

Hydrogeologische Systemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt, Nordrhein-Westfalen)

Mareike Weinert, Münster, Dominique Remy, Osnabrück und Eckehard P. Löhnert,
Münster

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	42
1. Einleitung	44
1.1 Problemstellung und Vorgehensweise	44
1.2 Untersuchungsgebiet	45
1.2.1 Geologie	45
1.2.2 Hydrologie	49
2. Datenerhebung und ihre Auswertung	52
2.1 Datenerhebungspunkte	52
2.2 Untersuchungsmethoden	54
2.2.1 Sedimentuntersuchungen	54
2.2.2 Untersuchungen zum Wasserhaushalt	56
2.2.3 Grundwasserdynamik	56
2.2.4 Entnahme und Analytik der Wasserproben	57
2.2.5 Isotopenhydrologische Untersuchungen	59
3. Darstellung und Analyse der Meßergebnisse	60
3.1 Wasserbilanz	60
3.1.1 Niederschlag	60
3.1.2 Abfluß	62
3.1.3 Verdunstung	63
3.1.4 Grundwasserneubildung	65
3.2 Grundwasserdynamik	68
3.2.1 Ganglinienanalyse	68
3.2.2 Durchlässigkeitsbeiwert und nutzbare Porosität	77
3.2.3 Abstandsgeschwindigkeit und vertikale Fließgeschwindigkeit	79
3.2.4 Teileinzugsgebiet des NSG Heiliges Meer	80
3.2.5 Ergebnisse der Grundwassermodellierung	81
3.3 Grund- und Sickerwasserbeschaffenheit	81
3.3.1 Einleitung	81
3.3.2 Grundwasserbeschaffenheit als Hinweis auf hydraulische Gegebenheiten	82
3.3.3 Elektrische Leitfähigkeit und Hauptinhaltsstoffe	86
3.3.4 Milieuindikatoren und milieuhängige Parameter	98
3.3.5 Zeitliche Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit	110
3.3.6 Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen	120

3.4	Umweltisotope	122
3.4.1	Tritium	123
3.4.2	Sauerstoff-18 und Deuterium	126
3.4.3	Stickstoff-15 und Sauerstoff-18 im Nitrat	138
3.4.4	Schwefel-34 und Sauerstoff-18 im Sulfat	140
4.	Synthese	141
4.1	Prägung der Grundwasserbeschaffenheit	142
4.2	Interaktion zwischen Grundwasser und oberirdischen Gewässern	152
5.	Schlußfolgerung und Hinweise auf weiteren Forschungsbedarf	162
	Literaturverzeichnis	165

Zusammenfassung

Im Rahmen des von der VolkswagenStiftung (Hannover) geförderten interdisziplinären Forschungsvorhabens „Umwelt als knappes Gut“ - *Die Schadstoffbelastungen der Gewässerlandschaft Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ und die Möglichkeiten der landchaftsplanerischen Gegensteuerung* (Az: II/71074 und II/71074-1) wurden systematische und umfassende hydrogeologische Untersuchungen für das Naturschutzgebiet und sein näheres Umfeld in den Hydrologischen Jahren 1996 bis 1998 durchgeführt.

Die sedimentologischen und grundwasserdynamischen Untersuchungen haben gezeigt, daß es sich bei dem untersuchten Grundwasserleiter um einen vorwiegend humus- und carbonatarmen, pleistozänen Porengrundwasserleiter aus Fein- bis Mittelsanden handelt. Bereichsweise sind in die gleichförmigen, gut bis stark durchlässigen, teilweise eisenreichen Sande Schluff- und Torfschichten eingelagert, die lokal halb gespannte Verhältnisse zur Folge haben.

Das oberflächennah anstehende Grundwasser fließt dem NSG Heiliges Meer mit einer Abstandsgeschwindigkeit von ca. 20 m/a aus Südosten zu. Im Bereich des NSG verringert sich die Fließgeschwindigkeit. Aufgrund der Vorflutfunktion der beiden größeren Seen des NSG, Großes Heiliges Meer und Erdfallsee, in dessen Uferbereichen mit aufsteigenden Grundwässern gerechnet werden kann, bildet sich im Naturschutzgebiet zumindest zeitweise eine Grundwasserscheide zwischen den beiden Gewässern aus. Als Folge davon richtet sich der Grundwasserabstrom im Bereich des Erdfallsees Richtung Nordwesten, während er sich im Bereich des Großen Heiligen Meer Richtung Meerbecke (Osten) orientiert.

Ein Vergleich der Niederschlagsmengen des Beobachtungszeitraums mit langjährigen Untersuchungen hat gezeigt, daß der Untersuchungszeitraum durch ein trockenes Jahr mit extrem niedrigen Winterniederschlägen (1996), ein durchschnittliches (1997) und ein feuchtes Jahr mit hohen Sommerniederschlägen (1998) gekennzeichnet ist. Die vorherrschenden Niederschlagsverhältnisse spiegeln sich in den zugehörigen Grundwasserneubildungsraten sowie den Grundwasser- und Seewasserständen deutlich wider.

Hydrochemische Untersuchungen wurden an 5 Kleinstlysimetern (Oktober 1997 bis März 2000), 23 mehrfach verfilterten Grundwassermeßstellen (GWM, Tiefe 10 m) sowie zwei Multilevel-Brunnen (ML, Tiefe 30 m) durchgeführt. Aus den Analysen des Sicker- und Grundwassers konnten deutliche Beschaffenheitsunterschiede abgeleitet werden, die bereits bei gleichen extensiven Nutzungsformen unterschiedlicher Grünlandstandorte auftreten können, aber besonders vom jeweiligen Eintragsgebiet und der Verweildauer des Grundwassers abhängen. Über Zeitreihen konnten unter Berücksichtigung früherer Unter-

suchungen jahreszeitliche und langjährige Trends für verschiedene Parameter erkannt werden.

Neben den konventionellen hydrochemischen Methoden wurden für ausgesuchte Grund- und Seewasserproben Isotopengehaltsbestimmungen am Wasser-, Nitrat- und Sulfat-Molekül durchgeführt.

Über die Isotopenuntersuchungen (Sauerstoff-18 und Deuterium) ergaben sich Ansätze für die Quantifizierung der Grundwasser- und Niederschlagswasseranteile in den Seen. Zudem waren Aussagen über Verdunstungsprozesse, das Schichtungsverhalten der Seen und Infiltrationsprozesse von Seewasser in den Grundwasserleiter möglich. Hinweise zur altersmäßigen Grundwasserschichtung des quartären Grundwasserleiters lieferten Tritiumwerte, wobei sich lokal deutliche Unterschiede ergaben (Grundwasseralter: einige Monate bis >50 Jahre).

Mittels der $\delta^{15}\text{N}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Nitrats konnten für oberflächennahe Grundwässer mit hohen Nitrat-Gehalten und indifferenten Milieubedingungen eindeutig Denitrifikationsprozesse nachgewiesen werden. Durch Messung von $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ des Sulfats ergab sich für zwei von drei Proben eine pyritbürtige Herkunft. Für die dritte Probe aus 15 m Tiefe (ML1) ließ sich eine Sulfatreduktion belegen.

Nach Auswertung und Interpretation der Vielzahl von hydrochemischen Einzelergebnissen konnte die Herkunft und Genese sowie die Überprägung der untersuchten Grundwässer im Untergrund und ihre Wechselbeziehung mit den oberirdischen Gewässern geklärt werden. Dabei ließen sich landwirtschaftlich genutzte Areale und Heide- sowie Grünlandflächen als Einzugsgebiete identifizieren. Zusätzliche Beeinflussungen finden im Bereich der Landstraße durch den winterlichen Streusalzgebrauch und durch das Meerbecke-Infiltrat statt. Seewasserinfiltrate konnten mit Hilfe der ^{18}O -Gehalte ebenfalls nachgewiesen werden. Bei längeren Untergrundverweilzeiten ist das zugehörige Einzugsgebiet als Folge vielfältiger Überprägungsprozesse häufig nicht mehr eindeutig bestimmbar. Zu diesen Prozessen gehören z.B. die Denitrifikation, die Adsorption von Phosphat und Kalium und die Sulfatreduktion. Diese Prozesse tragen im Untersuchungsgebiet zu einer qualitativen Verbesserung der Grundwasserbeschaffenheit bei.

Für die Stillgewässer konnte unter Berücksichtigung der ^{18}O -Gehalte, des Kolmationsgrades, der Flächenausformung und eines Wasserstandsvergleichs zwischen Grund- und Seewasser zumindest zeitweise eine Interaktion mit dem Grundwasser belegt werden. Dabei üben die künstlich angelegten Überläufe am Großen Heiligen Meer und am Erdfallsee eine wichtige Rolle aus. Neben der Quantifizierung der einzelnen Grundwasserbilanzglieder ließen sich außerdem zumindest teilweise die Positionen einzelner Grundwasserzutrittsstellen lokalisieren.

Schlußfolgernd ist zu konstatieren, daß es bereichsweise zu einer Grundwasserbeeinträchtigung durch die umgebende Landwirtschaft, die zentrale Landstraße, die Meerbecke und den gebietsübergreifenden atmosphärischen Stoffeintrag kommt und auch in Zukunft weiterhin kommen wird. Treten solche Grundwässer den oberirdischen Gewässern zu, werden auch diese negativ beeinflusst.

Verstärkt wird die negative Grundwasserbeeinflussung, die sich bisher im wesentlichen auf die Randbereiche des NSG beschränkt, durch die gut durchlässigen Sandböden mit z.T. geringer Adsorptions- und Pufferkapazität sowie einer geringmächtigen Sickerwasserzone. Dem gegenüber stehen langsame Fließgeschwindigkeiten und vielfach reduzierende Verhältnisse, die die Selbstreinigungsprozesse im Untergrund begünstigen.

Das potentielle Risiko für das Grundwassersystem im NSG besteht in einer möglichen Störung des Selbstreinigungsvermögens, was eine zunehmende Gefährdung des Gebietes zur Folge hätte. Um den derzeitigen Status quo zu festigen bzw. den bereits eingetretenen

Verschlechterungen der Grundwasserqualität entgegenzuwirken, kommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht, von denen die Ausweitung der umgebenden Pufferzone als effektivste Gegenmaßnahme anzusehen ist. Zum besseren Verständnis bestimmter Detailfragen, die sich im Rahmen der durchgeführten Arbeiten noch nicht zufriedenstellend klären ließen, werden problemorientierte weiterführende Untersuchungen empfohlen.

1. Einleitung

1.1 Problemstellung und Vorgehensweise

Das Naturschutzgebiet (NSG) Heiliges Meer ist seit vielen Jahren Ziel wissenschaftlicher Interessen. Das Interesse ergibt sich aus der für Norddeutschland einzigartigen Kombination von unterschiedlichen naturnahen, nährstoffarmen Lebensgemeinschaften (Moor-, Heide- und Waldflächen sowie Feuchtwiesen). Der besondere Reiz des Gebietes geht von einer Vielzahl von Erdfallseen aus, die als eine geologische Besonderheit anzusehen sind.

Das Gebiet liegt mit seiner ausgeprägten Biodiversität inselhaft inmitten einer intensiv genutzten Agrarlandschaft. Als Folge der Landwirtschaft deuteten sich in der Vergangenheit bereits erste negative Beeinflussungen für das (ehemals) nährstoffarme NSG an. Aber auch von der das NSG querenden Landstraße L504, dem Vorfluter Meerbecke und dem atmogenen Stoffeintrag geht eine potentielle Gefährdung des Gebietes aus.

Diese Beobachtungen machten die vertiefende Erkundung der Zusammenhänge erforderlich. Daher hat sich die VolkswagenStiftung (Hannover) zur Finanzierung des Projekts: „Umwelt als knappes Gut“ - *Die Schadstoffbelastungen der Gewässerlandschaft „Heiliges Meer“ und die Möglichkeiten landschaftsplanerischer Gegensteuerung* (Az: II/71074 und II/71074-1) entschlossen. Auf der Basis interdisziplinärer wissenschaftlicher Forschung sollten fundierte Aussagen zum derzeitigen Status quo und eine prognostische Abschätzung des Gefährdungspotentials sowie der weiteren Entwicklung formuliert werden.

Die Ergebnisse des hydrogeologischen Teilprojekts werden in Form des vorliegenden Artikels, dessen Grundlage die Dissertation von WEINERT (1999) ist, vorgestellt.

Einleitend wird das Untersuchungsgebiet, das sich aus dem zwischen Ibbenbüren und Hopsten (Kreis Steinfurt, Nordrhein-Westfalen) gelegenen Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ und seinen umliegenden Flächen (Blatt 3611 Hopsten) zusammensetzt, unter Berücksichtigung des bearbeiteten Teilprojekts ausschließlich aus geologischer und hydrologischer Sicht vorgestellt (Kapitel 1.2). Weitere Angaben können älteren Arbeiten entnommen werden (z.B. PUST 1993, TERLUTTER 1995 ect.).

Anschließend erfolgt in Kapitel 2 eine Lagebeschreibung sämtlicher Datenerhebungspunkte sowie Erläuterungen zu den angewendeten Untersuchungsmethoden.

In Kapitel 3 werden die Ergebnisse der Grundwasserbilanz und -dynamik sowie der hydrochemischen und isopenhydrologischen Untersuchungen einzeln vorgestellt und diskutiert.

Mit Hilfe der gewonnenen Daten wurden die Herkunft und Genese sowie die Transportpfade unterschiedlich nährstoffreicher Grundwasserteilströme dargestellt (Kapitel 4.1). Zudem wurden die Beziehungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser ansatzweise erfaßt, wobei Gehaltsbestimmungen der Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium in Wässern wichtige Ergebnisse zur Quantifizierung der Grundwasser- bzw. Niederschlagswasseranteile in den Seen lieferten (Kapitel 4.2).

Die komplexen Untersuchungen ermöglichten letztendlich eine Gefährdungsabschätzung für Teilkompartimente des Ökosystemkomplexes (Kapitel 5).

1.2 Untersuchungsgebiet

1.2.1 Geologie

Im Untersuchungsgebiet, das der Norddeutschen Tiefebene zuzuordnen ist (+42 m NN bis +45 m NN), sind ausschließlich quartäre Schichten in Form von pleistozänen Sanden aufgeschlossen. Darunter stehen die Schichten des Münder-Mergel (Malm/Unterkreide) an (Tab. 1). Zwei Kilometer südöstlich des Gebietes ragt die herzynisch (SE-NW) streichende Ibbenbürener Karbonscholle mit +124 m NN auf (Abb. 1).

Tab. 1: Geologischer Überblick über die im engeren Untersuchungsgebiet erbohrten Schichten (nach BARTH 1995, CASPERS 1997, SCHUSTER 1971, THIERMANN 1975a, WEGNER 1913a und der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt 3611).

Epoche		Stufe	Gliederung	Untersuchungsgebiet		
Quartär	Holozän		Subatlanikum	Seesedimente Aumoor („Hm) Auensand („S, ta) Hochflutsedimente		
			Subboreal	Niedermoor („Hn)		
			Atlantikum			
		Boreal		Äolische Ablagerungen		
		Präboreal				
	Pleistozän	Jung-Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	Jüngere Dryaszeit Alleröd-Interstadial Ältere Dryaszeit Bölling-Interstadial Älteste Dryaszeit	
				Hochglazial	Pommersches Stadium Frankfurter Stadium Brandenburger Stadium	
				Frühglazial	Denekamp-Interstadial Hengelo-Interstadial Moershoofd-Interstadial Odderade-Interstadial Brörup-Interstadial Amersfoort-Interstadial	Ältere Dünen („d (1)) Ältere Flugsande („S, a (1)) Uferwall (w, S, sw)
						Talsande der oberen Niederterasse (w, S, ta) mit Torfeinlagerungen (nachgewiesen: Brörup-Interstadial = WF II)
						nicht nachgewiesen
	Eem-Warmzeit		nicht nachgewiesen			
			Schichtlücke durch Abtragung (im wesentlichen im Tertiär)			
Kreide	Unter-Kreide	Berrias				
Jura	Malm	Tithon	Münder-Mergel	Ton- und Mergelsteine mit Gips- und Anhydritbänken; darunter mächtige Anhydrit- und Steinsalzlager (jwo 3-5)		

Im dokumentierten Quartärabschnitt treten äolische und fluviatile, meist humusarme (< 0,5 % C; Abb. 2), carbonatfreie Fein- bis Mittelsande der Weichsel-Kaltzeit auf, die unter periglazialen Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des nördlichen Inlandeises abgelagert wurden. Ortsteinbildungen und Eisenockerausfällungen in Gräben und moorigen Stellen des NSG lassen auf einen erhöhten Eisengehalt der Sande schließen.

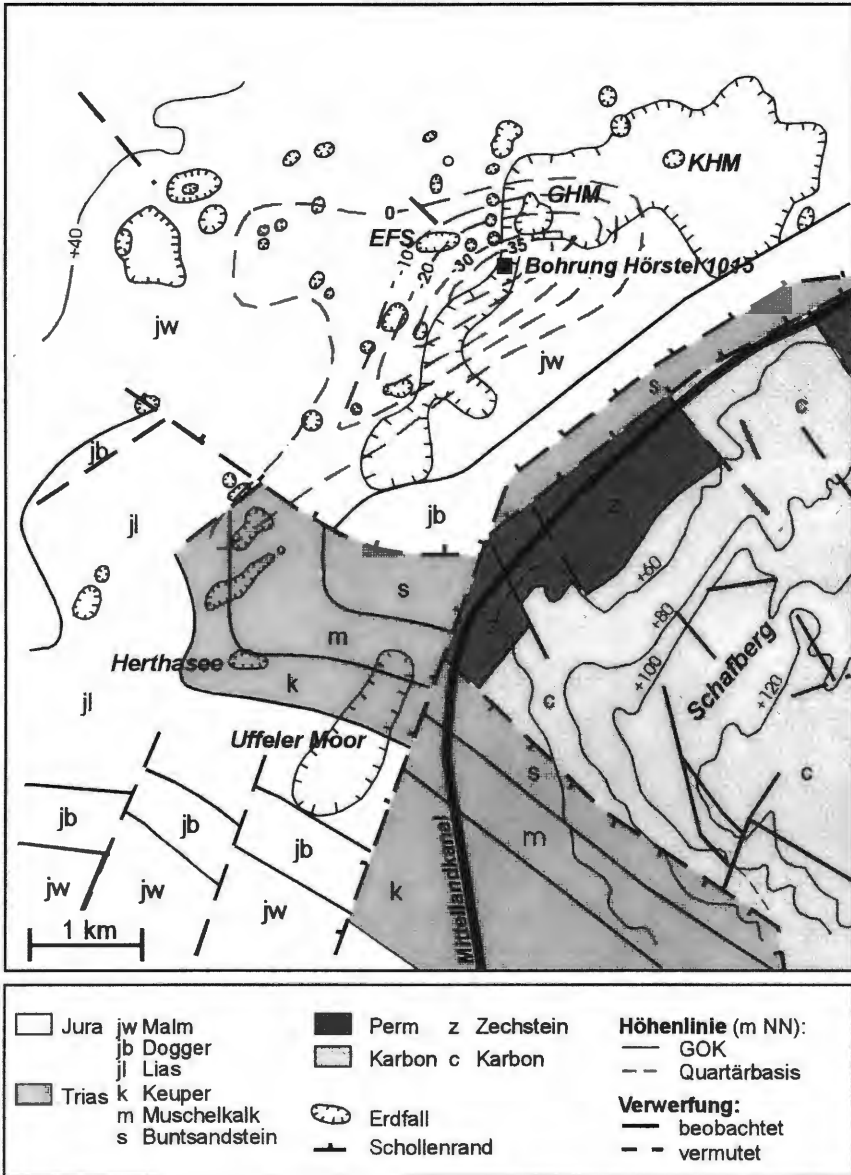


Abb. 1: Quartärbasis, Verwerfungen und Erdfälle des Heiligen Feldes unter Berücksichtigung der geologischen Gegebenheiten (nach SERAPHIM 1987).

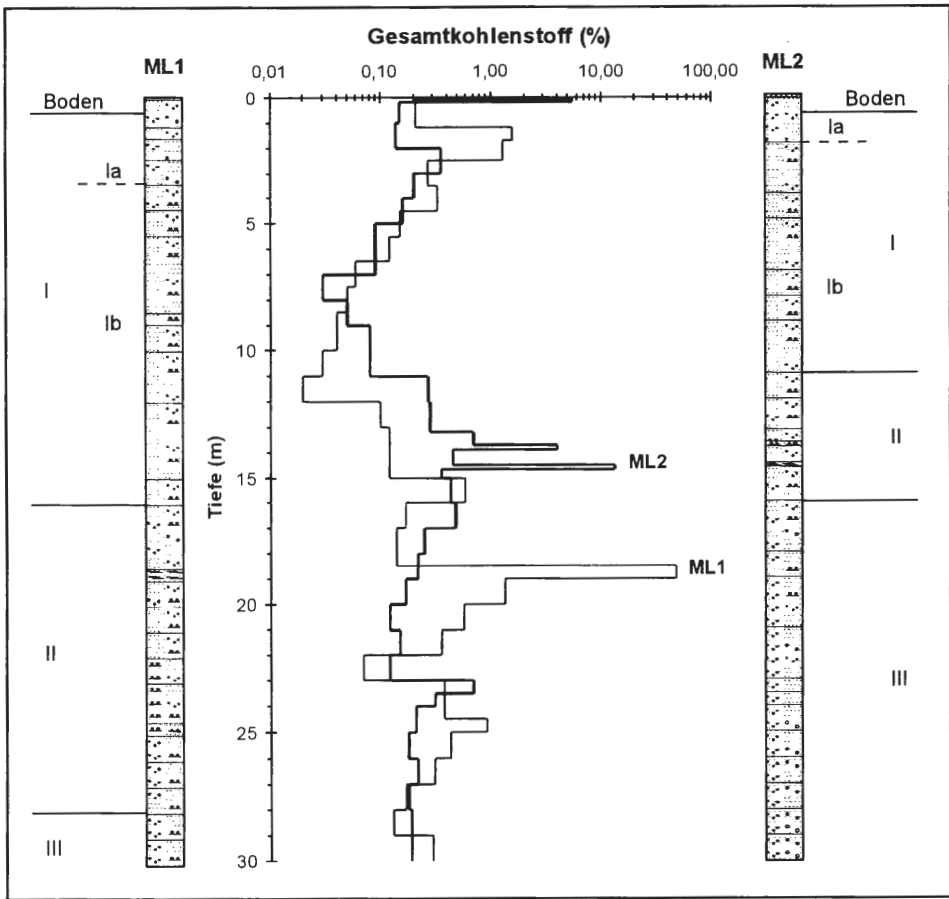


Abb. 2: Gegenüberstellung von Schichten- und Kohlenstoffprofilen der Multilevel-Brunnen ML1 und ML2. Zusätzlich ist die vertikale Gliederung des pleistozänen Grundwasserleiters in den Schichtenverzeichnissen markiert.

Im Zuge des Projektes durchgeführte Untersuchungen belegen für den oberen Aquiferabschnitt des Untersuchungsgebietes eine im nachfolgenden beschriebene vertikale Dreiteilung:

Abschnitt I setzt sich aus gleichförmigen Fein- bis Mittelsanden zusammen, deren Mächtigkeit je nach Lage innerhalb der quartären Rinnenstruktur variiert (Abb. 2). Siebanalysen haben gezeigt, daß das Kornspektrum in den obersten Metern (2-4 m Tiefe) sämtlicher Bohrungen gegenüber den darunter liegenden Sanden etwas gröber ist (WEINERT et al. 1998). Der Sedimentwechsel weist auf eine Änderung der Ablagerungsbedingungen von fluviatil (Talsande der Niederterrasse) zu äolisch (Dünen und Flugsanden) hin.

Abschnitt II zeichnet sich durch ungleichförmige, schluffreiche Sedimente mit organogenen Lagen aus. Die organogenen Lagen kennzeichnen einen wärmeren Ablagerungszeitraum mit ausgeprägter Vegetation an, in dessen Verlauf es zu einem langsamen Verlanden bzw. Vermooren von Oberflächengewässern kam.

Als Besonderheit des ML1 ist zum einen ein erhöhter Schluffanteil (> 10 % im Tiefenbereich von 19-29 m) zu nennen, der zwischen 24,5 und 25,0 m auf ca. 70 % zunimmt. Zum

anderen wurde in 18,5 m Tiefe eine 0,5 m mächtige, autochthon abgelagerte, stark bis sehr stark zersetzte organogene Schicht (47,0 % C, 0,55 % N) mit größeren Holzresten erbohrt. Das Pollenspektrum des unteren Abschnitts dieser Torfschicht zeigt neben einem hohen Anteil von *Betula* auch *Picea* und *Alnus*. Der obere Torfabschnitt belegt eine verstärkte Ausbreitung der Kieferngewächse. Weiterhin ist die Anzahl von *Sphagnum* und *Ericales* gestiegen, was auf eine zunehmende Versauerung des Bodens im Laufe des Interstadials hindeutet (CASPER 1997).

Auch das Bohrprofil des ML2 dokumentiert ein Schluffband (13,7-13,9 m) und eine anmoorige Lage (14,5-14,7 m, 12,3 % C und 0,60 % N), deren Anteil an anorganischem Material allerdings deutlich höher ist. Das Pollenspektrum der organogenen Lage besteht zu 86 % aus Nichtbaumpollen (*Cyperaceae*, *Thalictrum*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*). Es liegt die Vermutung nahe, daß die *Cyperaceae* durch lokale Vorkommen überrepräsentiert sind und so eine Waldfreiheit nur vortäuschen (CASPER 1997).

Der Ablagerungszeitraum des organogenen Materials im ML1 wurde von CASPER (1997) in ein Interstadial des Weichsel-Frühglazials (Brörup = WFII) gestellt. Ob das organogene Material des ML2 demselben Interstadial zuzuordnen ist, bleibt wegen der Dominanz von Nichtbaumpollen offen.

Abschnitt III ist im wesentlichen nur für den ML2 erfaßt. Hier sind in die Fein- bis Mittelsande ab ca. 24,0 m Grobsande und Kiese eingeschaltet, was für den Ablagerungszeitraum auf ein feuchtes Klima mit stärkerem Transportregime schließen läßt (vermutlich Frühweichsel-Eiszeit).

Im **Holozän** kam es zu einer Klimaerwärmung, die den endgültigen Eistrückzug und einen Meeresspiegelanstieg zur Folge hatte. Unter diesen Bedingungen wurden Flugsande und Dünen sowie Hochflutsedimente abgelagert. Zudem entstanden nach BARTH (1995) seit dem Atlantikum die Niedermoortorfe der Meerbeckeniederung. Weiterhin bildeten sich aus den Ausgangssubstraten die heutigen Böden (im wesentlichen Gley-Podsol und Podsol-Gleye).

Bedeutend für das Bearbeitungsgebiet ist eine Vielzahl von **Subrosionserscheinungen**, die parallel zu den SW-NE streichenden Randstörungen der ca. 2 km östlich gelegenen Karbonscholle aufgereiht sind („Heiliges Feld“). Ihre Entstehung verdanken sie den Ablaugungsprozessen innerhalb der Gesteine des Münder-Mergel. THIERMANN (1975b) nimmt an, daß es sich um eine irreguläre Ablaugung - ausgehend von einer Störungszone - handelt. Aufgrund der mächtigen Quartärbedeckung spricht man von bedecktem Karst, der hier als Kombination aus Sulfat- und Salinarkarst ausgebildet ist (WEINERT 1999).

Unterschieden werden im Untersuchungsgebiet eine großflächige Subrosionssenke (führt zu Unterschieden der Quartärmächtigkeit von ca. 30 bis 80 m) und eine Vielzahl lokaler Erdfälle. Die Ablaugungsprozesse, die zur Bildung einer Subrosionssenke führen, gehen meist von Schichtgrenzen aus, wobei sich das darüber liegende Material syngenetisch setzt. Erdfälle mit flachen, seitlich verschwimmenden Rändern bilden sich ebenfalls durch lang andauernde, langsame Bodensenkungen (LOTZE 1956), Erdfälle mit tiefen, steilen Rändern entstehen hingegen durch plötzliche Einbrüche, die häufig im Laufe der Zeit nachbrechen.

Der Entstehungszeitpunkt der meisten Erdfälle im Untersuchungsgebiet ist nicht bekannt. Die Entstehung der im Rahmen des Projektes untersuchten Senkungsformen vollzog sich jedoch vermutlich ausschließlich im Holozän, was z.B. für das Große Heilige Meer von SCHROEDER (1956), BARTH (1995) und BARTH & POTT (2000) durch pollenanalytische Untersuchungen belegt werden konnte. Für Erdfallereignisse aus historischer Zeit liegen z.T. Zeitzeugenberichte vor, die für die Klärung der Erdfallentstehung von außerordentlicher Bedeutung sind. So läßt sich z.B. für den Erdfallsee (zweitgrößtes Gewässer des

Untersuchungsgebietes) ein plötzliches, geräuschloses und senkrechtes Einsacken der Erdoberfläche bezeugen. Das durch den Materialeinbruch in den Primärhohlraum verdrängte Wasser trat bei der Entstehung des Erdfalls infolge des resultierenden Druckausgleichs an verschiedenen Stellen der Umgebung aus (WEGNER 1913b). Innerhalb weniger Tage füllte sich der Erdfallsee mit Grundwasser. Im Laufe der Zeit sind Veränderungen der Hohlformmorphologie durch Böschungsrutschungen, Wandeinstürze, Wellenerosion, fortdauernde langsame Untergrundsenkung sowie sukzessive Verlandung zu erkennen.

1.2.2 Hydrologie

Das Untersuchungsgebiet zeichnet sich durch eine Vielzahl von **Stillgewässern** aus, die sich in Größe, Tiefe, Alter, trophischem Status und Kolmationsgrad unterscheiden (Abb. 3).

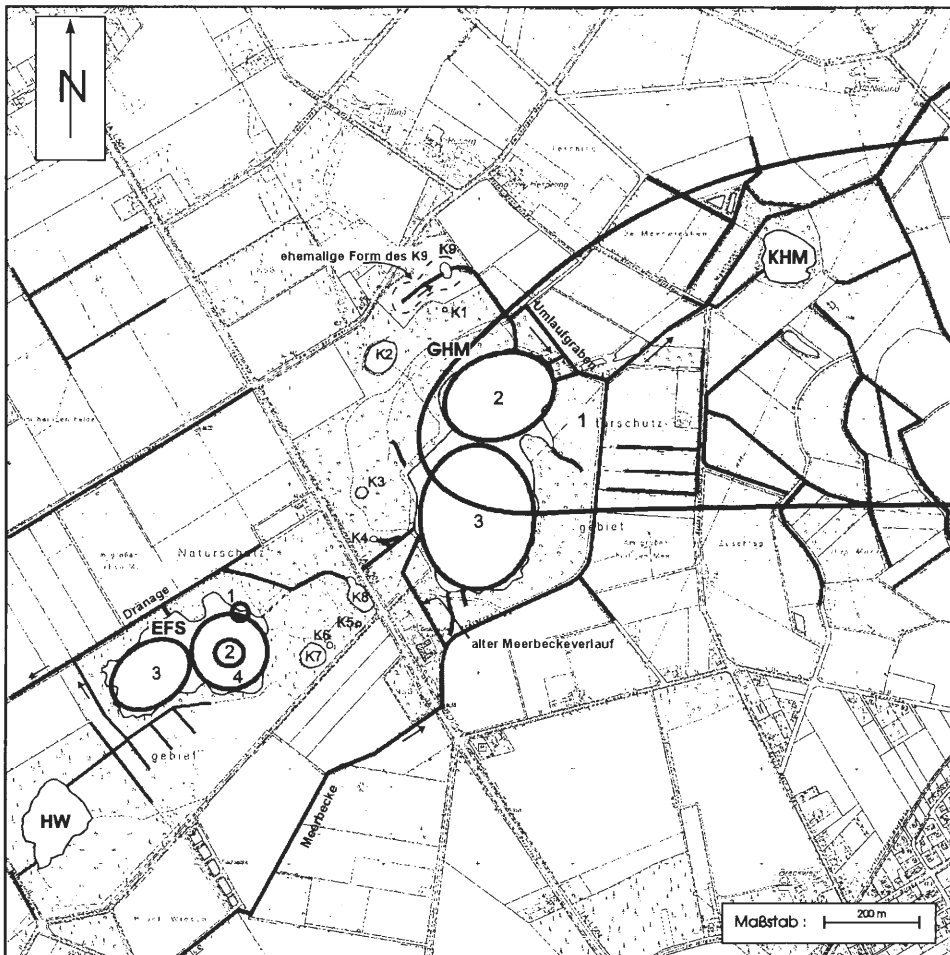


Abb. 3: Oberirdische Gewässer des Untersuchungsgebietes. Für das GHW und den EFS sind zusätzlich die einzelnen Hohlformen der Gewässer markiert, wobei die Zahlen die zeitliche Abfolge der Entstehung angeben. (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

Das **Große Heilige Meer** (GHM) setzt sich mindestens aus drei einzelnen, unterschiedlichen Senkungsformen zusammen. Dabei ist die Meerbeckeniederung (1 GHM in Abb. 3) die älteste Auslaugungserscheinung. Die Ausbreitung des ehemaligen Sumpfgbietes kann heute anhand einer bis ca. 2 m mächtigen Niedermoortorfschicht rekonstruiert werden. BARTH (1995) datiert die untersten organischen Ablagerungen der Niederung auf ca. 6000 v. Chr. Die Entstehung des flachen (Tiefe: 0,6-0,9 m) nördlichen Teils des heutigen GHM (2) ist nicht bekannt. Bei diesem Abschnitt dürfte es sich wohl - vor dem Einbruch des südlichen Seeabschnitts - um einen mehr oder weniger kreisrunden Weiher ähnlich dem heutigen Heideweiher gehandelt haben. Heute bildet dieser flache Seeabschnitt einen mit Röhricht besiedelten Verlandungsbereich. Der Einbruch des südlichen Seeabschnitts (3) wird von SCHROEDER (1956) und BARTH & POTT (2000) auf 450 bis 850 n. Chr. datiert. Dieser Erdfall besaß ursprünglich eine Tiefe von 16 bis 18 m (heute ca. 10-11 m) und schnitt sowohl den bestehenden flachen Weiher im Norden als auch die Ablagerungen der Meerbeckeniederung im Osten an.

Der in historischer Zeit entstandene heutige **Erdfallsee** (EFS) besteht insgesamt aus vier einzelnen Einsturztrichtern. Im NE des heutigen Gewässers befindet sich die älteste dieser Senkungsformen, ein mit Torf angefüllter Trichter (1 in Abb. 3). Weiterhin wird ein flacher Erdfall (2) im Bereich des jüngsten Einsturzes angenommen (LOTZE 1956). Die dritte Senkungsform bildete einen flachen, im SW gelegenen Weiher (3, ca. 1 m tief). Diese drei Hohlformen wurden durch das Erdfallereignis vom 14.04.1913 (4) miteinander verbunden. Der kreisrunde Erdfall besaß ursprünglich einen Durchmesser von ca. 110 bis 115 m und eine Tiefe von ca. 12 m (WEGNER 1913b; heute ca. 10-11 m).

Das Wasser der Seen setzt sich im wesentlichen aus Niederschlagswasser und Grundwasser zusammen. Der Anteil an Oberflächenwasser aus den beim Einbruch angeschnittenen älteren Gewässern spielt heute aufgrund des inzwischen erfolgten Wasseraustausches der Seen keine Rolle mehr. Von besonderem Interesse ist der Einfluß des Grundwassers, der im wesentlichen vom Kolmationsgrad und von der Höhe des Grundwasserstandes im Vergleich zum Oberflächengewässer bestimmt wird.

Sowohl beim EFS als auch beim GHM handelt es sich je nach Witterungsbedingungen um dimiktische bzw. monomiktische Seen (POTT et al. 1998), deren Durchmischungsverhältnisse sich im Laufe der Zeit aufgrund des wachsenden Baumgürtels am Seerand wohl verschlechtert haben dürften (POTT et al. 1998). Aus diesem Grund wurde 1963 am Westufer des GHM eine Windschneise geschlagen.

Die kleinen, meist dystrophen Gewässer unterliegen demgegenüber - aufgrund ihrer geringen Tiefe (< 2 m) - einer ganzjährigen Durchmischung. Abweichend von der limnologischen Definition werden diese Kleingewässer, wie auch in der übrigen das NSG beschreibenden Literatur, als **Kolke** (K) bezeichnet (JONAS 1932).

Ein besonderes Augenmerk verdienen die Kolke K1, 2, 3 und 8, da sie in den Sommermonaten trocken fallen können, und der Kolk K6, der mit einem Durchmesser von 7 m ursprünglich eine Tiefe von 8 bis 10 m aufwies. Heute beträgt die Wassersäule des Gewässers nur noch maximal 2 m. Beim Gewässer K9 handelt es sich um ein Ende 1991 künstlich angelegtes Gewässer, dessen Lage ungefähr mit der Position eines ehemaligen, bereits verlandeten bzw. zugeschütteten Gewässers zusammenfällt (TK 25, Blatt 3611 Hopsten, 1895).

Als weitere oberirdische Gewässer sind der ca. 44.000 m² große, im äußersten Westen des NSG gelegene dystrophe bis acidotrophe **Heideweiher** (HW) und das im Osten gelegene eutrophe **Kleine Heilige Meer** (KHM) zu nennen. Das KHM mit einer maximalen Tiefe von 3,3 m und einer Fläche von ca. 9.000 m² wurde im Zuge des Gesamtprojektes erstmals näher untersucht (HAGEMANN et al. 2000).

Rund um das NSG gibt es ein verzweigtes Netz kleiner **Fließgewässer**, das von meist begradigten Rinnsalen gebildet wird. Gespeist werden die Vorfluter im wesentlichen von den Dränagewässern des heute vorwiegend landwirtschaftlich genutzten Umlandes. Über den nächst größeren Vorfluter - die Hopstener Aa - münden die Wässer dieses Systems schließlich südlich von Lingen in die Ems.

Das bedeutendste Fließgewässer des Untersuchungsgebietes ist die aus dem Uffelner Raum kommende **Meerbecke** (Mb) (Abb. 3). Dieser Vorfluter wurde Mitte des 18. Jahrhunderts künstlich zu Entwässerungszwecken angelegt und mündete ehemals in das GHM. Ein Abfluß des Sees ist schon seit 1564 als „Flöt“ urkundlich belegt. Im Zuge der Flurbereinigung von 1968 wurde die Meerbecke, die aufgrund ihrer Stofffracht zur Eutrophierung des GHM beitrug, mit einem Abstand von ca. 50 bis 200 m südöstlich um das Stillgewässer herumgeführt. Der Abfluß des GHM wurde ebenfalls geringfügig geändert. Heute entwässert der See in einen östlich angelegten Umlaufgraben, der nach ca. 110 m in die Meerbecke mündet. Die Meerbecke fließt nach NE Richtung KHM weiter und bildet außerhalb des Untersuchungsgebietes schließlich mit der Recker Aa die Hopstener Aa.

Die Flurbereinigung von 1968 hatte auch im Erdfallsee-Gebiet Änderungen der Vorflutverhältnisse zur Folge. So wurde der Verbindungsgraben zwischen EFS und GHM unterbrochen und statt dessen nördlich des EFS ein Drainagegraben angelegt, in den der EFS heute bei höheren Seewasserständen entwässert. Zusätzlich wurde der nur zeitweise wasserführende Verbindungsgraben zwischen HW und EFS verlegt (Abb. 3).

Das heute noch am Südufer bestehende Dränagesystem wurde bereits 1958 angelegt, um das von den damals noch bis an den EFS reichenden Kulturflächen stammende Wasser nicht mehr in den See gelangen zu lassen (BEYER 1968). Diese Drainage vereint sich mit dem ehemaligen Heideweiher-Abfluß und fließt westlich des Erdfallsee der nördlich des Sees verlaufenden Drainage zu, die auch an den Kolk K8 angeschlossen ist. Nach RUNGE (1991) führte auch in den Heideweiher ein Entwässerungsgraben, von dem heute nur noch ein Stichgraben im SW des Heideweiher zu erkennen ist.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich zwei Hauptgrundwasserleiter unterscheiden (Abb. 4). Unter dem im Zuge des Projekts untersuchten quartären Porengrundwasserleiter liegt der Münder-Mergel, der als **Karstgrundwasserleiter** ausgebildet ist. KOCH (in THIERMANN 1987) geht davon aus, daß sich an der Dachfläche des Münder-Mergel als Folge einer tief-

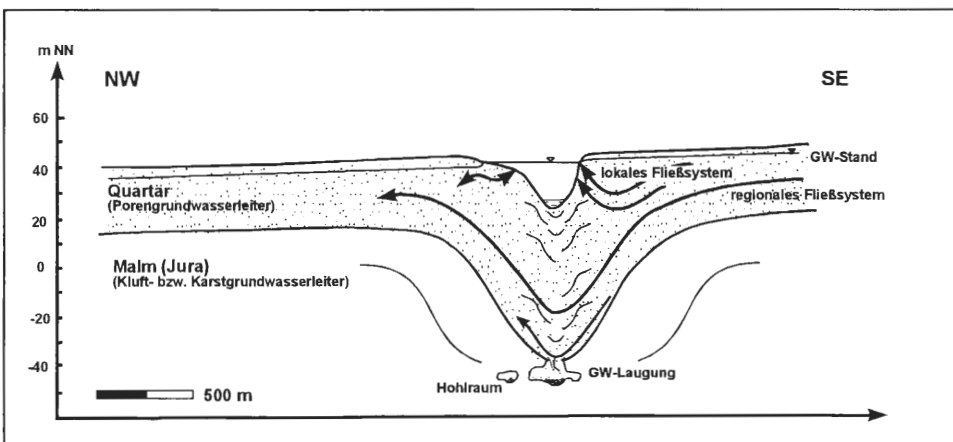


Abb. 4: Schematischer hydrogeologischer Schnitt durch das Untersuchungsgebiet sowie konzeptionelles Modell des Grundwasserfließsystems.

reichenden präquartären Verwitterung eine wasserstauende Verwitterungsrinde gebildet hat, so daß die zwei Stockwerke voneinander getrennt sind. In bestimmten Bereichen kommt es aber zu hydraulischen Kontakten. Dann mischen sich im Kontaktbereich der zwei Grundwasserleiter die gesättigte Sole des Münder-Mergel und das darüberstehende, gering mineralisierte Grundwasser zu einer schwächeren Sole (THIERMANN 1987). Auch im Untersuchungsgebiet gibt es einen - vermutlich durch die Erdfallereignisse begünstigten - hydraulischen Kontakt zwischen den beiden Grundwasserleitern (WEINERT et al. 1998).

Der quartäre Grundwasserleiter kann als ungespannter, gut durchlässiger **Porengrundwasserleiter** mit geringem Flurabstand charakterisiert werden. Lückenhafte Ortsteinhorizonte, Torf- und Schluffschichten sowie die teilweise abgedichteten Oberflächengewässer im engeren Untersuchungsgebiet vermindern allerdings die Fließgeschwindigkeit und können auch zur lokalen Ausbildung halbgespannter Verhältnisse führen.

Das Grundwasser des quartären Aquifers fließt dem Untersuchungsgebiet aus Richtung des Schafberges zu (vgl. Abb. 1), der als Wasserscheide fungiert. Der unterirdische Abfluß richtet sich im Bereich des EFS Richtung NW und im Bereich des GHM Richtung NE. Im Bereich EFS/GHM ist der gleichmäßige Grundwasserabstrom durch eine Anomalie in Form einer örtlichen „Aufhöhung“ der Grundwasseroberfläche unterbrochen (WEINERT et al. 1998).

Lokal kommt es im Bereich von Dränagen, Umlaufgräben und Seen zu Grundwasserabsenkungen. Ferner sind Grundwasserabsenkungen im näheren Umfeld von Hausbrunnen zu erwarten. Diese beeinflussen die Grundwasserhydraulik allerdings nur lokal und kurzfristig. Größere Wasserentnahmen aus der Umgebung des NSG beschränken sich auf die Vergangenheit. Zum einen sind auf dem *Westfeld* der Ibbenbürener Karbonscholle von der *Preussag AG Kohle* (heute: *DSK Anthrazit Ibbenbüren GmbH*) während des Kohleabbaus bis 1980 größere Wassermengen zur Wasserhaltung gefördert worden. Zum anderen wurden am Fuß des Schafberges in Obersteinbeck von einer Milchverarbeitenden Firma seit Mitte der 1960er bis Ende der 1980er Jahre größere Wassermengen entnommen. Weiterhin wurde in den Jahren 1962 bis 1977 die Biologische Station durch einen Hausbrunnen versorgt.

2. Datenerhebung und ihre Auswertung

2.1 Datenerhebungspunkte

Das Untersuchungsgebiet besitzt ein dichtes Netz unterschiedlicher Datenerhebungspunkte (Abb. 5), die flächenrepräsentative Aussagen über den Wasserhaushalt, die Grundwasserhydraulik und den Sicker- und Grundwasserchemismus ermöglichen. Das Meßstellennetz umfaßt 3 Klimameßstationen, 5 Kleinstlysimeter (L), 23 10 m tiefe Grundwassermeßstellen (GWM; Filterstrecken: 1,5-2,5 m, 4-5 m und 9-10 m), zwei 30 m tiefe Multilevel-Brunnen (ML) à 11 Einzelfilter, vier ca. 2 m tiefe Rammfilter (R), zwei Weidebrunnen (Br) sowie Pegellatten in sämtlichen Still- und Fließgewässern des Naturschutzgebietes. Zudem wurden im näheren Umfeld des NSG Meßstellen vom Neubauamt für den Ausbau des Mittellandkanales in Minden (Außenstelle Osnabrück), vom Staatlichen Umweltamt Münster sowie von der ehemaligen Firma *Hochwald* (durch die Untere Wasserbehörde Tecklenburg) Meßstellen zur Verfügung gestellt (Abb. 6).

Um vermutete Zusammenhänge zwischen einigen Vegetationstypen des Naturschutzgebietes und der Qualität des oberflächennahen Grundwassers nachzuweisen bzw. um standortabhängige Ausmaße der Nährstoffverlagerung zu dokumentieren, wurden in räumlicher Nachbarschaft zu Grundwassermeßstellen fünf Kleinstlysimeter in den Unter-

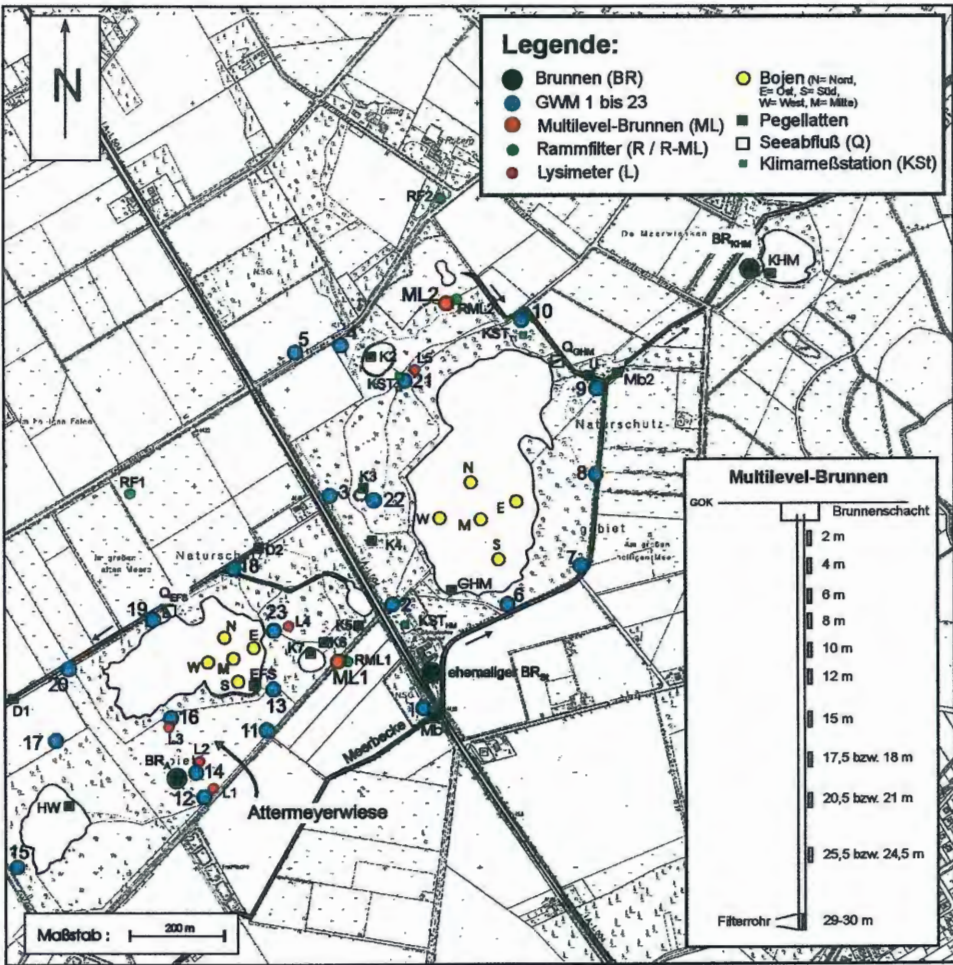


Abb. 5: Lage der Weidebrunnen, Grundwassermeßstellen, Multilevel-Brunnen, Rammfilter und Lysimeter sowie der Pegellatten der oberirdischen Gewässer im NSG und der Klima-meßstationen. Zusätzlich sind die Bojen der Seen GHM und EFS und die Abflußmeßstellen markiert. (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

grund eingebracht. Die Lysimeter befinden sich im Bereich extensiv genutzter Grünland- und Heidestandorte mit Kraut- bzw. Zwergstrauch-Vegetation (Tab. 2).

Bei den Kleinstlysimetern handelt es sich um komplett aus chemisch-neutralem Material gefertigte, wasserdichte, nicht wägbare Bodenzylinder mit kontinuierlichem Sickerwasserablauf (Abb. 7). Das Sickerwasser gelangt aus dem Bodenzylinder in einen benachbarten Entnahmeschacht, wo es in dichtschließenden 2 l PE-Weithalsflaschen mit Zwangsentlüftung aufgefangen wird. Jeder Bodenzylinder enthält einen 0,55 m hohen, weitgehend ungestörten, an Ort und Stelle mitsamt seiner Vegetation entnommenen Bodenmonolithen von 0,39 m Durchmesser (Abb. 7). Die geringe Tiefe der Bodenzylinder ist wegen des - besonders im Winterhalbjahr - hochanstehenden Grundwassers Voraussetzung. Die Lysimeter-Konstruktion ist bedingt durch das Untersuchungsgebiet und die Fragestellung nicht mit herkömmlichen Typen vergleichbar (DVWK 1980).

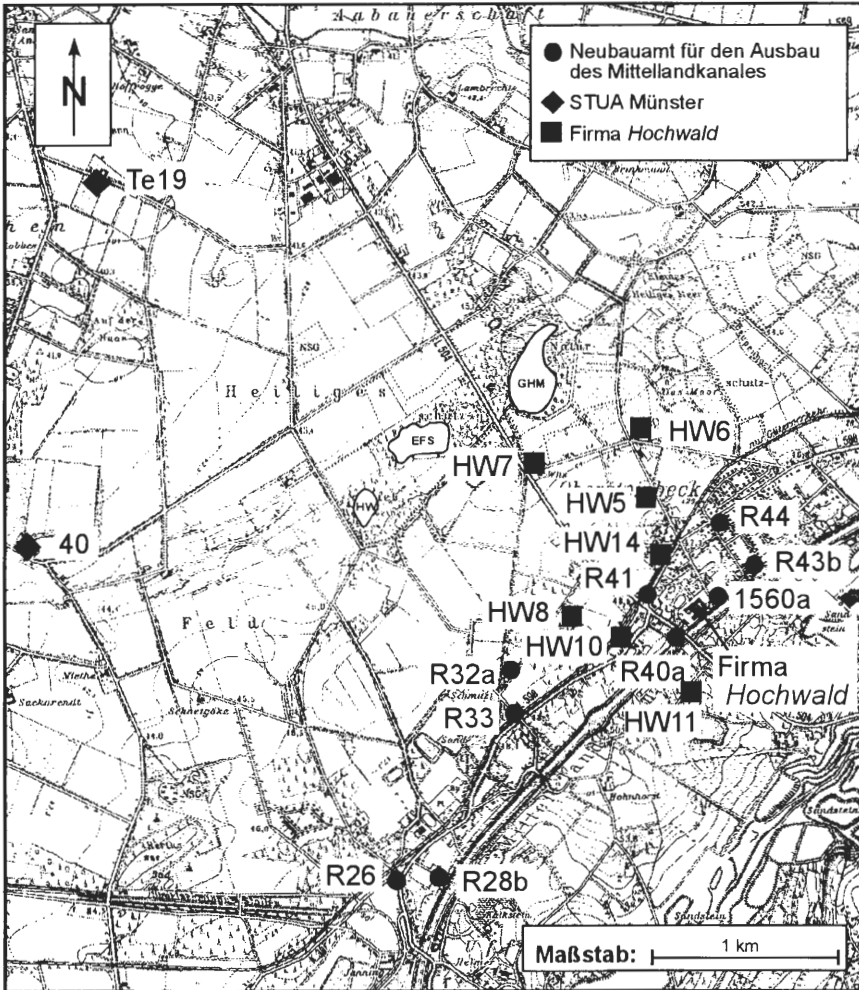


Abb. 6: Lage ausgesuchter Meßstellen des Neubauamtes für den Ausbau des Mittellandkanales (Außenstelle Osnabrück), des Staatlichen Umweltamts Münster und der ehemaligen Firma Hochwald.

2.2 Untersuchungsmethoden

2.2.1 Sedimentuntersuchungen

Die Sedimentproben (insgesamt 289 Stück) wurden während des Bohrvorgangs genommen, parallel dazu erfolgte die Ansprache des Bohrguts mit zugehöriger Dokumentation in Schichtenverzeichnissen nach DIN 4022-1 (1987). Später wurde im Labor eine Korngrößenanalyse sämtlicher Proben nach DIN 18123 (1996) durchgeführt. Die Bestimmung des **Gesamtkohlenstoffs** (C in %, Meßgerät: Carmhograph 8 der Firma *Wösthoff*; vgl. SCHLICHTING et al. 1995) und des organisch gebundenen **Bodenstickstoff** nach KJELDAHL (Meßgeräte: Kjeldatherm, Turbosog und Vadodest-6 No. 6560 der Firma *Gerhardt*; vgl. ROWELL 1997) wurde für ausgesuchte Sedimentproben vorgenommen.

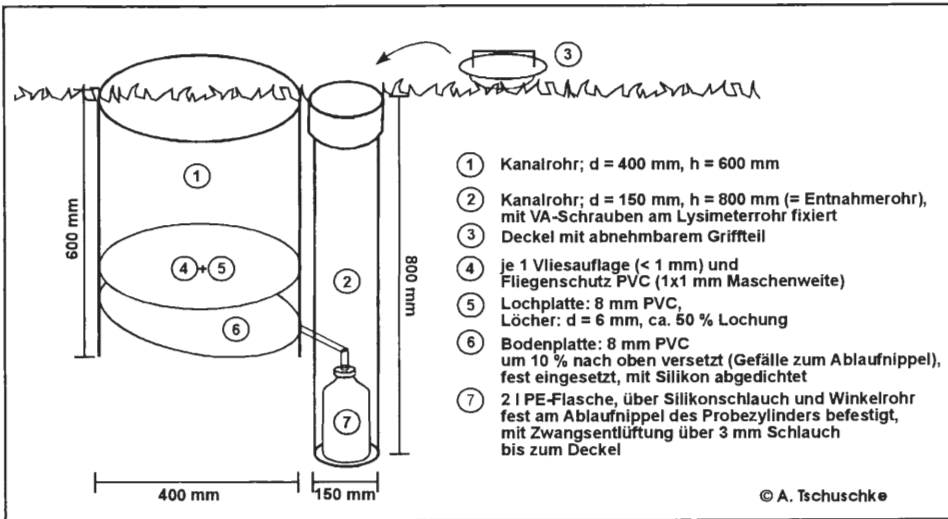


Abb. 7: Aufbauskeizze der Kleinstlysimeter.

Tab. 2: Stammdaten der Lysimeter.

	Grünlandstandorte			Heidestandorte	
	Lysimeter L1	Lysimeter L2	Lysimeter L3	Lysimeter L4	Lysimeter L5
Vegetations-einheit	Silbergras-Flur (<i>Spergulo vernalis-Corynethoretum canescentis</i>)	Rotstraußgras-Flur (<i>Agrostietum tenuis</i>)	Flatterbinsen-Weide (<i>Epilobio palustris-Juncetum effusi</i>)	feuchter Pfeifengras-Rasen (<i>Erico tetralicis-Molinietum</i>)	trockene Heide (<i>Genisto-Callunetum typicum</i>)
Ø-max. Wurzeltiefe	ca. 0,15 m	ca. 0,24 m	ca. 0,30 m	ca. 0,29 m	ca. 0,38 m
Nutzung	extensive Heidschnuckenweide				extensive Mufflonweide
Boden	grauer Bleichsand (A1) / grauer, undurchwurzelter Bleichsand (A2) / Orterde (B) / gelbweißer Sand (C)	grauer Bleichsand (Ahe1) / grauvioletter Bleichsand (Ahe2) / grauer, undurchwurzelter Bleichsand (B1) / Orterde (B2) / gelbweißer Sand (C)	feuchter, bräunlich-schwarzer, sandiger Humus (O) / schwarzgrauer Bleichsand (A1) / grauer, undurchwurzelter Bleichsand (A2) / Orterde (B) / gelbweißer Sand (C)	Streu, Heidehumus (O) / schwarzer, humoser Sand (A) / gelbweißer Sand (C)	Heidehumus (O) / schwarzgrauer Bleichsand (Ahe1) / grauvioletter Bleichsand (Ahe2) / grauer, undurchwurzelter Bleichsand (B1) / Orterde (B2) / gelbweißer Sand (C)
Flurabstand	0,40 - 1,97 m	0,32 - 1,43 m	0,00 - 0,83 m	0,00 - 0,84 m	0,19 - 1,56 m
benachbarte GWM	GWM12	GWM14	GWM16	GWM23	GWM21

2.2.2 Untersuchungen zum Wasserhaushalt

Im Zuge des Projektes wurde der Niederschlag, der Abfluß und die Verdunstung sowie die Grundwasserneubildung für das Untersuchungsgebiet bestimmt.

Der **Niederschlag** (mm) wurde mittels HELLMANNSchem Niederschlagsmesser seit 1971 täglich an der Biologischen Station und seit Ende 1995 an zwei *Thies*-Klimameßstationen (KSt_{T1} und KSt_{T2}) mittels ND-Geber mit Wippe gemessen. Für langjährige Niederschlagsstudien stehen die vom Deutschen Wetterdienst (Essen) zur Verfügung gestellten Meßwerte (seit 1891) der ca. 7 km entfernten Station Hörstel zur Verfügung.

Die in die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration und der Grundwasserneubildung eingehenden Niederschlagshöhen mußten aufgrund systematischer Meßfehler entsprechend ihrem Standort korrigiert werden (DVWK 1996a, D. RICHTER 1995).

Neben den Niederschlagsmessungen werden seit 1979 die **relative Luftfeuchte** (%), die **Lufttemperatur** (°C) und der **Luftdruck** (hPa) in 2 m Höhe von der Biologischen Station (Meterograph GA 840-850 der Firma *Lambrecht GmbH*, Trommelschreiber mit einwöchiger Umlaufzeit) und den *Thies*-Stationen (digitale Aufzeichnung) gemessen.

Die **potentielle Evapotranspiration** ETp für einen mit Gras bestandenen Standort wurde aus den meteorologischen Daten nach dem Verfahren von HAUDE (1954, 1955) berechnet. Zur Berechnung der **tatsächlichen Evapotranspiration** ETa bietet sich das Reduktionsverfahren von RENGER & WESSOLEK (1990) an. Für die **Verdunstung von Wasserflächen** liegen durchschnittliche Erfahrungswerte von Werner (mdl. Mitt. 1998) vor. Sie beziehen sich auf Verdunstungsmessungen an Oberflächengewässern im Münsterland in den Jahren 1967 bis 1987.

Abflußmessungen wurden an ausgesuchten Stichtagen in der Meerbecke auf Höhe der Pegellatten (Mb1 und Mb2) sowie am Abfluß des EFS (Q_{EFS}) und des GHM (Q_{GHM}) durchgeführt. Zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit kam das magnetinduktiv arbeitende Meßgerät Nautilus C 2000 der Firma *Heel GmbH & Co. Meßtechnik KG* zum Einsatz. Die Fließgeschwindigkeiten wurden nach dem Punktmeßverfahren gemessen (GEWÄSSERKUNDLICHE ANSTALTEN DES BUNDES UND DER LÄNDER 1971). Die Auswertung erfolgt rechnerisch nach KUNK & SCHÖTTLER (1994) (vgl. WEINERT 1999). Die Erstellung einer Abflußtafel ermöglichte die abschließende Umrechnung von Wasserständen in Abflußmengen.

Von den verschiedenen Bestimmungsverfahren zur Ermittlung der **Grundwasserneubildung** GWN liefern **Lysimeteranlagen** in Abhängigkeit von Niederschlagshöhe, Bodenart und Vegetation die genauesten Ergebnisse, deshalb wurde das Datenmaterial der Großlysimeteranlage St. Arnold (Grünland, Laubwald und Nadelwald) zwischen Emsdetten und Neuenkirchen (Entfernung zum NSG ca. 23 km Luftlinie) herangezogen (zur Verfügung gestellt vom STUA Münster). Zudem konnten die Untersuchungsergebnisse der Kleinstlysimeter hinzugezogen werden. Zur vergleichenden Validierung der Lysimeterdaten wurde die Grundwasserneubildung zusätzlich durch Berechnung auf **empirisch-mathematischer Grundlage** nach MÜLLER (1997) und über die **Chlorid-Konzentrationen des Grundwassers und des Niederschlags** berechnet (ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG FH-DGG 1977).

2.2.3 Grundwasserdynamik

Aus den Ergebnissen der Sieb- und Schlämmanalysen ließen sich nach dem Verfahren von BEYER (1964) die **Durchlässigkeitsbeiwerte** k_f (m/s) bestimmen. Die Durchlässigkeit des Aquifers wurde weiterhin mittels in-situ Bohrlochversuche (nach HÖLTING 1996 und SCHULER 1973) an den Grundwassermeßstellen abgeschätzt.

Die Bestimmung der **effektiven Porosität** n_f erfolgte mittels des EDV-Programms „*Siebkorn*“ (P.P. SMOLKA, Geologisch-Paläontologisches Institut der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster).

An sämtlichen Meßstellen des NSG wurden in den Hydrologischen Jahren 1996, 1997 und 1998 - unter Berücksichtigung ihres Errichtungstermins - die **Grundwasserstände** regelmäßig (ca. monatlich) mittels Lichtlot gemessen und bezogen auf Normal Null (NN) angegeben. Zusätzlich zu den manuellen Messungen erfolgte eine automatische Aufzeichnung durch einen im März 1997 auf der GWM 10 montierten Pegelschreiber der Firma Ott. Für die großräumige Korrelation der Grundwasserstände wurden - auch über den Beobachtungszeitraum hinaus - Messungen des STUA Münster, des Neubauamtes für den Ausbau des Mittellandkanales in Minden (Außenstelle Osnabrück) und der ehemaligen Firma *Hochwald* zur Verfügung gestellt (Abb. 6). Neben der Ermittlung der Grundwasserstände wurden die Wasserstände der Seen, der Kolke und der Fließgewässer dokumentiert.

Die Grundwasserstände eines Stichtags wurden in einen **Grundwassergleichenplan** umgesetzt, der für das Untersuchungsgebiet ein räumliches Bild über die Strömungssituation im oberen Abschnitt des quartären Grundwasserleiters liefert. Hierzu kam das Isolinenprogramm *ISO/9* (P.P. SMOLKA, Geologisch-Paläontologisches Institut der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster) zum Einsatz.

Die **Abstandsgeschwindigkeit** (nach HÖLTING 1996) errechnet sich als Quotient der Länge eines Stromlinienschnitts und der vom Grundwasser beim Durchfließen dieses Abschnitts benötigten Zeit (DIN 4049-3).

Der **Grundwasserzustrom** stellt für den Wasserhaushalt der oberirdischen Gewässer ein wichtiges Bilanzglied dar, das allerdings nicht direkt gemessen werden kann. Um eine Größenordnung für den Grundwasserzustrom von EFS und GHM zu bekommen, wurden im Zuge der vorliegenden Veröffentlichung verschiedene überschlägige Verfahren angewandt:

- Wasserhaushaltsrechnung eines Sees (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).
- Berechnung aus der Grundwasserneubildungsrate des Einzugsgebietes (HARTMANN 1996).
- Die Bestimmung des Grundwasserzustroms über den Isotopengehalt von Grund- und Oberflächenwasser nach ZIMMERMANN 1978 und 1979 erwies sich aufgrund fehlender Daten (Isotopengehalt der Luft, relative Luftfeuchte bezogen auf die Oberflächentemperatur des Sees) als nicht durchführbar. Überschlägig konnte jedoch die Grundwassermenge zum Meßzeitpunkt über die Gewässermorphologie bestimmt werden.

Unter Berücksichtigung der Daten zum Untergrundmaterial, zum Wasserhaushalt und zur Grundwasserdynamik hat LUBERICHS (1999) im Rahmen einer Diplomarbeit ein **dreidimensionales Modell** des Grundwasserflusses für das NSG Heiliges Meer mit FEFLOW 4.6 (Finite Elemente Subsurface FLOW System; WASY) angefertigt.

2.2.4 Entnahme und Analytik der Wasserproben

Insgesamt wurden an den 23 Grundwassermeßstellen und den 2 Multilevel-Brunnen während der Monate März 1996 bis September 1998 bzw. Januar 1999 Grundwasserproben in regelmäßigem Abstand entnommen.

Die Beprobung der GWM erfolgte mit einer Niedervolttauchpumpe der Firma *Comet* (Typ COMBI 2/12) aus einer Tiefe von 2 m. Die Probenahme an den Multilevel-Brunnen erfolgte nach einer an der Ruhruniversität Bochum entwickelten Methode (vgl. OSWALD & LÖHNERT 1990, GÖBEL & WEINERT 1995, WEINERT et al. 1998, WEINERT 1999).

Tab. 3: Überblick über die ermittelten Parameter mit zugehörigen Einheiten, Meßgeräten und Nachweisgrenzen X_D .

Parameter	Einheit	X_D	Methode / Meßgerät	
<i>Vorort-Parameter</i>				
Temperatur	T	°C	---	
			Temperaturfühler des WTW LF 90 DIN 38404-4 (1976) Kabellichtlot mit digitaler Temperaturanzeige der Firma <i>Spohr</i>	
el. Leitfähigkeit	---	$\mu\text{S/cm}$	---	
			WTW Lf 90 ISO 7888 (1985)	
pH-Wert	pH	1	---	
			WTW pH 90 bzw. KNICK-Typ 642, Elektrode: E56 WTW, DIN 38404-5 (1984)	
Eh-Wert (Redoxpotential)	Eh	mV	---	
			WTW pH 90, Elektrode: Silberchlorid-Elektrode mit 3 mol/l Kaliumchlorid-Elektrolytlösung; die gemessenen Werte werden auf die Standardwasserstoffelektrode bezogen angegeben DIN 38404-6 (1984)	
Sauerstoff	O_2	mg/l	0,1 ¹	
			Methode nach WINKLER (1888/89)	
gelöstes Kohlendioxid	CO_2	mg/l	0,5 ¹	
			Titration mit 0,02 N Natronlauge gegen Phenolphthalein DIN 38409-7 (1979), DIN 38405-8 (1971)	
Hydrogensulfid	HS^-	mg/l	0,1	
			kolometrischer, Test 1.14777. der Firma <i>Merck</i>	
<i>Untersuchungen im Labor der „Biologischen Station“ Heiliges Meer</i>				
Hydrogencarbonat	HCO_3^-	mg/l	3,1	
			Titration mit 0,1 N Salzsäure gegen Methylorange, DIN 38409-7 (1979), DIN 38405-8 (1971)	
KMnO ₄ -Verbrauch	---	mg/l	0,5	
			Oxidierbarkeit mit Kaliumpermanganat	
Nitrat	NO_3^-	mg/l	0,2 ¹	
			Spektraphotometer Uvikon 931 / Kontron bzw. Nano-color 100D / <i>Macherey-Nagel</i>	
Nitrit	NO_2^-	mg/l		0,005 ¹
				Salicylat-Methode DIN 38405-9 (1979)
Phosphat	PO_4^{3-}	mg/l		0,005 ¹
				Methode nach GRIESS DIN EN 2626777 (1993)
Ammonium	NH_4^+	mg/l		0,01 ¹
			Phosphormolybdänblau-Methode DIN EN 1189 (1996)	
Eisen	Fe_{ges}	mg/l	0,01 ¹	
			BERTHELOTS Reaktion DIN 38406-5 (1994)	
			1,10-Phenanthrolin-Methode DIN 38405-1 (1979) ergänzend mit dem AAS DIN 38406-32 (1998)	
<i>Untersuchungen an der Universität Osnabrück (FB 5 – Ökologie)</i>				
Sulfat	SO_4^{2-}	mg/l	0,8	
			DX-100 Ion Chromatograph/Dionex	
Chlorid	Cl^-	mg/l		0,5
				DIN EN ISO 10304-1 (1995)
Calcium	Ca^{2+}	mg/l		0,1
				DIN EN ISO 10304-1 (1995) ergänzend nach MOHR DIN 38405-1 (1985)
Magnesium	Mg^{2+}	mg/l		0,08
				ergänzend mit AAS unter Zugabe von Lanthan, DIN 38406-3 (1982)
Natrium	Na^+	mg/l	0,05	
Kalium	K^+	mg/l	0,1	
Mangan	Mn^{2+}	mg/l	0,05	
			*	
Zink	Zn^{2+}	mg/l	0,03	
			DIN 38406-33 (1998)	
			DIN 38406-21 (1980)	

¹ POTT et al. 1998.

* aa/ae Spectrophotometer 357 / Instrumentation Laboratory bzw. Analyst 300 / Perkin Elmer.

Da die Lysimeter erst im Sommer 1996 eingebaut wurden und eine geraume „Ruhezeit“ Voraussetzung für repräsentative Werte ist, wurde die monatliche Beprobung ab Oktober 1997 durchgeführt.

Über die durchgeführten Vorort- und Laboranalysen sowie die dabei verwendeten Geräte gibt Tab. 3 Aufschluß.

Aus den ermittelten Meßergebnissen wurden die Sauerstoffsättigung (nach TRUDES DALE et al. 1955), die Gesamthärte, die Carbonathärte und die Nichtcarbonathärte sowie verschiedene Ionenverhältnisse berechnet. Weiterhin wurde der negative dekadische Logarithmus des Wasserstoffpartialdrucks (rH-Wert) als pH-Wert-unabhängiges Maß für das Redoxvermögen eines Systems berechnet (HÖLTING 1996).

Im Hinblick auf die Interpretation der hydrochemischen Daten wurden die Ergebnisse unter Berücksichtigung von Minima, Maxima und Mittelwerten statistisch aufgearbeitet, wobei Ausreißer unberücksichtigt blieben. Um räumliche und zeitliche Zusammenhänge der einzelnen Meßstellen bzw. Filterniveaus und Parameter aufzuzeigen, wurden Korrelationsanalysen mit Bestimmung des Pearsonschen Maßkorrelationskoeffizienten *r* durchgeführt.

2.2.5 Isotopenhydrologische Untersuchungen

Isotopengehaltsbestimmungen wurden für ausgesuchte Grundwasser- und Oberflächenwasserproben von der Firma *Hydroisotop* in Schweitenkirchen (Bayern) durchgeführt. Einige wenige Sauerstoff-18-Messungen wurden zusätzlich an der *KfA Jülich* vorgenommen. Über die bestimmten Isotope, deren Bezugsstandards und die angewandten Methoden gibt Tab. 4 Aufschluß.

Tab. 4: Bestimmungsmethoden der untersuchten Umweltisotope mit zugehörigen Einheiten, Bezugsstandards und Meßgenauigkeiten.

Parameter	Einheit	Bezugsstandard	Fehler	Meßgerät	
Tritium	³ H	TU ¹	---	2σ	Flüssigkeitsszintillationsspektrometer
Sauerstoff-18	δ ¹⁸ O	‰	VSMOW ²	± 0,15 ‰	Massenspektrometer
Deuterium	δ ² H	‰	VSMOW ²	± 1,5 ‰	
Sulfat-S	δ ³⁴ S	‰	CD-Std. ³	± 1,0 ‰	
Sulfat-O	δ ¹⁸ O	‰	VSMOW ²	± 0,2 ‰	
Nitrat-N	δ ¹⁵ N	‰	AIR-Std. ⁴	± 0,3 ‰	
Nitrat-O	δ ¹⁸ O	‰	VSMOW ²	± 0,5 ‰	

¹ 1TU = 0,119 Bq/l

³ Canon Diablo Meteorit-Standard

² Vienna Standard Mean Ocean Water

⁴ Luft-Stickstoff-Standard

Zur Auswertung der gemessenen Tritium-Werte wurde unterstützend das an der TU Bergakademie Freiberg entwickelte Programm *MULTIS* (RICHTER & SZYM CZAK 1992, J. RICHTER 1995) hinzugezogen. *MULTIS* dient zur Berechnung der mittleren Verweilzeit. Diese wird aus der Anpassung der Tritium-Output-Daten an die Input-Funktion des Niederschlags unter Berücksichtigung des radioaktiven Zerfalls und der Verdünnung berechnet.

Das Programm *MULTIS* basiert auf konzeptionellen Boxmodellen, wobei für die untersuchten Wässer der Multilevel-Brunnen das Piston-Flow- und das Exponential-Piston-Flow-Modell angewandt wurde.

3. Darstellung und Analyse der Meßergebnisse

3.1 Wasserbilanz

3.1.1 Niederschlag

Im langjährigen Mittel betragen die Niederschläge der Hydrogeologischen Jahre für die 27-jährige Meßreihe der Station Heiliges Meer 772 mm. Für die 107-jährige Meßreihe der Station Hörstel liegt das Mittel mit 755 mm nur geringfügig niedriger. Im Durchschnitt entfallen auf das Winterhalbjahr 363 (KSt_{HM} = Klimastation Heiliges Meer; Abb. 8) bzw. 350 mm (Station Hörstel) und auf das Sommerhalbjahr 409 (Abb. 9) bzw. 407 mm.

Im Jahr **1996** liegen die Niederschläge mit 577 (KSt_{HM}) bzw. 585 mm (Station Hörstel) deutlich unter dem langjährigen Jahresmittel. Von dieser Menge entfallen allein 429 bzw. 433 mm auf das Sommerhalbjahr, was etwa dem langjährigen Halbjahresmittel entspricht. Im Hydrologischen Winterhalbjahr November 1995 bis April 1996 (Abb. 8) entsprechen die Niederschläge mit 148 bzw. 152 mm nur ca. 41 % des langjährigen Halbjahresmittels und repräsentieren damit das absolute Minimum der letzten 107 Jahre. Auffällig sind insbesondere die Monate Januar und April, in denen die Monatsniederschläge 6 bzw. 4 mm betragen haben und somit unter 10 % der für diese Monate üblichen Niederschlagsmengen liegen (KSt_{HM}).

Die für das Hydrologische Jahr **1997** ermittelte Niederschlagssumme von 742 mm (KSt_{HM}) entspricht circa dem langjährigen Jahresmittel. Dabei liegen die Niederschläge des Winterhalbjahres leicht unter und die des Sommerhalbjahres leicht über dem jeweiligen Halbjahresmittel. Auffällig sind die geringen Januarniederschläge (5 mm), die allerdings durch höhere Februarniederschläge (87 mm) kompensiert werden (Abb. 8).

Im Untersuchungsjahr **1998** übersteigt die Niederschlagssumme mit 1010 mm alle bisher an der Biologischen Station gemessenen Werte. In der 107-jährigen Beobachtungsreihe (Station Hörstel) wurde diese Niederschlagssumme nur in zwei Jahren übertroffen (1926: 1062 mm; 1948: 1040 mm). Die hohe Gesamtsumme (KSt_{HM}) resultiert im wesentlichen aus hohen Sommerniederschlägen. Während die Winterniederschläge nur 12 % über dem langjährigen Mittel liegen, übertrafen die Sommerniederschläge das Mittel um 49 %. Der Großteil der Sommerniederschläge entfällt mit 217 mm (36 %) auf den Oktober.

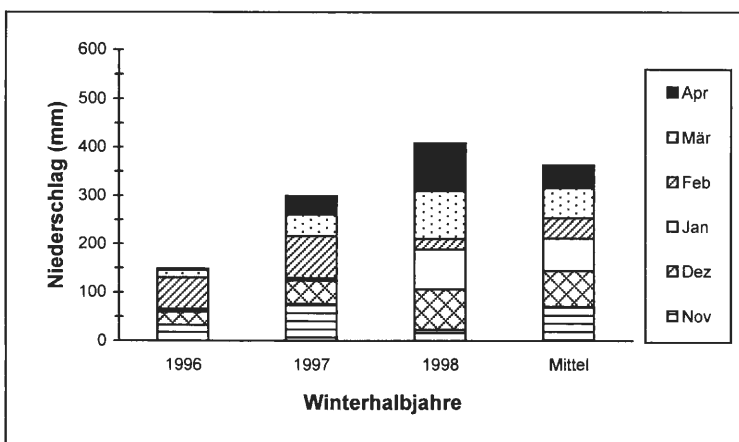


Abb. 8: Niederschlagsverteilung der Hydrologischen Winterhalbjahre 1996, 1997 und 1998 im Vergleich zum langjährigen Mittel der Jahre 1972 bis 1998 (KSt_{HM}).

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß der dreijährige Untersuchungszeitraum ein trockenes, ein durchschnittliches und ein feuchtes Hydrologisches Jahr umfaßt. Unter Berücksichtigung der Fünfjahresmittel der 107-jährigen Zeitreihe der Station Hörstel (Abb. 10) fällt der Untersuchungszeitraum in einen feuchten Zeitabschnitt (1993-1998) mit einem Mittel von 832 (Station Hörstel) bzw. 825 mm/a (KSt_{HM}).

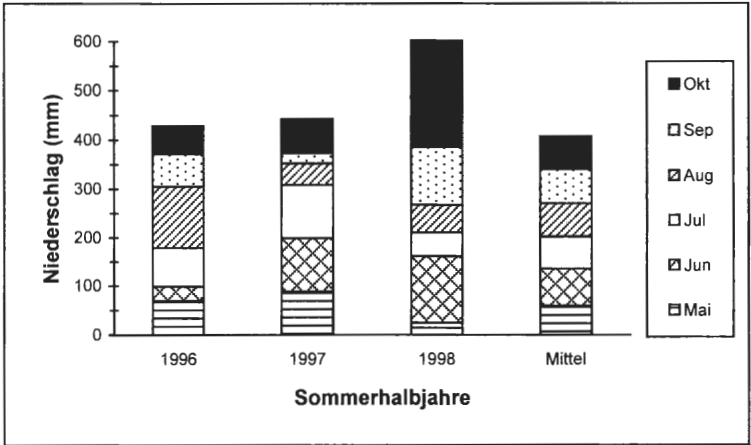


Abb. 9: Niederschlagsverteilung der Hydrologischen Sommerhalbjahre 1996, 1997 und 1998 im Vergleich zum langjährigen Mittel der Jahre 1972 bis 1998 (KSt_{HM}).

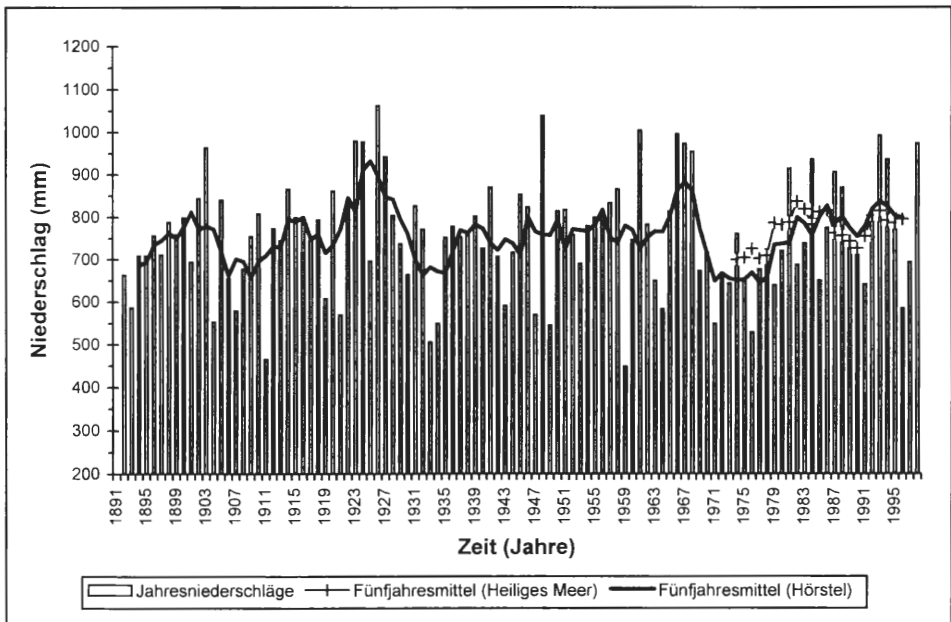


Abb. 10: Jahresniederschläge der Hydrologischen Jahre 1891 bis 1998 der Klimastation Hörstel sowie zugehörige Fünfjahresmittel. Zum Vergleich werden die Meßwerte der Klimastation Heiliges Meer (1971 bis 1998) ebenfalls als Fünfjahresmittel angegeben.

3.1.2 Abfluß

Die Meßwerte der **Meerbecke** schwanken für die Hydrologischen Halbjahre (SH 1996-SH 1998) in einem Intervall von 93.000 bis 1.149.000 m³ (Abb. 11). Dabei konnte beobachtet werden, daß sich die Abflußmenge auf der Fließstrecke zwischen den beiden Meßpunkten (ca. 950 m) erhöht. Diese Erhöhung ergibt sich durch den Zutritt von Oberflächenwasser aus Dränagen und dem nördlich des GHM verlaufenden Umlaufgraben. Dieser wird im wesentlichen durch den Abfluß des GHM gespeist. Darüber hinaus wird die Abflußmenge vermutlich durch Grundwasserzutritte mitbestimmt.

Die Abflußmengen der Winterhalbjahre übersteigen die der zugehörigen Sommerhalbjahre aufgrund geringerer Evapotranspirationsraten. Eine Besonderheit stellt das Sommerhalbjahr 1998 dar, das infolge seiner überdurchschnittlich hohen Niederschläge zumindest am Meßpunkt Mb2 etwa die Abflußmenge des Winterhalbjahrs 1998 erreicht. Auffällig ist die Abflußmenge des Winterhalbjahrs 1997, die trotz deutlich niedrigerer Niederschläge die Abflußmenge des Winterhalbjahrs 1998 übersteigt. Diese Feststellung könnte die Folge der Einleitung mineralisierter Grundwässer einer oberstromig ansässigen Firma bis Ende 1997 sein. Andererseits ist nicht auszuschließen, daß die für die Eisbedeckung im Winter 1997 berechnete Wassermenge zu hoch angegeben wurde, da aufgrund der Eisbedeckung keine Meßwerte vorliegen.

In der Vergangenheit (1935 und 1936) wurden Abflußmessungen von KRIEGSMANN (1938) kurz vor der damaligen Einmündung der Meerbecke in das GHM durchgeführt. Nach dessen Angaben ergibt sich für das Winterhalbjahr 1936 eine Abflußmenge von ca. 760.000 m³ und für das Sommerhalbjahr 1936 eine Menge von ca. 440.000 m³. Die Werte liegen somit nur geringfügig über denen der Jahre 1996 bis 1998.

Demnach hat sich, unter Nichtbeachtung unterschiedlicher Meßmethoden sowie unterschiedlicher klimatischer Bedingungen, die Abflußmenge in den letzten 60 Jahren anscheinend nicht entscheidend verändert. Ein Vergleich ist jedoch nicht ohne weiteres

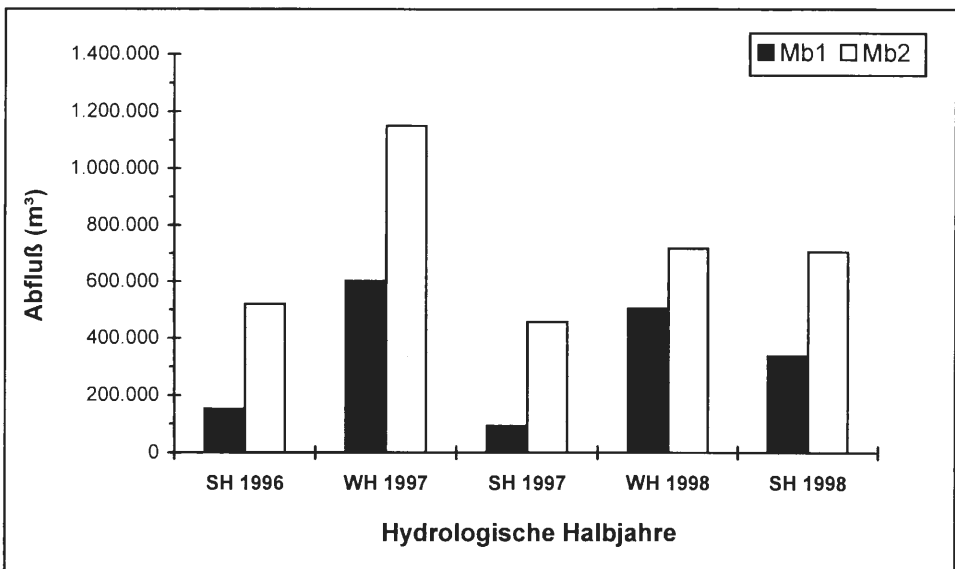


Abb. 11: Gegenüberstellung der Abflußmengen der Meßstellen Mb1 und Mb2 für die WH 1997 und 1998 sowie die SH 1996, 1997 und 1998.

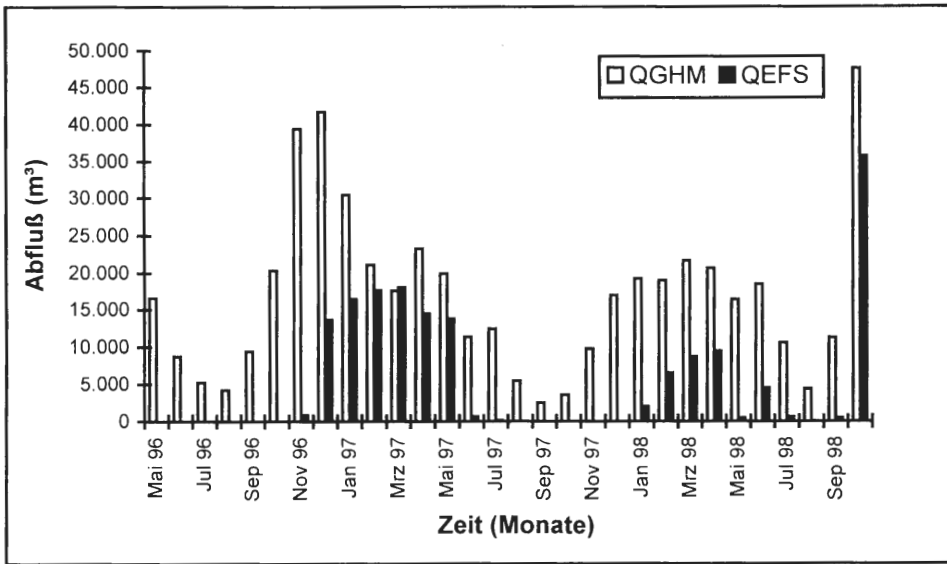


Abb. 12: Monatsabflüsse von GHM und EFS für den Zeitraum Mai 1996 bis Oktober 1998.

möglich, da sich die Randbedingungen der beiden Meßzeiträume unterscheiden. So dürfte sich z.B. der wechselnde Umfang der Wasserhaltungsmaßnahmen des *Westfelds* und schließlich deren Einstellung auf die Wasserführung der Meerbecke ausgewirkt haben. Weiterhin wurden im Zeitraum von 1987 bis 1997 zeitweise Grundwasser aus einem Steinbruch im Uffelner Raum in die Meerbecke eingeleitet, was zu kurzzeitigen Erhöhungen der Abflußmenge geführt haben dürfte.

Die Beobachtung der **Seeabflüsse** hat gezeigt, daß der Abfluß des GHM nur selten trocken fällt. Der EFS entwässert hingegen - aufgrund des höheren Abflußniveaus - nur bei hohen Seewasserständen, also in der Regel während der Winter- und der Frühjahrsmonate (Abb. 12). Dabei bleibt die Abflußmenge meist unter der des GHM, was zum einen auf die unterschiedliche Größe der Seen zurückzuführen ist und zum anderen auf die Beeinflussung durch den unterirdischen Abfluß. Bemerkenswerterweise treten die Abflußmaxima des GHM zeitlich vor denen des EFS auf, was nach WOHLRAB et al. (1992) eine Folge des seespezifisch unterschiedlichen Retentionsverhaltens sein dürfte.

Auffällig sind die hohen Abflußmengen beider Seen im Oktober 1998. Diese sind die Folge von extrem starken Niederschlägen, die zu Überschwemmungen im gesamten Untersuchungsgebiet geführt haben. So stand z.B. im Bereich zwischen den Meßstellen GWM 8 und 9 die Meerbecke zeitweise mit dem GHM in Verbindung (vgl. HAGEMANN & PUST 1999).

3.1.3 Verdunstung

Unter Berücksichtigung der meteorologischen Daten des Untersuchungsgebietes liegt die nach HAUDE bestimmte **potentielle Evapotranspiration** ET_p für Grünland im Mittel bei 590 mm/a. Nach MÜLLER (1997) ergibt sich für Ackerstandorte infolge von Transpirationsunterschieden ein um 50 mm geringerer und für Wald ein um 75 mm höherer ET_p -Wert als für Grünland. Der Hauptteil der jährlichen Evapotranspiration fällt mit 75 % erwartungsgemäß in das Sommerhalbjahr, wobei im Juni für das Untersuchungsgebiet ein lokales Minimum ausgebildet ist.

Die nach RENGER & WESSOLEK (1990) bestimmte **tatsächliche Evapotranspiration ETa** liegt aufgrund des geringeren Wasserdargebots des Bodens in den Sommermonaten deutlich unter der potentiellen Verdunstung. Dabei wirkt die jeweilige Vegetationseinheit als wichtiger regulierender Faktor. Generell liegt die tatsächliche Evapotranspiration von Grünland über der von Acker und unter der von Wald, wobei auch innerhalb einer Vegetationseinheit deutliche Unterschiede bestehen können (BECKER et al. 1996).

Deutliche Unterschiede sind für Waldstandorte zu erwarten, da je nach Entwicklungsstand, Vegetationszeit, Durchwurzelung, Benetzungskapazität, Bestandsdichte und Artenzusammensetzung die Höhe der Interzeptionsverdunstung und Transpiration erheblich schwankt. Nach GÖTLICH (1990) ist bei gleichem Entwicklungsstand die Verdunstung für Erlbruchwald dicht gefolgt von Fichtenwald am höchsten.

Tab. 5: Vergleich zwischen den Mittelwerten und den Jahressummen (1996, 1997 und 1998) von potentieller Evapotranspiration ETp und tatsächlicher Evapotranspiration ETa .

	Vegetation	1996	1997	1998	Mittel
ETp	Grünland	643	658	598	590
ETa^1	Grünland	481 / 600 ²	520 / 615 ²	574	491 / 551 ²
	Acker	438 / 495 ²	469 / 515 ²	510	443 / 472 ²
	Wald	526 / 580 ²	587 / 630 ²	665	566 / 594 ²

¹ Berechnet für Fein- bis Mittelsand.

² Tatsächliche Verdunstung bei maximalem kapillaren Grundwasseraufstieg.

Besteht für den Beobachtungsstandort aufgrund geringer Flurabstände ein **kapillarer Wasseraufstieg**, muß dieser berücksichtigt werden. Das hat zur Folge, daß sich die tatsächliche Evapotranspiration der potentiellen nähert. In feuchten Gebieten mit sehr geringen Flurabständen, in denen die Vegetation direkt Kontakt mit der Grundwasseroberfläche hat, können die Verdunstungswerte sogar, wie Messungen an Grundwasserlysimetern zeigen, in der Größenordnung der Verdunstung einer freien Wasseroberfläche liegen (ARMBRUSTER & KOHM 1977).

Für **Wasserflächen** ist die Verdunstung in der Regel aufgrund des quasi unbegrenzten Wasserangebotes am höchsten. Nach Werner (mdl. Mitt. 1998) erreicht die mittlere Verdunstung für freie Wasserflächen ($10 \text{ ha} \leq A \leq 100 \text{ ha}$) im Münsterland Werte von 725 mm/a. Für trockene, warme Jahre kann die Verdunstung allerdings deutlich über und für nasse, kalte Jahre deutlich unter dem angegebenen Mittel liegen.

Die Verdunstungsrate einzelner Gewässer wird durch die Gewässermorphologie, die Wasserfärbung, die Windangriffsfläche sowie die Vegetation mitbestimmt. So kann z.B. bei flachen Gewässern die Verdunstungsrate durch die Transpiration einer üppigen Vegetation um 25 bis 35 % ansteigen, wie Meßergebnisse für Schilf (*Phragmites australis*) am Neusiedler See gezeigt haben (GÖTLICH 1990).

Für den **Untersuchungszeitraum** ist der ETp -Wert für 1998, der annähernd dem langjährigen Mittel entspricht, am niedrigsten, während er für die Jahre 1996 und 1997 ca. 50 mm über dem langjährigen Mittel liegt. Die tatsächliche Evapotranspiration schwankt für die Jahre 1996 und 1997 um den langjährigen Durchschnittswert, während sie für 1998 bedingt durch ein erhöhtes Wasserdargebot über dem Mittel liegt.

3.1.4 Grundwasserneubildung

Unter Grundwasserneubildung GWN versteht man den Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser (DIN 4049-3 1994). Dieser Prozeß ist vom Niederschlags- und Verdunstungsgeschehen sowie dem Direktabfluß abhängig und variiert deutlich über die Zeit. Grundwasser wird durch Niederschlag verstärkt im verdunstungsarmen Winterhalbjahr gebildet (ca. 80 %; aus den Messungen der Großlysimeteranlage St. Arnold ermittelt), in weit geringerem Maße dagegen im Sommer (20 %), obwohl die Niederschlagsverteilung zwischen Sommer- und Winterhalbjahr keine großen Unterschiede zeigt (Kap. 3.1.1).

Um für das Untersuchungsgebiet repräsentative Grundwasserneubildungsraten angeben zu können, wurden zu den nach MÜLLER (1997) mittels Regressionsgeraden ermittelten Werten die Sickerwassermengen der Großlysimeteranlage St. Arnold zum Vergleich hinzugezogen. Die Verbreitung der Einheiten im Untersuchungsgebiet ist der Abb. 13 zu entnehmen.

Die nach MÜLLER (1997) für **Grünland** ermittelte GWN ($\bar{G} = 353 \text{ mm/a}$) liegt um 91 mm/a unter derjenigen der Lysimeteranlage St. Arnold. Die Differenz ergibt sich nicht durch unterschiedliche Niederschlagssummen, sondern teilweise durch unterschiedliche Werte der nutzbaren Feldkapazität, die für die Sedimente des Münsterländer Kiessandzuges im Bereich von St. Arnold unter denen des Untersuchungsgebietes liegen.

Für einen **Ackerstandort** liegt die mittlere Grundwasserneubildungsrate erwartungsgemäß über der von Grünland; nach MÜLLER (1997) ergibt sich für das langjährige Mittel ein Wert von 404 mm/a.

Tab. 6: Vergleich zwischen den Mittelwerten und den Jahressummen (1996, 1997 und 1998) der nach verschiedenen Methoden ermittelten Grundwasserneubildungsrate (mm/a) für unterschiedliche Vegetationseinheiten. Die Zuordnung der GWN innerhalb des Untersuchungsgebietes kann Abb. 13 entnommen werden.

Grundwasserneubildung (mm)		1996	1997	1998	Mittel (1980 - 1998)
Rechenverfahren nach MÜLLER (1997)					
Acker	ohne kapillaren GW-Aufstieg	186	350	605	404
Grünland		143	299	541	353
Nadelwald ¹ / (Kiefern)		123 / (62)	257 / (196)	476 / (414)	301 / (240)
Acker	mit max. kapillarem GW- Aufstieg	129	304	605 ³	376
Grünland		24 / < 0 ²	204 / 113 ²	541 ³ / 392 ²	293 / 182 ²
Nadelwald		44 / 8 ²	189 / 149 ²	476 ³ / 389 ²	250 / 202 ²
Direktmessung - Großlysimeteranlage St. Arnold (STUA Münster)					
Grünland (3 Mähungen im Jahr)	ohne kapillaren GW-Aufstieg	114	372	488	444
Eichen-Buchenwald		0	186	134	274
Weymouthskiefern		0	129	126	190
GWN aus Chlorid-Werten					
Heide		472			

¹ Bei mittlerer Durchwurzelungstiefe.

² Als Untergrund wurden Niedermoorböden angenommen.

³ Die hohen Sommerniederschläge 1998 kompensieren die Verdunstungsrate, so daß hier der kapillare Grundwasseraufstieg vernachlässigt werden kann.

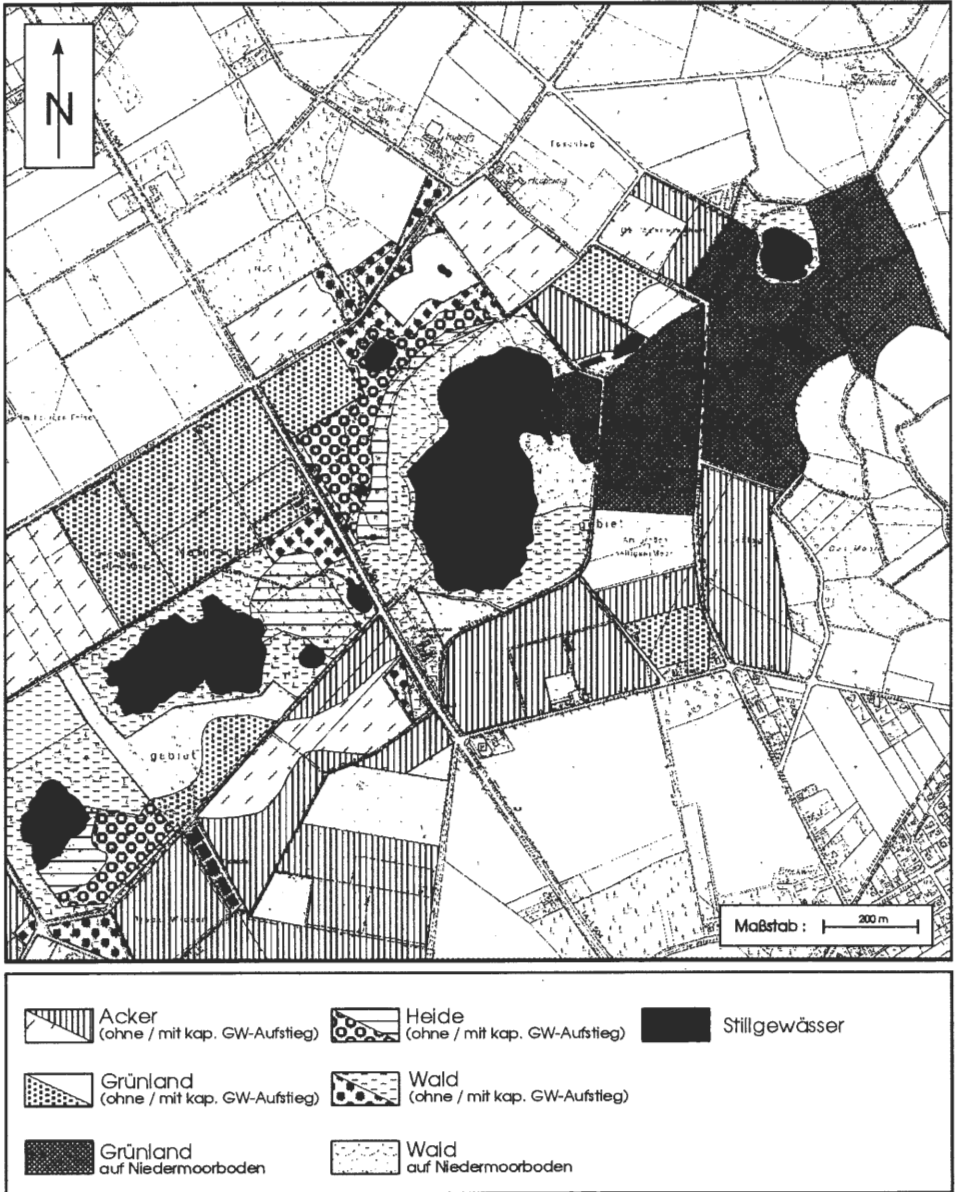


Abb. 13: Differenzierung des Untersuchungsgebietes in GWN-Einheiten unter Berücksichtigung der Vegetation, des Bodentyps und des Grundwasserflurabstands. (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

Unter **Wald**standorten ist die Grundwasserneubildung generell am geringsten, wobei es je nach Typ entscheidende Unterschiede gibt. Der Methodenvergleich zeigt für die mittleren GWN unter Nadelwald erhebliche Unterschiede (Tab. 6). Die rechnerisch ermittelten Werte liegen deutlich über den Werten der Lysimeteranlage. Um eine bessere Vergleichbarkeit von GWN unter Weymouthskieferbestand und der rechnerischen Methode zu

bekommen, wurde bei einem zweiten Rechengang die größere Durchwurzelungstiefe der Kiefer nach ROTH (1995) berücksichtigt. Dies führte zu einer deutlichen Annäherung der Meß- und Rechenergebnisse (Tab. 6). Grundsätzlich ist festzuhalten, daß die GWN von Laubwald über der von Nadelwald liegt, wie die Messungen an der Großlysimeteranlage St. Arnold gezeigt haben.

Sind die Flurabstände - wie vielerorts im Gelände - gering, muß der **kapillare Grundwasseraufstieg** bei der Berechnung der GWN berücksichtigt werden. Die GWN reduziert sich bei maximalem kapillarem Grundwasseraufstieg unter Grünland bei Sandboden rechnerisch von durchschnittlich 353 auf 293 mm/a.

Da neben den Fein- bis Mittelsanden auch Niedermoorböden im Untersuchungsgebiet vorkommen und die Grundwasserneubildung bodenabhängig ist, müssen diese bei der Berechnung berücksichtigt werden. Grundsätzlich liegt die GWN für Torfstandorte aufgrund der höheren nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes unter der von Sandbodenstandorten. Für das Untersuchungsgebiet bedeutet das eine Abnahme der mittleren GWN bei Grünland auf 182 mm/a.

Festzuhalten ist, daß die GWN bei kapillarem Grundwasseraufstieg und/oder moorigem Untergrund deutlich abnimmt. Dies kann man besonders entlang der Bachläufe und Seeufer beobachten. In trockenen Jahren - wie z.B. 1996 - können sogar negative Werte auftreten, so daß dem Grundwasserleiter im Jahresmittel faktisch also Wasser entzogen wird (vgl. BUCHER et al. 1997).

Für die **Oberflächengewässer** ergibt sich im langjährigen Mittel unter Berücksichtigung der Verdunstung (Werner mdl. Mitt. 1998) und der korrigierten Niederschläge eine Neubildung von 93 mm/a. Zieht man die Wasserstandsschwankungen am Kolk K7 zum Vergleich hinzu, ergibt sich für das - vom Grundwasser unabhängige - Gewässer für das Hydrologische Jahr 1997, das mittlere Verhältnisse repräsentiert, eine Neubildungsrate von 90 mm/a. Dieser Wert bestätigt die rechnerisch ermittelte Neubildung.

Da während des extrem trockenen Hydrologischen Jahres 1996 die Verdunstung deutlich über dem Niederschlag lag, kam es in diesem Zeitraum im Bereich der Gewässer nicht zu einer Neubildung, sondern zu Verlusten. Im Gegensatz dazu steht das sehr feuchte Jahr 1998, in dem sogar deutliche Überschüsse gebildet werden konnten.

Die drei Untersuchungsjahre unterscheiden sich erheblich in ihrer Grundwasserneubildungsrate. **1996** lag die Grundwasserneubildung (44 % im SH) für alle Vegetationseinheiten deutlich unter dem langjährigen Mittel. Mit der Lysimeteranlage St. Arnold wurden die geringsten Sickerwasserraten ihrer 32-jährigen Beobachtungsreihe gemessen, wobei unter Wald gar keine GWN erfolgte (Tab. 6). Die nach MÜLLER (1997) ermittelten Werte waren ebenfalls minimal, lagen aber durchgängig über den Werten der Lysimeteranlage.

Für **1997** zeigen die beiden Verfahren eine gute Übereinstimmung. Die GWN liegt für alle Vegetationseinheiten im Durchschnitt jeweils 20 % unter dem langjährigen Mittel, wobei davon 85 % auf das Winterhalbjahr entfallen.

Für **1998** ergeben sich aus den beiden Verfahren die größten Unterschiede. Die rechnerisch ermittelten Werte übertreffen vor allem für den Waldstandort deutlich die Werte der Lysimeteranlage. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die GWN der Lysimeteranlage für 1998 unter der GWN vergleichbarer Jahre mit ähnlicher Niederschlagshöhe und -verteilung sowie trockenen Vorjahren liegt (Abb. 14, z.B. 1987).

Der Vergleich zwischen Berechnungs- und Meßverfahren hat gezeigt, daß für das langjährige Mittel eine gute Übereinstimmung besteht. Für die Einzeljahre mit extremen Witterungsbedingungen (1996 und 1998) werden größere Unterschiede deutlich. Offenbar kommen hier weitere Einflußfaktoren hinzu, die im Detail rechnerisch nicht berücksichtigt werden können.

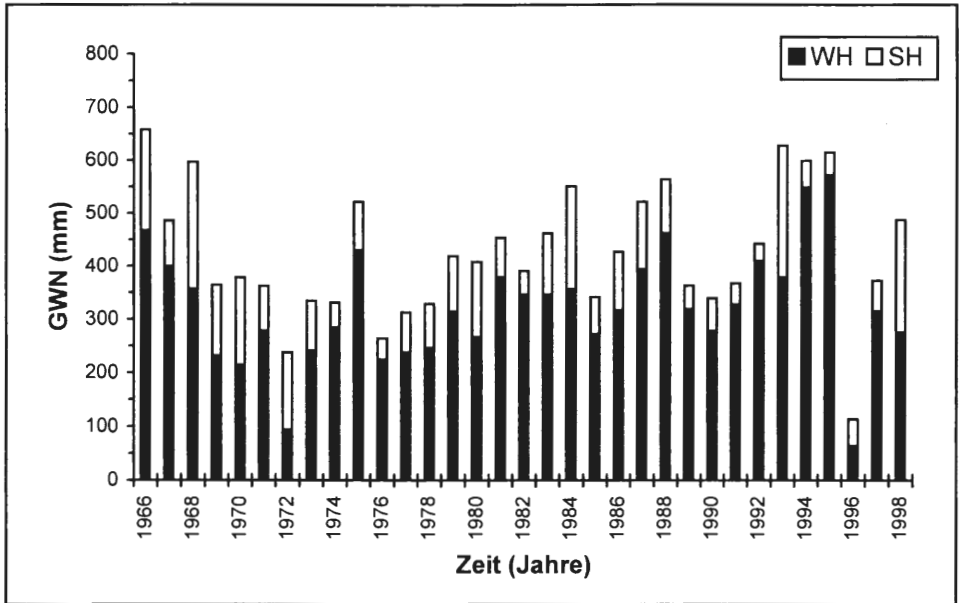


Abb. 14: Grundwasserneubildung der Hydrologischen Jahre 1966 bis 1998 unter Grünland der Großlysimeteranlage St. Arnold (STUA Münster), aufgegliedert nach Sommer- (SH) und Winterhalbjahren (WH).

Zusammenfassend ergibt sich, daß der Untersuchungszeitraum ein grundwasserneubildungsarmes (1996), ein normales (1997) und ein grundwasserneubildungsreiches Jahr mit einem außergewöhnlichen Sommermaximum (1998) umfaßt. Betrachtet man exemplarisch die Zeitreihe der GWN unter Grünland der Großlysimeteranlage St. Arnold (Abb. 14), ist anzunehmen, daß der Beobachtungszeitraum nicht wie die Niederschläge (Kap. 3.1.1) zum feuchten (grundwasserneubildungsreichen) Zeitraum am Anfang der 1990er Jahre gezählt werden kann. Vielmehr scheint - bedingt durch geringere Winterniederschläge - eine neue Phase zu beginnen, deren Einstufung von den Folgejahren abhängig sein wird.

Die Ergebnisse der Kleinstlysimeter wurden in diesem Kapitel nicht zum Vergleich herangezogen, da nicht das gesamte Sickerwasser in den Sammelflaschen aufgefangen werden konnte. Grundsätzlich liefern die Untersuchungen aber Hinweise über Quantitätsunterschiede zwischen den einzelnen Lysimetern. So schwankt der nachgewiesene Sickerwasseranteil z.B. für das Hydrologische Jahr 1999 zwischen 93 mm (L5) und 264 mm (L1). Die beobachteten Mengenunterschiede für die einzelnen Lysimeter sind im Wesentlichen vegetationsbedingt. Das Lysimeter L1 weist z.B. eine dem Wasserstreß angepasste Vegetation auf, die im Sommerhalbjahr eine sehr geringe Transpirationsleistung aufweist, so daß es auch in den Sommermonaten - im Gegensatz zu den anderen Kleinstlysimetern - zur Sickerwasserbildung kommt.

3.2 Grundwasserdynamik

3.2.1 Ganglinienanalyse

Das Niveau der **Grundwasserstände** wird generell durch das Wechselspiel von Grundwasserneubildung sowie Grundwasserzufluß und -abfluß gesteuert. Bei geringen Flurab-

ständen muß zusätzlich der kapillare Grundwasseraufstieg berücksichtigt werden. Der absolute Anstieg bzw. Abfall des Grundwasserstands ist schließlich auch von der effektiven Porosität des Aquifermaterials abhängig (Kap. 3.2.2).

Anthropogen kann die Grundwasseroberfläche durch Wasserhaltungsmaßnahmen beeinflusst werden. Ein solcher Einfluß kann während der aktuellen Untersuchungen allerdings als gering angesehen werden, da er sich ausschließlich auf kurzzeitige Grundwasserentnahmen durch einige Hausbrunnen am Rand des NSG sowie lokale Grundwasserabsenkungen im Bereich der Dränagen beschränkt. In der Vergangenheit wurde allerdings durch die Firma *Hochwald* (in Obersteinbeck; Förderung: 65.000-251.000 m³/a), durch die Biologische Station (1962-1977: 200-250 m³/a; Angabe des Landschaftsverbands Westfalen-Lippe) und vor allem durch den Bergbau des *Westfelds* der *Preussag AG Kohle* (nach SCHMELZER & FLICK 1995 ca. 26 Mio. m³/a) Grundwasser im oberflächennahen Bereich entnommen.

Die Wasserstände der oberirdischen Gewässer sind wie die Grundwasserstände von der Neubildung durch Niederschläge sowie dem Grundwasserzu- und -abstrom abhängig. Weiterhin können Oberflächenzu- und -abflüsse eine wichtige Rolle spielen. In der Regel ist die Neubildung für Stillgewässer aufgrund einer höheren Verdunstung geringer als für bewachsene Flächen (Kap. 3.1.4). Zudem ist der absolute Wasserspiegelanstieg aufgrund einer effektiven Porosität von quasi 100 % deutlich geringer als im benachbarten Grundwasserleiter.

Die Grundwasserstände schwanken im NSG zwischen +41,8 m NN und +44,1 m NN und zeigen im Jahresgang einen Anstieg im Winterhalbjahr und einen Abfall im Sommerhalbjahr (Abb. 15). Diese Schwankungen sind in den einzelnen Meßstellen des NSG unterschiedlich stark ausgeprägt. So ist die Jahresamplitude im Bereich der Meerbecke (GWM 6-9) und im Anstrom des EFS (GWM 13, 16 und 23) mit durchschnittlich 0,4 bis 0,5 m vergleichsweise gering. Mit zunehmendem Abstand zu den Vorflutern (GWM 3-5, GWM 11, 12, 14 sowie ML1 und ML2) ist eine Zunahme bis zu 0,8 m zu verzeichnen.

Neben den jahreszeitlichen Schwankungen sind kurzfristige Bewegungen des Grundwasserstands zu beobachten, die einen „nervösen“ Verlauf der Ganglinien zur Folge haben. Hier spiegeln sich einzelne Niederschlagsereignisse bzw. „Trockenperioden“ (z.B. Januar 1997 mit 5 mm Niederschlag) wider. Der Zusammenhang zwischen Grundwasserstand und Niederschlag läßt sich exemplarisch mit Hilfe des auf der Meßstelle GWM 10 installierten Pegelschreibers lückenlos dokumentieren. Bei stärkeren Niederschlagsereignissen (z.B. 06.06.1998: 32 mm) ist innerhalb eines Tages ein Grundwasseranstieg um mehrere Zentimeter (z.B. 0,07 m) zu beobachten (Abb. 16a). Bei einer stärkeren zeitlichen Auflösung (Stundentakt) zeigt sich, daß eine Reaktion auf ein Niederschlagsereignis bereits nach ein bis zwei Stunden deutlich werden kann (Abb. 16b). Diese spontanen Reaktionen sind im wesentlichen auf geringe Sickerzeiten zurückzuführen, die in den geringen Flurabständen und gut durchlässigen Deckschichten ihre Ursache haben.

Die unterschiedlichen Grundwasserneubildungsraten der einzelnen **Untersuchungsjahre** (Kap. 3.1.4) spiegeln sich deutlich im Ganglinienverlauf der Meßstellen wider. So liegen die mittleren Grundwasserstände des Hydrologischen Jahres **1996** (Winterhalbjahr (WH): +42,0 bis +43,1 m NN, Sommerhalbjahr (SH): +42,0 bis +43,0 m NN) generell unter denen der Jahre 1997 und 1998. Das Jahresmaximum wurde im Februar und das Minimum im August beobachtet. Die Halbjahresamplituden sind mit 0,3 (WH) bzw. 0,4 m (SH) verhältnismäßig gering ausgeprägt, was am ausgeglicheneren Ganglinienverlauf sichtbar wird. Offenbar werden die Grundwasserstände weniger durch die GWN als vielmehr durch den lateralen Grundwasserzuström gesteuert.

Für das Hydrologische Jahr **1997** liegen die mittleren Grundwasserstände als Folge der höheren GWN im Winterhalbjahr mit +42,1 bis +43,5 m NN um 0,3 m über den Wasser-

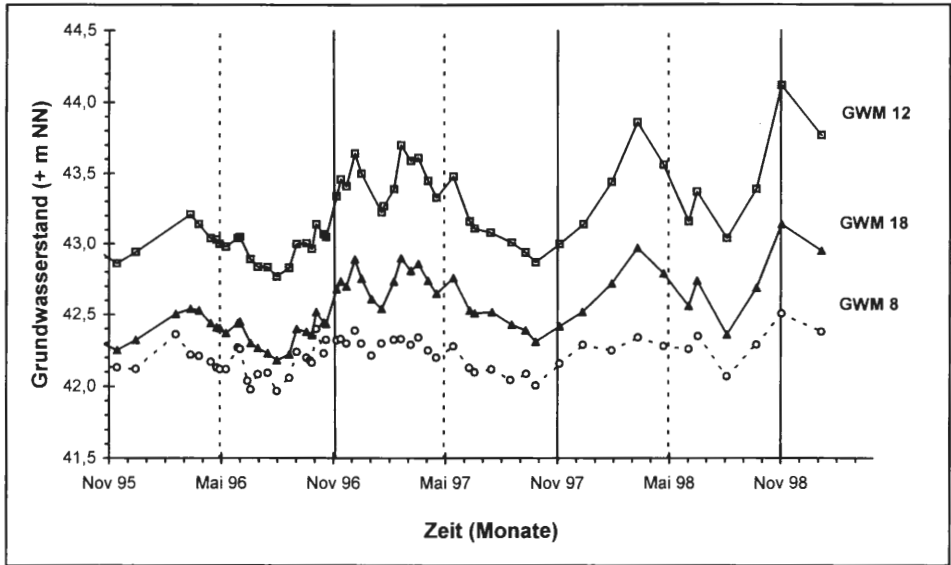


Abb. 15: Grundwasserganglinien ausgewählter Grundwassermeßstellen. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

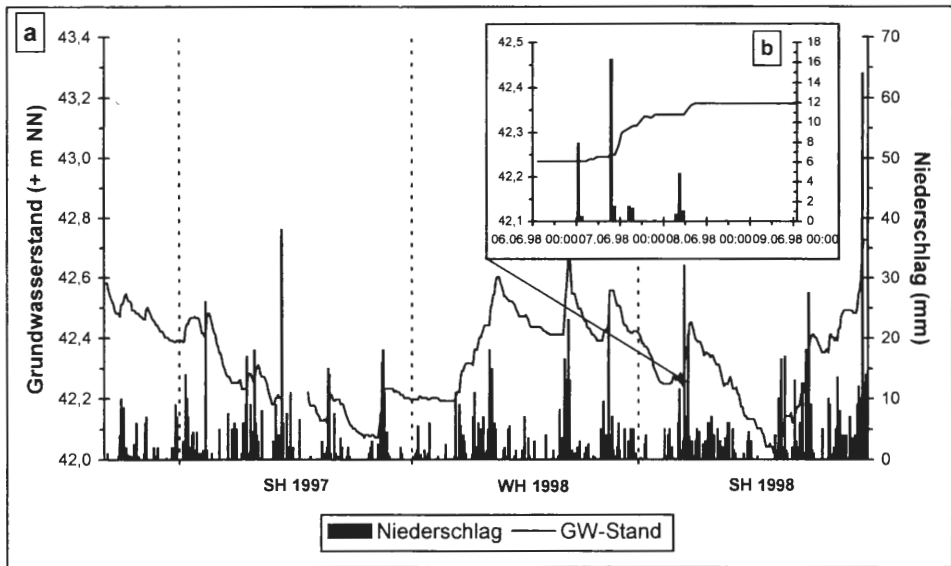


Abb. 16: a) Gegenüberstellung der mittels Pegelschreiber aufgezeichneten Grundwasserstände (GWM 10) und der Tagesniederschläge der KSt_{HM} vom 03.03.1997 bis zum 15.11.1998. b) Gegenüberstellung der Grundwasserstände der Meßstelle GWM 10 und der an der *Thies*-Station 2 (KSt_{T2}) gemessenen Stundenniederschläge für den Zeitraum vom 06.06.1998 bis zum 08.06.1998.

ständen des Winterhalbjahres 1996. Die mittlere Differenz der Sommerhalbjahre (1997: +41,9 bis +43,1 m NN) ist mit 0,1 m geringer, da die GWN nur minimal über der des Jahres 1996 lag. Das Jahresmaximum liegt auch 1997 im Februar. Da bereits Ende des Hydrologischen Jahres 1996 die Auffüllung des Aquifers begonnen hat, bleibt die mittlere Amplitude des Winterhalbjahres mit 0,3 m gering. Auffällig ist ein lokales Minimum im Januar 1997 als Folge der minimalen Januarniederschläge sowie deren Fixierung in Form von Schnee und Eis. Das Jahresminimum wird 1997 am Ende des Hydrologischen Jahres erreicht.

Für das Jahr **1998** liegen die Grundwasserstände des Winterhalbjahres (+42,1 bis +43,4 m NN) - aufgrund einer geringeren GWN - leicht unter denen des Jahres 1997. Im Gegensatz dazu stehen die mittleren Wasserstände des Sommerhalbjahres, die mit +42,1 bis +43,3 m NN deutlich die Werte der vorangehenden Jahre übersteigen. Das Jahresmaximum liegt am Ende des Hydrologischen Winterhalbjahres im März. Da die Auffüllung des Aquifers noch nicht im Sommerhalbjahr 1997 begonnen hat, ergibt sich eine mittlere Amplitude von 0,5 m, die deutlich über denen der Jahre 1996 und 1997 liegt. Im Sommerhalbjahr nimmt der Grundwasserstand dann wieder bis in den August hinein ab. Aufgrund der extrem hohen Sommerniederschläge füllt sich der Aquifer anschließend bis zum Ende des Hydrologischen Jahres wieder auf. Das daraus resultierende zweite Jahresmaximum übersteigt für einige Meßstellen sogar das Wintermaximum vom März 1998. Der extreme Grundwasseranstieg am Ende des Halbjahres bedingt die mit durchschnittlich 0,7 m äußerst hohe Amplitude.

Eine **Trennung des quartären Grundwasserleiters** ist durch eingelagerte Schluff- und Torfschichten belegt. Diese dürften allerdings, auch wenn sie ursprünglich eine durchgehende Schicht gebildet haben, durch die Vielzahl von Erdfällen ein unzusammenhängendes Mosaik bilden. Ob dieses hydraulisch wirksam ist, kann durch einen Vergleich der Grundwasserstände von Multilevel-Brunnen (unteres Meßniveau: 29-30 m unter Geländeoberkante) und benachbarten Rammfiltern (oberes Meßniveau: 0,4-1,4 m unter Geländeoberkante) geklärt werden.

Die Grundwasserstände des unteren und oberen Meßniveaus zeigen einen gleichartigen Trend, wobei die Amplitude der Rammfilter stärker ausgebildet ist. Für die absoluten Werte ergeben sich zeitweise - besonders bei hohen Wasserständen - „Druckunterschiede“ bis zu 0,3 m (RML1/ML1; 22.02.1999). Der Vergleich der zwei Filterniveaus bestätigt die Annahme, daß die eingelagerten Schluff- und Torfschichten - zumindest zeitweise - eine trennende hydraulische Funktion haben. Während für Zeiten mit großer GWN ein verzögerter Druckausgleich zu beobachten ist, wirkt sich in den Sommermonaten eine Grundwasserabsenkung im unteren Grundwasserstockwerk weniger stark aus.

Zur Beschreibung der **großräumigen und langjährigen Grundwassersituation** wurden die Grundwasserstände des NSG mit denen ausgesuchter Meßstellen im An- und Abstrom des NSG verglichen. Als Vergleichsmeßstelle des NSG dient der für das Untersuchungsgebiet - trotz einer starken Abdichtung - repräsentative Attermeyer-Brunnen (BR_A), für den die längste Meßreihe (seit 1977) vorliegt.

Die Grundwasserstandsganglinie der Meßstelle Te19 (Staatliche Umweltamt Münster, Daten 1962-1998) - mit der längsten Meßreihe - wird hier als Referenzganglinie verwendet. Zur besseren Relativierung bzw. Einschätzung der jeweiligen Jahreswerte aller Meßstellen wurden in einem ersten Schritt für diese Meßstelle die Mittelwerte der Grundwasserstände für die jeweiligen Winter- und Sommerhalbjahre berechnet (Abb. 17). Diese zeigen für die Wintergrundwasserstände 1996 unterdurchschnittlich geringe Wasserstände. Während 1997 mittlere Verhältnisse widerspiegelt, fallen für 1998 die extrem hohen Grundwasserstände des Sommerhalbjahres auf. Letztmals wurden ähnlich hohe Wasserstände Anfang der 1960er Jahre beobachtet. Vergleicht man den Untersuchungszeitraum

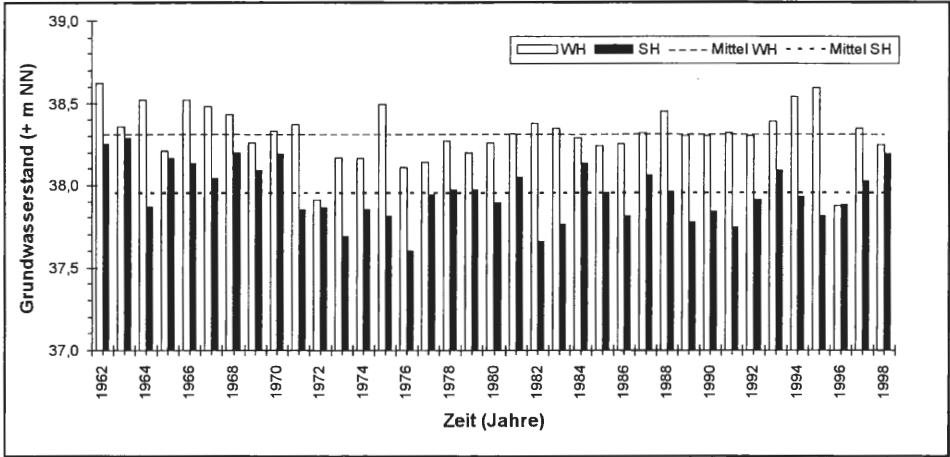


Abb. 17: Mittlere Grundwasserstände der Meßstelle Te19 (STUA Münster) in den Hydrologischen Halbjahren von 1962 bis 1998. Zusätzlich sind die langjährigen Halbjahresmittel markiert.

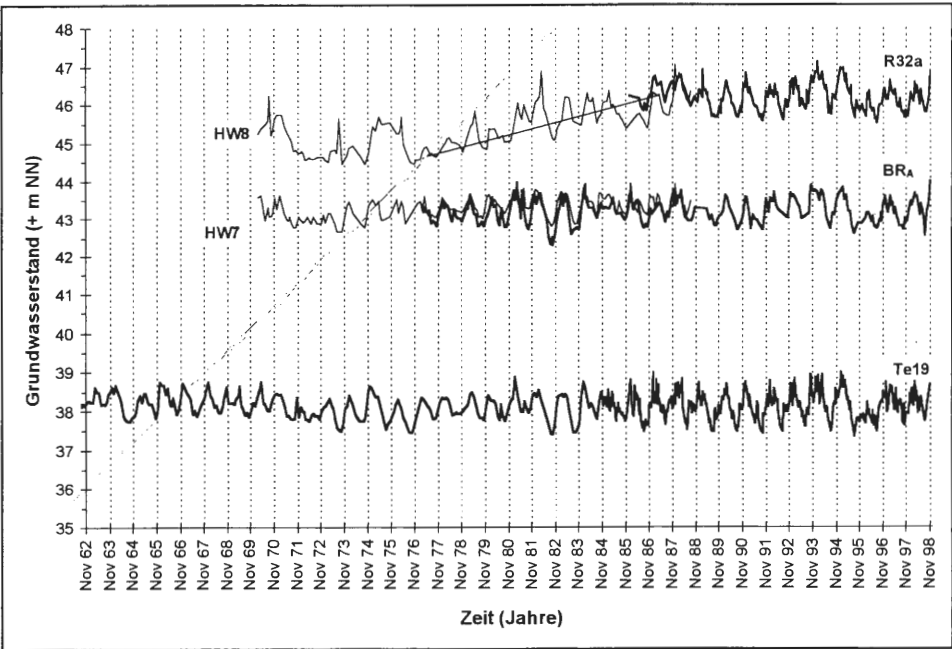


Abb. 18: Ganglinien der im Anstrom des NSG gelegenen Meßstellen R32a (Messungen bis 1988 monatlich, dann vierzehntägig) und HW8 (Messungen ca. monatlich) sowie der im Abstrom gelegenen Te19 (Messungen bis 1985 monatlich, dann wöchentlich). Als Vergleichsmeßstelle des NSG wird der Attermeyer-Brunnen (BR_A, Messungen ca. monatlich) und ergänzend HW7 (Messungen ca. monatlich) herangezogen. Die Lage der Meßstellen kann den Abb. 5 und 6 entnommen werden. Markiert sind die Hydrologischen Jahre (···).

mit den hohen Grundwasserständen Anfang der 1990er Jahre, zeigen sich Abweichungen für die Winterhalbjahre (Abb. 17). Aus diesem Grund ist der Untersuchungszeitraum, wie bereits für die GWN ausgeführt (Kap. 3.1.4), einer neuen Phase zuzuordnen.

Der Vergleich der Grundwasserganglinien (Abb. 18) und die durchgeführte Korrelationsanalyse zeigen sowohl eine gute Übereinstimmung ($r = 0,85$) zwischen den Grundwasserständen des Attermeyer-Brunnens und der abstromigen Meßstelle Te19 als auch der anstromigen Meßstelle R32a ($r = 0,90$) für den Zeitraum von 1985 bis 1998. Diese Beobachtung zeigt, daß die Wasserstände des NSG keine Sonderstellung einnehmen, sondern der regionalen Charakteristik entsprechen. Eine Besonderheit ergibt sich aber insofern, als Ende der 1970er Jahre bis Ende der 1980er Jahre im Anstrom des NSG eine Störung der Grundwasserverhältnisse zu beobachten ist. Diese äußert sich in Form eines kontinuierlichen Grundwasseranstiegs von über einem Meter westlich des Mittellandkanals (HW8). Östlich des Kanals (HW11) beträgt der Anstieg sogar 3 bis 4 m. Dies deutet darauf hin, daß der Kanal zumindest lokal als hydraulische Barriere wirkt. Primäre Ursache für die ansteigenden Grundwasserstände ist die Einstellung der Wasserhaltungsmaßnahmen auf dem *Westfeld* der *Preussag AG Kohle* (heute: *DSK Anthrazit Ibbenbüren GmbH*).

Wie aus Abb. 18 ersichtlich wird, haben sich bereits Ende der 1980er Jahre die anstromigen Grundwasserverhältnisse weitgehend stabilisiert, doch selbst heute noch werden die hydraulischen Verhältnisse vermutlich großräumig durch die im Untergrund vorhandenen Wasserwegsamkeiten ehemaliger Stollen beeinflusst.

Zur Erfassung der **Grundwassermorphologie** wurden die am 03.06.1998 gemessenen Grundwasserstände in einen Grundwassergleichenplan umgesetzt (Abb. 19), der die mittleren Grundwasserstände widerspiegelt. Das Grundwasser strömt dem NSG mit einem gleichmäßigen Gefälle von $6,8 \cdot 10^{-3}$ aus SE - dem Einzugsgebiet des Schafbergs - zu. Innerhalb des NSG nimmt der hydraulische Gradient auf $1,0$ bis $1,5 \cdot 10^{-3}$ ab. Dieser Effekt beruht unter anderem auf der Zunahme der Aquifermächtigkeit und somit der Transmissivität im Bereich der quartären Rinne (vgl. BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Eine wichtige Bedeutung besitzt weiterhin die Vorflutfunktion der Meerbecke, durch die Grundwasser oberirdisch abgeführt wird. Diese Tatsache wird aus der Modellierung mit FEFLOW deutlich, wo es im Abstrom der Meerbecke zu einer Verflachung des Grundwassergefalles kommt (LUBERICHS 1999). Als Folge einer höheren Verdunstung im Bereich der oberirdischen Gewässer spielt auch die geringere GWN innerhalb des NSG eine Rolle.

Der Grundwasserabstrom im NSG erfolgt in zwei Richtungen. Im Erdfallsee-Heideweiher-Gebiet richtet er sich mit einem Gefälle von $1,3 \cdot 10^{-3}$ nach NW, Richtung Hopstener Aa. Im Bereich des GHM erfolgt der Abfluß hingegen in Richtung der Meerbecke. Dieses unterschiedliche Abflußverhalten ergibt sich durch die Vorflutfunktion der Gewässer. Diese hat die Ausbildung einer Grundwasserscheide zwischen GHM und EFS zur Folge. Neben den größeren Stillgewässern wirken auch die Kolke, die Meerbecke sowie die Drainagegräben lokal als Vorfluter.

Die größeren **Stillgewässer** des Naturschutzgebietes besitzen heute keine bedeutenden Oberflächenzuflüsse mehr. Die noch existierenden Abflüsse von EFS und GHM haben die Ausbildung eines künstlichen Abflußregimes vom HW ($\emptyset = +43,3$ m NN) über den EFS ($\emptyset = +42,9$ m NN) und das GHM ($\emptyset = +42,2$ m NN) in Richtung des KHM ($\emptyset_{\text{Einzelwerte}} = +41,6$ m NN) zur Folge.

Die Seewasserstände des **Großen Heiligen Meeres** werden durch den Abfluß auf einem mittleren Niveau von ca. $+42,2$ m NN gehalten. Lediglich in den Sommermonaten kann der Seewasserstand unter das Abflußniveau (bis $+42,0$ m NN) fallen, so daß auch der Umlaufgraben trocken fällt. Kurzzeitig war im Zuge von Starkregenereignissen ein Anstieg von maximal $0,3$ m (01.-03.10.1993) über den mittleren Wasserspiegel zu ver-

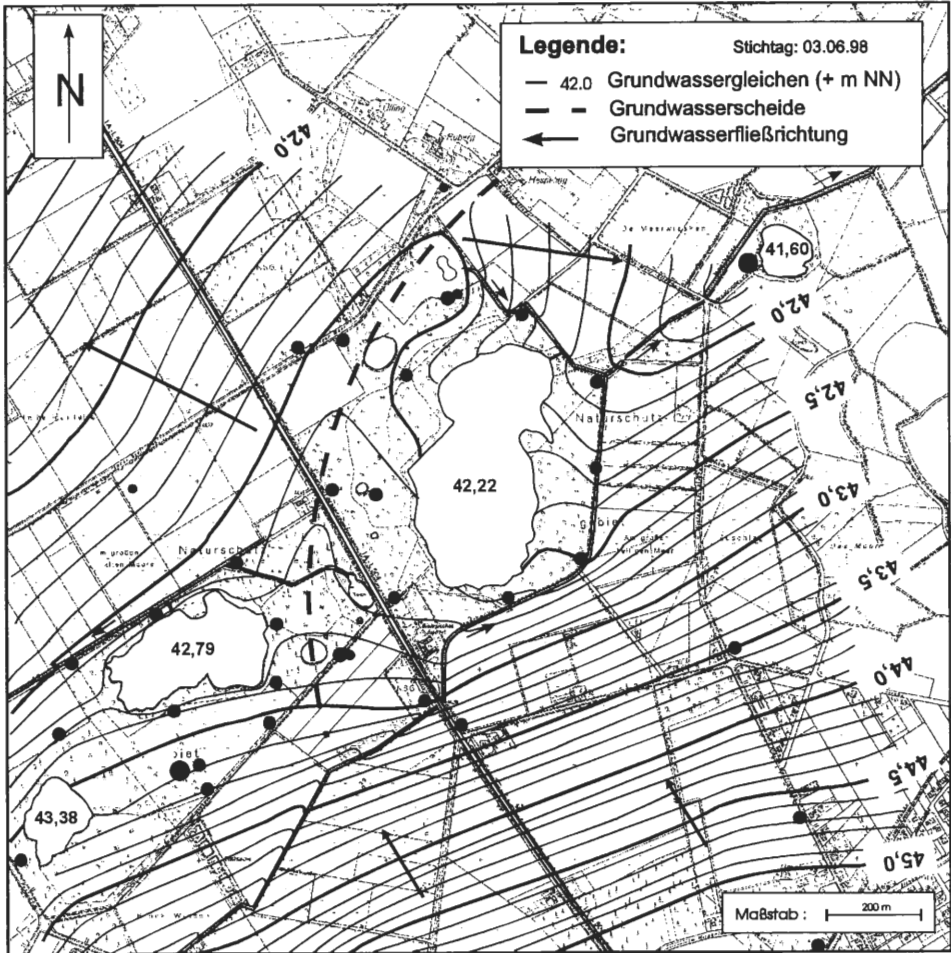


Abb. 19: Grundwassergleichenplan vom 03.06.1998 für das Untersuchungsgebiet. (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

zeichnen (Abb. 20). Insgesamt zeigt die Ganglinie, bedingt durch den Oberflächenabfluß, jedoch nur eine schwach ausgeprägte jahreszeitliche Amplitude von durchschnittlich 0,2 m.

Für die drei Hydrologischen Jahre des Untersuchungszeitraums ist ebenfalls ein generell ausgeglichener Verlauf dokumentiert. Eine Ausnahme ergibt sich aus den extremen Niederschlägen im Oktober 1998, die einen kurzfristigen Seespiegelanstieg bis auf ein Niveau von +42,4 m NN zur Folge hatten. Aufgrund der bestehenden Abflußverhältnisse können sich Jahresvergleiche ausschließlich auf einen Abgleich der Minima beziehen. Diese zeigen mit Werten von +42,13 bis +42,15 m NN, die somit etwa das langjährige Mittel ($\bar{\varnothing} = +42,12$ m NN) repräsentieren, allerdings keine deutlichen Unterschiede.

Für die seit 1983 aufgenommene Beobachtungsreihe ist kein genereller Trend erkennbar. Jahresunterschiede ergeben sich im wesentlichen aus dem Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung. Als die Meerbecke noch durch das GHM floß, sahen die Verhältnisse allerdings anders aus, wie die Messungen von KRIEGSMANN (1938) für die Jahre 1935 und

1936 zeigen (Abb. 20). Die Ganglinie zeigt einen unruhigen Verlauf ($\Delta_{1936} = 0,5 \text{ m}$), der den allgemeinen Jahresgang mit geringen Wasserständen im Sommerhalbjahr und hohen Wasserständen im Winterhalbjahr stark überlagert.

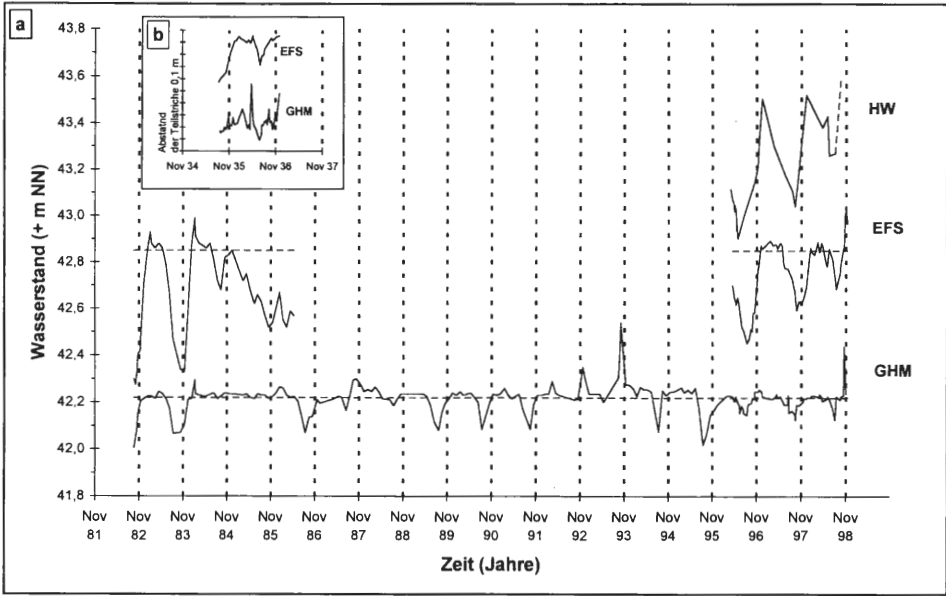


Abb. 20: a) Seespiegelganglinien des HW, des EFS und des GHM für den Zeitraum von 1983 bis 1998. b) Relative Seewasserstände des GHM und EFS aus den Jahren 1935/1936 nach KRIEGSMANN (1938) bzw. BUDE (1942). Markiert sind die Hydrologischen Jahre (---).

Im Gegensatz zum GHM ist für den **Erdfallsee** ein ausgeprägter jahreszeitlicher Wasserstandsverlauf erkennbar. Bei hohen Wasserständen wird der Seewasserspiegel allerdings durch den Seeabfluß auf ca. +42,9 m NN reguliert.

Die Witterungsbedingungen im Untersuchungszeitraum spiegeln sich im Gegensatz zu den Wasserständen des GHM deutlich in den Sommerminima wider. So liegt das Minimum 1996 mit +42,5 m NN unter denen von 1997 (+42,6 m NN) und 1998 (+42,7 m NN).

Frühere Messungen aus den Jahren 1935/1936 (BUDE 1942) zeigen einen ähnlichen Verlauf (Abb. 20). Diese Beobachtung läßt vermuten, daß die Verlegung des Abflusses zu keiner grundsätzlichen Veränderung der Abflußverhältnisse geführt hat. Demgegenüber steht die Beobachtung von LOTZE (1951), der einen Wasserspiegelunterschied zwischen EFS und GHM von 0,2 m angibt. Heute liegt dieser bei durchschnittlich 0,5 m. Demnach ist es doch zu einer Veränderung der Verhältnisse gekommen. Verantwortlich dafür könnte eine Senkung des GHM-Abflusses und/oder eine Erhöhung des EFS-Abflusses sein.

Für den **Heideweiher** sind die Wasserstandsschwankungen mit über 0,4 m am ausgeprägtesten, da das Gewässer hier nur bei absoluten Spitzenwasserständen über ein Dränagesystem entwässert. Die Minima der einzelnen Jahre spiegeln, wie auch beim EFS, die unterschiedlichen Witterungsbedingungen während des Untersuchungszeitraums wider.

Die Wasserstände der sechs untersuchten **Kolke** (K 2 bis 7) bewegen sich während des Beobachtungszeitraums in einem Intervall von +42,0 bis +43,7 m NN (Abb. 21). Dabei ergibt sich das jeweilige Niveau aus der Position innerhalb der Grundwasserlandschaft. Vom Grundwasser isolierte Gewässer bleiben davon ausgenommen.

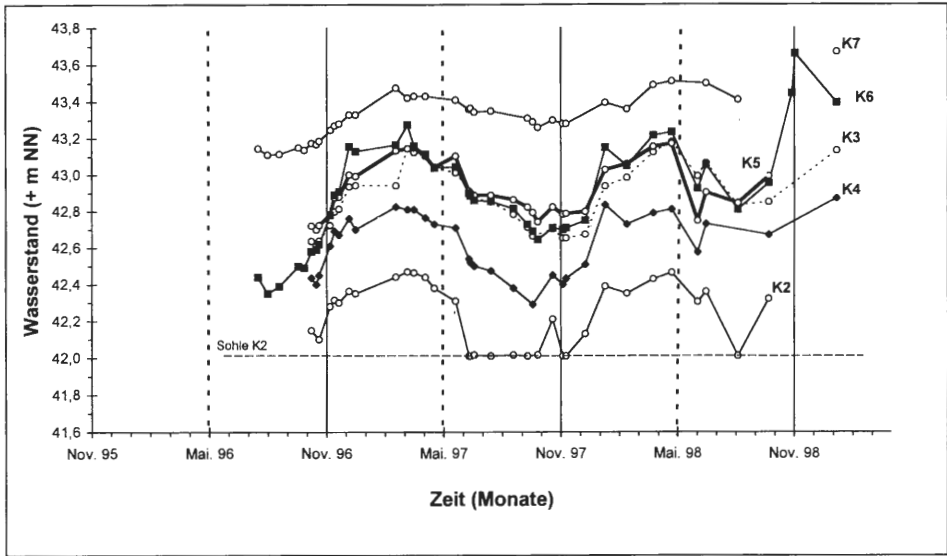


Abb. 21: Wasserstände der Kolke K2 bis 7 innerhalb des Untersuchungszeitraums. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

Die untersuchten Kleingewässer zeigen alle einen typischen jahreszeitlichen Gang. Während der Sommermonate fiel der Kolk K2 vollständig und zeitweise auch die Pegelratten der Kolke K3 und K4 trocken. Auffällig sind die unterschiedlich stark ausgebildeten Wasserstandsschwankungen (0,2 - 0,6 m). Da die Kolke oberflächlich sowohl zu- als auch abflußlos sind und der Niederschlag für alle Gewässer als annähernd gleich angenommen werden kann, ergeben sich die unterschiedlichen Amplituden ausschließlich durch Unterschiede in der Verdunstung und dem Grundwasserzu- bzw. -abstrom. Am auffälligsten ist die Ganglinie des K7, deren Amplitude mit durchschnittlich 0,2 m relativ gering ausgebildet ist. Unter Berücksichtigung des Niveauunterschieds von bis zu 0,8 m zu dem nur einige Meter entfernten Kolk K6 liegt die Vermutung nahe, daß das Gewässer K7 keinen Kontakt zum Grundwasser besitzt und somit ausschließlich durch Niederschläge gespeist wird.

Die Minima der Kolke sind wie für den HW und den EFS 1996 am niedrigsten und 1998 am höchsten. Die Unterschiede zwischen den Winterhöchstständen der Jahre 1997 und 1998 sind wie für die Grundwasserstände zu vernachlässigen.

Die Ganglinien der **Fließgewässer** sind von einem nur schwach entwickelten jahreszeitlichen Gang geprägt, da die Wasserstände in erster Linie von einzelnen Niederschlagsereignissen gesteuert werden und deren Verteilung für die einzelnen Halbjahre ähnlich ist. Da der Wasserstand nur an einzelnen Stichtagen gemessen wurde, ließen sich Extremzustände nur zufällig erfassen.

Die beiden Ganglinien der **Meerbecke** (Mb1 und Mb2) zeigen einen kongruenten Verlauf. Das Gefälle zwischen den beiden Meßpunkten schwankt zwischen $7,6 \cdot 10^{-4}$ und $9,6 \cdot 10^{-4}$. Die jeweiligen Wasserstandsschwankungen sind am Meßpunkt Mb2 stärker als am Meßpunkt Mb1 ausgeprägt (Abb. 22). Diese Beobachtung deutet auf einen höheren Wasserzutritt auf der Fließstrecke zwischen Mb1 und Mb2 als im Anstrom des NSG hin. Dabei dürfte die Abflußmenge des GHM (Kap. 3.1.2) von entscheidender Bedeutung sein.

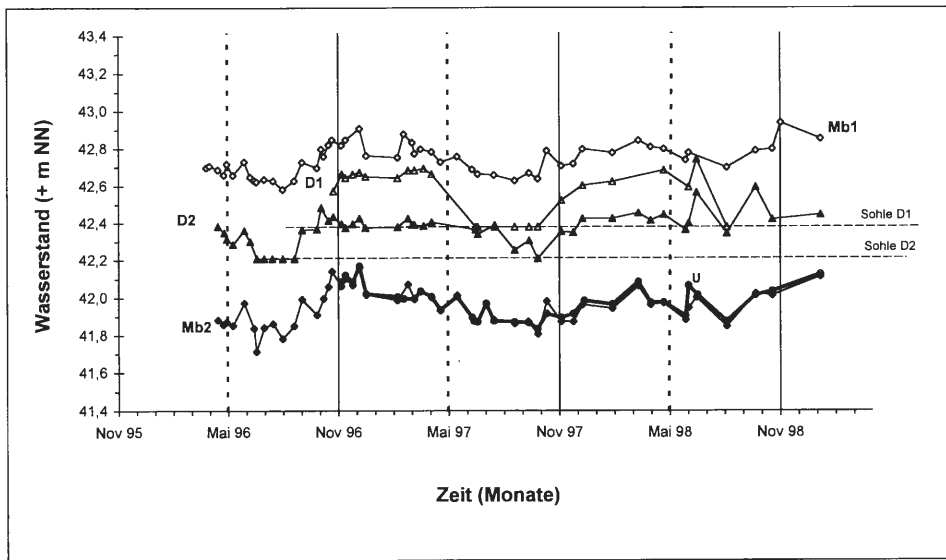


Abb. 22: Wasserstände der Fließgewässer während des Untersuchungszeitraums. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

Die **Dränage** (D) nördlich des EFS entsteht im Gegensatz zur Meerbecke im NSG (Kap. 1.2.2). Sie wird durch Grundwasser und zeitweise durch Oberflächenwasser aus dem K8, dem EFS und der Dränage der Attermeyerwiese gespeist. Die Wasserführung ist ganzjährig gering; häufig fällt der obere Abschnitt der Dränage und zeitweise auch der untere trocken. Das Gefälle auf der Fließstrecke zwischen den Meßpunkten D1 und D2 ist mit $2,9 \cdot 10^{-4}$ im Mittel äußerst gering.

3.2.2 Durchlässigkeitsbeiwert und nutzbare Porosität

Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f wurde zum einen mit Hilfe der Siebanalysen bestimmt, zum anderen kamen hydraulische Tests im Gelände zur Anwendung. Die aus den Siebanalysen ermittelten Werte berücksichtigen nicht die Lagerungsverhältnisse im Untergrund, ermöglichen stattdessen aber eine tiefengenaue Unterscheidung unterschiedlich stark durchlässiger Schichten im Bohrprofil.

Wie bereits in Kapitel 1.2.1 herausgestellt, ist das Sediment im Aquiferabschnitt I relativ einheitlich ausgebildet, was durch die nach BEYER ermittelten k_f -Werte bestätigt wird (Abb. 23). In den von den Bohrungen GWM 1 bis 23 erfaßten oberen 10 m des Grundwasserleiters schwanken die Werte in einem engen Intervall von $2,0 \cdot 10^{-5}$ bis $2,0 \cdot 10^{-4}$ m/s mit $7,7 \cdot 10^{-5}$ m/s als gewogenem Mittel. Dabei sind die in den oberen 4 m mit $1,2 \cdot 10^{-4}$ m/s (\emptyset) gemessenen Werte um eine halbe Potenz höher als die der darunter anstehenden Sande ($\emptyset = 5,1 \cdot 10^{-5}$ m/s). Diese Beobachtung belegt den bereits in Kapitel 1.2.1 angesprochenen Sedimentationswechsel.

Nach DIN 18130-1 (1989) sind die Sedimente im Aquiferabschnitt I als „durchlässig“ bzw. in den oberen Metern sogar als „stark durchlässig“ einzustufen. Eine Ausnahme bilden die Niedermoortorfe der Meerbeckeniederung, deren Durchlässigkeitsbeiwert nach MÜLLER (1997) unter Berücksichtigung des entsprechenden Substanzvolumens und Zersetzungsgrades mit $5,8 \cdot 10^{-7}$ m/s angegeben werden kann.

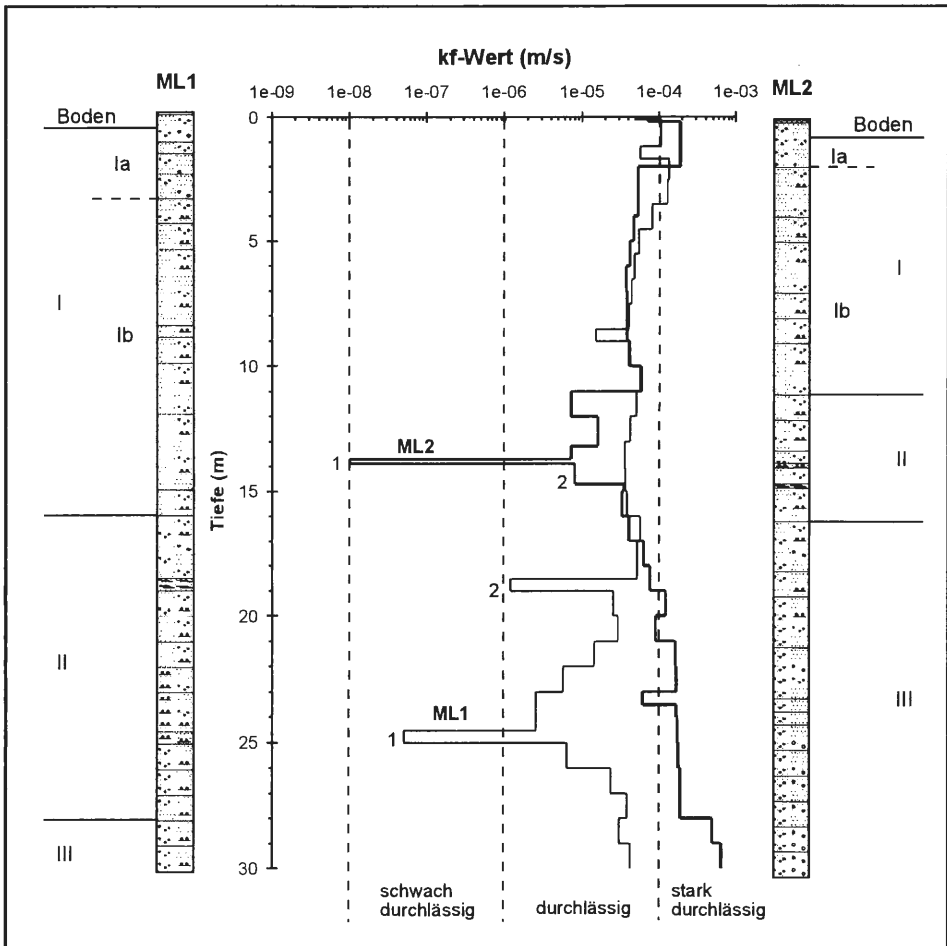


Abb. 23: k_f -Wert-Verteilung (nach BEYER 1964) der Multilevel-Brunnen ML1 und 2 aus Siebanalysen. Für die Schluff-Bodenproben (1) sind Orientierungswerte angegeben, die sich aus dem Vergleich verschiedener Typkurven ergeben (PRINZ 1991). Für die organogenen Schichten (2) wurden Orientierungswerte von MÜLLER (1997) herangezogen, die die Torfart, die Zersetzungsstufe und das Substanzvolumen berücksichtigen. Zur Bewertung der ermittelten k_f -Werte sind die Intervalle der Durchlässigkeitsbezeichnungen nach DIN 18130-1 (1989) durch gestrichelte Linien markiert.

Die Wechsellagerungen im Aquiferabschnitt II bedingen deutliche Durchlässigkeitsunterschiede von $1 \cdot 10^{-8}$ m/s (Orientierungswert für Schluff nach PRINZ 1991) bis $5,8 \cdot 10^{-5}$ m/s. Im Aquiferabschnitt III nimmt der k_f -Wert im ML2 zur Basis hin auf $6,4 \cdot 10^{-4}$ m/s zu, so daß dieser grobkörnige Bereich als „stark durchlässig“ zu bezeichnen ist.

Die anhand der Bohrlochtests nach HÖLTING (1996) und SCHULER (1973) ermittelten k_f -Werte liegen im Mittel mit $3,1 \cdot 10^{-5}$ bzw. $2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s eine halbe Potenz unter den mittels Siebanalyse ermittelten Werten, sind aber ebenfalls als durchlässig einzustufen. Unterschiede können sich aus den bei den Siebanalysen nicht berücksichtigten Lagerungsverhältnissen innerhalb des Aquifers ergeben. Andererseits bedingen Alterungsprozesse der Meßstellen, wie z.B. Verockerung und Versandung, anscheinend geringere Durchlässigkeiten des Aquifers.

Neben den k_f -Werten läßt sich auch die **effektive Porosität** aus den Siebanalysen ermitteln. Für die Bohrungen GWM 1 bis 23 ergibt sich für den oberen Aquiferabschnitt bei mittlerer Lagerung eine durchschnittliche effektive Porosität von ca. 29 %. Damit liegt der Wert oberhalb des maximalen Durchschnittswerts für Fein- bis Mittelsande, für die HÖLTING (1996) eine effektive Porosität von 10 bis 25 % angibt. Der hier ermittelte Wert scheint somit leicht erhöht. Die effektive Porosität innerhalb der Multilevel-Brunnen schwankt erwartungsgemäß stark. Sie erreicht im groben Basalbereich des ML2 Werte bis 31 %, während die feinkörnigen Schluffschichten beider Meßstellen eine nutzbare Porosität von ca. 2 % aufweisen. Für Moorböden gibt der DVWK (1996b) einen Wert von 20 % an.

3.2.3 Abstandsgeschwindigkeit und vertikale Fließgeschwindigkeit

Die Grundwasserbewegung setzt sich aus einer Vertikal- und einer Horizontalkomponente zusammen (Abb. 24). Dabei wird die vertikale Bewegung durch den Zutritt von Sickerwasser über die Grundwasseroberfläche gesteuert. Die horizontale Bewegung wird hingegen durch das Wasserleitvermögen der Sohlschicht des Aquifers bestimmt.

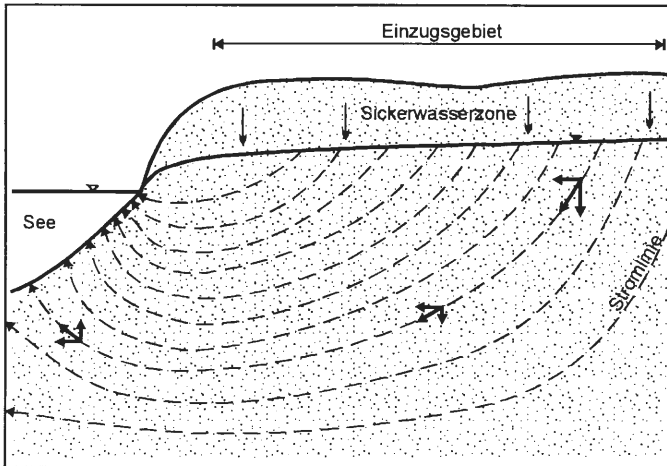


Abb. 24: Schemadarstellung des Grundwasserfließsystems (nach KLUGE & FRÄNZLE 1992).

Die **horizontale Fließgeschwindigkeit** wird hier als Abstandsgeschwindigkeit v_a angegeben. Im Anstrom des NSG liegt sie unter Berücksichtigung eines aus den Siebanalysen und den hydraulischen Tests gemittelten k_f -Werts von $5,3 \cdot 10^{-5}$ m/s und einer effektiven Porosität von 25 % (nach HÖLTING 1996) unabhängig von der Jahreszeit im Durchschnitt bei 20 m/a.

Innerhalb des NSG nehmen die Fließgeschwindigkeiten deutlich ab. Während sie für die Attermeyerwiese abhängig von der Jahreszeit und dem Untersuchungsjahr unter Berücksichtigung des gemittelten k_f -Werts ($5,3 \cdot 10^{-5}$ m/s) zwischen 13 und 19 m/a als Halbjahresmittel schwanken, erreichen sie für das Gelände nordwestlich des GHM nur Geschwindigkeiten von 4 bis 8 m/a.

Die **vertikale Fließgeschwindigkeit** kann unter anderem über die Eindringtiefe verschiedener Tracer bestimmt werden. Als Tracer bieten sich Umweltrisotope wie z.B. Tritium an. Für dieses Isotop können bestimmten Konzentrationen relativ genaue Infiltrationszeitpunkte zugeordnet werden. Im Vorgriff auf Kapitel 3.4 muß an dieser Stelle auf ein Ergeb-

nis der Isotopenuntersuchung Bezug genommen werden, um zu einer plausiblen Bestimmung der vertikalen Filtergeschwindigkeit zu gelangen.

Berücksichtigt man die für das Untersuchungsgebiet gemessenen Isotopengehalte, ergeben sich vertikale Bewegungen von ca. 0,5 m/a bis in eine Tiefe von 15 m, wobei die vertikale Fließgeschwindigkeit mit zunehmender Tiefe abnimmt. Weiterhin führen schwer durchlässige Schichten zu einer Geschwindigkeitsreduktion bzw. sogar einer Unterbindung der vertikalen Wasserbewegung. Im Bereich von oberirdischen Gewässern kann sich die Bewegungsrichtung umkehren, so daß tieferes Grundwasser wieder an die Oberfläche gelangt. Diese Zusammenhänge wurden durch die Modellierung mit FEFLOW bestätigt (LUBERICHS 1999).

3.2.4 Teileinzugsgebiet des NSG Heiliges Meer

Unter Berücksichtigung der ermittelten Fließgeschwindigkeiten (Kap. 3.2.3) und der maximalen Gewässertiefe von ca. 10 m wird das NSG Heiliges Meer nach konservativem Rechenansatz durch einen ca. 200 bis 600 m breiten Streifen des südöstlich gelegenen landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebietes beeinflusst (Abb. 25). Niederschläge, die außerhalb dieser Zone zur GWN beitragen, unterströmen das NSG in einer Tiefe > 10 m.

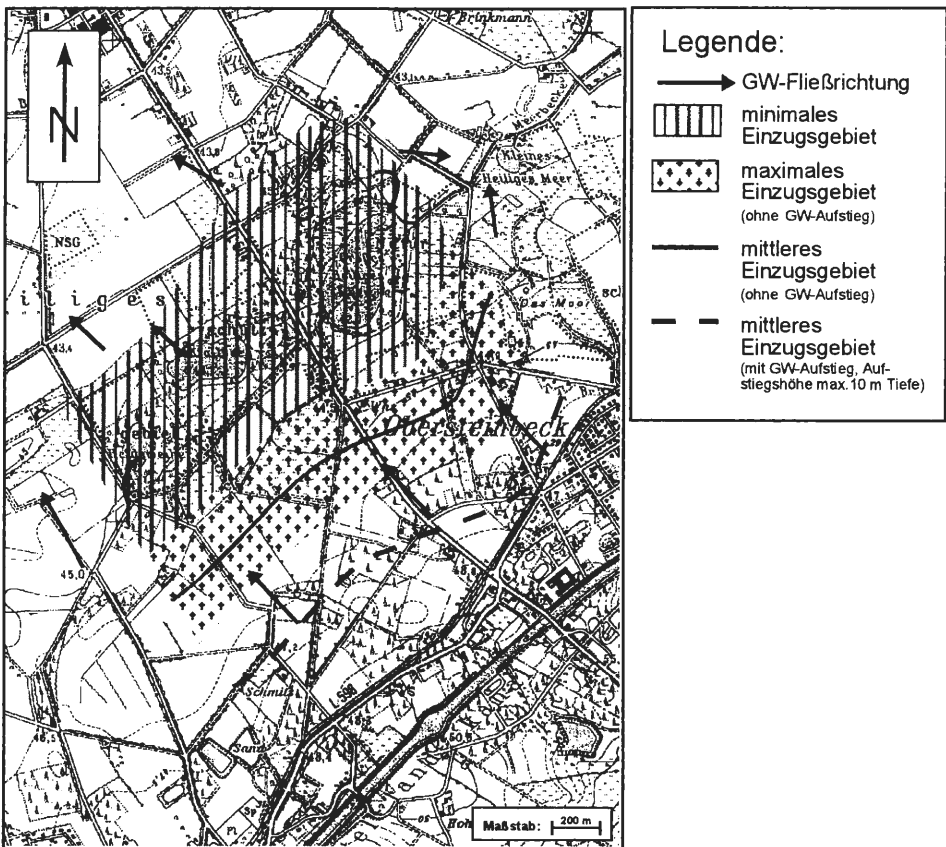


Abb. 25: Grundwassereinzugsgebiet für das oberflächennahe Grundwasser und die Oberflächengewässer des NSG Heiliges Meer.

Sofern es jedoch zu einem Grundwasseraufstieg aus tieferen Bereichen infolge der Vorflutfunktion der Seen kommt, ist z.B. bei einer Aufstiegstiefe von ca. 10 m mit einem Einflußbereich von ca. 800 m im Mittel zu rechnen, insofern es zu einer Unterströmung der Meerbecke kommt.

Das berechnete Teileinzugsgebiet berücksichtigt ausschließlich die Strömungsdynamik. Auf Transportvorgänge übertragen, entspräche das einem rein advektiven Transport. Molekulare Diffusion, Dispersion, Adsorption sowie chemische und biochemische Reaktionen bleiben unberücksichtigt (KINZELBACH & RAUSCH 1995). Weiterhin bleibt auch die Vorflutfunktion der Meerbecke unberücksichtigt.

3.2.5 Ergebnisse der Grundwassermodellierung

Ziel der von LUBERICHS (1999) mit FEFLOW durchgeführten Modellierung ist es, den Grundwasserstrom im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ dreidimensional zu modellieren. Ein solches Modell hilft die hydrogeologische Situation des Untersuchungsgebietes zu verstehen und Meßergebnisse theoretisch zu untermauern.

Aufbauend auf einem stationären Modell wurde ein instationäres Modell erstellt. Zur Eichung des stationären Modells wurden die Grundwasserstände von November 1996 herangezogen. Diese repräsentieren allerdings keine mittleren Verhältnisse, sondern extrem trockene Bedingungen. Das instationäre Modell stützt sich auf das Hydrogeologische Beispieljahr 1997.

Ein Vergleich zwischen errechneten und gemessenen Ganglinien zeigt für die errechneten Wasserstände gegenüber den gemessenen deutlich niedrigere Werte. Diese Beobachtung macht Unstimmigkeiten im Modell, die auf zu hohe k_f -Werte oder einen zu niedrigen Zufluß zurückzuführen sind, deutlich. Neben der Ganglinienanalyse wurden Grundwasserisolinien, ein particle tracking sowie eine Budgetierung des Grundwasserflusses durchgeführt.

Aufgrund der nicht eindeutigen Eichung des Modells sind die Modellergebnisse z.T. fraglich. Das Modell kann somit nur einen groben Anhaltspunkt zur Situation im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ liefern. Dennoch konnte die mittels Grundwassergleichen ermittelte Grundwasserfließrichtung durch das Modells bestätigt werden. Auch ein Aufsteigen von Grundwasser im Bereich der Vorfluter konnte belegt werden. Die Vorflutfunktion der Meerbecke kann nach dem Modell allerdings stärker als vermutet angenommen werden.

Um ein eindeutiges hydrogeologisches Bild zu erlangen, müssen weitere Eingabeparameter und Randbedingungen geschaffen werden. Dazu zählen Angaben zur Durchlässigkeit und Dicke der Kolmationsschichten der oberirdischen Gewässer und zur Aquiferbasis. Zudem sind langjährige Mittelwerte bzw. Daten mit einheitlichem Zeitbezug nötig. Grundsätzlich ist die Einpassung des Modells in das großräumige Strömungsbild wünschenswert.

3.3 Grund- und Sickerwasserbeschaffenheit

3.3.1 Einleitung

In den folgenden Kapiteln werden die Ergebnisse der hydrochemischen Untersuchungen nach fachlich-inhaltlichen Kriterien zusammengefaßt und z.T. parameterübergreifend dargestellt.

Mit dem Ziel einer besseren Interpretierbarkeit der hydraulischen Zusammenhänge im Untersuchungsgebiet werden vorab die Ergebnisse (Minimum - Mittelwert - Maximum)

der tiefenabhängigen Parameter Grundwassertemperatur und Kaliumpermanganatverbrauch separat vorgestellt (Kap. 3.3.2). Die übrigen Parameter werden im Anschluß daran in den drei im folgenden genannten, z.T. miteinander verknüpften Unterkapiteln besprochen:

- Elektrische Leitfähigkeit und Hauptinhaltsstoffe (Kap. 3.3.3),
- Grundwassermilieu und milieuabhängige Parameter (Kap. 3.3.4),
- zeitliche Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit (Kap. 3.3.5) und
- abschließend werden die Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen vorgestellt (Kap. 3.3.6).

In Kapitel 3.3.2 bis 3.3.4 wird vorwiegend anhand der statistischen Ergebnismittelwerte ein Überblick über die Grundwasserbeschaffenheit innerhalb des NSG gegeben. Die Mischwasserproben der GWM verdeutlichen die Qualitätsunterschiede in der Fläche, während die Multilevel-Brunnen zusätzlich tiefenspezifische Aussagen für zwei Standorte ermöglichen.

Um den Vergleich der einzelnen GWM untereinander im Text zu erleichtern, werden sie zu einzelnen standortspezifischen Gruppen zusammengestellt (Tab. 7).

Zeitliche Veränderungen der Beschaffenheit innerhalb des Untersuchungszeitraums werden in Kapitel 3.3.5 exemplarisch für bestimmte Fragestellungen in Form von Ganglinien vorgestellt. Da die über den Beobachtungszeitraum von ca. 2 1/2 Jahren gewonnenen hydrochemischen Daten nur Aussagen über kurzfristige bzw. jährliche Veränderungen des Grundwasserchemismus liefern, werden z.T. weitere Meßergebnisse verschiedener Diplom- und Examensarbeiten aus den Jahren 1993 bis 1995 hinzugezogen (HASSE 1994, HOFMANN 1995, MACHARACEK 1996, NIEHAUS 1996, STORM 1996). Zudem ermöglichen die ersten Messungen an den GWM von PUST (1993; Untersuchungen: Januar bis Juli 1992) sowie die Untersuchungen am ehemaligen Hausbrunnen der Biologischen Station (März 1962 bis Juni 1977) ergänzende Rückschlüsse auf zeitliche Veränderungen der hydrochemischen Verhältnisse.

Tab. 7: Standortspezifisch zusammengestellte Meßstellengruppen. Außerdem werden die in den Diagrammen verwendeten Symbole angegeben.

Gruppe	Lage	Symbol	GWM
A	Kontaktzone Acker	+	4, 5, 10, 11, 12
B	Kontaktzone Landstraße L504	□	2, 3
C	Kontaktzone Meerbecke	■	6, 7, 8, 9
D	Kontaktzone EFS / HW im GW-Anstrom	◇	13, 15, 16
E	offene Flächen des NSG (Heide und Grünland)	○	14, 21, 22
F	Kontaktzone EFS / HW im GW-Abstrom	●	17, 19, 20

3.3.2 Grundwasserbeschaffenheit als Hinweis auf hydraulische Gegebenheiten

Die durchgeführten Untersuchungen belegen die Beeinflussung der **Grundwassertemperatur** durch Vegetation, Untergrundmaterial, Fließgeschwindigkeiten und Grundwasserneubildung im oberflächennahen Bereich.

Zwar schwanken die Mittelwerte für die **GWM** in einem relativ engen Intervall von 8,7 bis 10,4 °C ($\bar{\varnothing} = 9,5$ °C), jedoch können große Unterschiede für die absoluten Meßwerte bzw. für die Amplituden der einzelnen GWM beobachtet werden (Abb. 26).

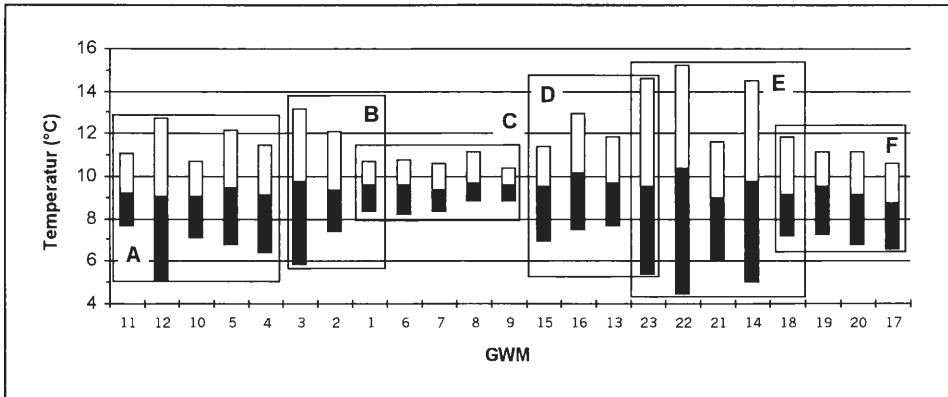


Abb. 26: Schwankungsbereich (Minimum, Mittelwert und Maximum) der Grundwassertemperatur in den untersuchten Grundwässern der nach Gruppen sortierten GWM.

Entlang der Meerbecke (Gruppe C) sind die Schwankungen mit durchschnittlich 2,2 °C am geringsten. Aber auch für die im Ab- und Anstrom des EFS bzw. HW gelegenen GWM (Gruppe D und F; Ausnahme: GWM 23) zeichnen sich durch relativ geringe Temperaturschwankungen (3,9-4,7 °C) aus. Demnach machen sich die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen kaum bemerkbar.

Die Grundwässer der Meßstellen GWM 14, 22 und 23 (Gruppe E) weisen mit durchschnittlich 9,8 °C die ausgeprägtesten Amplituden auf. Durch eine erhöhte Grundwasserneubildungsrate und geringe Aufenthaltszeit in der ungesättigten Zone wirkt sich dort das in den Untergrund eindringende Sickerwasser erwärmend bzw. abkühlend auf das Grundwasser aus (s. auch GWM 3). Weiterhin spielt die Vegetation eine entscheidende Rolle, da unter Grünland bzw. Heide die Temperaturschwankungen größer sind als unter Wald (KAPPELMEYER 1968). Damit lassen sich vermutlich auch die weniger stark ausgeprägten Schwankungen der GWM 21 erklären, die in unmittelbarer Waldnähe positioniert ist.

Ebenfalls bemerkenswert sind die Grundwassertemperaturen im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen. Grundsätzlich würde man für Ackerflächen aufgrund der guten Durchlässigkeiten durch die Bodenbearbeitung, der hohen GWN und der Vegetation mit ausgeprägten Amplituden rechnen. Dies konnte aber nur für die GWM 12 ($\Delta = 7,6$ °C) beobachtet werden. Die Meßstellen GWM 10 und 11 zeigen mit Amplituden von 3,6 bzw. 3,4 °C das Gegenteil.

Tiefendifferenzierte Aussagen zur Grundwassertemperatur lassen sich mit Hilfe der Kabellichtlot-Messungen für alle untersuchten Meßstellen machen; umgesetzt wurden die gewonnenen Ergebnisse in Chronoisoplethendiagramme. Diese zeigen für die beiden Multilevel-Brunnen einen Einfluß der Lufttemperatur auf den oberen Aquiferabschnitt mit hohen Temperaturen in den Sommermonaten und niedrigen in den Wintermonaten (Abb. 27). Die Abnahme der Temperaturamplitude mit der Tiefe und die damit einhergehende Phasenverschiebung ist deutlich zu erkennen. Unterhalb von 10 m schwanken die Temperaturen nur noch um weniger als 1 °C mit durchschnittlich 9,7 bis 10,0 °C. Die Grundwassertemperaturen der „indifferenten Zone“ liegen leicht über dem langjährigen Mittel der Lufttemperatur (ca. 9,2 °C).

Die Tiefenprofile der Multilevel-Brunnen zeigen im Vergleich zueinander geringe Unterschiede. So reicht der Einfluß der Lufttemperatur im Sommer im ML1 tiefer als der im Winter, während es sich für den ML2 genau umgekehrt verhält.

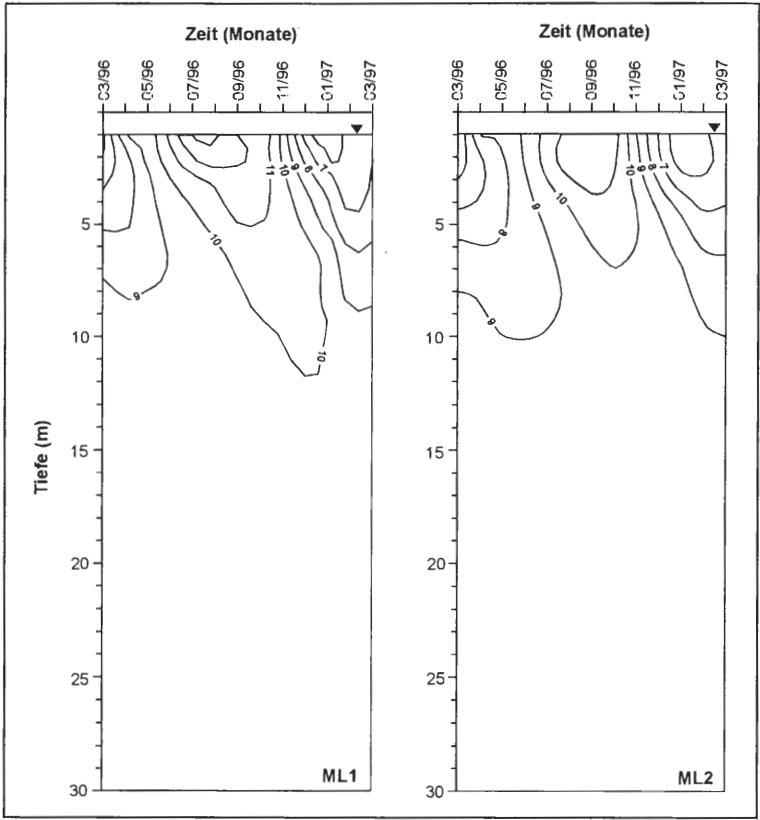


Abb. 27: Chronoisoplethendiagramm der Grundwassertemperatur der Multilevel-Brunnen für den Zeitraum von März 1996 bis März 1997 (Messungen meterweise im Zentralrohr).

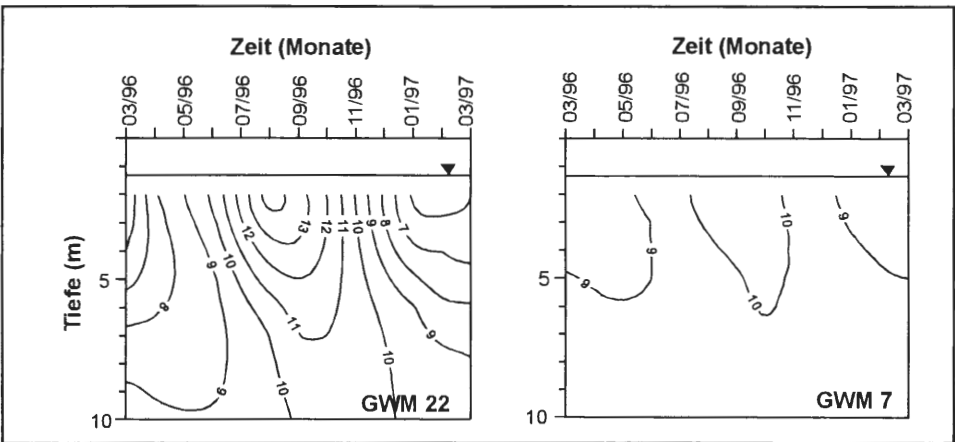


Abb. 28: Chronoisoplethendiagramm der Grundwassertemperatur der Meßstellen GWM 7 und 22 für den Zeitraum von März 1996 bis März 1997 (Messungen meterweise).

Größere Unterschiede sind für die **GWM** zu beobachten. Exemplarisch seien hier die Extremverhältnisse der Meßstellen GWM 7 (geringe Amplitude) und 22 (hohe Amplitude) vorgestellt (Abb. 28). Ein sichtbarer Einfluß der Lufttemperatur ist für die GWM 7 nur bis in eine Tiefe von ca. 6 m zu beobachten, darunter schwankt die Grundwassertemperatur nur noch um weniger als 1 °C. Demgegenüber zeigen die Meßwerte der Meßstelle GWM 22 ähnliche Verhältnisse wie die Multilevel-Brunnen, wobei allerdings höhere Extremwerte an der Grundwasseroberfläche erreicht werden.

Die Bestimmung des **Kaliumpermanganatverbrauchs**, als Indikator für den Gehalt an organischer Substanz, erbrachte für die **Multilevel-Brunnen** im oberflächennahen Aquiferabschnitt bis ca. 6 m Tiefe erhöhte Werte (Abb. 29). In diesen Abschnitt werden organische Substanzen durch das Bodensickerwasser in das Grundwasser eingetragen. Ihr Gehalt nimmt mit der Tiefe schnell ab, da es mit zunehmenden Verweilzeiten im Aquifer sowohl zu Sorptionsreaktionen als auch zu einem biologischen Abbau kommt (ABBT-BRAUN 1996). Selbst das in 18,5 bis 19,0 m (ML1) bzw. 14,5 bis 14,7 m (ML2) eingelagerte organogene Material führt zu keiner lokalen Erhöhung des KMnO_4 -Verbrauchs.

Ein Vergleich der beiden Multilevel-Brunnen zeigt, daß der KMnO_4 -Verbrauch an der Grundwasseroberfläche im Bereich des ML2 ($\varnothing = 343 \text{ mg/l}$ in 2 m Tiefe) mehr als doppelt so hoch ist wie im ML1 ($\varnothing = 141 \text{ mg/l}$ in 2 m Tiefe). Für den ML1 muß aufgrund seiner Lage im unmittelbaren Abstrom einer Ackerfläche von einer anthropogenen Beeinflussung durch das Ausbringen von organischen Düngern ausgegangen werden. Für die extrem hohen Werte am ML2 scheint ein natürlicher Einfluß durch Torfeinlagerungen im

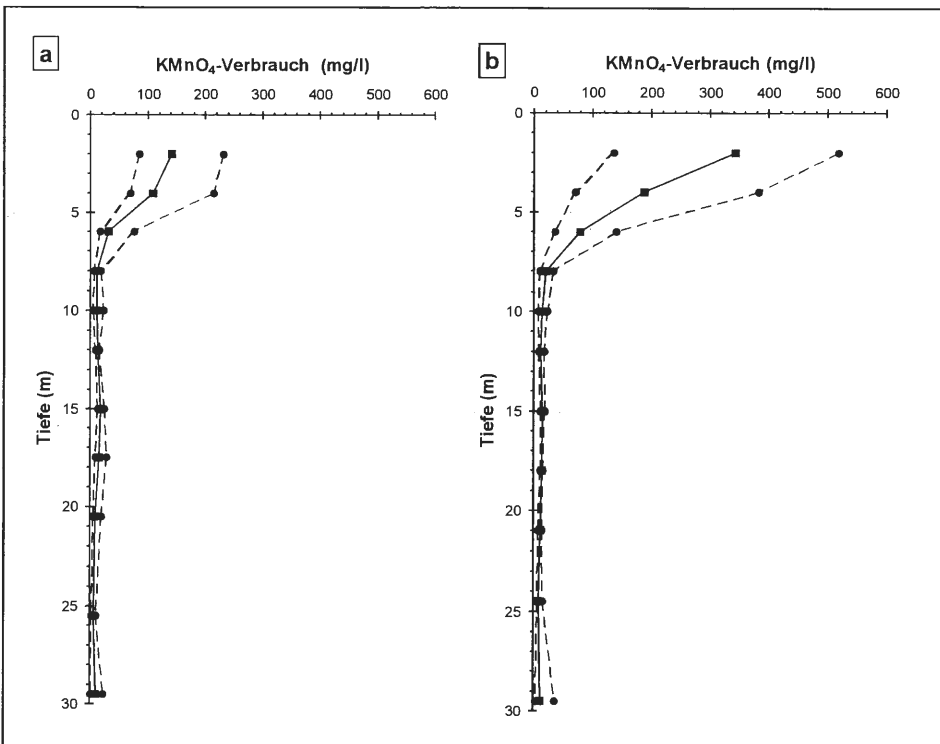


Abb. 29: Hüllkurven (Minimum-, Maximum- sowie Mittelwertkurven) zu dem im Untersuchungszeitraum ermittelten Kaliumpermanganatverbrauch der Grundwässer der einzelnen Filterstufen des ML1 (a) und des ML2 (b).

Untergrund wahrscheinlicher, vor allem, wenn man berücksichtigt, daß sich in unmittelbarer Nähe früher ein größeres Gewässer befand (Abb. 3).

Berücksichtigt man bei der Interpretation der Meßwerte der **GWM** die für die Multilevel-Brunnen gemachten Aussagen, wonach ein hoher KMnO_4 -Verbrauch auf oberflächennahe Wässer hinweist, während im tieferen Aquiferabschnitt in der Regel niedrigere Meßwerte auftreten, lassen sich Rückschlüsse auf die Herkunft der Wässer ziehen.

Ähnlich hohe Werte wie für den oberflächennahen Bereich des ML2 konnten ausschließlich für die ebenfalls im Nordwesten des GHM gelegene Meßstelle GWM 4 (130-407 mg/l, $\bar{\varnothing}$ = 207 mg/l) gemessen werden. Leicht erhöhte Meßwerte sind ganzzeitig für die Meßstellen GWM 2, 5, 12 und 14 ($\bar{\varnothing}$ = 87-161 mg/l) und zeitweise für die Meßstellen GWM 17 bis 19 festgestellt worden, während der Kaliumpermanganatverbrauch der übrigen GWM unter 100 bzw. zeitweise sogar unter 20 mg/l liegt.

Besonders auffällig sind die Grundwässer der Meerbeckeniederung mit einem KMnO_4 -Verbrauch von durchschnittlich nur 8 bis 21 mg/l (Abb. 30), obwohl hier große Mengen organischen Materials in Form von Niedermoortorfen abgelagert wurden. Demnach ist entweder der Abbau der organischen Substanz aufgrund der reduzierenden Verhältnisse stark gehemmt oder die beprobten Wässer werden durch tiefere Aquiferniveaus geprägt.

Ähnlich niedrige KMnO_4 -Werte wie für die Wässer der Meerbeckeniederung konnten auch für die Meßstellen GWM 10 und 11 (4-33 mg/l) im Bereich landwirtschaftlicher Nutzflächen ermittelt werden. Diese niedrigen Werte sind für den genannten Standort ungewöhnlich, da in der Regel mit einem hohen Angebot an organischer Substanz (organische Dünger) und einer hohen GWN unter Ackerstandorten zu rechnen ist.

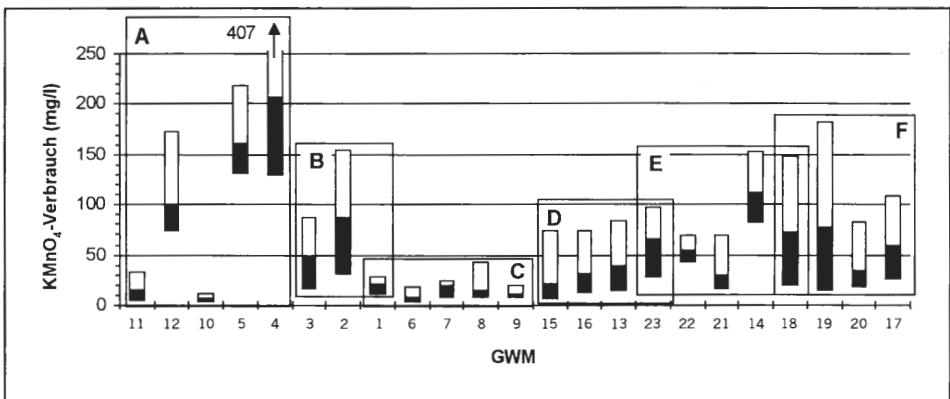


Abb. 30: Schwankungsbereich (Minimum, Mittelwert und Maximum) des Kaliumpermanganatverbrauchs in den untersuchten Grundwässern der nach Gruppen sortierten GWM.

3.3.3 Elektrische Leitfähigkeit und Hauptinhaltsstoffe

Mit Hilfe der **elektrischen Leitfähigkeit**, die sich annähernd proportional zur Konzentration der festen gelösten Bestandteile verhält, lassen sich bereits im Gelände bei der Probenahme Rückschlüsse auf die Gesamtmineralisation eines Wassers ziehen und somit vielfach anthropogene Beeinträchtigungen erkennen. Da hohe elektrische Leitfähigkeiten aber auch geogen sein können, kann nur eine chemisch-analytische Überprüfung unter Betrachtung verschiedener Verschmutzungsindikatoren Gewißheit geben.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich auf engstem Raum unterschiedlich stark mineralisierte Grundwässer voneinander abgrenzen. In Abb. 31 ist die räumliche Variation der elektrischen Leitfähigkeit im Untersuchungsgebiet dargestellt.

Die für die Grundwässer der **GWM** gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten schwanken in einem Intervall von 44 bis 1931 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ($\bar{\varnothing} = 63\text{-}902 \mu\text{S}/\text{cm}$). „Sehr schwach“ mineralisierte Wässer sind für die Heide- und Grünlandflächen (Gruppe E; $\bar{\varnothing} = 63\text{-}134 \mu\text{S}/\text{cm}$) und zeitweise auch für die Meßstellen GWM 13, 16 und 19 nachgewiesen worden (Kap. 3.3.5). Die geringen elektrischen Leitfähigkeiten sind für den kalkarmen, silikatischen Grundwasserleiter typisch und liegen nur knapp über den für Niederschläge charakteristischen elektrischen Leitfähigkeiten von 10 bis 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (HÜTTER 1994). Nach NIEHAUS (1996) liegt die elektrische Leitfähigkeit der Niederschläge im Untersuchungsgebiet für Freiland im Durchschnitt bei 45 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und für Forst bei 79 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

„Gut“ mineralisierte Grundwässer (nach HÜTTER 1994) mit elektrischen Leitfähigkeiten über 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sind an der GWM 2 ($\bar{\varnothing} = 902 \mu\text{S}/\text{cm}$) und 3 ($\bar{\varnothing} = 817 \mu\text{S}/\text{cm}$) östlich der Landstraße festgestellt worden.

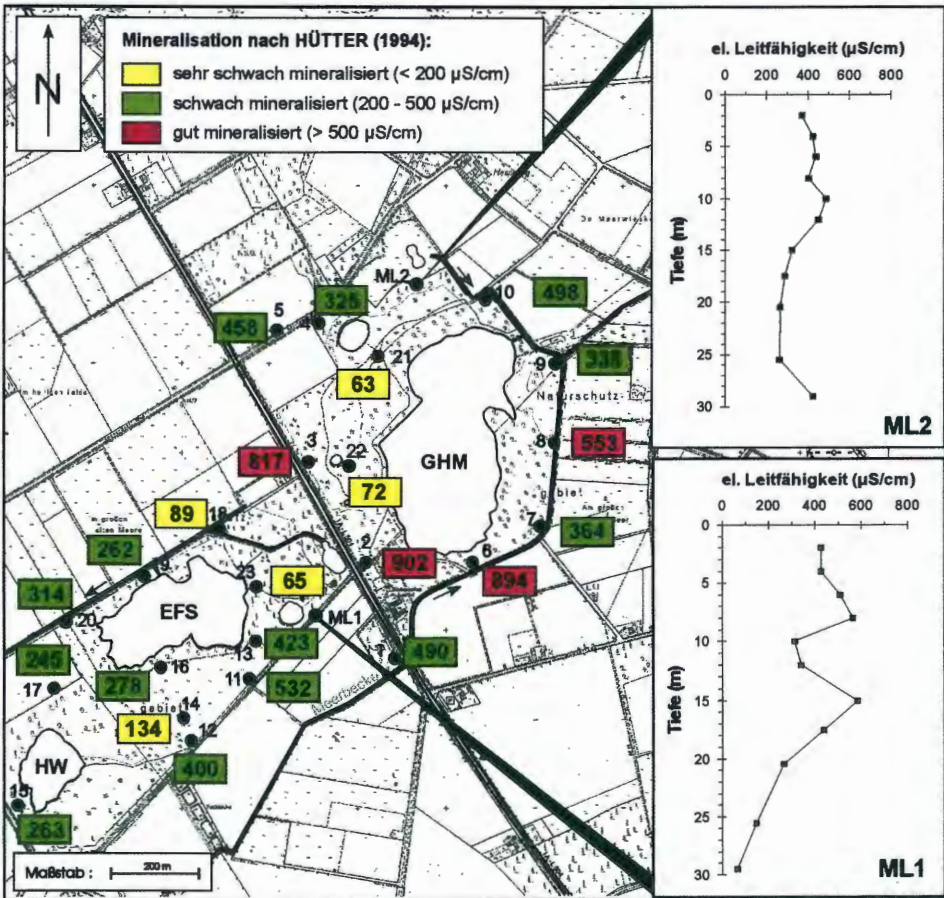


Abb. 31: Verteilung der gemittelten elektrischen Leitfähigkeiten ($\mu\text{S}/\text{cm}$) des Grundwassers der GWM sowie der einzelnen Tiefenniveaus der Multilevel-Brünnen. (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

Die sowohl an der Landstraße (Westseite) als auch an der Meerbecke gelegene GWM 1 zeigt mit einer mittleren elektrischen Leitfähigkeit von 490 $\mu\text{S}/\text{cm}$ Wässer, die im Übergangsbereich von „schwach“ zu „gut“ mineralisiertem Grundwasser liegt. Die Werte der übrigen an der Meerbecke gelegenen Meßstellen GWM 6 bis 9 weisen deutliche Leitfähigkeitsunterschiede auf. Während das Grundwasser aus GWM 7 ($\emptyset = 364 \mu\text{S}/\text{cm}$) und 9 ($\emptyset = 338 \mu\text{S}/\text{cm}$) „schwach“ mineralisiert ist, können die Grundwässer der GWM 6 ($\emptyset = 894 \mu\text{S}/\text{cm}$) und 8 ($\emptyset = 553 \mu\text{S}/\text{cm}$) im Mittel als „gut“ mineralisiert bezeichnet werden. Die Wässer der übrigen Meßstellen sind mit durchschnittlichen elektrischen Leitfähigkeiten von 245 (GWM 17) bis 532 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (GWM 11) als „schwach“ bis „gut“ mineralisiert zu bezeichnen.

Die Grundwässer der einzelnen Tiefenniveaus der **Multilevel-Brunnen** zeigen sowohl tiefen- als auch standortspezifisch große Unterschiede. Die elektrischen Leitfähigkeiten schwanken zwischen 67 und 1091 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ($\emptyset = 68\text{-}548 \mu\text{S}/\text{cm}$) und entsprechen damit etwa dem Bereich der Flächenmessung der GWM (s.o.).

Das Tiefenprofil des **ML1** zeigt zwei Maxima, eines in 8 ($\emptyset = 564 \mu\text{S}/\text{cm}$) und eines in 15 m Tiefe ($\emptyset = 584 \mu\text{S}/\text{cm}$). Der Bereich zwischen den beiden Maxima (10-12 m) bildet mit mittleren elektrischen Leitfähigkeiten von 312 bzw. 340 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ein lokales Minimum im Tiefenprofil. Die geringsten Werte mit durchschnittlich 68 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wurden an der Meßstellenbasis ermittelt.

Der **ML2** zeigt im Vergleich zum ML1 ein im Mittel ausgeglicheneres Tiefenprofil, in dem alle Wässer als „schwach“ mineralisiert eingestuft werden können. Bemerkenswert ist der Tiefenabschnitt von 2 bis 6 m Tiefe, in dem die elektrische Leitfähigkeit zeitlich stark schwankt (auf diese Besonderheit wird ausführlich in Kapitel 3.3.5 eingegangen). Als weitere Auffälligkeit im Tiefenprofil ist der Leitfähigkeitssprung von 264 auf 426 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (\emptyset) an der Basis des Brunnens zu nennen (Abb. 31).

Die Mineralisation der Wässer wird im wesentlichen von den **Hauptionen** Natrium (Na^+), Kalium (K^+), Calcium (Ca^{2+}), Magnesium (Mg^{2+}), Hydrogencarbonat (HCO_3^-), Chlorid (Cl^-) und Sulfat (SO_4^{2-}) bestimmt. Teilweise spielen für die Wässer des NSG auch Nitrat (NO_3^-) und Eisen (Fe_{ges}) eine Rolle.

Da die Nitrat- und Eisen-Konzentrationen im wesentlichen vom vorherrschenden Milieu abhängig sind, wird auf diese Parameter erst im Kapitel 3.3.4 vertiefend eingegangen. Ergänzend finden sich dort auch Aussagen über die Milieuhängigkeit von Sulfat und Hydrogencarbonat.

Mit Hilfe eines modifizierten Härtedreiecks lassen sich Aussagen über Calcium plus Magnesium (GH = Gesamthärte) sowie deren Bindungsverhältnis zum Hydrogencarbonat (CH = Carbonathärte) und anderen Anionen wie Chlorid, Sulfat und Nitrat (NCH = Nicht-carbonathärte) formulieren. Die Härte-Dreiecke wurden jeweils mit zwei rechtwinkligen Diagrammen kombiniert. Auf diese Weise lassen sich die Anteile der beteiligten Ionen differenzieren (Abb. 32 bis Abb. 34).

Zusammenfassend werden die vorgestellten hydrochemischen Ergebnisse in dem von PIPER (1944) entwickelten **Piper-Diagramm** dargestellt. Diese Darstellung ermöglicht Aussagen über die prozentuale Ionen-Verteilung in den untersuchten Grundwässern. Ergänzend wird das Verfahren von QUENTIN (1969) zur **Grundwassertypisierung** genutzt, bei dem zusätzlich auch Eisen berücksichtigt wird.

Typisch für die kalkarmen, silikatischen Lockergesteine des Untersuchungsgebietes ist die geringe Gesamthärte der meisten Grundwasserproben. Die Mehrzahl der untersuchten Wässer der **GWM** kann nach KLUT-OLSZEWSKI (1945) als sehr weich bzw. weich bezeichnet werden. Ausnahmen bilden die Meßstellen GWM 2 (\emptyset : $\text{Ca}^{2+} = 90 \text{ mg/l}$, $\text{Mg}^{2+} = 5,8 \text{ mg/l}$) und 6 (\emptyset : $\text{Ca}^{2+} = 150 \text{ mg/l}$, $\text{Mg}^{2+} = 11,4 \text{ mg/l}$), die als mittelhart bzw. sehr hart ein-

zustufen sind und bereits durch ihre hohen elektrischen Leitfähigkeiten auffielen (Kap. 3.3.3).

Die geringsten Gesamthärten mit Calcium-Gehalten von 4 mg/l (Ø) und Magnesium-Gehalten von 0,5 mg/l (Ø) wurden für die Meßstellen GWM 18 und 21 bis 23 ermittelt. Als Haupthärtebildner ist Calcium zu nennen. Magnesium spielt dagegen für die Grundwässer der meisten GWM nur eine untergeordnete Rolle. Vergleichsweise erhöhte Magnesium-Werte ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Äquivalentverhältnis: 1,4-3,1) wurden für die Meßstellen

Cl^- : 1 mmol(eq)/l = 35,5 mg/l
 SO_4^{2-} : 1 mmol(eq)/l = 48,1 mg/l
 NO_3^- : 1 mmol(eq)/l = 62,1 mg/l
 HCO_3^- : 1 mmol(eq)/l = 61,0 mg/l
 Ca^{2+} : 1 mmol(eq)/l = 20,0 mg/l
 Mg^{2+} : 1 mmol(eq)/l = 12,2 mg/l

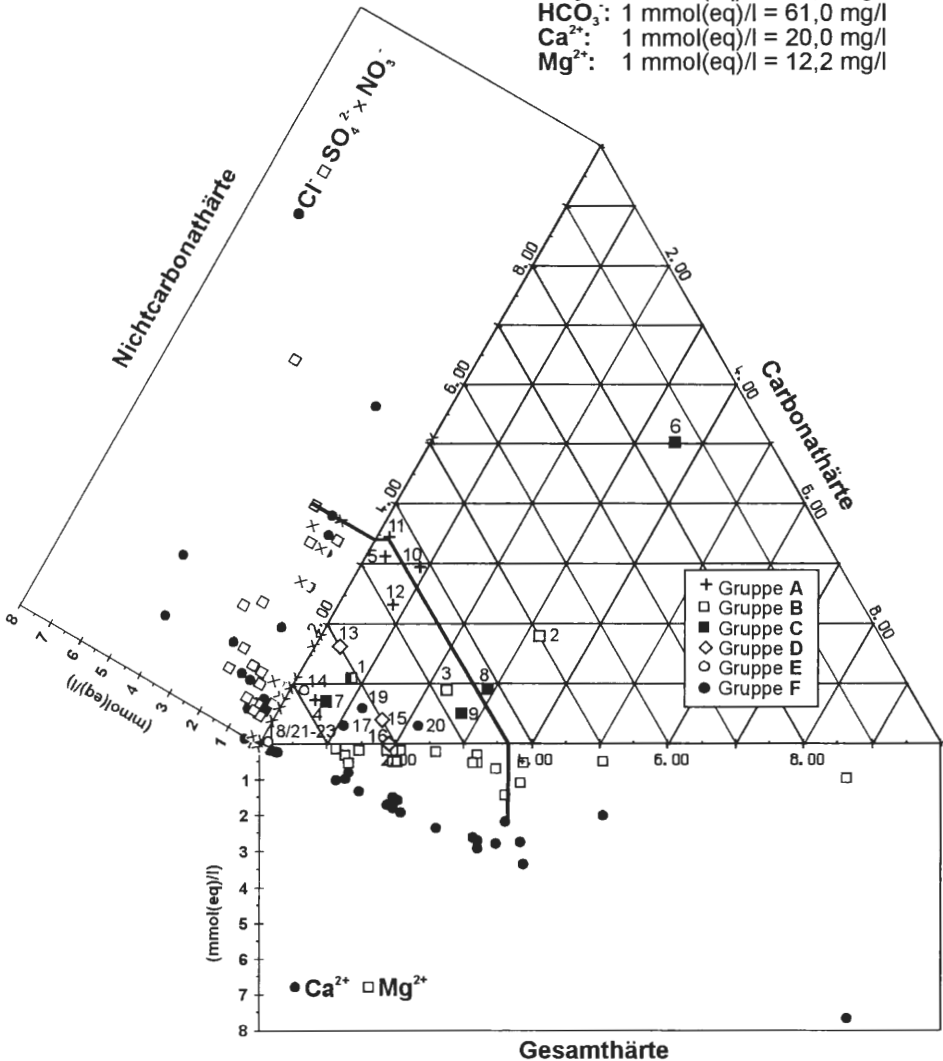


Abb. 32: Härtedreieck für die Mittelwerte (mmol(eq)/l) der Grundwässer der GWM. Zusätzlich werden die Calcium- und Magnesium-Konzentrationen sowie verschiedene Anionen (Chlorid, Sulfat, Nitrat) in Kombination mit dem Dreiecksdiagramm dargestellt. (Symbole für Gruppen A bis F gelten nur innerhalb des Dreiecks.)

GWM 4, 10 und 11 im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen sowie für die Meßstellen GWM 1, 7 und 23 ermittelt. Das $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis der übrigen GWM liegt zwischen 3,4 (GWM 13) und 12,5 (GWM 15).

Die Hydrogencarbonat-Gehalte schwanken im Mittel zwischen 9 (GWM 22) und 214 mg/l (GWM 6). Für die meisten GWM stellt das Hydrogencarbonat-Ion den Hauptbindungspartner der Erdalkali-Ionen dar; Ausnahmen bilden die Grundwässer im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen (GWM 4, 5 und GWM 10 bis 12). Für diese Wässer kommen als Bindungspartner Chlorid, Sulfat und auch Nitrat in Frage (Abb. 32). Ähnli-

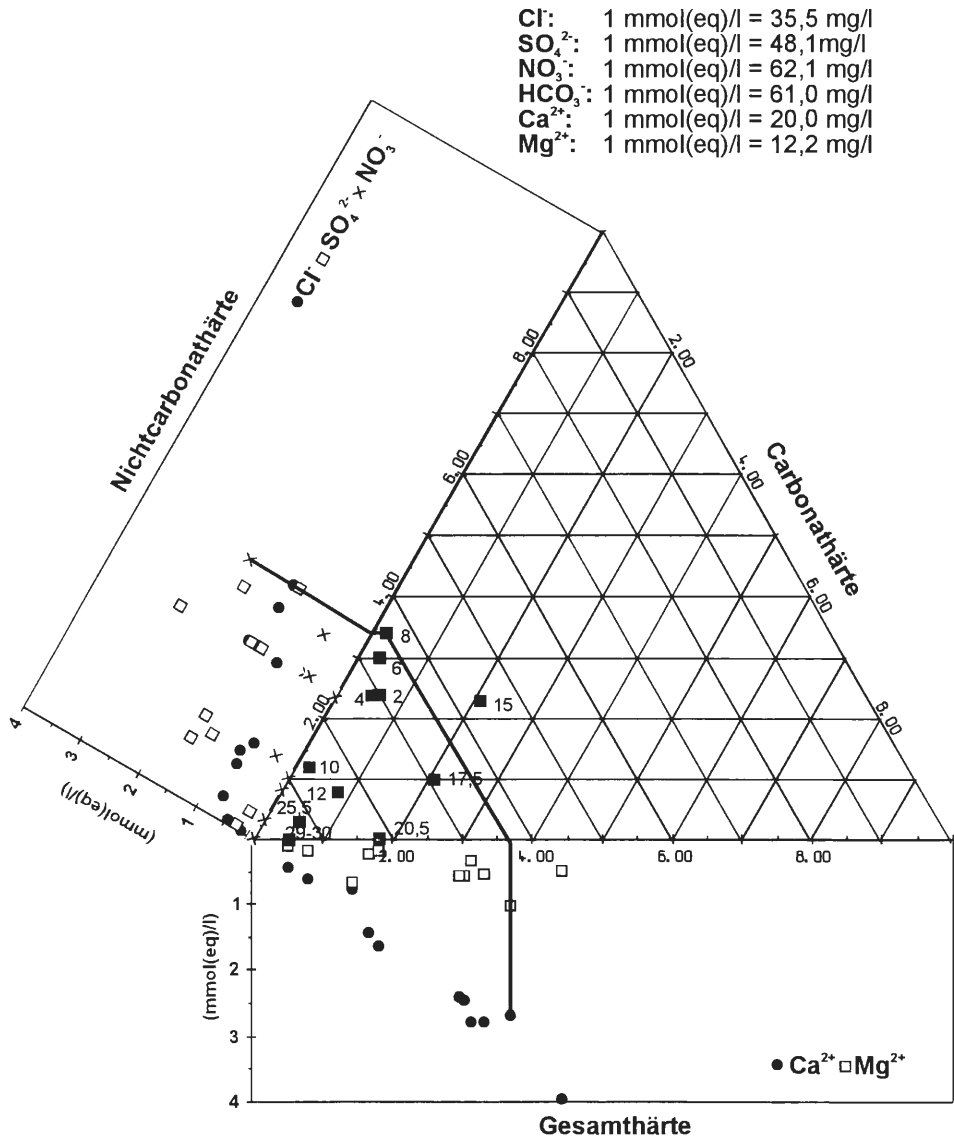


Abb. 33: Härtedreieck für die Mittelwerte (mmol(eq)/l) der Grundwässer des ML1. Die Ziffern geben die jeweiligen Entnahmetiefen (m unter Gelände) an. (Weitere Erklärungen s. Abb. 32.)

ches gilt für die Meßstellen GWM 13 und 14 sowie die an der Meerbecke gelegenen Meßstellen GWM 1, 6 und 7. Mit Ausnahme der GWM 14 kommt hier Nitrat allerdings nicht als Bindungspartner in Betracht. Auffällig sind die Grundwässer der GWM 6, in denen Sulfat mit durchschnittlich 219 mg/l deutlich dominiert. Im Mittel weisen die Wässer der meisten GWM (mit Ausnahme der GWM 9, 13, 12 und GWM 3-5) Sulfat-Konzentrationen unter 50 mg/l auf und können somit noch als unauffällig eingestuft werden. Lediglich die GWM der Meerbeckenederung (Ausnahme GWM 9) sowie die Meßstellen GWM 2, 10, 11 und 13 zeigen im Mittel höhere Gehalte. Über 100 mg/l liegen im Durchschnitt nur die Meßstellen GWM 2, 6 und 13 (zeitweise: GWM 1, 3, 7, 8, 11, 12, 19).

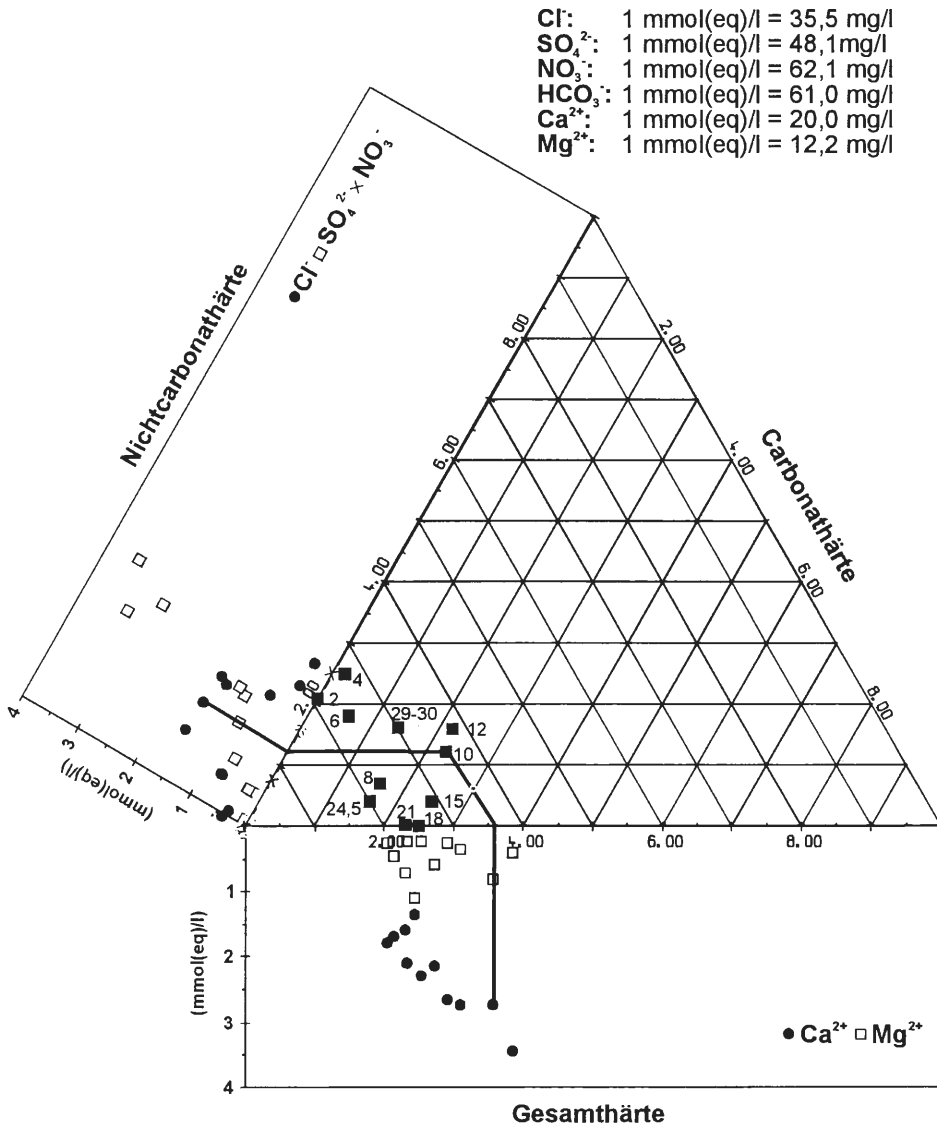


Abb. 34: Härtedreieck für die Mittelwerte (mmol(eq)/l) der Grundwässer des ML2. Die Ziffern geben die jeweiligen Entnahmetiefen (m unter Gelände) an. (Weitere Erklärungen s. Abb. 32.)

Mit Ausnahme der Grundwässer aus 15 m Tiefe (mittelhart) sind die Wässer des **ML1** nach KLUT-OLSZEWSKI (1945) im Durchschnitt als weich (2-8 m und 17,5 m) bzw. sehr weich (10-12 m und 20,5-30 m) einzustufen. Wie aus Abb. 33 hervorgeht, ist Calcium der Haupthärtebildner; Magnesium spielt mit Ausnahme der Grundwässer aus 8 und 10 m Tiefe ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis: 2,6 bzw. 1,2) nur eine untergeordnete Rolle.

Im oberen Dekameter deckt Hydrogencarbonat nur 7 bis 19 % der Erdalkali-Äquivalente ab; hier bilden die Anionen Sulfat ($\bar{\text{O}} = 73 \text{ mg/l}$), Chlorid ($\bar{\text{O}} = 42 \text{ mg/l}$) und Nitrat ($\bar{\text{O}} = 50 \text{ mg/l}$), wie auch für die GWM im Einzugsbereich der landwirtschaftlichen Flächen (Gruppe A), die wichtigsten Bindungspartner. Unterhalb von 10 m Tiefe dominiert das Hydrogencarbonat, Nitrat liegt unter 10 m im Bereich der Nachweisgrenze, die Chlorid-Konzentrationen nehmen kontinuierlich bis zur Basis auf durchschnittlich 8 mg/l ab. Für Sulfat ergibt sich insofern eine Besonderheit, da in einer Tiefe von 15 m ein Maximum mit durchschnittlich 127 mg/l ausgebildet ist, erst unterhalb von 15 m nehmen auch die Sulfat-Konzentrationen bis zur Basis auf 2 mg/l ab.

Die Grundwässer des **ML2** sind im Mittel alle als weich zu klassifizieren. Auffällig ist der Tiefenbereich bis 6 m Tiefe, wo die Erdalkali-Ionen im wesentlichen an das Sulfat ($\bar{\text{O}} = 156\text{-}197 \text{ mg/l}$) gebunden sind (Abb. 34). Außerdem besitzt Magnesium einen vergleichsweise höheren Stellenwert ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis: 1,2). Ein geringes $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis mit 2,2 zeigen zudem die Wässer aus 8 m Tiefe.

Für die Grundwässer der übrigen Filterstufen ist Calcium im wesentlichen an Hydrogencarbonat gebunden, dessen Konzentrationen an der Meßstellenbasis und in 8 m Tiefe mit 86 bis 96 mg/l im Vergleich zu den Wässern aus 10 bis 21 m ($\bar{\text{O}} = 137\text{-}157 \text{ mg/l}$) deutlich geringer sind.

Im folgenden werden unter Verwendung von Dreiecksdiagrammen die **Natrium-** und **Chlorid-**Konzentrationen und ihr Verhältnis zueinander für die Grundwässer des NSG vorgestellt.

Die mittleren Chlorid-Konzentrationen der **Grundwassermessstellen** GWM 9 und 14 bis 23 können mit Werten bis 30 mg/l als geogen angesehen werden. Auch die Natrium-Konzentrationen sind für die Grundwässer der genannten Meßstellen mit durchschnittlich 3 mg/l (GWM 22) bis 17 mg/l (GWM 17) und 7 mg/l als Mittel normal. Das Äquivalent-Ionenverhältnis (Cl/Na^+) schwankt zwischen 0,6 und 1,6, so daß hier Na-Cl-Verbindungen als Hauptquelle in Frage kommen. Für die Meßstellen GWM 15 und 16 spielen allerdings bei einem Verhältnis von 0,6 bzw. 0,7 auch andere Natrium-Verbindungen eine Rolle.

Die an der Meerbecke gelegenen Meßstellen (Gruppe C) zeichnen sich mit Ausnahme der Wässer der Meßstelle GWM 9 ($\bar{\text{O}} = 12 \text{ mg/l}$) durch erhöhte Chlorid-Konzentrationen ($\bar{\text{O}} = 40\text{-}78 \text{ mg/l}$) aus. Die Natrium-Konzentrationen liegen zwischen 6 (GWM 9) und 34 mg/l (GWM 1) und nehmen mit steigenden Chlorid-Gehalten zu (Abb. 35). Das Äquivalent-Ionenverhältnis schwankt zwischen 1,2 (GWM 9) und 1,8 (GWM 6); demnach hat hier der Erdalkali-Gehalt relativ (gegen Chlorid) zugenommen.

Aus Abb. 35 geht hervor, daß die Meßstellen GWM 5 und GWM 11 bis 13 eine Gruppe mit nur geringen Natrium-Unterschieden ($\bar{\text{O}} = 10\text{-}12 \text{ mg/l}$), aber deutlich schwankenden Chlorid-Konzentrationen ($\bar{\text{O}} = 28\text{-}51 \text{ mg/l}$) bilden. Es ergeben sich Cl/Na^+ -Verhältnisse zwischen 2,1 (GWM 12) und 2,9 (GWM 5). Für diese Meßstellen resultiert eine deutliche Zunahme des Erdalkali-Gehalts, was eine Folge von in der Landwirtschaft verwendeten Düngern sein dürfte. Die ebenfalls in der landwirtschaftlich genutzten Kontaktzone gelegenen Meßstellen GWM 4 und 10 zeigen ein abweichendes Bild mit doppelt so hohen Natrium-Konzentrationen ($\bar{\text{O}}: 21$ bzw. 17 mg/l) und Cl/Na^+ -Verhältnissen von 1,5 bzw. 1,4.

Extrem hohe, stark schwankende Chlorid- ($\bar{\varnothing} = 336 \text{ mg/l}$) und Natrium-Gehalte ($\bar{\varnothing} = \text{ca. } 100 \text{ mg/l}$) konnten für die Meßstellen GWM 2 und 3 beobachtet werden.

In den Grundwässern des **ML1** schwanken die Chlorid-Konzentrationen im Mittel zwischen 8 (29-30 m) und 57 mg/l (2 m). Die höchsten Gehalte wurden für die oberen 8 m des Grundwasserleiters bestimmt (Abb. 36). Bis 10 m Tiefe nehmen die Gehalte auf durchschnittlich 25 mg/l ab und bleiben bis in eine Tiefe von 24,5 m auf diesem Niveau, wobei bei 15 m mit 36 mg/l ein schwaches lokales Maximum ausgebildet ist.

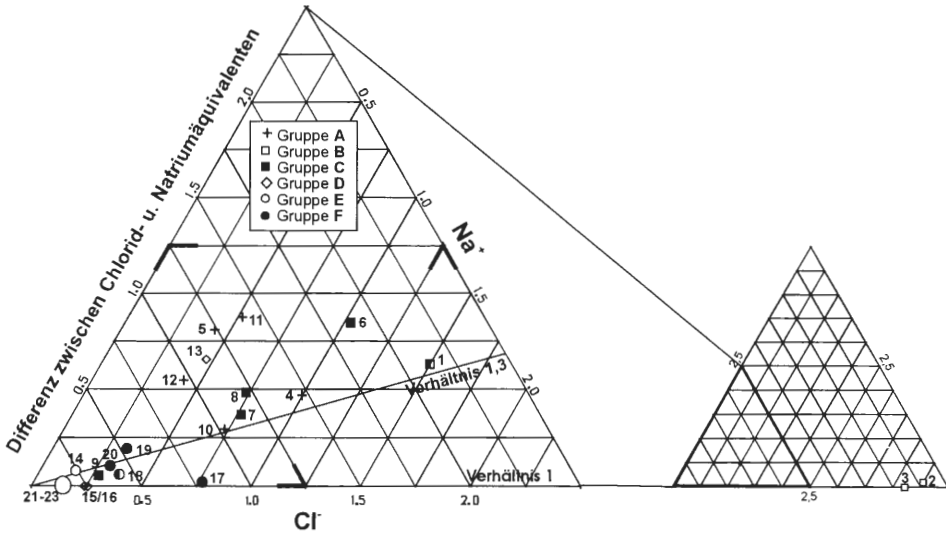


Abb. 35: Chlorid-Natrium-Diagramm für die Mittelwerte (mmol(eq)/l) der Wässer der GWM.

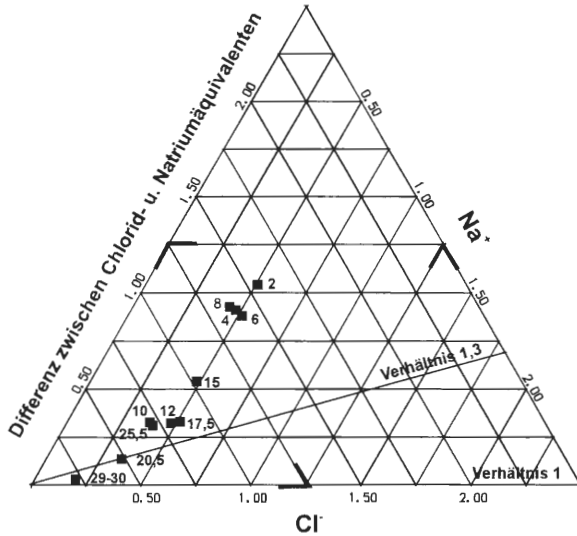


Abb. 36: Chlorid-Natrium-Diagramm für die Mittelwerte (mmol(eq)/l) der Grundwässer des ML1. Die Ziffern geben die jeweiligen Entnahmetiefen (m unter Gelände) an.

Für Natrium lassen sich keine großen Unterschiede nachweisen. Bis 17,5 m liegen die Werte im Mittel bei 11 mg/l. Ab 17,5 m nehmen sie sogar bis zur Basis des Brunnens auf 4 mg/l ab.

Mit Ausnahme der Wässer aus 20,5 m und 29 bis 30 m ist das Cl/Na⁺-Verhältniss > 1,3 (max. 3 in 2 m Tiefe). Da die Natrium-Konzentrationen für die gesamte Meßstelle im Mittel annähernd gleich sind, resultiert daraus, daß der Erdalkali-Gehalt gegenüber den Natrium-Werten mit steigenden Chlorid-Werten zugenommen hat.

Für den **ML2** zeigen sich deutlichere Unterschiede. Relativ geringen (geogenen) Chlorid-Konzentrationen ($\bar{\varnothing}$ = 13-27 mg/l) an der Grundwasseroberfläche (2-6 m) und im Tiefenabschnitt von 15 bis 24 m (Abb. 37) stehen höhere Konzentrationen von durchschnittlich 45 bis 54 mg/l für die Grundwässer aus 8 bis 12 m gegenüber, die auf eine anthropogene Beeinflussung schließen lassen.

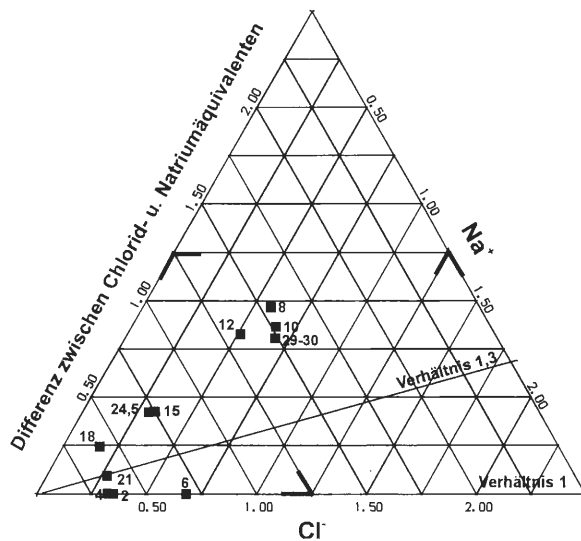


Abb. 37: Chlorid-Natrium-Diagramm für die Mittelwerte (mmol(eq)/l) der Grundwässer des ML2. Die Ziffern geben die jeweiligen Entnahmetiefen (m unter Gelände) an.

Die Natrium-Gehalte können mit durchschnittlich 6 bis 17 mg/l als unauffällig eingestuft werden. Trotz dieser geringen Unterschiede ergibt sich für die meisten Filterniveaus ein konstantes Äquivalent-Ionenverhältnis von ca. 2,5. Ausnahmen bilden die Wässer aus 21 m (Verhältnis: 1,3) und aus 2 bis 6 m Tiefe. Die Wässer der Grundwasseroberfläche zeigen ein Verhältnis < 1, woraus resultiert, daß Natrium relativ zum Chlorid zugenommen haben muß. Damit kann ein Teil des Natriums nicht aus Natrium-Chlorid-Verbindungen stammen, sondern muß anderer Herkunft sein (HÖLTING 1996). In diesem Fall ist Sulfat gegenüber dem Hydrogencarbonat erhöht.

Kalium kommt in den meisten **GWM** nur in geringen Konzentrationen vor (0,4-6,3 mg/l). Ausnahmen bilden die Meßstellen im Bereich der landwirtschaftlich genutzten Flächen, mit Konzentrationen von durchschnittlich 15,8 bis 25,5 mg/l (Ausnahme: GWM 10 mit 4,2 mg/l). Zeitweise leicht erhöhte Werte konnten auch für die Meßstellen GWM 2 (Max.: 8,4 mg/l) und GWM 13 (Max.: 11,2 mg/l) gemessen werden.

Die Grundwässer des **ML1** zeigen für den oberen Dekameter als Folge der benachbarten Landwirtschaft ebenfalls hohe Kalium-Gehalte ($\bar{\varnothing}$ = 20,7-33,8 mg/l). Unterhalb von 10 m

liegen die Werte im Mittel unter 3 mg/l. Auch für den **ML2** konnte an der Grundwasseroberfläche (bis 4 m Tiefe) ein erhöhter Kalium-Gehalt mit durchschnittlich 10,0 bzw. 8,8 mg/l ermittelt werden.

Nach dem Kationen-Dreieck (unten links in Abb. 38) des **PIPER-Diagramms** lassen sich die Wässer der **GWM** zwei Grundwassertypen zuordnen, die beide vom Calcium dominiert werden. Somit ist das Calcium-Ion für alle Grundwassertypen namensgebend. Zum **Typ 1** zählen die Meßstellen GWM 5, 6, 8, 9 bis 16, 19 und 20, deren Werte im Diagramm auf einer Geraden liegen. Mit abnehmendem Calcium-Anteil steigt Magnesium um den Faktor 0,6 und Natrium plus Kalium um den Faktor 0,3. In den Meßstellen GWM 11 und 13 ist ein deutlicher Magnesium- bzw. Eisen-Prozentanteil nachweisbar, der damit auch den Grundwassertyp mitbestimmt (Tab. 8).

Den **Typ 2** bilden die Meßstellen GWM 1 bis 4 und GWM 7, 17, 18 sowie GWM 21 bis 23, deren Grundwässer sich durch vergleichsweise höhere Natrium-Anteile auszeichnen. Auffällig ist der hohe Eisen-Anteil der Meßstellen GWM 1 und 7 sowie ein Kalium-Anteil > 20 % im Wasser der GWM 4, was sich folgerichtig in der Bezeichnung des Grundwassertyps widerspiegelt.

Das Anionen-Dreieck (unten rechts in Abb. 38) zeigt keine parameterspezifische Dominanz für bestimmte Meßstellengruppen. Grundsätzlich zeichnen sich die Wässer im Abstrom des Erdfallsee-Heideweiher-Gebietes jedoch durch einen geringeren Sulfat-

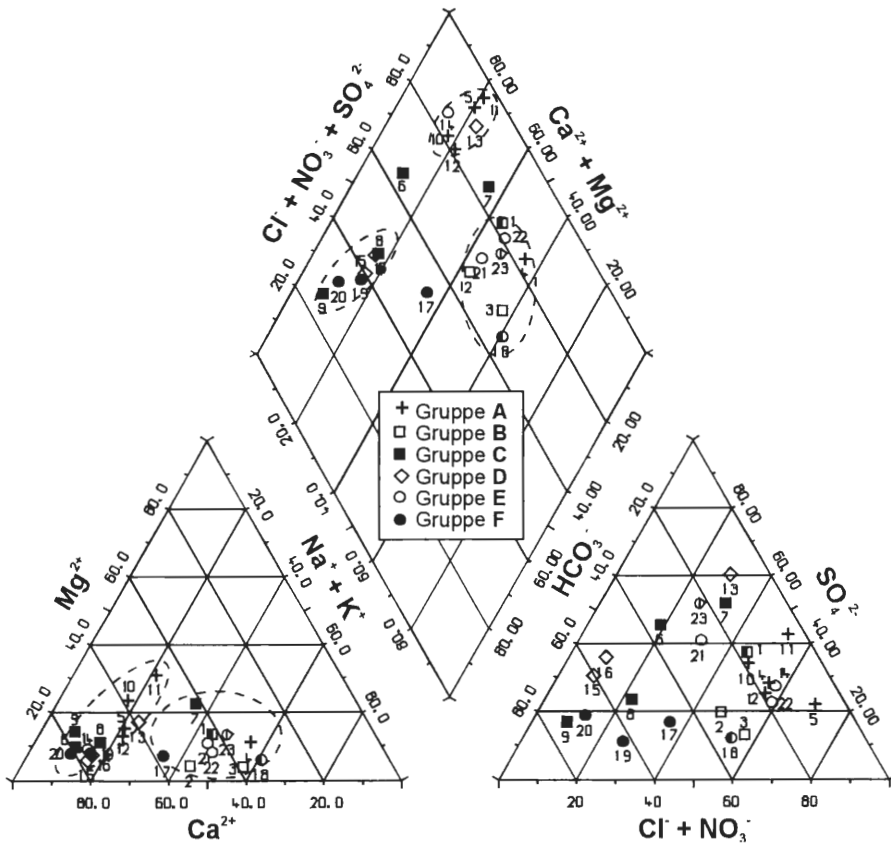


Abb. 38: PIPER-Diagramm mit Durchschnittswerten für die Wässer der GWM.

Tab. 8: Grundwassertypen der Wässer der GWM, sortiert nach den in Tab. 7 vorgestellten Meßstellengruppen nach QUENTIN (1969).

Gruppe	GWM	Grundwassertypen		Gruppe	GWM	Grundwassertypen		
		Kationen	Anionen			Kationen	Anionen	
A	11	Ca-Mg	SO ₄ -Cl-NO ₃	D	15	Ca	HCO ₃ -SO ₄	
	12	Ca	NO ₃ -SO ₄ -Cl		16	Ca	HCO ₃ -SO ₄	
	10	Ca	SO ₄ -NO ₃ -Cl		13	Ca-Fe	SO ₄ -Cl	
	5	Ca	NO ₃ -Cl-SO ₄		23	Ca-Na	SO ₄ -Cl-HCO ₃	
	4	Na-Ca-K	Cl-SO ₄		E	22	Ca-Na	NO ₃ -SO ₄
B	3	Na-Ca	Cl-HCO ₃	21		Ca-Na	SO ₄ -Cl-HCO ₃	
	2	Ca-Na	Cl-HCO ₃ -SO ₄	14		Ca	NO ₃ -SO ₄	
C	1	Na-Ca-Fe	Cl-SO ₄	F		18	Ca-Na	Cl-HCO ₃
		6	Ca			SO ₄ -HCO ₃	19	Ca
	7	Fe-Na-Ca	SO ₄ -Cl		20	Ca	HCO ₃	
	8	Ca	HCO ₃ -SO ₄ -Cl		17	Ca-Na	HCO ₃ -Cl	
	9	Ca	HCO ₃					

Anteil bei unterschiedlichen Chlorid- und Hydrogencarbonat-Gehalten aus. Die Meßstellen im Abstrom der landwirtschaftlichen Nutzflächen zeichnen sich, wie bereits in der Abb. 32 dargestellt, durch anteilig geringe Hydrogencarbonat-Gehalte aus. Hier sind Sulfat, Chlorid und Nitrat namengebend. Bemerkenswert ist, daß auch für die gering mineralisierten Grundwässer der Meßstellen GWM 14 und 22 Nitrat bezeichnend ist. Für die übrigen Meßstellen läßt sich bei steigenden Chlorid- und abnehmenden Hydrogencarbonat-Werten ein gegenüber den anderen GWM stärkerer Sulfat-Anstieg beobachten.

Die die Anionen und Kationen zusammenfassende Raute läßt drei Gruppen erkennen. Der erste Typ beinhaltet die GWM der Gruppe A (Ausnahme GWM 4) sowie die GWM 13 und 14. Der zweite Typ umfaßt die Meßstellen GWM 18 und GWM 21 bis 23 (Gruppe E), die GWM der Gruppe B und GWM 4. Der dritte Typ erfaßt die Meßstellen GWM 8, 9, 15, 16, 19 und 20. Vermittelnde Positionen zwischen den einzelnen Gruppen nehmen die Meßstellen GWM 6, 7 und 17 ein (Abb. 38).

Aus dem Kationen-Dreieck des **ML1** geht deutlich eine Beziehung der durchgängig Calcium-dominierten Wässer hervor (Abb. 39). Bei einer prozentualen Zunahme des Calcium-Gehalts nehmen Magnesium um den Faktor 0,4 und Natrium plus Kalium um den Faktor 0,6 zu. Die alleinige Calcium-Dominanz läßt sich für die meisten Filterniveaus belegen (Tab. 9). Ausnahmen bilden lediglich die Grundwässer aus 10, 12 und 25,5 bis 30 m Tiefe, was sich entsprechend in der Benennung des Grundwassertyps widerspiegelt.

Im Anionen-Dreieck fallen die Wässer aus 2 bis 10 m Tiefe durch hohe Chlorid- plus Nitrat-Gehalte auf, die zweifellos als Folge der landwirtschaftlichen Nutzung anzusehen sind. In 8 m Tiefe bildet Nitrat sogar das Hauptanion. In 10 m Tiefe zeigen hohe Kalium-Konzentrationen ebenfalls noch den landwirtschaftlichen Einfluß an.

Mit zunehmender Tiefe (bis 20,5 m) ist bei relativ gleichbleibenden Chlorid-Werten eine prozentuale Abnahme des Sulfats zugunsten des Hydrogencarbonats zu erkennen. Für die beiden unteren Filter wird an der Bezeichnung des Grundwassertyps ein Wechsel der chemischen Zusammensetzung der Grundwässer deutlich.

Für den **ML2** ist wie für den ML1 eine Beziehung der Wässer aller Tiefenniveaus zu erkennen. Calcium bildet auch hier das Hauptkation. Allerdings spielt im Gegensatz zum ML1 Magnesium gegenüber Natrium plus Kalium eine wichtigere Rolle (vgl. Abb. 39 mit Abb. 40). Tab. 9 kann man entnehmen, daß für die Grundwässer aus 6 und 10 m Tiefe das

im PIPER-Diagramm unberücksichtigte Eisen für die Grundwasserbeschaffenheit eine relevante Rolle spielt.

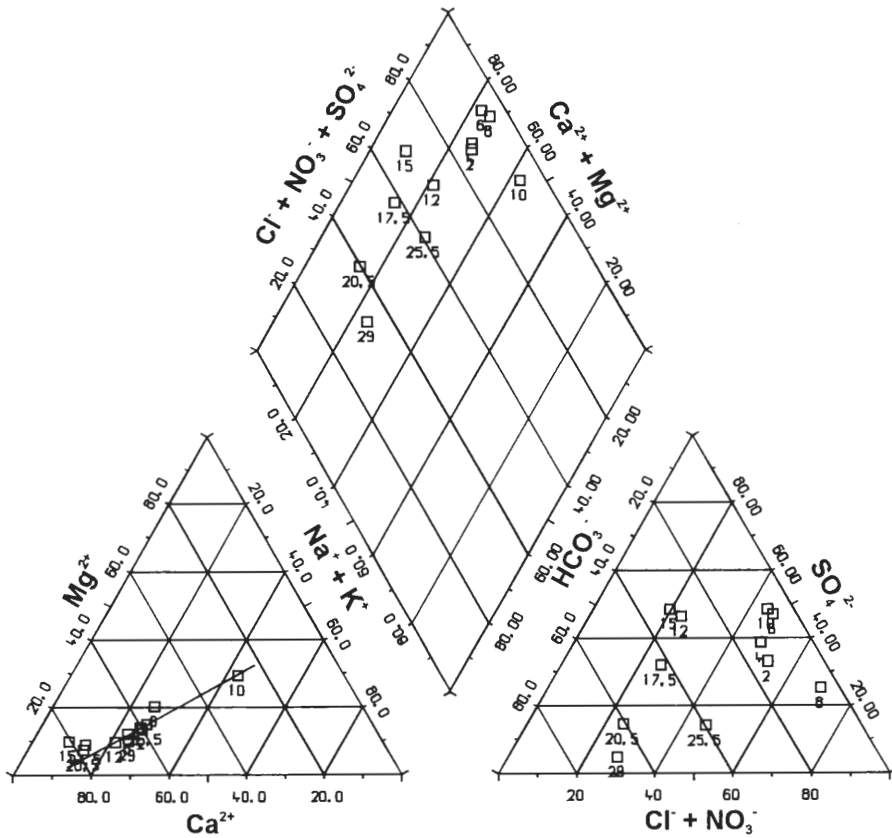


Abb. 39: PIPER-Diagramm mit Durchschnittswerten für die Grundwässer des ML1. Die Ziffern geben die jeweiligen Entnahmetiefen (m unter Gelände) an.

Tab. 9: Grundwassertypen der Wässer der einzelnen Filterstufen der Multilevel-Brunnen nach QUENTIN (1969).

Entnahmetiefe	Grundwassertypen des ML1		Grundwassertypen des ML2	
	Kationen	Anionen	Kationen	Anionen
2 m	Ca	Cl-SO ₄	Ca	SO ₄
4 m	Ca	SO ₄ -Cl	Ca	SO ₄
6 m	Ca	SO ₄ -Cl	Fe-Ca-Mg	SO ₄
8 m	Ca	NO ₃ -Cl-SO ₄	Ca-Mg-Na	HCO ₃ -Cl
10 m	Ca-K-Mg	SO ₄ -Cl	Ca-Fe	HCO ₃ -Cl
12 m	Ca-Fe	SO ₄ -HCO ₃ -Cl	Ca	HCO ₃ -Cl-SO ₄
15 m	Ca	SO ₄ -HCO ₃	Ca	HCO ₃ -Cl
17,5 bzw. 18 m	Ca	HCO ₃ -SO ₄ -Cl	Ca	HCO ₃
20,5 bzw. 21 m	Ca	HCO ₃	Ca	HCO ₃
25,5 bzw. 24,5 m	Ca-Na	Cl-HCO ₃	Ca	HCO ₃ -Cl
29 – 30 m	Ca-Na	HCO ₃ -Cl	Ca	Cl-HCO ₃ -SO ₄

Sowohl aus dem Anionen-Dreieck (Abb. 40) als auch aus der Tab. 9 geht die separate Stellung der Wässer aus 2 bis 6 m Tiefe hervor. Die genannten Grundwässer fallen durch einen stark erhöhten Sulfat-Anteil auf. Die Grundwässer aus 8 bis 21 m lassen hingegen eine kontinuierliche Abnahme des Sulfats sowie auch eine tendenzielle Abnahme des Chlorids bei prozentualer Zunahme des Hydrogencarbonats erkennen. Im basalen Teil des ML2 ist schließlich eine Zunahme des prozentualen Chlorid- und Sulfat-Anteils nachweisbar.

Innerhalb der Raute liegen die Wässer der einzelnen Filter, deutlicher als beim ML1, auf einer annähernden Geraden.

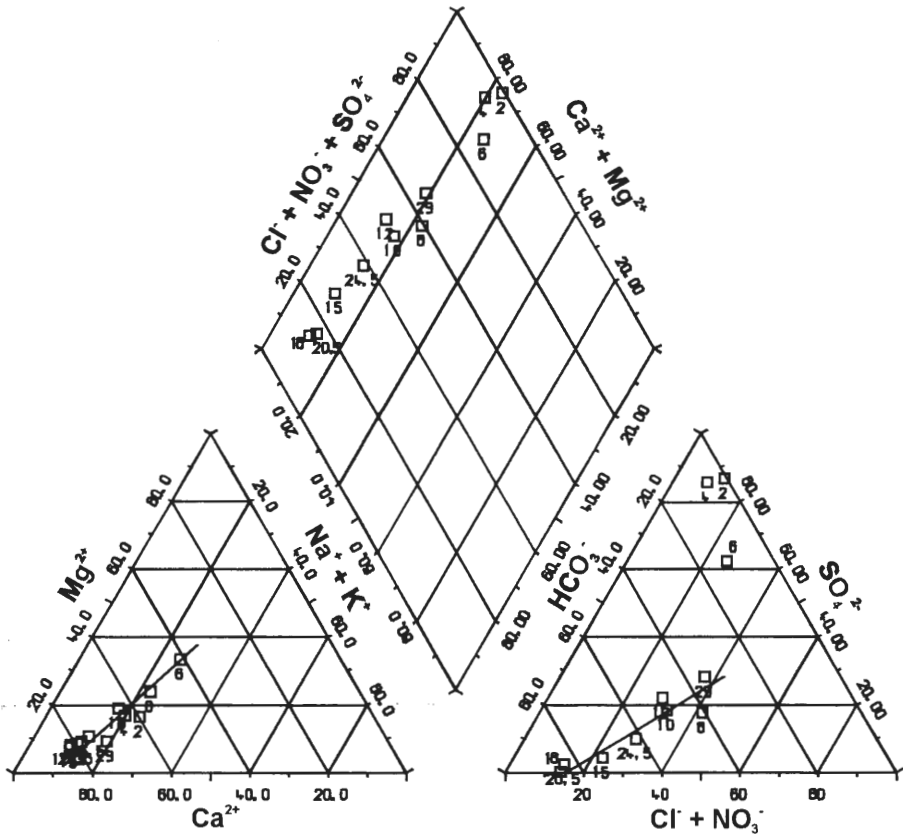


Abb. 40: PIPER-Diagramm mit Durchschnittswerten für die Grundwässer des ML2. Die Ziffern geben die jeweiligen Entnahmetiefen (m unter Gelände) an.

3.3.4 Milieuindikatoren und milieuabhängige Parameter

Erwartungsgemäß zeichnen sich die sauerstoffhaltigen Wässer der **GWM** im Bereich der Heide- und Grünlandflächen (GWM 14 und GWM 21 bis 23) sowie im direkten Abstrom der landwirtschaftlichen Nutzflächen (GWM 5 und GWM 10 bis 12) durch relativ hohe Eh-Werte ($\bar{\varnothing} = 279\text{-}392\text{ mV}$) aus (Abb. 41). Dementsprechend wurden für die meisten Meßstellen niedrige (saure) pH-Werte ($\bar{\varnothing} = 4,6\text{-}5,1$) bestimmt. Eine Ausnahme bilden die Meßstellen GWM 10 und 12, deren mittlere pH-Werte mit 6,0 bzw. 6,1 um ca. eine Potenz höher und somit als schwach sauer zu bezeichnen sind. Verantwortlich für solche Unter-

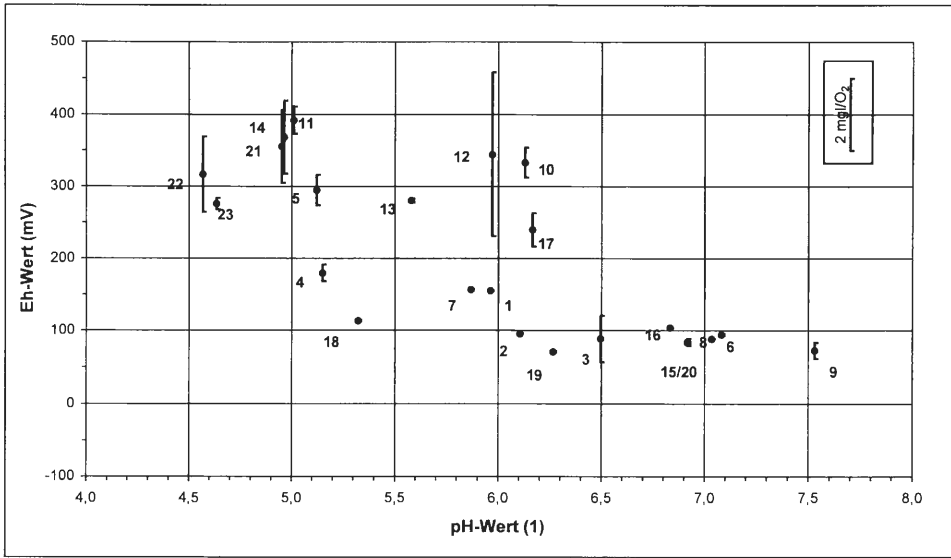


Abb. 41: Mittlere Eh- und pH-Werte für die Grundwässer der Meßstellen GWM 1 bis 23. Ergänzend sind auch die mittleren Sauerstoff-Konzentrationen angegeben.

schiede im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen können unterschiedliche Bewirtschaftungsmaßnahmen wie z.B. Kalkung oder Düngung sein.

Die Bestimmung des rH-Werts (negativer dekadischer Logarithmus des Wasserstoffpartialdrucks) hat gezeigt, daß für die beschriebenen Wässer indifferente Milieuverhältnisse vorherrschen. Relativ geringe Sauerstoff-Gehalte ($\bar{\varnothing} = 0,3-4,6$ mg/l), die normalerweise für oberflächennahes Grundwasser zwischen 6 und 12 mg/l liegen (MATTHESS 1994), deuten ebenfalls darauf hin, daß bereits ein Sauerstoffabbau eingesetzt hat.

Die übrigen GWM weisen mit Ausnahme der Meßstellen GWM 4, 13 und 17 geringe Eh-Werte ($\bar{\varnothing} < 157$ mV) auf. Die drei Ausnahmen besitzen mit 179 bis 281 mV eine vermittelnde Position zwischen den beiden Eh-Gruppen. Alle drei Meßstellen enthalten zumindest zeitweise Sauerstoff. Während die Meßstellen GWM 13 und 17 noch als indifferent bezeichnet werden können, weist die Meßstelle GWM 4 im Mittel bereits schwach reduzierende Verhältnisse auf.

Die übrigen GWM liegen mit Ausnahme von GWM 2 und 3 in einer Kontaktzone zu oberirdischen Gewässern und zeichnen sich durch (schwach) reduzierende Verhältnisse aus. Für die pH-Werte sind deutliche Unterschiede zu beobachten. Die Grundwässer der GWM 18 zeichnen sich durch einen sauren ($\bar{\varnothing} = 5,3$), die der Meßstellen GWM 1, 7 und 19 durch einen schwach sauren und die der Meßstellen GWM 6, 8, 15, 16 und 20 durch einen neutralen Charakter aus. Für die GWM 9 liegen die pH-Werte im basischen Bereich; ungewöhnlich ist für diese Meßstelle, daß trotz der schwach reduzierenden Verhältnisse im Mittel noch Sauerstoff ($\bar{\varnothing} = 0,4$ mg/l) nachgewiesen werden konnte. Gleiches gilt für die an der Landstraße gelegene Meßstelle GWM 3, für die sogar ein durchschnittlicher Sauerstoff-Gehalt von 1,28 mg/l ermittelt wurde.

Die **Multilevel-Brunnen** zeigen eine ähnliche Verteilung der Eh- und pH-Werte wie die GWM. Vergleichende Sauerstoff-Gehalte liegen bedingt durch die Entnahmetechnik nicht vor. Die mittleren Redoxpotentiale der Wässer des **ML1** lassen sich zwei Tiefenabschnitten zuordnen. Im oberen Abschnitt (bis 10 m Tiefe) sind mit Eh-Werten zwischen 220 und 365 mV ($\bar{\varnothing}$) und niedrigen pH-Werten ($\bar{\varnothing} = 5,1-5,6$) indifferente Verhältnisse ausgebildet

(Abb. 42). Auffällig sind die Bedingungen an der Grundwasseroberfläche (2 und 4 m), wo die Eh-Werte niedriger und die pH-Werte höher als in den darunterliegenden Niveaus sind. Demnach sind an der Grundwasseroberfläche zumindest zeitweise schwache Reduktionsbedingungen entwickelt.

Unterhalb von 10 m liegen die Eh-Werte im Mittel unter 100 mV, was auf ein sauerstofffreies, (schwach) reduzierendes Milieu hindeutet. Die pH-Werte ($\bar{\varnothing} = 6,2-7,0$) verhalten sich wie auch im oberen Abschnitt gegenläufig zu den Eh-Werten.

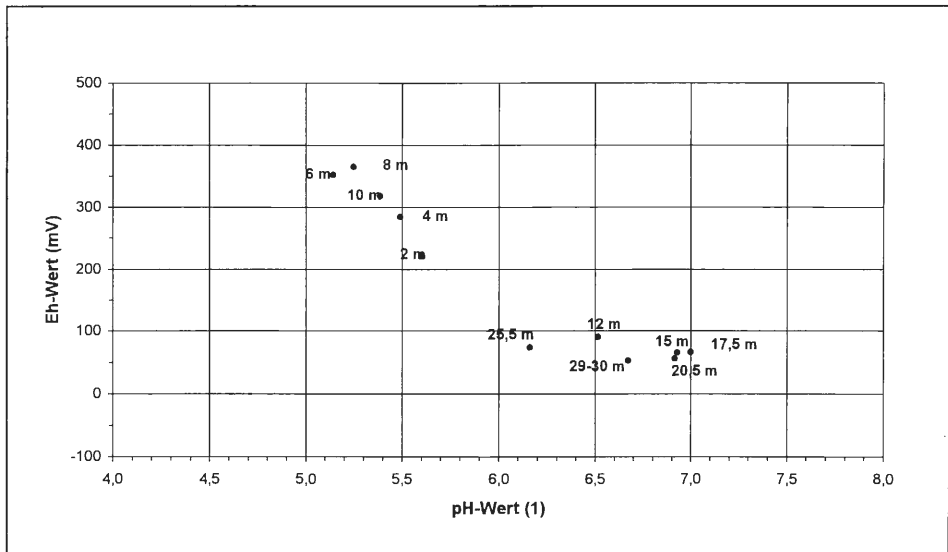


Abb. 42: Mittlere Eh- und pH-Werte für die Grundwässer des ML1.

Das Tiefenprofil der Eh- und pH-Werte des **ML2** zeigt bis 10 m Tiefe eine kontinuierliche Abnahme des Redoxpotentials (von 328 auf 19 mV) bei gleichzeitiger Zunahme der pH-Werte von 4,5 auf 7,1 (Abb. 43). Der Bereich von 10 bis 24,5 m zeichnet sich durch ein relativ einheitliches Milieu mit pH-Werten um den Neutralpunkt und einen mittleren Eh-Wert von 21 mV aus. An der Basis des Brunnens ist ein Anstieg des Redoxpotentials auf 66 mV bei geringfügig abnehmenden pH-Werten ($\bar{\varnothing} = 6,8$) zu beobachten.

Stickstoffverbindungen werden dem Untergrund direkt über die Niederschläge (Nitrat: Freiland (F): 3,6 mg/l, Wald (W): 7,0 mg/l; Ammonium: F: 1,7 mg/l, W: 2,0 mg/l; NIEHAUS 1996) und die in der Landwirtschaft verwendeten Mineraldünger und organischen Dünger zugeführt.

Stickstoffverluste sind durch Pflanzen, Sorption und Entgasungen zu erwarten. Von besonderer Bedeutung sind jedoch mikrobiell gesteuerte Umwandlungsprozesse, wie die Denitrifikation. In Abhängigkeit von den ablaufenden Denitrifikationsprozessen werden Kohlendioxid, Stickstoffgas, Nitrit, Ammonium, Eisen, Sulfat, Hydrogencarbonat und Calcium als Abbauprodukte gebildet. Voraussetzungen der Denitrifikation sind reduzierende Bedingungen, ausreichende Vorräte an organischen Kohlenstoff- oder oxidierbaren Schwefelverbindungen (Sulfide) als Elektronendonatoren sowie ausreichende Verbleibzeiten im Grundwasser (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). BÖTTCHER et al. (1989) geben für das Fuhrberger Feld (bei Hannover) als Halbwertszeit der chemolithoautotrophen Denitrifikation eine Spanne von 1,2 bis 2,1 Jahren an. Für die organotroph-dissimilatorische Nitrat-Reduktion kann von einer schnelleren Denitrifikation ausgegangen werden (VAN BEEK 1987).

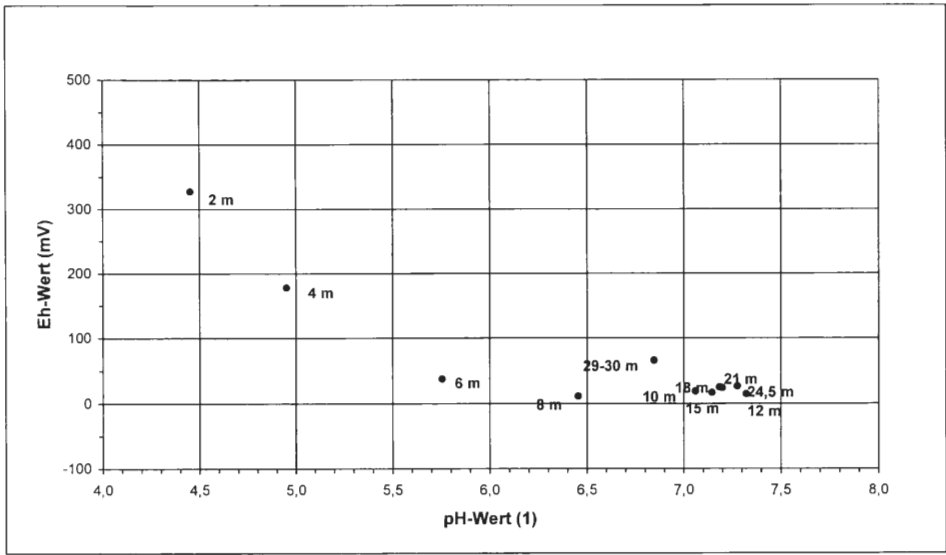


Abb. 43: Mittlere Eh- und pH-Werte für die Grundwässer des ML2.

Nitrat ($\text{O} > 2 \text{ mg/l}$) wurde für die Wässer der **GWM** bei Redoxpotentialen $> 300 \text{ mV}$ nachgewiesen (Abb. 44). Eine Ausnahme stellt die Meßstelle GWM 4 mit durchschnittlich 11 mg/l NO_3^- dar. Für diese Meßstelle ist im Laufe der Meßreihe eine kontinuierliche Veränderung des Milieus von oxidierenden zu reduzierenden Verhältnissen zu beobachten (Kap. 3.3.5).

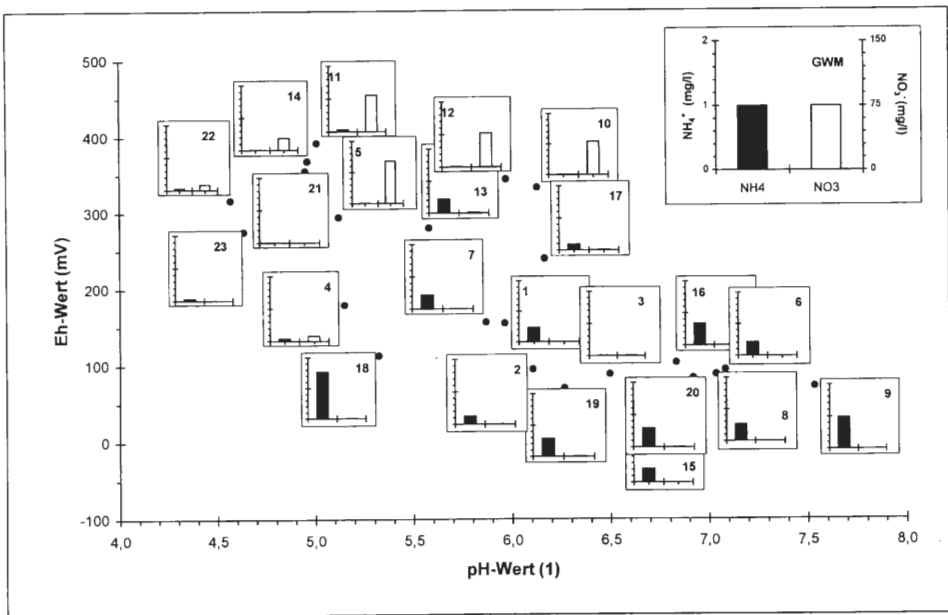


Abb. 44: Mittlere Ammonium- und Nitrat-Konzentrationen der Grundwässer der GWM im pH-Eh-Diagramm.

Die Höhe der Nitrat-Konzentration wird neben den Milieuverhältnissen auch vom Stickstoff-Angebot bestimmt; so treten die höchsten Konzentrationen für die GWM im Kontaktbereich zu landwirtschaftlichen Flächen mit 78 (GWM 12) bis 102 mg/l (GWM 5) im Mittel auf. Zeitweise leicht erhöhte Nitrat-Werte konnten für die Wässer der Meßstellen GWM 4 (1-43 mg/l), 13 (0,2-17 mg/l), 14 (12-48 mg/l) und 22 (2-25 mg/l) ermittelt werden.

Unter reduzierenden Verhältnissen, wie sie im Bereich der Vorfluter vorherrschen, tritt Stickstoff in Form von Ammonium auf. Besonders hohe Werte zeigen dort die Wässer der Meßstellen GWM 9 ($\bar{\varnothing}$ = 0,98 mg/l) und 18 ($\bar{\varnothing}$ = 1,53 mg/l).

Auffällig sind die an der Landstraße gelegenen Meßstellen GWM 2 und 3. Während für GWM 2 Ammonium-Konzentrationen von 0,3 mg/l ($\bar{\varnothing}$) auftreten, ist für die Meßstelle GWM 3 keine Stickstoffspezies erhöht.

Die gemessenen Nitrit-Konzentrationen liegen für alle GWM im Mittel innerhalb des geogenen Normalbereichs. Eine Ausnahme stellt die Meßstelle GWM 5 mit durchschnittlich 0,04 mg/l und maximal 0,40 mg/l dar.

Das pH-Eh-Diagramm des **ML1** (Abb. 45) zeigt ebenfalls nur für die indifferenten Wässer Nitrat mit maximal 129 mg/l im Durchschnitt (8 m). Die hohen Konzentrationen ergeben sich auch hier aus der Lage der Meßstelle in unmittelbarer Nähe eines Maisackers. Zeitweise geringe Ammonium-Konzentrationen bei abnehmenden Nitrat-Gehalten deuten für die Wässer aus 2 bis 6 m zumindest zeitweise schwach reduzierende Verhältnisse an.

Unterhalb 8 m Tiefe nehmen die Nitrat-Konzentrationen bis in eine Tiefe von 12 m auf ein Minimum von 0,3 mg/l ab. Als Folge dieser Nitrat-Abnahme können im Tiefenabschnitt von 12 bis 17,5 m deutlich erhöhte Ammonium-Konzentrationen (0,7-1,2 mg/l) beobachtet werden. Unterhalb dieser Zone sind die Ammonium-Gehalte wieder als unauffällig anzusehen. Die Nitrit-Konzentrationen sind im Mittel \leq 0,03 mg/l und somit unauffällig. Die Werte oberhalb der Nachweisgrenze beschränken sich auf den oberen Aquiferabschnitt bis 10 m Tiefe; dabei ist eine Konzentrationsabnahme mit zunehmender Tiefe zu beobachten.

Für die Wässer des **ML2** konnten maximal 10 mg/l NO_3^- an der Grundwasseroberfläche (2 m Tiefe) nachgewiesen werden (Abb. 46). Trotz der hohen Redoxpotentiale tritt parallel Ammonium mit durchschnittlich 0,7 mg/l auf. Für die übrigen Niveaus konnten bei niedrigen Eh-Werten durchweg hohe Ammonium-Konzentrationen nachgewiesen werden. Auffällig sind die Wässer aus 4 m Tiefe, wo zeitweise Konzentrationen bis zu 4,3 mg/l gemessen wurden. Ein zweites Maximum findet sich mit durchschnittlich 1,3 bis 1,6 mg/l in einer Tiefe von 15 bis 21 m.

Die gemessenen Nitrit-Gehalte mit durchschnittlich 0,04 mg/l und maximal 0,27 mg/l sind ausschließlich für die Wässer aus 2 m Tiefe auffällig.

Der Gehalt von **Schwermetallen** in natürlichen Wässern ist das Ergebnis chemischer Reaktionen, wie Oxidation und Reduktion, Lösung und Fällung von Hydroxiden, Carbonaten und Sulfiden, Bildung organischer Komplexe und chemischer Stoffwechselforgänge.

Eisen wurde im wesentlichen in den reduzierenden Wässern der **GWM** nachgewiesen (Abb. 47). Eine Ausnahme bilden die Grundwässer der GWM 13 mit Eisen-Konzentrationen von 18 mg/l im Mittel (zeitweise nur 0,7 mg/l). Ähnlich hohe Gehalte wurden für die ebenfalls im Anstrom des EFS gelegene GWM 16 ($\bar{\varnothing}$ = 10 mg/l), die Wässer der Meerbeckeniederung (GWM 1, 6, 7 und 8, $\bar{\varnothing}$ = 15-38 mg/l) sowie die Meßstelle GWM 2 ($\bar{\varnothing}$ = 18 mg/l) bestimmt. Für die GWM 2 sind mit maximal 70 mg/l die höchsten Konzentrationen innerhalb des Untersuchungszeitraums ermittelt worden. Bemerkenswerter-

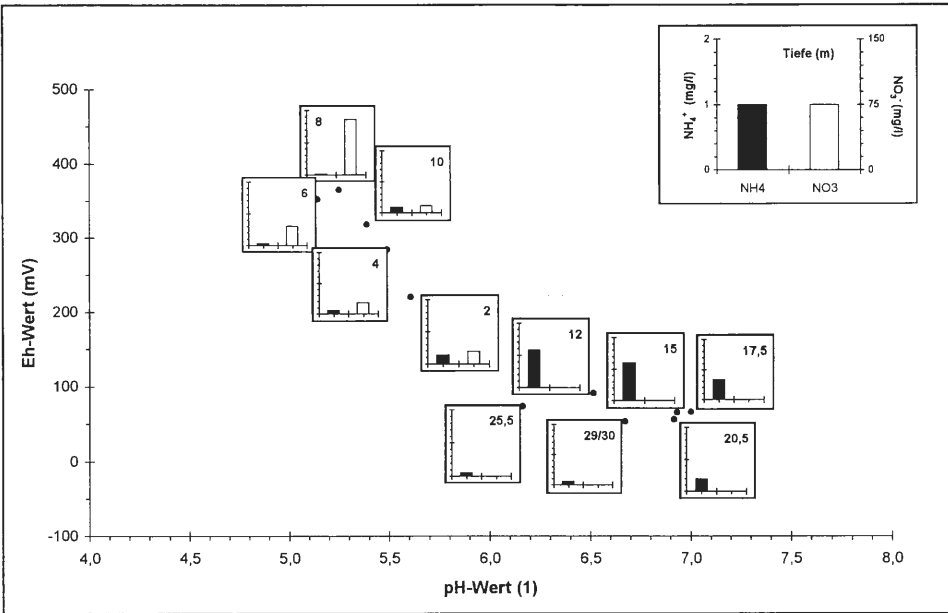


Abb. 45: Mittlere Ammonium- und Nitrat-Konzentrationen der Grundwässer des ML1 im pH-Eh-Diagramm.

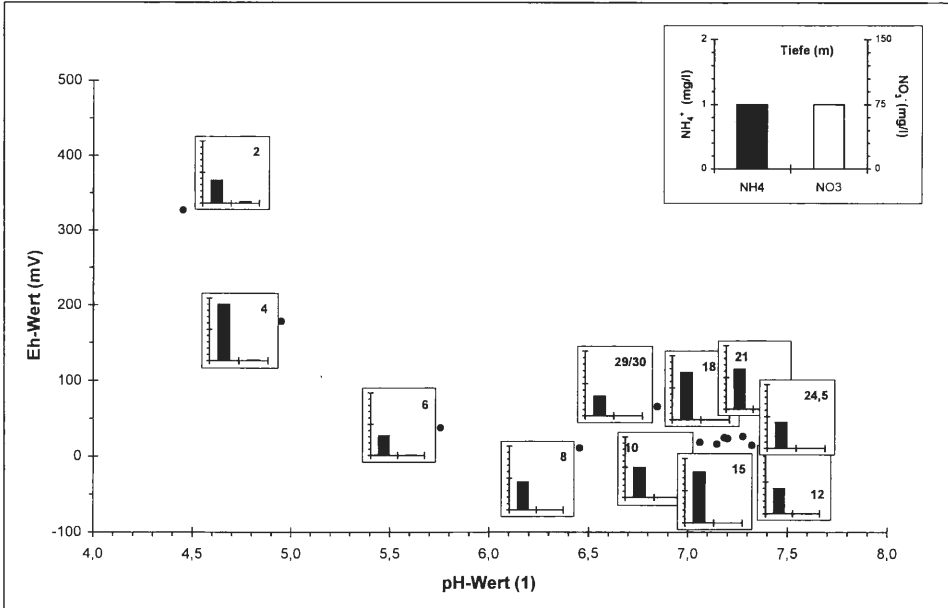


Abb. 46: Mittlere Ammonium- und Nitrat-Konzentrationen der Grundwässer des ML2 im pH-Eh-Diagramm.

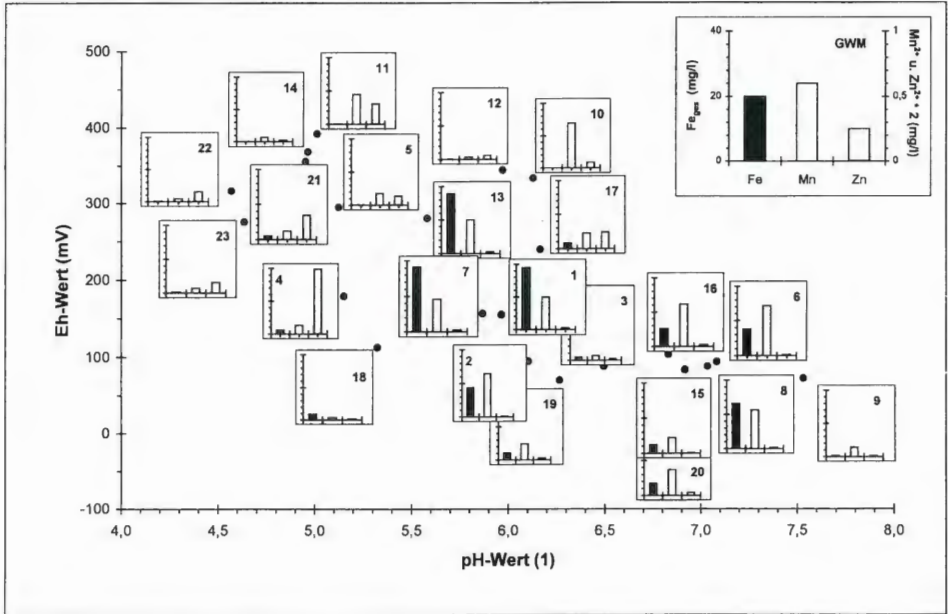


Abb. 47: Mittlere Eisen-, Mangan- und Zink-Konzentrationen der Grundwässer der GWM im pH-Eh-Diagramm.

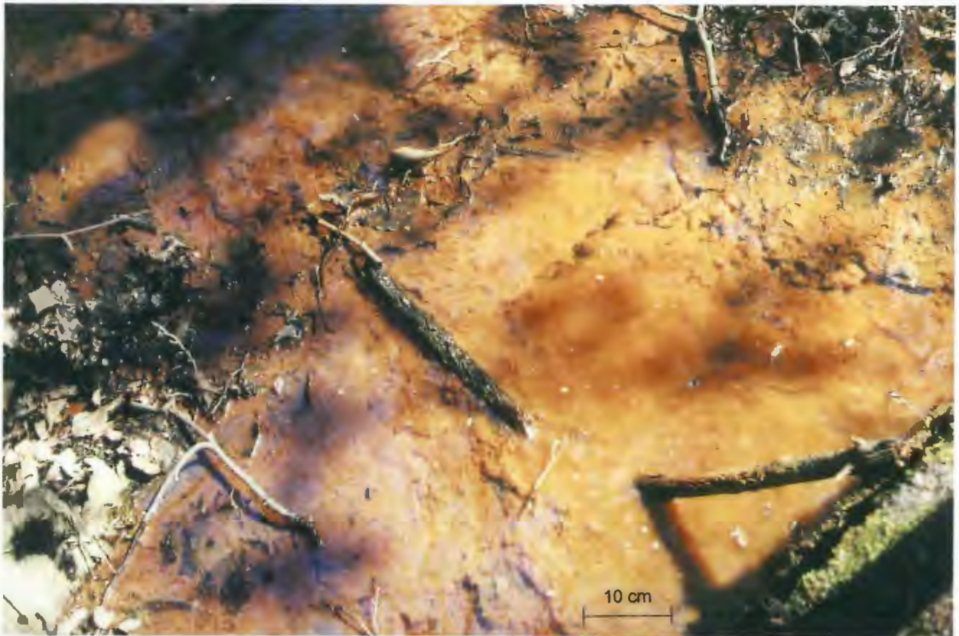


Abb. 48: Eisenausfällungen im Bereich einer kleinen Senke südöstlich des GHM.

weise treten in diesen Wässern zeitweise auch geringere Konzentrationen auf (Min.: 0,4 mg/l Fe_{ges}). Trotz reduzierender Verhältnisse wurden für die Meßstellen GWM 3 (Ø = 2 mg/l) und 9 (Ø = 1 mg/l) nur geringe Eisen-Konzentrationen gemessen.

Im Vergleich zu Literaturangaben sind die gemessenen Eisen-Konzentrationen z.T. extrem hoch und deuten damit auf einen hohen Anteil an geogenen Eisenverbindungen im Untergrund hin. Treten die eisenhaltigen Grundwässer plötzlich mit Sauerstoff in Verbindung, bildet sich ein braun-roter Schlamm (Ferrihydrit), wie er vielerorts im NSG beobachtet werden kann, z.B. in kleinen Senken (Abb. 48), in der Meerbecke sowie zeitweise in der Meßstelle GWM 21.

Die **Mangan**-Gehalte schwanken für die GWM im Mittel zwischen 0,04 und 0,69 mg/l (Abb. 47). Da Mangan sowohl bei pH-Werten < 6 als auch bei geringen Eh-Werten als Mn²⁺ in Lösung bleibt und einer der beiden Faktoren für alle Meßwerte zutrifft, wird der Mangan-Gehalt der untersuchten Wässer wohl im wesentlichen vom jeweiligen Angebot bestimmt. Höhere Meßwerte (0,46-0,72 mg/l) treten für die Meßstellen mit hohen Eisen-Gehalten auf (GWM 1, 2, 6, 7, 8, 13 und 16). Zudem weisen die Grundwässer der Meßstellen GWM 10 und 11 mit 0,69 bzw. 0,45 mg/l höhere Konzentrationen auf.

Die **Zink**-Konzentrationen schwanken im Mittel zwischen der Nachweisgrenze und 0,49 mg/l (Max.: 1,6 mg/l; GWM 4). Höhere Werte treten in der Regel bei geringen pH-Werten auf, da es bei einer Protonisierung zur Freisetzung der an Tonmineralien adsorbierten Schwermetalle kommt (LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG 1996). Eine Ausnahme stellen die Wässer der Meßstellen GWM 10 und 17 dar, die bei pH-Werten von 6,1 bzw. 6,2 leicht erhöhte Zink-Gehalte von 0,04 bzw. 0,12 mg/l aufweisen.

Erwartungsgemäß sind die **Eisen**-Gehalte für die Grundwässer des **ML1** bis 8 m Tiefe im Mittel gering (0,1-2,9 mg/l). Ab 10 m Tiefe (Ø = 8,6 mg/l Fe_{ges}) ist eine Konzentrationszunahme bis 26,5 mg/l (15 m) zu erkennen. Im unteren Drittel nehmen die Werte kontinuierlich bis zur Meßstellenbasis auf ein Niveau von 0,8 mg/l ab (Abb. 49).

Für **Mangan** ist auch hier keine eindeutige Abhängigkeit vom Milieu zu erkennen. Die Meßwerte schwanken im Mittel zwischen 0,06 und 0,52 mg/l. An der Grundwasseroberfläche sind sie mit 0,32 mg/l (Ø) leicht erhöht. Ab 6 m Tiefe nehmen die Konzentrationen von 0,18 mg/l bis in eine Tiefe von 15 m auf 0,53 mg/l zu. Im unteren Meßstellendrittel nehmen die Konzentrationen schließlich wieder ab (Ø = 0,07 mg/l).

Der **Zink**-Gehalt der Wässer des **ML1** schwankt zwischen der Nachweisgrenze und 0,48 mg/l. Im Mittel sind auch hier die Zink-Konzentrationen im Bereich der sauren, indifferenten Wässer (Ø = 0,10-0,21 mg/l) höher als für die reduzierenden Wässer im tieferen Aquiferabschnitt (Ø = 0,03-0,09 mg/l).

Für den **ML2** sind die **Zink**-Konzentrationen an der Grundwasseroberfläche ebenfalls mit 0,24 (2 m Tiefe) bzw. 0,22 mg/l (4 m Tiefe) gegenüber den tieferen Filterniveaus (Ø = < 0,03-0,04 mg/l) erhöht (Abb. 50).

Für **Mangan** schwanken die Werte im Mittel zwischen 0,19 und 0,81 mg/l, wobei hohe Werte in 4 m (Ø = 0,81 mg/l), 10 m (Ø = 0,75 mg/l) und 29 bis 30 m (Ø = 0,53 mg/l) festzustellen sind.

Eisen tritt im Bereich des **ML2** für die Wässer aller Filterniveaus auf. Während die Meßwerte der meisten Beprobungsniveaus unter 10 mg/l liegen, fallen die Wässer aus 6 und 8 m Tiefe durch vergleichsweise höhere Mittelwerte von 41,8 bzw. 22,4 mg/l auf.

Der Eintrag von **Phosphor** in den Boden erfolgt über die Verwitterung des Ausgangsgesteins, über organische Substanz sowie über den Niederschlag (F: 0,11 mg/l, W: 0,8 mg/l; NIEHAUS 1996). Von besonderer Bedeutung sind allerdings anthropogene Maßnahmen, wie z.B. der Einsatz von phosphathaltigen Düngern. Normalerweise bleibt der Eintrag in

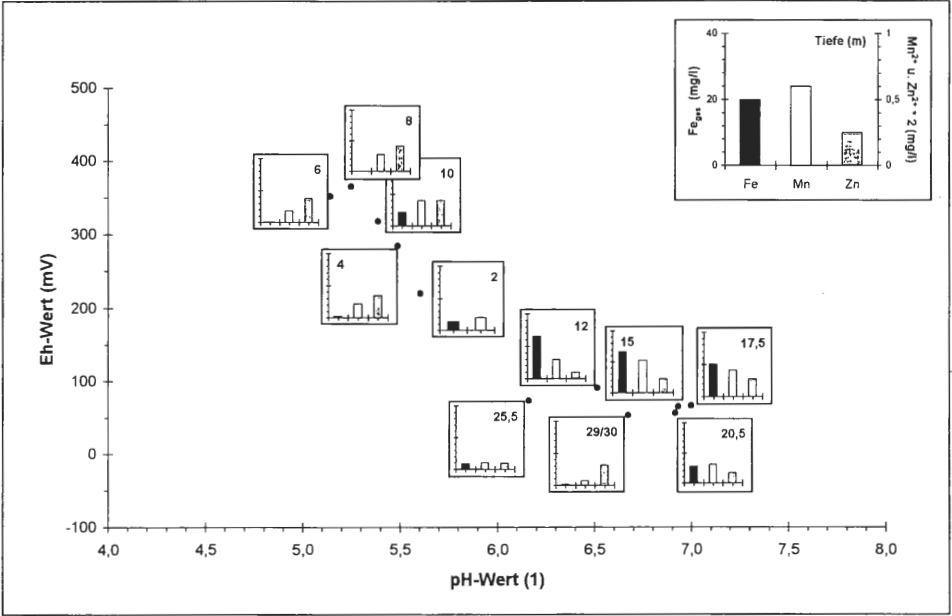


Abb. 49: Mittlere Eisen-, Mangan- und Zink-Konzentrationen der Grundwässer des ML1 im pH-Eh-Diagramm.

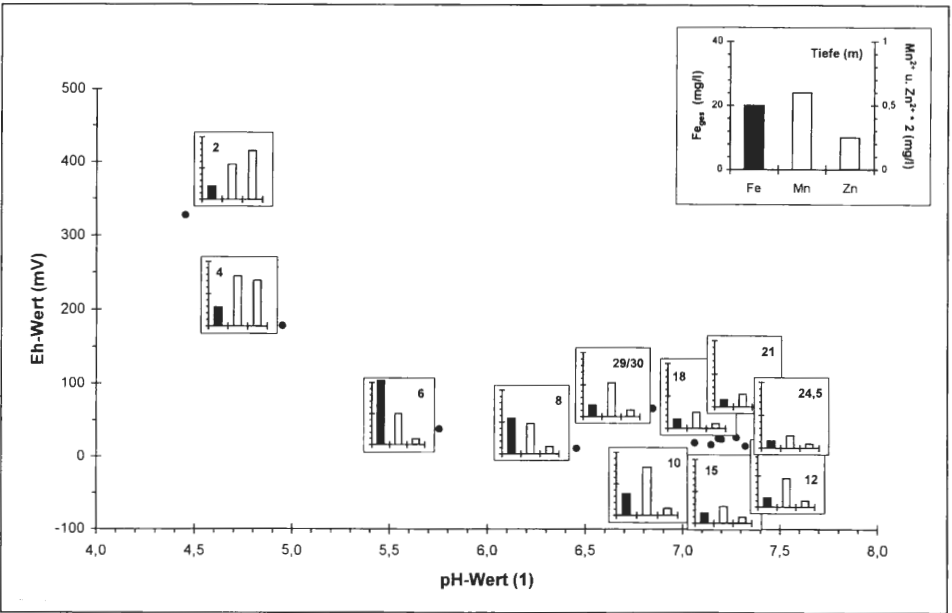


Abb. 50: Mittlere Eisen-, Mangan- und Zink-Konzentrationen der Grundwässer des ML2 im pH-Eh-Diagramm.

das Grundwasser aber gering ($\bar{O} = 0,06 \text{ mg/l}$; WEDEPOHL 1978), da Phosphat in hohem Maß durch die Pflanzen aufgenommen wird. Weiterhin spielt die Adsorption an Tonminerale, Fe- und Al-Oxide/Hydroxide sowie Huminsäuren eine wichtige Rolle (DVWK 1996b).

Während die Phosphat-Konzentrationen der **GWM** unter aeroben Verhältnissen durchweg gering sind ($\bar{O} = 0,01\text{-}0,05 \text{ mg/l}$), treten bei niedrigen Eh-Werten mit Ausnahme der Grundwässer der GWM 2 ($0,06 \text{ mg/l}$) und 3 ($0,04 \text{ mg/l}$) vergleichsweise hohe Konzentrationen ($\bar{O} = 0,25\text{-}2,20 \text{ mg/l}$) auf (Abb. 51). In der Regel sind die Konzentrationen bei gleichem Redoxpotential bei niedrigen pH-Werten geringer (z.B. GWM 4 = $0,08 \text{ mg/l}$ und GWM 18 = $0,15 \text{ mg/l}$), was bessere Adsorptionsfähigkeit unter sauren Bedingungen bestätigt (s.o.).

Für die z.T. extrem hohen Phosphat-Konzentrationen müssen nicht ausschließlich Dünger verantwortlich sein, denn als Phosphat-Quelle kommen im Untersuchungsgebiet auch Eisenverbindungen in Betracht.

Beide **Multilevel-Brunnen** zeigen ein ähnliches Phosphat-Tiefenprofil mit geringen mittleren Konzentrationen im oberen Aquiferabschnitt. Diese Zone entspricht für den ML1 (Abb. 52) dem aeroben Bereich bis 10 m Tiefe ($\bar{O} = 0,03 \text{ mg/l}$). Im ML2 (Abb. 53) reicht sie trotz der niedrigen Redoxpotentiale bis in eine Tiefe von 6 m ($\bar{O} = 0,06 \text{ mg/l}$), wahrscheinlich als Folge eines geringeren Phosphat-Angebots oder auch der geringen pH-Werte.

Im zweiten Tiefenabschnitt steigen die Konzentrationen kontinuierlich bis 17,5 bzw. 18 m Tiefe auf $0,76$ bzw. $1,06 \text{ mg/l}$ an. Während die Werte im ML2 schließlich wieder bis zur Sohle der Meßstelle auf $0,38 \text{ mg/l}$ im Mittel abnehmen, ist für den ML1 bis in eine Tiefe von 25,5 m zunächst ebenfalls eine Abnahme ($\bar{O} = 0,10 \text{ mg/l}$), dann aber eine erneute Zunahme bis auf $0,30 \text{ mg/l}$ (29-30 m) bei gleichzeitig zunehmendem pH-Wert zu erkennen.

Schwefel liegt in Böden und Gesteinen als Eiweißschwefel und als mineralische Form (z.B. Pyrit, Gips), elementar oder als Sulfat vor. Das Vorkommen der einzelnen Schwefelverbindungen wird entscheidend von den vorherrschenden Redoxbedingungen bestimmt. Unter anaeroben Bedingungen bei völligem Ausschluß von molekularem Sauerstoff und Nitrat sowie bei relativ hohem pH-Wert wird Sulfat (SO_4^{2-}) mikrobiell zu Hydrogensulfid (HS^-) reduziert. Bei niedrigeren pH-Werten erfolgt die Sulfatreduktion durch die Bakteriengattung *Desulfovibrio*. Als Nebenprodukt wird das wasserlösliche, intensiv riechende Gas Schwefelwasserstoff (H_2S) gebildet (HÖLTING 1996, BÖTTCHER et al. 1989).

Für die Mehrzahl der untersuchten Wässer konnte Schwefelwasserstoff zumindest zeitweise organoleptisch nachgewiesen werden. Ein Vergleich des Stabilitätsfelds aus MATTHESS (1994) mit den gemessenen Eh- und pH-Werten macht deutlich, daß H_2S im Untersuchungsgebiet nicht unter stabilen Verhältnissen vorkommt. Ähnliche Beobachtungen machten BÖTTCHER & STREBEL (1985) für das Fuhrberger Feld bei Hannover. Sie vermuten, daß rechnerisch nicht erfaßbare Komplexreaktionen zwischen Eisen bzw. Mangan und organischen Verbindungen dafür verantwortlich gemacht werden können. MATTHESS (1994) bemerkt zudem, daß eine Spezies (z.B. H_2S) zeitweise auch außerhalb ihrer Grenzbedingungen vorkommen kann, da die beteiligten Reaktionen sich nur langsam vollziehen.

Im Mittel zeigen die **GWM** mit hohen Redoxpotentialen (GWM 5, 10-14, 17, 21-23) keinen eindeutigen Schwefelwasserstoffgeruch. Die Wässer der übrigen Meßstellen fallen hingegen durch einen Schwefelwasserstoffgeruch auf. Unter reduzierenden Bedingungen wird hier Sulfat zu H_2S mikrobiell reduziert.

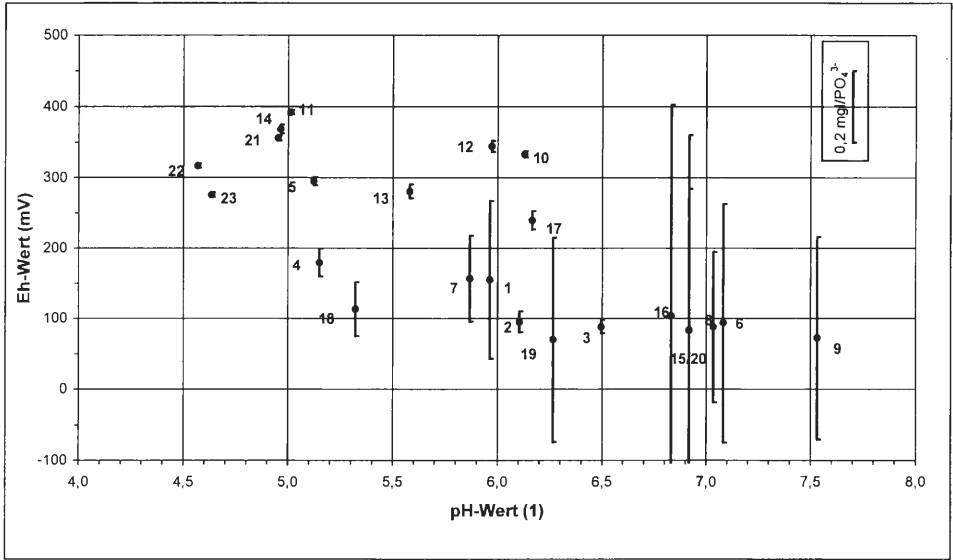


Abb. 51: Mittlere Phosphat-Konzentrationen der Grundwässer der GWM im pH-Eh-Diagramm.

Hydrogensulfid konnte bei der einmaligen Messung unabhängig vom pH-Wert nur für die Meßstellen GWM 2, 4 und 19 in geringen Konzentrationen von 0,1 bis 0,3 mg/l nachgewiesen werden. Höhere Konzentrationen ließen sich ausschließlich für die Meßstelle GWM 18 (1,0 mg/l) bestimmen.

Für die Grundwässer des MLI deuten der eindeutige Schwefelwasserstoffgeruch und abnehmende Sulfat-Konzentrationen ab 15 m Tiefe eine Sulfatreduktion an. Die Geruchsintensität nimmt mit der Tiefe zu, wobei im untersten Niveau wieder ein Rückgang spürbar ist. Bemerkenswerterweise ist zeitweise auch an der Grundwasseroberfläche (2 m

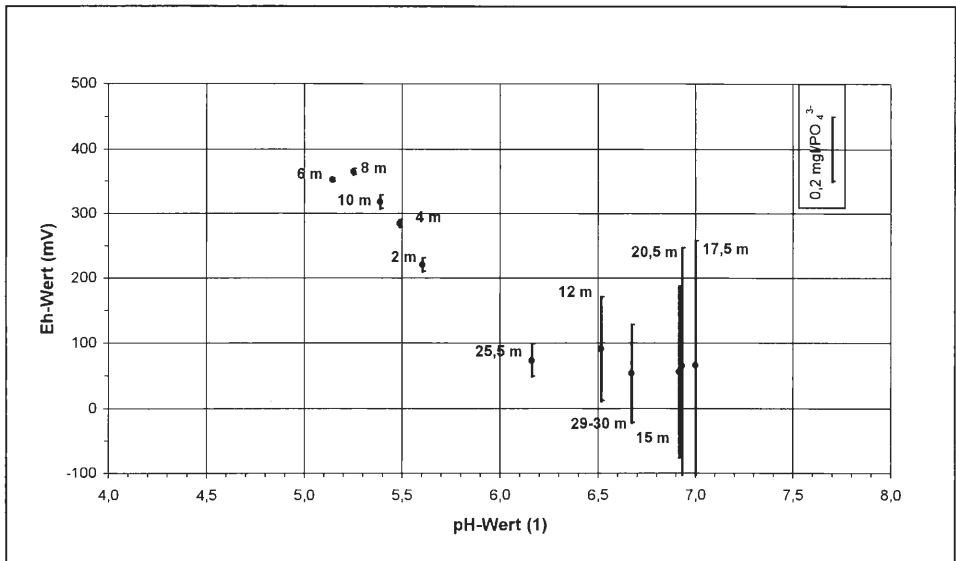


Abb. 52: Mittlere Phosphat-Konzentrationen der Grundwässer des MLI im pH-Eh-Diagramm.

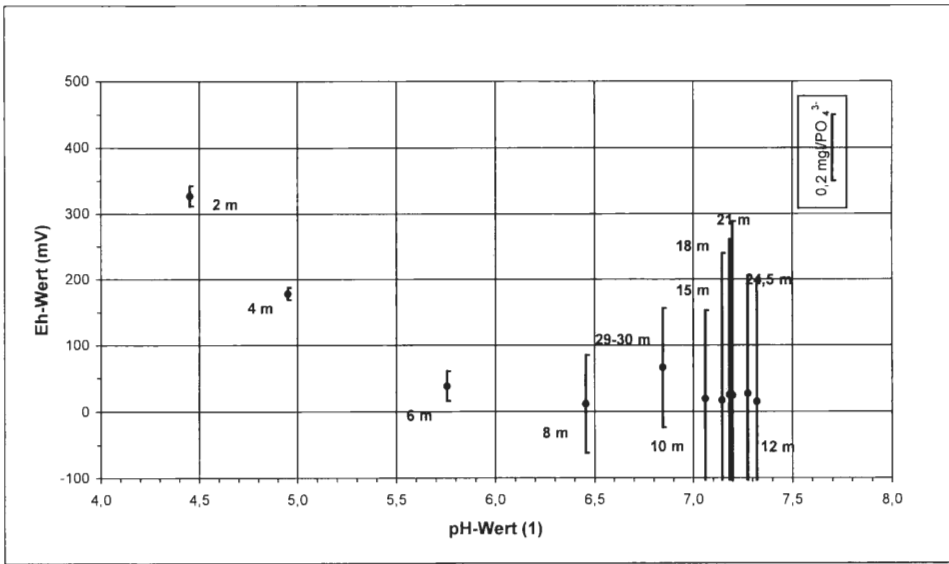


Abb. 53: Mittlere Phosphat-Konzentrationen der Grundwässer des ML2 im pH-Eh-Diagramm.

Tiefe) ein H_2S -Geruch wahrnehmbar. Hydrogensulfid konnte nicht nachgewiesen werden. Auch die Grundwässer des **ML2** sind im reduzierenden Bereich zwischen 6 bis 24,5 m Tiefe in der Regel durch einen eindeutigen Schwefelwasserstoffgeruch gekennzeichnet. Besonders deutlich ist diese organoleptische Besonderheit in 6 bis 8 m und 15 m Tiefe. Zur Basis der Meßstelle nimmt die Geruchskonzentration kontinuierlich ab. Belegt wird die Sulfatreduktion durch minimale Sulfat-Konzentrationen im Tiefenabschnitt zwischen 15 bis 21 m ($\bar{\varnothing} = 1\text{-}6\text{ mg/l}$). Hydrogensulfid konnte bei den zwei Einzelmessungen in einer Tiefe von 6 bis 10 m mit Konzentrationen von 0,1 bis 0,3 mg/l gemessen werden.

Aus einem Vergleich der Härtedreiecke (Abb. 32 - Abb. 34) und der pH-Eh-Diagramme (Abb. 41 - Abb. 43) wird deutlich, daß die **Hydrogencarbonat**-Konzentrationen der **GWM** im wesentlichen von den vorherrschenden pH-Werten bestimmt werden. So konnten bei niedrigen pH-Werten ausschließlich minimale und bei hohen pH-Werten hohe Hydrogencarbonat-Konzentrationen gemessen werden.

Für den **ML1** ist der Zusammenhang zwischen pH-Wert und gelöstem Kohlendioxid am parallelen Verlauf der Tiefenprofile erkennbar, die sich außerdem zu dem des Hydrogencarbonats gegenläufig verhalten. Das Kohlendioxid-Tiefenprofil zeigt im Mittel sowohl an der Grundwasseroberfläche (83 mg/l) als auch im Bereich von 12 bis 17,5 m (69 mg/l) leicht erhöhte Konzentrationen an gelöstem Kohlendioxid. Während die höheren Gehalte an der Grundwasseroberfläche im wesentlichen mit dem Sickerwasser in das Grundwasser gelangt sind, liefert das gelöste Kohlendioxid in tieferen Aquiferabschnitten Hinweise auf Stoffwechselreaktionen.

Für den **ML2** bedingen hohe CO_2 -Gehalte ($\bar{\varnothing} = 136\text{ mg/l}$) an der Grundwasseroberfläche unter anderem geringe pH-Werte. Da das Carbonat-Puffersystem hier bereits erschöpft ist, konnten nur entsprechend niedrige Hydrogencarbonat-Konzentrationen gemessen werden. Mit abnehmenden CO_2 -Gehalten und zunehmenden pH-Werten nimmt auch der Hydrogencarbonat-Gehalt wieder zu.

3.3.5 Zeitliche Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit

Im folgenden werden für ausgewählte Meßstellen die Ganglinien ausgesuchter Parameter dargestellt, die auf eine anthropogene bzw. geogene Beeinflussung der Grundwasserqualität hindeuten. Wie aus den vorangestellten Ausführungen und auch früheren Arbeiten (PUST 1993, WEINERT et al. 1998) hervorgeht, sind Beeinträchtigungen entlang der Landstraße L504 und der Meerbecke sowie im Kontaktbereich landwirtschaftlicher Nutzflächen nachgewiesen. Zeitweise erhöhte elektrische Leitfähigkeiten für die Wässer des ML2 (2-6 m) und der Meßstelle GWM 19 können eventuell ebenfalls auf einen anthropogenen Einfluß zurückgeführt werden.

Saisonale Schwankungen sowie langjährige Trends in der Grundwasserbeschaffenheit werden in der Regel durch die schwankende Zufuhr von Sickerwasser und die unterschiedliche Beschaffenheit des Grundwasserzustroms hervorgerufen. Darüber hinaus können räumliche Schwankungen der Grundwasserscheiden sowie eine Höhenschwankung der Redoxkline zur Variabilität der Grundwasserbeschaffenheit beitragen (SCHEYTT 1994).

Die östlich der **Landstraße** gelegenen Meßstellen GWM 2 und 3 zeigen im dokumentierten Zeitabschnitt deutliche Leitfähigkeits-Schwankungen (Abb. 54). Diese werden, wie aus der Korrelationsanalyse hervorgeht, durch die Gehalte der tausalzspezifischen Stoffe Chlorid, Natrium, Calcium, Magnesium und Sulfat (SCHORB 1988) sowie Hydrogencarbonat bestimmt.

Für die im Abstrom der Landstraße gelegene Meßstelle **GWM 2** sind jeweils in den Winter-/Frühjahrsmonaten hohe elektrische Leitfähigkeiten bis zu 1931 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Januar 1997) gemessen worden. Diese Tatsache läßt vermuten, daß der Fahrbahnabfluß mit nur geringer zeitlicher Verzögerung das Grundwasser erreicht. Die Konzentrationsänderung ist dabei vom witterungsabhängigen Tausalzverbrauch und der Niederschlagsmenge abhängig.

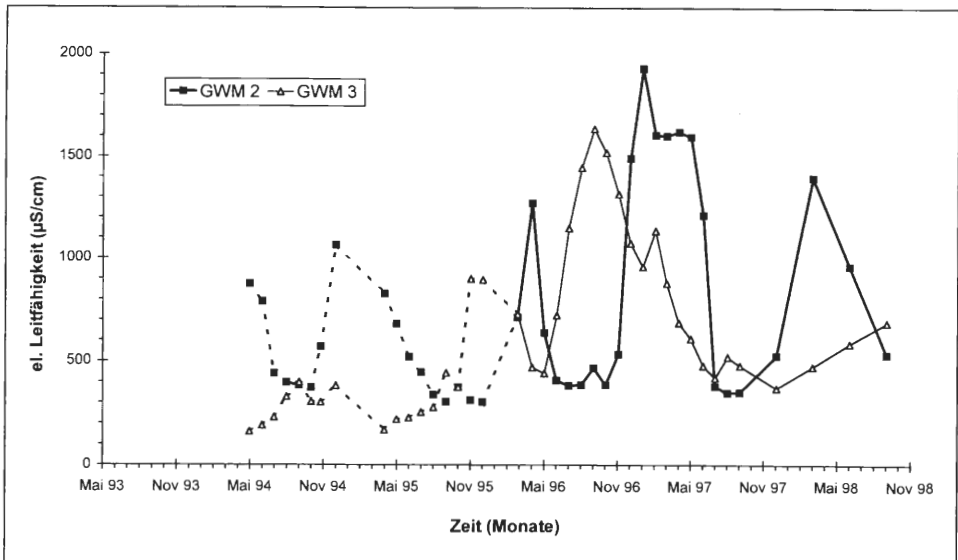


Abb. 54: Variation der elektrischen Leitfähigkeit der Grundwässer der an der Landstraße L504 gelegenen Meßstellen GWM 2 und 3 während des Untersuchungszeitraums (—), Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

Die Wässer der Meßstelle **GWM 3** zeigen im Vergleich zur GWM 2 einen abweichenden Verlauf der elektrischen Leitfähigkeiten. Höhere elektrische Leitfähigkeiten treten für diese Meßstelle nicht regelmäßig und zudem phasenverschoben zu denen der Meßstelle GWM 2 auf (Abb. 54).

Bemerkenswert ist, daß für die westlich der Landstraße gelegene Meßstelle GWM 1 keine ausgeprägten Leitfähigkeits-Schwankungen beobachtet werden können. Hier scheint sich der Einfluß der Straße weniger bzw. gar nicht auszuwirken, da die GWM mehr oder weniger im Anstrom der Straße liegt.

Der direkte Einfluß der **Landwirtschaft** soll hier anhand der düngerspezifischen Parameter Nitrat, Ammonium und Kalium verdeutlicht werden. Die Verlagerung des Stickstoffs erfolgt fast ausschließlich in Form von Nitrat. Nennenswerte N-Verlagerungen als Ammonium-Stickstoff stellten ASMUS et al. (1998) in Sandböden nur im Spätherbst und Frühjahr fest, wenn die Nitrifizierung des Ammonium-N wegen nicht ausreichender Bodentemperatur stark eingeschränkt ist. Aber auch nach Gülledüngung kann Ammonium in erheblichen Mengen im Sickerwasser auftreten. Zudem kann es in vernässten Böden auch als Reduktionsprodukt von Nitrat entstehen.

Der Einfluß der Landwirtschaft läßt sich besonders eindeutig für den in der Kontaktzone eines Maisackers positionierten **ML1** aufzeigen (Abb. 55). Die Ganglinien der oberen beiden Filterniveaus (2 und 4 m) belegen für den Parameter Nitrat in den Frühjahrsmonaten 1997 und 1998 erhöhte Konzentrationen (Max.: 76 bzw. 108 mg/l). Kalium und Ammonium zeigen zu den genannten Zeitpunkten eine ähnliche Tendenz. Diese Beobachtung läßt auf einen erhöhten Stoffeintrag mit dem verstärkt in den Wintermonaten auftretenden Sickerwasser schließen. In einer Tiefe von 6 m sind zwar auch noch deutliche Konzentrationsschwankungen zu beobachten, doch ist ein eindeutiger jahreszeitlicher Gang nicht zu erkennen.

Die Grundwässer aus 8 m Tiefe zeigen für Nitrat bis zum September 1998 einen ansteigenden Trend von 107 auf 168 mg/l. Für Kalium sind seit Beginn der Untersuchungen bis Mai 1997 ebenfalls steigende Gehalte von 29 auf 39 mg/l zu beobachten; ab September 1997 nehmen die Konzentrationen bis zum Ende der Untersuchungen wieder auf 21 mg/l ab. Die Ammonium-Konzentrationen verharren hingegen mit Ausnahme der ersten Beprobungsmonate mit durchschnittlich 0,04 mg/l auf einem vergleichsweise geringen Niveau. Eine Zunahme der Nitrat-Konzentration von 4 auf 43 mg/l bei abnehmenden Ammonium-Gehalten (von 0,36 auf 0,03 mg/l) in 10 m Tiefe deutet entweder auf eine Beeinträchtigung des Denitrifikationsvermögens oder auch auf einen tiefer reichenden Einfluß der Landwirtschaft hin.

Aufgrund ihrer Position im Gelände können für die Meßstellen GWM 11 und 12 ähnliche Verhältnisse wie für den ML1 angenommen werden. Für die Wässer der Meßstelle **GWM 11** sind im jahreszeitlichen Gang geringe Nitrat-Werte in den Winter- und Frühjahrsmonaten und hohe Konzentrationen in den Sommermonaten zu erkennen, wobei die Maxima für die Jahre 1997 und 1998 geringer ausfallen (Abb. 56). Eventuell läßt sich das im Vergleich zum ML1 (2 und 4 m Tiefe) zeitlich verschobene Auftreten der Maxima mit der geringfügig größeren Entfernung (ca. 10 m) zu den landwirtschaftlichen Flächen erklären. Möglicherweise spielt aber auch die Tatsache eine Rolle, daß es sich bei den Wässern der Grundwassermeßstellen um Mischwässer des ersten Dekameters handelt. Für die Kalium-Gehalte kann im Gegensatz zu den Nitrat-Gehalten kein eindeutiger Jahresgang beobachtet werden. Generell liegen die Konzentrationen der aktuellen Untersuchungen gegenüber früheren Untersuchungen im Mittel geringfügig höher. Für die Meßstelle **GWM 12** ergaben sich gegenüber dem Ganglinienverlauf der Meßstelle GWM 11 zeitweise deutliche Abweichungen. So waren die Nitrat-Konzentrationen 1993 bis 1996 mit < 25 mg/l unauffällig (Abb. 57). 1992 wurden dagegen zeitweise Gehalte von bis zu 60 mg/l (PUS 1993)

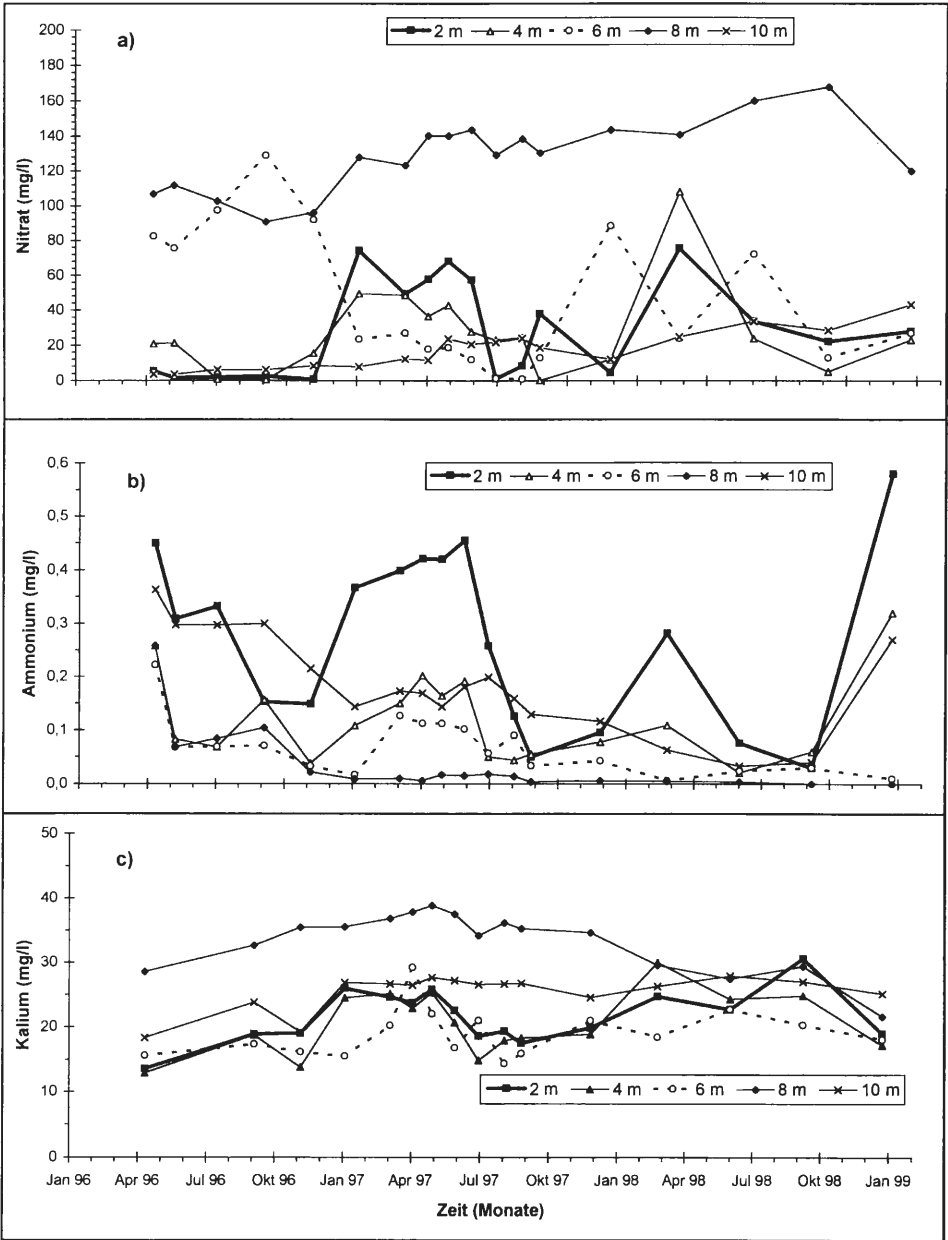


Abb. 55: Zeitliche Variation der Nitrat- (a), Ammonium- (b) und Kalium-Konzentration (c) der Wässer flachgründiger Tiefenniveaus des ML1 (2 - 10 m).

und während der aktuellen Untersuchungen sogar Konzentrationen von bis zu 139 mg/l (April 1997) gemessen. Zudem konnte im aktuellen Untersuchungszeitraum ein Jahresgang ähnlich dem der Meßstelle GWM 11 beobachtet werden. Gegen Ende der Untersuchungen nahmen die Meßwerte wieder auf ein niedriges Niveau ab (September 1998: 21 mg/l), was auch für die Kalium-Gehalte zutrifft.

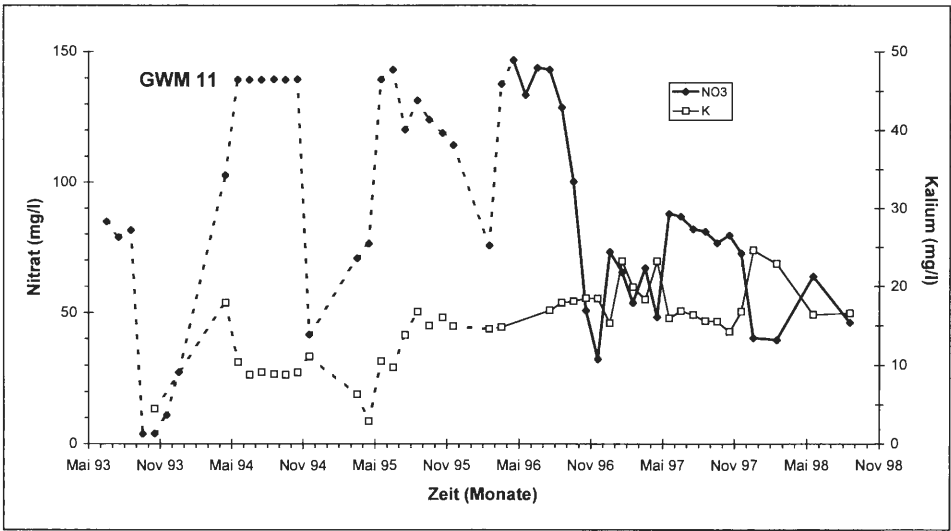


Abb. 56: Variation der Nitrat- und Kalium-Konzentration der Wässer der Meßstelle GWM 11 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

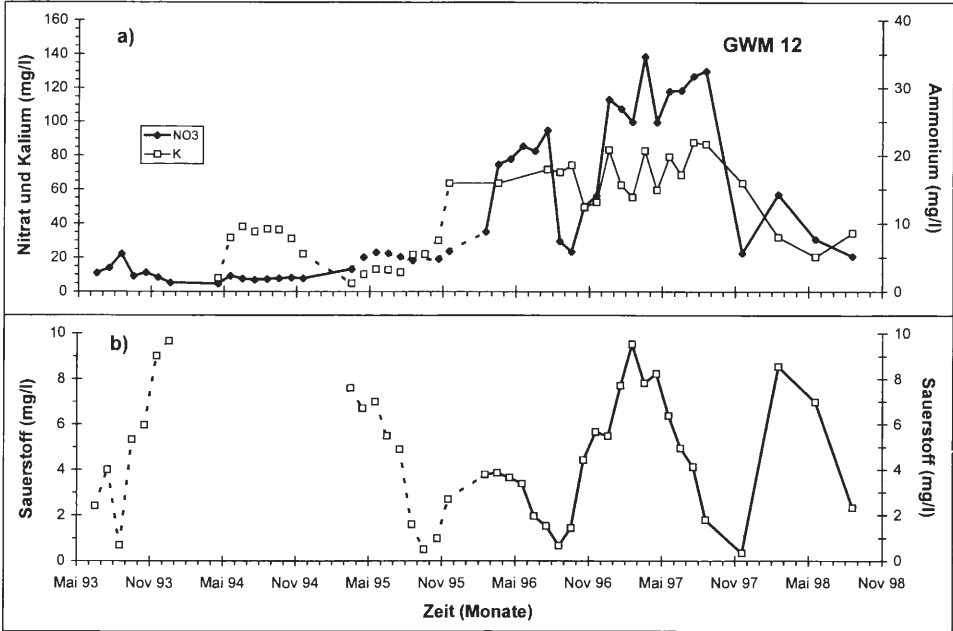


Abb. 57: Variation der Nitrat-, Kalium- und Ammonium-Konzentration (a) sowie der Sauerstoff-Gehalte (b) der Grundwässer der Meßstelle GWM 12 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

Die niedrigen Nitrat-Konzentrationen der Jahre 1993 bis 1995 lassen sich nicht, wie zu vermuten ist, mit einem geringeren Düngeniveau der im Anstrom liegenden Äcker erklären, da zu diesem Zeitpunkt auf diesen Flächen Maisanbau betrieben wurde (BANGERT & KOWARIK 2000). Auch eine Denitrifikation scheint aufgrund hoher Sauerstoff-Gehalte als Erklärung nur bedingt wahrscheinlich.

Für die Meßstelle **GWM 5** ist ein ähnlicher Jahresgang wie für die oberen Filterstufen des ML1 zu beobachten, allerdings werden hier die Schwankungen von einem generell ansteigenden Trend überlagert (Abb. 58). Für Kalium ist ebenfalls ein steigender Trend zu beobachten; jahreszeitliche Schwankungen sind für diesen Parameter im Gegensatz zum Nitrat allerdings nicht eindeutig zu erkennen.

Für die Meßstelle **GWM 4**, die nur ca. 100 m von der GWM 5 entfernt liegt, ist bis Juni 1997 ebenfalls ein jahreszeitlich beeinflusster Nitrat-Gang dokumentiert, wobei die jeweiligen Maxima einen insgesamt abnehmenden Trend zeigen. Berücksichtigt man zu den in Abb. 59 dargestellten Meßwerten die von PUST für 1992 ermittelten Konzentrationen (43-210 mg/l), ist für diese Meßstelle eine kontinuierliche Konzentrationsabnahme des Nitrats über einen Zeitraum von mindestens 6 Jahren feststellbar. Ab Juni 1997 wurden schließlich nur noch minimale Nitrat-Gehalte nachgewiesen. Aufgrund gleichbleibender Ammonium- und Kalium-Konzentrationen bei gleichzeitig ganzzeitig geringen Sauerstoff-Gehalten ist diese Tendenz nicht auf einen verringerten Eintrag, sondern vielmehr auf einen chemischen Milieuwechsel von oxidierenden zu reduzierenden Verhältnissen zurückzuführen. Ursächlich dafür dürfte ein Vegetationswechsel - bei gleichzeitiger Düngung (Stickstoff-, Phosphat- und Kalidünger) - der westlich angrenzenden Fläche von Acker zu Grünland sein, der eine Änderung der Milieubedingungen verursacht.

Für die Wässer der Meßstelle **GWM 10**, die sich ebenfalls durch hohe Nitrat-Gehalte auszeichnet, sind keine eindeutigen jahreszeitlichen Schwankungen zu erkennen. Allerdings muß berücksichtigt werden, daß hier im Vergleich zu den anderen Meßstellen weniger Meßwerte vorliegen. Da einer der angrenzende Äcker während der letzten Jahre zeitweise als Grünland genutzt wurde, wären Konzentrationschwankungen denkbar. Andererseits ist auch ein Einfluß tieferer Wässer möglich.

Für die Meßstellen **GWM 14** und **22** der Meßstellengruppe E ist ein paralleler Verlauf der Nitrat-Ganglinien zu beobachten (Abb. 60), wobei die Gehalte der Meßstelle GWM 22 immer unter denen der GWM 14 liegen. Die Ganglinien folgen einem zweijährigen Zyklus. Die jeweiligen Maxima bzw. Minima fallen jeweils in den Frühsommer. Ein Einfluß der Landwirtschaft ist dabei unsicher.

Die an der **Meerbecke** gelegenen Meßstellen GWM 6 und 8 fallen durch eine gegenüber den anderen Meßstellen der Meerbeckeniederung vergleichsweise höhere Mineralisation auf (Kap. 3.3.3). Außerdem sind hier im Gegensatz zu den anderen an der Meerbecke gelegenen GWM auch Besonderheiten im zeitlichen Verlauf zu beobachten. So konnte für die Meßstelle GWM 6 von März 1995 bis März 1997 ein kontinuierlicher Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit von 693 auf 949 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen werden. Ab Juni 1997 bleiben die Werte schließlich bis zum Ende des Untersuchungszeitraums auf einem Niveau von ca. 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Abb. 61).

Die Vermutung liegt nahe, daß das Grundwasser hier durch die Meerbecke beeinflusst wird. In diese wurde von einem Steinbruchbetrieb im Uffelner Raum zwischen 1987 und 1997 Niederschlags- und Grundwasser eingeleitet. Bei den Grundwässern handelt es sich um hoch mineralisierte, bergbaubeeinflusste Wässer. Die seit Beginn des Jahres 1997 täglich vom Stationspersonal gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten der Meerbecke (Höhe Biologische Station) zeigen deutlich die aus der Wassereinleitung resultierenden kurzfristigen Erhöhungen der elektrischen Leitfähigkeit bis zu 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Abb. 62).

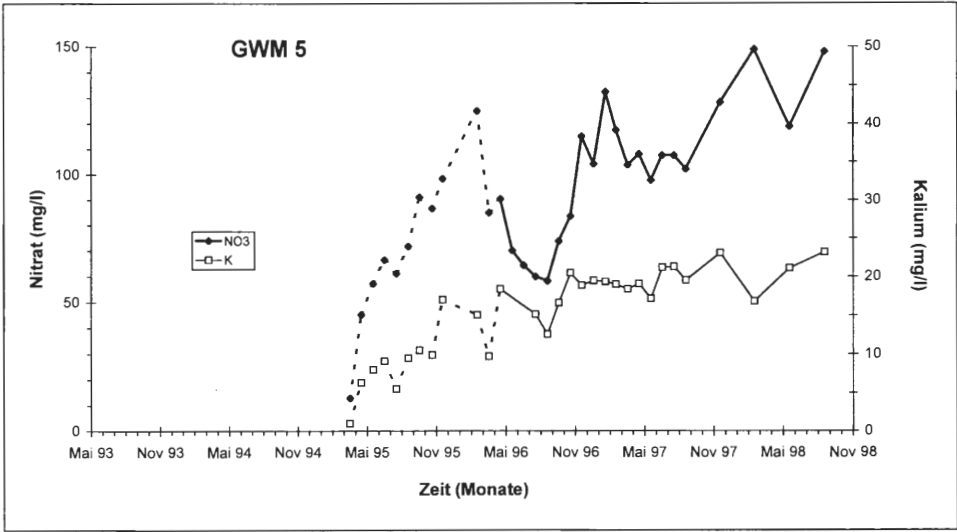


Abb. 58: Entwicklung der Nitrat- und Kalium-Konzentration der Grundwässer der Meßstellen GWM 5 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

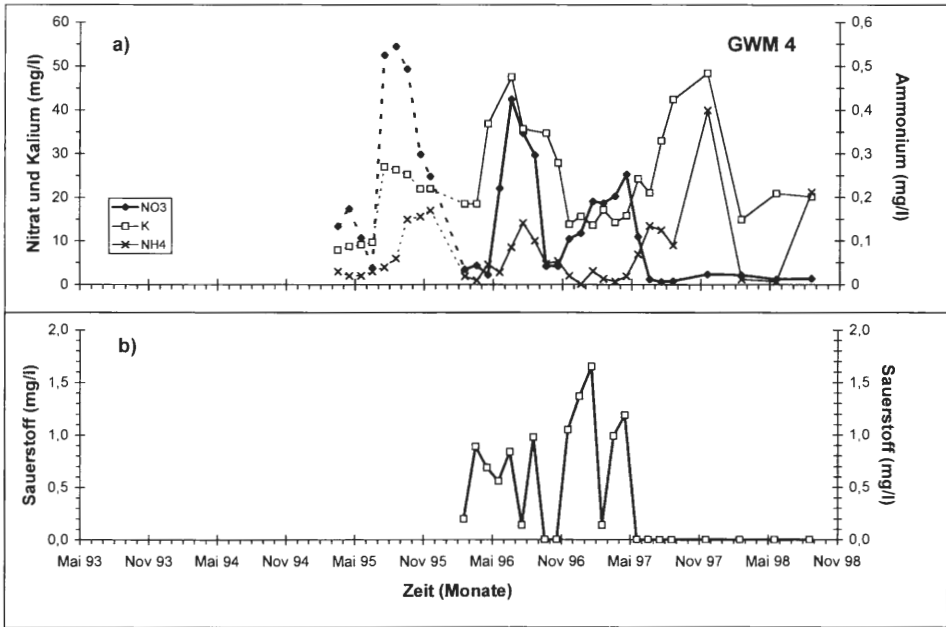


Abb. 59: Variation der Nitrat-, Ammonium- und Kalium-Konzentration (a) sowie der Sauerstoff-Gehalte (b) der Wässer der Meßstelle GWM 4 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

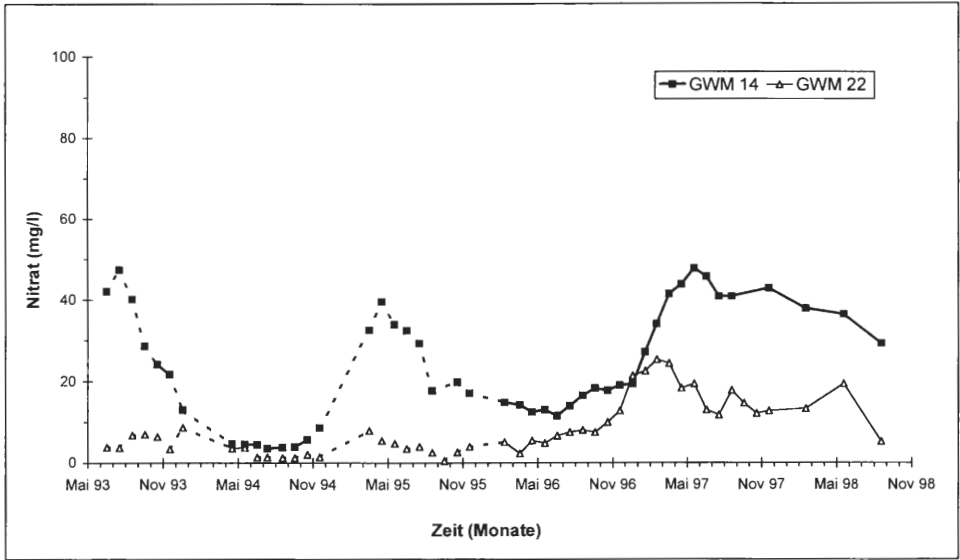


Abb. 60: Variation der Nitrat-Konzentration der Grundwässer der Meßstellen GWM 14 und 22 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

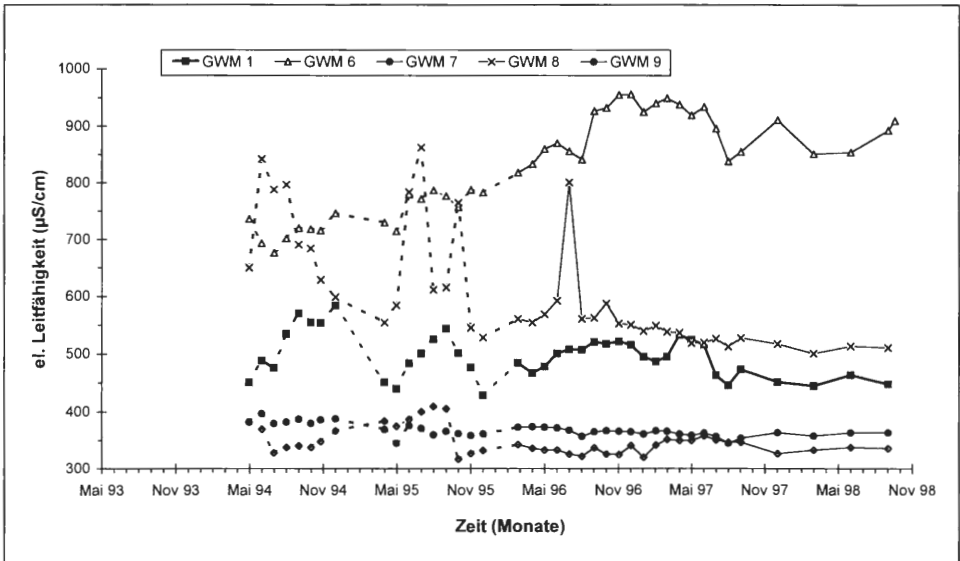


Abb. 61: Variation der elektrischen Leitfähigkeit der Grundwässer der an der Meerbecke gelegenen GWM während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

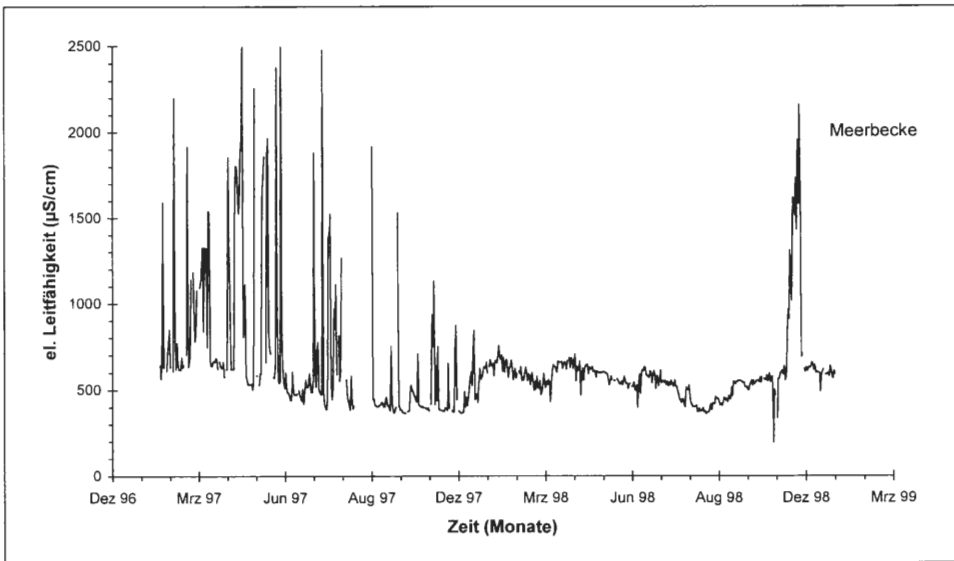


Abb. 62: Elektrische Leitfähigkeit (Tageswerte) der Meerbecke für die Jahre 1997 bis 1998.

Seit 1998 leitet der Steinbruch seine Wässer in die Hörsteler Aa (Ausnahme: 12.-25.11.1998), was eine Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit der Meerbecke auf 550 $\mu\text{S/cm}$ im Mittel zur Folge hatte. Damit liegt die elektrische Leitfähigkeit allerdings immer noch um durchschnittlich 250 $\mu\text{S/cm}$ über den zwischen 1974 und 1987 ermittelten Werten (PUST 1993).

Unter Berücksichtigung der an der Meerbecke erhobenen Daten ließen sich die steigenden und anschließend auch wieder geringfügig abnehmenden bzw. stagnierenden Meßwerte für die Meßstelle GWM 6 leicht erklären. Grundsätzlich ist zu überlegen, ob nicht auch teilweise eine andere Beeinflussung für die gemachte Beobachtung in Frage kommt, denn prinzipiell ist auch eine Unterströmung der Meerbecke als Folge der Vorflutfunktion des GHM denkbar. Dafür würde z.B. die Tatsache sprechen, daß sich die Veränderungen der Mineralisation der GWM 6 im wesentlichen auf die Ionen Sulfat, Calcium und Hydrogencarbonat beschränken. Die erhöhten elektrischen Leitfähigkeiten der Meerbecke ergeben sich jedoch zudem durch hohe Chlorid- und Natrium-Gehalte (PUST et al. 1997). Da sich zumindest Chlorid im Grundwasserleiter konservativ verhält, müßte dieses also auch an der steigenden Mineralisation der GWM 6 beteiligt sein. Somit scheint hier zu dem Einfluß der Meerbecke auch ein Einfluß der benachbarten landwirtschaftlichen Flächen spürbar zu sein, denn steigende Sulfat- und Hydrogencarbonat-Konzentrationen sowie eine zunehmende Härte lassen auf Denitrifikationsprozesse schließen. Auch ein Einfluß mineralisierter Tiefenwässer ist nicht vollständig auszuschließen.

Als Besonderheit für die Wässer der Meßstelle **GWM 8** sind kurzfristige Leitfähigkeits-Erhöhungen von ca. 550 auf 800 $\mu\text{S/cm}$ in einem Zeitabschnitt von März 1995 bis August 1996 jeweils in den Sommermonaten zu nennen (Abb. 61). An den kurzfristigen Leitfähigkeits-Anstiegen sind Sulfat, Chlorid, Natrium, Ammonium und organische Substanzen beteiligt. Ab August 1996 nehmen die elektrischen Leitfähigkeiten bis zum Ende der vorliegenden Beprobungsreihe schließlich kontinuierlich von 588 auf 511 $\mu\text{S/cm}$ ab.

Der erhöhte Kaliumpermanganatverbrauch bei hohen elektrischen Leitfähigkeiten kann als Hinweis auf eine oberflächennahe Verunreinigungsquelle gedeutet werden (Kap.

3.3.2), wie z.B. durch eine kurzfristige Ausuferung der Meerbecke. Diese werden im Bereich der Meßstelle GWM 8 durch eine nur geringe Uferböschung begünstigt. Eventuell sind die hohen elektrischen Leitfähigkeiten aber auch auf Mineralisationsprozesse bei niedrigen Grundwasserständen zurückzuführen.

Die am ehemaligen Hausbrunnen der Biologischen Station (BR_{St}) durchgeführten Analysen (1962-1977) ermöglichen ebenfalls Aussagen über die zeitliche Veränderung der Grundwasserqualität im Bereich der Meerbeckeniederung. Der Stationsbrunnen befand sich auf dem heutigen Parkplatz der Biologischen Station, also zwischen den Meßstellen GWM 1 und 6.

In den Jahren 1962 bis 1977 betrug die elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers durchschnittlich 290 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Demnach lagen sie ähnlich hoch wie die der Meerbecke zum damaligen Zeitpunkt (s.o.). Bemerkenswert ist die Tatsache, daß bereits damals mehrjährige Schwankungen der elektrischen Leitfähigkeiten ($\emptyset = \text{ca. } 200 \mu\text{S}/\text{cm}$) beobachtet wurden. Verursacht wurden die Schwankungen durch Veränderungen der Sulfat- und Chlorid-Gehalte sowie der Gesamthärte. Angaben über Alkali-Konzentrationen liegen nicht vor.

Ein Vergleich der elektrischen Leitfähigkeiten zeigt, daß die Meßwerte des Hausbrunnens niedriger waren als die aktuellen elektrischen Leitfähigkeiten aller an der Meerbecke gelegenen GWM. Die Differenz zu den benachbarten Meßstellen GWM 1 und 6 betragen im Mittel 200 bzw. sogar 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Der Vergleich einzelner Ionen macht zudem deutlich, daß sich auch die Zusammensetzung der Wässer geändert hat. Unsicherheiten in der Bewertung ergeben sich allerdings infolge unterschiedlicher Entnahmetiefen, unterschiedlicher Fördermengen und voneinander abweichender Untersuchungsmethoden.

Grundsätzlich ist jedoch festzuhalten, daß bereits damals in der Meerbeckeniederung hohe Eisen-Gehalte auftraten, die auf ein reduziertes Milieu und einen hohen Gehalt an geogenen Eisenverbindungen im Untergrund schließen lassen.

Neben der bereits beschriebenen - im wesentlichen einzugsgebietabhängigen Grundwasserprägung - konnten einige **weitere qualitative Auffälligkeiten im Grundwasser** beobachtet werden, auf die im folgenden eingegangen wird.

Für die Grundwässer des **ML2** wurde Ende 1996 in 2 und 4 m Tiefe ein deutlicher Leitfähigkeits-Anstieg von 335 auf 655 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bzw. von 347 auf 566 $\mu\text{S}/\text{cm}$ beobachtet. Im Januar wurde das jeweilige Maximum mit 658 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (2 m) bzw. 1091 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (4 m) registriert. Auch in 6 m Tiefe konnte noch ein Leitfähigkeits-Anstieg bis auf 646 $\mu\text{S}/\text{cm}$ beobachtet werden. Hier fiel der Anstieg allerdings in den Zeitraum von Januar bis Juli 1997. Für alle drei Filterniveaus gingen die Meßwerte bis zum Ende der Untersuchungen wieder auf ihr ursprüngliches Niveau bzw. sogar darunter zurück (Abb. 63).

Für alle drei Filterstufen werden die zunehmenden elektrischen Leitfähigkeiten von den Parametern Sulfat, Calcium, Magnesium und untergeordnet Mangan gesteuert. Zudem spielen in den oberen beiden Niveaus Kalium und Ammonium eine Rolle. In 6 m Tiefe stiegen zudem die Eisen- und Natrium-Konzentrationen bei gleichzeitig sinkenden Hydrogencarbonat-Gehalten.

Die sukzessive Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit und die anschließende Abnahme auf normale Verhältnisse läßt auf ein einmaliges lokales Ereignis schließen, dessen Front die Meßstelle je nach Tiefe zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreicht. Unterschiede der chemischen Zusammensetzung zwischen den drei Filterniveaus lassen sich auf unterschiedliche (Stoffwechsel-)Prozesse zurückführen.

Eventuell kam es infolge extrem niedriger Grundwasserstände im Bereich eines ehemaligen auf der Wiese gelegenen Gewässers zur Mineralisation organischen Materials. Auch eine Oxidation von Sulfiden könnte von Bedeutung sein.

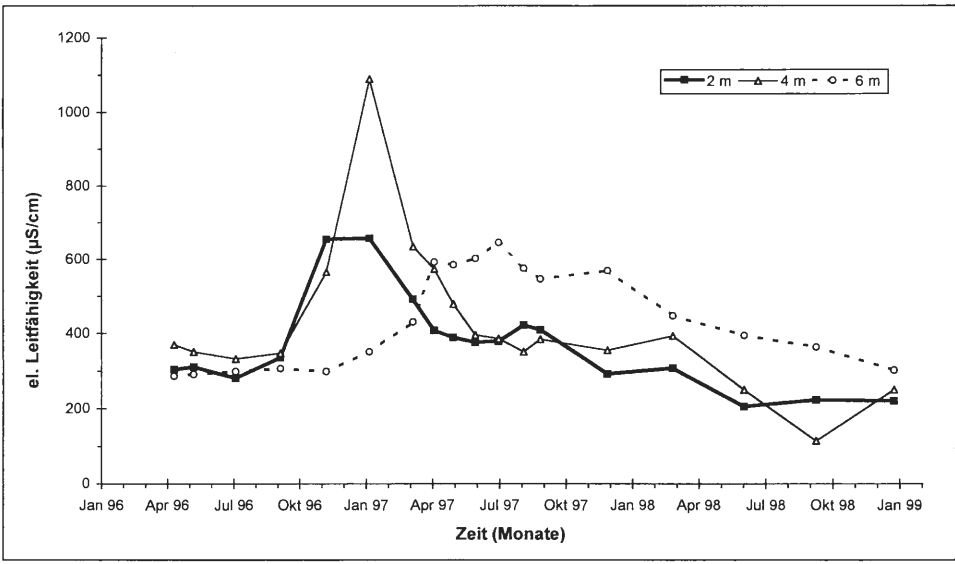


Abb. 63: Variation der elektrischen Leitfähigkeit der Grundwässer flachgründiger Tiefenniveaus des ML2 während des Untersuchungszeitraums.

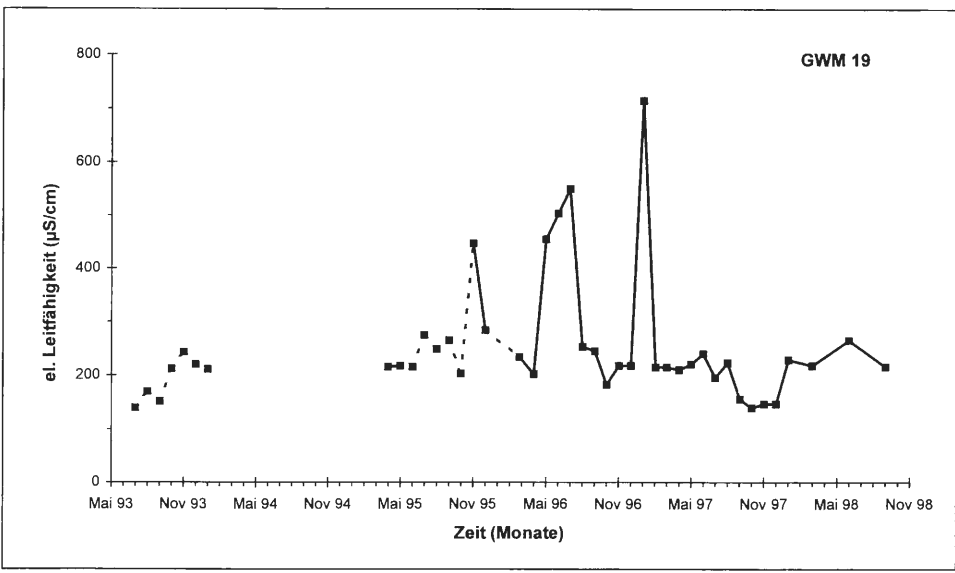


Abb. 64: Variation der elektrischen Leitfähigkeit der Grundwässer der Meßstelle GWM 19 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

Kurzfristige Leitfähigkeits-Erhöhrungen von ca. 225 bis auf max. 715 µS/cm (Januar 1997) konnten auch für die Wässer der Meßstelle **GWM 19** beobachtet werden (November 1995, Mai bis Juli 1996 und Januar 1997; Abb. 64). Für die Zunahme der Mineralisation sind Chlorid, Sulfat, Natrium, Calcium, Magnesium und Eisen verantwortlich.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß HÖLTER (1998) in der Nähe der GWM 19 an der Grundwasseroberfläche im Dezember 1997 einmalig eine elektrische Leitfähigkeit von 739 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen hat, während die Meßwerte sonst bei 173 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Durchschnitt lagen.

Die Wässer der im direkten Anstrom des EFS gelegenen Meßstellen **GWM 13** und **16** sollen hier kurz als weitere Besonderheit beschrieben werden. Über den dokumentierten Zeitabschnitt nimmt die elektrische Leitfähigkeit der Meßstelle GWM 16 kontinuierlich von 380 auf 244 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab, während sie für die Meßstelle GWM 13 von 432 auf 505 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zunimmt (Abb. 65).

Bemerkenswert sind allerdings für beide Meßstellen kurzfristige „Leitfähigkeits-Einbrüche“. Für die GWM 13 sind sie mit elektrischen Leitfähigkeiten von z.T. unter 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an die Wintermonate gekoppelt. Die Mineralisation nimmt allgemein ab. Für Sauerstoff, Nitrat und Kaliumpermanganatverbrauch treten hingegen in der Regel höhere Gehalte auf. Unter normalen Bedingungen herrscht hingegen eine andere Grundwasserkomponente vor. Für die Meßstelle GWM 16 sind die „Leitfähigkeits-Einbrüche“ (150-250 $\mu\text{S}/\text{cm}$) in der Regel weniger stark ausgebildet (Abb. 65). Es kann auch keine Veränderung im Chemismus erkannt werden. Aber auch hier dürfte es sich um eine Verdünnung handeln.

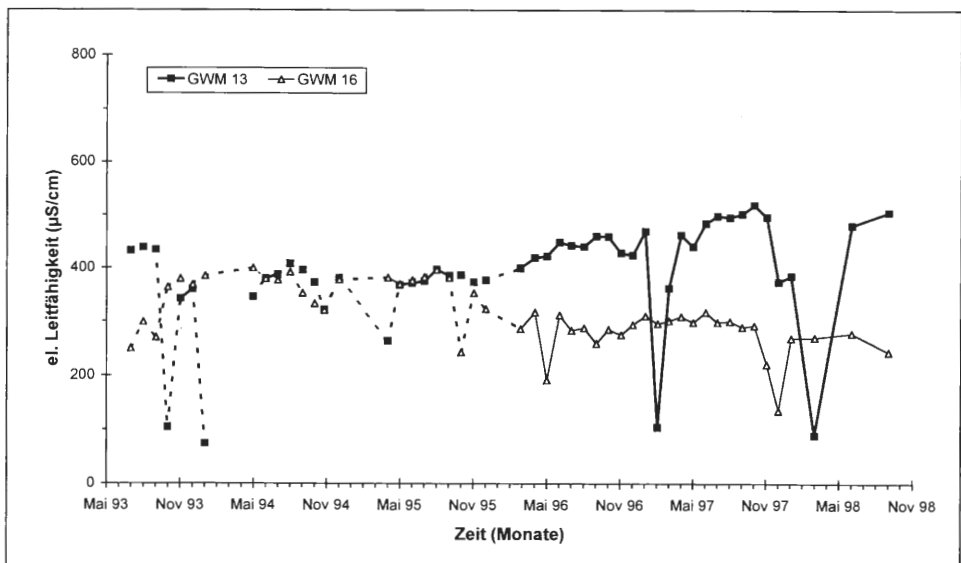


Abb. 65: Variation der elektrischen Leitfähigkeit der Grundwässer der Meßstellen GWM 13 und 16 während des Untersuchungszeitraums (—). Ergänzend sind die Meßwerte früherer Untersuchungen dargestellt (- - -).

3.3.6 Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen

Die Heidestandorte sind von den Grünlandstandorten an ihren pH- und Calcium-Werten zu unterscheiden. Die Wässer der Heidestandorte zeigen mit Calcium-Gehalten von 2,5 mg/l im Mittel einen pH-Wert von 4,5. Demgegenüber weisen die Wässer unter Grünland im Mittel Werte um 16 mg/l - bei einem pH-Wert von 5,4 - auf (Abb. 66). Solche Verhältnisse konnten bereits für das Grundwasser beobachtet werden (Tab. 10) und bestäti-

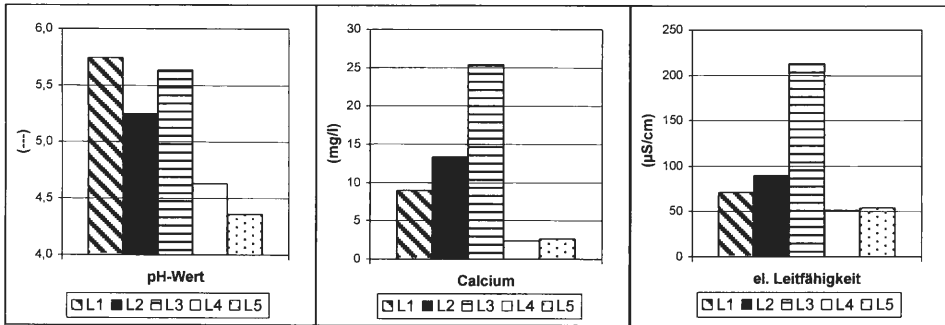


Abb. 66: Gegenüberstellung der pH-Werte, der Calcium-Konzentrationen und der elektrischen Leitfähigkeiten der fünf Lysimeter L1 bis L5.

gen die Vermutung einer stärkeren Versauerung der Heideflächen gegenüber den Grünlandflächen.

Die Milieubedingungen werden im Wesentlichen durch die Grundwasserflurabstände bestimmt. So zeigen z.B. die Wässer der Lysimeter L3 und L4, die durchgängig minimale Flurabstände besitzen, im Mittel vergleichsweise höhere Ammonium-Gehalte. Die Ammonium-Gehalte des umgebenden Grundwassers liegen dabei im Mittel unter denen des Sickerwassers (s. Tab. 10).

Die Wässer des Lysimeters L3 fallen, wie auch das umgebende Grundwasser (GWM16), gegenüber den anderen Lysimetern durch höhere Leitfähigkeiten auf. So liegt die elektrische Leitfähigkeit im Mittel bei 214 µS/cm, während die übrigen Lysimeter nur Werte zwischen 51 und 90 µS/cm erreichen (Abb. 66). Die höheren Leitfähigkeiten korrelieren mit den Sulfat-, Chlorid-, Calcium- und Nitrat-Gehalten. Besonders auffällig sind die Sulfat-Gehalte, die mit durchschnittlich 31 mg/l deutlich über dem Mittelwert (7 mg/l) der übrigen Lysimeterwässer liegen (Tab. 10).

Als weitere Besonderheit für die Wässer des Lysimeters L3 sind kurzzeitige „Leitfähigkeitseinbrüche“ zu nennen, bei denen die elektrische Leitfähigkeit bis auf 65 µS/cm sinkt.

Tab. 10: Vergleich von Sicker- und Grundwasser für ausgesuchte Parameter (Mittelwerte).

Parameter	Grünlandstandorte						Heidestandorte			
	L1	GWM12	L2	GWM14	L3	GWM16	L4	GWM23	L5	GWM21
Lf (µS/cm)	71	400	90	134	214	278	51	65	54	63
pH-Wert (-)	5,7	6,0	5,2	5,0	5,4	6,8	4,6	4,6	4,4	5,0
Na ⁺ (mg/l)	2,4	9,9	1,8	3,7	2,8	8,4	1,7	3,9	3,0	4,2
Ca ²⁺ (mg/l)	9,0	51,4	13,4	18,7	25,4	35,6	2,4	2,8	2,6	4,2
Mg ²⁺ (mg/l)	0,6	6,2	0,3	1,4	0,3	2,3	0,3	0,6	0,2	0,6
K ⁺ (mg/l)	2,3	15,8	0,4	1,3	0,3	0,8	1,8	0,7	0,6	0,4
NH ₄ ⁺ (mg/l)	0,30	0,01	0,14	0,01	0,72	0,67	0,62	0,01	0,22	0,06
NO ₃ ⁻ (mg/l)	2,7	78,0	6,6	27,8	10,2	0,4	5,0	0,8	2,1	0,7
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	6,4	39,0	9,8	16,0	30,7	44,2	6,1	12,9	7,5	11,1
Cl ⁻ (mg/l)	4,1	26,7	4,6	7,5	9,4	8,7	3,6	4,3	3,8	5,9

Bemerkung: Mittelwerte von Sicker- und Grundwasser erfassen unterschiedliche Meßzeiträume (Meßzeitraum-Lysimeter: Oktober 1997 bis März 2000 (n = 11-25) / Meßzeitraum-Grundwassermeßstellen: März 1996 bis September 1998 (n = 23).

Hinweis: Die Wässer der GWM12 werden durch einen benachbarten Acker beeinflusst. Ein Vergleich mit dem Lysimeter L1 ist somit nicht möglich.

Diese Beobachtung konnte auch für das Grundwasser der Meßstelle GWM16 gemacht werden und läßt sich vermutlich mit einem verstärkten Einfluß von Niederschlagswasser erklären.

Auf Grund der Lage des Lysimeters L3 im unmittelbaren Anstrom eines Sees (aufsteigende Grundwässer) und der ganzjährig geringen Grundwasserflurabstände (Tab. 2), lassen sich die Verhältnisse am L3 vermutlich auf einen Grundwassereinfluß zurückführen. Aus diesem Grund wurden die Untersuchungen am Lysimeter L3 frühzeitig abgebrochen (Dezember 1998).

Als weitere Besonderheit der Sickerwasseruntersuchungen ist eine generelle Konzentrationsabnahme der Parameter Nitrat (Abb. 67) und Kalium während des Untersuchungszeitraums zu nennen. Diese ist vermutlich auf Auswaschungsprozesse zurückzuführen.

Für die Wässer des Lysimeters L2 lassen sich deutliche Schwankungen verschiedener Parameter beobachten (z.B. Chlorid), die allerdings keinen Jahresgang ergeben.

Kurzfristige Konzentrationszunahmen verschiedener Parameter sind z.B. für die Lysimeter L1 und L2 zu nennen. So zeigt das Lysimeter L2 von Dezember 1999 bis Februar 2000 höhere Nitrat-Gehalte (bis 38 mg/l, vorher im Durchschnitt 2,7 mg/l) und das Lysimeter L1 im Juni und Juli 1998 höhere Kalium- und Magnesium-Werte. Ursache solcher sprunghaften Konzentrationsanstiege sind z.B. in Ausscheidungsprodukten der Weidetiere oder in der Düngung benachbarter Äcker (Windverwehungen) zu suchen.

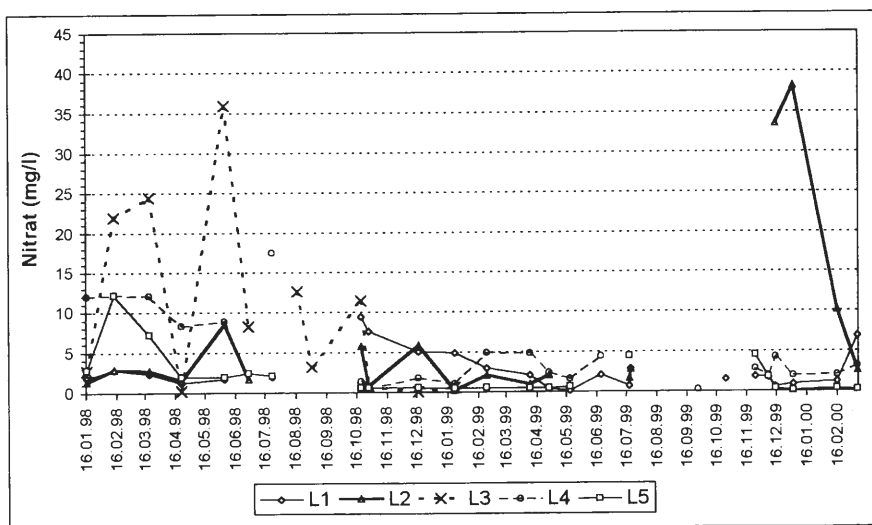


Abb. 67: Nitrat-Konzentrationen der Wässer der Lysimeter während des Untersuchungszeitraums.

3.4 Umweltisotope

Im Zuge des vorliegenden Forschungsprojekts wurden für ausgesuchte Grund- und Oberflächenwässer des NSG die Umweltisotope Tritium (Kap. 3.4.1) sowie Sauerstoff-18 und Deuterium (Kap. 3.4.2) bestimmt. Da die Isotope natürliche Bestandteile des Wassermoleküls sind und in der Geosphäre im allgemeinen keinen spezifischen Wechselwirkungen mit der umgebenden Gesteinsmatrix unterliegen, entsprechen sie einem idealen Tracer (STRUFFERT 1994).

Ein Vergleich der Isotopengehalte von Niederschlägen und Grundwässern ermöglicht Aussagen über die zeitliche und räumliche Differenzierung der untersuchten Wässer, so daß Rückschlüsse auf das Grundwasseralter und die Grundwasserbewegung möglich sind. Weiterhin besteht die Möglichkeit, Grundwassertypen bzw. eine Mischung verschiedener Grundwässer und Grundwassereinzugsgebiete zu erfassen.

In der Hydrologie von Seen tragen die Isotopenmethoden zur Klärung des Wasserhaushalts sowie zur Erfassung der Durchmischungs- und Schichtungsvorgänge bei (MOSER & RAUERT 1980).

Zusätzlich zu den Isotopen des Wassermoleküls wurden die Isotope des Nitrats (^{15}N , ^{18}O ; Kap. 3.4.3) und des Sulfats (^{34}S , ^{18}O ; Kap. 3.4.4) exemplarisch für ausgesuchte Grundwasserproben der Multilevel-Brunnen bestimmt. Sie ermöglichen Aussagen über Herkunft und mikrobielle Abbauprozesse von Nitrat bzw. Sulfat.

3.4.1 Tritium

Das Radionuklid Tritium (^3H) entsteht unter natürlichen Bedingungen durch die Einwirkung von Höhenstrahlung auf Stickstoffatome. Die natürliche Verteilung des Tritiums in der Atmosphäre wurde seit Anfang der 1950er Jahre bis Mitte der 1960er Jahre durch die schubweise Freisetzung von großen Tritiummengen infolge von Kernwaffen-Testserien anthropogen stark gestört (ERIKSSON 1965).

Über die Niederschläge gelangt das Tritium als $^1\text{H}^3\text{HO}$ in das Grundwasser, wo das instabile Radionuklid unter Aussendung von β -Strahlung mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren zerfällt (CLARK & FRITZ 1997).

Aufgrund einer - bedingt durch die verschiedenen Atombombenversuche - heute nicht mehr bestimmbar Anfangstritium-Konzentration im Wasser und durch Vermischung verschieden alter Wässer ist eine exakte Altersbestimmung schwierig. Außerdem führen unterschiedliche Grundwasserneubildungsraten und hydromechanische Dispersion zu Veränderungen. Orientierungswerte für einzelne Infiltrationszeitspannen geben CLARK & FRITZ (1997) für kontinentale Regionen:

< 0,8 TU	submoderne, vor 1952 neu gebildete Wässer
0,8 - ~4 TU	Mix zwischen submodernen und rezenten Wässern
5 - 15 TU	junge Wässer (< 5 bis 10 Jahre)
15 - 30 TU	mit Anteilen während der Atombombenversuche infiltrierter Wässer
> 30 TU	mit einem beträchtlichen Anteil von 1960 bis 1970 neu gebildeter Wässer
> 50 TU	Dominanz der Neubildung der 1960er Jahre

Die Tritium-Gehalte der Multilevel-Brunnen und der Grundwassermeßstellen liefern wichtige Hinweise auf die Altersstruktur der untersuchten Grundwässer. Auf den ersten Blick sind anhand der einzelnen Filterniveaus der Multilevel-Brunnen (< 0,6-27,5 \pm 1,8 TU) deutliche Unterschiede in der Tiefe und anhand der einzelnen GWM (< 0,5-47,9 \pm 2,8 TU, Dezember 1997) im Raum zu erkennen (Abb. 68). Zusätzlich zu den Grundwässern wurde der Tritium-Gehalt exemplarisch für den EFS und das GHM bestimmt (Dezember 1997).

Im folgenden werden zuerst die Meßergebnisse der Multilevel-Brunnen vorgestellt, da diese aufgrund der tiefenspezifischen Probenahme Hinweise auf eine Altersschichtung des Grundwassers geben. Zudem erfolgte für die Multilevel-Brunnen eine Bearbeitung mit dem Computermodell *MULTIS* zur Bestimmung der mittleren Verweilzeit (RICHTER & SZYMCAK 1992). Verwandt wurden dafür das Piston-Flow- und das Exponential-Piston-Flow-Modell. Im Anschluß erfolgt vergleichend die Ergebnisdarstellung der Grundwassermischproben aus den GWM.

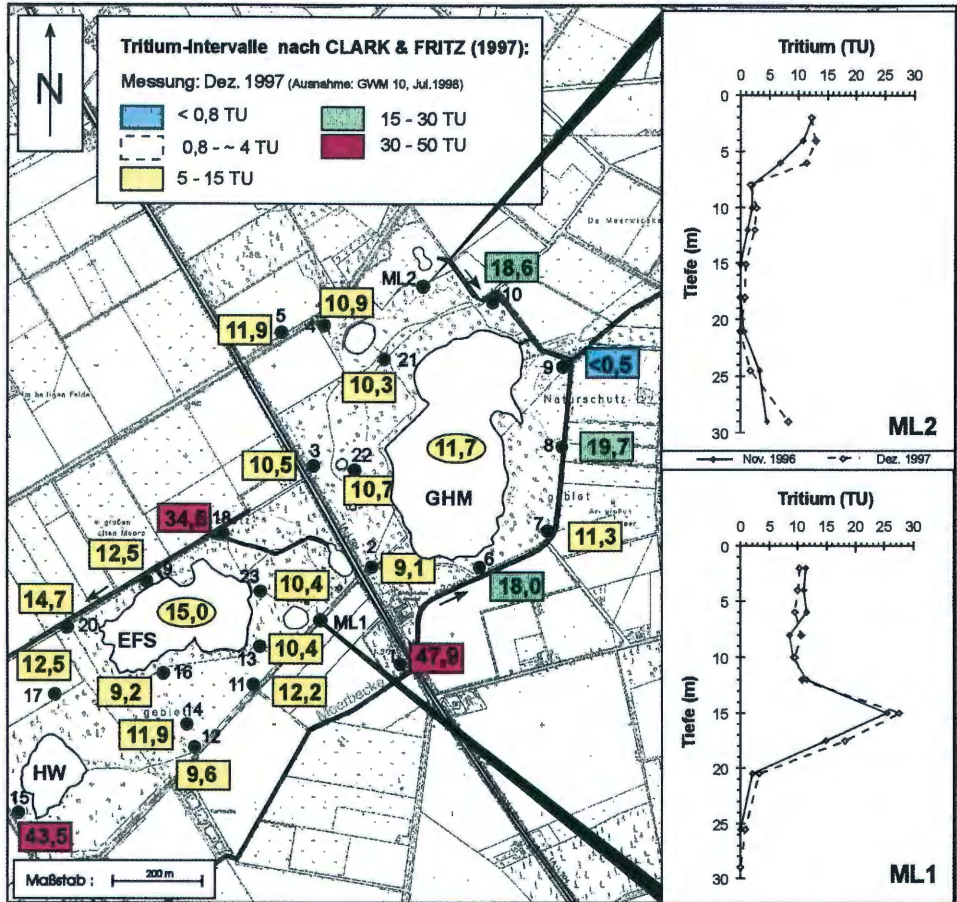


Abb. 68: Tritium-Gehalte der GWM (Messung: Dezember 1997), der Multilevel-Brunnen (Messung: November 1996 und Dezember 1997) und der Seen EFS und GHM (Messung: Dezember 1997). (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

Für beide **Multilevel-Brunnen** sind im oberflächennahen Grundwasser Tritium-Konzentrationen von $9,5 \pm 0,9$ TU bis $13,1 \pm 1,2$ TU gemessen worden. Diese Meßwerte liegen geringfügig unter dem Konzentrationsbereich der Winterniederschläge der letzten Jahre der Station Bad Salzuffeln ($\bar{\varnothing}_{1994 - 1997} = 14,3$ TU) und repräsentieren nach den Orientierungswerten von CLARK & FRITZ (1997) das jüngste Infiltrat. Die Modellierung mit dem Computerprogramm *MULTIS* ergab für diese Grundwässer unter Berücksichtigung des Piston-Flow- sowie des Exponential-Piston-Flow-Modells eine Verweilzeit von 3 bis 8 Jahren. Im ML1 reicht diese Zone bis in eine Tiefe von 6 m. Für den ML2 können zwischen den beiden Beprobungsterminen Unterschiede beobachtet werden. Während die Zone junger Grundwässer im November 1996 nur bis in eine Tiefe von 4 m reichte, konnte sie im Dezember 1997 bis in eine Tiefe von 6 m verfolgt werden.

Die Fortsetzung in der Tiefe verläuft in beiden Brunnen unterschiedlich (Abb. 68):

Die Tritium-Konzentrationen der Wässer des **ML1** unterhalb des jungen Infiltrats nehmen bis 10 m Tiefe unter Gelände leicht ab. Diese Meßwerte lassen unter Berücksichtigung der

Halbwertszeit vermuten, daß die Grundwässer Ende der 1980er Jahre in den Untergrund gelangt sind, was durch das Piston-Flow-Modell bestätigt wird. Bis 15 m ist eine Zunahme der Konzentration auf $25,4 \pm 1,2$ bzw. $27,5 \pm 1,8$ TU zu beobachten. Dieses Maximum innerhalb des Tiefenprofils weist auf Mischwasser hin, welches Anteile von Wässern aus der Zeit der Kernwaffenversuche (Ende der 1950er bis Mitte der 1960er Jahre) beinhaltet. Mittels des Piston-Flow-Modells wurde ein Grundwasseralter von 29 Jahren ermittelt. Das Exponential-Piston-Flow-Modell gibt für die Verweilzeit 23,5 oder 51 Jahre an.

Bis 30 m Tiefe nehmen die Meßwerte schließlich bis zur Nachweisgrenze ($< 0,6$ TU) ab. Die Neubildung der Wässer im unteren Bereich des ML1 (25,5-30 m) ist somit auf die Zeit vor Beginn der Kernwaffentests (vor 1952/53) zu datieren. Dies bestätigt die Modellierung mit einer mittleren Verweilzeit von mehr als 44 Jahren. Für das Exponential-Piston-Flow-Modell sind sogar Verweilzeiten von bis 195 Jahren denkbar.

Die beiden Meßreihen weisen nur geringe Unterschiede auf, was auf eine relativ stabile Grundwasserschichtung im Aquifer im Bereich des ML1 hindeutet.

Im **ML 2** wird das junge Infiltrat zwischen ca. 5 und 21 m Tiefe von Grundwasser mit hoher älterer Komponente unterlagert, einschließlich solches mit $< 0,7$ TU bei 15 bis 18 m Tiefe. Diesen Grundwässern kann, wie auch den Wässern an der Basis des ML1, ein Infiltrationszeitpunkt vor 1952/53 zugeordnet werden (s.o.).

Im Liegenden steigen die ^3H -Gehalte wieder leicht an, was auf eine Beimischung junger Neubildungsanteile hinweist. Damit deutet sich eine Unterströmung des älteren durch jüngeres Grundwasser an. Ein Anstieg der Tritium-Konzentrationen von $4,5 \pm 0,7$ TU (November 1996) auf $8,4 \pm 0,9$ TU (Dezember 1997) deutet eine Veränderung durch einen höheren Anteil jüngerer Wässer an.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Grundwässer des ML1 eine „normale Altersschichtung“ von jüngerem über älterem Grundwasser zeigen, wie es für einen homogenen Aquifer mit einer parabelförmigen Wasserbewegung üblich ist. Der ML2 zeigt hingegen ein abweichendes Bild mit einer anomal entwickelten Altersstruktur. Hier kann kein „Tritiumpeak“, der den Zeitraum der Atombombenversuche repräsentiert, beobachtet werden. Stattdessen wird in 15 m Tiefe Grundwasser angetroffen, das bereits vor der Zeit der Atombombenversuche neugebildet wurde.

Die Unterschiede zwischen den beiden Multilevel-Brunnen dürften eine Folge unterschiedlicher hydraulischer Bedingungen sein. Dazu zählen verschiedene Einzugsgebiete, die sich durch ihre Grundwasserneubildungsrate und ihre Strömungssituation voneinander unterscheiden. Zudem variiert der Grundwasserleiter in Aufbau und Mächtigkeit.

Die Tritium-Meßwerte der **GWM** schwanken für die einmalige Untersuchung (Dezember 1997) zwischen $< 0,5$ und $47,9 \pm 2,8$ TU. Obwohl die Untersuchungen an den Multilevel-Brunnen gezeigt haben, daß sich die Tritium-Gehalte während eines Jahres nur geringfügig ändern, ist diese Beobachtung nicht ohne weiteres auf die GWM übertragbar, da diese eine Mischprobe des oberen Aquiferdekameters repräsentieren. Treten innerhalb dieses Bereichs größere Tritium-Konzentrationsunterschiede auf (vgl. ML2), können sich je nach Mischungsanteil unterschiedliche Tritium-Gehalte ergeben.

Die Tritium-Gehalte der meisten GWM liegen mit $9,1 \pm 1,2$ bis $12,5 \pm 1,3$ TU im Meßbereich der oberflächennahen Wässer der Multilevel-Brunnen, demnach dominiert bei den Mischwässern vermutlich junges Infiltrat.

Hohe Gehalte ($34,5 \pm 1,5$ bis $47,9 \pm 2,8$ TU), die sogar die im ML1 in 15 m Tiefe gemessenen Gehalte übertreffen, wurden für die Meßstellen GWM 1, 15 und 18 nachgewiesen. Diese Grundwässer besitzen einen hohen Anteil während der Zeit der Atombombenversuche neu gebildeten Grundwassers. Den Meßstellen GWM 6, 8 und 10 mit Tritium-

Gehalten von $18,0 \pm 1,2$ bis $19,7 \pm 1,5$ TU sind offenbar auch derartige Anteile beige-mischt.

Da die GWM alle nur eine Tiefe von 10 m besitzen, der Tritiumpeak des ML1 sich aber in 15 m Tiefe befindet, scheinen für die oben genannten GWM im Gegensatz zum ML1 andere hydraulische Bedingungen vorzuherrschen. Dies kann entweder auf eine geringere Eindringtiefe (z.B. infolge geringerer vertikaler Fließgeschwindigkeiten) oder auf aufsteigende Grundwässer zurückgeführt werden. Da mit Ausnahme der GWM 7 alle im Bereich der Meerbecke bzw. des Umlaufgrabens gelegenen Meßstellen ältere Wässer aufweisen, scheint für diese GWM aufgrund der Vorflutfunktion der oberirdischen Gewässer eine aufsteigende Grundwasserkomponente wahrscheinlich. Auch für die Wässer der Meßstelle GWM 15 im Anstrom des Heideweiher ist diese Erklärung denkbar. Für die Meßstelle GWM 18 im Abstrom des EFS sind die Verhältnisse hingegen nicht so klar.

Die ältesten Grundwässer wurden mit einem Tritium-Gehalt unterhalb der Nachweisgrenze für die Meßstelle GWM 9 bestimmt. Diese Wässer besitzen kein junges Infiltrat und sind vermutlich mit denen des ML2 in einer Tiefe von 15 bis 18 m vergleichbar.

Für den EFS wurde ein Tritium-Gehalt von $15,0 \pm 1,3$ TU und für das GHM ein Gehalt von $11,7 \pm 1,2$ TU bestimmt. Demnach entspricht der Meßwert des GHM während der Vollzirkulation (Dezember 1997) den Gehalten des jungen Infiltrats, während das Wasser des EFS bereits auf einen geringen Wasseranteil aus der Zeit der Atombombenversuche hindeutet. Da im Anstrom des EFS bis 10 m Tiefe (GWM 11, 12, 13, 14, 16 und ML 1) nur Tritium-Gehalte von $8,6 \pm 0,9$ TU bis $12,2 \pm 1,3$ TU nachgewiesen wurden (Abb. 68), ist zu vermuten, daß dem Gewässer Grundwasser aus größeren Tiefen mit höheren Tritium-Konzentrationen zuströmt. Zudem kann auch ein Rückstrom aus dem Abstrom des EFS, wo für die Meßstelle GWM 18 höhere Konzentrationen nachgewiesen wurden, oder vergleichsweise längere Verweilzeiten im See höhere Tritium-Gehalte zur Folge haben.

Der Tritium-Gehalt des GHM deutet auf junges Infiltrat hin, wie es in den GWM westlich des GHM gemessen wurde. Berücksichtigt man, daß im Anstrom des GHM sowohl minimale (ML2) als auch erhöhte Tritium-Gehalte auftreten, ist auch eine Mischung von Wässern unterschiedlicher Tritium-Konzentration möglich.

3.4.2 Sauerstoff-18 und Deuterium

Die stabilen Isotope Sauerstoff-18 (^{18}O) und Deuterium (^2H) - jeweils ausgedrückt als δ -Wert in ‰ - sind natürliche Bestandteile des Wassers. Das Verhältnis zu ihren „normalen“ Nukliden ^{16}O und ^1H liegt gemäß VSMOW-Standard bei $(2005,2 \pm 0,45) \cdot 10^{-6}$ (BAERTSCHI 1976) bzw. $(155,76 \pm 0,05) \cdot 10^{-6}$ (HAGEMAN et al. 1970).

Im Niederschlag folgt die stabilisotopische Zusammensetzung weltweit einer Regressionsgeraden, die als globale meteorische Wasserlinie (**GMWL = Global Meteoric Water Line**) wie folgt beschrieben wird:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$$

Unterschiede in der Isotopenzusammensetzung der Niederschlagswässer ergeben sich durch Isotopenfraktionierungseffekte, wie dem Kontinental-, dem Temperatur-, dem Höhen- und dem Mengeneffekt. In der Regel kommt es entlang einer von der Küste in das Landesinnere verlaufenden Linie, bei zunehmender Niederschlagsmenge sowie bei zunehmender Höhe zu einer Abnahme der Delta-Werte. Mit steigenden Temperaturen reichern sich die Niederschläge hingegen isotopisch an, so daß die Sommerniederschläge im Gegensatz zu den Winterniederschlägen in der Regel höhere Delta-Werte aufweisen.

Da sich die Gehalte an stabilen Isotopen im Untergrund mehr oder weniger konservativ verhalten, folgen auch die aus den Niederschlägen gebildeten Grundwässer der Nieder-

schlagsgeraden. Das jeweilige Spektrum der stabilen Isotope reflektiert somit die bei der Infiltration herrschenden klimatischen Verhältnisse.

Nach BURGER (1993) entspricht das neu gebildete Grundwasser in seiner isotopischen Zusammensetzung etwa dem gewichteten Jahresmittelwert des Niederschlags am Ort der Grundwasserneubildung.

Durch Verdunstungsvorgänge in oberirdischen Gewässern (z.B. Seen) ändert sich die $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation durch eine Anreicherung von ^2H und ^{18}O und ist somit von den Grundwässern, die in der Regel keine Anreicherung zeigen, eindeutig zu unterscheiden. Die Position der durch Evaporation markierten Oberflächenwässer liegt im $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ -Diagramm unterhalb der GWML und bildet für ein Gebiet häufig eine Gerade. Die Lage unterhalb der GWML hängt von den jeweiligen kinetischen Verdunstungsvoraussetzungen (Luftfeuchtigkeit, Temperatur, Windverhältnisse etc.), von der Zusammensetzung des Ursprungswassers sowie von wechselnden Grundwasser- und Niederschlagswasserbeimischungen unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzung ab. Für die Bedingungen des Untersuchungsgebietes (Luftfeuchtigkeit ca. 75 %) dürften Wässer im $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ -Diagramm annähernd einer Verdunstungsgeraden mit einer Steigung von ca. 5 folgen (CLARK & FRITZ 1997).

Zum Verständnis der isotopischen Zusammensetzung oberirdischer Gewässer ist zu sagen, daß sie bei ihrer Entstehung dem Isotopengehalt des Grundwassers entspricht. Im Laufe der Zeit strebt der Isotopenwert einem Gleichgewicht zu, der von der Zuflußrate (Niederschlag + Grundwasser) und der Evaporationsrate abhängig ist. Der Gleichgewichtswert ist um so geringer, je größer die Zuflußrate ist; die Evaporationsrate spielt in diesem Fall nur eine untergeordnete Rolle. Die mittlere Einstellzeit nimmt in der Regel mit größerem Zufluß und größerem Seevolumen ab (ZIMMERMANN 1978).

Bevor auf die Ergebnisse der Grund- und Oberflächenwasseruntersuchungen des NSG Heiliges Meer eingegangen wird, soll vorab die regionalspezifische Isotopenzusammensetzung der **Niederschläge** vorgestellt werden. Da für das Untersuchungsgebiet keine isotopischen Niederschlagsuntersuchungen vorliegen, finden hier die vom Institut für Hydrologie der GSF-Neuherberg seit 1978 durchgeführten Niederschlagswasseranalysen der Station Bad Salzuflen (ca. 80 km südöstlich des NSG Heiliges Meer) Verwendung.

Die Sauerstoff-18- und Deuterium-Monatsmittel der Station Bad Salzuflen werden in Abb. 69 grafisch dargestellt. Deutlich wird die große Amplitude der Meßwerte, die für die ^{18}O -Gehalte 15,55 ‰ (-2,67 bis -18,22 ‰) und für die ^2H -Gehalte 108,10 ‰ (-19,10 bis -127,20 ‰) beträgt. Dabei liegt im Mittel der Isotopengehalt der Winterniederschläge ($\delta^{18}\text{O}_p = -8,88$ ‰, $\delta^2\text{H}_p = -62,41$ ‰) niedriger als der der Sommerniederschläge ($\delta^{18}\text{O}_p = -6,86$ ‰, $\delta^2\text{H}_p = -47,23$ ‰). Verantwortlich ist dafür im wesentlichen der Temperatureffekt. Die Autoren GRAF et al. (1997) geben für die Station Bad Salzuflen eine Isotopen-Temperatur-Korrelation von 0,56 für die Monatsmeßwerte an.

Im vorgestellten $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ -Diagramm folgen die Monatsmittelwerte annähernd der Niederschlagsgeraden. Eine genauere Beschreibung liefert die Relation:

$$\delta^2\text{H} = 7,7 \cdot \delta^{18}\text{O} + 5,5$$

Mit Hilfe der gewichteten Sauerstoff-18-Mittel der Hydrologischen Jahre 1978 bis 1997 soll hier die Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Niederschlags der letzten zwei Jahrzehnte aufgezeigt werden (Abb. 70). Die Mittel der einzelnen Hydrologischen Jahre schwanken zwischen -9,57 ‰ (1979) und -6,85 ‰ (1985) mit -8,03 ‰ als langjährigem Mittel. Nach GRAF et al. (1997) ergibt sich für das Jahresmittel keine Korrelation zwischen den Sauerstoff-18-Gehalten und der Temperatur, da die Isotopengehalte im norddeutschen Raum mehr durch die Herkunft der Luftmassen (hauptsächlich baltisch und atlantisch) beeinflusst werden.

Im vorgestellten Zeitraum ergibt sich für Sauerstoff-18 ein steigender Trend, der im wesentlichen auf zunehmende Delta-Werte im Winterhalbjahr zurückgeführt werden kann. Dieser Trend ist vermutlich eine Folge von Temperatur- bzw. Klimaänderungen der letzten Jahrzehnte. Für süddeutsche Stationen ist dieser Trend aufgrund der Dominanz des Kontinentaleffekts stärker ausgeprägt (GRAF et al. 1997). Eine Besonderheit, die die genannten Autoren für viele Stationen Deutschlands beschreiben, ist das Sauerstoff-18-

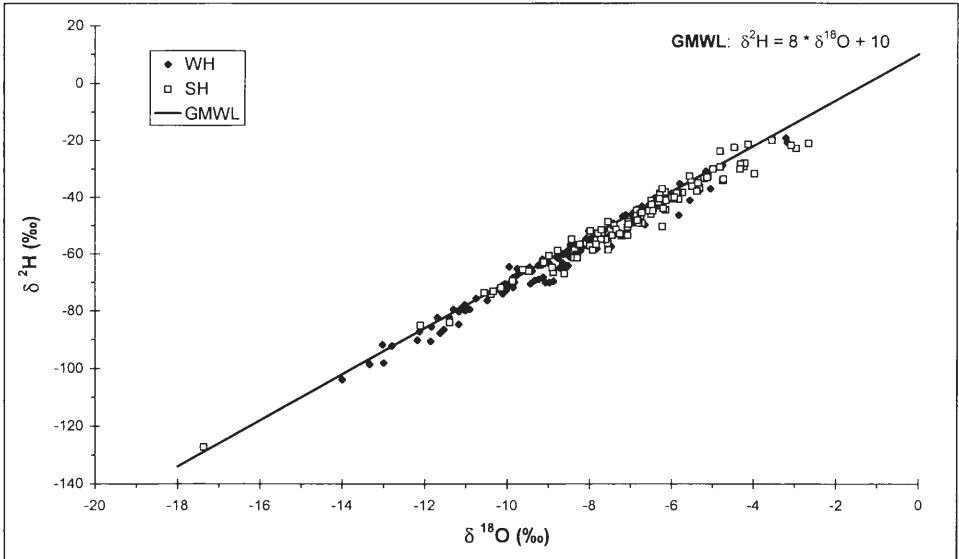


Abb. 69: ^{18}O - und ^2H -Gehalte der Monatsniederschläge (1978-1997) der Station Bad Salzflufen. Ergänzend ist die Global Meteoric Water Line (GMWL) dargestellt. (WH = Winterhalbjahr, SH = Sommerhalbjahr).

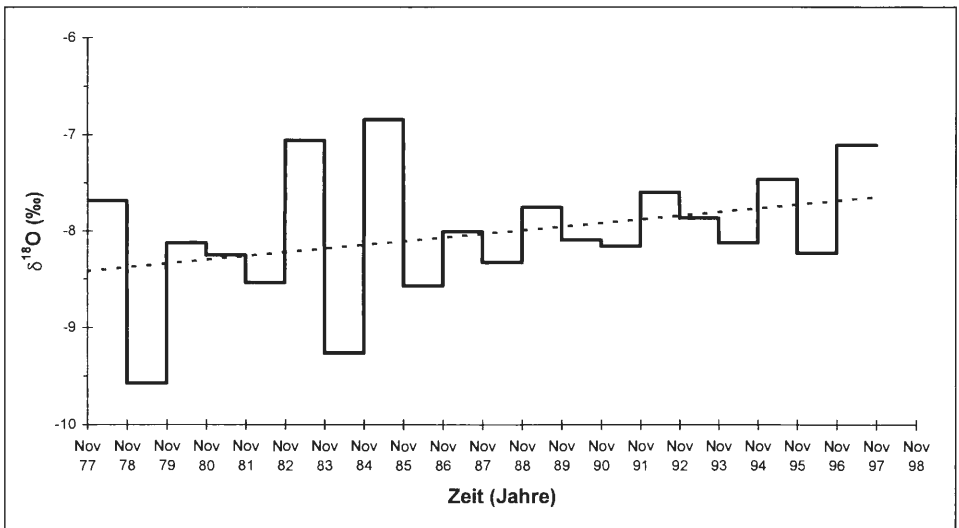


Abb. 70: Gewichtetes $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresmittel der Station Bad Salzflufen für die Hydrologischen Jahre 1978 bis 1997 einschließlich der zugehörigen Regressionsgeraden (- - -).

Minimum von 1984/85. Diese Erscheinung ist allerdings für den norddeutschen Raum weniger stark ausgebildet als für Süddeutschland. Für die Station Bad Salzuflen läßt sich ebenfalls ein lokales Maximum für das Jahr 1984 verifizieren.

Innerhalb des Untersuchungszeitraums (Abb. 71) schwanken die Sauerstoff-18-Gehalte der Niederschläge der Station Bad Salzuflen zwischen δ -18,22 (Januar 1995) und -4,72

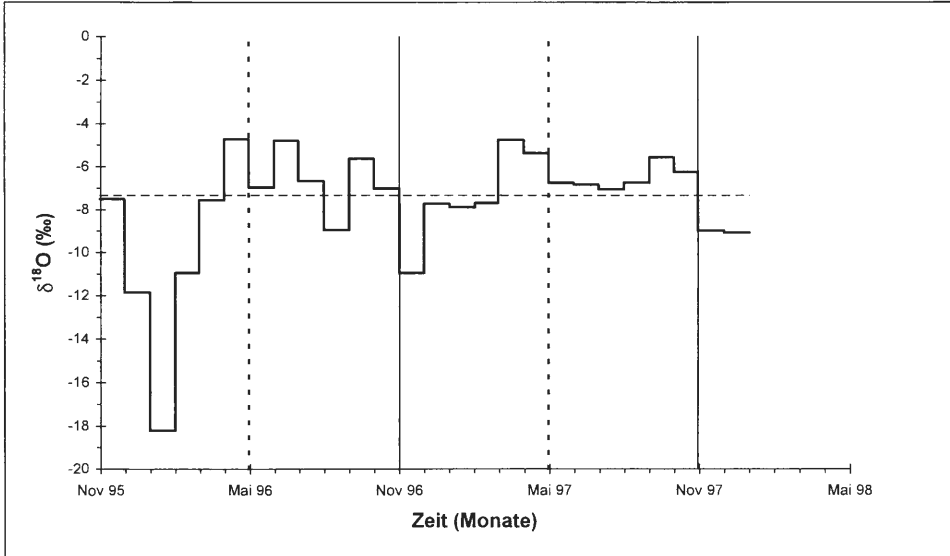


Abb. 71: ^{18}O -Gehalte der Monatsniederschläge der Jahre 1996 und 1997 (Station Bad Salzuflen) einschließlich des zugehörigen Mittels (- - -). Weiterhin sind die Hydrologischen Halbjahre markiert.

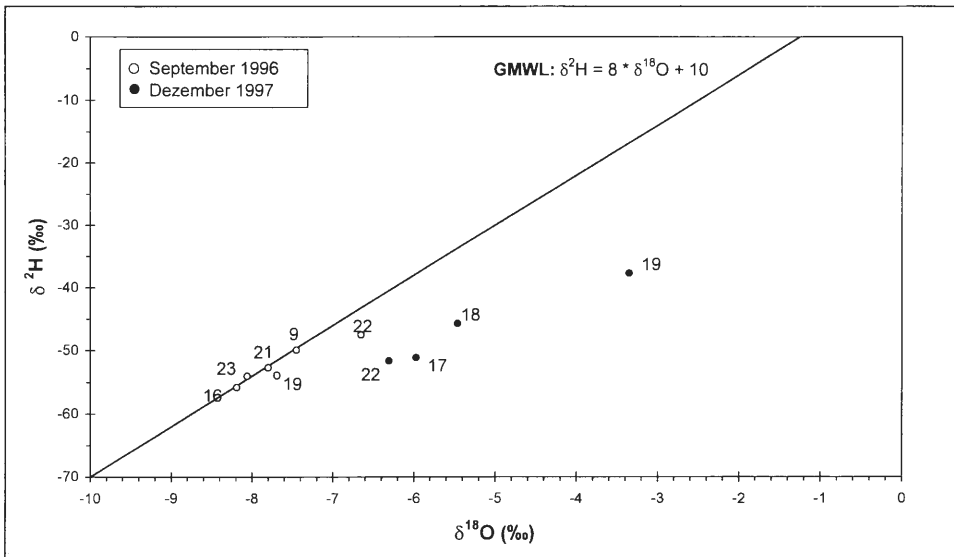


Abb. 72: ^{18}O - und ^2H -Gehalte der Grundwässer ausgesuchter GWM.

‰ (April 1996) mit $-7,79$ ‰ als Mittel, das etwa dem langjährigen Mittel (s.o.) entspricht. Niedrige Delta-Werte wurden erwartungsgemäß jeweils in den Wintermonaten November bis Februar registriert. Zudem traten im August 1996 mit $-8,96$ ‰ ebenfalls geringere Werte auf. Diese sind vermutlich auf den Mengeneffekt als Folge vergleichsweise höherer Niederschläge zurückzuführen. Die übrigen Sommermonate zeigen erwartungsgemäß höhere Sauerstoff-18-Gehalte.

Einen ersten Überblick über die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte im **Grundwasser** gibt Abb. 72. Dort sind die Meßwerte derjenigen GWM dargestellt, für die sowohl Sauerstoff-18 als auch Deuterium bestimmt wurde. ^{18}O wurde zusätzlich für sämtliche Grundwasserentnahmestellen für Dezember 1997 gemessen (Abb. 73). Zusätzlich liegen für ausgesuchte Entnahmestellen weitere Untersuchungsergebnisse vor.

Die Abb. 73 macht die Unterschiede zwischen den einzelnen GWM deutlich. Während einige der Ergebnisse der GMWL entsprechen, kann für die Meßstellen GWM 17 bis 19

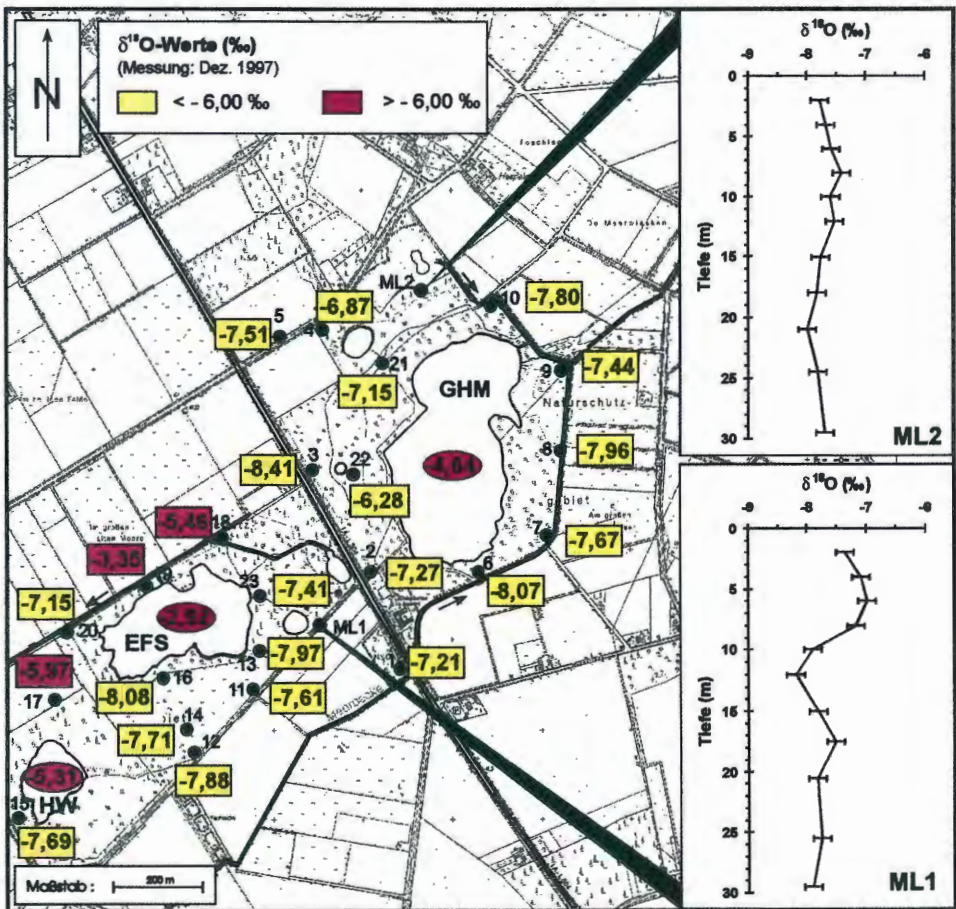


Abb. 73: ^{18}O -Gehalte der Grundwassermeßstellen und der Multilevel-Brunnen für die Probenahme im Dezember 1997. Zum Vergleich sind die ^{18}O -Gehalte der Gewässer EFS, GHM und HW angegeben. (Darstellung auf der Grundlage der Deutschen Grundkarte 1:5.000 des Landes NRW mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes NRW vom 03.07.2000, Az: S 1281/2000.)

und eingeschränkt auch für die Meßstelle GWM 22 zumindest zeitweise eine Isotopenanreicherung und somit ein Einfluß der Stillgewässer beobachtet werden. Hier wird jedoch vorerst auf die von den Stillgewässern unbeeinflussten Grundwässer eingegangen. Für diese liegen die Deuterium-Gehalte zwischen -49,9 und -55,8 ‰, die Sauerstoff-18-Gehalte schwanken zwischen -8,19 und -6,87 ‰ ($\bar{\delta} = -7,66$ ‰) und erfassen somit den Bereich zwischen dem langjährigen Mittel der Sommer- und Winterniederschläge (s.o.). Die Streubreite im Grundwasser des Untersuchungsgebietes wird bereits an einer Stichtagmessung deutlich.

Die Meßwerte der **Multilevel-Brunnen** vom Dezember 1997 ermöglichen tiefenspezifische Aussagen über die $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung im Grundwasserleiter. Während der ML2 im Tiefenprofil nur geringe Schwankungen (-7,40 bis -7,98 ‰) ausweist, ergibt sich für den ML1 bis 17,5 m ein aufgeprägtes, sinusförmiges Profil mit einem absoluten Maximum in 6 m Tiefe (-6,98 ‰) und einem absoluten Minimum in 12 m Tiefe (-8,19 ‰).

Das Tiefenprofil des ML1 deutet auf Veränderungen der isotopischen Zusammensetzung der Sickerwässer in den letzten Jahrzehnten hin. Ein Vergleich mit den Sauerstoff-18-Gehalten des Niederschlags der Station Bad Salzuflen (Abb. 70) zeigt allerdings keine gleichgerichtete Entwicklung. Zudem sind die Sauerstoff-18-Gehalte der Jahresniederschläge gegenüber den jungen Grundwässern des ML1 (2-12 m) im Mittel um 0,58 ‰ leichter, was eventuell auf die etwas kontinentalere und höhere Lage (m NN) der Station Bad Salzuflen zurückgeführt werden kann.

Ein Vergleich der Entwicklung der isotopischen Zusammensetzung von Niederschlags- und Grundwasser wird durch die relativ kurze Zeitreihe der Niederschlagsmessungen (ab 1978) erschwert. Außerdem müssen unterschiedliche Grundwasserneubildungsraten und -bedingungen sowie Mischprozesse im Aquifer mit berücksichtigt werden.

Für den ML1 wurden für die Grundwässer aus 2, 4 und 15 m Tiefe und für den ML2 für die Wässer aus 4 und 15 m Tiefe zusätzlich zu der oben vorgestellten Stichtagmessung weitere $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen durchgeführt. Wie Abb. 74 zeigt, bleibt die sinusförmige Ausprägung des oben beschriebenen Tiefenprofils dabei unter Berücksichtigung der zusätzlichen Daten annähernd bestehen.

Die zusätzlichen Messungen zeigen für die Wässer der Grundwasseroberfläche des ML1 (2 m) während des Untersuchungszeitraums Schwankungen von bis zu 0,86 ‰ (-7,05 bis -7,91 ‰, $\bar{\delta} = -7,45$ ‰). Diese Schwankungen ergeben sich aus dem Zutritt von Sickerwasser unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzung, abhängig von den zugehörigen Niederschlägen und Verdunstungsprozessen. Ein Vergleich der im Grundwasser gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit denen der Monatsniederschläge macht allerdings eine starke Dämpfung des Signals im Grundwasser deutlich. Durch die Dämpfung und die relativ geringe Meßwertdichte ist eine Parallelisierung der Ganglinien von Niederschlag und Grundwasser nicht möglich.

Mit zunehmender Tiefe werden die Schwankungen unter anderem durch Mischung und Diffusion weiter gedämpft. Bestätigt wird dies durch eine Meßamplitude von 0,48 ‰ in 4 m Tiefe und eine Amplitude von 0,14 ‰ in 15 m Tiefe, die im Bereich der Meßgenauigkeit liegt. Ähnliche Verhältnisse zeigen sich für den ML2, in dem die Sauerstoff-18-Werte in 4 m Tiefe allerdings nur um 0,26 ‰ und in 15 m Tiefe um 0,09 ‰ schwanken.

Zusätzlich zu den Untersuchungen an den Multilevel-Brunnen wurde der ^{18}O -Gehalt exemplarisch für 5 bzw. 6 Stichtage für die Mischwässer der **Grundwassermeßstellen** GWM 5, 6 und 23 bestimmt. Für jeweils zwei Probenahmen (September 1996 und Dezember 1997) liegen zudem Daten für die Meßstellen GWM 9, 16 und 21 vor. Diese können allerdings nur Hinweise über mögliche jahreszeitliche Schwankungen der Sauerstoff-18-Gehalte liefern.

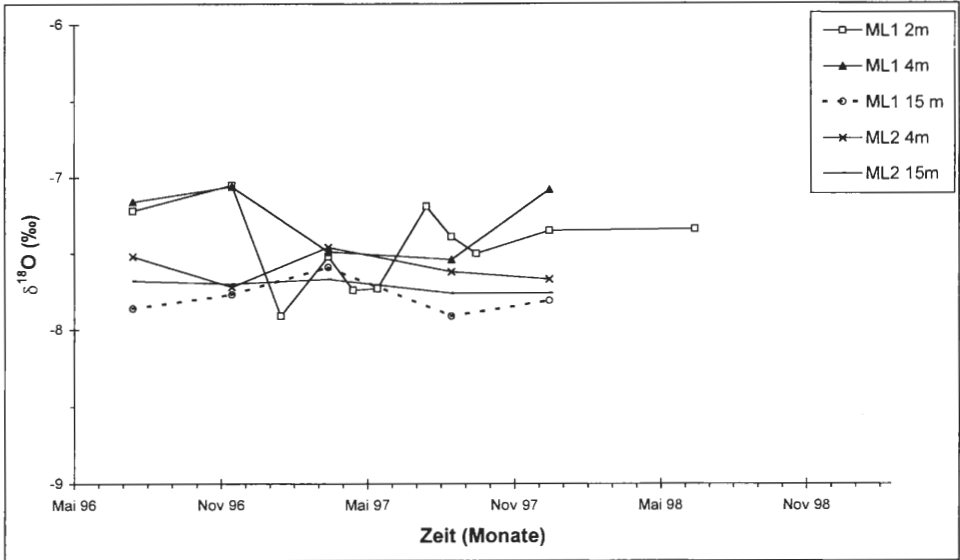


Abb. 74: ^{18}O -Gehalte einzelner Stichtage für die Grundwässer des ML1 aus 2, 4 und 15 m Tiefe und des ML2 für die Grundwässer aus 4 und 15 m Tiefe.

Für die Grundwässer der Meßstelle GWM 6 sind über den gesamten Beprobungszeitraum stabile Verhältnisse festzustellen. Unter Berücksichtigung der an den Multilevel-Brunnen gemachten Beobachtungen deuten die Meßwerte auf eine tiefere Grundwasserkomponente oder nur minimale Grundwasserneubildungsraten hin. Für die ebenfalls an der Meerbecke im Abstrom des GHM gelegene Meßstelle GWM 9 deuten die beiden durchgeführten Analysen (September 1996: $-7,45\text{‰}$, Dezember 1997: $-7,44\text{‰}$) ebenfalls auf stabile Verhältnisse hin. Auffällig ist, daß zu den beiden Meßterminen kein Einfluß der angereicherten Wässer des GHM zu erkennen ist.

Die Grundwässer der Meßstellen GWM 5 und 23 zeigen im Untersuchungszeitraum eine $\delta^{18}\text{O}$ -Amplitude von $0,44$ bzw. $0,96\text{‰}$. Auffällig sind die Meßwerte der Meßstelle GWM 23 am Ostufer des EFS, die über den Beobachtungszeitraum einen Anreicherungstrend von $-8,37$ auf $-7,41\text{‰}$ zeigen. Ob dieser im Zusammenhang mit einem Einfluß der Stillgewässer zu sehen ist, oder ob andere Ursachen (z.B. Änderung der Mischungskomponente oder Hinweis auf die Klimaänderung) dafür in Frage kommen, kann nur durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

Für die Meßstelle GWM 5 im Bereich landwirtschaftlicher Nutzflächen schwanken die Delta-Werte zwischen $-7,95$ und $-7,51\text{‰}$.

Auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Wässer der Meßstelle GWM 21 schwanken mit $-7,80\text{‰}$ (September 1996) und $-7,15\text{‰}$ (Dezember 1997) deutlich. Die Resultate der GWM 16 sind hingegen mit $-8,19$ und $-8,08\text{‰}$ eher geringen Schwankungen unterworfen. Beide Werte sind auffallend niedrig. Delta-Werte unter -8‰ konnten ansonsten nur für die Grundwässer der Meßstelle GWM 6, des ML1 aus 12 m Tiefe und zeitweise für die Meßstelle GWM 23 beobachtet werden.

Die Isotopengehalte der **Stillgewässer** weisen zum Probenahmezeitpunkt (Dezember 1997) im Verhältnis zueinander deutliche Unterschiede auf (Abb. 75). Die Werte liegen dabei mit Ausnahme der Wässer der Kolke K2 und K3 sowie der Meerbecke als Folge der Evaporation unterhalb der GMWL. Abb. 75 zeigt, daß die übrigen Wässer auf keiner eindeutigen Verdunstungsgeraden liegen, sondern innerhalb eines Bereiches schwanken.

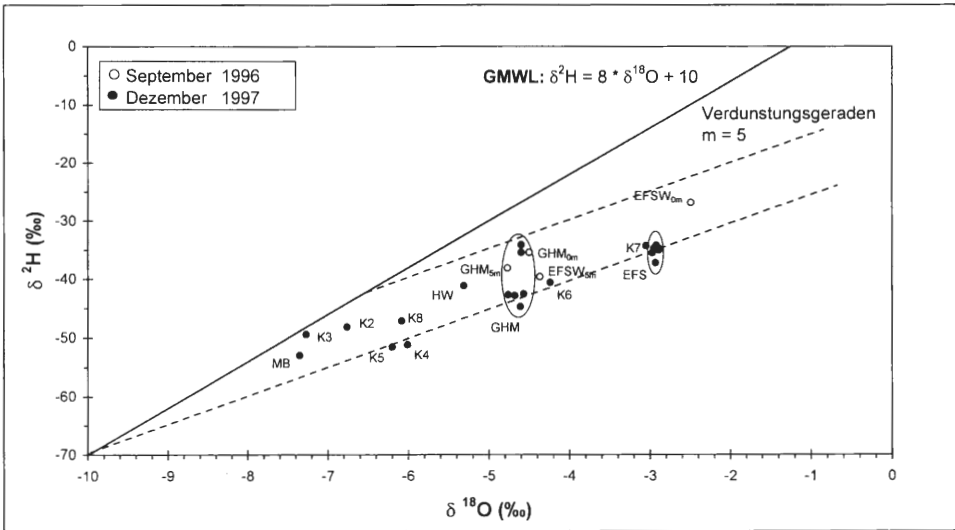


Abb. 75: ^{18}O - und ^2H -Gehalte der oberirdischen Gewässer. Außerdem sind die Global Meteoric Water Line (GMWL) und die Verdunstungsgeraden mit einer Steigung von 5 angegeben.

Berücksichtigt man für das Untersuchungsgebiet eine theoretische Verdunstungsgerade mit einer Steigung von 5, ergibt sich für die Oberflächenwässer ein breites Band von Ausgangswässern. Dabei sind aber auch Mischungen von Wässern unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzung möglich und zu berücksichtigen.

Die **Kolke** K2 bis K5 sowie K8 zeigen mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von $-6,01$ bis $-7,27$ ‰ und $\delta^2\text{H}$ -Werten von $-51,5$ bis $-47,1$ ‰ nur eine geringe bzw. keine Isotopenfraktionierung. Die Wässer der Kolke K4 und K5 fallen dabei durch vergleichsweise geringe Deuterium-Gehalte auf.

Bei den Kolken handelt es sich um relativ flache Gewässer mit einem geringen Wasservolumen, das sich in den Sommermonaten z.T. drastisch reduziert. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung bei den Kolken K2, K3 und K8, die nicht-permanente Gewässer darstellen. Gegenüber den oben genannten Kolken zeigen die Kolke K6 und K7 eine deutlich stärkere Anreicherung, die vermutlich mit einem geringeren Grundwasserzutritt erklärt werden kann. Dabei wirken sich sowohl die Evaporation als auch die Niederschläge für den Kolk K7 gegenüber K6 aufgrund des kleineren Volumen-Oberflächen-Verhältnisses stärker aus.

Der **Heideweier** übernimmt als weiteres flaches Gewässer mit einem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $-5,31$ ‰ und einem Deuterium-Gehalt von $-41,1$ ‰ eine vermittelnde Stellung zwischen den beiden Kolk-Gruppen.

Die vorgestellten flachen Gewässer repräsentieren ein Mischwasser aus Niederschlag, dessen isotopische Zusammensetzung jahreszeitlich deutlich schwankt, zufließendem Grundwasser sowie dem angereicherten Produkt beider Komponenten. Da diese Gewässer nur ein geringes Wasservolumen besitzen, ändert sich die isotopische Zusammensetzung in Abhängigkeit von der Niederschlagsrate und dessen isotopischer Zusammensetzung, der Verdunstung und dem Grundwasserzustrom sehr schnell; ein Gleichgewichtszustand wird in der Regel nicht erreicht. Demnach reflektieren die gemessenen Gehalte vom Dezember 1997 nur einen momentanen Zustand zu Beginn des Hydrologischen Winterhalbjahrs 1998, mit dessen Beginn steigende Wasserstände und Niederschläge mit Sauerstoff-18-Gehalten kleiner -9 ‰ (Bad Salzflun) beobachtet wurden.

Für die Wässer der tiefen Seen **EFS** und **GHM** kann von den gleichen Mischungskomponenten wie für die flachen Gewässer ausgegangen werden. Aufgrund des größeren Wasservolumens bilden sich jedoch stabilere Verhältnisse aus.

Aus Abb. 75 wird deutlich, daß die Wässer des EFS gegenüber dem GHM eine stärkere isotopische Anreicherung besitzen. Da für beide Gewässer von annähernd gleichen Verdunstungsverhältnissen ausgegangen werden kann, dürfte sich die Isotopendifferenz unter der Voraussetzung, daß die beiden Gewässer sich im Gleichgewichtszustand befinden, durch eine unterschiedliche Grundwasserzuströmrate erklären lassen. Dabei ergibt sich unter Berücksichtigung der Diagramme von GONFIANTINI (1986) bei einer Luftfeuchtigkeit von 75 % für das GHM ein 13 %-iger und für den EFS ein 27 %-iger Evaporationsverlust.

Auf den ersten Blick erscheint es widersprüchlich, daß sich ein scheinbar größerer Grundwasserzutritt für das GHM ergibt, für das aufgrund seiner zumindest bereichsweise mächtigeren Kolmationsschicht ein geringerer Grundwasserzutritt zu erwarten wäre. Aufgrund des tiefer gelegenen Abflubniveaus und des damit verbundenen stärkeren Gefälles zwischen See und Grundwasser ergibt sich jedoch eine plausible Erklärung für das beobachtete Phänomen. Zudem floß die Meerbecke noch bis Mitte der 1960er Jahre durch das GHM und bewirkte einen Eintrag leichter sowie einen Austrag angereicherter Wässer. Noch heute wird durch einen Abfluß das angereicherte Wasser der Wasseroberfläche abgeführt.

In den Abb. 76 und Abb. 77 werden die Sauerstoff-18-Werte (September 1996, August 1997, Dezember 1997) der Seen GHM und EFS als Tiefenprofile dargestellt und mit den zugehörigen Temperaturprofilen der Seen sowie der isotopischen Zusammensetzung des anstromigen Grundwassers verglichen. Wie bereits aus Abb. 75 deutlich wurde, weichen die Isotopengehalte der beiden Seen deutlich voneinander ab. Deren saisonales Verhalten ist jedoch vergleichbar. Beide Gewässer zeigen zum Zeitpunkt der Herbstvollzirkulation (Dezember 1997) über das gesamte Tiefenprofil identische ^{18}O -Gehalte. Unterschiede ergeben sich allerdings für die Deuterium-Werte. Die ^2H -Gehalte sind für die Wässer aus 6 und 8 m Tiefe gegenüber denen der anderen Meßniveaus höher. Wie es dazu kommt, konnte nicht geklärt werden. Eventuell sind die Unterschiede auf Fehlmessungen zurückzuführen. Jedoch liegen die Deuterium-Gehalte für die Septembermessung 1996 auf dem gleichen Niveau.

Während der Sommerstagnation (August 1997) zeigen die Seen eine Schichtung in Epi-, Meta- und Hypolimnion, was aus den Temperatur-Tiefenprofilen abgeleitet werden kann.

Der **EFS** zeigt im August 1997 für das Epilimnion bis 2 m Tiefe gegenüber der Vollzirkulation im Dezember 1997 eine deutliche isotopische Anreicherung mit Werten von -1,82 bis -2,05 ‰ (Abb. 76). Unter Berücksichtigung der für die Vollzirkulation bestimmten Werte ergibt sich eine Amplitude von 1,12 ‰ an der Wasseroberfläche. Nach Angaben von ZIMMERMANN (1978) errechnet sich hingegen für einen See mit einer mittleren Tiefe von 2,7 m eine Amplitude von 0,84 ‰. Wenn die Angaben von ZIMMERMANN auf das Untersuchungsgebiet zu übertragen sind, befindet sich der See entweder nicht im Gleichgewicht oder die mittlere Tiefe des Sees wurde um 0,8 m zu hoch bestimmt. Dies ist zumindest teilweise nicht unwahrscheinlich, da für die Berechnungen Messungen aus den 1950er Jahren herangezogen wurden und der Wasserstand des Sees um ca. 0,5 m im Jahresverlauf schwankt.

Unterhalb des Epilimnions liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte unter den Meßwerten der Vollzirkulation, was auf einen Grundwasserzstrom hindeutet. Unterschiede ergeben sich dabei für das Meta- und das Hypolimnion. Im oberen Bereich des Metalimnions (3 m Tiefe) liegt der Delta-Wert bei -5,11 ‰ und repräsentiert damit das absolute Minimum des Tiefen-

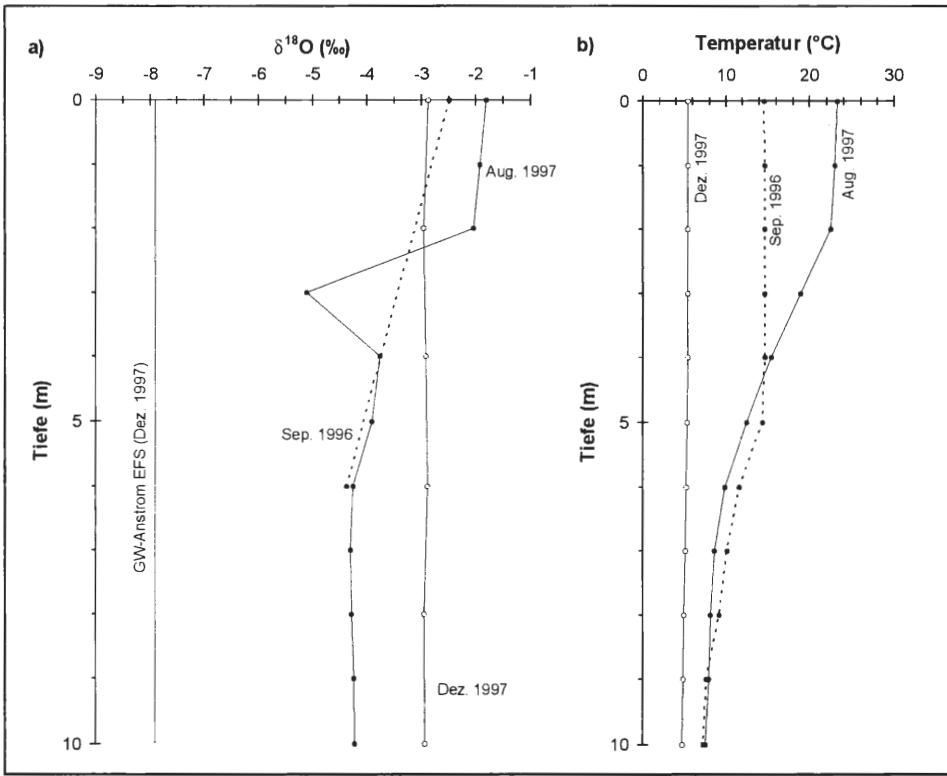


Abb. 76: ^{18}O -Gehalte einzelner Stichtage verschiedener Entnahmetiefen des EFS und des oberstromigen Grundwassers (a) sowie Wassertemperaturen des Sees zum Zeitpunkt der Probenahme (b).

profils. Unter Berücksichtigung der Herbstvollzirkulation entspricht dieses Minimum einem Grundwasseranteil von 56 %. Im unteren Bereich des Metalimnions liegen die Delta-Werte nur bei $-3,76$ bzw. $-3,92$ ‰ und entsprechen einem Grundwasseranteil von ca. 18 %. Im Hypolimnion (ab 6 m Tiefe) sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit $-4,23$ bis $-4,30$ ‰ konstant und liegen damit nur geringfügig unter den Werten des unteren Metalimnions. Der Grundwasseranteil liegt gegenüber dem Mischwasser der Vollzirkulation bei ca. 27 %.

Die beobachtete Verteilung der ^{18}O -Gehalte im Tiefenprofil des EFS kann wie folgt erklärt werden:

An der Wasseroberfläche kommt es nach der Frühjahrsvollzirkulation infolge Evaporation zu einer isotopischen Anreicherung. Da der Wind infolge der großen Temperaturunterschiede im See während der Sommermonate nur die oberflächennahen warmen Schichten erfassen und durchmischen kann, liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Epilimnions, wie auch die Temperaturen auf einem einheitlichen Niveau. Zu einer Veränderung der Delta-Werte kann es durch Niederschlagswasser kommen, die in das Epilimnion eingemischt werden. Zudem ist ein Zutritt von Grundwasser denkbar. Aufgrund des temperaturbedingten Dichteunterschieds zwischen dem oberflächennahen Grundwasser und dem Epilimnion ist es allerdings denkbar, daß sich im Bereich des Epilimnions dem See zutretendes Grundwasser nicht in dieses einmischt, sondern in das Metalimnion. Ein solches Verhalten wurde von DITTRICH (1985) und POTT et al. (1998) erwogen. Mit dieser Hypothese könnte das in 3 m Tiefe beobachtete Delta-Minimum erklärt werden. Andererseits ist auch denkbar, daß sich in der genannten Tiefe ein bevorzugter Grundwasserzutritt befindet.

Während die Temperatur im Hypolimnion bis zur Basis weiter abnimmt, zeigen die ^{18}O -Gehalte annähernd gleiche Werte. Ob dies als Hinweis auf einen gleichmäßigen Grundwasserzutritt im gesamten Bereich des Hypolimnions gedeutet werden kann, muß nach aktuellem Kenntnisstand noch unbeantwortet bleiben.

Kühlt sich das Oberflächenwasser zum Herbst hin ab, kommt es zu Konvektionsströmungen. Die Temperaturdifferenzen der Wasserschichten werden geringer und der Wind trägt dazu bei, daß der gesamte Wasserkörper durchmischt wird, so daß es zur Herbstvollzirkulation kommt (TERLUTTER 1995). Das führt zu einer einheitlichen Isotopenzusammensetzung, wie die Messungen vom Dezember 1997 belegen.

Die Messungen vom September 1996 repräsentieren einen Übergang von Sommerstagnation zur Herbstvollzirkulation. Wie aus dem Temperatur-Tiefenprofil hervorgeht, reicht die Durchmischung der Wässer bereits bis in eine Tiefe von 5 m. Durch die Mischung des angereicherten Wassers des Epilimnions mit den leichteren Wässern des Metalimnions verschiebt sich der für die Wasseroberfläche (0 m) ermittelte $\delta^{18}\text{O}$ -Wert in Richtung des für die Herbstvollzirkulation ermittelten Werts (vgl. Dezember 1997). Dem gegenüber steht der Delta-Wert (-4,37 ‰) für die Wässer aus 6 m Tiefe. Hier ist die Schichtung der Sommerstagnation noch stabil. Ein Vergleich mit dem für die Sommerstagnation 1997 ermittelten Wert in 6 m macht nur minimale Unterschiede zwischen den beiden Jahren deutlich. Soweit man das für zwei Jahre beurteilen kann, scheinen die Verhältnisse demnach von Jahr zu Jahr weitgehend gleich zu bleiben.

Wird das Oberflächenwasser kälter als 4 °C, kann sich - insbesondere wenn sich eine Eisschicht auf dem Gewässer bildet - eine Schichtung ausbilden (Winterstagnation; TERLUTTER 1995). Für diesen Zustand liegen allerdings keine Meßwerte vor. Denkbar wäre unter solchen Bedingungen eine Einschichtung des wärmeren Grundwassers im Bereich der Seeoberfläche (DITTRICH 1985).

Vergleicht man die für den EFS gemachten Beobachtungen mit den Profilen des **GHM**, ergeben sich einige Unterschiede (Abb. 77). So ist die Anreicherung an der Wasseroberfläche ($\delta^{18}\text{O} = -4,41$ ‰) gegenüber dem für die Vollzirkulation ermittelten Wert mit 0,22 ‰ minimal. Geringfügig stärker angereicherte Wässer konnten mit -4,21 ‰ in einer Tiefe von 1 m beobachtet werden. Die angegebene Amplitude scheint unter Berücksichtigung der Verhältnisse am EFS und den Angaben von ZIMMERMANN (1978), bei dem sich für ein Gewässer mit einer mittleren Tiefe von 4,4 m eine Amplitude von 0,52 ‰ ergibt, zu gering. Ursache für diese Beobachtung kann ein fehlendes Gleichgewicht oder ein verstärkter Grundwassereintritt in dieser Zone sein, der sich unabhängig von den Dichteunterschieden in das Epilimnion eingemischt hat. Wahrscheinlicher ist jedoch ein Austrag der angereicherten Wässer durch den oberirdischen Abfluß.

Im Bereich des Metalimnions nehmen die Delta-Werte parallel zu den Temperaturen ab. Ein Minimum wie am EFS konnte nicht erfaßt werden. Im Hypolimnion sind die Werte mit -5,41 bis -5,61 ‰ annähernd konstant (leicht zunehmender Trend mit der Tiefe). Die Isotopenzusammensetzung entspricht im Vergleich zu den während der Herbstvollzirkulation (1997) ermittelten Delta-Werten einem Grundwasseranteil von 32 %.

Da für das GHM bei der Probenahme im September 1996 im Gegensatz zum EFS nicht die Probe aus 6 m Tiefe, sondern aus 5 m Tiefe untersucht wurde und somit dem durchmischten Wasseranteil zugeordnet werden kann, ergibt sich für die Wässer der Wasseroberfläche (0 m) und aus 5 m Tiefe für den September 1996 eine vermittelnde Position zwischen Stagnation und Vollzirkulation.

Zusammenfassend ist für den EFS und das GHM feststellen, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Tiefenprofile annähernd parallel zu den Temperaturprofilen verlaufen. Ein ähnlicher Verlauf wurde bereits von STICHLER & MOSER (1979) für einen 15 m tiefen Testsee in der oberen Rheintalebene nachgewiesen. Die Autoren konnten belegen, daß die horizontale Schichtung den

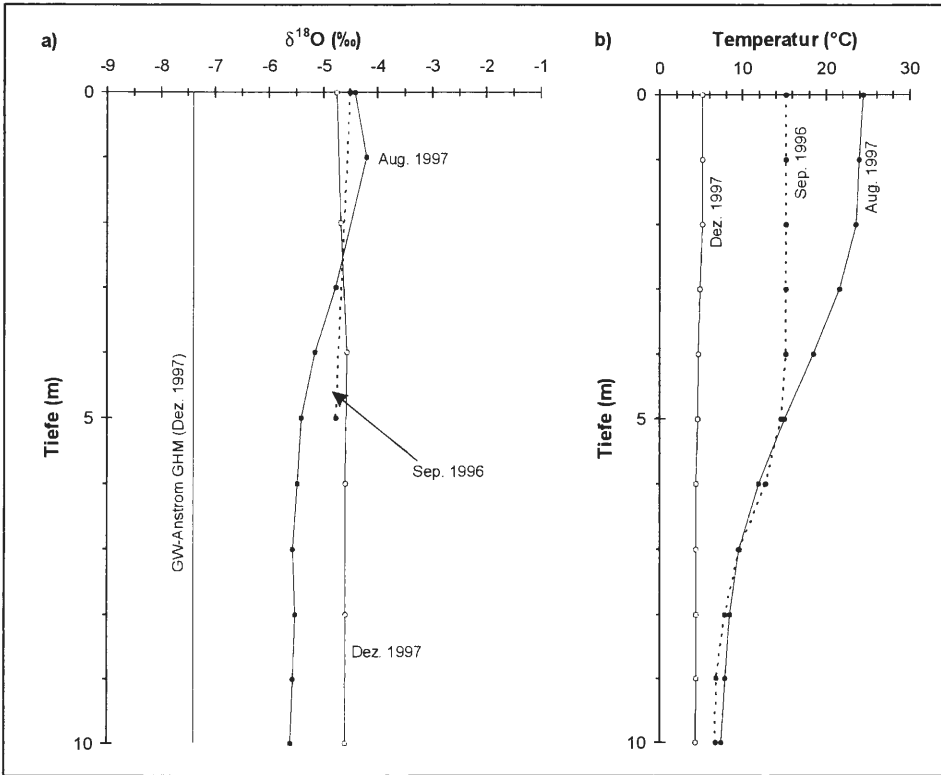


Abb. 77: ^{18}O -Gehalte einzelner Stichtage verschiedener Entnahmetiefen des GHM und des anstromigen Grundwassers (a) sowie Wassertemperaturen des Sees zum Zeitpunkt der Probenahme (b).

gesamten See erfaßt. Als Besonderheit für das Untersuchungsgebiet ist der in 3 m Tiefe im EFS beobachtete hohe Grundwasseranteil zu nennen.

Wie bereits oben dargestellt, ist im Abstrom des EFS (GWM 18 und 19) und des HW (GWM 17) eine **Infiltration von Seewasser in den Grundwasserleiter** zu erkennen. Im Abstrom des GHM (GWM 9) konnte hingegen keine Infiltration beobachtet werden. Statt dessen zeigen aber die Wässer der Meßstelle GWM 22 westlich des GHM mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von -6,82 bis -5,92 ‰ ($\bar{\delta} = -6,27$ ‰) zeitweise einen Einfluß angereicherter Wässer. Vermutlich ist für diese Beobachtung der nahegelegene Kolk K3 verantwortlich, der allerdings für die Messung vom Dezember 1997 keine isotopische Anreicherung zeigt (Abb. 75).

Für die Meßstelle **GWM 18** sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit -5,46 bis -3,73 ‰ über den gesamten Untersuchungszeitraum gegenüber dem oberstromigen Grundwasser erhöht. Demnach kann für die Wässer dieser Meßstelle auf einen hohen Seewasseranteil geschlossen werden. Der jeweilige Anteil schwankt unter Berücksichtigung des Sauerstoff-18-Gehalts des EFS zum Zeitpunkt der Vollzirkulation zwischen 46 und 83 %. Geringere Mischungsanteile zeigen sich jeweils für die Wintermonate.

Die Prozentangaben sind hier nur als Orientierungswerte zu verstehen, da die ursprüngliche Isotopenzusammensetzung je nach Austrittstiefe im See jahreszeitlich variiert. Weiterhin scheint es aufgrund des Tritium-Werts vom Dezember 1997 (Kap. 3.4.1) wahrscheinlich, daß die Grundwässer der Meßstelle GWM 18 zumindest zeitweise kein junges Seefiltrat repräsentieren, sondern vielmehr älteres Seewasser. Da davon ausgegangen

werden kann, daß die Anreicherung des EFS vor einigen Jahrzehnten noch nicht soweit fortgeschritten war, könnte der Mischungsanteil von Seewasser im Grundwasser zeitweise viel größer sein als angegeben.

Für die Grundwässer der Meßstelle **GWM 19** im Abstrom des flachen EFS-Seeabschnitts konnte nur zeitweise ein Seewassereinfluß festgestellt werden. Eine Anreicherung wurde für Januar 1997 mit 45 %, für August 1997 mit 46 % und für Dezember 1997 sogar mit 91 % ermittelt.

Für die Meßstelle **GWM 17** kann mit Sauerstoff-18-Gehalten zwischen -5,41 und -7,62 ‰ ebenfalls eine zeitweise Beeinflussung durch die Stillgewässer angenommen werden. Da die Meßstelle annähernd im Abstrom des Heideweiher liegt, ist zu vermuten, daß sie durch den HW und nicht durch den EFS beeinflusst wird. Angaben über den Anteil von Heideweiher-Wasser im Grundwasser können nicht gemacht werden, da bei diesem Gewässer von stark schwankenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Jahresverlauf ausgegangen werden muß (s.o.).

3.4.3 Stickstoff-15 und Sauerstoff-18 im Nitrat

Die Bestimmung des Stickstoff-15- (^{15}N) und des Sauerstoff-18-Isotops (^{18}O) am Nitrat (NO_3^-) liefert Hinweise über die Herkunft des Nitrats im Grundwasser. Zudem sind Aussagen über Denitrifikationsprozesse möglich, da es infolge bakterieller Nitrat-Reduktion zu Isotopenfraktionierungen im Nitrat - mit einem bevorzugten Abbau des leichteren Stickstoff- (^{14}N) bzw. Sauerstoff-Isotops (^{16}O) - kommt. Dies hat eine relative Anreicherung der schweren Isotope im verbleibenden Restnitrat zur Folge (VOERKELIUS 1990). Eine Denitrifikation ist also bei gleichem Anfangsgehalt und gleicher Isotopenzusammensetzung des Nitrats an abnehmenden Nitrat- und zunehmenden Delta-Werten zu erkennen (MARIOTTI et al. 1988). Verdünnungseffekte oder geringere Nitrat-Einträge bewirken keine Isotopenfraktionierung (MARIOTTI et al. 1988, VOERKELIUS 1990).

MARIOTTI (1986) und LÉTOLLE (1980) beschreiben den Grad der Isotopenfraktionierung als geschwindigkeitsabhängige Größe, wobei eine schnelle Denitrifikation einen geringeren und eine langsame Denitrifikation einen höheren Fraktionierungsgrad verursacht.

Die Isotope ^{15}N und ^{18}O des Nitrats wurden einmalig (März 1998) für die nitratreiche Zone des ML1 (2-8 m) bestimmt. In diesem Aquiferabschnitt konnten deutliche Unterschiede der Nitrat-Konzentration beobachtet werden. Während in 8 m Tiefe über den gesamten Beprobungszeitraum nahezu konstant hohe Nitrat-Konzentrationen gemessen wurden, zeichneten sich die darüber liegenden Grundwässer durch stark schwankende Meßwerte aus. Als eine mögliche Ursache für diese Schwankungen wurde bereits in Kapitel 3.3.5 der wechselnde Nährstoffeintrag benannt. Allerdings deuten verschiedene Parameter (z.B. Ammonium und Eisen) auf zumindest zeitweise reduzierende Bedingungen hin, die eventuell mit Denitrifikationsprozessen in Verbindung gebracht werden können. Eine Denitrifikation konnte für den Aquiferabschnitt unterhalb von 8 m bereits eindeutig belegt werden. Zur Klärung der Verhältnisse im oberen Aquiferbereich (2-8 m) wurde für die entsprechenden Wässer die Isotopenzusammensetzung des Nitrats bestimmt und mit Hilfe eines $\delta^{15}\text{N}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramms nach CLARK & FRITZ (1997) veranschaulicht (Abb. 78).

Die Isotopenzusammensetzung der vier untersuchten Wasserproben zeigt deutliche Unterschiede. Für die Wasserprobe aus **2 m** Tiefe (76 mg/l NO_3^-) wurde ein $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 4,7 ‰ und ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 18,7 ‰ bestimmt. Diese Konstellation von niedrigem Delta-Wert für das Stickstoff-Isotop und hohem Delta-Wert für das Sauerstoff-Isotop weist auf synthetische Nitrat-Dünger als Nitrat-Quelle hin.

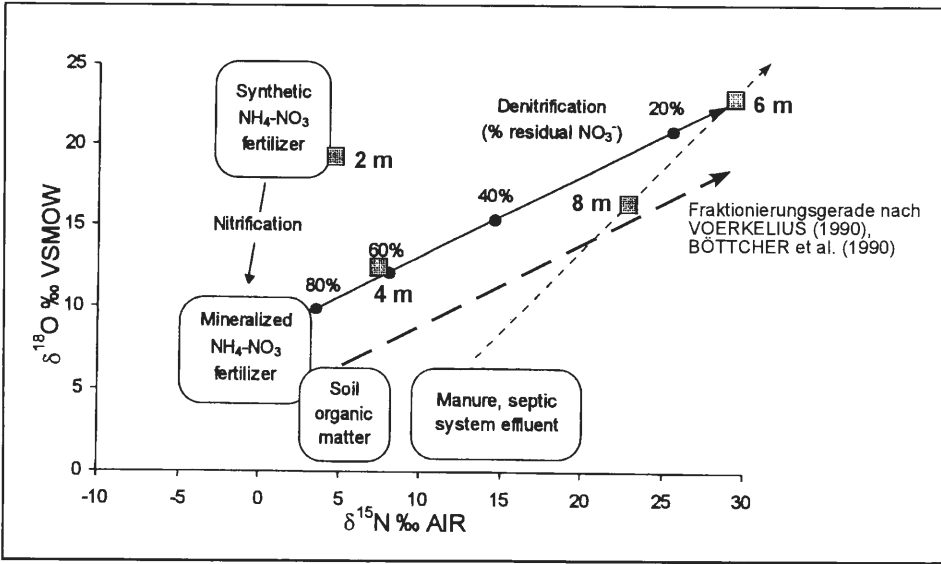


Abb. 78: $\delta^{15}\text{N}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer des ML1 (2 - 8 m) für die Probenahme vom März 1998 im Isotopendiagramm nach CLARK & FRITZ (1997).

Normalerweise findet bei Maisanbau, wie er im Anstrom des ML1 betrieben wird, im Frühjahr noch keine Mineraldüngung statt. Erst später im Jahr werden mineralische Dünger eingesetzt. Aber selbst dann nehmen Nitrat-Dünger gegenüber Ammonium-Dünger (z.B. Diammonphosphat) nur eine untergeordnete Rolle ein (BANGERT & KOWARIK 2000). Vermutlich machen sich zum Zeitpunkt der Probenahme also nicht die jüngsten Düngungen im Grundwasser bemerkbar, sondern vielmehr die Restbestände des Vorjahres.

Die Grundwässer aus 4 m Tiefe mit einem Nitrat-Gehalt von 108 mg/l besitzen einen $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 7,7 ‰ und einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 12,6 ‰. Diese Werte weichen deutlich von den in 2 m Tiefe gemessenen ab. Der geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Wert kann hier die Folge einer Nitrifikation des düngerbürtigen Ammoniums sein. Auch eine Beimischung von Nitrat aus organischen Düngern ist möglich. Sofern die Dünger im wesentlichen mineralischer Herkunft sein sollten, hat unter Berücksichtigung der Fraktionierungsgeraden nach CLARK & FRITZ (1997) bereits die Denitrifikation mit einem Nitrat-Abbau von 40 % eingesetzt. Unter Beachtung dieses Wertes ergäbe sich eine Ursprungskonzentration von 180 mg/l NO₃.

Für die Wässer aus 6 m Tiefe (24 mg/l NO₃⁻) kann aufgrund der Meßwerte ($\delta^{15}\text{N} = 29,5$ ‰; $\delta^{18}\text{O} = 22,5$ ‰) auf intensive Denitrifikationsprozesse geschlossen werden. Aus Abb. 78 ergibt sich für diese Grundwässer wie auch schon für die Wässer aus 4 m Tiefe eine Lage auf der Fraktionierungsgeraden von CLARK & FRITZ (1997) (150 mg/l = 100 %). Allerdings scheint ein alleiniger Einsatz mineralischer Dünger für das Einzugsgebiet der Grundwässer aus 6 m Tiefe, wie auch für die Grundwässer aus 4 m Tiefe, unwahrscheinlich, da für das Untersuchungsgebiet eine gemischte Düngung von mineralischen und organischen Düngern bekannt ist (BANGERT & KOWARIK 2000). Zieht man zudem die Wässer aus 8 m Tiefe hinzu, deren Isotopengehalt bei 22,8 ‰ ($\delta^{15}\text{N}$) bzw. 16,2 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) liegt und somit auf eine Mischung von mineralischen und organischen Düngern hinweist (Lage auf der Fraktionierungsgeraden des Fuhrberger Feldes – –), ist für die Grundwässer aus 6 m Tiefe eine ähnliche Zusammensetzung wahrscheinlicher.

Verbindet man im Isotopendiagramm die Werte aus 6 und 8 m Tiefe, ergibt sich eine dritte Fraktionierungsgerade (---), deren Ursprung im Bereich der organischen Dünger liegt. Aus dem oben angeführten Grund ist allerdings fraglich, inwieweit diese Option als belastbare These angesehen werden kann.

Grundsätzlich ist bemerkenswert, daß auch für die Grundwässer aus 8 m Tiefe aufgrund der angereicherten Isotopenwerte mit Denitrifikationsprozessen zu rechnen ist. Trotz der hohen Delta-Werte lag der gemessene Nitrat-Gehalt noch bei 141 mg/l. Demnach muß entweder von vergleichsweise höheren Einträgen oder aber einer langsamer ablaufenden Denitrifikation ausgegangen werden.

Es stellt sich die Frage, warum für die Grundwässer aus 6 m Tiefe im Gegensatz zu den Wässern aus 8 m Tiefe für die untersuchten Grundwasserproben (März 1998) ausgeprägtere Denitrifikationsprozesse nachgewiesen wurden. Für diese Beobachtung kommen mehrere Ursachen in Frage:

- höherer Sauerstoffeintrag im Einzugsgebiet der Grundwässer aus 8 m Tiefe,
- geringeres Donatorenpotential für den tieferen Abschnitt,
- Grundwasserstau im oberen Aquiferabschnitt durch z.B. Oberflächengewässer, dadurch Ausbildung reduzierender Verhältnisse und
- Unterströmung durch höhere Durchlässigkeiten.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß denitrifizierende Prozesse nicht nur im tieferen Aquiferabschnitt auftreten, sondern sich auch in der nitratreichen Zone eine deutliche Nitrat-Reduktion (vor allem in 6 m Tiefe) zu erkennen gibt.

3.4.4 Schwefel-34 und Sauerstoff-18 im Sulfat

Die Isotopenbestimmung des Sulfat-Schwefels ($^{34}\text{S}-\text{SO}_4^{2-}$) und des Sulfat-Sauerstoffs ($^{18}\text{O}-\text{SO}_4^{2-}$) ermöglicht Rückschlüsse auf die Herkunft des Sulfats (Abb. 79). Weiterhin gibt das Isotopenverhältnis Hinweise auf Sulfatreduktion. Diese ist an abnehmenden Sulfat- und zunehmenden Schwefelwasserstoff-Gehalten zu erkennen. Im Restsulfat kommt

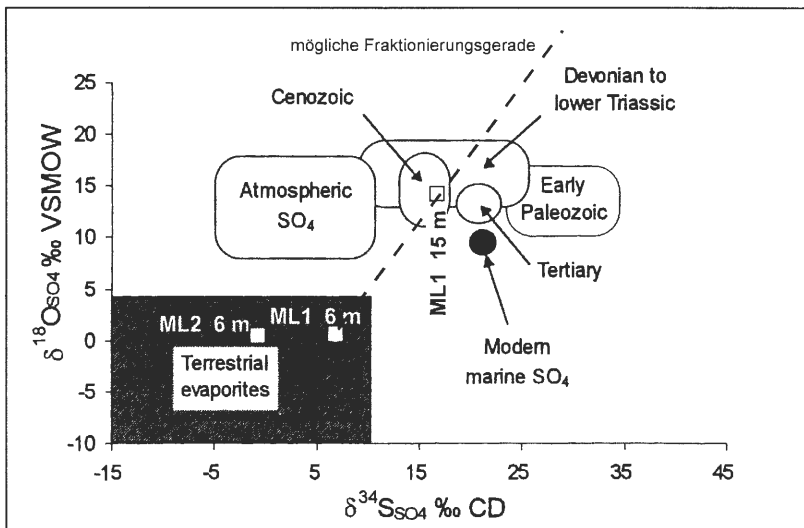


Abb. 79: $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der untersuchten Grundwässer vom Dezember 1997 in einem Diagramm von CLARK & FRITZ (1997).

es zu einem gleichzeitigen Anstieg der $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Sinne einer Rayleigh-Fraktionierung (SCHULTE et al. 1997). Da die sulfatreduzierenden Bakterien bevorzugt das leichtere Isotop umsetzen, ist das Reaktionsprodukt (H_2S bzw. sedimentäre Sulfide) in der Regel stark an schweren Schwefel-Isotopen $\delta^{34}\text{S}$ verarmt (CHAMBERS & TRUDINGER 1979), während das Restsulfat sich durch einen hohen Anteil schwerer Isotope auszeichnet.

Experimentell ermittelte Isotopenfraktionierungen zwischen Sulfat und Sulfid liegen zwischen 4 und 46 ‰ (CHAMBERS & TRUDINGER 1979). Darüber hinaus können bei der Disproportionierung instabiler Zwischenprodukte wie Thiosulfat und/oder elementarer Schwefel weit größere Fraktionierungen zwischen Edukt und Produkt erreicht werden. Diese Reaktion ist allerdings bisher lediglich aus dem marinen Bereich bekannt (JÖRGENSEN 1990, CANFIELD & THAMDRUP 1994).

Eine Isotopengehaltsbestimmung am Sulfat wurde an drei ausgesuchten Grundwasserproben der Multilevel-Brunnen durchgeführt, die sich durch hohe Sulfat-Konzentrationen auszeichnen (ML1: 6 und 15 m, ML2: 6 m; Dezember 1997).

Die zwei untersuchten Proben des **ML1** aus 6 m ($\text{SO}_4^{2-} = 128 \text{ mg/l}$) und 15 m Tiefe ($\text{SO}_4^{2-} = 130 \text{ mg/l}$) weisen deutlich voneinander abweichende Delta-Werte auf. Die Meßwerte aus 6 m Tiefe ($\delta^{34}\text{S} = 7,0 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 0,1 \text{ ‰}$) deuten auf einen sulfidischen Sulfat-Ursprung hin. Ursache ist dafür wahrscheinlich die chemolithoautotrophe Denitrifikation, die bereits durch die gemessenen Nitrat-Isotope belegt werden konnten (Kap. 3.4.3).

In 15 m Tiefe ist eine deutliche Anreicherung der schweren Isotope zu erkennen ($\delta^{34}\text{S} = 17,6 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 13,6 \text{ ‰}$), die aufgrund des bei der Probenahme deutlich wahrnehmbaren Schwefelwasserstoffgeruchs auf eine Sulfatreduktion zurückgeführt werden kann. Da andererseits aber die Sulfat-Gehalte im Vergleich zu den in 10 und 12 m gemessenen Konzentrationen nicht ab- sondern zugenommen haben, muß eine zusätzliche Sulfat-Quelle existieren, wenn nicht außergewöhnlich hohe Anfangskonzentrationen als Ursache angenommen werden sollen. Unterstützt wird diese Annahme durch die Tatsache, daß in der Regel die Anreicherung des ^{34}S größer ist als die des ^{18}O (CLARK & FRITZ 1997). Für den ML1 ergibt sich hingegen unter Berücksichtigung der Grundwässer aus 6 m Tiefe für ^{18}O eine stärkere Anreicherung.

Wie in Kapitel 3.3.5 dargestellt, ist für die drei oberen Filterniveaus des **ML2** Anfang 1997 ein Anstieg der elektrischen Leitfähigkeiten festgestellt worden, was unter anderem auf eine Erhöhung der Sulfat-Gehalte zurückzuführen ist. Exemplarisch wurde eine Grundwasserprobe aus 6 m Tiefe ($\text{SO}_4^{2-} = 225 \text{ mg/l}$) vom Dezember 1997 untersucht. Die gemessenen $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte lagen bei $-0,2$ bzw. $0,3 \text{ ‰}$ und belegen damit den sulfidischen Sulfat-Ursprung (z.B. Pyrit). Da für die untersuchten Wässer auch Schwefelwasserstoff organoleptisch nachgewiesen werden konnte, kann zudem von einer einsetzenden Sulfatreduktion ausgegangen werden. Eine Anreicherung der schweren Isotope ist allerdings nicht zu erkennen (vgl. ML1 15 m). Sulfidschwefel kann hier entweder durch Oxidation von Pyrit durch Luftsauerstoff oder durch Denitrifikation als Sulfat ins Grundwasser gelangt sein.

Ob die Beobachtungen an den Grundwässern aus 6 m Tiefe auch auf die oberen beiden Filterniveaus des ML2 übertragbar sind, ist allerdings fraglich und kann nur durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

4. Synthese

Erst die zusammenfassende Darstellung und interpretierende Bewertung von Untergrundmaterial, Grundwasserbilanz und -dynamik sowie Hydrochemie und Isotopenhydrogeo-

logie erlauben ein Verständnis für das hydrogeologische System des Bearbeitungsgebietes. Durch Verknüpfung und Wertung der Vielzahl von Einzelergebnissen werden in diesem Kapitel die Herkunft und Genese der untersuchten Grundwässer (Kap. 4.1) sowie ihre Wechselbeziehung zu den oberirdischen Gewässern (Kap. 4.2) geklärt.

4.1 Prägung der Grundwasserbeschaffenheit

Ausschlaggebend für die Grundwasserbeschaffenheit sind in erster Linie die das Einzugsgebiet bestimmenden Faktoren Deposition, Vegetation, Boden sowie anthropogene Maßnahmen. Der zweite bestimmende Faktorenkomplex umfaßt die im Untergrund ablaufenden Prozesse.

Angaben zur gebietsspezifischen Deposition liefern verschiedene Autoren (Tab. 11). Als Depositionsquellen kommen für das Untersuchungsgebiet nach NIEHAUS (1996) die Landwirtschaft, der Autoverkehr, der Ferntransport aus den Industrieballungszentren sowie untergeordnet auch das Ibbenbürener Kohlekraftwerk (mit Entstickungsanlage) in Betracht. Zudem ist ein z.T. erheblicher Anteil der Deposition meerbürtig. Von besonderer Bedeutung ist der Einfluß der bis an das NSG reichenden Landwirtschaft. Dabei spielt die Ammoniakverflüchtigung eine wichtige Rolle, die für den Kreis Steinfurt mit 28,9 kg/ha•a N bei einer Ammoniakfreisetzung von 40 % angegeben wird (STEINRÜCKE 1991, vgl. auch BANGERT & KOWARIK 2000).

Tab. 11: Depositionangaben für den Großraum des Untersuchungsgebietes.

Gebiet Autor	Heiliges Meer		Saerbeck	St. Arnold				
	NIEHAUS (1996) ¹	HAGEMANN et al. (2000) ²	STEINRÜCKE (1991) ³	SCHROEDER (1992) ⁴				
Meßzeitraum	1995		1998	1986 – 1988		1982 – 1984		
N (mm)	632	k.A.	1027	811 ⁵		794	670	527
kg/ha•a	Freiland	Wald	Freiland	Freiland		Freiland	Laubwald	Nadelwald
NH ₄ ⁺ -N	5,8	4,8	11,1	9,0	17,0	12,3	17,6	31,1
NO ₃ ⁻ -N	3,6	5,3	7,7	2,1	7,5	7,2	7,6	14,1
PO ₄ ³⁻ -P	0,3	0,8	0,1	0,9	0,7	1,5	1,8	2,3
SO ₄ ²⁻	50,5	38,9	k.A.	59,6	52,7	47,7	100	198,1
Cl	26,1	23,1	k.A.	6,4	18,0	k.A.	k.A.	k.A.
Ca ²⁺	4,3	5,8	k.A.	3,8	7,3	15,0	25,1	25,9
Mg ²⁺	1,2	2,1	k.A.	1,6	1,7	2,2	4,8	6,9
K ⁺	2,6	12,3	k.A.	3,9	3,3	6,5	25,4	27,5
Na ⁺	7,2	7,1	k.A.	11,6	12,3	k.A.	k.A.	k.A.

¹ „bulk deposition“, Trichter-Flaschensammler eigener Anfertigung

² im wesentlichen nasse Deposition, Trichter-Flaschensammler eigener Anfertigung

³ „bulk deposition“, Topf-Sammler (Berghoff) | Trocken-Naßsammler nach GEORGII et al. (1980)

⁴ k.A. zum Sammelgefäß

⁵ Niederschlagsangabe: Station Heiliges Meer

In den Einzugsgebieten der Grundwässer sind verschiedene Vegetationseinheiten mit wechselnden Bodentypen sowie unterschiedlichen Bewirtschaftungsmaßnahmen und Düngungen vertreten.

Unter Berücksichtigung der Grundwasserfließrichtung und der ermittelten Fließgeschwindigkeiten kann das Einzugsgebiet für die entnommenen Grundwasserproben in einem ersten Schritt abgeschätzt werden. Dabei spielt deren Entnahmetiefe eine wichtige

Rolle, da die Wässer in der Regel mit zunehmender Tiefe älter werden und das zugehörige Einzugsgebiet weiter von der Entnahmestelle entfernt liegt. Unregelmäßigkeiten treten z.B. im Bereich der Vorfluter auf, wo es zu einem Grundwasseraufstieg kommt.

Bei der Charakterisierung des jeweiligen Einzugsgebietes muß grundsätzlich berücksichtigt werden, daß es im Laufe der letzten Jahre bzw. Jahrzehnte zu vielfältigen Nutzungswechseln gekommen ist (s. BANGERT & KOWARIK 2000). Mit Hilfe der Tritium-Untersuchungen (Kap. 3.4.1) kann jedoch der Infiltrationszeitpunkt der untersuchten Grundwässer annähernd abgeschätzt und damit die jeweilige Nutzung bei der Interpretation berücksichtigt werden. Neben Nutzungsänderungen müssen zudem Veränderungen der hydraulischen Bedingungen beachtet werden. So führten z.B. der Einbruch des EFS im Jahre 1913, die Umlegung der Meerbecke Mitte der 1960er Jahre sowie die Anlage von Dränaugen zu lokalen und die Stilllegung des Westfelds (ehemals Preussag AG Kohle) Ende der 1970er Jahre sogar zu regionalen Veränderungen der hydraulischen Bedingungen.

Der Stoffeintrag in den Grundwasserleiter erfolgt im wesentlichen mit der Grundwasserneubildung in Form versickernder Niederschläge. Lokal kommt es im Untersuchungsgebiet aber auch durch Infiltration oberirdischer Gewässer zu Stoffeinträgen.

Aufgrund der geringmächtigen, gut durchlässigen Sickerwasserzone kann davon ausgegangen werden, daß die oberflächennahen Grundwässer des Untersuchungsgebietes die Charakteristik des jeweiligen Einzugsgebiet widerspiegeln. Erst bei längeren Verweilzeiten ist mit deutlichen Veränderungen des ursprünglichen Chemismus der Sickerwässer zu rechnen. Dann ist der Einfluß des Einzugsgebietes auf die Grundwasserbeschaffenheit häufig nicht mehr charakteristisch. Oftmals können aber mit Hilfe des Chlorids, das im Untergrund sehr mobil ist und zudem weder mikrobiell abgebaut noch nennenswert durch chemische Ausfällungen, Mitfälleneffekte oder Ionenaustausch vermindert wird (DAUSCHECK & BISCHOFBERGER 1986), Hinweise auf Grundwasserbeeinträchtigungen in Form einer Veränderung der natürlichen Verhältnisse gewonnen werden.

In diesem Kapitel werden die untersuchten Grundwässer einzelnen Einzugsgebieten zugeordnet und - soweit möglich - ihre Überprägung bei der Untergrundpassage aufgezeigt. Dabei wird neben den eigenen Forschungsergebnissen auf Untersuchungen des oberflächennahen Grundwassers im Bereich der Stillgewässer (HAGEMANN 1997, HAGEMANN et al. 2000, HÖLTER 1998, SOLLE 1998) zurückgegriffen. Weiterhin wird auf die landchaftsplanerischen Untersuchungen von BANGERT & KOWARIK (2000) verwiesen.

Für Grundwässer die unter **Heide** oder **ungedüngtem Grünland** neugebildet werden, kann von einer geringen Wasserbelastung ausgegangen werden. Die Grundwässer der im Bereich der Heideflächen gelegenen Meßstellen **GWM 21** bis **23**, die nach den Ergebnissen der Tritium-Messungen als junge Infiltrate bezeichnet werden können, belegen dies durch eine geringe Mineralisation ($\bar{\varnothing} = 67 \mu\text{S}/\text{cm}$; Kap. 3.3.3) sowie niedrige pH-Werte ($\bar{\varnothing} = 4,7$) und oxidierende Verhältnisse ($E_{h\varnothing} = 316 \text{ mV}$, $O_{2\varnothing} = 1,5 \text{ mg/l}$; Kap. 3.3.4). Dabei macht sich die unmittelbare Nähe der GWM 23 zum EFS durch einen geringen Flurabstand ($\bar{\varnothing} = 0,4 \text{ m}$) und daraus resultierend vergleichsweise geringere Eh-Werte ($\bar{\varnothing} = 276 \text{ mV}$) und Sauerstoff-Gehalte ($\bar{\varnothing} = 0,3 \text{ mg/l}$) bemerkbar.

Ein Vergleich der untersuchten Grundwässer mit dem unter Heide neu gebildeten Sickerwasser (Lysimeter L4 und L5) sowie dem oberflächennahen Grundwasser (EO2, EO3; HÖLTER 1998) zeigt z.B. für den pH-Wert und die Mineralisation deutliche Übereinstimmungen. Somit entstammen die untersuchten Grundwässer eindeutig dem umgebenden Heide-Einzugsgebiet, was durch die vorherrschenden Strömungsverhältnisse bestätigt wird.

Der Hauptnährstoffeintrag erfolgt für die unter Heide neu gebildeten Grundwässer im wesentlichen über die Niederschläge. Ein zusätzlicher, quantitativ aber als gering einzustufender Eintrag stellt sich durch die Winterfütterung des Viehbestands ein. Lokal kann

diese jedoch eine größere Bedeutung besitzen. Demnach sind die vergleichsweise erhöhten Nitrat-Gehalte der Meßstelle GWM 22 ($\bar{\varnothing} = 13 \text{ mg/l}$, Max.: 25 mg/l) vermutlich atmosphärischen und viehwirtschaftlichen Ursprungs.

Die ebenfalls im Bereich der Heideflächen positionierte Meßstelle **GWM 18**, deren Grundwässer ähnlich geringe Leitfähigkeiten ($\bar{\varnothing} = 89 \text{ }\mu\text{S/cm}$) aufweisen, bleiben bei der Bewertung der Wässer des Einzugsgebietes „Heide“ unberücksichtigt, da sie stark durch die Erdfallsee-Wässer beeinflusst werden (s.u.). Auch für die GWM 22 kann ein Einfluß von Oberflächenwasser angenommen werden, doch macht dieser sich hydrochemisch weniger bemerkbar.

Ähnliche Voraussetzungen wie für die Heideflächen sind für ungedüngtes Grünland erkennbar. So zeigen die Lysimeteruntersuchungen (L1 und L2) auf der Attermeyerwiese südlich des EFS mit durchschnittlich $81 \text{ }\mu\text{S/cm}$ ebenfalls eine geringe Mineralisation. Die Chlorid-Gehalte mit $< 5 \text{ mg/l}$ sind als unauffällig zu bezeichnen. Gegenüber den Heideflächen (s.o.) liegen die pH-Werte allerdings hier mit $5,5$ um eine Potenz höher.

Die Wässer der Meßstelle GWM 14 auf der Attermeyerwiese sind ebenfalls durch geringe elektrische Leitfähigkeiten ($\bar{\varnothing} = 134 \text{ }\mu\text{S/cm}$) und niedrige Chlorid-Gehalte ($\bar{\varnothing} = 8 \text{ mg/l}$) gekennzeichnet. Auffällig sind aber die z.T. deutlich erhöhten Nitrat-Konzentrationen ($\bar{\varnothing} = 28 \text{ mg/l}$, Max.: 48 mg/l), die - wie auch die Position im PIPER-Diagramm (Abb. 38) belegt - auf landwirtschaftliche Einflüsse hinweisen. Aufgrund der vorherrschenden Strömungsverhältnisse aus südlicher Richtung mit landwirtschaftlicher Nutzung ist ein solcher Einfluß nicht auszuschließen. Theoretisch sind die Nitrat-Gehalte aber auch durch Deposition und Winterfütterung erklärbar, da sich nach BANGERT & KOWARIK (2000) eine rechnerische potentielle Nitrat-Konzentration von durchschnittlich 38 mg/l im Sickerwasser ergibt. Für die Lysimeter konnten allerdings keine adäquaten Gehalte nachgewiesen werden.

Bemerkenswert ist für die Grundwässer der GWM 14 ein zweijähriger Zyklus der Nitrat- (Abb. 60) und Chlorid-Konzentrationen, wie er sich auch für die Meßstelle GWM 22 andeutet. Eine plausible Erklärung für diese Beobachtung läßt sich mit heutigem Kenntnisstand noch nicht sicher ableiten, doch ist für beide Meßstellen zumindest eine ursächliche Verknüpfung offensichtlich.

Für die ebenfalls auf der Attermeyerwiese gelegenen Meßstellen GWM 11, 12 und 13 konnte eine eindeutige Beeinflussung durch die angrenzenden Ackerflächen nachgewiesen werden, während diese für die Meßstelle **GWM 16** im Anstrom des flachen Seeabschnitts des EFS hingegen trotz vergleichsweise höherer elektrischer Leitfähigkeiten ($\bar{\varnothing} = 278 \text{ }\mu\text{S/cm}$) - bei Chlorid-Konzentrationen um 9 mg/l - keine Hinweise auf einen derartigen Einfluß liefern. Die Wässer der GWM 16 zeigen reduzierende Verhältnisse und gehören zum $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ -Typ. Auffällig ist ein Cl^-/Na^+ -Verhältnis < 1 . Bemerkenswert ist weiterhin die ähnliche Beschaffenheit der Wässer an der Grundwasseroberfläche, wie die Untersuchungen am Lysimeter L3 gezeigt haben (s. auch HÖLTER 1998).

Es ist auffällig, daß die Grundwasserbeschaffenheit der Meßstelle **GWM 15** westlich des Heideweiher im Mittel derjenigen der Meßstelle GWM 16 entspricht. Das Wasser besitzt jedoch im Gegensatz zur GWM 16 zumindest während der Dezemberrmessung 1997 einen hohen Anteil während der Atombombenversuche infiltrierten Wassers.

Unter Berücksichtigung des vorherrschenden Strömungsregimes läßt sich für die Meßstelle GWM 16 die Attermeyerwiese als Einzugsgebiet ableiten, die früher teilweise als Ackerland genutzt wurde. Für die Meßstelle GWM 15 kommen als Einzugsgebiet Heide- und Waldflächen des NSG in Frage. Weiterhin ist ein Einfluß der westlich gelegenen Flächen wahrscheinlich, die heute intensiv landwirtschaftlich genutzt werden. Während die chemische Grundwassercharakteristik relativ unspezifisch ist - die längeren Aufenthaltszeiten haben zu einer starken Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit geführt -

kann anhand des ermittelten Grundwasseralters ein Zusammenhang mit der aktuellen Nutzung weitgehend ausgeschlossen werden; vielmehr dürfte vorwiegend die vorherige Nutzungsform (bis in die 1960er Jahre Grünland) die ausschlaggebende Rolle spielen. Grundsätzlich ist für beide Meßstellen aufgrund der Vorflutfunktion der benachbarten Gewässer eine aufwärtsgerichtete Grundwasserfließrichtung anzunehmen.

Für den **ML2** ergibt sich unter Berücksichtigung des Grundwassergleichenplans ein relativ kleines, mit Grünland bewachsenes Einzugsgebiet. In näherer Umgebung sind zudem Acker-, Heide- und Waldflächen vertreten. Ein Einfluß oberirdischer Gewässer konnte mit Hilfe der ^{18}O -Bestimmung zum Meßzeitpunkt ausgeschlossen werden. Grundsätzlich lassen sich für die Meßstelle drei Grundwassertypen unterscheiden (Abb. 80):

Zum ersten Typ zählen die oberflächennahen Grundwässer bis 4 m Tiefe. Es handelt sich hierbei um ein junges Infiltrat mit ausgeprägten zeitlichen Schwankungen der Grundwasserbeschaffenheit, die zeitweise - bei gleichbleibend geringen Chlorid-Gehalten - elektrische Leitfähigkeiten von über 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zur Folge haben. Die Schwankungen der zum Ca-SO_4 -Typ gehörigen Wässer können vermutlich auf eine natürliche, z.B. durch Oxidation von organischer Substanz und Pyrit, hervorgerufene Ursache zurückgeführt werden. Beleg dafür ist unter anderem der extrem hohe Kaliumpermanganatverbrauch ($\emptyset = 374 \text{ mg/l}$ in 2 m Tiefe) sowie Sulfat-Gehalte $>500 \text{ mg/l}$.

Die Grundwässer aus 6 m Tiefe nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen den Grundwassertypen 1 und 2 ein. So zeigen die Tritium-Gehalte erst bei der zweiten Probenahme (Dezember 1997) ein junges Infiltrat an. Auch für Chlorid ist ein Wechsel in Form einer Konzentrationsabnahme von 45 auf 6 mg/l zu beobachten, so daß sich eine fortschreitende Eindringtiefe des jungen Infiltrats in den Untergrund während des Untersuchungszeitraums nachvollziehen und dokumentieren läßt.

Der zweite Typ konnte bis in eine Tiefe von 12 m nachgewiesen werden und ist mit Tritium-Werten von durchschnittlich 2,1 TU durch einen hohen Anteil alter Wässer geprägt. Die hohen Chlorid-Gehalte ($\emptyset = 51 \text{ mg/l}$) dieser Zone machen eine (vermutlich anthro-

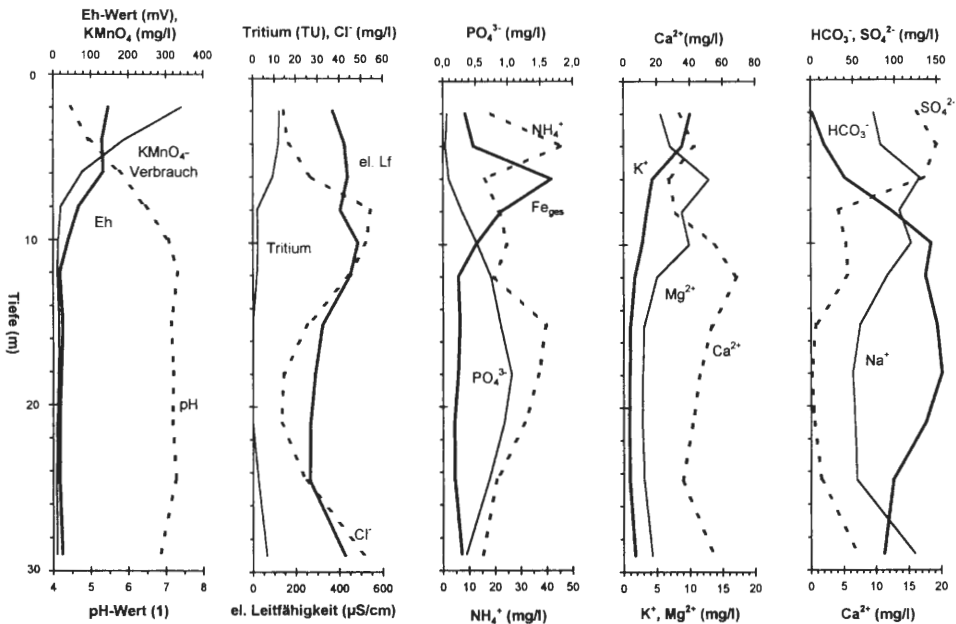


Abb. 80: Hydrochemische Tiefenprofile des ML2.

pogene) Beeinträchtigung des Grundwassers wahrscheinlich, deren zugehörige Quelle aufgrund der langen Verweilzeit allerdings nicht näher bestimmt werden konnte.

Zum zweiten Typ zählen neben den Wässern von 8 bis 12 m auch die Wässer aus 29 bis 30 m Tiefe (Abb. 80), die eine ähnliche Altersstruktur und Beschaffenheit aufweisen. Diese Feststellung ist auf die besseren Durchlässigkeiten im basalen Meßstellenabschnitt zurückzuführen, in Folge derer es zu einer Unterströmung älterer Wässer durch Grundwasser des zweiten Typs kommt.

Der dritte Typ ist an den Tiefenabschnitt unterhalb der Schluff- und Muddeschicht bis zu den besser durchlässigen Sedimenten (Filter: 15, 18 und 24,5 m) gebunden. Es handelt sich um submoderne Wässer, die vor 1952 neu gebildet wurden. In diesem Tiefenabschnitt sind die Wässer gegenüber denen des zweiten Typs durch geringere elektrische Leitfähigkeiten, die z.B. die Folge geringerer Chlorid-Gehalte sind, charakterisiert. Zum Teil resultieren die geringeren elektrischen Leitfähigkeiten aber auch aus einer Sulfatreduktion, die anhand niedriger Sulfat-Gehalte und eines intensiven Schwefelwasserstoffgeruchs belegt werden kann. Nach der von BÖTTCHER et al. (1989) für die Desulfurikation angegebenen Halbwertszeit bleibt zu vermuten, daß das Grundwasseralter deutlich höher als das für die Tritium-Modellierung bestimmte Minimum (44 Jahre) ist. Die Grundwasserbewegung im Bereich der hier vertretenen feinkörnigen Sedimente ist deutlich eingeschränkt. Als Folge hat sich in diesem Aquiferabschnitt eine „Linse“ älteren Wassers erhalten. Es besteht sogar die Möglichkeit, daß die Wässer einem früheren Einzugsgebiet, das eventuell noch der Zeit vor dem Einbruch des EFS zuzuordnen ist, entstammen und somit auch anderen hydraulischen Verhältnissen zugeordnet werden können.

Die vom Normalfall abweichende Grundwasserschichtung des ML2 ist nicht ohne weiteres zu erklären. Sie dürfte aber die Folge eines relativ kleinen Einzugsgebietes, wechselnder Durchlässigkeiten und Quartärmächtigkeiten sein. Zudem sind voneinander abweichende Fließrichtungen für die einzelnen Aquiferabschnitte und daraus folgernd unterschiedliche Einzugsgebiete möglich. Auch eine aufsteigende Grundwasserkomponente ist nicht völlig auszuschließen.

Der atmogene Eintrag spielt für das Sickerwasser unter **Ackerflächen** in der Regel nur eine untergeordnete Rolle. Die im Zuge der Grundwasserneubildung in den Untergrund eingetragene Stoffmenge wird im wesentlichen durch den Einsatz der mineralischen und organischen Dünger bestimmt. Für den Stickstoffeintrag ergibt sich unter Berücksichtigung dieser Angaben für den Zeitraum von 1992 bis 1996 im Mittel ein Eintrag von 68 kg/ha•a (BANGERT & KOWARIK 2000). Dies entspricht bei mittlerer Grundwasserneubildung umgerechnet einer Nitrat-Konzentration von 77 mg/l im Sickerwasser (auf die Deposition entfallen davon ca. 20 mg/l).

Der Düngungseinfluß kann für die Grundwässer in der Kontaktzone zu den Ackerflächen (GWM 5, 10, 11, 12; ML1: 2-10 m) z.B. an erhöhten Nitrat- ($\bar{\varnothing} = 66$ mg/l), Kalium- ($\bar{\varnothing} = 20$ mg/l) und Chlorid-Gehalten ($\bar{\varnothing} = 41$ mg/l) eindeutig belegt werden. Dabei läßt sich teilweise eine jahreszeitliche Abhängigkeit aufzeigen, welche auf die Grundwasserneubildungsphasen zurückzuführen ist.

Unter Berücksichtigung des vorherrschenden Grundwassergefälles geht der Einfluß auf die Meßstellen GWM 11, 12 und den ML1 von den südlich gelegenen Ackerflächen aus. Dabei macht sich das geringere Düngenniveau der letzten Jahre für die im Anstrom des ML1 gelegene Ackerfläche (BANGERT & KOWARIK 2000) bereits an vergleichsweise geringeren Nitrat-Gehalten an der Grundwasseroberfläche des ML1 bemerkbar (Abb. 81).

Die GWM 5 befindet sich im Bereich der Grundwasserscheide und wird vermutlich ganzzeitig in zunehmender Weise durch den unmittelbar nördlich angrenzenden Acker beein-

flußt. Der über die letzten Jahre beobachtete Nitrat- und Kalium-Anstieg deutet dabei auf einen zunehmenden Einfluß der Landwirtschaft hin. Ob dieser mit dem Nutzungswechsel der südlich angrenzenden Fläche (von Acker zu Grünland) - z.B. als Folge geringerer Grundwasserneubildungen in diesem Bereich -, einer Veränderung der Düngung der nördlich angrenzenden Fläche oder einem abnehmenden Reinigungsvermögen des Untergrunds zusammenhängt, konnte nicht eindeutig geklärt werden.

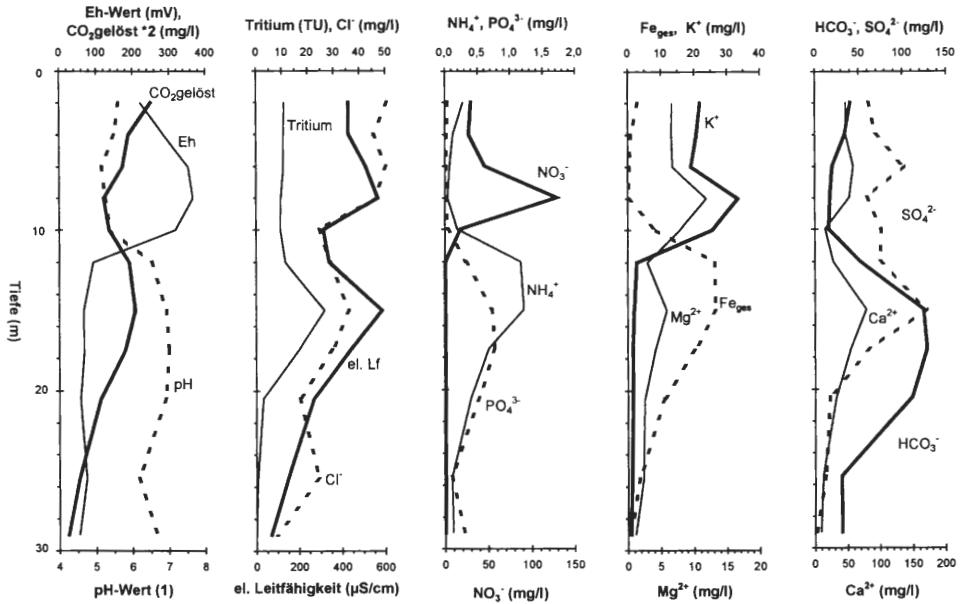


Abb. 81: Hydrochemische Tiefenprofile des ML1.

Für die Grundwasserbeschaffenheit im Bereich der GWM 10 können nach dem Grundwassergleichenplan, bei einer Unterströmung des Umlaufgrabens, die nördlich bis nördöstlich der Meßstelle gelegenen Äcker verantwortlich gemacht werden. Dabei deuten die konstante Qualität sowie der niedrige Kaliumpermanganatverbrauch, die geringe Temperaturamplitude und der verhältnismäßig hohe pH-Wert auf eine längere Verweilzeit im Untergrund hin. Eindeutig bestätigt wird diese Annahme durch die Ergebnisse der Tritium-Untersuchungen, die einen Anteil von während der Atombombenversuche infiltrierten Wässern belegen. Aufgrund des Meßstellenausbaus muß dabei offen bleiben, ob die Ursache dafür auf eine Überprägung durch die tieferen Wässer der Meßstelle, eine aufsteigende Grundwasserkomponente oder nur geringe Infiltrationstiefen zurückzuführen ist.

Den im Untergrund ablaufenden, vielfältigen grundwasserverändernden Prozessen kommt insbesondere für die landwirtschaftlich beeinflussten Grundwässer eine große Bedeutung zu. So konnten z.B. mit Hilfe der Nitrat-Isotope im oberen Dekameter des ML1 Denitrifikationsprozesse nachgewiesen werden. Zudem deuten die minimalen Phosphat-Konzentrationen auf deutliche Verluste des düngewürdigen Phosphats durch Pflanzenaufnahme und Adsorption hin.

Mit zunehmender Untergrundverweilzeit unterliegt das Grundwasser einem immer stärkeren Einfluß dieser steuernden Faktoren. Am Beispiel der mit zunehmender Tiefe älteren Wässer des ML1 wird die fortschreitende Entwicklung der Grundwasserbeschaffenheit für ein landwirtschaftlich genutztes Einzugsgebiet deutlich (Abb. 81). Unter Berück-

sichtigung von Nutzungsänderungen in der Vergangenheit - nach BANGERT & KOWARIK (2000) existierte südlich des ML1 bis in die 1930er Jahre Heide und Grünland - sowie Beeinflussung durch angrenzende Einzugsgebiete (gedüngtes Grünland) läßt sich die Fortsetzung des hydrochemischen Tiefenprofils des ML1 unterhalb des eindeutig landwirtschaftlich beeinflussten Bereichs wie folgt beschreiben.

Zwischen 10 und 12 m ist eine deutliche, vermutlich auf Sorptionsprozesse zurückzuführende Kalium-Reduktion zu beobachten. Da es aber erst in 12 m Tiefe zu einer vollständigen Adsorption kommt, kann für die Sandböden des Untersuchungsgebietes auf eine geringe Kationenaustauschkapazität geschlossen werden. Von besonderer Bedeutung für die Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit ist in dieser Tiefe der sprunghafte Milieuwechsel von indifferenten zu schwach reduzierenden Verhältnissen. Gleichzeitig nimmt der Gehalt an gelöstem CO_2 bis 15 m zu, was auf eine zunehmende bakterielle Aktivität schließen läßt. Dazu zählt die in Abb. 81 an abnehmenden Nitrat-Gehalten zu erkennende Denitrifikation. Gleichzeitig nehmen bis 15 bzw. 17,5 m Ammonium, Eisen, Calcium, Hydrogencarbonat und Sulfat zu. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß es sich bei den genannten An- und Kationen unter anderem um Denitrifikationsnebenprodukte handelt, ist als Ursache für diese gegenläufige Konzentrationsentwicklung von einer Kombination aus chemolithoautotropher und organotroph-dissimilatorischer Denitrifikation auszugehen. Der nachweislich geringe Anteil organischen Materials im Grundwasserleiter macht dabei eine Dominanz der chemolithoautotrophen Denitrifikation wahrscheinlich.

Der ansteigende Trend der verschiedenen Grundwasserinhaltsstoffe bis 15 m Tiefe ist neben der Denitrifikation auch von anderen Faktoren abhängig; so sind die hohen Eisen-Gehalte z.T. auf Eisenreduktion zurückzuführen. Die Sulfat-Gehalte in 15 m Tiefe scheinen unter Berücksichtigung der Sulfat-Isotope und der ebenfalls zunehmenden Chlorid-Konzentration auf einen höheren Nährstoffeintrag hinzuweisen, der aufgrund des Grundwasseralters allerdings bereits 30 Jahre zurückliegen kann.

Unterhalb von 15 m Tiefe nimmt mit zunehmendem Grundwasseralter der Gehalt an gelöstem CO_2 bis zur Meßstellenbasis ab, was die Folge einer verminderten bakteriellen Aktivität sein kann. Aus dem unterhalb von 15 bis 25,5 m zunehmenden Schwefelwasserstoffgeruch bei gleichzeitig sinkenden Sulfat-Gehalten kann allerdings geschlossen werden, daß beispielsweise der bakterielle Sulfat-Abbau fort dauert. Die gleichzeitige Abnahme der Eisen- und Calcium-Konzentrationen deutet auf Mineralneubildungen von Pyrit und Siderit hin.

Die Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit mit zunehmender Tiefe bis auf $68 \mu\text{S}/\text{cm}$ an der Meßstellenbasis ist vermutlich im wesentlichen die Folge eines geringeren Stoffeintrags. Dabei sind die unteren beiden Filter anscheinend zumindest lokal durch eine Schluff- und Torfschicht hydraulisch von den darüber liegenden Grundwässern getrennt.

Die geringe Mineralisation an der Meßstellenbasis spricht für einen fehlenden anthropogenen Einfluß. Bei einem Alter von deutlich mehr als 40 Jahren (3.4.1) ist von einem heute nicht mehr existenten, von Heide oder ungedüngtem Grünland geprägten Einzugsgebiet auszugehen.

Wie in Kapitel 3.3.5 gezeigt wurde, werden die Wässer der **GWM 13** durch zwei Grundwasserkomponenten beeinflusst. Eine untergeordnete Rolle spielen Wässer mit geringen elektrischen Leitfähigkeiten, die häufig nach stärkeren Niederschlägen kurzfristig auftreten. Die Vermutung liegt nahe, daß diese Wässer im Bereich der Attermeyerwiese neu gebildet werden. Die vorherrschende Grundwasserkomponente wird nach ihrer Lage im PIPER-Diagramm (Abb. 38) durch landwirtschaftlichen Einfluß geprägt. Leicht erhöhte Kalium-Gehalte (Max.: $11 \text{ mg}/\text{l}$, $\bar{\text{O}} = 6 \text{ mg}/\text{l}$) und Chlorid-Werte von durchschnittlich $42 \text{ mg}/\text{l}$ untermauern diese Annahme. Hohe Eisen- und Ammonium-Konzentrationen bei

minimalen Nitrat-Gehalten machen dabei deutlich, daß sich diese Wässer bereits am Ende der Denitrifikationsphase befinden. Der beschriebene landwirtschaftliche Einfluß - für die ca. 75 m von den Ackerflächen entfernte Meßstelle GWM 13 - kann vermutlich als Hinweis auf aufsteigende Grundwässer gedeutet werden, wie sie in der Kontaktzone eines oberirdischen Gewässers zu erwarten sind.

Auch für die Meßstelle **GWM 4** konnte anhand von erhöhten Stickstoff-, Kalium- und Chlorid-Gehalten ein eindeutig düngebürtiger Einfluß der benachbarten Fläche aufgezeigt werden. Besonders anschaulich läßt sich hier der Nutzungswechsel des Einzugsgebietes von Acker zu gedüngtem Grünland an einem Milieuwechsel von oxidierenden zu reduzierenden Verhältnissen belegen. Auf der westlich gelegenen Fläche fand dieser Anfang 1992 statt. Demnach hat die Anpassung der Grundwasserbeschaffenheit an die neuen Verhältnisse (geringerer Eintrag von Sauerstoff bei geringerer Grundwasserneubildung) des Einzugsgebietes ca. fünf Jahre gedauert.

Auffällig für die Wässer dieser Meßstelle, wie auch für die benachbarte Meßstelle GWM 5 und den ML2, ist ein hoher Kaliumpermanganatverbrauch, der auf einen verstärkten Abbau organischen Materials nordwestlich des GHM hinweist.

Ein **Einfluß der Landstraße L504** in Form von Streusalzen kann anhand der jungen Wässer der Meßstelle GWM 2 und 3 aufgezeigt werden (Kap. 3.3.5).

Für die **GWM 2** konnten jeweils in den Wintermonaten bei hohen Wasserständen ($r = 0,70$) hohe elektrische Leitfähigkeiten gemessen werden, was auf einen unmittelbaren Zutritt der Straßenabflüsse zum Grundwasser deutet. Bei niedrigen Grundwasserständen nehmen die elektrischen Leitfähigkeiten bis auf minimal 348 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab. Die gleichzeitig zunehmenden Eisen- (Max.: 70 mg/l) und Phosphat-Konzentrationen (Max.: 0,4 mg/l) - wie sie auch östlich des GHM nachgewiesen wurden - deuten bei reduzierter Grundwasserneubildung nicht nur auf eine Verdünnung der straßenbeeinflussten Wässer hin, sondern vielmehr auch auf einen Wechsel der dominanten Grundwasserkomponente. Denkbar ist insbesondere ein Einfluß des umgebenden Waldbestandes, doch kann unter Berücksichtigung der Fließrichtungen auch ein Einfluß der benachbarten Ackerflächen nicht ausgeschlossen werden.

Wie in Kapitel 3.3.5 herausgestellt wurde, folgen die charakteristischen Merkmale der Straßenbeeinflussung im Bereich der Meßstelle **GWM 3** einem anderen zeitlichen Verlauf. Da die Meßstelle im Schwankungsbereich der Grundwasserscheide liegt, unterliegt sie je nach vorherrschendem Grundwasserregime nur zeitweise dem Straßeneinfluß. Auch das zwischen Straße und Meßstellen ausgebildete Geländegefälle kann eine Rolle spielen. Aufgrund des steileren Gefälles im Bereich der GWM 2 fließt der Straßenabfluß direkt und zeitnah im Bereich dieser Meßstelle zusammen und infiltriert dort in den Untergrund.

Wie die Ergebnisse der ^{18}O -Untersuchungen zeigen, werden die Wässer der Meßstellen GWM 17, 18 und 19 im **Teileinzugsgebiet oberirdischer Stillgewässer** mit wechselnder Intensität von den isotopisch angereicherten Wässern der Seen beeinflusst. Für die GWM 20 im Abstrom des Heideweiher-Erdfallsee-Gebietes konnte demgegenüber bisher kein Einfluß nachgewiesen werden. Langfristig ist eine zumindest temporäre Beeinflussung - wie für GWM 19 - jedoch nicht auszuschließen bzw. sogar zu erwarten.

Trotz überwiegender Gemeinsamkeiten - reduzierendes Milieu, minimale Temperaturamplituden, geringe Sulfat-Gehalte sowie erhöhte Phosphat- und Eisen-Gehalte - müssen die genannten Meßstellen im Abstrom des EFS und HW aufgrund unterschiedlicher Randbedingungen (z.B. Lage zu den oberirdischen Gewässern) separat betrachtet werden.

Die Meßstelle **GWM 18** im Abstrom des tiefen Erdfallsee-Teils ist ganzzeitig durch einen großen Seewasseranteil gekennzeichnet. Durch die Tritium-Messung wird deutlich, daß es sich dabei zumindest zeitweise auch um älteres Infiltrat handeln kann. Die geringen

elektrischen Leitfähigkeiten weisen zudem auf ein Heidееinzugsgebiet hin. Dabei machen z.B. die Chlorid-Gehalte der GWM 18 ($\emptyset = 15 \text{ mg/l}$), die ca. dreimal höher als die der „Heidewässer“ der GWM 21 bis 23 sind, den Einfluß des EFS deutlich, der während der aktuellen Untersuchungen Chlorid-Gehalte von 18 mg/l (HÖLTER 1998) aufwies. Früher konnten zeitweise auch höhere Konzentrationen mit 24 mg/l gemessen werden (EHLERS 1965).

Ein Einfluß des EFS kann für die im Abstrom des flacheren Seeabschnitts gelegene Meßstelle **GWM 19** an drei von sieben Untersuchungsterminen mit Hilfe der ^{18}O -Untersuchungen belegt werden. Im Gegensatz zur Meßstelle GWM 18 deutet der Tritium-Wert für Dezember 1997 bei einem Seewasseranteil von rund 90 % auf ein junges Infiltrat hin.

Grundsätzlich ist das Grundwasser der Meßstelle GWM 19 durch extreme Qualitätsschwankungen gekennzeichnet, folgt aber dennoch bestimmten Gesetzmäßigkeiten. So ergab die statistische Aufbereitung der Ergebnisdaten eine permanente Korrelation zwischen den ^{18}O -Gehalten und dem Grundwasserchemismus, die sich in Werten von $r = -0,83$ für den pH-Wert, $r = 0,93$ für gelöstes Kohlendioxid, $r = 0,93$ für den Kaliumpermanganatverbrauch und $r = -0,90$ bezogen auf den Hydrogencarbonat-Gehalt äußert. Mit der elektrischen Leitfähigkeit, dem konservativen Chlorid und dem Wasserstand korrelieren die ^{18}O -Konzentrationen hingegen nicht.

Die Schwankungen in der Grundwasserbeschaffenheit werden allem Anschein nach durch wechselnde Grundwasserfließrichtungen verursacht und sind demnach auf unterschiedliche Einzugsgebiete zurückzuführen. Dafür in Frage kommen unter Berücksichtigung des Grundwassergleichenplans der EFS, Wald, bei einer Unterströmung des flachen Erdfallsee-Teils ungedüngtes Grünland und bei einer Umkehr der Fließrichtungen im Norden des EFS auch gedüngtes Grünland.

Die Korrelationsanalyse von Grundwasserstand und Grundwasserbeschaffenheit der ca. 100 m entfernt im Abstrom des Heideweiher positionierten Meßstelle **GWM 17** macht den Zusammenhang der beiden Faktoren deutlich. Bei hohen Wasserständen sind die Konzentrationen von Sauerstoff ($r = 0,66$), Nitrat ($r = 0,65$), Chlorid ($r = 0,85$), Sulfat ($r = 0,85$) und Natrium ($r = 0,80$) vergleichsweise höher als bei niedrigen Wasserständen. Weiterhin deuten die ^{18}O -Gehalte ($r = 0,64$) bei höheren Wasserständen einen größeren Seewasseranteil an, der nach den Ergebnissen der Tritium-Untersuchungen ferner eine junge Grundwasserkomponente darstellt und durch ein oxidierendes Milieu gekennzeichnet ist. Auffällig sind die z.T. verhältnismäßig hohen Chlorid-Konzentrationen von bis zu 45 mg/l . Im Zuge früherer Untersuchungen wurden sogar Gehalte über 70 mg/l gemessen (HASSE 1994). Aus den vorherrschenden Strömungsverhältnissen ergibt sich für die Meßstelle GWM 17 ein durch Wald, oberirdische Gewässer und Heide geprägtes Einzugsgebiet, für das die Chlorid-Gehalte unter Berücksichtigung der Depositionsangaben (Tab. 11) verhältnismäßig hoch sind. Die niedrigen Stickstoff-Werte machen aber einen Einfluß der benachbarten Ackerflächen unwahrscheinlich. Demnach ist entweder von einer Beimischung mineralisierter Tiefenwässer oder einer anthropogenen Beeinflussung unbekannter Art und Herkunft auszugehen.

Die bei niedrigen Grundwasserständen beprobten Wässer zeichnen sich durch reduzierende Verhältnisse aus, die unter anderem an höheren Ammonium- ($r = -0,80$) und Eisen-Gehalten ($r = -0,70$) zu erkennen sind. Bedingt durch erhöhte Calcium- ($r = -0,76$) und Hydrogencarbonat-Konzentrationen ($r = -0,80$) treten auch höhere pH-Werte auf. Die Chlorid-Gehalte können mit Konzentrationen um 10 mg/l als unauffällig eingestuft werden.

Die Ausführungen machen deutlich, daß es abhängig von den Grundwasserständen zu einer Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit kommt. Bei niedrigen Wasserständen geht der Einfluß jungen Seewasserinfiltrats merklich zurück und es überwiegt die Cha-

rakteristik eines vermutlich älteren Wassers, das nach jetzigem Kenntnisstand tieferen Regionen und damit verbunden einem anderen Einzugsgebiet entstammt.

Überraschenderweise wird für die jungen Wässer der Meßstelle **GWM 22** ein Einfluß des benachbarten Kolks K3 vermutet. Ein Vergleich zwischen Isotopengehalt und hydrochemischen Parametern hat eine eindeutige Korrelation zwischen ^{18}O und Hydrogencarbonat ($r = -0,92$), Nitrat ($r = 0,82$), der elektrischen Leitfähigkeit ($r = 0,77$) sowie dem pH-Wert ($r = 0,63$) gezeigt.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Grundwasserbeeinflussung durch die Stillgewässer nur isotopisch nachgewiesen werden konnte. Die jeweiligen Austrittsstellen und zugehörigen Zeitpunkte konnten nicht bestimmt werden. Grundsätzlich ist wohl davon auszugehen, daß der Infiltrationszeitpunkt als Folge der langsamen Fließgeschwindigkeiten schon länger zurückliegt, wie die geringen Grundwassertemperatur-Amplituden andeuten. Aufgrund längerer Aufenthaltszeiten und der Mischung mit Wässern anderer Einzugsgebiete konnte das ursprüngliche Seewasser hydrochemisch nicht mehr nachgewiesen werden.

Da die Meßstellen im **Bereich der Meerbecke** (GWM 1 und GWM 6-9) zum Teil stark durch den Vorfluter geprägt werden, sei es durch Infiltration oder die Reduktionszone entlang der Uferzone, ist die Bestimmung des Haupteinzugsgebietes und der weiteren Genese bzw. Überprägung der Wässer schwierig. Unabhängig von einzelnen Besonderheiten im Detail ergibt sich jedoch das nachfolgende Bild.

Die Wässer der Meßstellen GWM 1, 6, 7 und 8 weisen ein (schwach) reduzierendes Milieu und mit Ausnahme der GWM 7 erhöhte elektrische Leitfähigkeiten mit Chloridgehalten von durchschnittlich 40 bis 78 mg/l auf. Bemerkenswert sind die geringen Temperaturamplituden und ein geringer Kaliumpermanganatverbrauch als Folge der geringen Grundwasserneubildungsraten und Fließgeschwindigkeiten in diesem Bereich. Denkbar ist zudem eine Überprägung des Grundwassers durch gleichmäßig temperierte Wässer aus tieferen Bereichen infolge der vorflutertypischen, aufwärtsgerichteten Grundwasserfließbewegung. Die Vermutung, daß es sich um ältere Grundwasserkomponenten handelt, wird durch die Tritium-Gehalte der Meßstellen GWM 1, 6 und 8 erhärtet. Auch die ^{18}O -Gehalte der GWM 6 zeigen stabile Verhältnisse, die den Zutritt jungen Infiltrats ausschließen.

Als Einzugsgebiete kommen für die genannten Meßstellen bei einer anzunehmenden Unterströmung der Meerbecke die im Anstrom gelegenen Acker- und Grünlandflächen in Frage. So konnte für die GWM 6 eindeutig ein Einfluß der benachbarten Ackerfläche aufgezeigt werden. Teileinzugsgebiet ist zudem der nördlich der Meerbecke gelegene Erlenbruchwald und unter influenten Verhältnissen die Meerbecke selber, deren Einfluß in Kapitel 3.3.5 für die GWM 8 belegt wird.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Grundwässer der GWM 6 und des ML1 in einer Tiefe von 15 m sowohl hydrochemisch als auch isotopisch eine eindeutige verwandtschaftliche Beziehung aufweisen, was die Vermutung aufsteigender Wässer entlang der Meerbecke unterstützt.

Die Meßstelle GWM 9 im Abstrom des GHM stellt im Bereich der Meerbecke mit Wässern, die vor 1952 in den Untergrund infiltriert sind, eine Besonderheit dar. Gegenüber den übrigen Wässern der Meerbeckeniederung weisen sie z.B. geringere Eisen- ($\text{Ø} = 0,7$ mg/l) und Chlorid-Gehalte ($\text{Ø} = 12$ mg/l) auf und sind durch eine ganzzeitig gleichbleibende Grundwasserbeschaffenheit gekennzeichnet. Ein Einfluß der isotopisch angereicherten Wässer des GHM konnte für die untersuchten Grundwässer nicht nachgewiesen werden. Die Grundwässer der Meßstelle GWM 9 repräsentieren somit, wie die Grundwässer des ML2 in 15 bis 24,5 m, ein altes Infiltrat in relativ geringer Tiefe, was auf eingeschränkte Grundwasserfließbedingungen hinweist.

4.2 Interaktion zwischen Grundwasser und oberirdischen Gewässern

Wechselbeziehungen zwischen Grundwasser und oberirdischen Gewässern treten

- beim Grundwasseraustritt in ein oberirdisches Gewässer (Effluenz) und
- beim Übertritt von Wasser aus oberirdischen Gewässern in das Grundwasser (Influenz) auf (DIN 4049-3 1994).

Für die Projektfragestellung ist der Grundwasseraustritt in die meist nährstoffarmen Stillgewässer von vorrangiger Bedeutung. Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob exfiltrierendes Grundwasser eine Beeinträchtigung der Gewässer zur Folge hat. Lokal spielen aber auch influente Verhältnisse eine Rolle. So führt das Fließgewässer Meerbecke zeitweise hoch mineralisierte Wässer (Kap. 3.3.5), die unter influenten Verhältnissen zu einer Beeinträchtigung der Grundwasserqualität führen können.

Die Interaktion zwischen Grund- und Oberflächenwasser führt nicht nur zu einer Veränderung der Wasserbeschaffenheit, sondern beeinflusst auch die hydraulischen Verhältnisse. So wirken Grundwasserblänken im allgemeinen aufgrund des fehlenden Fließwiderstands als abflußbeschleunigende, waagerechte Stufe im Fließgefälle des Grundwassers (KLAPPER 1995). Am Beispiel von vollkommen offenen Baggerseen beschreiben ARMBRUSTER & KOHM (1977) und KOHM (1980) im Oberstrom des Gewässers eine Absenkung und im Unterstrom eine Aufhöhung des Grundwassers. Die durch den See hindurch verlängerte Grundwassergefällelinie geht durch die Seemitte (Kippungslinie).

Mit zunehmender Abdichtung des Sees durch Sedimentationsvorgänge, Biokolmation sowie chemische Ausfällungen, die zu einer Verringerung der Durchflußmenge führt, verändert sich der Wasserstand des umgebenden Grundwassers. Im Oberstrom erhöht sich der Grundwasserstand, während sich im Unterstrom die Differenz zwischen See- und Grundwasserstand vergrößert. Als Folge davon verschiebt sich der Schnittpunkt zwischen Seespiegellinie und ursprünglicher Grundwassergefällelinie zum oberstromigen Grundwasser (ARMBRUSTER & KOHM 1977, KOHM 1980).

Die Anbindung eines Stillgewässers an das Grundwasser hängt neben dem Kolmationsgrad von weiteren Faktoren ab. Zu diesen zählt z.B. die Flächenausformung. So hat ein See mit einer parallel zur Grundwasserfließrichtung ausgerichteten Längsseite gegenüber Seen mit anderen Formen bei gleicher Größe den größten Durchfluß (LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG 1981). Weiterhin ist der Grundwasserzustrom, wie aus dem Gesetz von DARCY hervorgeht, vom Gefälle zwischen Grund- und Seewasser abhängig. Beim EFS und GHM wird dieses zeitweise durch die oberirdischen Abflüsse künstlich versteilt.

Das in den See infiltrierende Grundwasser tritt unterhalb der Seewasseroberfläche in den See ein. Dabei wird als Folge der hydrostatischen Bedingungen eine exponentielle Abnahme der Menge der Grundwasserinfiltration von der Uferlinie zur Mitte des Sees modelltheoretisch angenommen (MC BRIDGE & PFANNKUCH 1975, VANEK 1987, GUYONNET 1991). Durch Felduntersuchungen konnten LEE (1977) und LEE et al. (1980) diese Modelle bestätigen. Da die Kolmationsschicht in der Regel nicht gleichmäßig ausgebildet ist, kann ein Teil des Grundwassers den oberflächennahen Uferbereich unterströmen und in lokalen durchlässigen Arealen durch das Seesediment in den See übertreten (GUYONNET 1991, PIOTROWSKI & KLUGE 1994).

Die mit dem Grundwasser entlang der Uferlinie in den See eingetragene Stoffmengenfracht wird über die Tiefenlage der Grundwasseraustrittsstelle sowie die Intensität und die Qualität des eintretenden Grundwassers gesteuert. Zudem wirkt die Schnittstelle Uferzone - Seesediment bis zu einer Wasseraustauschrate von $0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$ als natürlicher Puffer und Speicher zwischen Land- und Seefläche (KLUGE & FRÄNZLE 1992).

Fließgewässer wirken unter normalen Bedingungen als Vorfluter; es herrschen also effluente Verhältnisse vor. Der umgekehrte Weg, daß Oberflächenwasser ins Grundwasser versickert, kommt unter natürlichen Verhältnissen recht selten vor, zum Beispiel kurzzeitig während einer Hochwasserwelle (BRIECHLE 1997). Die ausgetauschte Wassermenge ist wie bei den Stillgewässern abhängig von der durchströmten Fläche, dem Druckunterschied und dem Kolmationsgrad bzw. Leakagefaktor (Quotient aus Durchlässigkeit und Mächtigkeit).

Der **Erdfallsee**, dessen tieferer Ostteil den jüngsten Gewässerabschnitt des NSG darstellt, weist eine größtenteils nur geringmächtige Kolmationsschicht auf. Der vor diesem Hintergrund anzunehmende Grundwasserzuström konnte mit Hilfe des ^{18}O -Isotops eindeutig nachgewiesen werden (Kap. 3.4.2). Aber auch der gleichartige Verlauf von Grundwasser- und Seewasseranglinie (Abb. 82) weist auf einen Kontakt zwischen Grund- und Seewasser hin.

Der Ganglinienvergleich zwischen dem Seewasserstand und dem ober- (GWM 13) bzw. unterstromigen Grundwasser (GWM 19) belegt für den Normalfall am Südufer effluente und am Nordufer influente Verhältnisse. Bei maximalen Grundwasserständen kehrte sich während der Hydrologischen Winterhalbjahre 1998 und 1999 diese hydraulische Beziehung zwischen Grund- und Seewasser am Nordufer kurzfristig um. Hervorgerufen werden diese Verhältnisse durch die Niveauregulierung des Seewasserstands am oberirdischen Abfluß. Als Folge erhöhter Grundwasserneubildung steigt dann der Grundwasserstand über den Seewasserspiegel. Im Winterhalbjahr 1997 blieb die Umkehr der Fließrichtung aufgrund der extrem niedrigen Grundwasserneubildung (Kap. 3.1.4) aus.

Die Wasserstandsregulierung hat am oberstromigen Ufer eine Erhöhung des Gefälles und somit des Druckunterschieds zwischen Grund- und Seewasser zur Folge, was zu einer Erhöhung des Grundwasserzustroms führt.

Bei generell sinkenden Wasserständen im Sommerhalbjahr ist eine Annäherung des Seewasserspiegels an den oberstromigen Grundwasserstand zu beobachten. Es kommt zu

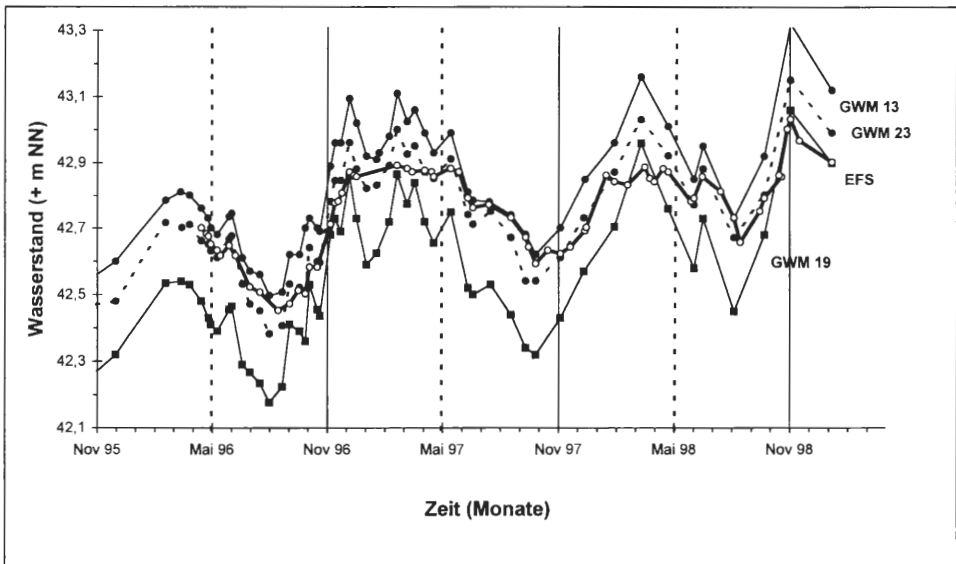


Abb. 82: Wasserstandsganglinien des EFS und der im Anstrom des Gewässers gelegenen Meßstelle GWM 13, der im Abstrom gelegenen Meßstelle GWM 19 sowie der GWM 23. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

einer Verringerung der Grundwasserabsenkung im Oberstrom und einer Erhöhung im Abstrom des Sees, was eine eingeschränkte Grundwasserzuströmung zur Folge hat. Die ^{18}O -Gehalte während der Sommerstagnation (März bis August 1997) zeigen für das Hypo- und das Metalimnion jedoch einen erheblichen Grundwasseranteil an (ca. 26.000 m^3 ; entspricht ca. 1/5 des Seevolumens) und belegen demnach auch für die Sommermonate zumindest zeitweise effluente Verhältnisse. Ein Teil des Grundwasserexfiltrats kann dem See jedoch bereits während des vergangenen Winterhalbjahrs zugetreten sein.

Unter Berücksichtigung des Niederschlags, des oberirdischen Abflusses und der Verdunstung (Kap. 3.1) läßt sich der Grundwasserzustrom in den See auf $>77.000 \text{ m}^3/\text{a}$ quantifizieren. Der Grundwasserzustrom in den EFS kann zudem über die Grundwasserneubildung des Seeinzugsgebietes bestimmt werden. Als Grundwasserneubildungsrate wurden unter Berücksichtigung der Tatsache, daß für das Einzugsgebiet sowohl Grünland als auch Acker mit kapillarem und ohne kapillaren Aufstieg in Frage kommen, 357 mm/a veranschlagt. Bei einer maximalen Gewässertiefe von ca. 10 m und einer Abstandsgeschwindigkeit von 17,5 m/a im Mittel ergibt sich ein Einzugsgebiet von mindestens 0,11 km^2 . Aus diesen Daten errechnet sich ein theoretischer Grundwasserzustrom von ca. 39.000 m^3/a . Da der EFS darüber hinaus durch aufsteigende Wässer gespeist wird, stellt diese Menge die Untergrenze des anzunehmenden Gesamtzustromvolumens dar.

Die überschlägigen Rechenverfahren zur Bestimmung des Grundwasserzustroms haben ergeben, daß dem EFS innerhalb eines Jahres erhebliche Mengen Grundwasser, die mehr als die Hälfte des Seevolumens (ca. 60.000 m^3) betragen können, zutreten.

Mit durchschnittlich ca. 37.000 m^3/a liegt die jährliche Niederschlagsmenge zwar unter dem Grundwasserzustromvolumen, ist jedoch als ein bedeutendes Bilanzglied des Seewasserhaushalts einzustufen. Eine weitere, untergeordnete Rolle spielen der Interflow und der Oberflächenabfluß.

Bedingt durch die vorherrschenden Strömungsverhältnisse erfolgt der Hauptgrundwasserzutritt in den EFS im Bereich des Südufers. Aufgrund der anzunehmenden geringen Gewässerabdichtung der Steilwände des tiefen Seeabschnitts kann das Grundwasser mehr oder weniger ungehemmt in den See eintreten. Auch die Uferbereiche zeigen am Südufer meist keine Abdichtung. Hier wird die Ausbildung einer hydraulischen Barriere neben der Wellenbewegung durch den Grundwasserzutritt verhindert. Die am Südufer eintretenden Grundwässer sind durch den Einfluß aufsteigender Wässer, wie sie für die Meßstelle GWM 13 vermutet werden, landwirtschaftlich beeinflusst. Aufgrund der Selbstreinigungsprozesse im Untergrund ist dieser Einfluß jedoch nur noch für wenige Parameter wie z.B. Chlorid spürbar.

HÖLTER (1998) konnte weiterhin im Osten des EFS (in Höhe der GWM 23) bei hohen Wasserständen eine temporäre Beeinflussung durch oligotrophes Heidegrundwasser nachweisen. Somit kommt es bei hohen Wasserständen zu einer Verschiebung der Kippungslinie vom oberstromigen Ufer Richtung Gewässermittte. Auch für das Nordwestufer beschreibt HÖLTER (1998) einen Einfluß von Grund- und Sickerwasser auf den EFS, der hier einen mesotrophen Charakter besitzt. Dies kann als weiteres Indiz für die oben beschriebenen wechselnden Strömungsverhältnisse am Nordufer des Sees gewertet werden.

Der Grundwasserzutritt über den Seeboden dürfte mit zunehmendem Abstand vom Ufer abhängig von der Ausbildung der Kolmationsschicht abnehmen.

Als negative Bilanzglieder sind die jahreszeitlich stark schwankenden Faktoren Evapotranspiration ($\bar{\varnothing} = 32.000 \text{ m}^3/\text{a}$), oberirdischer Abfluß ($\bar{\varnothing}_{1997/98} = 82.000 \text{ m}^3/\text{a}$) und unterirdischer Abfluß am Seewasserhaushalt beteiligt. Die Rate des unterirdischen Abstroms, der mittels ^{18}O nachgewiesen wurde (Kap. 3.4.2), kann nicht quantifiziert werden. Dieser

dürfte quantitativ nur eine eingeschränkte Rolle spielen, da beim Austritt von Seewasser Feinteile in die oberen Korngerüstschichten eingetragen werden, wodurch eine durchflußmindernde Dichtungsschicht entsteht (LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG 1981).

Mit Hilfe der ^{18}O -Untersuchungen konnte für das **Große Heilige Meer** trotz der z.T. mächtigen Kolmationsschicht (im Zentrum des Gewässers bis ca. 9 m mächtig; BARTH & POTT 2000) ein hoher Grundwasseranteil nachgewiesen werden, der bereits von KRIEGSMANN (1938) vermutet wurde. Der erhöhte Grundwasserzutritt ergibt sich durch die Flächenausformung längs zur Grundwasserströmung und den vergleichsweise tief gelegenen oberirdischen Abflußpunkt, der vor allem in den Wintermonaten ein steiles Gefälle zum umliegenden Grundwasser bewirkt (Abb. 83).

Ein Vergleich der Wasserstände des GHM mit dem der umgebenden Grundwassermeßstellen zeigt, daß das Gefälle entlang der Uferline größtenteils Richtung See weist. In diesem Bereich ist theoretisch ein Grundwasserzutritt möglich. Influyente Verhältnisse sind unter Berücksichtigung der Ganglinien im Bereich der GWM 9 und zeitweise auch im Bereich der GWM 8 denkbar. Eine Besonderheit ergibt sich für das extrem trockene Jahr 1996; hier lagen in den Sommermonaten auch die Wasserstände der GWM 10 und 21 unter dem Wasserstand des GHM. Ein Austritt von Seewasser konnte mit den ^{18}O -Untersuchungen aber für keine der genannten Meßstellen bewiesen werden (Kap. 3.4.2).

Ein Wasserzutritt in den See erfolgt über den Niederschlag ($\emptyset = 66.000 \text{ m}^3/\text{a}$), das Grundwasser und einige kleine Drainagegräben. Unter extremen Bedingungen, wenn die Meerbecke über die Ufer tritt, kommt es zudem zu einem Eintrag von Meerbeckewasser. Eine untergeordnete Rolle spielen weiterhin Interflow und Oberflächenabfluß.

Die aus den ^{18}O -Gehalten ermittelte Grundwassermenge (+ Drainagewasser) beläuft sich unter Berücksichtigung der Daten der Herbstvollzirkulation 1997 auf ca. 45.000 m^3 (ca. $1/8$ des Seevolumens). Über die Wasserbilanz ergibt sich ein theoretischer Grundwasserzutritt von ca. $213.000 \text{ m}^3/\text{a}$ (ca. $3/5$ des Seevolumens). Eine Berechnung über das Ein-

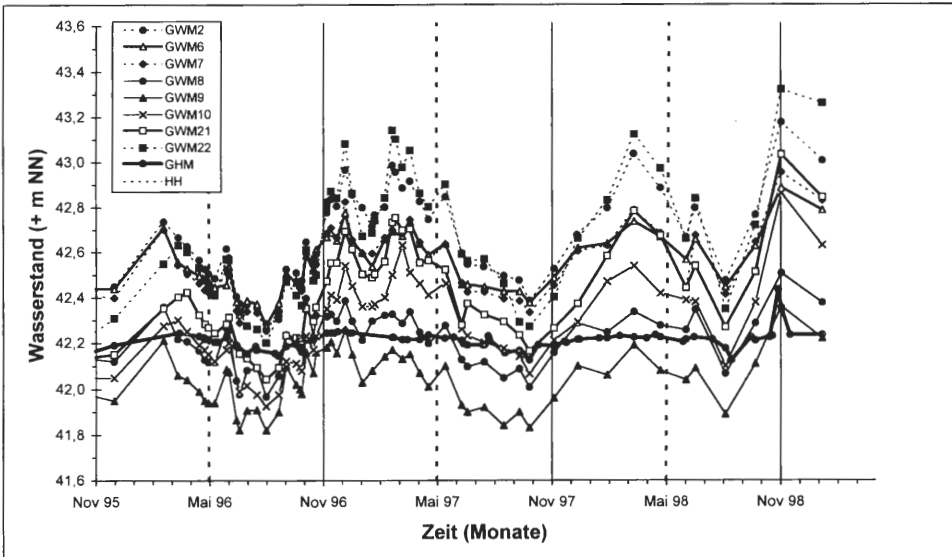


Abb. 83: Wasserstandsganglinien des GHM und der das Gewässer umgebenden Grundwassermeßstellen (GWM 2, 6, 7, 8, 9, 10, 21 und 22). Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

zugsgebiet, wie sie für den EFS durchgeführt wurde, ist für das GHM nicht möglich, da der Einfluß der Vorflutfunktion der Meerbecke nicht bekannt ist.

Ein Vergleich des überschlägig ermittelten Grundwasseranteils von EFS und GHM zeigt, bezogen auf das Gesamtvolumen der Seen, für den EFS einen vergleichsweise höheren Grundwasseranteil. Aus den ^{18}O -Gehalten resultiert jedoch für das GHM ein größerer Grundwasserzustrom. Ursache für diesen Widerspruch können das nur überschlägige Bilanzverfahren, ein fehlender isotopischer Gleichgewichtszustand oder eine oberirdische Abführung der stark isotopisch angereicherten Wässer der Wasseroberfläche des GHM sein.

Der Grundwasserzutritt in das GHM erfolgt wahrscheinlich im wesentlichen durch die Uferabschnitte mit geringer Kolmationsschicht. Teilweise konnten HAGEMANN (1997) und HAGEMANN et al. (2000) diesen Grundwasserzutritt im Litoral hydrochemisch nachweisen. So weisen niedrigere elektrische Leitfähigkeiten am Südwestufer im Bereich der Windschneise („mesotrophe Stelle“) auf einen Zutritt nährstoffarmer „Heidewässer“ hin. Östlich des GHM konnten HAGEMANN et al. (2000) in den Winterhalbjahren (Oktober/November 1997, Januar 1998, März 1998, April 1998, Januar 1999) rot-braune Eisenausfällungen im Litoral beobachten. Diese deuten auf den Zutritt eisenreichen Grundwassers hin, wie es z.B. im benachbarten Grundwasser (GWM 6, 7 und 8) nachgewiesen wurde. Beim Kontakt mit dem sauerstoffhaltigen Wasser des GHM fällt dieses als Fe^{3+} aus und ist optisch erkennbar.

Die elektrischen Leitfähigkeiten des GHM von ca. $280 \mu\text{S}/\text{cm}$ (SOLLE 1998) mit Chlorid-Konzentrationen von ca. $35 \text{ mg}/\text{l}$ belegen eindeutig eine Beeinträchtigung des Gewässers. Teilweise ist diese noch auf die von der Meerbecke, die bis Mitte der 1960er Jahre durch das GHM floß, mitgeführte Stofffracht zurückzuführen. Bedingt durch die erheblichen jährlichen Niederschlags- und Grundwasserzutritte (s.o.) und dem daraus resultierenden Austauschvorgang müssen aber auch heute noch erhebliche Stoffmengen in den See eingetragen werden. Der Eintrag von Chlorid erfolgt z.B. im wesentlichen über den Grundwasserpfad, während bei der Zufuhr von Nährstoffen (z.B. Stickstoffverbindungen) auch der Niederschlag eine wichtige Rolle spielt (Tab. 11).

Für das Ostufer, in dessen Bereich „gut“ mineralisierte Grundwässer (Kap. 3.3.3) nachgewiesen wurden, konnte ein temporärer Grundwasserzutritt bestimmt werden (s.o.). Höher mineralisierte Wässer können dem See nach HAGEMANN (1997) und SOLLE (1998) aber auch an anderen Uferabschnitten zutreten. So konnten die Autoren im Bereich der Grundwasseroberfläche am Südwest-, West-, Nordwest- und Nordostufer lokal hoch mineralisierte Wässer nachweisen. Für einige Stellen ließ sich die Ursache der Beeinträchtigung bisher noch nicht klären. Eine Besonderheit stellt z.B. die Meßstelle T7 (SOLLE 1998) nördlich der „mesotrophen Stelle“ mit elektrischen Leitfähigkeiten von maximal $891 \mu\text{S}/\text{cm}$ und Chlorid-Gehalten von maximal $189 \text{ mg}/\text{l}$ dar.

Durch die Verdunstung (\emptyset ca. $= 57.000 \text{ m}^3/\text{a}$) und den oberirdischen Abfluß (ca. $222.000 \text{ m}^3/\text{a}$) wird dem GHM wieder Wasser entzogen. Ein unterirdischer Abfluß - wie für den EFS - konnte für die wenigen $\delta^{18}\text{O}$ -Meßergebnisse nicht nachgewiesen werden.

LOTZE (1951) beschrieb den **Heideweiher** als einen flachen, oberhalb des Grundwasserspiegels gelegenen und mit Regenwasser gefüllten Weiher, der durch stauende Bodenhorizonte vom Grundwasser abgetrennt wird.

Bei dem stauenden Unterwasserboden handelt es sich nach BUDE (1942) und RUNGE (1991) um eine mehrere Zentimeter bzw. Dezimeter mächtige Schlamm- bzw. Torfschicht mit *Sphagnum*-Decken. Im tieferen Bereich des Gewässers wurden zudem Eisenhydroxide nachgewiesen. GRIEBEL (in Vorb.), die unlängst mit Untersuchungen am Heideweiher begonnen hat, bestätigt die älteren Befunde. Sie erbohrte im tiefsten Teil des Heideweiher

eine undurchlässige, 40 cm mächtige Eisenhydroxidschicht. In Ufferrichtung nimmt nach GRIEBEL (in Vorb.) die Durchlässigkeit wieder zu.

Die im Zuge des Projekts durchgeführten Untersuchungen lassen hingegen trotz der ausgeprägten Kolmationsschicht vermuten, daß der Heideweiher zumindest zeitweise an das Grundwasser angeschlossen ist. Beleg dafür ist der Ganglinienverlauf (Abb. 84), der im Gegensatz zu Gewässern ohne Grundwasserkontakt (vgl. Kolk 7) ausgeprägte jahreszeitliche Wasserstandsschwankungen belegt.

Ein Vergleich mit den benachbarten Meßstellen GWM 15 und 17 gibt weitere Hinweise auf die Beziehung Grundwasser - Heideweiher. Der Wasserstand der westlich des Gewässers gelegenen GWM 15 liegt bei sinkenden Wasserständen unter und bei steigenden Wasserständen über dem des Heideweiher. Diese Beobachtung könnte darauf hindeuten, daß das Gewässer nur bei hohen Grundwasserständen Kontakt zum Grundwasser besitzt. Da die Meßstelle sich aber nicht im direkten Anstrom des Sees befindet, könnte die Beobachtung auch die Folge einer Verschiebung der Kippungslinie zum oberstromigen Ufer sein (vgl. GWM 23 am EFS).

Der Grundwasserstand der ca. 100 m im Abstrom des Gewässers gelegenen Meßstelle GWM 17 liegt ganzzeitig unter dem Wasserstand des Heideweiher. Belegt wird eine Infiltration von Heideweiher-Wasser in den Grundwasserleiter durch die für die Wässer der Meßstelle ermittelten ^{18}O -Gehalte. Ein weiterer Hinweis auf wechselnde Bedingungen ergibt sich aus einer mittleren ^{18}O -Anreicherung.

Der Grundwasserzutritt in den See erfolgt vermutlich über die weniger stark abgedichteten Uferbereiche. Wenn die Uferabschnitte trockenfallen, kommt es hier zu einer Mineralisation des organischen Materials und somit zu einer Reduzierung der Kolmationsschicht.

Insgesamt gesehen handelt es sich bei dem Heideweiher um ein schwach gepuffertes Flachgewässer mit überwiegend dystrophem Status. Die geringe elektrische Leitfähigkeit ($\varnothing = 55 \mu\text{S}/\text{cm}$; HASSE 1994) macht als Haupteinzugsgebiet die umliegenden Heide-

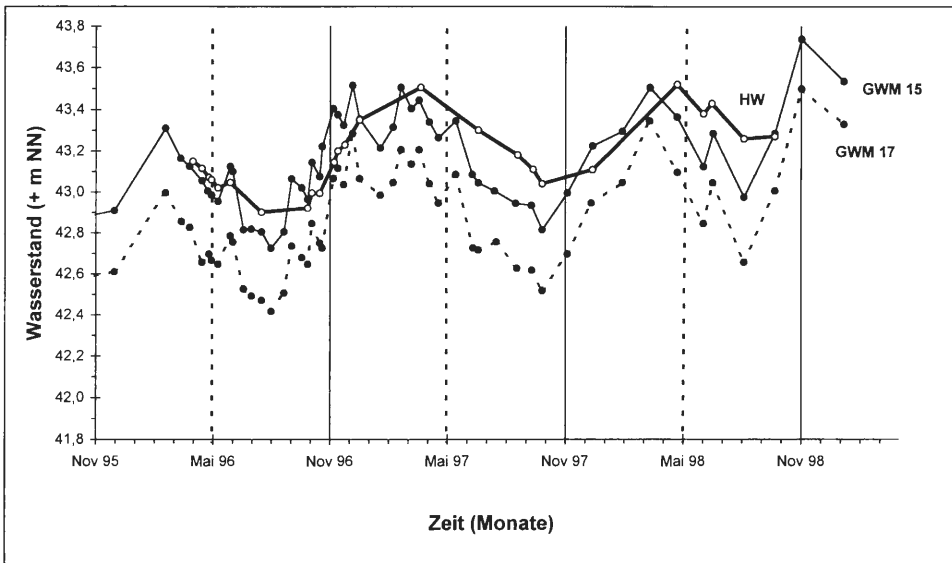


Abb. 84: Wasserstandsganglinien des Heideweiher im Vergleich zu den Meßstellen GWM 15 (\pm Anstrom) und 17 (Abstrom). Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

flächen wahrscheinlich. Ein Einfluß der westlich des HW gelegenen Ackerflächen scheint nur eine untergeordnete Rolle zu spielen. Eventuell fließt dem System von Westen älteres Grundwasser zu, daß einem früheren Nutzungstyp zugeordnet werden kann (vgl. GWM 15). Nach HAGEMANN & PUST (1999) kann man aber nach starken Niederschlägen auch mit einem oberirdischen Zufluß nährstoffreichen Dränagewassers durch ein Grabensystem im Südwesten rechnen.

Abschließend stellt sich die Frage, ob sich die hydraulischen Bedingungen im Bereich des Heideweiher in den letzten Jahrzehnten geändert haben. LOTZE (1951) geht davon aus, daß das Gewässer keine Grundwasseranbindung besaß (s.o.). Dabei bezieht er sich jedoch im wesentlichen auf die Verhältnisse im Sommer 1949, in dem der Heideweiher über dem umliegenden Grundwasserniveau lag. Einen Kontakt in den Wintermonaten schließt der Autor nicht eindeutig aus.

Die aktuellen Untersuchungen haben zumindest für die Wintermonate eine eindeutige Grundwasseranbindung gezeigt. Neben dem natürlichen jahreszeitlichen Einfluß kann dies auch die Folge der andauernden Gebietsenkung oder eines gestiegenen Grundwasserstands als Folge der Einstellung der Wasserhaltungsmaßnahmen des *Westfelds* (ehemals *Preussag AG Kohle*) im Anstrom des NSG sein.

Neben den größeren Gewässern findet sich im NSG eine Vielzahl von **Kolken**. In diesem Kapitel soll die Wechselbeziehung der Kolke K2 bis K7 mit dem Grundwasser aufgezeigt werden, wobei die Kleingewässer zu Gruppen zusammengefaßt werden.

Die Kolke **K2** und **K3** im Bereich der Heideflächen westlich des GHM weisen deutliche Parallelen hinsichtlich Wasserführung, Kolmationsschicht, Chemismus und Vegetation auf (vgl. HOFMANN 1995). Die ¹⁸O-Gehalte deuten auf einen hohen Grundwasseranteil hin. Damit wird die Vermutung von HOFMANN (1995) bestätigt, der bereits durch den Vergleich von Grund- und Kolkwasser auf eine Grundwasserspeisung der Kolke geschlossen hat. Auch die Wasserstandsamplitude deutet auf eine Verbindung zwischen den Kolken und dem Grundwasser hin.

Der Wasserstand des Kolks K2 liegt deutlich niedriger als der der benachbarten Meßstellen GWM 4 (60 m westlich) und 21 (40 m südöstlich) (Abb. 85). Demnach handelt es sich offensichtlich um eine Blänke, der von allen Seiten Grundwasser zuströmt. Bezeichnend ist die Tatsache, daß bei einem Trockenfallen des Kolks das umgebende Grundwasser oberhalb der Gewässersohle der tiefsten Stelle des Kolks (gebildet von einem Bombentrichter, entstanden während des 2. Weltkriegs) steht. Demnach bilden sich im Sommer aufgrund gering durchlässiger Seesedimente auf dem Gewässerboden im Bereich des Kolks gespannte Grundwasserverhältnisse aus, wobei das Restwasser im Kolk schließlich vollkommen verdunstet. Ein Grundwasserzutritt erfolgt demnach nur bei höheren Wasserständen im besser durchlässigen Uferbereich.

Beim Wasserstandsganglinienvergleich von Kolk K3 mit dem oberstromigen (GWM 3, ca. 75 m westlich) und unterstromigen Grundwasser (GWM 22, ca. 10 m östlich) zeigt sich, daß der Wasserstand des Kolks - außer bei hohen Grundwasserständen - über dem des umgebenden Grundwassers liegt. Für das abstromige Grundwasser kann das eine temporäre Infiltration von oberirdischem Wasser bedeuten, worauf auch die Isotopenuntersuchungen an der Meßstelle GWM 22 hindeuten. Für die Meßstelle GWM 3 weist der Wasserstandsvergleich - im Gegensatz zum ¹⁸O-Gehalt - auf einen fehlenden Grundwasserzustrom hin. Da die Meßstelle GWM 3 jedoch im Bereich der Grundwasserscheide positioniert ist, ist fraglich, ob ein Vergleich der Wasserstände überhaupt möglich ist.

Die Kolke **K6** und **K7**, die nur wenige Meter voneinander entfernt am Südrand der Heideflächen des Erdfallsee-Gebietes liegen, besitzen trotz der gewässermorphologischen Unterschiede (Durchmesser, Tiefe und Kolmationsschicht) hinsichtlich ihrer Grundwas-

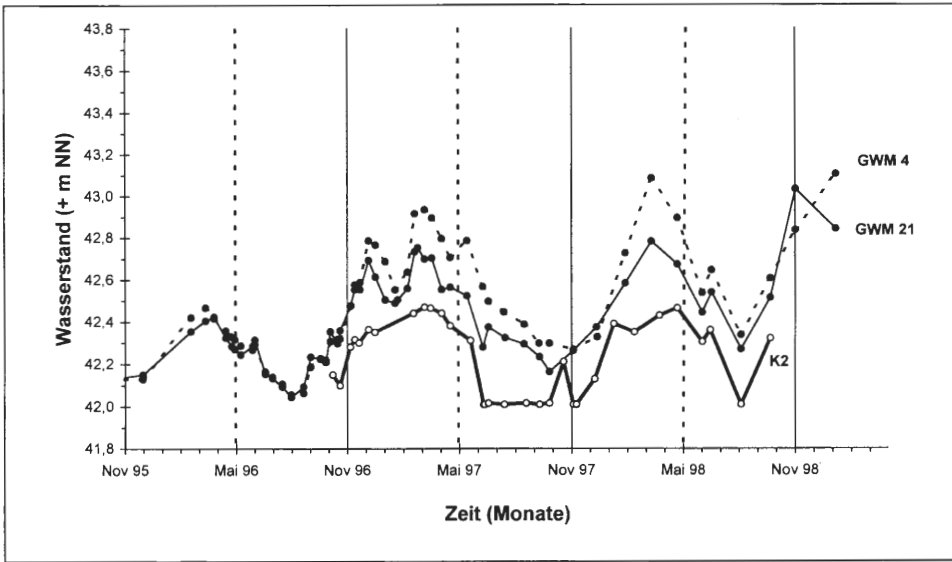


Abb. 85: Wasserstandsganglinien des Kolks K2 und der benachbarten Grundwassermessstellen GWM 4 und 21. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

seranbindung eine Gemeinsamkeit. Aus dem Vergleich der Wasserstandsganglinien mit dem oberstromigen (ML1, RML1) und unterstromigen Grundwasser (GWM 23) wird deutlich, daß der K7 nicht und der K6 nur zeitweise an das Grundwasser angeschlossen sein kann (Abb. 86). Als Folge davon ergibt sich für den Kolk K7 nur eine minimale Wasserstandsamplitude. Bestätigt wird der eingeschränkte Grundwasserkontakt durch die im Dezember 1997 gemessenen ^{18}O -Gehalte, die für beide Gewässer eine deutliche Anreicherung aufweisen. Für den Kolk K7 ergibt sich erwartungsgemäß als Folge des geringeren Grundwasserzutritts eine stärkere Anreicherung.

Die Isolation des Kolks K6 kann auf den mächtigen Unterwasserboden (7 m Dy) zurückgeführt werden. Für den Kolk K7 beschreibt RUNGE (1991) einen abgesunkenen Heideboden als Unterwasserboden, für den eine völlige Abdichtung nur durch die Ausfällung von Eisenhydroxiden möglich scheint (vgl. Heideweiher).

Bei beiden Kolken handelt es sich um dystrophe Gewässer mit durchschnittlichen elektrischen Leitfähigkeiten von 70 bzw. 56 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (HOFMANN 2000, HÖLTER 1998). Ein Einfluß der ca. 20 m im Anstrom gelegenen Ackerflächen konnte bisher nicht eindeutig bestätigt werden (vgl. HÖLTER 1998). Der fehlende Einfluß der benachbarten Ackerflächen kann als zusätzlicher Beleg für die Isolation der Gewässer gewertet werden.

Die Kolke **K4** und **K5** sind durch ähnliche Flächenausformung sowie mächtige Schlammablagerungen gekennzeichnet. Beide Gewässer sind dys-mesotroph und besitzen gegenüber den Kolken K2 und K3 eine höhere Mineralisation. Besonders auffällig ist dies für den K5, dessen elektrische Leitfähigkeit in den letzten Jahren starken Schwankungen unterworfen war. Während der aktuellen Untersuchungen wurden 94 bis 258 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen (HOFMANN 2000). 1994 wurden zeitweise sogar 380 $\mu\text{S}/\text{cm}$ nachgewiesen (HOFMANN 1995). Die hohen Chlorid-Gehalte (Max.: 58 mg/l) weisen eindeutig auf eine anthropogene Belastung hin. Als Quelle dafür kommen die benachbarten Ackerflächen sowie die Landstraße L504 in Frage.

Für beide Gewässer zeigen die ^{18}O -Gehalte zum Meßzeitpunkt nur eine minimale isotopische Anreicherung. Demnach kann trotz der mächtigen Kolmationsschicht auch für

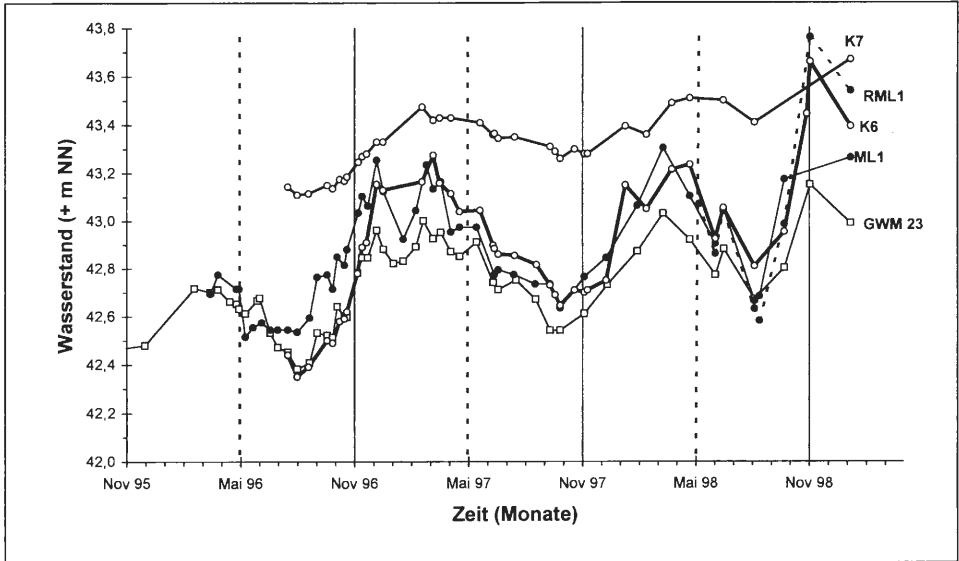


Abb. 86: Wasserstandsganglinien der Kolke K6 und K7 und der im Anstrom des Gewässers gelegenen Meßstelle ML1 bzw. RML1 sowie der im Abstrom der Kolke gelegenen Meßstelle GWM 23. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

diese beiden Gewässer von einer Grundwasserbeeinflussung ausgegangen werden. Diese ist aufgrund der mächtigen Schlammablagerungen nur über den engen Ufersaum möglich.

Ein Wasserstandsvergleich mit dem Grundwasser bietet sich aufgrund der Lage der Meßstellen ausschließlich für den Kolk K5 an (Abb. 87). Für diesen ergibt sich wie für den K6 unter Berücksichtigung der Wasserstände des ML1 bzw. RML1 nur ein zeitlich beschränkter Grundwasserzustrom. Dieser muß aber infolge der ^{18}O -Gehalte für den K5 stärker ausgeprägt sein. Wahrscheinlich spielt für den K5 aber auch ein erhöhter Oberflächenzufluß eine Rolle.

Einen ersten Überblick über die hydraulischen Verhältnisse im Bereich der **Meerbecke** liefert ein Vergleich der Grundwasserstände mit den Wasserständen des Fließgewässers. Im Untersuchungsgebiet kann diese Beziehung an zwei Stellen geprüft werden (Mb1: Höhe GWM 1, Mb2: Höhe GWM 9). Aus dem Vergleich wird deutlich, daß im wesentlichen effluente Verhältnisse vorherrschen. Eine Umkehrung der Verhältnisse ist dann zu erwarten, wenn als Folge einer Hochwasserwelle bedingt durch starke Niederschlagsereignisse oder die Einleitung von Fremdwasser (z.B. Steinbruchwasser) der Wasserstand der Meerbecke über den des umgebenden Grundwassers reicht (vgl. HAGEMANN & PUST 1999). Solche Verhältnisse treten vorwiegend bei niedrigen Wasserständen - während der Sommermonate - auf, da in diesem Zeitraum der zu überwindende Niveauunterschied zwischen Grundwasser und Meerbecke am geringsten ist. Im abstromigen Bereich der Meerbecke (Mb2) ist der Niveauunterschied zwischen Grundwasser und Meerbecke ganzzeitig vergleichsweise gering, so daß hier gegenüber dem Meßpunkt Mb1 auch bei hohen Wasserständen eine Umkehr der Strömungsverhältnisse leichter möglich ist. Die für die Wässer der GWM 8 gemachten Beobachtungen deuten kurzfristige Beeinflussungen des Grundwassers durch die Meerbecke in diesem Bereich an.

Unter extremen Bedingungen, wie sie im Oktober 1989 oder auch in den Jahren 1993/94 vorherrschten, ufer die Meerbecke aufgrund der niedrigen Uferböschung im Bereich zwischen den Meßstellen GWM 8 und 9 großflächig aus. Es kommt zu einer Verbindung mit

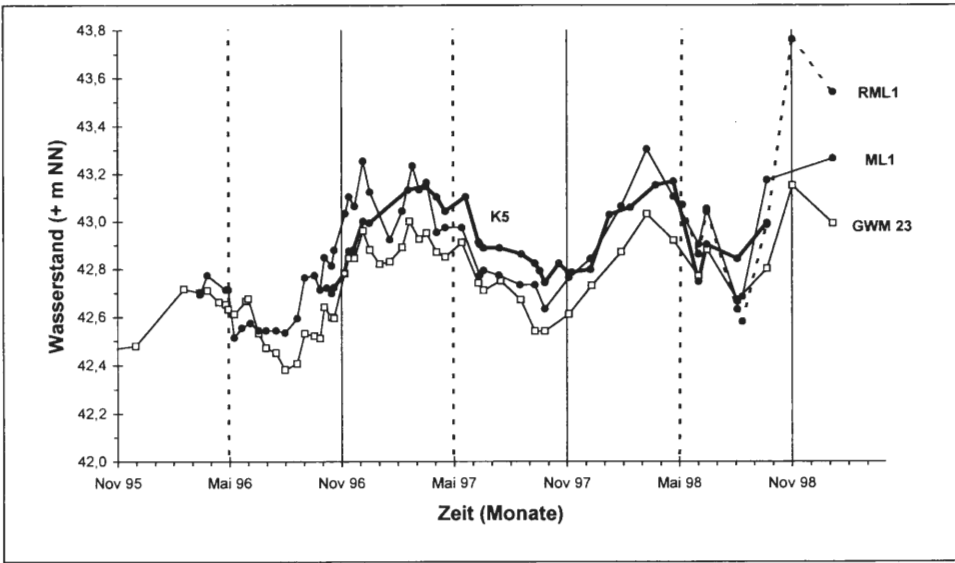


Abb. 87: Wasserstandsganglinien des Kolks K5 und der Meßstellen ML1 bzw. RML1 (Grundwasseranstrom) und GWM 23 (Grundwasserabstrom). Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

dem GHM und damit zu einem direkten Stoffeintrag in das GHM (vgl. HAGEMANN & PUST 1999).

Die Ganglinienanalyse (Abb. 88) zeigt, daß im untersuchten Meerbeckeabschnitt im wesentlichen effluente Verhältnisse vorherrschen. Bestätigt wird dies durch Eisenausfällungen im Meerbeckewasser. Diese deuten auf einen Zutritt anaerober Grundwässer mit

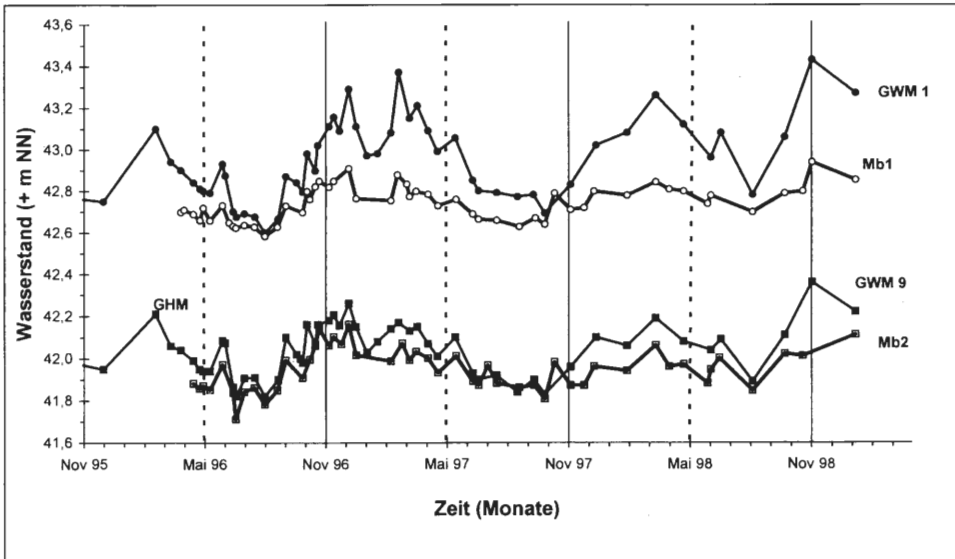


Abb. 88: Wasserstandsganglinien der Meerbecke für die Meßpunkte Mb1 und Mb2 sowie deren benachbarter Meßstellen GWM 1 bzw. 9. Markiert sind die Hydrologischen Halbjahre.

hoher Eisen-Konzentration hin, wie sie für die Meßstelle GWM 1, 6, 7 und 8 festgestellt wurden. Unter den oxidierenden Bedingungen des Vorfluters fällt das gelöste Eisen als Fe^{3+} -Verbindung aus.

Auch die an den beiden Meßpunkten Mb1 und Mb2 durchgeführten Abflußmessungen machen einen Grundwasserzutritt zwischen den beiden Meßpunkten deutlich und belegen damit die Effluenz für diesen Meerbeckeabschnitt.

Aufgrund der teilweise sehr mächtigen Kolmationsschicht im Bachbett (z.T. mehrere Dezimeter) erfolgt der Wasseraustausch nicht über die Gewässersohle, sondern vielmehr über die Uferbereiche, die in den Sommermonaten allerdings z.T. trockenfallen, so daß kein Austausch möglich ist.

5. Schlußfolgerung und Hinweise auf weiteren Forschungsbedarf

Wie die vorliegenden Untersuchungen gezeigt haben, geht insbesondere von der das NSG Heiliges Meer umgebenden Landwirtschaft, dem randlichen Vorfluter Meerbecke und der zentral querenden Landstraße L504 eine Beeinträchtigung des Grundwassers aus. Aber auch der atmogene Stoffeintrag sowie geogene Stoffquellen wirken sich negativ auf die Grundwasserbeschaffenheit aus. Eine Abschätzung des Gefährdungspotentials der einzelnen Quellen wird im folgenden vorgenommen.

Die das Naturschutzgebiet umgebende **Landwirtschaft** stellt eine diffuse Eintragsquelle dar. Infolge von Überdüngung, Ernterückständen und Überweidung werden die verschiedenen Bestandteile der eingesetzten Dünger in den Untergrund eingetragen.

Im Randbereich des NSG konnte der Einfluß auf das Grundwasser eindeutig nachgewiesen werden. Mit zunehmendem Abstand sowie zunehmender Tiefe kommt es jedoch zu einer positiven Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit. Von besonderer Bedeutung sind dabei Denitrifikationsprozesse, die zu einem mikrobiellen Nitrat-Abbau führen. Auch der Abbau des Sulfats konnte eindeutig belegt werden. Phosphat wird bereits in den oberen Bodenschichten adsorbiert. Kalium zeigte zwar ein schlechter ausgebildetes Adsorptionsvermögen, es wird bei längerer Verweilzeit im Untergrund aber ebenfalls adsorbiert. Lediglich das Chlorid besitzt aufgrund seines konservativen Verhaltens ein größeres Gefährdungspotential.

Schlußfolgernd läßt sich daraus ableiten, daß sich das Gefährdungspotential, ausgehend von der landwirtschaftlichen Nutzung, im wesentlichen auf die Randbezirke des NSG beschränkt. Sollte jedoch das Selbstreinigungsvermögen des Untergrunds z.B. durch den Verbrauch der für die Denitrifikation benötigten Donatoren (organische Substanz und Pyrit) gestört werden, ist mit einer zunehmenden Beeinträchtigung zu rechnen. Für zukünftige Forschungsvorhaben ist demnach eine Berechnung der Donatorenreserven zu empfehlen, um gezieltere Prognosen treffen zu können.

Zur Stärkung der Selbstreinigungskraft und Rückhaltefähigkeit ist eine Erweiterung der Pufferzonen um das NSG notwendig. Zu empfehlen ist ein Nutzungswechsel von Acker zu ungedüngtem Grünland für die Flächen zumindest im direkten Anstrom des NSG sowie nördlich des GHM. Dabei ist jedoch eine abrupte Flächenstilllegung zu vermeiden, da diese einen steigenden Stoffaustrag in den Folgejahren zur Folge hätte (vgl. BANGERT & KOWARIK 2000).

Sofern ein Nutzungswechsel für die genannten Flächen nicht möglich sein sollte, ist eine Optimierung der Düngung unter Berücksichtigung der im Boden vorhandenen Nährstoffe anzustreben. Weiterhin ist der Anbau von Zwischenfrüchten und die Reduzierung oder Herausnahme von Problemfrüchten (z.B. Mais) aus der Fruchtfolge sowie der Verzicht auf Grünlandumbruch zu empfehlen (vgl. BANGERT & KOWARIK 2000).

Grundsätzlich ist zu berücksichtigen, daß es bei der Denitrifikation zu einer Freisetzung von Sulfat, Hydrogencarbonat und Eisen kommt, was ebenfalls eine gesteigerte Mineralisierung des Grundwassers zur Folge hat.

Zu einer Beeinträchtigung des Grundwassers durch die **Meerbecke** kommt es unter influenten Bedingungen. Dabei hängt der Grad der Beeinträchtigung von der Beschaffenheit des infiltrierenden Wassers ab. Ursprünglich diente die Meerbecke als Drainage der umliegenden Ackerflächen. In den Jahren 1987 bis 1997 wurden von einem Steinbruch im Uffelner Raum jedoch regelmäßig „Grubenwässer“ in die Meerbecke eingeleitet, so daß sie zeitweise hoch mineralisierte Wässer mit elektrischen Leitfähigkeiten von bis zu 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ führte. Da zu Beginn des Jahres 1998 die Einleitung mit kurzfristigen Ausnahmen (z.B. November 1998) eingestellt wurde, hat sich das Gefahrenpotential gegenüber den vergangenen Jahren in zweierlei Hinsicht deutlich reduziert: Zum einen bleibt die Mineralisation des Meerbeckewassers auf einem niedrigeren Niveau und zum anderen kommt es infolge der fehlenden Einleitungen seltener zur Ausbildung influenter Verhältnisse.

Trotz der deutlichen Reduktion des Gefährdungspotentials geht von der Meerbecke unter influenten Verhältnissen weiterhin eine Grundwassergefährdung aus. Daher sollte in Zukunft jegliche Einleitung in den Vorfluter unterbunden werden. Als geeignetes Kontrollmittel hat sich die tägliche Messung der elektrischen Leitfähigkeit erwiesen. HAGEMANN & PUST (1999) konnten ferner zeigen, daß eine Ausuferung der Meerbecke für das GHM eine starke Gefährdung darstellt, da es ohne vorherige reinigende Untergrundpassage zu einem direkten Zutritt der höher mineralisierten Meerbeckewässer kommt. Als Abwehrmaßnahme kommen hier technisch-konstruktive Lösungen in Frage, beispielsweise eine Erhöhung der Uferböschung im Bereich der Meßstellen GWM 8 und 9.

Anschließend ist festzuhalten, daß das Auftreten influenter Verhältnisse im Bereich der Meerbecke seltener vorkommt. Im Normalfall wirkt die Meerbecke als Vorfluter und stellt für das NSG somit eine schützende Barriere gegenüber den benachbarten Ackerflächen dar. Weiterhin begünstigt die Reduktionszone der Meerbecke die Selbstreinigungsprozesse im Untergrund.

Die **Landstraße L504** stellt eine potentielle lineare Eintragsquelle für verschiedene Schadstoffe dar. Als Quellen dafür sind Bremsen-, Reifen- und Straßenabrieb, Straßenbaustoffe, Abgase sowie Streusalze zu nennen. Im Randbereich der Straße konnte bei den aktuellen Untersuchungen eine Grundwasserbeeinträchtigung durch Streusalze belegt werden. Weitere straßenspezifische Parameter waren nicht Bestandteil der Untersuchungen. Dabei stellt vor allem der Chlorid-Eintrag ein hohes Gefährdungspotential dar, da Chlorid-Konzentrationen nur durch Verdünnung verringert werden können.

Die Eintragsmenge ist in der Regel von der verwendeten Streusalzmenge abhängig, die wiederum von den klimatischen Bedingungen (z.B. Temperatur, Frost- und Schneefalltage sowie Grundwasserneubildung) gesteuert wird. Grundsätzlich sollte der Einsatz von Streusalz im Untersuchungsgebiet vermieden werden. Eventuell kann auf anderes Streumaterial, wie abstumpfende Mittel (z.B. Sand, Schlacken und Splitt) zurückgegriffen werden. Weiterhin sind Präventivstreuungen zu vermeiden bzw. zumindest auf ein notwendiges Minimum zu reduzieren.

Der flächendeckende **atmogene Stoffeintrag** erfolgt über die Deposition. Hinweise auf eine depositionsbürtige Beeinträchtigung liefern z.B. die leicht erhöhten Nitrat-Konzentrationen der Meßstelle GWM 22.

Eine Depositionsverminderung kann durch Reduzierung der Ammoniakverflüchtigung auf den benachbarten Ackerflächen erreicht werden. Die Luftreinhaltepolitik der letzten Jahre (VOLZ 1994) läßt zudem hoffen, daß es zu einer weiteren allgemeinen Reduzierung des Stoffeintrags kommt.

Die Grundwasserbeeinträchtigung kann im Untersuchungsgebiet auch **geogene Ursachen** haben. So ist prinzipiell ein Aufsteigen hoch mineralisierter Wässer aus dem Münder-Mergel möglich, wenn dafür auch bisher kein eindeutiger Beweis erbracht wurde.

Auch die Oxidation von organischem Material oder Sulfiden führt zu einer geogenen Freisetzung von Nährstoffen. Zu derartigen Reaktionen kommt es insbesondere bei extrem niedrigen Grundwasserständen, wie sie z.B. 1996 vorherrschten (vgl. ML2). Die Freisetzung von Phosphat erfolgt dagegen unter reduzierenden Bedingungen, wenn z.B. Eisenphosphat-Verbindungen in Lösung gehen.

Zur abschließenden Beurteilung der **Stillgewässerbeeinträchtigungen** durch das Grundwasser wurde in Kapitel 4.2 die Wechselbeziehung zwischen diesen beiden Systemkomponenten geprüft. Vor allem für die größeren Gewässer konnte die Bedeutung des Grundwasserzutritts für die Wasserbilanz der Seen herausgearbeitet werden. Lokal ließen sich auch Angaben über die Lage der Grundwasserzutritte und, daraus resultierend, Aussagen über die Beschaffenheit der Wässer machen.

Zur besseren Einschätzung der zukünftigen Entwicklung der Seewässer und Entwicklung langfristiger Strategien zum Gewässerschutz müssen die Grundwassereintrittsstellen und die zugehörigen Einzugsgebiete genauer erfaßt werden. Zur Klärung dieser Fragen stehen verschiedene Methoden zur Verfügung, von denen eine geeignete die Grundwassermodellierung ist (vgl. KNOLL et al. 1999, KLUGE et al. 1994). Zur effizienten Anwendung muß jedoch zunächst die Datengrundlage für die Eingabeparameter erweitert werden, insbesondere was die Gewinnung ergänzender Kenntnisse über die Ausbildung der Seekolmationsschichten (mittels Echolot, Taucher etc.) und der Tiefenlage der Quartärbasis (geophysikalische Methoden) betrifft.

Weiterhin können Direktmessungen nach LEE & CHERRY (1978) mittels Seepage-Meßgerät oder der Einsatz von Tracern wichtige Hinweise über die Grundwassereintrittsstellen in die Seen geben. Auch durch den Bau zusätzlicher Meßstellen, die eine tiefenorientierte Probenahme erlauben (Mehrfachmeßstellen; DVWK 1997), kann die Grundwasserdynamik vertiefend geklärt werden. So kann der Grundwasseraufstieg im Bereich der Vorfluter durch den Bau solcher Meßstellen im direkten Anstrom des EFS und des GHM sowie im Bereich der Meerbecke geprüft werden. Die Einrichtung einer Meßstelle im Abstrom des EFS kann zudem genauere Aussagen zum Seewasseraustritt in den Grundwasserleiter liefern.

Schlußfolgernd ist zu konstatieren, daß es bereichsweise aktuell zu einer Beeinträchtigung des Grundwassers kommt und auch in Zukunft kommen wird. Treten solche Grundwässer den oberirdischen Gewässern zu, werden auch diese negativ beeinflusst.

Erhöht wird das Gefährdungspotential im NSG durch die gut durchlässigen Sandböden mit überwiegend geringer Adsorptions- und Säureneutralisationskapazität sowie einer geringmächtigen Sickerwasserzone (vgl. SCHLEYER & MILDE 1990). Dem gegenüber stehen langsame Fließgeschwindigkeiten und vielfach reduzierende Verhältnisse, die die Selbstreinigungsprozesse im Untergrund begünstigen. Zudem besitzt die Meerbecke eine schützende Funktion (vgl. LUBERICHS 1999). Ob das minimale Einzugsgebiet (Abb. 25) als Schutzzone ausreichend ist, muß näher geklärt werden.

Nach derzeitigem Kenntnisstand läßt sich prognostizieren, daß der jetzige Status quo in den nächsten Jahren weitgehend bestehen bleibt, obwohl sich in den Randgebieten bereits eine potentielle Verschlechterung der Situation andeutet, z.B. durch steigende Nitrat-Gehalte in der GWM 5. Erst bei einer deutlichen Störung oder generellen Verringerung des Selbstreinigungsvermögens ist jedoch mit weiteren, dann vermutlich schneller ablaufenden Veränderungen zu rechnen.

Literaturverzeichnis

Literatur

- ABBT-BRAUN, G. (1996): Refraktäre organische Säuren (Huminstoffe) in aquatischen Systemen - Vorkommen, Reaktionen und Charakterisierung. - *Wasserkalender* **31**: 112-141, Berlin (ESV).
- ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. - *Geol. Jb.* **C19**: 3-98, Hannover.
- ARMBRUSTER, J. & J. KOHM (1977): Kiesabbau und Wassernutzung in Baden-Württemberg - Auswirkungen des Kiesabbaues auf den Wasserhaushalt. - *Z. dt. geol. Ges.* **128**: 361-369, Hannover.
- ASMUS, F., M. ROSCHKE & M. SCHIEMANN (1998): Umweltverträgliche Stickstoffdüngung im Land Brandenburg. - *Wasser und Boden* **50**(2): 28-33, Hamburg, Berlin.
- BAERTSCHI, P. (1976): Absolute ¹⁸O content of Standard Mean Ocean Water. - *Earth and Planetary Science Letters* **31**: 355-382, Amsterdam (Elsevier).
- BANGERT, U. & I. KOWARIK (2000): Naturschutzplanung für das NSG „Heiliges Meer“ und die umgebende Agrarlandschaft (Kreis Steinfurt, Nordrhein-Westfalen). - In: POTT, R. [Hrsg.]: Ökosystemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt/Nordrhein-Westfalen) - Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz. - *Abh. Westf. Mus. Naturk.* **62**(Beiheft): xx-xx, Münster.
- BARTH, E. (1995): Pflanzensoziologische und pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung der Meerbecke-Niederung im Erdfallgebiet „Heiliges Meer“ (Westfalen). - 137 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- BARTH, E. & R. POTT (2000): Vegetationsgeschichtliche und paläoökologische Untersuchungen zur Trophie-Entwicklung der Stillgewässer im Naturschutzgebiet Heiliges Meer (Kreis Steinfurt/Nordrhein-Westfalen). - In: POTT, R. [Hrsg.]: Ökosystemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt/Nordrhein-Westfalen) - Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz. - *Abh. Westf. Mus. Naturk.* **62**(Beiheft): 15-39, Münster.
- BAUMGARTNER, A. & H.-J. LIEBSCHER (1996): Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. 2. Aufl. - In: LIEBSCHER [Hrsg]: *Lehrbuch der Hydrologie*, Bd. 1: 694 S., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- BECKER, K.-W., R. MEIBNER & C. SIEBNER (1996): Der Wasserhaushalt von Kraut- und Strauchvegetation auf Sandböden der Colbitz-Letzlinger Heide. - *Wasser und Boden* **48**(10): 29-33, Hamburg, Berlin.
- BEYER, H. (1968): Versuche zur Erhaltung von Heideflächen durch Heidschnucken im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“. - *Natur und Heimat* **28**(4): 145-149, Münster.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung. - *WWT* **14**: 165-168, Berlin.
- BÖTTCHER, J. & O. STREBEL (1985): Redoxpotential und Eh/pH-Diagramme von Stoffumsetzungen in reduzierendem Grundwasser (Beispiel Fuhrberger Feld). - *Geol. Jb.* **C40**: 3-34, Hannover.
- BÖTTCHER, J., O. STREBEL & W.H.M. DUYNISVELD (1989): Kinetik und Modellierung gekoppelter Stoffumsetzung im Grundwasser eines Lockergesteins-Aquifers. - *Geol. Jb.* **C51**: 3-40, Hannover.
- BRIECHLE, D. (1997): Uferfiltrat - Schnittstelle zwischen Oberflächen- und Grundwasser. - GSF-Bericht, **3**: Untersuchungsergebnisse zur Erfassung und Expositionsbewertung der Auswirkungen der Uferfiltration auf Grundwasser: 8-16, Neuherberg.
- BUCHER, B., E. FRIEDEHEIM, D. LEVACHER & U. WOLF-SCHUMANN (1997): Berechnung der Neubildungsraten mit einem Wasserbilanzmodell zur verbesserten Grundwassersimulation. - *Wasser und Boden* **49**(9): 29-42, Hamburg, Berlin.
- BUDDE, H. (1942): Die benthale Algenflora, die Entwicklungsgeschichte der Gewässer und die Seentypen im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“. - *Arch. Hydrobiol.* **39**: 189-293, Stuttgart (Schweizerbart).
- BURGER, M. (1993): Sickerwasserneubildung und Sickerwasserbewegung in fein- und grobkörnigen Lockergesteinen aus dem Tertiärhügelland nördlich von München/Obb. - *GSF-Bericht* **38**, Neuherberg.
- CANFIELD, D.E. & B. THAMDRUP (1994): The production of ³⁴S-Depleted Sulfide during Bacterial Disproportionation of Elemental Sulfur. - *Science* **266**: 1973-1975, Washington D.C.

- CASPERS, G. (1997): Pollenanalytischer Bericht für die organogenen Lagen der Multilevel-Brunnen (NSG Heiliges Meer). - 2 S., Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover, Hannover. - [unveröff.]
- CHAMBERS, L.A. & P.A. TRUDINGER (1979): Microbiological Fractionation of Stable Sulfur Isotopes: A Review and Critique. - *Geomicrobiology* **1**: 249-293.
- CLARK, I. & P. FRITZ (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. - 328 S., New York (Lewis).
- DAUSCHECK, H. & W. BISCHOFBERGER (1986): Beeinträchtigung von Grund- und Oberflächenwasser durch Auftausalze in Schutzzonen. - *Berichte aus Wassergütwirtschaft und Gesundheitsingenieurwesen* **30**: 135 S., München.
- DITTRICH, A. (1985): Transport und Sedimentation organischer Stoffe in Abwasserteichen. - *Schriftenreihe des ISWW Karlsruhe* **39**: 230 S., Karlsruhe.
- DVWK, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau [Hrsg.] (1980): Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern. - *DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft* **114**: 52 S., Hamburg, Berlin (Parey).
- DVWK, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau [Hrsg.] (1996a): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. - *DVWK Merkblätter zur Wasserwirtschaft* **238**: 135 S., Hamburg, Berlin (Parey).
- DVWK, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau [Hrsg.] (1996b): Hydrogeochemische Stoffsysteme, Teil 1. - *Schriftenreihe des DVWK* **110**: 288 S., Hamburg, Berlin (Parey).
- DVWK, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft u. Kulturbau [Hrsg.] (1997): Tiefenorientierte Probennahme aus Grundwassermeßstellen. - *Merkblätter zur Wasserwirtschaft* **245**: 23 S., Hamburg, Berlin (Parey).
- EHLERS, H. (1965): Über das Plankton des Großen Heiligen Meeres und des Erdfallsees bei Hopsten (Westf.). - *Abh. Landesmus. Naturkde. Münster* **27**: 1-20, Münster.
- ERIKSSON, E. (1965): An Account of the Major Pulses of Tritium and their Effects in the Atmosphere. - *Tellus* **17**(1): 118-130, Stockholm.
- FINK, A. (1992): Dünger und Düngung - Grundlagen und Anleitung zur Düngung der Kulturpflanzen. 2. neubearb. Aufl.: 488 S., Weinheim (VCH).
- GEWÄSSERKUNDLICHE ANSTALTEN DES BUNDES UND DER LÄNDER [Hrsg.] (1971): Richtlinien für Abflußmessungen. 5. Aufl., 40 S., Koblenz (Scheid).
- GÖBEL, P. & M. WEINERT (1995): Hydrogeologische Untersuchungen im Rahmen eines Langzeit-Pumpversuches im Grundwassergewinnungsgebiet Boomerbege, Harsewinkel (Kreis Gütersloh). - 284 S., Münster. - [unveröff. Diplomarbeiten, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Inst. f. Geologie und Paläontologie]
- GONFIANTINI, R. (1986): Environmental Isotopes in Lake Studies. (In: FRITZ, P. & J.-CH. FONTES, [Hrsg.]: *Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. - IAEA Technical Report Series **210**: 35-84, Vienna (IAEA).
- GÖTTLICH, K. (1990): *Moor- und Torfkunde*. 3. Aufl.: 529 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GRAF, W., W. STICHLER. & H. ESCHER-VETTER (1998): Isotopengehalte (^2H , ^{18}O) in den Niederschlägen meteorologischer Stationen Deutschlands. (In: GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, GmbH [Hrsg.]: *Jahresbericht 1997 - Institut für Hydrologie*: 182-194, Neuharberg.
- GRIEBEL (in Vorb.): Untersuchungen am Heideweiher (NSG „Heiliges Meer“) (Arbeitstitel). - Hannover. - [Diplomarbeit, Inst. f. Geobotanik]
- GUYONNET, D.A. (1991): Numerical Modelling of Effects of Small-Scale Sedimentary Variations on Groundwater Discharge into Lakes. - *Limnol. Oceanogr.* **36**(4): 787-796.
- HAGEMAN, R., G. NIEF & E. ROTH (1970): Absolute Isotopic Scale for Deuterium Analysis of Natural Waters. Absolute D/H ratio for SMOW. - *Tellus* **22**: 113-118, Stockholm.
- HAGEMANN, B. (1997): Hydrochemisch-physikalische Untersuchungen zur Erfassung der mehrdimensionalen Trophiebedingungen im „Großen Heiligen Meer“ während der Sommerstagnation 1996. - 136 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- HAGEMANN, B. & J. PUST (1999): Hochwasserphasen und ihre Folgen für Gewässerökosysteme am Beispiel des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“. - *Natur und Heimat* **59**(3): 77-86, Münster.
- HAGEMANN, B., R. POTT & J. PUST (2000): Bedeutung der Vegetation für Stillgewässer-Ökosysteme, Trophiedifferenzierung und Trophieentwicklung im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt, Nordrhein-Westfalen). - In: POTT, R. [Hrsg.]: *Ökosystemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt/Nordrhein-Westfalen) - Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz*. - *Abh. Westf. Mus. Naturk.* **62**(Beiheft): 173-271, Münster.

- HARTMANN, O. (1996): Der Einfluß des Grundwassers auf das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht des Stechlinsees. - 98 S., Berlin. - [unveröff. Diplomarbeit, TU Berlin, Inst. F. Technischen Umweltschutz]
- HASSE, F. (1994): Gewässerökologische und vegetationskundliche Untersuchungen zur Eutrophierung des Grund- und Oberflächenwassers von pleistozänen Sandlandschaften - Beispiel NSG Heiliges Meer. - 132 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. - Mitt. dt. Wetterdienst 1(8): 1-22, Bad Kissingen.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. - Mitt. dt. Wetterdienst 2(11): 1-24, Bad Kissingen.
- HOFMANN, K. (1995): Pflanzensoziologische und hydrochemische Untersuchungen der Heidekolke des NSG „Heiliges Meer“ unter Berücksichtigung der Trophie des oberflächennahen Grundwassers. - 96 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- HOFMANN, K. (2000): Standsortökologie und Vergesellschaftung der *Utricularia*-Arten Nordwestdeutschlands. - 128 S., Hannover. - [Dissertation, Inst. f. Geobotanik]
- HÖLTER, A. (1998): Die Vegetation des Erdfallsees und der angrenzenden Kleingewässer unter Berücksichtigung trophiebestimmender Parameter. - 180 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. für Geobotanik]
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 5. überarb. Aufl., 441 S., Stuttgart (Enke).
- HÜTTER, L.A. (1994): Wasser und Wasseruntersuchung. 6. erw. u. aktualisierte Aufl. - Reihe: Laborbücher: 516 S., Frankfurt am Main (Salle + Sauerländer).
- JONAS, F. (1932): Die Vegetation der emsländischen Heidekolke. - Repert spec. nov. regni. veget. Beih. 66A: 1-28.
- JÖRGENSEN, B.B. (1990): A Thiosulfate Shunt in the Sulfur Cycle of Marine Sediments. - Science 249: 152-154, Washington D.C.
- KAPPELMEYER, O. (1968): Beiträge zur Erschließung von Thermalwässern und natürlichen Dampfvorkommen. - Geol. Jb. 85: 783-808, Hannover.
- KINZELBACH, W. & R. RAUSCH (1995): Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen. - 283 S., 2 Disketten, Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- KLAPPER, H. (1995): Forschung an Bergbaurestseen - Wege zu einer sinnvollen Wassergütebewirtschaftung. - Limnologie aktuell 7 - Abgrabungsseen - Risiken und Chancen: 1-25, Stuttgart, Jena, New York (Fischer).
- KLUGE, W. & O. FRÄNZLE (1992): Prozesse und Modelle zum unterirdischen Wasser- und Stoffaustausch zwischen Umland und See. - Deutsche Gesellschaft für Limnologie: Erweiterte Zusammenfassung der Jahrestagung 1992 in Konstanz, Bd. 1: 53-57.
- KLUGE, W., S. JELINEK, E.-W. REICHE & T. SCHEYTT (1994): Diffuse Stoffeinträge in Seen: Bilanzmethode zur Schätzung des Eintrags über das Grundwasser. - Deutsche Gesellschaft für Limnologie: Erw. Zusammenfassung der Jahrestagung 1994 in Hamburg: 59-63.
- KLUT-OLSZEWSKI (1945): Untersuchungen des Wassers an Ort und Stelle, seine Beurteilung und Aufbereitung. 9. Aufl., 281 S., Berlin (Springer).
- KNOLL, D., L. WEBER & W. SCHÄFER (1999): Grundwasseranbindung von alten Tagebaurestseen im Niederlausitzer Braunkohlentagebauegebiet. - Grundwasser - Zeitschrift der FH-DGG 2: 55-61, Berlin, Heidelberg (Springer).
- KOHM, J. (1980): Die hydraulischen und hydrologischen Auswirkungen von Baggerseen auf das umliegende Grundwasser. - Tagesber. Akad. Natursch. Landschaftspfl. - Baggerseen und Naturschutz: 17-29, Laufen/Salzach.
- KRIEGSMANN, K. (1938): Produktionsbiologische Untersuchung des Pelagials des Großen Heiligen Meeres unter besonderer Berücksichtigung seines Eisenhaushaltes. - Abh. Landesmus. Naturkde. Münster 9: 1-106, Münster.
- KUNK, S. & C. SCHÖTTLER (1994): Hydrogeologische Untersuchungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge, Nordrhein-Westfalen) - Abflußzyklus und hydrochemischer Zyklus. - 108 S., Münster. - [unveröff. Diplomarbeit, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Inst. f. Geologie und Paläontologie]
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] (1981): Wasserwirtschaftliche Untersuchungen - Baggerseen (3. Bericht). - Karlsruhe.
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] (1996): Baggerseeuntersu-

- chungen in der Oberrheinebene - Auswertung der Sommerbeprobung 1994 und Frühjahrsbeprobung 1995. - 192 S., Karlsruhe.
- LANDWIRTSCHAFTSKAMMER WESTFALEN-LIPPE UND RHEINLAND [Hrsg.] (1996): Leitfaden zur Umsetzung der Düngeverordnung in NRW. - Münster.
- LÄNDERGEMEINSCHAFT WASSER [Hrsg.] (1993): Grundwasser, Richtlinien für Beobachtung und Auswertung - Grundwasserbeschaffenheit. - Grundwasserrichtlinie 3: 59 S., Essen (Woeste).
- LEE, D.R. (1977): A Device for Measuring Seepage Flux in Lakes and Estuaries. - *Limnol. Oceanogr.* **22**: 140-147.
- LEE, D.R. & J.A. CHERRY (1978): A Field Exercise on Groundwater Flow Using Seepage Meters and Mini-Piezometers. - *Journal of Geological Education* **27**: 6-10.
- LEE, D.R., J.A. CHERRY & J.F. PICKENS (1980): Groundwater Transport of a Salt Tracer through a Sandy Lakebed. - *Limnol. Oceanogr.* **25**: 45-61.
- LÉTOLLE, R. (1980): Nitrogen-15 in the Natural Environment. - In: FRITZ, P. & FONTES, J.C. [Hrsg.]: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment, A.*: 407-433, Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- LOTZE, F. (1951): Die Grundwasserverhältnisse in den Naturschutzgebieten am Heiligen Meere. - *Natur und Heimat* **11**: 97-99, Münster.
- LOTZE, F. (1956): Zur Geologie der Senkungszone des Heiligen Meeres (Kreis Tecklenburg). - *Abh. Landesmus. Naturkde. Münster* **18**: 1-36, Münster.
- LUBERICHS, M. (1999): Dreidimensionale Modellierung des Grundwasserstroms im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ mit FEFLOW. - 68 S., Osnabrück. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Osnabrück, Inst. f. Umweltsystemforschung]
- MACHARACEK, T. (1996): Hydrochemische und pflanzensoziologische Untersuchungen zum Einfluß von Eutrophierungsparametern im Grundwasser. - 196 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- MARIOTTI, A. (1986): La dénitrification dans les eaux souterraines, principes et méthodes de son identification: une revue. - *Journal of Hydrology* **88**: 1-23, Amsterdam.
- MARIOTTI, A., A. LANDREAU & B. SIMON (1988): ¹⁵N Isotope Biogeochemistry and Natural Denitrification Process in Groundwater: Application to the Chalk Aquifer of Northern France. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**: 1869-1878, Oxford.
- MATTHES, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. 3. überarb. Aufl. - In: MATTHES [Hrsg.]: *Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2*: 499 S., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- MCBRIDE, M.S. & H.O. PFANNKUCH (1975): The Distribution of Seepage within Lakebeds. - *Jour. Research U.S. Geol. Survey* **3**(5): 505-512, Washington.
- MOSER, H. & W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. - In: MATTHES [Hrsg.]: *Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8*: 400 S., Stuttgart (Borntraeger).
- MÜLLER, U. (1997): Auswertungsmethoden im Bodenschutz - Dokumentation zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS). - 6. Aufl., 322 S., Hannover.
- NIEHAUS, N. (1996): Wechselbeziehungen von Stickstoff-Deposition und Grundwasser in Heide-landschaften. - 184 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- OSWALD, T. & E.P. LÖHNERT (1990): Probenahme aus Multilevel-Brunnen. - *Die Geowissenschaften* **3**: 61-62, Weinheim (VCH).
- PIOTROWSKI, J.A. & W. KLUGE (1994): Die Uferzone als hydrogeologische Schnittstelle zwischen Aquifer und See: Sedimentfazies und Grundwasserdynamik am Belauer See, Schleswig-Holstein. - *Z. dt. geol. Ges.* **145**: 131-142, Hannover.
- PIPER, A.M. (1944): A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analysis. - *Trans. Am. Geophysik. Union* **25**: 914-928, Washington, D.C.
- POTT, R., J. PUST & B. HAGEMANN (1998): Methodische Standards bei der vegetationsökologischen Analyse von Stillgewässern - dargestellt am Großen Heiligen Meer in den Untersuchungsjahren 1992-1997. - In: POTT, R. [Hrsg.]: *Stickstoffbelastungen der Gewässerlandschaft im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt) und Möglichkeiten landesplanerischer Gegensteuerung.* - *Abh. Westf. Mus. Naturkde. Münster* **60**(2): 53-110, Münster.
- PRINZ, H. (1991): *Abriß der Ingenieurgeologie.* - 466 S., 352 Abb., 74 Tab., Stuttgart (Enke).
- PUST, J. (1993): Erste Ergebnisse zur Untersuchung der Grundwasserverhältnisse im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt). - *Abh. Westf. Mus. Naturkunde* **55**(2): 1-80, Münster.
- PUST, J., B. HAGEMANN & R. POTT (1997): Winterliche Grundwasserdynamik und deren Beeinflussung durch die Ufervegetation am Beispiel des Erlenbruchwaldes am Großen Heiligen Meer, Kr. Steinfurt. - *Natur und Heimat* **57**(2): 53-63, Münster.

- QUENTIN, K.-E. (1969): Beurteilungsgrundsätze und Anforderungen an Mineral- und Heilwässer. - Handb. Lebensmittelchemie **8**(2): 1043-1056, Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RENGER, M. & G. WESSOLEK (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. - Mitt. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München **386**: 295-307.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. - Berichte des Deutschen Wetterdienstes **194**: 93 S.
- RICHTER, J. (1995): Methodische und regionale Beiträge zur Auswertung von Umweltsotopendaten in der Hydrogeologie. - Beiträge zur Hydrogeologie **46**: 89-196, Graz.
- RICHTER, J. & P. SZYMCAK (1992): *MULTIS* Release 2.0 - Ein Computerprogramm zur Auswertung isotopenhydrologischer Daten auf der Grundlage gekoppelter konzeptioneller Boxmodelle. - 47 S., Freiberg.
- ROTH, A. (1995): Der Wasserhaushalt in Oberflächenabdeckungen. - In: JESSBERGER [Hrsg.]: Sanierung von Altlasten: 171-187, Rotterdam (Balkema).
- ROWELL, D.L. (1997): Bodenkunde - Untersuchungsmethoden und ihre Anwendung. - 614 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RUNGE, F. (1991): Die Pflanzengesellschaften des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ und ihre Änderungen in den letzten 90 Jahren. - Natur und Heimat **51**(Beiheft): 89 S., Münster.
- SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. - 491 S., Stuttgart (Enke).
- SCHEYTT, T. (1994): Örtliche und zeitliche Veränderungen der Grundwasserbeschaffenheit im Bereich der Bornhöveder Seenkette. - EcoSys Suppl. **7**: 147 S., Kiel (Verein zur Förderung der Ökosystemforschung zu Kiel e.V.).
- SCHLEYER, R. & G. MILDE (1990): Zur Bewertung luftbürtiger Grundwasserqualitätsbeeinflussungen. - VDI Berichte **837**: 663-684, Düsseldorf.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum - Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. - Pareys Studientexte **81**: 277 S., Berlin, Wien (Blackwell).
- SCHMELZER & FLICK Ingenieurbüro GbRmbH (1995): Erläuterungsbericht, Projekt 92.182: 12 S. - [unveröff.]
- SCHORB, A. (1988): Untersuchungen zum Einfluß von Straßen und Boden, Grund- und Oberflächenwässer am Beispiel eines Testgebietes im Kleinen Odenwald. - Diss., Heidelberger geographische Arbeiten **80**.
- SCHROEDER, F.G. (1956): Zur Vegetationsgeschichte des Heiligen Meeres bei Hopsten (Westfalen). - Abh. Landesmus. Naturkde. Münster **18**(2): 2-38, Münster.
- SCHROEDER, M. (1992): 25 Jahre Großlysimeteranlage St. Arnold. - 33 S., Münster (STUA Münster).
- SCHULER, G. (1973): Über Durchlässigkeitsbestimmungen durch hydraulische Bohrlochversuche und ihre Ergebnisse in tertiären Flinsanden (Obere Süßwassermolasse) Süddeutschlands. - bbr **8**: 291-299, Bonn.
- SCHULTE, U., H. STRAUSS, A. BERGMANN & P. OBERMANN (1997): Isotopenverhältnisse der Schwefel- und Kohlenstoffspezies aus Sedimenten und tiefen Grundwässern der Niederrheinischen Bucht. - Grundwasser, Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie **97**(3): 103-110, Berlin, Heidelberg (Springer).
- SCHUSTER, A. (1971): II. Das Bramscher Massiv - Die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **18**: 293-352, Krefeld.
- SERAPHIM, E.T. (1987): Quartärbasis, Verwerfungen und Erdfälle des Heiligen Feldes am Schafberg bei Ibbenbüren. - Begleittext zum Doppelblatt Lagerstätten/Gesteinsarten/Karst aus dem Themenkreis II Landesnatur (Geographisch-landeskundlicher Atlas von Westfalen): 24-26, Münster (Aschendorff).
- SOLLE, D. (1998): Untersuchungen zur Ufervegetation am Westufer des Großen Heiligen Meeres - Standortliche Differenzierung der Trophiestufen in Verbindung mit dem Grund- und Sickerwassereinfluß. - 100 S., Hannover. - [unveröff. Examensarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]
- STEINRÜCKE, J. (1991): Atmosphärischer Eintrag von Nähr- und Schadstoffen in einem Naturschutzgebiet im ländlichen Raum. - Materialien zur Raumordnung, XLIV: 152 S., Bochum.
- STORM, U. (1996): Der Einfluß oberflächennahen Grundwassers auf die Vegetation im „Großen Heiligen Meer“. - 233 S., Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hannover, Inst. f. Geobotanik]

- STRUFFERT, F.-J. (1994): Hydrogeologische Detailuntersuchungen im Rahmen der „solution de recharge“ (Ersatzlösung) in Luxemburg - Eine Synthese aus Methoden der Hydraulik, Isotopenhydrologie und Hydrochemie. - Pub. Sev. Géol. Lux. **28**: 195 S., Luxemburg.
- TERLUTTER, H. (1995): Das Naturschutzgebiet Heiliges Meer. -144 S., Münster (LWL).
- THIERMANN, A. (1975a): Geologische Karte von NRW 1:25.000, Erläuterung zu Blatt 3611 Hopsten: - 214 S., Krefeld.
- THIERMANN, A. (1975b): Zur Geologie der Erdfälle des „Heiligen Feldes“ im Tecklenburger Land/Westfalen. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg **44**: 517-530, Hamburg.
- THIERMANN, A. mit einem Beitrag von KOCH, M. (1987): Geologische Karte von NRW 1:100.000, Erläuterung zu Blatt C3910 Rheine. - 68 S., 14 Abb., 2 Tab., Krefeld.
- TRUDESDALE, G.A., A.L. DOWNING & G.F. LOWDEN (1955): The Solubility of Oxygen in Pure Water and Seawater. - Journ. Appl. Chem. **5**: 53-62.
- ULRICH, B. (1986): Die Rolle der Bodenversauerung beim Waldsterben - Langfristige Konsequenzen und forstliche Möglichkeiten. - Forstwiss. Cenralbl. **105**(5): 421-435, Berlin, Hamburg (Parey).
- VAN BEEK, C.G.E.M. [Hrsg.] (1987): Landbouw en Drinkwatervoorziening, orienterend Onderzoek naar de Grondwaterkwaliteit door Bemesting en het Gebruik van Bestrijdingsmiddelen, Onderzoek 1982-1987. - Meded. 99, Keuringsinstituut voor Waterleidingsartikelen KIWA N. V. **99**: 172 S., Nieuwegein.
- VANEK, V. (1987): The Interactions between Lake and Groundwater and their ecological Significance. - Stygologia **3**(1): 1-23, Leiden.
- VOERKELIUS, S. (1990): Isotopendiskriminierung bei der Nitrifikation und Denitrifikation, Grundlage und Anwendung der Herkunftsordnung von Nitrat und Distickstoffmonoxid. - 119 S., München (Dissertations- und Fotodruck Frank GmbH).
- VOLZ, H.-A. (1994): 10 Jahre Depositionsmessungen in Fichtenbeständen - Eine synoptische Darstellung ausgewählter Meßreihen für Schwefel und Stickstoff im Vergleich zu den Emissionen. - Schriftenreihe des Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Reihe A: Angewandte Wissenschaft **434**: 103 S., Münster (Landwirtschaftsverlag GmbH).
- WEDEPOHL, K.H. [Hrsg.] (1978): Handbook of Geochemistry, II/2. - Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WEGNER, T. (1913a): Der Erdfall bei Hopsten (Westfalen). - Naturwissenschaftliche Wochenschrift N.F. XII **21**: 332-333, Jena (Fischer).
- WEGNER, T. (1913b): Bericht über den Erdfall bei Hopsten. - 9 S. - [unveröff. Manuskript]
- WEINERT, M. (1999): Hydrogeologie, Hydrochemie und Isotopenhydrologie des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Recke/Nordrhein-Westfalen). - 189 S. Text +149 S. Anhang, Münster. - [unveröff. Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät]
- WEINERT, M., D. REMY & E.P. LÖHNERT (1998): Hydrogeologie der Gewässerlandschaft „Heiliges Meer“ bei Hopsten (Nordrhein-Westfalen, Nordwestdeutschland) - Erste Ergebnisse. - In: POTT, R. [Hrsg.]: Stickstoffbelastungen der Gewässerlandschaft im Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt) und Möglichkeiten landesplanerischer Gegensteuerung. - Abh. Westf. Mus. Naturk. **60**(2): 13-52, Münster.
- Prof. Dr. J. Werner (mündliche Mitteilung 1998): Mittelwerte der Verdunstung freier Wasserflächen im Münsterland (Baggerseen u.ä., 10 ha ≤ F ≤ 100 ha) nach eigenen Messungen/Berechnungen 1967-1987. - Institut für Landschaftsökologie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, Robert-Koch-Straße 26-28, D-48149 Münster.
- WINKLER, L.W. (1888/89): Die Bestimmung des im Wasser gelösten Sauerstoffs und die Löslichkeit des Sauerstoffs im Wasser. - Ber. d. D. Chem. Ges. **21/22**.
- WOHLRAB, B., H. ERNSTBERGER, A. MEUSER & V. SOKOLLEK (1992): Landschaftswasserhaushalt - Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum - Veränderungen durch Bodennutzung - Wasserbau und Kulturtechnik. - 352 S., Hamburg, Berlin (Parey).
- ZIMMERMANN, U. (1978): Isotopenhydrologie von Baggerseen, Bestimmung des unterirdischen Zu- bzw. Abflusses und der Evaporation mit Hilfe des natürlichen Deuterium- bzw. Sauerstoff-18-Gehaltes des Seewassers. - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie **30**: 139-167, Graz.
- ZIMMERMANN, U. (1979): Determination of Stable Isotopes of Underground Inflow and Outflow and Evaporation of Young Artificial Groundwater Lakes. - In: IAEA [Hrsg.]: Isotopes in lake studies. - Panel Proceedings Series: 87-94, Wien.

Regelwerke

- DIN 1054 (1976): Baugrund, Zulässige Belastung des Baugrunds (mit Beiblatt).
- DIN 4022-1 (1987): Baugrund und Grundwasser, Benennen und Beschreiben von Boden und Fels, Schichtenverzeichnisse für Bohrungen ohne durchgehende Gewinnung von gekernten Proben im Boden und im Fels.
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie, Begriffe zur quantitativen Hydrologie.
- DIN 18123 (1996): Baugrund - Untersuchungen von Bodenproben, Bestimmung der Korngrößenverteilung.
- DIN 18130-1 (1998/1989): Baugrund - Untersuchungen von Bodenproben, Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwertes, Laborversuche.
- DIN 19685 (1997): Klimatologische Standortuntersuchung, Ermittlung der meteorologischen Größen.
- DIN 38404-4 (1976): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C), Bestimmung der Temperatur (C4).
- DIN 38404-5 (1984): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C), Bestimmung des pH-Wertes (C5).
- DIN 38404-6 (1984): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Physikalische und physikalisch-chemische Kenngrößen (Gruppe C), Bestimmung der Redoxspannung (C6).
- DIN 38405-1 (1985): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Anionen (Gruppe D), Bestimmung der Chlorid-Ionen (D1).
- DIN 38405-8 (1971): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Anionen (Gruppe D), Die Berechnung des gelösten Kohlendioxids (D8).
- DIN 38405-9 (1979): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Anionen (Gruppe D), Bestimmung des Nitrat-Ions (D9).
- DIN 38406-3 (1982): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Kationen (Gruppe E), Bestimmung von Calcium und Magnesium (E3).
- DIN 38406-5 (1983): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Kationen (Gruppe E), Bestimmung des Ammoniumstickstoffs (E5).
- DIN 38406-21 (1980): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Kationen (Gruppe E), Bestimmung von Zink (E21).
- DIN 38406-32 (1998): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Kationen (Gruppe E), Bestimmung von Eisen mittels Atomabsorptionsspektrometrie (E32).
- DIN 38406-33 (1998): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Kationen (Gruppe E), Bestimmung von Mangan mittels Atomabsorptionsspektrometrie (E33).
- DIN 38409-7 (1979): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H), Bestimmung der Säure- und Basekapazität (H7).
- DIN 38414-2 (1985): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Schlamm und Sedimente (Gruppe S), Bestimmung des Wassergehaltes und des Trockenrückstands (S2).
- DIN 38414-4 (1984): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser-, und Schlammuntersuchung, Schlamm und Sedimente (Gruppe S) - Bestimmung der Eluierbarkeit mit Wasser (S4).
- DIN EN 1189 (1996): Wasserbeschaffenheit, Bestimmung von Phosphor, Photometrisches Verfahren mit Ammoniummolybdat.
- DIN EN 2626777 (1993): Wasserbeschaffenheit, Bestimmung von Nitrit, Spektrometrisches Verfahren.
- DIN EN ISO 10304-1 (1995): Wasserbeschaffenheit, Bestimmung der gelösten Anionen Fluorid, Chlorid, Nitrit, Orthophosphat, Bromid, Nitrat und Sulfat mittels Ionenchromatograph - Teil 1, Verfahren für gering belastete Wässer.
- ISO 7888 (1985): Wasserbeschaffenheit, Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit.

Kartenwerke

- Bodenkarte 1:5.000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung: Geplante Naturschutzgebiete Heiliges Feld und Heiliges Meer/Kreis Steinfurt (1988). - Geologisches Landesamt NRW [Hrsg.], Krefeld.
- Bodenkarte 1:50.000, Blatt 3611 Hopsten (1975). - Thiermann, A., Krefeld.
- Geologische Karte von NRW 1:25.000, Blatt 3611 Hopsten (1975). - Geologisches Landesamt NRW [Hrsg.], Krefeld.
- Grundkarte 1:5.000, Blatt 3611/17 Großes Heiliges Meer (1993). - Landesvermessungsamt NRW [Hrsg.], Düsseldorf.
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:50.000 Blatt L.3710 Rheine (1983). - Koch, M., Krefeld.
- Topographische Karte 1:25.000, Blatt 3611 Hopsten (1895). - Königl. Preuss. Landes-Aufnahme.
- Topographische Karte 1:25.000, Blatt 3611 Hopsten (1993). - Landesvermessungsamt NRW [Hrsg.], Düsseldorf.

Anschriften der Verfasser

Dr. Mareike Weinert, Univ.-Prof. a.D. Dr. Eckehard P. Löhnert, Geologisch-Paläontologisches Institut der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, Corrensstraße 24, D-48149 Münster

Dr. Dominique Remy, Fachbereich 5 - Ökologie der Universität Osnabrück, Barbarastraße 11, D-49069 Osnabrück