zum Ende der Simulationsperiode dargestellt.

4.2.1. Aquifertyp 1

Die transiente Transportmodellierung des ersten Aquifers erreichte bei allen drei Meeresspiegelszenarien nach etwa eineinhalb Monaten stabile Verhältnisse. Das heißt, nach diesem Zeitraum veränderten sich die Modellierungsergebnisse bis zum Ende der Simulationsperiode nicht mehr. Abb. 4.5 stellt diese dabei berechneten Veränderungen der Salzkonzentrationen im ersten Aquifer dar.

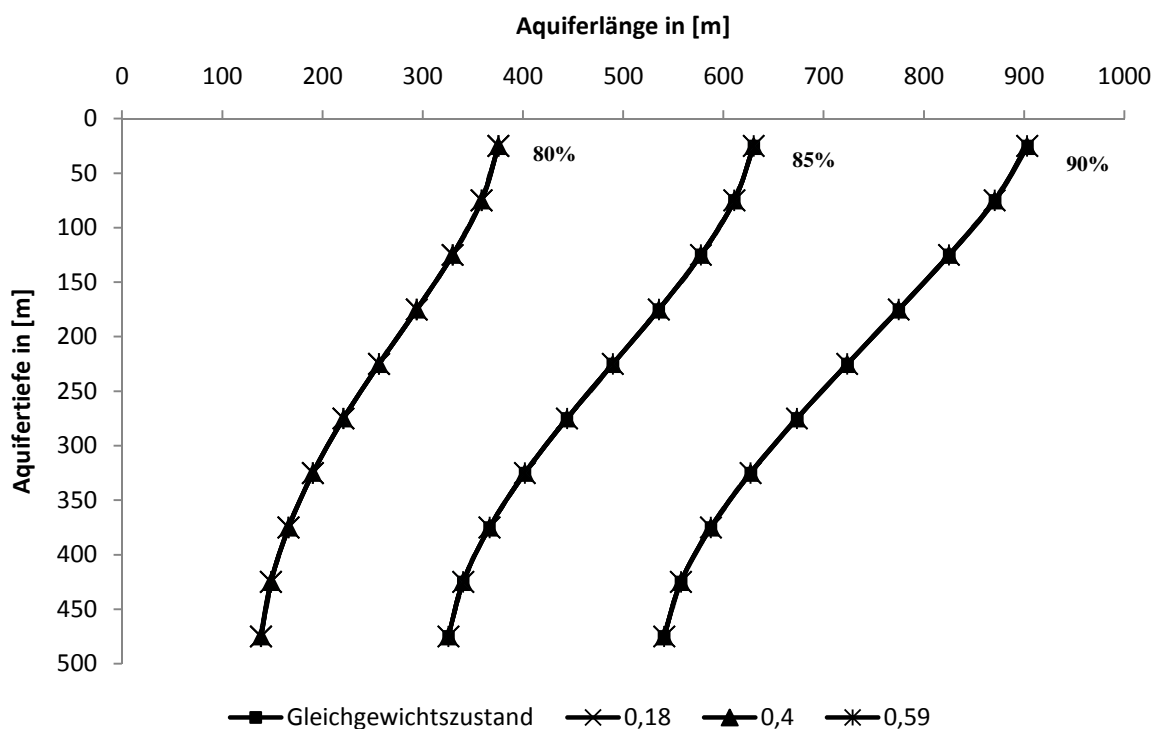


Abb. 4.5: 80% -, 85% - und 90% - Isohalinen in Aquifertyp 1, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Auf der x – Achse des Diagramms ist die Aquiferlänge aufgetragen und auf der y – Achse die Aquifertiefe. Die unterschiedlichen Salzkonzentrationen im Grundwasserleiter werden durch 80% –, 85% –, und 90% – Isohalinen dargestellt. Die Isohalinen mit den schwarzen Quadraten geben dabei den Gleichgewichtszustand des ersten Aquifers an. Die Isohalinen mit der schwarzen X – Markierung zeigen die sich einstellenden Salzkonzentrationen im Aquifer nach 100 Jahren an, wenn das Meer in dieser Zeit um 0,18 Meter ansteigen würde. Die Isohalinen mit den schwarzen Dreiecken stellen die Salzkonzentrationen bei einem Meeresspiegelanstieg von 0,4 Metern in 100 Jahren, dar. Die Linien mit den schwarzen Sternen geben die Bedingungen bei einem Anstieg von 0,59 Metern wieder.

Dabei zeigt sich, dass sich die Isohalinen der einzelnen Szenarien so gut wie nicht von den Isohalinen des Gleichgewichtszustandes unterscheiden. Die einzelnen Linien überlappen sich so stark, dass sie kaum voneinander zu unterscheiden sind. Dies gilt für die gesamte Länge der Linien. Im oberen Teil des Grundwasserleiters ist die Überlappung genau so groß wie im unteren Teil. Es gibt demnach auch keine Schichten im Aquifer, in denen sich das Salzwasser stärker verschiebt als in anderen. Tab. 4.3 listet die durchschnittlichen Verschiebungen der Isohalinen in Metern, für die jeweiligen Szenarien, nochmals auf. In der obersten Zeile sind die einzelnen Meeresspiegelanstiege in Metern angegeben und in der ersten Spalte die jeweiligen Isohalinen der relativen Salzkonzentrationen.

Tab. 4.3: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 1 [m], durch die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
80%	0,10	0,11	0,11
85%	0,08	0,08	0,08
90%	0,23	0,23	0,25

Dort lässt sich erkennen, dass sich die Salzwasserintrusion in 100 Jahren bei allen Szenarien nur um wenige Zentimeter verschiebt. Diese Verschiebung findet in den Aquifer hinein statt. Bei den Meeresspiegelanstiegen von 0,18 Metern und 0,4 Metern ist die Verschiebung am geringsten. Alle Isohalinen verschieben sich bei diesen zwei Szenarien um den gleichen Betrag. Dies gilt bei den 80% – und 85% – Isohalinen wie auch für das Szenario mit einem Anstieg von 0,59 Meter in 100 Jahren. Bei der 90% – Isohaline weist das höchste Anstiegsszenario eine etwas größere Verschiebung auf. Diese fällt mit gerade einmal zwei Zentimetern jedoch sehr gering aus. Das Grundwassersystem des ersten Aquifers reagiert also auf alle Meeresspiegelszenarien nahezu gleich und jeweils nur sehr schwach.

Die berechneten äquivalenten Wasserstände der einzelnen Szenarien zum Ende der Simulationsperiode werden in Tab. 4.4 aufgelistet.

Tab. 4.4: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 1 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresspiegelanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	2,16	1,69	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	2,38	1,91	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,40	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	2,58	2,11	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,60	0,59

In der obersten Zeile ist die Aquiferlänge dargestellt, in der ersten Spalte die jeweiligen Meeresspiegelszenarien. Für die jeweiligen Szenarien sind die sich neu einstellenden äquivalenten Wasserstände und die Veränderung zum Gleichgewichtszustand aufgelistet. Dabei fällt auf, dass sich alle Wasserstände jeweils um den Betrag des Meeresspiegelanstieges erhöhen. Die Veränderungen der Drücke innerhalb des Aquifers bleiben jedoch erhalten.

4.2.2. Aquifertyp 2

Die transienten Transportmodellierungen mit SEAWAT erreichen bei allen drei Meeresspiegelszenarien nach etwa zwei Monaten stabile Verhältnisse. Das heißt, es entsteht hier nach zwei Monaten ein neues Gleichgewicht. Die sich bei diesem Gleichgewicht einstellenden Salzkonzentrationen im Aquifer werden durch die 25% -, 50% - und 75% - Isohalinen in Abb. 4.6 dargestellt.

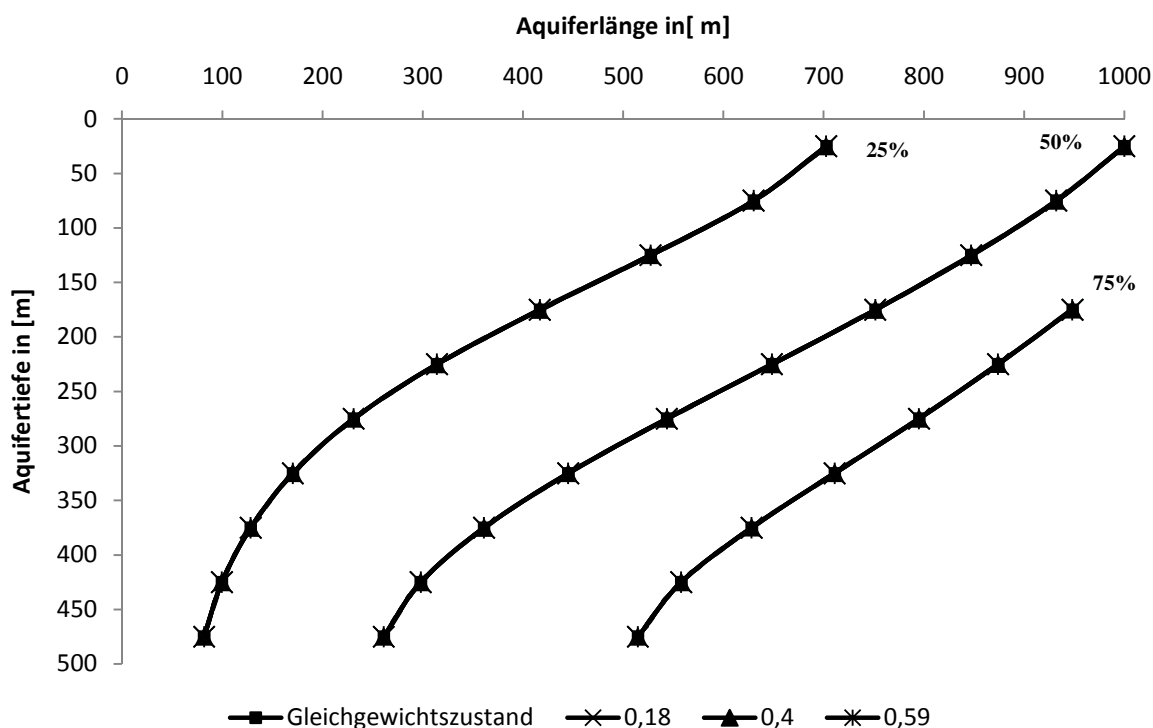


Abb. 4.6: 25% -, 50% - und 75% - Isohalinen in Aquifertyp 2, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Bei der Betrachtung der Grafik kann man erkennen, dass die Isohalinen der drei Meeresspiegelszenarien sich wieder so gut wie gar nicht von den Isohalinen des Gleichgewichtszustandes unterscheiden. Dies gilt auch hier über die gesamte Aquifermächtigkeit. Es treten daher keine Schichten im Grundwasserleiter auf, die eine stärkere Verschiebung des Salzwasserinterfaces, zu verzeichnen haben als andere. Die durchschnittliche Verschiebung der Isohalinen wird in Tab. 4.5 aufgelistet.

Tab. 4.5: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 2 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
25%	0,16	0,16	0,16
50%	0,12	0,13	0,19
75%	0,12	0,13	0,23

Auch hier verschiebt sich wie bereits im ersten Aquifer die Salzwasserintrusion nur um wenige Zentimeter. Bei den Meeresspiegelanstiegen von 0,18 Metern und 0,4 Metern in 100 Jahren verschieben sich die Isohalinen in gleichem Maße. Nur bei einem Anstieg von 0,59 Metern ist eine leicht stärkere Reaktion zu erkennen. Hier verschiebt sich die 75% – Isohaline mit 0,23 Metern am stärksten. Damit liegt die Verschiebung des Interfaces beim zweiten Grundwasserleiters etwa auf dem gleichen Niveau wie beim ersten. Dies gilt für alle drei Meeresspiegelszenarien.

Tab. 4.6 zeigt die für die drei Meeresspiegelszenarien berechneten äquivalenten Wasserstände im Aquifer zum Ende der Simulationsperiode. Jeder einzelne äquivalente Wasserstand einer Wassersäule erhöht sich dabei genau um den Wert des Meeresspiegelanstieges. Die Unterschiede zwischen den Drücken der Wassersäulen bleiben jedoch, gegenüber dem Gleichgewichtszustand, unverändert. Damit verhält sich der zweite Grundwasserleiter genauso wie der erste.

Tab. 4.6: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 2 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	7,15	5,23	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	7,37	5,45	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,40	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	7,57	5,65	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,60	0,59

4.2.3. Aquifertyp 3

Die transienten Transportmodellierungen mit SEAWAT erreichen erst nach ca. 15 Jahren stabile Verhältnisse. Das System benötigt also eine relativ lange Zeit, um ein neues Gleichgewicht zu finden. Abb. 4.7 zeigt die durch die drei Meeresspiegelszenarien hervorgerufenen Veränderungen der Salzkonzentrationen im Aquifer zum Ende der Simulationsperiode.

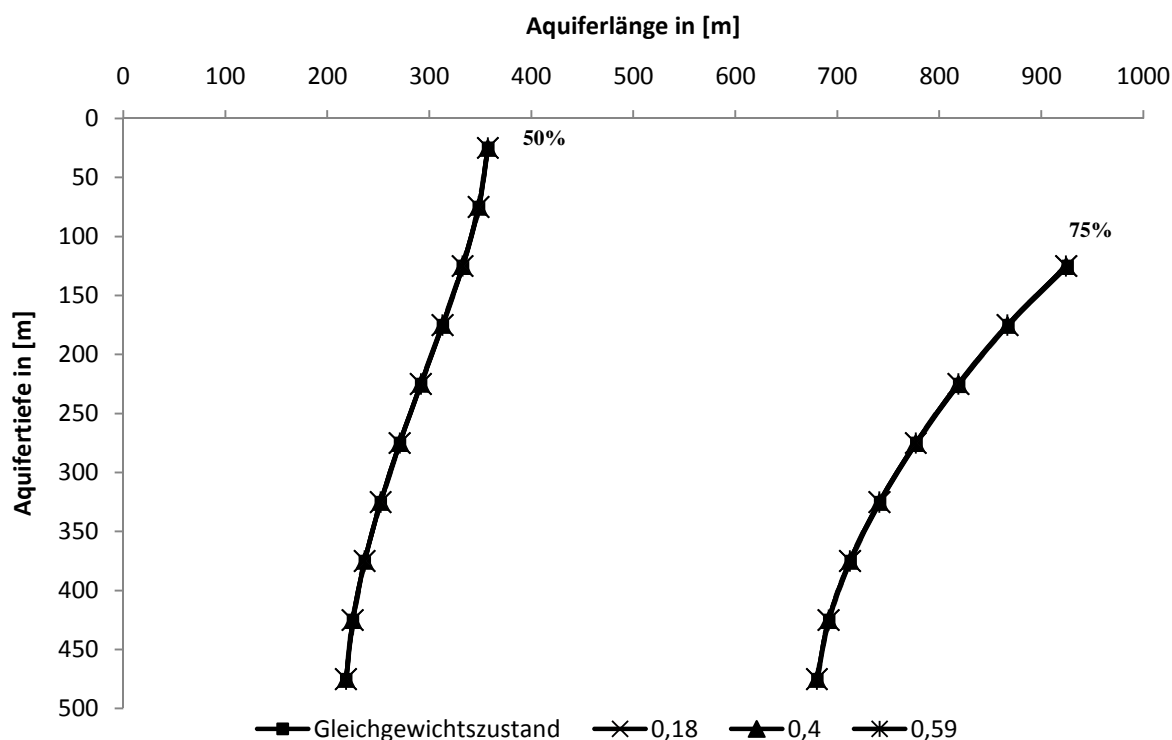


Abb. 4.7: 50% - und 75% - Isohalinen in Aquifertyp 3, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Die Salzkonzentrationen in Aquifer 3 sind stark erhöht. Dies ist an den relativ großen Abständen zwischen den Isohalinen zu erkennen. Die Konzentration nimmt also innerhalb des Aquifers langsamer ab als bei den ersten beiden. Die 25% – Isohaline kann deshalb auch nicht im Modellaquifer abgebildet werden. Diese niedrigen Konzentrationswerte werden nicht erreicht. Es sind daher nur die 50% – und die 75% – Isohaline zu sehen. Die Konzentrationsveränderungen der einzelnen Szenarien sind dabei auch hier kaum von der Konzentrationsverteilung des Gleichgewichtszustandes zu unterscheiden. Die Veränderungen durch den Meeresspiegelanstieg sind demnach in Aquifertyp 3 ebenfalls sehr gering. Es lassen sich erneut keine Schichten identifizieren, in denen die Verschiebung des

Salzwasserinterfaces stärker voranschreitet als in anderen. Die tatsächliche Verschiebung des Interfaces im Bezug auf den Gleichgewichtszustand, wird in Tab. 4.7 dargestellt.

Tab. 4.7: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 3 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
50%	0,26	0,27	0,27
75%	0,58	0,60	0,67

In Tab. 4.7 zeigt sich, dass sich die Salzwasserintrusionen durch den Meeresspiegelanstieg doch etwas verschieben. Diese Veränderungen zu den Gleichgewichtszuständen fallen dabei etwas größer aus als bei den ersten beiden Aquiferen. Vor allem die 75% – Isohaline weist einen stärkeren Versatz auf. Bei allen Szenarien verschiebt sie sich um etwa 0,6 Meter in 100 Jahren. Die größte Verschiebung findet bei einem Anstieg von 0,59 Metern statt. Vor allem die hohen Konzentrationen dringen also im dritten Aquifertyp tiefer in den Grundwasserleiter ein. Die niedrigeren Salzkonzentrationen im Aquifer weisen bis zum Ende der Simulationsperiode jedoch noch keine größeren Reaktionen auf. Die berechneten äquivalenten Wasserstände zum Ende der Simulationsperiode werden in Tab. 4.8 dargestellt.

Tab. 4.8: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 3 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	4,56	3,39	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	4,78	3,61	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,40	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	4,98	3,81	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,60	0,59

Die Wasserstände im Grundwasserleiter verhalten sich auch in Aquifertyp 3, wie bei den anderen beiden. Sie erhöhen sich demnach, gegenüber dem Gleichgewichtszustand, jeweils um den Betrag des Meeresspiegelanstieges nach 100 Jahren. Die Druckveränderungen zwischen den Wassersäulen bleiben wiederum konstant.

4.2.4. Aquifertyp 4

Im Gegensatz zu den vorangegangenen Aquifertypen stellen sich im vierten Aquifer keine stabilen Verhältnisse innerhalb der Simulationsperiode ein. Die Verteilung der Salzkonzentrationen im Grundwasserleiter ist also auch nach 100 Jahren noch nicht im Gleichgewicht. Die Konzentrationsverhältnisse, die sich dabei am Ende der Simulationsperiode einstellen, werden in Abb. 4.8 dargestellt.

Die Salzkonzentrationen in Aquifer 4 sind so gering, dass die 75% – Isohaline nicht in den Grundwasserleiter hineinragt. Dies zeigt sich auch an dem engen Abstand der Isohalinen zueinander. Es sind daher nur die 50% – und die 25% – Isohaline zu sehen. Aber auch bei diesen ist die Veränderung durch die drei Meeresspiegelanstiege kaum zu registrieren. Die Linien sind wiederum nicht voneinander zu unterscheiden. Es sind auch keine Schichten im Aquifer zu erkennen, in denen es durch die Meeresspiegelanstiege zu stärkeren Verschiebungen des Salzwasserinterfaces kommt.

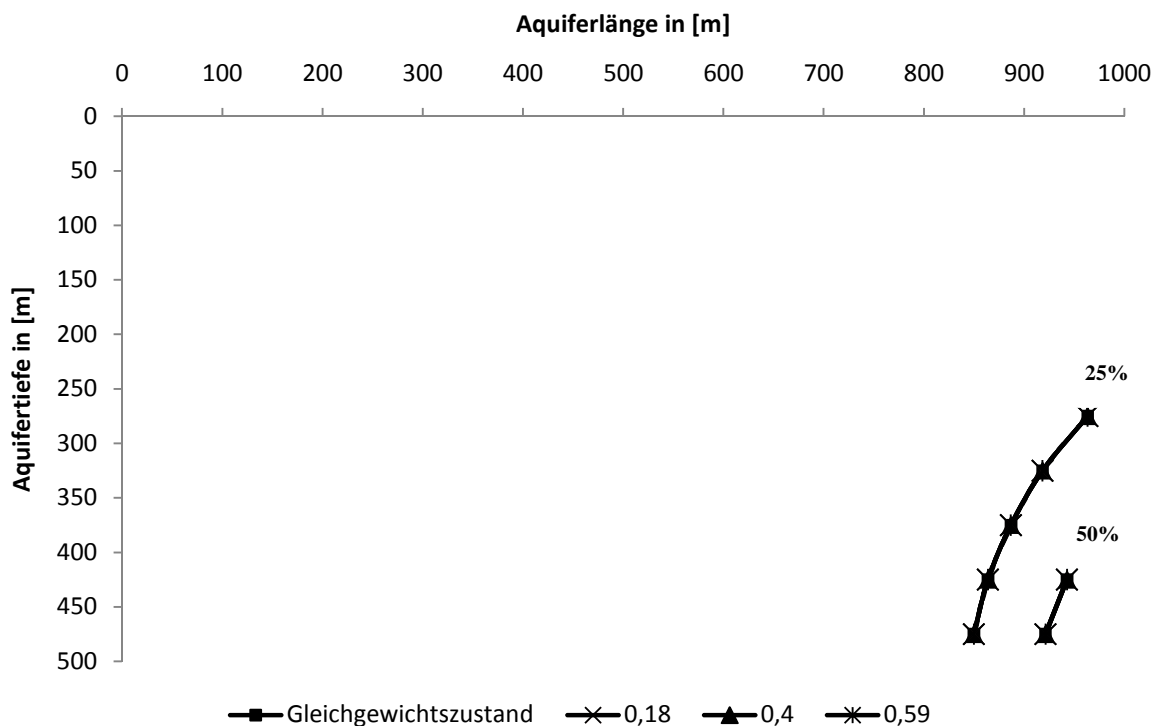


Abb. 4.8: 25% - und 50% - Isohalinen in Aquifertyp 4, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Die Beträge, um die sich das Salzwasserinterface durch die drei Meeresspiegelszenarien verschiebt, werden in Tab. 4.9 aufgelistet. Dabei zeigt sich, dass der Versatz des Interfaces in Aquifer 4 nach hundert Jahren sehr gering ist. Er liegt sogar noch unter den Veränderungen der ersten drei Grundwasserleiter. Dennoch ist auch hier zu erkennen, dass die Reaktionen auf einen Meeresanstieg von 0,59 Meter in hundert Jahren stärker ausfallen als auf die Anstiege von 0,18 und 0,4 Metern. Zwischen diesen beiden Szenarien gibt es wiederum keine erkennbaren Unterschiede in der Verschiebung des Salzwasserinterfaces.

Tab. 4.9: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 4 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
25%	0,10	0,10	0,15
50%	0,02	0,02	0,05

Bei den berechneten äquivalenten Wasserständen im Aquifer zeichnet sich erneut das gleiche Bild wie in den vorigen Grundwasserleitern (siehe Tab. 4.10). Die Wasserstände des Gleichgewichtszustands erhöhen sich wiederum um den Betrag des Meeresspiegelanstieges der drei Szenarien. Die Druckveränderungen innerhalb des Grundwasserleiters bleiben ebenfalls konstant.

Tab. 4.10: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 4 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	22,19	14,20	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	22,41	14,42	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,40	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	22,61	14,62	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,60	0,59

4.2.5. Aquifertyp 5

Wie bereits in Aquifertyp 4 aufgezeigt stellen sich auch im fünften Grundwasserleiter keine stabilen Verhältnisse innerhalb der Simulationsperiode ein. Das Salzwasserinterface befindet sich demnach auch nach hundert Jahren noch nicht im Gleichgewicht. Die sich ergebenden Salzkonzentrationen am Ende der Simulationsperiode werden in Abb. 4.8 dargestellt.

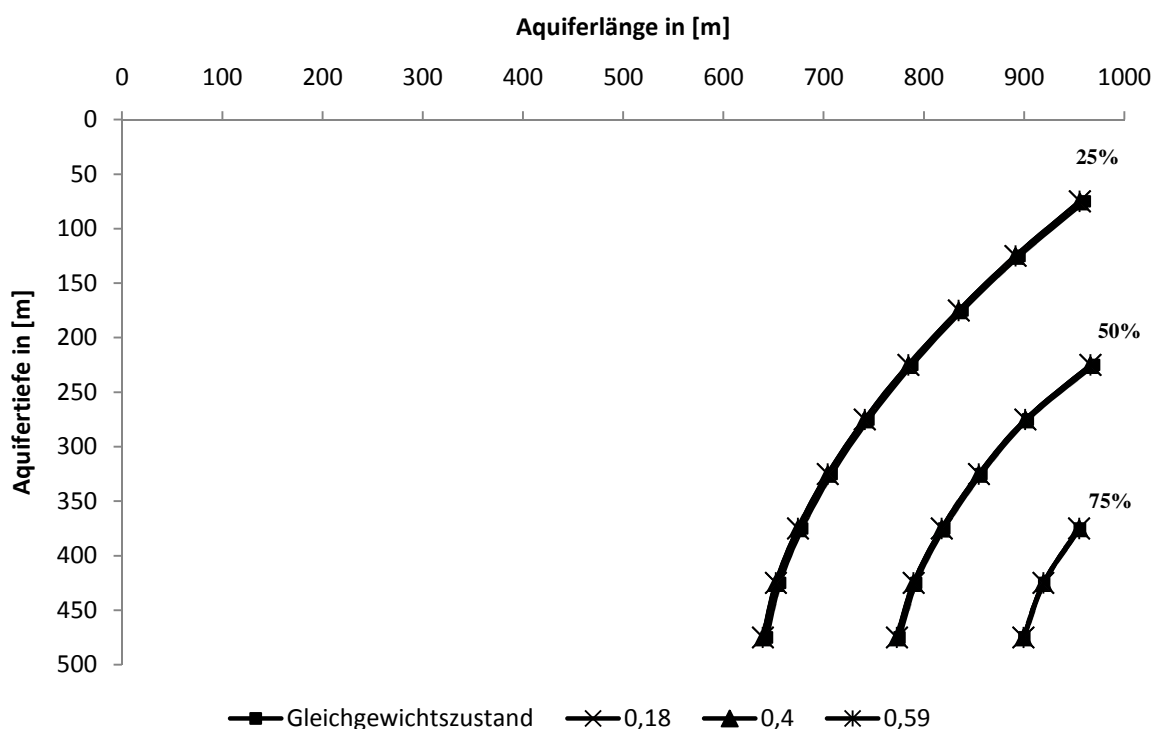


Abb. 4.9: 25% -, 50% - und 75% - Isohalinen in Aquifertyp 5, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Die Abweichungen zwischen den Interfaceverläufen sind auch in Aquifertyp 5 nur sehr schwer zu erkennen. Allerdings ist diesmal bei der 25% – Isohaline ein leichter Versatz zwischen dem Gleichgewichtszustand und den Szenarien zu verzeichnen, welcher aber mit dem bloßen Auge kaum zu erkennen ist. Dieser vollzieht sich dabei parallel zu den stationären Bedingungen. Es treten also wiederum keine Schichten im Aquifer auf, in denen sich die Salzwasserintrusion stärker ausbreitet als in anderen. Die durchschnittlichen Verschiebungen des Interfaces der einzelnen Szenarien werden in Tab. 4.11 dargestellt.

Tab. 4.11: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 5 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
25%	3,49	3,56	3,70
50%	1,52	1,56	1,63
75%	0,23	0,24	0,26

Was man aus Abb. 4.9 nur vermuten konnte, lässt sich aus Tab. 4.11 nun deutlicher ablesen. So kommt es vor allem bei der 25% – Isohaline zu einer gewissen Verschiebung. Diese Veränderung ist im Vergleich zu den anderen Aquifertypen etwas deutlicher. Ca. 3,5 Meter dringt die 25% – Isohaline in allen Szenarien weiter in den Grundwasserleiter ein als noch

beim Gleichgewichtszustand. Auch die 50% – Isohaline weist mit ungefähr 1,55 Meter in 100 Jahren einen gewissen Versatz auf. Lediglich die 75% – Isohaline bewegt sich kaum. Die geringeren Salzkonzentrationen im fünften Aquifer breiten sich also verstärkt im Grundwasserleiter aus. Im Gegensatz zu den anderen Aquifertypen geschieht dies auch in einem erkennbaren Ausmaß.

Die modellierten äquivalenten Wasserstände der einzelnen Meeresspiegelanstiege zum Ende der Simulationsperiode werden in Tab. 4.12 aufgelistet.

Tab. 4.12: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 5 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	12,67	9,09	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,17	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	12,89	9,31	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,39	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	13,09	9,50	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,59	0,59

Wie bereits in den vorangegangenen Grundwasserleitern erhöhen sich auch in Aquifertyp 5 die Wasserstände. Der Anstieg gegenüber dem Gleichgewichtszustand beläuft sich auch hier auf die Höhe des Meeresspiegelanstieges nach 100 Jahren. Die Druckveränderungen zwischen den Wassersäulen bleiben dabei erneut konstant.

4.2.6. Aquifertyp 6

In Aquifer 6 stellt sich nach den stationären Berechnungen eine Sondersituation dar. Die Wasserstände erreichen zum einen ein sehr hohes Niveau und zum anderen tritt von der Meeresseite her kein Salzwasser in den Grundwasserleiter ein. An dieser Situation ändern auch die simulierten Meeresspiegelanstiege nichts, egal welches Szenario verwendet wird. So ist nicht einmal beim höchsten Anstiegsszenario von 0,59 Metern in hundert Jahren eine Salzwasserintrusion zu verzeichnen. Dies ändert sich auch während der gesamten Simulationsperiode nicht, zumal sich gleich zu Beginn der Simulation ein neues Gleichgewicht einstellt. Der Aquifer bleibt also komplett salzfrei. Die äquivalenten Wasserstände im Grundwasserleiter verhalten sich hingegen genauso wie die anderen Aquifertypen (siehe Tab. 4.13). Sie steigen demnach lediglich um den Betrag des

Meeresanstieges an. Die Unterschiede zwischen den Drücken der einzelnen Wassersäulen bleiben ebenfalls unverändert.

Tab. 4.13: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 6 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	69,55	38,28	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	69,77	38,50	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,40	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	69,96	38,69	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,59	0,59	0,59

4.2.7. Aquifertyp 7

Bereits nach 20 Tagen erreichen die transienten Transportmodellierungen mit SEAWAT bei allen drei Meeresspiegelszenarien stabile Verhältnisse. Es bildet sich im siebten Aquifer also sehr schnell ein neuer Gleichgewichtszustand aus. Diese Situation wird in Abb. 4.10 genauer illustriert. Da die Salzkonzentrationen im Grundwasserleiter zu hoch sind, wird deshalb die Ausprägung des Salzwasserinterfaces, wie bereits bei den stationären Modellierungen, mit den 97% –, 98% – und 99% – Isohalinen beschrieben. Dabei zeigt sich, dass die Veränderungen durch die Meeresspiegelanstiege im siebten Grundwasserleiter sehr gering sind. Besonders bei den Anstiegsszenarien von 0,18 Metern und 0,4 Metern in hundert Jahren zeigen sich so gut wie keine Auswirkungen auf das Interface. Dies wird bei einem Blick auf die durchschnittlichen Verschiebungen der Isohalinen bei den einzelnen Szenarien in Tab. 4.14 nochmals hervorgehoben.

Tab. 4.14: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 7 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegsszenarien

	0,18	0,4	0,59
97%	-0,39	-0,38	13,78
98%	1,39	1,39	6,76
99%	0,15	0,15	2,41

Die 97% – Isohaline der beiden ersten Szenarien verschiebt sich dabei sogar etwas zur Meerwassergrenze hin. Das Salzwasserinterface wird in diesen Fällen sogar ganz leicht zurückgedrängt. Anders verhält sich dies bei einem Anstieg von 0,59 Metern. Dort weichen die Isohalinen doch deutlich vom ursprünglichen Gleichgewichtszustand ab. Besonders die

97% – Isohaline weist mit beinahe 14 Metern einen größeren Versatz auf. Aber auch bei den 98% – und 99% – Isohalinen kann man eine größere Verschiebung ablesen. Das bedeutet, dass sich die Salzwasserfahne im Aquifertyp 7 bei einem Meeresspiegelanstieg von 0,59 Metern weiter in den Grundwasserleiter hinein verschiebt als bei den anderen Szenarien. Diese Verschiebung ist bei allen Isohalinen, vor allem im oberen Teil des Aquifers zu erkennen. Dort dringt das Salzwasser also weiter in den Grundwasserleiter vor als in den unteren Schichten.

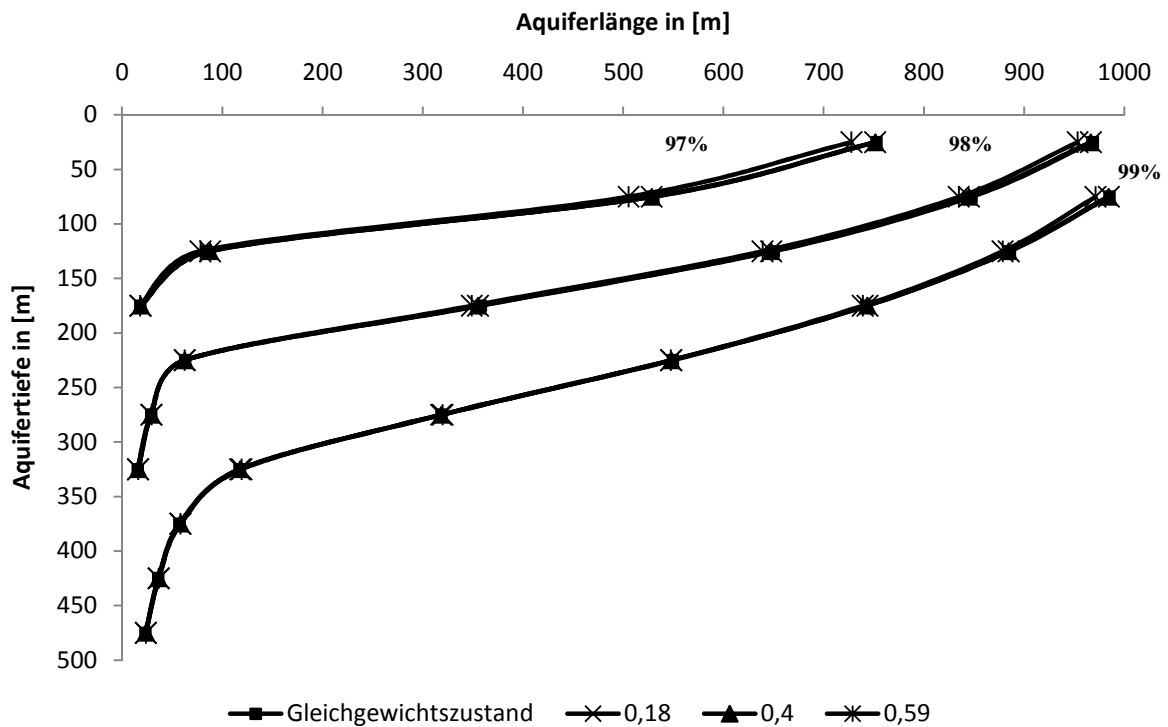


Abb. 4.10: 97% -, 98% - und 99% - Isohalinen in Aquifertyp 7, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Die berechneten äquivalenten Wasserstände in Aquifer 7 zeigen erneut das gleiche Verhalten wie in allen anderen Grundwasserleitern (siehe Tab. 4.15). Die Wasserstände des Gleichgewichtszustands werden auch hier um die Beträge der drei Meeresspiegelszenarien erhöht. Die Druckveränderungen zwischen den einzelnen Wassersäulen innerhalb des Grundwasserleiters bleiben dabei ebenfalls konstant.

Tab. 4.15: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 7 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	0,95	0,91	0,81
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	1,17	1,13	1,03
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,40	0,40	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	1,37	1,33	1,22
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,60	0,59

4.2.8. Aquifertyp 8

Im achten Aquifertyp erreichen die instationären Modellierungen mit SEAWAT nach ungefähr zwei Wochen stabile Verhältnisse. Dies gilt für alle drei Meeresspiegelszenarien. Die Situation, die sich dabei am Ende der Simulationsperiode einstellt, wird in Abb. 4.11 dargestellt. Da der achte Aquifertyp die gleichen Systemparameter aufweist wie der erste, müssen seine Reaktionen in erster Linie mit dessen Verhalten verglichen werden. Allerdings sind die Salzkonzentrationen im Modellaquifer so hoch, dass nicht die gleichen Isohalinen zur Illustration des Interfaces verwendet werden können. In Abb. 4.11 werden deshalb nicht die 80% -, 85% - und 90% - Isohalinen verwendet, sondern die 90% -, 91% - und 92% - Isohalinen.

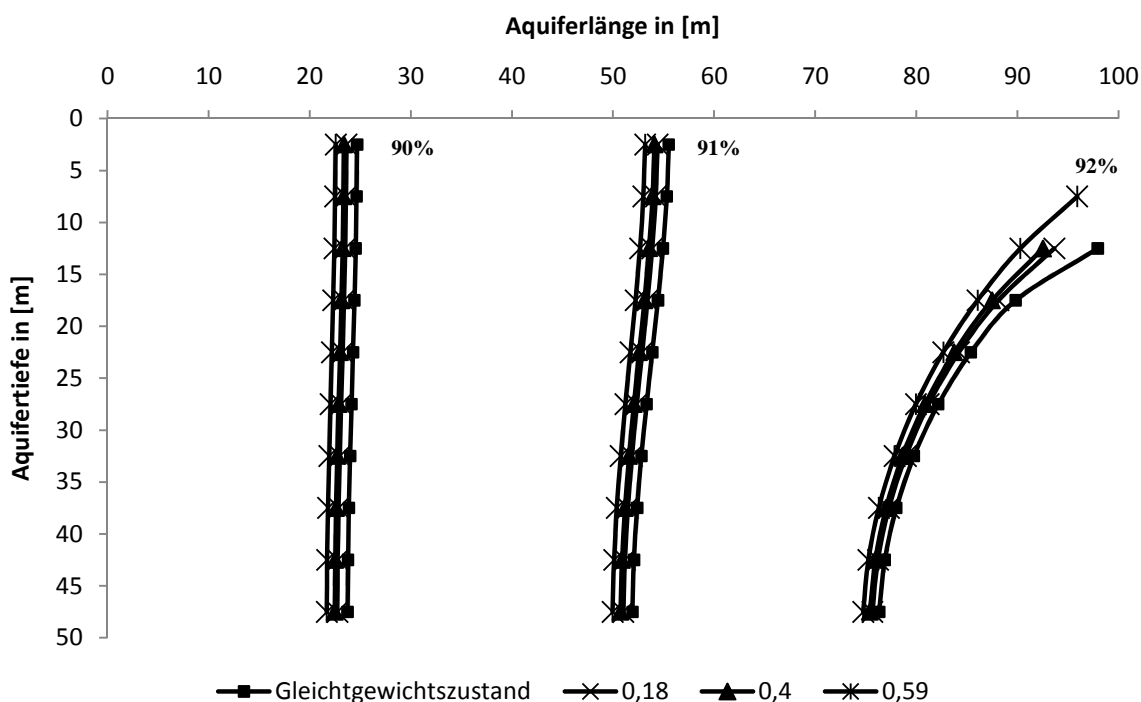


Abb 4.11: 90% -, 91% - und 92% - Isohalinen in Aquifertyp 8, für die verschiedenen Meeresspiegelszenarien

Im Gegensatz zum ersten Grundwasserleiter, treten im Achten die Unterschiede zwischen den einzelnen Isohalinen deutlich hervor. Die Auswirkungen jedes Szenarios auf das Salzwasserinterface sind daher gut zu erkennen. Die größte Veränderung ist hier bei einem Anstieg von 0,59 Metern zu verzeichnen. Eine etwas geringere Verschiebung tritt bei dem 0,4 Meter Anstiegsszenario auf und die geringste bei 0,18 Metern. Dieses Verhalten wird in Tab. 4.16 bestätigt. Dort zeigt sich, dass im Vergleich mit dem ersten Grundwasserleiter die Verschiebungen aller Isohalinen, bei allen Szenarien, deutlich höher liegen. Des Weiteren kann man erkennen, dass bei allen Meeresspiegelanstiegen, die Veränderung in der 92% – Isohaline, am größten ist. Dies gilt dabei vor allem für den oberen Bereich des Grundwasserleiters. Es erhöht sich also durch die Meeresspiegelanstiege, vor allem die Salzkonzentration im oberen Teil des Aquifers.

Tab. 4.16: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 8 in [m], für die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
90%	1,02	1,27	2,08
91%	0,99	1,29	2,13
92%	1,38	1,85	2,90

Tab. 4.3: Verschiebung der Isohalinen in Aquifertyp 1 in [m], durch die drei Meeresspiegelanstiegszenarien

	0,18	0,4	0,59
80%	0,10	0,11	0,11
85%	0,08	0,08	0,08
90%	0,23	0,23	0,25

Die simulierten äquivalenten Wasserstände in Aquifertyp 8 weisen wiederum das gleiche Verhalten auf wie die anderen sieben Aquifere (siehe Tab. 4.17). Sie erhöhen sich deshalb immer um den Betrag des Meeresspiegelanstieges, gegenüber dem Gleichgewichtszustand. Die Druckveränderungen zwischen den einzelnen Wassersäulen bleiben dabei wiederum konstant.

Tab. 4.17: Veränderungen der äq. Wasserstände in Aquifertyp 8 in [mWS], durch die drei Meeresspiegelszenarien

Meeresspiegelanstieg in [m]	Aquiferlänge in [m]	0	500	1000
0,18	äq. Wasserstand obere Schicht	0,31	0,30	0,24
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,18	0,18	0,18
0,4	äq. Wasserstand obere Schicht	0,54	0,52	0,47
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,41	0,41	0,40
0,59	äq. Wasserstand obere Schicht	0,73	0,72	0,66
	Veränderung zum Gleichgewicht	0,60	0,60	0,60

5. Diskussion

5.1. Stationäre Modellierungen

In Kapitel 1.2. wurden die dynamischen Prozesse in Küstenaquiferen beschrieben, die zur Ausbildung einer besonderen Grundwassersituation führen. Am Grund des Aquifers tritt Meerwasser in den Grundwasserleiter ein und im oberen Bereich fließt Süßwasser ins Meer. Dabei gleitet das spezifisch leichtere Süßwasser auf dem Salzwasser auf, wodurch ein Salzwasserinterface entsteht. Innerhalb dieses Interfaces mischen sich beide Flüssigkeiten, sodass die Salzkonzentration abnimmt, je weiter man sich im Aquifer vom Meer entfernt (vgl. Kapitel 1.2.2). Diese theoretische Vorstellung der Grundwasserdynamik in Küstengebieten lässt sich anhand der stationären Modellierungen mit SEAWAT durchaus bestätigen. So sind auch im zweiten Aquifertyp die berechneten Salzkonzentrationen in den untersten Schichten am höchsten. Darüber hinaus werden diese dort geringer, je weiter man sich im Grundwasserleiter vom Meer weg bewegt (siehe Abb. 4.1). Der Gleichgewichtszustand des zweiten Aquifertyps weist also die gleichen Eigenschaften auf wie eine Salzwasserintrusion. Dass diese erhöhten Konzentrationen aber auch tatsächlich von einer Intrusion des Meerwassers herrühren, zeigt sich an den berechneten äquivalenten Wasserständen des Grundwasserleiters. Diese Wasserstände werden in SEAWAT aus den simulierten Flüssigkeitsdichten und Drücken der Wassersäulen berechnet. Die Flüssigkeitsdichten leiten sich dabei aus den errechneten Salzkonzentrationen ab (vgl. Kapitel 2.2.). Da die modellierten Salzkonzentrationen in Aquifertyp 2 vom Meer weg langsam abnehmen (siehe Abb. 4.1), nehmen auch die Flüssigkeitsdichten ab. Dies führt in den untersten Aquiferschichten dazu, dass sich auch die äquivalenten Wasserstände verringern. Es entsteht daher ein Potentialgefälle von der Meeresgrenze in den Aquifer hinein. Aus diesem Gefälle folgt wiederum nach Darcy ein Wasserfluss vom hohen Potential zum Geringen (vgl. Kapitel 1.2.1.). Salziges Meerwasser fließt demnach während des Gleichgewichtszustandes am Grund des Aquifers in den Grundwasserleiter hinein.

Ausgehend von der Salzwasserintrusion nehmen die Konzentrationen im Aquifer dann vom Meer weg und nach oben hin langsam ab (siehe Abb. 4.1). Es bildet sich also das in Kapitel 1.2.2. beschriebene Salzwasserinterface mit einer breiten Mischzone zwischen Süß – und Salzwasser aus. Eine solche Mischzone entsteht dabei durch dispersive und diffusive Vorgänge im Aquifer (FREEZE & CHERRY 1979). Die stationären Modellierungen mit

SEAWAT bestätigen demnach auch dieses theoretische Bild der Grundwasserdynamik in Küstengebieten.

Das Salzwasserinterface weist dabei die von HUBBERT (1940) beschriebene parabolische Form auf (siehe Abb. 1.1 und 4.1). Diese entsteht wenn zum Meer fließendes Süßwasser auf der Salzwasserintrusion aufgleitet. Damit das Grundwasser eine solche Dynamik aufweisen kann, muss das zum Meer strömende Wasser eine geringere Dichte besitzen als das am Grund vom Meer her einströmende (vgl. Kapitel 1.2.1.). Die durch SEAWAT berechneten Salzkonzentrationen zeigen, dass sich dies in Aquifertyp 2 auch so verhält. So sind die simulierten Salzkonzentrationen und somit auch die Flüssigkeitsdichten im oberen Teil des Grundwasserleiters geringer als im unteren (siehe Abb. 4.1). Ein Blick auf die äquivalenten Wasserstände zeigt darüber hinaus, dass im oberen Aquiferbereich ein Potentialgefälle zum Meer hin besteht (siehe Tab. 4.1). Das Süßwasser fließt deshalb in den oberen Schichten des Grundwasserleiters Richtung Meer. Auf dem Weg dahin gleitet es dann auf der Intrusion auf und mischt sich mit dem Salzwasser. Damit deckt sich auch hier der simulierte Gleichgewichtszustand des ersten Aquifertyps mit der theoretischen Modellvorstellung.

Vergleicht man nun die Ergebnisse der stationären Modellierungen des zweiten Aquifers mit denen der anderen Grundwasserleiter, so erkennt man, dass die jeweiligen Salzwasserintrusionen unterschiedlich stark ausgeprägt sind. Dabei unterscheiden sich die Gleichgewichtszustände nicht nur zwischen den Aquifertypen, die verschiedene Aquiferparameter (K_f – Werte, Porositäten) aufweisen, sondern auch zwischen denen, die die gleichen Parameter besitzen (siehe Abb. 4.2). So dringt beispielsweise das Salzwasserinterface in Aquifertyp 1 weiter in den Grundwasserleiter vor als in Aquifertyp 2, obwohl beide die gleichen Aquiferparameter haben. Das Gleiche gilt für die Aquifertypen 3 und 4. Auch hier stößt das Salzwasserinterface im dritten Aquifer weiter vor als im vierten, trotz gleicher Parameterwerte. In beiden Fällen unterscheiden sich jedoch die Grundwasserneubildungsraten. In den Aquiferen 2 und 4 liegt sie mit 250 mm/Jahr um das 25 – fache höher als in den Aquiferen 1 und 3. Diese erhöhten Neubildungsraten führen dazu, dass mehr Süßwasser durch die linke Randbedingung des Grundwasserleiters strömt. Die durchströmte Fläche des Aquifers und sein K_f – Wert bleiben jedoch erhalten. Aus Darcy (vgl. Kapitel 1.2.1.) folgt deshalb, dass sich bei einem erhöhten Durchfluss der hydraulische Gradient vergrößern muss. Da die Meeresgrenze eine Randbedingung ist, die immer den gleichen Wasserstand besitzt, muss sich der äquivalente Wasserstand am Zustromrand erhöhen. Dieser ist daher in Aquifer 2 größer als in Grundwasserleiter 1 und in Aquifer 4

größer als in Grundwasserleiter 3 (siehe Tab. 4.2). Durch diese erhöhten Wasserstände steigen auch die hydrostatischen Drücke im Aquifer an. Diese wirken nun wiederum der Salzwasserintrusion entgegen (vgl. Kapitel 1.2.1.), sodass diese nicht soweit in den Grundwasserleiter vordringen kann wie bei einer geringeren Neubildung. Das Interface des zweiten Aquifers verläuft deshalb auch deutlich flacher als das des ersten. Die unterschiedlich ausgeprägten Salzwasserintrusionen zwischen den Aquiferen 1 und 2 sowie den Aquiferen 3 und 4 lassen sich also auf Unterschiede in den Neubildungsraten zurückführen.

Des Weiteren treten große Unterschiede zwischen Aquifertypen auf, die die gleichen Aquiferparameter, also K_f – Werte und Porositäten, aufweisen. So reicht beispielsweise die Salzwasserintrusion des ersten Aquifers viel weiter in den Grundwasserleiter hinein als die des dritten und des fünften, obwohl sie alle drei die gleiche Neubildung aufweisen (siehe Abb. 4.2). Das Gleiche gilt für die Aquifertypen 2 und 4. Neben der Grundwasserneubildung wirken sich demnach auch unterschiedliche Aquiferparameter auf die Ausbildung des Salzwasserinterfaces aus. Dieses Verhalten lässt sich wiederum aus dem Darcy – Gesetz ableiten (vgl. Kapitel 1.2.1.). Vergleicht man explizit den ersten und den dritten Grundwasserleiter, so betrachtet man zwei Aquifere, die der gleichen Grundwasserneubildung unterliegen. Das heißt, der Durchfluss ist bei beiden Aquiferen identisch. Das Gleiche gilt für die durchströmte Fläche. Lediglich die hydraulische Leitfähigkeit unterscheidet sich. Sie liegt im ersten Grundwasserleiter bei 10^{-5} m/s und im dritten bei 10^{-6} m/s. Der K_f –Wert ist im ersten Aquifertyp also um das zehnfache größer. Damit sich aus der Darcy – Gleichung nun aber für beide Aquifere der gleiche Durchfluss ergibt, muss der hydraulische Gradient des dritten Grundwasserleiters um das zehnfache größer sein als der des ersten. Der äquivalente Wasserstand am Zustromrand erhöht sich also dementsprechend. Er ist also im zweiten Grundwasserleiter deutlich höher als im ersten (siehe Tab. 4.2). Dadurch steigt auch wieder der hydrostatische Druck im Aquifer an. Dieser wirkt dann der Salzwasserintrusion entgegen, sodass diese nicht so weit in den Aquifer vordringen kann. Im Falle des fünften Grundwasserleiters tritt diese Reaktion nochmals verstärkt auf, was dazu führt, dass die Intrusion nicht sehr weit in den Aquifer hineinreicht (siehe Abb. 4.2 und Tab. 4.2). Das gleiche Prinzip wirkt natürlich auch beim siebten Grundwasserleiter. Dieser besitzt allerdings mit seinem sehr hohen Durchlässigkeitsbeiwert den höchsten und damit extremsten Systemparameter von allen Aquifertypen. Dementsprechend baut sich im Aquifer auch nur ein sehr geringer hydrostatischer Druck auf (siehe Tab. 4.2), sodass das Meerwasser sehr weit

vordringen kann. Der siebte Grundwasserleiter weist daher auch die höchsten Salzkonzentrationen aller acht Aquifere auf (siehe Abb. 4.3).

Aquifertyp 6 besitzt hingegen eine höhere Neubildungsrate und einen sehr geringen K_f – Wert. In diesem Fall treffen also beide oben beschriebenen Prozesse zusammen, was zur Folge hat, dass überhaupt kein Meerwasser in den Grundwasserleiter eindringen kann. Der hydrostatische Druck der sich beim Gleichgewichtszustand des Aquifers einstellt, wird dabei so groß (siehe Tab. 4.2), dass er den durch die große Dichte normalerweise höheren Meerwasserdruck um ein Vielfaches übersteigt. Dadurch kann sich keine Salzwasserintrusion ausbilden und der Grundwasserleiter bleibt komplett mit Süßwasser befüllt. Deshalb ist Aquifertyp 6 auch der einzige Grundwasserleiter, bei dem in allen Schichten der äquivalente Wasserstand vom Zustromrand Richtung Meer hin abnimmt. Bei allen anderen Aquiferen zeigt sich in den untersten Schichten ein anderes Verhalten. So fällt er dort in den Aquiferen 1, 3, 7 und 8 vom Meer weg bis zum Zustromrand ab (siehe Tab. 4.2). Damit weisen diese Grundwasserleiter die gleiche Dynamik auf, die bereits an Aquifertyp 2 exemplarisch beschrieben wurde. In den Aquiferen 4 und 5 steigt der Wasserstand der unteren Schichten hingegen nach anfänglicher Abnahme im Verlaufe des Grundwasserleiters wieder an (siehe Tab. 4.2). Diese unterschiedlichen Situationen entstehen durch die verschieden stark ausgeprägten Salzwasserintrusionen der einzelnen Gleichgewichtszustände. In den Aquiferen 4 und 5 sind diese jeweils am geringsten ausgebildet (siehe Abb. 4.2). Das heißt die Intrusionen dringen nicht weit in den Grundwasserleiter vor. Demzufolge sind die Salzkonzentrationen am Zustromrand sehr gering oder gar nicht vorhanden. Der äquivalente Wasserstand berechnet sich daher bei diesen nur aus dem Druck der Wassersäule. Von der Randbedingung aus nimmt dieser Druck dann gemäß dem Potentialgefälle immer weiter ab, je näher man der Meeresgrenze kommt. Gleichzeitig steigt auf diesem Weg allerdings die Salzkonzentration an, da man sich der Intrusion nähert. Für die Berechnung des äquivalenten Wasserstandes muss nun also auch wieder die Dichte des Wassers berücksichtigt werden. Der Anteil, den die Wasserdichte am Wasserstand ausmacht, wird also immer größer. Innerhalb der Intrusion wird die Konzentration irgendwann so groß, dass die Zunahme des äquivalenten Wasserstandes durch die Dichte die Abnahme des Wasserstandes durch das Potentialgefälle übertrifft. An diesem Punkt ist das Minimum des Wasserstandes erreicht. Von dort aus steigt er dann zum Meer hin wieder an. Es entsteht also ein Potentialgefälle, das von beiden Randbedingungen aus auf den Minimalwert gerichtet ist (siehe Tab. 4.2). Salzwasser fließt

daher vom Meer aus bis zu dem Punkt, wo es dann auf das zuströmende Süßwasser trifft. Dieses gleitet dann in der Folge auf dem Meerwasser auf.

Zusammenfassend lässt sich also festhalten, dass sich aufgrund der unterschiedlichen Systemparameter der einzelnen Aquifertypen (Durchlässigkeitsbeiwert und Grundwasserneubildung) unterschiedlich hohe äquivalente Wasserstände ausbilden (siehe Tab. 4.2). Je höher diese im Aquifer sind, desto stärker wirken die hydrostatischen Drücke der Salzwasserintrusion entgegen und es entstehen sehr unterschiedliche Gleichgewichtszustände. Da nun der erste und der achte Aquifertyp jeweils die gleichen Systemparameter aufweisen, müssten sich demnach bei ihnen auch identische Gleichgewichtssituationen einstellen. Die Abbildungen 4.2 und 4.4 zeigen jedoch, dass dies nicht der Fall ist. So sind die Salzkonzentrationen im achten Aquifer durchweg höher als im ersten. Auch die äquivalenten Wasserstände unterscheiden sich in ihrem Verhältnis zueinander. Während sich im ersten Aquifer noch eine Salzwasserintrusion mit einem geneigten Interface ausbildet, geschieht dies im achten nicht mehr. Das Salzwasser dringt hier am Grund des Aquifers nicht weiter vor als oben. Die Salzkonzentrationen sind im gesamten Grundwasserleiter nahezu homogen verteilt. Lediglich die Abnahme der Konzentration weg vom Meer ist noch zu erkennen (siehe Abb. 4.4). Das Meerwasser dringt also über beinahe die gesamte Mächtigkeit in den Aquifer ein. Der hydrostatische Gegendruck im Grundwasserleiter muss also sehr gering sein. Dies lässt sich aus den Berechnungen der Grundwasserneubildungen beider Aquifere erklären. Der achte Grundwasserleiter ist deutlich kleiner als der erste, trotzdem besitzt er die gleichen geometrischen Längenverhältnisse. Die Neubildung findet bei ihm auf einer 50 Meter mal 100 Meter, also 5000 m², großen Fläche statt. Beim ersten Aquifer vollzieht sich diese Neubildung auf einem 500 Meter mal 1000 Meter großen Areal, also einer Fläche von 500000 m². Bei einer Neubildungsrate von 10 mm/Jahr entsteht also im achten Aquifer ein hundertmal kleineres Wasservolumen als im ersten. Dies gilt demzufolge auch für den Zufluss in den Grundwasserleiter. Die Mächtigkeit des kleinen Aquifers ist jedoch im Vergleich zum großen mit 50 Metern nur um den Faktor zehn verringert. Das heißt, beim achten Aquifer steht einer zehnfach verkleinerten Meerwassersäule ein hundertfach verkleinerter Süßwasserzufluss gegenüber. Der dabei entstehende hydrostatische Druck im Grundwasserleiter reicht deshalb bei weitem nicht aus um das Meerwasser zurückzuhalten, was dann den hohen Salzgehalt des kleinen Aquifers zur Folge hat. Grundwasserdynamiken, die sich in der einen Skala ausbilden, können also nicht einfach ohne Weiteres in eine andere Skala übertragen werden. Die

Auswirkungen des Meeresspiegelanstieges auf einen flacheren Aquifer, können am Beispiel des achten Grundwasserleiters dennoch untersucht werden.

Bei der Interpretation all dieser Gleichgewichtszustände muss jedoch berücksichtigt werden, dass die Richtigkeit der Simulationsergebnisse nicht eindeutig gewährleistet ist. Denn bei der Verifikation von SEAWAT gelang es dem Programm nicht, die analytische Lösung des Henry – Problems exakt nachzumodellieren (siehe Abb. 3.1). In den oberen und mittleren Aquiferschichten stimmen die Ergebnisse beider Berechnungen noch gut überein. Es liegt also nur eine geringe Unsicherheit über die Korrektheit dieser Ergebnisse vor. Die dort modellierten Salzkonzentrationen würden demnach mit einer hohen Wahrscheinlichkeit auch in realen Aquiferen vorgefunden werden, welche die gleichen Rahmenbedingungen und Systemparameter aufweisen wie die Modellaquifere. Für die unteren Aquiferschichten gilt dies jedoch nicht in gleichem Umfang. Dort simulierte SEAWAT höhere Konzentrationen als es die analytische Lösung vorgab. Das Vordringen der Salzwasserintrusion wurde also etwas überschätzt. Es herrscht daher für diese Bereiche auch eine größere Unsicherheit über die Güte der stationären Simulationen. Diese Abweichungen könnten nun ein systematischer Fehler von SEAWAT sein. Dann würde man davon ausgehen müssen, dass die Salzwasserintrusion bei allen Gleichgewichtszuständen nicht so weit vordringt wie es modelliert wurde. Das Interface würde also etwas steiler verlaufen. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, dass der verwendete analytische Ansatz von SIMPSON & CLEMENT (2004) nicht vollkommen exakt ist. So wurden in diesem wie bereits bei HENRY (1964), einige Terme bei der Lösung des Henry – Problems vernachlässigt (vgl. Kapitel 3.2.2.). Diese Vereinfachungen der Gleichung kann der Grund dafür sein, dass der analytische Ansatz in den unteren Aquiferschichten von den SEAWAT – Ergebnissen abweicht. Im Allgemeinen, muss aber dennoch festgehalten werden, dass zwischen beiden Ansätzen eine sehr große Übereinstimmung herrscht, was sich durch ein hohes R^2 ausdrückt (vgl. Kapitel 3.2.3.). So können demnach 93% der Salzkonzentrationen des Henry – Problems mit SEAWAT erklärt werden. Den modellierten Gleichgewichtszuständen kann also durchaus vertraut werden.

5.2. Instationäre Modellierungen

5.2.1. Interpretation der berechneten Salzkonzentrationen

Der erste Aquifertyp zeigt nur sehr geringe Reaktionen auf den Meeresspiegelanstieg. So verschiebt sich das Salzwasserinterface bei allen Meeresspiegelszenarien nur um einen sehr geringen Betrag (siehe Abb. 4.5). Das gleiche gilt auch für den zweiten Aquifertyp. In 100 Jahren dringt auch dort die Salzwasserintrusion nur wenig vor (siehe Abb. 4.6). Lediglich bei einem Anstieg von 0,59 Metern reagiert das System leicht verstärkt gegenüber den geringeren Anstiegsszenarien. Eine etwas stärkere Verschiebung lässt sich im dritten Grundwasserleiter erkennen. Vor allem die hohen Konzentrationen weisen dort einen etwas größeren Versatz auf (siehe Abb. 4.7). Das heißt also, dass sich Konzentrationen an der Meeresgrenze leicht erhöhen. Dieser Anstieg wirkt sich jedoch nicht tiefer in den Aquifer hinein aus. Allerdings muss dabei berücksichtigt werden, dass bei diesem Grundwasserleiter der Abstand zwischen den Isohalinen relativ groß ist. Das heißt, die Salzkonzentrationen verändern sich innerhalb des Aquifers etwas langsamer als in den ersten beiden. So muss dort innerhalb des Grundwasserleiters eine größere Strecke zurückgelegt werden, bis sich die Konzentration nennenswert ändert. Durch eine Verschiebung der Isohalinen erhöht sich daher die Salzkonzentration an einem Ort nicht so stark wie in den Aquiferen 1 und 2. Der dritte Grundwasserleiter reagiert daher tatsächlich auch nicht viel stärker auf den Meeresspiegelanstieg als die ersten beiden.

Der vierte Aquifertyp nähert sich in seiner Reaktion auf die verschiedenen Anstiegsszenarien wieder den ersten beiden an. So sind auch hier nur geringe Verschiebungen des Interfaces zu erkennen (siehe Abb. 4.8). Das höchste Szenario erzeugt auch hier die stärksten Reaktionen. Allerdings erreicht das Grundwassersystem innerhalb der Simulationsperiode kein neues Gleichgewicht. Es könnte also sein, dass das System sehr langsam auf veränderte Einflüsse reagiert und die größten Veränderungen erst nach der Simulationsperiode eintreten. Deshalb wurde für den vierten Aquifer nochmals ein zusätzlicher Modelllauf mit einer verlängerten Simulationsdauer durchgeführt, bis sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellte. Dieser wurde dann nach ca. 150 Jahren erreicht. Dabei ergaben sich jedoch keine nennenswerten Abweichungen zu den Ergebnissen nach einer hundertjährigen Simulationsperiode. Die größten Reaktionen auf die Veränderungen des Systems vollzogen sich bereits innerhalb der ersten Simulationszeitschritte. Es ist also nicht mit einer verzögerten Reaktion des Systems zu

rechnen. Dies stützt die formulierte Annahme, dass der vierte Grundwasserleiter nur schwach auf den Meeresspiegelanstieg reagiert.

Beim fünften Aquifer wird ebenfalls innerhalb der Simulationsperiode kein neuer Gleichgewichtszustand erreicht. Aus diesem Grund wurde auch hier eine zusätzliche Simulation durchgeführt bis sich ein neues Gleichgewicht einstellte. Dies geschah in diesem Fall erst nach ca. 500 Jahren. Die Ergebnisse wichen jedoch auch hier nur geringfügig von denen zum Ende der Simulationsperiode ab. Die stärksten Veränderungen wurden wiederum in den ersten Simulationszeitschritten verzeichnet, wodurch die Ergebnisse nach 100 Jahren als die nahezu endgültigen Reaktionen des Systems auf den Meeresspiegelanstieg betrachtet werden können. Diese zeigen die bisher stärksten Verschiebungen der Salzwasserintrusion von allen Aquiferen. So verschieben sich die einzelnen Isohalinen jeweils um den größten Betrag (siehe Abb. 4.9). Hinzu kommt noch, dass der Abstand zwischen diesen Isohalinen sehr gering ist. Die Salzkonzentrationen nehmen also sehr schnell ab, je weiter man sich von der Meeresgrenze wegbewegt. Eine größere Verschiebung der Isohaline bedeutet in diesem Fall also auch eine stärkere Erhöhung der Konzentration. Dieses Bild zeichnet sich vor allem bei geringeren Salzkonzentrationen ab. Diese weichen bei allen drei Meeresspiegelszenarien am deutlichsten von der Ausgangssituation ab (siehe Tab. 4.11). Das bedeutet, dass sich das Salzwasserinterface weiter in den Aquifer hinein bewegt. Dadurch weisen nun Regionen im Aquifer Salzkonzentrationen auf, die zuvor noch salzfrei waren. Allerdings muss auch für den fünften Grundwasserleiter festgehalten werden, dass die Reaktion auf einen Meeresspiegelanstieg eher gering ist. Im Vergleich zu den Aquiferausmaßen sind die Verschiebungen des Interfaces doch sehr klein, sodass auch hier von einer schwachen Reaktion gesprochen werden muss. Die Verschiebungen der Salzwasserintrusionen durch den Meeresspiegelanstieg sind demzufolge bei allen fünf Aquifertypen sehr gering. Die unterschiedlichen Systemparameter dieser fünf Aquifere scheinen daher nicht zu unterschiedlichen Reaktionen auf den Meeresspiegelanstieg zu führen. Es lassen sich somit auf den ersten Blick keine Parameter identifizieren, die dafür sorgen, dass sich der Meeresspiegelanstieg in einem Aquifer stärker auswirkt als in einem anderen.

Das einzige Merkmal, in dem sich die einzelnen Aquifertypen unterscheiden, ist ihre Reaktionszeit auf die sich ändernden Verhältnisse, also die Dauer bis ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Im ersten Aquifer geschieht dies nach eineinhalb Monaten, im zweiten nach zwei Monaten (vgl. Kapitel 4.2.). Der dritte benötigt dafür schon ca. 15 Jahre und der vierte sogar 150 Jahre. Die längste Reaktionszeit weist aber der fünfte Aquifer mit ungefähr 500 Jahren

auf. Nach KINZELBACH & RAUSCH (1995) sind in erster Linie die Durchlässigkeitsbeiwerte für die Reaktionszeit eines Systems verantwortlich. Dabei gilt, je höher der K_f – Wert ist, umso schneller stellen sich neue stabile Verhältnisse ein. Dieses Verhalten bestätigt sich durch die Ergebnisse aller modellierten Aquifertypen. So weisen die ersten beiden Aquifere mit den kürzesten Reaktionszeiten auch den größten K_f – Wert von 10^{-5} m/s auf. Bei einer hydraulischen Leitfähigkeit von 10^{-6} m/s erhöht sich in den Aquiferen 3 und 4 dann die Reaktionszeit schon deutlich. Bis sie dann im fünften Aquifer bei einem K_f – Wert von 10^{-7} m/s sogar 500 Jahre beträgt. Dieses Bild wird darüber hinaus auch durch Aquifer 7 bestätigt. Dieser reagiert innerhalb von 2 Wochen auf die veränderten Verhältnisse (vgl. Kapitel 4.2.7.). Diese schnelle Reaktion wird in diesem Fall durch die hohe hydraulische Leitfähigkeit von 10^{-3} m/s hervorgerufen. Es treten wie bereits gesehen auch noch unterschiedliche Reaktionszeiten innerhalb der Aquifertypen auf, die einen gleichen K_f – Wert besitzen (siehe Aquifer 1 und 2, sowie Aquifer 3 und 4). Dieses unterschiedliche Verhalten ist nur auf die verschiedenen Neubildungsraten zurückzuführen. Je höher dabei die Grundwasserneubildung ist, desto länger benötigt das System, um stabile Verhältnisse zu erreichen. Der Durchlässigkeitsbeiwert steuert also zusammen mit der Grundwasserneubildung wie schnell ein Aquifersystem auf den Meeresspiegelanstieg reagiert.

Bei einer sehr genauen Betrachtung der Reaktionen der einzelnen Aquifere auf den Meeresspiegelanstieg ist jedoch eine leichte Tendenz zu erkennen. Dies gilt vor allem für die Aquifertypen, die eine Grundwasserneubildung von 10 mm/Jahr aufweisen, also die Aquifere 1, 3, und 5. So steigern sich die Verschiebungen der Isohaline ganz leicht vom ersten zum fünften Grundwasserleiter. Da alle die gleiche Neubildung aufweisen (vgl. Kapitel 3.4.3.), muss diese leicht verstärkte Reaktion entweder auf die unterschiedlichen K_f – Werte oder spezifischen Speicherkoeffizienten zurückzuführen sein. Beide Größen werden vom ersten bis zum fünften Grundwasserleiter immer kleiner. Die Durchlässigkeitsbeiwerte sind wie bereits in Kapitel 5.1. erwähnt mit dafür verantwortlich wie hoch die hydrostatischen Drücke im Aquifer ansteigen. Je kleiner nun der K_f – Wert ist, desto höher wird der hydrostatische Druck. Dieses Verhalten würde eher den Schluss nahelegen, dass bei einem kleinen K_f – Wert die Reaktionen auf einen Meeresanstieg weniger stark ausfallen. Denn in solchen Grundwasserleitern ist der hydrostatische Gegendruck des Süßwassers größer als der bei Grundwasserleitern mit großen K_f – Werten. Es wäre also anzunehmen, dass die Salzwasserintrusion beim vordringen stärker behindert wird. Ein solches Muster kann allerdings nicht beobachtet werden.

Eine mögliche Erklärung für diese leichte Tendenz könnte jedoch der spezifische Speicherkoefizient liefern. Denn der spezifische Speicherkoefizient steuert, wieviel Wasser bei transienten Modellierungen durch eine Druckerhöhung wie einem Meeresspiegelanstieg zusätzlich gespeichert werden kann (vgl. Kapitel 3.3.). Das heißt, er regelt, wieviel Wasser bei einer Druckerhöhung von einer Gitternetzelle aufgenommen wird. Wenn der Speicherkoefizient klein ist, kann eine Gitternetzelle nicht so viel Wasser zusätzlich speichern wie bei einem großen Koeffizienten. Für die Wasserbilanz einer Gitternetzelle folgt deshalb aus Formel (7), dass mehr Wasser aus ihr herausfließen muss. Der Output einer Gitternetzelle vergrößert sich also. Dieser Output fließt dann in die nächste Gitternetzelle. Im Falle einer Salzwasserintrusion könnte dies bedeuten, dass sie weiter in den Aquifer hinein wandert. Da der spezifische Speicherkoefizient in den Aquiferen 1, 3 und 5 immer kleiner wird, könnte dies der Grund dafür sein, dass der fünfte Grundwasserleiter am stärksten auf den Meeresspiegelanstieg reagiert. Die Dynamik einer eindringenden Salzwasserintrusion könnte also durchaus vom spezifischen Speicherkoefizienten beeinflusst werden. Im Allgemeinen ist dieser Effekt jedoch sehr gering, was sich an den geringen Unterschieden in den Reaktionen der einzelnen Aquifertypen zeigt.

Dieser gerade beschriebenen Tendenz scheint hingegen der siebte Aquifertyp zu widersprechen. So weist dieser vor allem bei einem Meeresanstieg von 0,59 Metern in 100 Jahren einen sehr deutlichen Versatz der Isohalinen auf (siehe Abb. 4.10). Der Grundwasserleiter besitzt allerdings mit 0,01 den mit Abstand höchsten spezifischen Speicherkoefizienten, also ein scheinbarer Widerspruch. Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass der siebte Aquifertyp eine sehr hohe Salzkonzentration aufweist und einen damit verbundenen sehr großen Abstand zwischen den Isohalinen. Die Konzentrationen an einem Ort verändern sich deshalb trotz dieser starken Verschiebung nur minimal. Tatsächlich sind sie daher sogar geringer als die der Aquifere 1, 3 und 5, sodass sich auch hier die oben diagnostizierte Tendenz widerspiegeln könnte.

Der mögliche Einfluss des spezifischen Speicherkoefizienten auf die Reaktionen der Aquifertypen auf den Meeresspiegelanstieg lässt sich allerdings nur bei einer Grundwasserneubildung von 10 mm/Jahr erkennen. Bei einer Neubildung von 250 mm/Jahr zeichnet sich kein derartiges Muster ab. Hier reagieren beispielsweise Aquifer 2 und 4 ähnlich schwach. Das Interface des vierten Grundwasserleiters verschiebt sich bei allen Szenarien sogar noch etwas weniger als im zweiten. Der größere Süßwasserzufluss und somit die höheren hydrostatischen Drücke scheint demnach den Einfluss des spezifischen

Speicherkoeffizienten zu verringern oder sogar zu überlagern. Das Verhalten dieser beiden Aquifere kann man jedoch nicht verallgemeinern und aus deren Reaktionen eine Tendenz ablesen. Für ein etwaiges Muster müsste das Verhalten von mehreren Modellaquiferen die eine Neubildung von 250 mm/Jahr besitzen, wie dem sechsten Grundwasserleiter, näher untersucht werden. Dies kann allerdings innerhalb dieser Arbeit nicht geleistet werden, da der sechste Grundwasserleiter keinerlei Salzwasserintrusion aufweist (vgl. Kapitel 4.2.6.). Der hydrostatische Druck, der sich während des Gleichgewichtszustandes in diesem Aquifer ausbildet, ist dafür einfach zu groß. Auch eine Erhöhung der Meerwassersäule durch die drei Meeresspiegelszenarien, reicht nicht aus, um den Meeresdruck so stark zu erhöhen, dass es zu einer Intrusion kommt. So bleibt der Grundwasserleiter auch am Ende der Simulationsperiode salzfrei. Der Einfluss des spezifischen Speicherkoeffizienten und der Grundwasserneubildung auf die Dynamik der Salzwasserintrusion kann deshalb an diesem Aquifer nicht näher untersucht werden. Dennoch kann durch die Interpretation der anderen Grundwasserleiter festgehalten werden, dass der Einfluss der Systemparameter auf die Reaktionsweise der Aquifere auf einen Meeresspiegelanstieg eher gering ist. Sie führen zwar zur Ausbildung unterschiedlicher Gleichgewichtszustände (siehe Abb. 4.2). Wie sich diese dann allerdings bei wandelnden Einflüssen verändern, steuern sie nur mäßig. Nur der spezifische Speicherkoeffizient könnte einen geringen Einfluss auf diese Dynamik besitzen. Der Durchlässigkeitsbeiwert ist im Zusammenspiel mit der Neubildung dafür verantwortlich, wie schnell diese Systeme auf die Meeresanstiege reagieren.

Bei der Betrachtung von Abb. 4.11 kann man zu dem Schluss gelangen, dass sich das Interface in Aquifer 8 deutlicher verschiebt als in den anderen sieben. So weisen die einzelnen Meeresspiegelszenarien jeweils einen gut zu erkennenden Versatz der Isohalinen auf. Die größte Veränderung entsteht bei einem Meeresanstieg von 0,59 Metern in 100 Jahren, die kleinste bei einem Anstieg von 0,18 Metern. Dabei muss allerdings bedacht werden, dass die Längenausmaße des achten Grundwasserleiters um den Faktor zehn gegenüber den anderen verringert sind. Eine Verschiebung der Isohalinen tritt deshalb allein schon wegen der kleineren Dimensionierung stärker hervor. Der tatsächliche Betrag der Isohalinenverschiebung des kleineren Modellaquifers bewegt sich daher auf dem gleichen Niveau wie in den größeren. Vor allem der fünfte Grundwasserleiter verschiebt sich in der gleichen Größenordnung. Allerdings weisen bei diesem die Isohalinen einen geringeren Abstand zueinander auf. So ändert sich dort die Konzentration auf 100 Meter stärker als beim achten Aquifer. Aus diesem Grund ist die Konzentrationszunahme im kleinen

Grundwasserleiter durch eine Verschiebung nicht so groß, wie sie auf den ersten Blick erscheint.

Der achte Aquifer wurde jedoch erstellt um abschätzen zu können wie stark sich die Aquiferausmaße auf die Simulationsergebnisse auswirken. Dafür wurden ihm die gleichen Systemparameter zugewiesen wie dem ersten Aquifer. Deshalb sollten seine Ergebnisse auch in erster Linie mit diesem verglichen werden. Beim ersten Grundwasserleiter kommt es zu einer etwas geringeren Verschiebung der Isohalinen. Dazu nimmt die Konzentration auf 100 Meter auch noch langsamer ab. Die Salzkonzentrationen im kleinen Aquifer verändern sich durch den Meeresspiegelanstieg also stärker als im großen. Da jedoch beide die gleichen Systemparameter besitzen, muss diese unterschiedliche Reaktion von den Längenmaßen der Aquifere herrühren. Dabei ist vor allem die Aquifermächtigkeit entscheidend. Diese steht zunächst in der gleichen Relation zur Salzwassersäule des Meeres wie im großen Grundwasserleiter. Da die Tiefe jedoch im kleinen Aquifer geringer ist, verändert sich dieses Verhältnis bei einem Anstieg der Meerwassersäule stärker. Das heißt, durch den Meeresspiegelanstieg wird die Meerwassersäule verglichen mit der Süßwassersäule des Aquifers größer als im ersten Grundwasserleiter. Denn ein Anstieg von ca. 0,5 Metern bedeutet im kleinen Aquifer eine Erhöhung von 1 %, im großen hingegen nur um 1 ‰. Der hydrostatische Druck des Meeres ist deshalb auch, im Vergleich zum Süßwasserdruck des Aquifers, beim kleinen Grundwasserleiter größer. Dies hat wiederum eine stärkere Dichteströmung zur Folge, wodurch sich das Interface bei einem Meeresanstieg weiter verschiebt (vgl. Kapitel 1.2.1.). Daraus lässt sich nun also schließen, dass sich bei flachen Küstenaquiferen das Salzwasserinterface bei einem Meeresspiegelanstieg stärker verschiebt als bei sehr mächtigen. Die Aquifermächtigkeit beeinflusst also durchaus die Grundwasserdynamik an Küsten. Wie groß dieser Einfluss genau ist, müsste in einer weiterführenden Arbeit nochmals näher untersucht werden. Dafür könnten mehrere Aquifere mit unterschiedlichen Mächtigkeiten und gleichen Systemparametern auf ihre Reaktionen auf den Meeresanstieg untersucht werden. Die Systemparameter sollten dabei jedoch andere Werte annehmen als die im achten Grundwasserleiter verwendeten. So sollte beispielsweise der Durchfluss erhöht werden, damit sich kein so hoher Versalzungsgrad im Aquifer einstellt. Aber vor allem sollte der spezifische Speicherkoeffizient mit einem geringeren Wert ausgewählt werden. Denn dessen Einfluss könnte sich ja durchaus in einer kleineren Skala verstärken. Dieser Effekt würde dann mit dieser Methode nochmals näher untersucht werden.

5.2.2. Interpretation der berechneten äquivalenten Wasserstände

Die äquivalenten Wasserstände verändern sich durch den Meeresspiegelanstieg in allen Aquifertypen gleich. So sind diese am Ende der Simulationsperiode an jedem Punkt des Aquifers jeweils um den Betrag des Meeresspiegelszenarios erhöht. Dies lässt sich dadurch erklären, dass sich durch den Meeresspiegelanstieg der hydrostatische Druck der Meerwassersäule erhöht. Daraufhin strömt Salzwasser in den Aquifer ein, wodurch sich dort dann der Wasserstand erhöht. Dies geschieht so lange, bis sich die hydrostatischen Drücke ausgeglichen haben, das heißt bis sich im Grundwasserleiter die gleiche Veränderung der äquivalenten Wasserstände eingestellt hat wie im Meer, also wenn sie um den Betrag des Szenarios erhöht sind.

In einem gespannten Grundwasserleiter führt dies schlicht zu einer Erhöhung des Wasserdruckes. In einem ungespannten Aquifer würde dies zusätzlich mit einer Erhöhung des freien Grundwasserspiegels einhergehen. Welche Folgen eine solche Grundwasserspiegelerhöhung haben kann, ist dabei in hohem Maße davon abhängig, wie stark die Interaktion des Aquifers mit den Flusssystemen ist. So weist z.B. MASTERSON (2004) am Beispiel eines Grundwasserleiters in Cape Cod, USA, darauf hin, dass ein Großteil der Entwässerung eines Küstenaquifers von Flüssen geleistet werden kann. Bei einer Erhöhung des Grundwasserspiegels kommt es in solch einem Fall zu einem verstärkten Basisabfluss in den Flüssen, welcher die tatsächliche Grundwasserspiegelerhöhung wiederum etwas verringert. Dadurch kann es jedoch zu drastischen Veränderungen der Grundwasserdynamik kommen. Denn durch einen geringeren Grundwasseranstieg im Vergleich zum Meeresanstieg verringert sich die Höhe des Grundwasserspiegels über dem Meeresniveau. Für diesen Fall kann nach GHYBEN – HERZBERG gefolgert werden, dass sich die Tiefe des Salzwasserinterfaces verringern muss. Dabei hat jede Verringerung der Grundwasserspiegelhöhe eine 40fach stärkere Erhöhung des Interfaces zur Folge (vgl. Kapitel 1.2.1.). Bereits kleinere Veränderungen können deshalb schon zu starken Reaktionen führen. Dies könnte auch ein Grund dafür sein, dass MASTERSON (2004) bei seinen Modellierungen stärkere Systemreaktionen erzielte als sie in der vorliegenden Arbeit zu beobachten waren.

Wenn die Interaktion zwischen dem Grundwasserleiter und den Flusssystemen jedoch geringer ist, steigt der Grundwasserspiegel in der Tat um den Betrag des Meeresspiegelszenarios an. Dies kann dann bei einem geringen Flurabstand, wie er in Küstenregionen häufig anzutreffen ist, zur Entstehung größerer Feuchtflächen führen. Dazu

kommt es allerdings nur, wenn das Meer beim Anstieg nicht weiter ins Landesinnere vordringt, also wenn es durch eine Steilküste oder Dämme daran gehindert wird. Sobald es sich jedoch ungehindert ausbreiten kann, wird das komplette Grundwassersystem ins Landesinnere verschoben bis sich dann wiederum ein neuer Gleichgewichtszustand ausbildet. Wie schnell sich dieser einstellt, ist dabei von den Systemparametern abhängig. Bei langsam reagierenden Systemen kann es dann dazu kommen, dass Süßwasserlinsen unterhalb des Meeres zurückbleiben. So kann man beispielsweise noch heute vor Küsten auf Süßwasservorkommen stoßen, die in der letzten Eiszeit bei einem deutlich niedrigeren Meeresstand neugebildet wurden (POST 2005).

5.3. Diskussion der verwendeten Methoden

Das Beispiel des achten Grundwasserleiters hat gezeigt, dass sich die Salzwasserintrusion in einem kleinen Aquifer stärker verschiebt, wenn der Meeresspiegel ansteigt als in einem großen Aquifer. Dieser Effekt wirft natürlich die Frage auf, ob die verwendeten Aquiferausmaße für die Untersuchung der Fragestellung überhaupt geeignet sind. Wäre ein flacherer Aquifer nicht vielleicht sinnvoller gewesen? Mit einer geringeren Aquifermächtigkeit wären zumindest stärkere Reaktionen auf den Meeresspiegelanstieg aufgetreten. Es besteht die Möglichkeit, dass sich im Zuge dessen auch der Einfluss des spezifischen Speicherkoeffizienten deutlicher hervorgehoben hätte. Dieser Frage muss jedoch durch weitere Forschungsarbeit noch nachgegangen werden und kann mit dem jetzigen Erkenntnisstand nicht geklärt werden. Es hätte allerdings die Gefahr bestanden, dass aufgrund der stärkeren Reaktionen der Systeme der Einfluss der Aquifermächtigkeit nicht weiter aufgefallen wäre. Denn diese stärkeren Reaktionen wären vielleicht fälschlicherweise auf einen Einfluss der Systemparameter zurückgeführt worden und nicht auf den großen Beitrag der geringen Aquifermächtigkeit. Aus diesen Überlegungen heraus erscheint die Wahl der Aquiferausmaße durchaus sinnvoll.

Des Weiteren müsste vielleicht die Geometrie des Aquifers überdacht werden. Reale Grundwasserleiter weisen meist keine so ideale rechteckige Form auf. Vor allem der Übergang von der Küste zum Meer verläuft selten senkrecht. In den meisten Fällen entsteht hingegen, durch die Erosionsleistung des Meeres eine geneigte Küstenlinie. Aus einer derart geformten Küste resultiert wiederum eine veränderte Grundwasserdynamik (vgl. LI ET AL.

2008). Denn ein Meeresspiegelanstieg hat in so einem Fall nicht nur eine Erhöhung der Meerwassersäule zur Folge, sondern auch ein Vordringen des Meeres ins Landesinnere. Dadurch kann es auch zu einem Eindringen von Salzwasser in den Aquifer von oben kommen, wie es ATAIE-ASHTIANI ET AL. (2001) am Beispiel des Gezeitenlaufes zeigten. Dies hat natürlich wiederum einen großen Einfluss auf die Verteilung der Salzkonzentrationen im Grundwasserleiter, wodurch sich ein etwas verändertes Bild der Grundwassersysteme darstellen würde. Ein derartiger Küstenverlauf konnte in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht gewählt werden, da für einen solchen Fall kein Benchmark – Problem existiert. Ein solches wäre allerdings zur Validierung von SEAWAT von Nöten gewesen (vgl. Kapitel 3.2.). Darüber hinaus, wurde in der Arbeit untersucht, wie einzelne Systemparameter die Reaktionen auf den Meeresspiegelanstieg beeinflussen. Deren Verhalten ist dabei jedoch nicht von der Küstenform abhängig, weshalb die verwendete Aquifergeometrie durchaus ihre Berechtigung hat. Wenn allerdings danach gefragt wird, was sich bei einem Meeresspiegelanstieg explizit im Aquifer verändert, wäre es sinnvoller auf geneigte Küstenlinien in den Modellierungen zurückzugreifen.

Ein weiterer Faktor, der die Ergebnisse der Modellierungen verändern könnte, ist die Gestaltung des Meeresspiegelanstieges. Dieser wurde aus Softwaregründen zu Beginn der transienten Modellierungen komplett um den Betrag des jeweiligen Szenarios erhöht. In die Realität übertragen hieße das, dass sich der Meeresspiegel von einem Tag auf den anderen um 0,18 Meter, 0,40 Meter, oder 0,59 Meter erhöht. Dies ist natürlich ein völlig unrealistisches Szenario. Ein langsamer und gleitender Meeresanstieg, wie er sich eigentlich vollzieht, konnte jedoch mit SEAWAT in GROUNDWATER VISTAS nicht simuliert werden. Es besteht nun allerdings die Möglichkeit, dass das System auf einen derart gestalteten Meeresspiegelanstieg anders reagiert hätte als auf eine abrupte Erhöhung. Denn bei einer langsamen Steigerung der Meereshöhe wäre der Zeitraum zwischen den Veränderungen der Rahmenbedingungen sehr gering. Das heißt, innerhalb der Simulation würde der Meeresspiegel in sehr kurzen Abständen erhöht werden. Dies könnte nun dazu führen, dass es dem System nicht gelingt, nach der ersten Erhöhung des Meeresstandes ein neues Gleichgewicht bis zur nächsten Erhöhung zu finden. Denn SEAWAT berechnet zunächst im ersten Arbeitsschritt das Strömungsfeld, das sich für die erste Meereshöhe einstellt. Auf diesem aufbauend findet dann die Transportmodellierung statt. Das Ergebnis dieser beeinflusst dann wiederum die Dichteverteilung und somit das Strömungsfeld (vgl. Kapitel 2.2.). Wenn sich dabei kein neues Gleichgewicht bis zur nächsten Erhöhung einstellt, könnten die Auswirkungen der ersten

Spiegelerhöhung die Simulationen der zweiten Erhöhung beeinflussen und überlagern. Es besteht also die Möglichkeit, dass sich während des Meeresspiegelanstieges Prozesse abspielen, die durch einen einmaligen Meeresanstieg nicht abgebildet werden können. Durch eine gleitende Steigerung des Meeresspiegels könnte demnach das Verhalten des Systems während des Anstieges etwas realistischer nachgestellt werden. Dies gilt vor allem dann, wenn das System sehr langsam reagiert, wie z.B. bei einer kleinen hydraulischen Leitfähigkeit. Im vorliegenden Fall reagieren die verwendeten Systeme jedoch nur sehr schwach auf die Meeresspiegelerhöhungen, obwohl gleich zu Beginn die Randbedingungen maximal verändert werden. Es ist daher also nicht zu erwarten, dass ein Szenario mit vielen kleineren Anstiegen andere Ergebnisse zum Ende der Simulationszeit erbringen würde. Ein differenzierteres Bild der Prozesse während des Anstieges ist aufgrund dieser geringen Reaktionen auch nicht von Nöten. In dieser Arbeit hat die Gestaltung des Meeresspiegelanstieges also keinen entscheidenden Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Bei der Modellierung von Aquiferen, bei denen mit stärkeren Reaktionen auf den Meeresspiegelanstieg zu rechnen ist, wie beispielsweise bei sehr flachen Grundwasserleitern, sollte die Meereshöhe allerdings langsam gesteigert werden.

6. Schlussfolgerungen

6.1. Bedeutung der Ergebnisse

Ziel der vorliegenden Arbeit war es herauszufinden, ob es gewisse Aquifertypen gibt, die stärker auf den Meeresspiegelanstieg reagieren als andere und ob deren Reaktionen die Grundwasserversorgung der Küstengebiete gefährden. Unter einer Gefährdung wird dabei vor allem eine stärkerer Versalzungsgrad des Grundwasserleiters verstanden. Dafür wurden Grundwassermodellierungen an einem Modellaquifer durchgeführt, der mit unterschiedlichen Systemparametern belegt wurde. Dieser sollte dadurch unterschiedliche Aquifertypen repräsentieren. Bei diesen Simulationen zeigte sich, dass alle Systeme sehr ähnlich und nur in sehr geringem Umfang auf den Meeresspiegelanstieg reagierten. Es ließen sich deshalb keine Parameter eindeutig identifizieren, die zu einer stärkeren Reaktion der Systeme auf den Meeresanstieg führten. Lediglich der spezifische Speicherkoeffizient scheint einen gewissen Einfluss auf die Stärke der Veränderungen haben zu können. Diese waren aber sehr gering, sodass auch hier nur von einer sehr geringen Beeinflussung gesprochen werden kann. Da die einzelnen Systemparameter für verschiedene Aquifertypen stehen, können im Umkehrschluss auch keine Grundwasserleiter identifiziert werden, die auf einem Meeresspiegelanstieg stärker reagieren als andere. Es gibt also keine Aquifertypen, die ein erhöhtes Gefährdungspotential besitzen. Demzufolge gibt es auch keine Regionen, die aufgrund ihrer hydrogeologischen Eigenschaften ein erhöhtes Versalzungsrisiko durch den Meeresspiegelanstieg aufweisen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit deuten jedoch darauf hin, dass anstatt der hydrogeologischen Eigenschaften, andere Faktoren durchaus einen Einfluss auf die Reaktionsstärke der Systeme haben, so zum Beispiel die Interaktion des Aquifers mit dem Flusssystem. Wenn diese hoch ist, das heißt wenn ein großer Anteil des Grundwassers in Flüsse entwässert, kann es zu stärkeren Verschiebungen des Salzwasserinterfaces kommen (vgl. Kapitel 5.2.2.). Aber den wohl größten Einfluss auf die Veränderungen des Interfaces scheint die Aquifermächtigkeit zu haben. Am Beispiel des achten Grundwasserleiters konnte dies deutlich gezeigt werden. Deren Einfluss kann auch ein Grund dafür sein, dass andere Autoren stärkere Verschiebungen des Salzwasserinterfaces beobachtet haben. Ein Beispiel dafür könnte die in der Einleitung bereits erwähnte Arbeit von BOBBA (2002) sein. So ergaben sich bei seinen Modellierungen, im Godavari Delta in Indien stärkere Verschiebungen. Der dortige Küstenaquifer ist jedoch sehr flach. Seine Tiefe beträgt zu einem großen Teil nur wenige Meter, kann sich allerdings in

gewissen Teilen auch auf bis zu 300 Meter erhöhen. Durch diese großteils geringe Mächtigkeit und ihre heterogene Verteilung, kann es durchaus sein, dass sich eine differenzierte Grundwasserdynamik ausbildet, die zu einer stärkeren Reaktion des Interfaces führt. Des Weiteren werden in diesem Untersuchungsgebiet große Mengen von Grundwasser für landwirtschaftliche, industrielle und häusliche Zwecke entnommen. Dadurch verringert sich der Süßwasseranteil im Aquifer. Dies stellt eigentlich kein Problem dar, da es den gleichen Effekt wie eine geringe Grundwasserneubildung hat. Und diese beeinflusst die Reaktionsstärke eines Systems auf den Meeresspiegelanstieg kaum, wie in Kapitel 5.2.1. gezeigt wurde. Diese Aussage kann allerdings nur getroffen werden, wenn der Zufluss innerhalb der Simulationsperiode konstant ist. Das heißt, wenn sich dieser im Vergleich zum Gleichgewichtszustand nicht verändert. Wenn dies jedoch nicht der Fall ist, ändern sich die Rahmenbedingungen während der Simulation. Da dies in der vorliegenden Arbeit allerdings nicht in die Modellierungen mit einging, kann daher nicht beantwortet werden, welche Auswirkungen sich verändernde Zuflüsse auf die Reaktionsstärke der Systeme gehabt hätten. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass die Veränderung des Süßwasseranteils innerhalb einer Simulationsperiode die Ergebnisse der Modellierung stark beeinflusst hätte. Denn wie bereits in Kapitel 1.2.3. erwähnt, konnten andere Autoren einen großen Einfluss von Pump – und variierenden Neubildungsraten auf die Ausprägung des Salzwasserinterfaces feststellen. So könnte sich dieser Effekt auch in den Ergebnissen von BOBBA (2002) niederschlagen. Dieses Verhalten sollte deshalb in einer weiterführenden Arbeit näher untersucht werden, zumal durch den Klimawandel eine stärkere Variation des Zuflusses zu erwarten ist. Denn dieser führt dazu, dass sich in den meisten Regionen die Grundwasserneubildung im Laufe der nächsten 100 Jahre stark verändern wird (IPCC 2007). Sie unterliegt also genauso wie der Meeresspiegel einem großen Wandel. Das gleiche gilt für die Nutzung des Grundwassers. Durch das Auftreten längerer Trockenphasen und ein zu erwartendes Bevölkerungswachstum, wird wohl auch die Nachfrage nach Grundwasser in Zukunft steigen. In weiterführenden Arbeiten sollte deshalb neben dem Meeresspiegel auch der Frischwasserzufluss innerhalb einer Simulationsperiode variiert werden.

Bei einer Klassifizierung von durch den Meeresspiegelanstieg gefährdeten Küstenregionen dürfen deshalb nicht nur die hydrogeologischen Eigenschaften der Grundwassersysteme berücksichtigt werden. Diese Systeme müssen vielmehr als komplexer Verbund betrachtet werden, deren Reaktionen auch von der Aquifermächtigkeit, der Interaktion mit Flusssystemen und sich ändernder Frischwasserzuflüsse beeinflusst werden. Nur wenn das

Zusammenspiel dieser Faktoren erkannt und berücksichtigt wird, kann das Gefährdungspotential einzelner Küstenregionen beurteilt werden. Dabei ist auch der heutige Versalzungsgrad eines Aquifers entscheidend. Denn für einen Grundwasserleiter, der bereits heute stark versalzen ist, wird sich die Situation durch einen Meeresspiegelanstieg nicht verbessern. Wie stark die Versalzung ausgeprägt ist, wird dabei allerdings in hohem Maße von den Systemparametern und den klimatischen Bedingungen (Neubildung) gesteuert. Dies lässt sich deutlich an den unterschiedlich ausgebildeten Gleichgewichtszuständen der Systeme erkennen (siehe Abb. 4.2). Ein weiterer Faktor, der die Erscheinung eines Salzwasserinterfaces prägt, ist die Salzkonzentration des Meerwassers (vgl. Kapitel 1.2.1.). Diese ist nicht in allen Meeren gleich. So weist zum Beispiel das Tote Meer einen deutlich höheren Salzgehalt auf als die Ostsee, weshalb die Grundwasserleiter am Toten Meer auch eine erhöhte Konzentration besitzen. Bei der Einstufung von Küstengebieten als gefährdete Regionen, müssen also neben den Systemparametern des Aquifers, auch die Eigenschaften des angrenzenden Meeres berücksichtigt werden.

6.2. Fazit

Die Ergebnisse der Grundwassermodellierungen mit SEAWAT haben gezeigt, dass die Systemparameter die Reaktionsstärke eines Grundwassersystems auf den Meeresspiegelanstieg nur sehr schwach beeinflussen. Lediglich der spezifische Speicherkoeffizient könnte einen gewissen Effekt auf die Grundwasserdynamik haben. Da diese Systemparameter verschiedene Aquifertypen repräsentieren, kann man aus diesen Ergebnissen ableiten, dass es keinen Grundwasserleitertypus gibt, der verstärkt auf den Meeresspiegelanstieg reagiert. Andere Einflussfaktoren wie die Aquifermächtigkeit, die Interaktion mit Flusssystemen und variierende Süßwasserzuflüsse wirken sich allerdings auf das Verhalten der Grundwassersysteme aus. So können diese durchaus dazu führen, dass es zu einer verstärkten Versalzung der Grundwasserressourcen kommt. Um Abschätzen zu können wie stark einzelne Küstenregionen vom Meeresspiegelanstieg bedroht sind, müssen diese Systeme daher immer im Verbund mit allen Einflussgrößen betrachtet werden. Nur dann können Aussagen über deren Gefährdungspotential getroffen werden.

Literaturverzeichnis

- ATAIE-ASHTIANI, B., VOLKER, R. E., LOCKINGTON, D. A., (2001): Tidal effects on groundwater dynamics in unconfined Aquifers. *Hydrological Processes* 15, 655–669.
- BAXTER, G.P., & WALLACE, C.C., (1916): Changes in volume upon solution in water of halogen salts of alkali metals: IX, *American Chemical Society Journal*, no. 38, p. 70-104.
- BEAR, J., (1972): *Dynamics of fluids in porous media*: New York, Dover Publications, Inc., 764.
- BEAR, J., (1979): *Hydraulics of Groundwater*. McGraw – Hill, New York.
- BOBBA, A.G., (2002): Numerical modelling of salt-water intrusion due to human activities and sea-level change in the Godavari Delta, India. *Hydrological Science Journal* 47.
- COOPER, H.H., (1959): A Hypothesis Concerning the Dynamic Balance of Fresh Water and Salt Water in a Coastal Aquifer. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 64, No. 4, PP. 461-467.
- CROUCHER, A.E., & O’SULLIVAN, M.J., (1995): The Henry problem for saltwater intrusion: *Water Resources Research* 31, Nr. 7, p. 1809-1814.
- DAUSMAN, A.M., & LANGEVIN, C.D, (2005): Movement of the saltwater interface in the surficial aquifer system in response to hydrologic stresses and water-management practices, Broward County, Florida: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5256, 81.
- DOMENICO, P. & SCHWARTZ, F., (1990): *Physical and chemical hydrogeology*. New York.
- DRAGONI, W. & SUKHIJA, B., (2008): Climate change and groundwater: a short review. In: DRAGONI, W. & SUKHIJA, B., (Hrsg) (2008): *Climate change and groundwater*. Geological Society, London, Special Publications.
- EVANS, D.G. & RAFFENSPERGER, J.P., (1992): On the stream function for variable-density groundwater flow: *Water Resources Research*, v. 28, no. 8, p. 2141-2145.
- FREEZE, A. & CHERRY, J., (1979): *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice – Hall.
- FRIND, E.O., (1980): Seawater intrusion in continuous coastal aquifer – aquitard system. *Proc. 3rd Int. Conf. Finite Elements in Water Resources Univ. of Mississippi, Oxford, Miss.*
- FRIND, E.O., (1982): Simulation of long-term transient density dependent transport in groundwater. *Advances in Water Resources* 5: 73–88.

- GHYBEN, W.B., (1888): Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij: Amsterdam, Tijdschrift van Let Koninklijk Inst. Van Ing.
- GUO, W., & BENNETT, G.D., (1998): Simulation of saline/fresh water flows using MODFLOW, *in* POETER, E., et al., MODFLOW '98 Conference, Golden, Colorado, 1998, Proceedings: Golden, Colorado, v. 1, p. 267-274.
- GUO, W., & LANGEVIN, C.D., (2002): User's Guide to SEAWAT: A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations Book 6, Chapter A7, 77 p.
- HENRY, H.R., (1964): Effects of dispersion on salt encroachment in coastal aquifers: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 1613-C, p. C71-C84.
- HERZBERG, A., (1901): Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder: J. Gasbeleucht. Wasserversorg., v. 44, p. 815–819.
- HOLZBECHER, E., (1996): Modellierung dynamischer Prozesse in der Hydrologie - Grundwasser und ungesättigte Zone. Springer Verlag, Heidelberg.
- HUBBERT, M.K., (1940): The theory of groundwater motion: Journal of Geology, v. 48, no. 8, p. 785 944.
- HUYAKORN, P.S., ANDERSON, P.F., MERCER, J.W., WHITE, JR., H.O., (1987): Saltwater intrusion in aquifer: Development and testing of a three-dimensional finite-element model: Water Resources Research, 23, Nr. 2, p. 293-312.
- KINZELBACH, W. & RAUSCH, R., (1995): Grundwassermodellierung – Eine Einführung mit Übungen, Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 283 S.
- IPCC (2007): The physical science basis – summary for Policymakers. Contribution of WG1 to the Fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>.
- LANGEVIN, C.D., (2001): Simulation of ground-water discharge to Biscayne Bay, southeastern Florida: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4251, 127.
- LANGEVIN, C.D., (2003): Simulation of submarine ground water discharge to a marine estuary, Biscayne Bay, Florida: Ground Water 41, Nr. 6, p. 758-771.
- LANGEVIN, C.D., & GUO, W., (1999): Improvements to SEAWAT, a variable-density modeling code [abs.], *in* EOS, Transactions 80, Nr. 46., p. F-373.
- LANGEVIN C.D., & GUO, W., (2006): MODFLOW/MT3DMS–Based Simulation of Variable Density Ground Water Flow and Transport. GROUND WATER 44, Nr. 3.

- LANGEVIN, C.D., SHOEMAKER, W.B., GUO, W., (2003): MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model—Documentation of the SEAWAT 2000 Version with the variable-density flow process (VDF) and the integrated MT3DMS transport process (IMT): U.S. Geological Survey Open-File Report 03-426, 43.
- LANGEVIN, C.D., THORNE, D.T., JR., DAUSMAN, A.M., SUKOP, M.C., GUO, W., (2007): SEAWAT Version 4: A computer program for simulation of multi-species solute and heat transport: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A22, 39.
- LEE, C., & CHENG, R., (1974): On seawater encroachment in coastal aquifers: Water Resources Research 10, Nr. 5, p. 1039-1043.
- LI, H., BOUFADEL, M.C., WEAVER, J.W., (2008): Tide-induced seawater–groundwater circulation in shallow beach aquifers. Journal of Hydrology 352, 211– 224.
- MASTERSON, J.P., (2004): Simulated Interaction Between Freshwater and Saltwater and Effects of Ground-Water Pumping and Sea-Level Change, Lower Cape Cod Aquifer System, Massachusetts. U.S. Geological Survey. Scientific Investigations Report 2004 5014.
- MATTHEß, G. & UBELL, K., (2003): Lehrbuch der Hydrogeologie Band 1. Allgemeine Hydrogeologie. Grundwasserhaushalt. Zweite Auflage. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- MCDONALD, M.G., & HARBAUGH, A.W., (1988): A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, book 6, chapter A1, 586 p.
- MICHAEL, H.A., MULLIGAN, A.E., HARVEY, C.F., (2005): Seasonal oscillations in water exchange between aquifers and the coastal ocean. NATURE, Vol 436.
- MULL, R. & HOLLÄNDER, H., (2002): Grundwasserhydraulik und –hydrologie. Heidelberg.
- OUDE ESSINK G.H.P., (2001): Salt water intrusion in a three-dimensional groundwater system in The Netherlands: a numerical study. Transport in Porous Media, 43(1):137–158.
- PINDER, G.F., & COOPER, H.H., (1970): A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front: Water Resources Research 6, Nr. 3, p. 875-882.
- POST, V.E.A., (2005): Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead? Hydrogeology Journal 13: 120–123.

- RANJAN, S.P., KAZAMA, S., SAWAMOTO, M., (2006): Effects of climate and land use changes on groundwater resources in coastal aquifers. *Journal of Environmental Management*, 80, 25 – 35.
- RAO, S. V. N. & SREENIVASULU, V., (2004): Planning groundwater development in coastal Aquifers. *Hydrological Science Journal* 49.
- SEGOL, G., (1993): *Classic Groundwater Simulations Proving and Improving Numerical Models*, Prentice-Hall, Old Tappan, N. J.
- SEGOL, G., PINDER, G.F., GRAY, W.G., (1975): A Galerkin finite element technique for calculating the transient position of the saltwater front. *Water Resources Research* 11(2): 343-347.
- SHERIF, M.M., SINGH, V.P., AMER, A.M., (1988): A two – dimensional finite element model for dispersion (2D – FED) in coastal aquifers. *Journal of Hydrology* 103: 11 – 36.
- SIMPSON, M.J., CLEMENT, T.P., (2004): Improving the worthiness of the Henry problem as a benchmark for density-dependent groundwater flow models. *Water Resources Research* 40, W01504.
- VOSS, C.I., (1984): A finite-element simulation model for saturated-unsaturated, fluid-density dependent ground-water flow with energy transport or chemically-reactive single speciesolute transport: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 84-4369, 409.
- VOSS, C. I., & SOUZA, W. R., (1987): Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone: *Water Resources Research* 23, Nr. 10, p. 1851-1866.
- YECHIELI, Y., KAFRI, U., GOLDMAN, M., VOSS, C. I., (2001): Factors controlling the configuration of the fresh–saline water interface in the Dead Sea coastal aquifers: synthesis of TDEM surveys and numerical groundwater modeling. *Hydrogeology Journal* 9: 367–377.
- ZHENG, C., & WANG, P.P., (1998): MT3DMS, A modular three-dimensional multispecies transportmodel for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems: Vicksburg, Miss., Waterways Experiment Station, U.S. Army Corps of Engineers

Anhang

Abkürzungsverzeichnis

Bestimmtheitsmaß		R^2
Dichte des Salzwassers	$[\text{kg}/\text{m}^3]$	ρ_{sa}
Dichte des Süßwassers	$[\text{kg}/\text{m}^3]$	ρ_{f}
Durchfluss	$[\text{m}^3/\text{s}]$	Q
Durchlässigkeitsbeiwert	$[1/\text{m}]$	K_{f}
empirische Beziehung zwischen der Dichte von salzigem Wasser und der Salzkonzentration nach BAXTER & WALLACE (1916)		E
Fläche	$[\text{m}^2]$	A
Fließgeschwindigkeit in x –, y – und z – Richtung	$[\text{m}/\text{s}]$	$v_{x,y,z}$
Gitternetzlänge in x –, y – und z – Richtung	$[\text{m}]$	$\Delta x, y, z$
Hydraulischer Potentialgradient		I
Länge der Süßwassersäule unter dem Meeresspiegel	$[\text{m}]$	h_{fu}
Massenausfluss von Wasser	$[\text{kg}/\text{s}]$	O_{m}
Massenspeicheränderung von Wasser	$[\text{kg}/\text{s}]$	S_{m}
Massenzufluss von Wasser	$[\text{kg}/\text{s}]$	I_{m}
maximale Transportzeitschrittlänge	$[\text{sec}]$	Δt
Normalnull		NN
Porosität		n
Salzkonzentration	$[\text{mg}/\text{l}]$	C
Spezifischer Speicherkoeffizient		S_{s}
Standrohrspiegelhöhe über dem Meeresspiegel	$[\text{m}]$	Δh
Volumenausfluss von Wasser	$[\text{m}^3/\text{s}]$	O_{vol}
Volumenspeicheränderung von Wasser	$[\text{m}^3/\text{s}]$	S_{vol}
Volumenzufluss von Wasser	$[\text{m}^3/\text{s}]$	I_{vol}
Wassersäule	$[\text{m}]$	mWS

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Masterarbeit „Einfluss des Meeresspiegelanstieges auf die Grundwasserbewegung in Küstenregionen“ selbständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus Veröffentlichungen oder anderen Quellen entnommen sind, sind als solche eindeutig kenntlich gemacht. Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht veröffentlicht und noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt worden.

Ort, Datum

Unterschrift