Hydrogeologische Untersuchung des Hellentals und seiner Grabenstruktur

- 2. Version, korrigiert und überarbeitet -

Masterarbeit
Studiengang Geowissenschaften (M. Sc.)

Benedikt Rösemeier
Matrikelnummer 2842320

Erstprüfer: Prof. Dr. Jürgen Böttcher, Institut für Bodenkunde
Zweitprüfer: Dr. Jörg Elbracht, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie

Hannover, 13.11.2018

Selbstständigkeitserklärung

Ich versichere, dass ich die Masterarbeit selbstständig verfasst habe und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, alle Stellen der Masterarbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Quellen übernommen wurden, als solche kenntlich gemacht habe und die Masterarbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt habe.

Ort, Datum	Benedikt Rösemeier

Danksagung

Ich möchte mich herzlichst bei all jenen bedanken, die mich bei der Erstellung meiner Masterarbeit auf vielfältigste Art und Weise unterstützt haben.

Ein großer Dank gebührt Dr. Jochen Lepper, dem Initiator dieser Arbeit, für seine umfassende und sehr hilfreiche Orts-, Fach- und Literaturkenntnis, sowie - stellvertretend für die Ortschaft Hellental - Dr. Klaus Weber, Vorsitzender des Heimat- und Geschichtsvereins für Heinade-Hellental-Merxhausen e. V., für seine gewinnbringende, umfangreiche Ortskenntnis mit grundlegenden Informationen über das Hellental sowie für seine Unterstützung im Gelände.

Ein besonderer Dank gilt Dr. Jörg Elbracht, Referatsleiter Hydrogeologie des Landesamts für Bergbau, Energie und Geologie, und den Kollegen seines Referats für ihre fachliche wie menschliche Unterstützung, sowie allen weiteren Mitarbeitern des GeoZentrums Hannover und diverser Institutionen, die mit ihrer Hilfsbereitschaft maßgeblich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Ebenso geht ein besonderer Dank an Prof. Jürgen Böttcher vom Institut für Bodenkunde der Leibniz Universität Hannover für seine Betreuung.

Zu guter Letzt bedanke ich mich von Herzen bei meiner Familie, meiner Partnerin Carina und ihrer Familie sowie bei meinen Freunden und Bekannten für ihre jederzeit umfangreiche und vielfältige Unterstützung!

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....1

1 Einleitung.....2

2 Geographischer Rahmen.....4

2.1 Geographie.....4

2.2 Klima.....5

3 Geologischer Rahmen.....8

3.1 Erdgeschichtlicher Abriss des Sollings.....8

3.1.1 Prä-Permische Entwicklung.....8

3.1.2 Perm.....8

3.1.3 Trias: Buntsandstein.....9

3.1.4 Trias: Muschelkalk.....10

3.1.5 Trias: Keuper.....11

3.1.6 Jura.....11

3.1.7 Kreide.....11

3.1.8 Tertiär.....12

3.1.9 Quartär.....13

3.2 Aufbau des Sollings und des Arbeitsgebietes.....15

3.3 Schichtenbeschreibung / Stratigraphie des Arbeitsgebietes.....18

3.3.1 Zechstein.....19

3.3.2 Buntsandstein.....19

3.3.3 Muschelkalk.....22

3.3.4 Quartär.....23

3.4 Böden.....25

3.5 Hydrogeologischer Rahmen.....26

3.5.1 Grundwasserleiter und -stockwerke.....27

3.5.2 GW-Neubildung.....29

3.5.3 Beschaffenheit des Grundwassers.....30

3.5.4 Abfluss und Vorflut.....30

3.5.5 Hydrostratigraphie des Hellentaler Grabenbruchs.....30

4 Methodik.....33

4.1 Geologische Schnitte und Karten.....33

4.2 Quellenkartierung.....33

4.3 Probenahme.....37

4.4 Analytik.....38

4.4.1 Hauptelemente.....38

4.4.2 Spurenelemente.....39

4.4.3 Spurenelemente in µg – ng – Konzentrationen.....39

4.4.4 Alkalinität/Säurekapazität.....39

4.4.5 Anionen.....39

4.4.6 TIC, TOC und TNb.....40

4.4.7 Ammonium.....40

5 Ergebnisse.....41

5.1 Beobachtungen.....41

5.2 Quellenkartierung.....43

5.2.1 Stratigraphische Zuordnung.....45

5.2.2 Zuordnung eines Quelltypen.....45

5.3 Grundwasserbeschaffenheit.....46

5.3.1 Vor-Ort-Parameter.....47

5.3.2 Hydrochemische Laboranalyse.....48

5.3.2.1 Ionenbilanz und weitere Plausibilitätskontrollen der Analytik....49

5.3.2.2 Hauptbestandteile.....50

5.3.2.3 Spurenstoffe.....52

6 Diskussion.....53

6.1 Quellenkartierung.....53

6.1.1 Stauquellen.....54

6.1.2 Verengungsquellen.....55

6.1.3 Hangschuttquellen und Nassstellen.....56

6.1.4 Schichtquellen.....58

6.1.5 Versickerungen.....58

6.2 Diskussion der Grundwasserbeschaffenheit.....60
6.2.1 Vor-Ort-Parameter.....60
6.2.2 Abgleich mit Grenz- und Schwellenwerten.....61
6.2.3 Analysierte Stoffkonzentrationen.....62
6.2.4 Mögliche Belastung mit Arsen und Schwermetallen.....64
6.2.5 Klassifizierung der Grundwässer.....65
7 Fazit.....71
Literaturverzeichnis.....72

Zusammenfassung

Der Hellentaler Grabenbruch als Teilabschnitt des Derenthaler-Silberborner-Grabens im Solling ist bisher, auch im Vergleich zu dessen Rändern und den sich südlich anschließenden Gebieten des zentralen Sollings, hydrogeologisch wenig erforscht worden. Dies gab Anlass dazu, die dortigen hydrogeologischen Verhältnisse anhand einer erstmalig für den gesamten Hellentaler Grabenbruch durchgeführten Quellenkartierung inklusive einer hydrochemischen Laboranalyse der Grundwasserbeschaffenheit aufzunehmen und diese jeweils anhand von Literatur zu beschreiben, klassifizieren und diskutieren. Dazu wurde sich auch grundlegend mit dem für die hydrogeologischen Verhältnisse maßgebenden geologischen Bau des Sollings auseinander gesetzt.

Die einheitliche Gewölbestruktur des Sollings mit seinen Mittleren Buntsandstein-Formationen sowie der oberflächlich mit Muschelkalk gefüllte, eingesunkene Graben des Hellentals sorgen aufgrund ihrer Kluft- und Karstsysteme im untersuchten Gebiet für eine vielfältig ausgeprägte Hydrogeologie mit zahlreichen Quellen und etlichen Bächen, die sich in ihrem Schüttungs- bzw. Fließverhalten stark abhängig vom Klima und der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes zeigen. So liefern unter anderem einige Sickerstellen Anlass dazu, dass sich im Anschluss und auf Basis dieser grundlegenden Arbeit über das Hellental und seiner Grabenstruktur durchaus weiterhin mit diesem Gebiet befasst werden sollte.

1 Einleitung

Der Solling im Süden Niedersachsens besteht überwiegend aus den Formationen des Mittleren Buntsandsteins, die im Zuge kreidezeitlicher, tiefreichender Kompressionstektonik zu einem Gewölbe emporgehoben und stark zerklüftet wurden (LEPPER, 1979; MESCHEDE, 2015). Diese Zerklüftung sorgt in Verbindung mit vergleichsweise hohen Niederschlägen und damit einhergehenden hohen Grundwasserneubildungsraten dafür, dass der Solling hydrogeologisch wie wasserwirtschaftlich von besonderer Relevanz ist (DÖRHÖFER, 1984). So werden die aus seinem aufgewölbten Zentrum durch die Kluftsysteme überwiegend in Richtung der Täler fließenden Grundwässer weitreichend für die Trinkwassergewinnung genutzt. Hierbei ergeben sich jedoch auch Problematiken mit geogenen Schadstoffen wie Arsen, die in bestimmten Lagen des Gesteins weitverbreitet sind und sich im Grundwasser lösen (GOLDBERG ET AL., 1995). Dem Hellental im Solling kommt in gewisser Weise eine Sonderrolle zu: Durch die topographische Lage im Grabenbruch in direkter Nachbarschaft zu den höchsten Gesteinsaufwölbungen fließen hier vergleichsweise geringe Mengen des neugebildeten Grundwassers in das Tal ab, sodass es hydrogeologisch, aber auch geologisch bisher vergleichsweise wenig erforscht ist. So ist die letzte geologische Kartierung (GRUPE, 1910) nicht mehr auf dem Stand der Wissenschaft, LEPPER & MENGELING (1990) überarbeiteten diese zumindest grundlegend im Maßstab 1 : 100.000. Im Bereich der Hydrogeologie gibt es lediglich für den Bereich Henkenborn ein hydrogeologisches Gutachten (HERRMANN & RÖHRS, 1997). Andere Untersuchungen von DÖRHÖFER (1984 & 1991), KLEEFELDT (1987), KLEEFELDT & REUTTER (1987) sowie HERRMANN & RÖHRS (2003) reißen die hydrogeologischen Verhältnisse des Hellentals zumindest an.

Diese Voraussetzungen bestimmen die Zielsetzung dieser Arbeit, die grundlegende Informationen zur Hydrogeologie des Hellentals liefern soll. Im Zuge dessen wird sich mit dem geologischen Aufbau des Arbeitsgebietes auseinander gesetzt, der wichtige Hinweise und Rückschlüsse auf die Hydrogeologie des Hellentals liefert und nach HERRMANN (1974) für diese maßgeblich ist. Da jener Hydrogeologie bisher meist nur untergeordnetes Interesse zuteil wurde, sollen die zahlreichen Quellen erstmals kartiert und auf ihre grundsätzliche Funktionsweise untersucht werden. Zudem soll ein Einblick in den Verbleib der versickern-

den Quellwässer gewonnen werden. Außerdem liegen bisher keinerlei hydrochemische Daten aus dem Gebiet vor, sodass die Grundwässer im gleichen Zuge im Rahmen der hydrogeologischen Landesaufnahme des LBEG erstmalig beprobt, analysiert und ausgewertet werden. Dabei wird besonderes Augenmerk auf ihre Mineralisierung gelegt, zum einen um Rückschlüsse auf die Fließwege des Wassers ziehen zu können, zum anderen, um zu überprüfen ob eine geogene Schadstoffbelastung in den Wässern vorliegt.

2 Geographischer Rahmen

2.1 Geographie

Der Solling ist ein Mittelgebirgsstock im mittleren Weserbergland und liegt im Süden von Niedersachsen an den Grenzen zu Nordrhein-Westfalen und Hessen. Das untersuchte Gebiet befindet sich im Norden des Sollings und umfasst eine Fläche von 15,99 km² (LBEG, 2018). Es umfasst auch die höchsten Erhebungen dieser gewölbeartig aufgebauten Gebirgsstruktur: Die Große Blöße (528 m über NN), den Großen Ahrensberg (526 m über NN), den Dasseler Mittelberg (516 m über NN) und den Vogelherd (509 m über NN). Gemeinsam mit den in morphologischen Sattellagen entstandenen Mooren, dem Hochmoor Mecklenbruch (465 m über NN) im Südwesten und dem Niedermoor Kükenbruch (500 m über NN) im Süden, sowie dem Heukenberg (350 m über NN) im Nordosten umrahmen sie das sich in NE-SW-Richtung erstreckende und im Nordosten bis auf 220 m über NN abfallende Hellental (LBEG, 2018) (s. Abb. 1).

Die genannten Höhenzüge (mit Ausnahme des Heukenbergs) und Moore fungieren als Wasserscheide und definieren dadurch das Einzugsgebiet des Baches Helle, welches gleichzeitig als auch Abgrenzung des Untersuchungsgebiets genutzt wird (LBEG, 2018). Der gesamte Talverlauf des Hellentals wird von der Helle durchzogen. Sie entwässert das Gebiet über den Spüligbach und daran anschließend über die Ilme, die letztendlich in der Leine mündet. Die Talhänge fallen zu beiden Seiten relativ steil mit stellenweise über 50 % Neigung ein, während die Erhebungen zum Gewölberand hin über Hänge und Hochflächen – mit Ausnahme von Bacheinschnitten - nur überwiegend schwach zwischen 0 und 12 % abfallen (LBEG, 2018).

Das Untersuchungsgebiet ist zum Großteil bewaldet und wird überwiegend forstwirtschaftlich genutzt. Die unteren, unbewaldeten Hangabschnitte des Tales werden vereinzelt als Viehweiden genutzt, der nördliche Bereich zwischen Hellental und Merxhausen teilweise auch zum Anbau von Agrarkulturen. Der Großteil des mittleren und südlichen Hellentals ist als Naturschutzgebiet ausgewiesen (NSG BR 104/HA 149), in unmittelbarer

Nähe dazu befinden sich auch jene des Mecklenbruchs (NSG HA 049) und des Vogelherds (NSG HA 116) (LBEG, 2018).

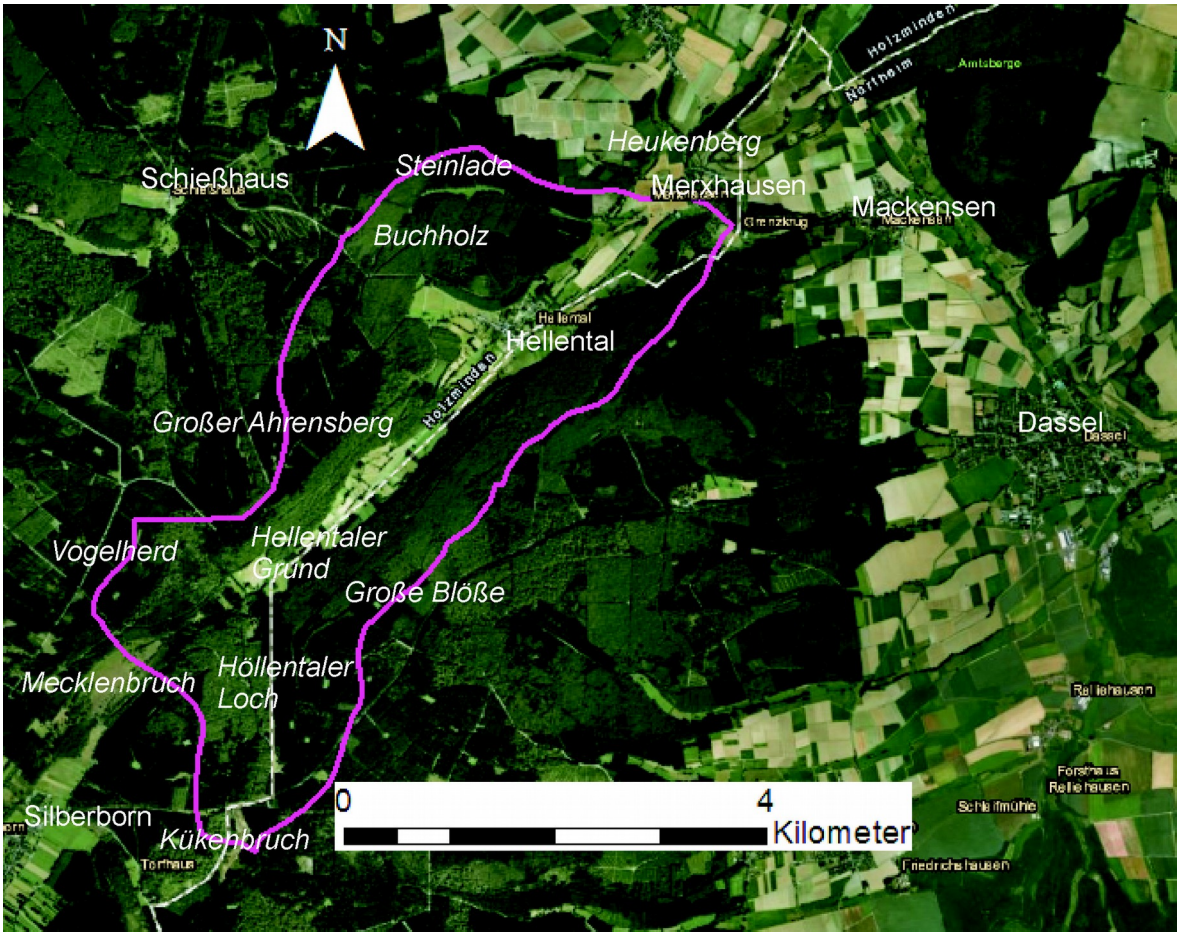


Abbildung 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebiets (violett umrahmt) mit umliegenden Dörfern. Gipfel, Täler und Moore in kursiv (nach OPENSTREETMAP.DE, 2018)

2.2 Klima

Im Arbeitsgebiet herrscht ein gemäßigtes, humides Klima. Nach dem dreißigjährigen Mittel (Jahresreihe 1961 – 1990) des DWD, dargestellt im NIBIS-Server des LBEG (2018), liegt die Jahresdurchschnittstemperatur zwischen 7 – 8 °C. Im Winter sind 2 – 3 °C der Durchschnitt, im Sommer 11 – 13 °C. Zur Zeit der Probenahme von Mitte April bis Ende Juni waren die Temperaturen ungewöhnlich hoch und erzielten flächendeckend Rekordwerte, wie die vergleichende Abb. 2 sowie Berichte des DWD (2018 C & D) aufzeigen.

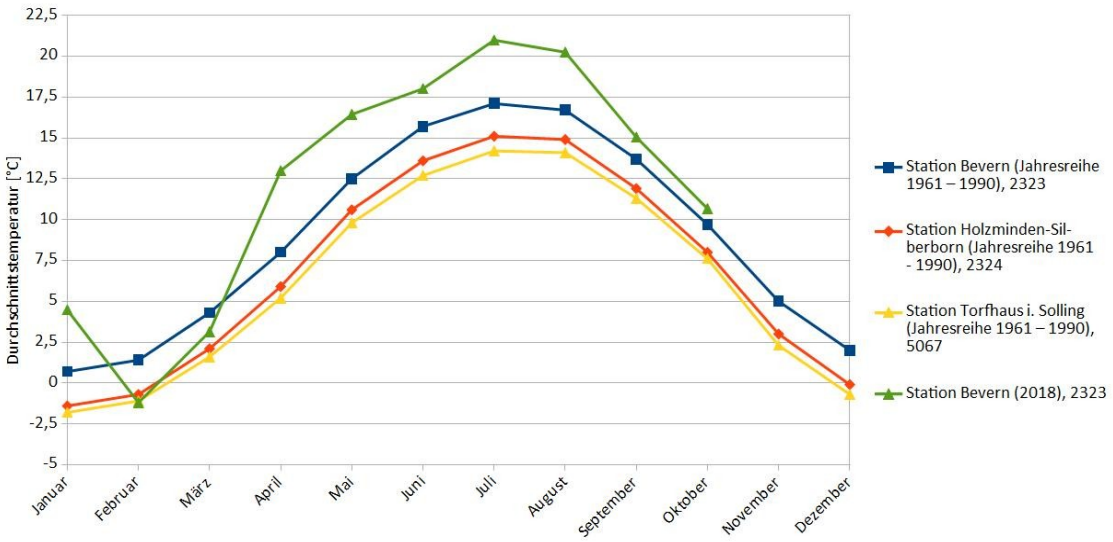


Abbildung 2: Vergleich der Temperaturdaten von 2018 mit den langjährigen Mitteln nahegelegener Wetterstationen (Datenherkunft: DWD, 2018 A)

Gleichzeitig gab es ungewöhnlich geringe Niederschläge, wie die Abb. 3 und 4 aufzeigen. Nach den langjährigen Mitteln des DWD (Jahresreihe 1961 – 1990), dargestellt im NIBIS-Server des LBEG (2018), ergeben sich für das Arbeitsgebiet Jahresniederschläge von 1000 – 1100 mm/a und nach Abzug der Verdunstung eine klimatische Wasserbilanz von 500 – 600 mm/a, auf den Höhen von > 600 mm/a. Diese Mengen stehen dann für den Abfluss, der auch für die Grundwasserneubildung verantwortlich ist, zur Verfügung. Für die Sommermonate (April bis September) werden 400 – 500 mm Niederschlag und eine klimatische Wasserbilanz von 100 – 200 mm genannt. Die diesjährigen Sommerniederschläge hingegen belaufen sich, errechnet aus der Summe der Mittelwerte von den vier nahe gelegenen Stationen Uslar, Bevern, Bodenfelde-Amelith und Eimen-Vorwohle, nur auf 200 mm (DWD, 2018 A). Bei einer üblichen Verdunstung von über 350 mm in den Sommermonaten bleibt damit im Prinzip kein Wasser für Abfluss und Grundwasserneubildung während dieser Zeit übrig, die gleichzeitig den Zeitraum der Probenahme darstellt.

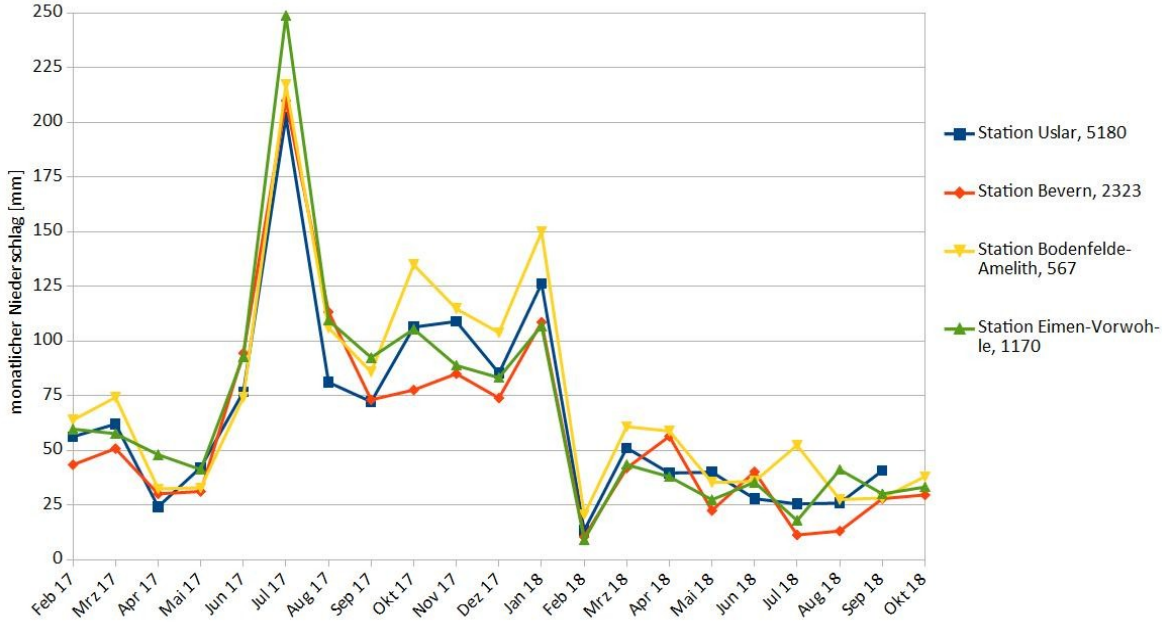


Abbildung 3: Monatliche Niederschlagssummen 2018 von nahe gelegenen Wetterstationen (Datenherkunft: DWD, 2018 A)

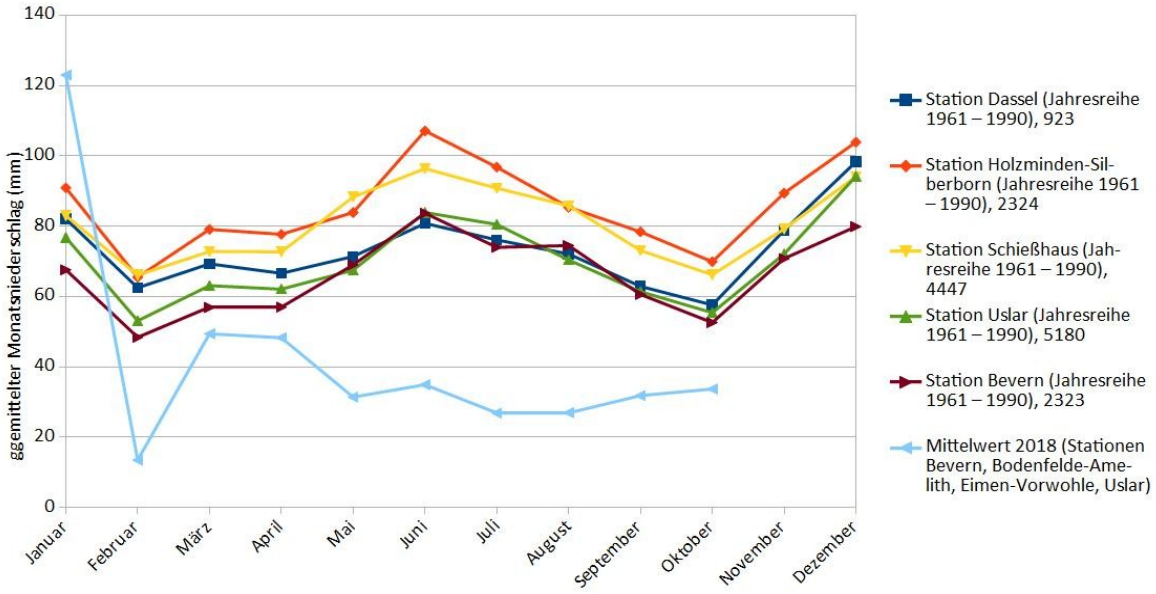


Abbildung 4: Vergleich von gemittelten Monatsniederschlägen gegen langjährige Mittel von nahe gelegenen Wetterstationen (Datenherkunft: DWD, 2018 A & B)

3 Geologischer Rahmen

3.1 Erdgeschichtlicher Abriss des Sollings

3.1.1 Prä-Permische Entwicklung

Die für die Entstehung des Sollings essentielle geologische Entwicklung beginnt mit der Auffaltung des Variszischen Gebirges im Devon und Karbon (MESCHEDE, 2015; HEUNISCH ET AL., 2017). Dessen heute als Grundgebirge fungierenden Gesteinskomplexe sind für den Bereich des Sollings der Rhenoherzynischen Zone der Varisziden zuzuordnen (WALTER, 2007). Gegen Ende jener Orogenese, ab dem späten Oberkarbon und im frühen Perm, erfuhr das variszische Gebirge eine Krustendehnung (HEDEMANN, 1957; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

3.1.2 Perm

Jene Krustendehnung initiierte unter Anlage eines komplexen, NNO-SSW orientierten Störungssystems die Bildung vieler Absenkungsbereiche, wie der Norddeutschen und der Hessischen Senke (Abb. 5). In diesen Senken sammelten sich während des Perms unter aridem Klima die vorwiegend kontinentalen Rotliegend-Ablagerungen an (HEDEMANN, 1957; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015). In weiten Teilen Mitteleuropas kam es zudem zu kontinentaler vulkanischer Aktivität, der vor allem mit den tiefreichenden Störungssystemen assoziiert ist und infolge seines Ausklingens eine thermische Subsidenz hervorrief (MESCHEDE, 2015). Die zu Beginn des Zechsteins anhaltende Subsidenz der Senken begünstigte die von Norden kommende, flächendeckende Überflutung des Gebietes durch das Zechstein-Meer. Durch das wüstenartige Trockenklima und Meeresspiegelschwankungen, die mehrere Abschnürungen vom Hauptmeer und erneute Meereswassereinbrüche zur Folge hatten, wurden in mehreren Zyklen große Mengen Meerwasser eingedampft, was zur Ausfällung der diversen Zechstein-Evaporite führte (LEPPER, 1991; WALTER, 2007).

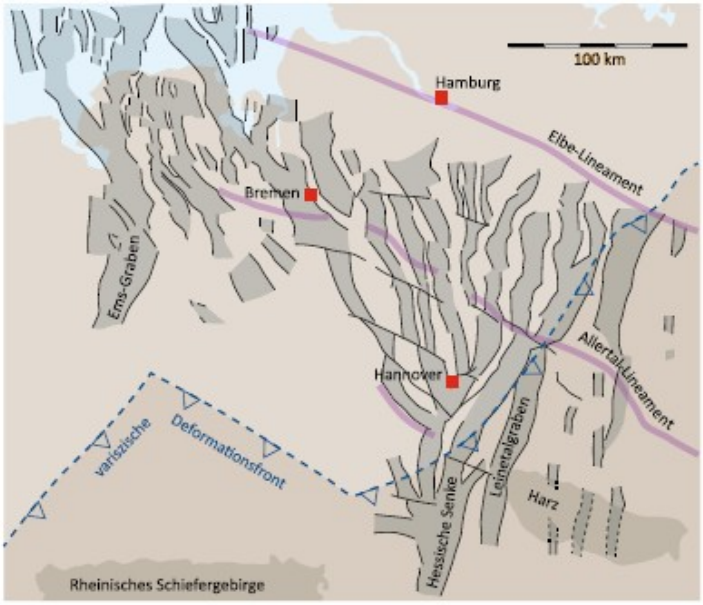


Abbildung 5: Paläozoische Grabenstrukturen in Norddeutschland. Der heutige Solling ist in der nördlichen Hessischen Senke westlich des Harzes positioniert (MESCHEDE, 2015)

3.1.3 Trias: Buntsandstein

Zum Ende des Perms und mit Beginn der Buntsandstein-Zeit zog sich das Zechstein-Meer bedingt durch einen Abfall des Meeresspiegels immer weiter zurück. Die thermische Subsidenz der Hessischen Senke und benachbarter Gebiete hielt weiterhin an, dennoch wurden sie zu Festland. Es herrschte weiterhin ein heißes, arides Klima, dass die Ablagerung kontinentaler, typischerweise rötlicher Sedimente begünstigte (WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015; HEUNISCH ET AL., 2017). Die Sedimente des Unteren Buntsandsteins kamen fluviatil und limnisch, teilweise auch äolisch in den vielen Senken und Trögen zur Ablagerung und sind heute in Form von überwiegend als Sand-, aber auch Schluff- und Tonsteinen erhalten. Das stellenweise verbliebene, übersalzene Meerwasser prägte jene Gesteine lokal mit Lagen von Anhydrit und Ausscheidung von Kalken (HEDEMANN, 1957; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

Die Subsidenz und weitreichende krustale Dehnungsbewegungen resultierten in einer Vergrößerung des Sedimentationsraumes im Mittleren Buntsandstein (WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015). Zeitgleich kam es bei einem wieder ansteigenden Meeresspiegel zu erneuten marinen Ingressionen, die sich in den fossilführenden Avicula-Schichten der Vol-

priehausen-Formation (auch im heutigen Solling-Raum) zeigen (JORDAN, 2001; MESCHEDE, 2015). Der Bereich der Hessischen Senke blieb danach überwiegend trocken und stellte einen von Süd nach Nord verlaufenden Hauptweg für fluviatilen Sedimenttransport dar. Dabei wurden vor allem sandige Sedimente angeliefert und abgelagert. Sie erreichen im heutigen Solling deutlich höhere Mächtigkeiten (bis zu 600 m) als in der Umgebung (HEDEMANN, 1957; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

Im Übergang zur Zeit des Oberen Buntsandsteins wurde die Hessische Senke dann erneut vom Meer überflutet, was zur Ablagerung der Tonigen Grenzschichten des Mittleren Buntsandsteins führte (HEDEMANN, 1957; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015). In der Folgezeit kam es, ähnlich wie im Zechstein, zu Abschnürungen der Meerwasserzufuhr und zur Ablagerung und Ausfällung diverser Tongesteine und Evaporite, welche das Erscheinungsbild des Oberen Buntsandsteins prägen (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

3.1.4 Trias: Muschelkalk

Das aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs aus südlicher Richtung transgredierende, epikontinentale Muschelkalk-Meer überdeckte in der Folge den kompletten Bereich des heutigen Norddeutschlands, auch begünstigt durch dessen weitere Absenkung. In der Folge wurden bis zu einige hundert Meter mächtige, feinkörnige Kalke abgelagert (LEPPER 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

Der Untere Muschelkalk, den MESCHEDE (2015) als fossilarm vermerkt, ist vor allem durch die sogenannten Wellenkalke charakterisiert. Jedoch ist er von einzelnen fossilreichen Bänken unterteilt, die auch im Bereich des Sollings kartiert werden konnten (u. a. durch HOFRICHTER, 1976; JORDAN, 2001).

Im Mittleren Muschelkalk wurden dagegen durch kurzzeitige, meeresspiegelbedingte Meeresabschnürungen und damit einhergehender Meerwasserverdunstung Evaporite ausgefällt (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991; WALTER, 2007). Fossilien aus diesem Zeitraum gibt es nur an sehr wenigen Stellen (MESCHEDE, 2015).

Ein erneuter Meereseinbruch im Oberen Muschelkalk stellte ähnliche Bedingungen wie im Unteren Muschelkalk wieder her und sorgte somit flächendeckend für flachmarine, fossil-

reiche Kalkablagerungen wie den Trochitenkalk (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

3.1.5 Trias: Keuper

Die Keuperzeit war geprägt von einer Reihe von Meeresregressionen und -transgressionen (LEPPER, 1991; WALTER, 2007). Heißes, arides Klima und eine Verflachung der Sedimentationsräume bestimmten trotz anhaltender Absenkung die geologische Entwicklung (LEPPER, 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

3.1.6 Jura

Ein Meereseinbruch im Übergang von der Trias zum Jura, der sowohl von Norden als auch Süden erfolgte, war die Folge eines globalen Meeresspiegelanstiegs, begünstigt von der immer noch anhaltenden Subsidenz in Mitteleuropa. Es stellte sich ein subtropisches bis tropisches Klima ein (MESCHEDE, 2015).

Im Lias und im Dogger hielt die Meeresüberdeckung an und es wurden mächtige, fossilführende, teils bituminöse Tone abgelagert (LEPPER, 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

Im Malm zog sich das Jura-Meer nach Norden zurück, sodass der Bereich der Hessischen Senke und somit des heutigen Sollings trocken fiel und die Küstenlinie unweit nördlich lag (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991). Dadurch unterlagen die jüngsten Gesteine der Denudation, während in benachbarten Gebieten wie der Hils-Bucht Kalke und Mergel abgelagert wurden (LEPPER, 1991; WALTER, 2007). Tektonisch beschreibt MESCHEDE (2015) die Entstehung von Transtensionsbecken. Auch BALDSCHUHN ET AL. (2001) zeigen viele Dehnungserscheinungen in Form von Gräben im Umland des heutigen Sollings auf. Das einsetzende Aufsteigen der Zechstein-Salze in der Solling-Region, die beispielsweise auch für die Bildung des Volpriehausener Teilgewölbes verantwortlich ist, fällt in die Zeit des Oberjuras (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

3.1.7 Kreide

Der Übergang vom Jura zur Unterkreide ist von einer starken Meeresregression geprägt. Dies ermöglichte festländische Sedimentation mit der örtlichen Bildung von Kohleflözen. Jedoch folgten bald darauf mehrere, starke Transgressionen (WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015; HEUNISCH ET AL., 2017). Daran anschließend konnte sich das Meer, durch einen allge-

meinen Meeresspiegelanstieg und durch diverse tektonische Prozesse im Bereich der Nordsee und Norddeutschlands begünstigt, erneut weitflächig ausbreiten und mächtige Mergel und Tone sedimentieren (Lepper, 1991; Walter, 2007; Meschede, 2015; Heunisch et al., 2017).

In der Oberkreide wurde ein Höchststand des Meeresspiegels erreicht und auch die zuvor festländischen Gebiete Norddeutschlands lagen unter Wasser. Fossilreiche Kalke und Mergel wurden abgelagert (Lepper, 1991; Walter, 2007; Meschede, 2015). Die einsetzende, kompressionstektonische Beckeninversion sollte in der Folge die Gesteine des Norddeutschen Raums prägen, ebenso wie die halokinetisch aufsteigenden Zechstein-Salze (Lepper, 1991; Baldschuhn et al., 2001; Meschede, 2015). Angetrieben wurden die Prozesse von der in nordöstliche Richtung gegen Europa drückende Afrikanische Platte, die auch einen großen Einfluss auf die alpidische Orogenese hatte. Dessen konvergente Bewegung erzeugte ein kompressives Spannungsregime und wirkte sich weitreichend auf die tektonische Entwicklung in Mitteleuropa aus. Störungssysteme wurden reaktiviert und teilweise invertiert, sodass es zu Überschiebungen kam (z. B. Elfas- und Ahlsburg-Überschiebung unweit nördlich des Sollings) und die ehemaligen Subsidenzbecken Hebung erfuhren. Dieser Vorgang begünstigte die Erosion der jüngsten Sedimente (Baldschuhn et al., 2001; Walter, 2007; Meschede, 2015). Gegen Ende der Oberkreide fiel der Meeresspiegel erneut ab und das Meer zog sich gen Norden zurück (Lepper, 1991). Die Hessische Senke und somit der Solling unterlagen zu jener Zeit der hebungsbedingten Denudation der oberen Gesteinsschichten (Lepper, 1991).

3.1.8 Tertiär

Das Tertiär ist geprägt von einem nach und nach abkühlenden Klima. Der tektonische Einfluss der Gebirgsbildungsvorgänge im Mittelmeerraum hatte weiterhin Einfluss in Mitteleuropa (Walter, 2007; Meschede, 2015). Der Bereich der Hessischen Senke jedoch erfuhr tektonische Absenkung (Meschede, 2015). Dennoch blieb sie seit dem Meeresrückzug am Ende der Oberkreide das Paläozän und das Eozän über Festland. In dieser Zeit fand eine intensive Verwitterung statt, die von einem noch warmen, subtropischen bis tropischen Klima, ähnlich dem des Mesozoikums, begünstigt wurde (Hedemann, 1957; Walter, 2007). Bei den von Lepper (1991) genannten Wechseln von Sedimentation und Erosion sind frisch

abgelagerte Sedimente des Paläozäns und Eozäns zeitnah erodiert worden. Auch die Schichten aus der Kreide, dem Jura und Teile der oberen Trias unterlagen im Bereich der Hessischen Senke der Erosion (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991).

Im Übergang vom Eozän zum Oligozän erfolgten eine Klimaabkühlung mit einer einhergehenden Meerestransgression aus Norden, die zeitweise auch die Hessische Senke im Oligozän überflutete und in ihren südlicheren Abschnitten bis zu 300 m mächtige Ablagerungen hinterließ (WALTER, 2007). Dabei dürfte das Meerwasser stellenweise auf durch Erosion freigelegte Gesteine des Mittleren Buntsandsteins gestoßen sein (HEDEMANN, 1957). Im Miozän erfolgte neben einer weiteren Klimaabkühlung und einem Meeresrückzug auch eine erneute flächenhafte Hebung der Hessischen Senke entlang bereits vorhandener Störungen. Ein Großteil der tertiären Sedimente wurden ab diesem Zeitabschnitt bis ins Quartär hinein wieder erodiert. Andererseits konnten sich lokal Braunkohlenflöze bilden. Zudem entstanden im heutigen Solling-Bereich viele tektonische Gräben, die Muschelkalk sowie oligozäne, miozäne und später auch pliozäne Sedimente erhalten konnten. Des weiteren gab es in der miozänen Hessischen Senke vulkanische Aktivität, die sich vielerorts in Basaltvorkommen widerspiegelt (HEDEMANN, 1957, LEPPER, 1977; WALTER, 2007).

Im Pliozän erfolgte eine weitere Klimaabkühlung. Die Hessische Senke und seine Nachbargebiete blieben Festland, wodurch die Sedimentation limnisch oder fluviatil erfolgte (WALTER, 2007).

3.1.9 Quartär

WALTER (2007) verknüpft die Erscheinung des heutigen Landschaftsbildes in Mitteleuropa eng mit der Entwicklung des Klimas im ausgehenden Tertiär sowie im Quartär. Die im Pliozän begonnene Abkühlung des Klimas hielt weiter an, wobei diese immer wieder Schwankungen unterlag. Dies führte im Pleistozän zu einer schnellen Abfolge mehrerer Kalt- und Warmzeiten. Diese äußerten sich in Gletscherbildungen mit mehrfachen Eisvorstößen nach Mitteleuropa und anschließenden Rückzügen, Eiskappenbildung und -abtauen an den Polen und einem dementsprechend stark schwankenden Meeresspiegel. Zudem offenbarten die Flüsse sehr wechselhaftes Sedimentations- und Erosionsverhalten (Terrassenbildung) und eine teils drastische Verlagerung ihrer Fließwege (EHLERS, 1994; WALTER, 2007). Die Warmzeiten wiederum begünstigten das Wachstum von organischer Substanz

und die Bildung von Mooren (EHLERS, 1994; CASPERS, 1995).

Während der Elster-Kaltzeit wurde der Großteil des heutigen Niedersachsens vergletschert. Dies betraf auch niedrigere Mittelgebirgsrücken, während größere Erhebungen (wie der Harz, bei teilweiser Eigenvergletscherung; HEUNISCH ET AL., 2017) aus dem Eispanzer herausragten (KALTWANG, 1992; CASPERS, 1995). Flüsse, wie beispielsweise die Weser, lagerten die Schotter der Oberterrasse ab, was sich während der Saale-Kaltzeit (Mittelterrasse) und Weichsel-Kaltzeit (Niederterrasse) im Wechsel mit Wiedereinschneidungen wiederholte (CASPERS, 1995; HEUNISCH ET AL., 2017).

Das Gebiet des heutigen Sollings hingegen wurde während der Eisvorstöße der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeiten nicht überfahren, wie KALTWANG (1992) auch im Vergleich mit anderen Arbeiten kenntlich machte. Jedoch befand es sich während der Elster- und Saale-Kaltzeit in der Nähe des Eisrandes und somit (wie in der folgenden Weichsel-Kaltzeit auch) im periglazialen Bereich (HEUNISCH ET AL., 2017). Der durch die vorangegangene Denudation jüngerer Schichten freigelegte Buntsandstein wurde der periglazialen Verwitterung ausgesetzt. So konnten sich die für den periglazialen Bereich typischen Fließerden und Hangschuttmassen in den Tälern und an den Hängen bilden (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991). Zudem fand eine vom trocken-kalten Klima begünstigte, flächendeckende Einwehung von Löß statt (EHLERS, 1994; CASPERS, 1995; HEUNISCH ET AL., 2017).

Typisch für das warmzeitliche Holozän im Solling und dem umgebenden Bergland sind die überwiegend postglazial entstandenen Moore und die Auensedimente der Fließgewässer (LEPPER, 1991; CASPERS, 1995; HEUNISCH ET AL., 2017).

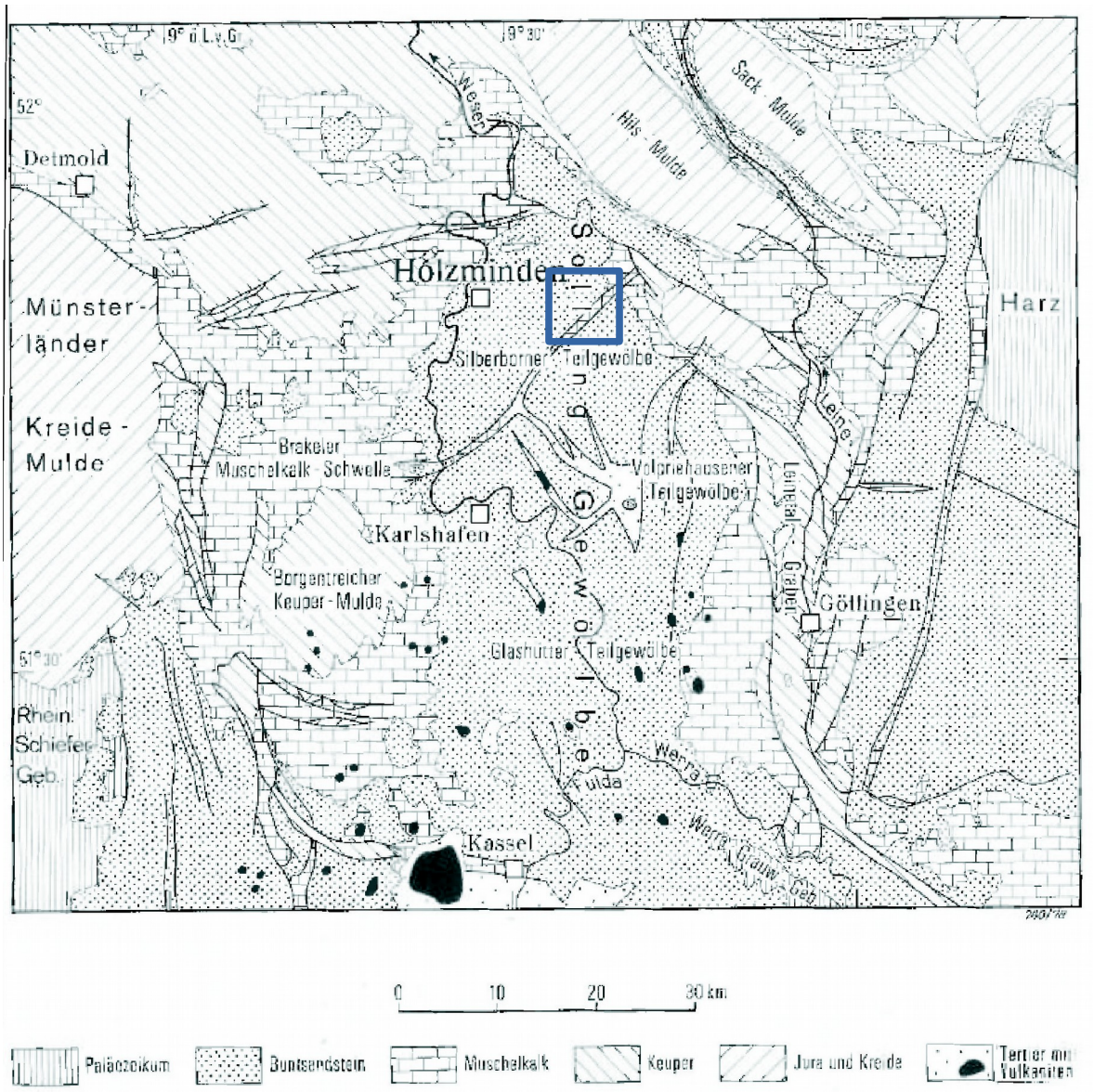


Abbildung 6: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des heutigen Sollings in der Hessischen Senke, blau umrandet das etwaige Untersuchungsgebiet (nach LEPPER, 1985)

3.2 Aufbau des Sollings und des Arbeitsgebietes

Das Gewölbe des Sollings ist regionaltektonisch dem Nordteil der Hessischen Senke zuzuordnen, die sich in Nord-Süd-Richtung erstreckt. Dieser Abschnitt wird im Westen von den Störungen des Egge-Systems und im Osten vom Leinetalgraben flankiert, im Zentrum befindet sich die Solling-Scholle mit dem gleichnamigen Gebirgsstock (HEDEMANN, 1957; WALTER, 2007). Das Solling-Gewölbe umfasst dabei nicht nur den Solling selbst, sondern auch die südlicher gelegenen Gebiete des Bramwalds und Reinhardswalds. Sie alle haben

das großflächige Auftreten von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins gemein (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1979). Das Gewölbe wird wiederum im Norden durch die Überschiebungen der Elfas- und der Ahlsburg-Achse, im Westen durch die Weser, die Brakeler Muschelkalkschwelle und die Borgentreicher Keupermulde, im Süden durch die Kasseler Senke sowie Werra und Fulda und im Osten durch den Leinetalgraben begrenzt (HEDEMANN, 1957; HERRMANN, 1974; LEPPER, 1979).

Das Solling-Gewölbe lässt sich in drei Teilgewölbe untergliedern: Das Volpriehausener Teilgewölbe im südöstlichen Solling, das Reinhardswald und Bramwald umfassende Glashütter Teilgewölbe im Süden und Südwesten und das Silberborner Teilgewölbe im nordwestlichen Solling, in dem sich auch das Arbeitsgebiet befindet (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1979). Diese sind durch Mulden voneinander abgetrennt und umlagern das zentral gelegene Uslarer Becken (LEPPER, 1977 & 1979). Die Heraushebung des Volpriehausener Teilgewölbes führt LEPPER (1979) auf die halokinetische Bildung eines Salzkissens aus Zechstein-Salzen zurück, während das Silberborner Teilgewölbe primär durch intraplattentektonische, inverse Bewegungen herausgehoben wurde und Salzbewegungen eine untergeordnete bis gar keine Rolle spielten. Dieser Prozess fand von der Oberkreide bis ins Tertiär hinein statt (BALDSCHUHN ET AL., 2001; MESCHEDE, 2015).
Das Solling-Gewölbe wird zudem von zahlreichen Störungen und mehreren, zum Teil verzweigten Grabenbrüchen durchzogen, die in N-S-, NW-SE- und NE-SW-Richtung streichen. Das Alter der Grabenbrüche ist, aufgrund der teils muschelkalkzeitlichen, teils diversen tertiären Grabenfüllungen, in einem Zeitraum zwischen höherem Jura und Tertiär einzugrenzen (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1977 & 1991). BALDSCHUHN ET AL. (2001) zeigen für einen Teil der Gräben eine tertiäre Entstehung an. Einige der Störungen hingegen durchziehen sowohl den Buntsandstein als auch den Zechstein, wodurch ihre Anlage im präsalinaren Grundgebirge verortet ist (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1979).

Über den Zeitraum der Heraushebung des Sollings und die Entstehung der mit ihr verbundenen Störungen und Grabenbrüche gibt es unterschiedliche Ansichten, auch da lokale Nachweise durch einen weit verbreiteten Hiatus jurassischer und kretazischer Schichten fehlen. Die Oberkreide erscheint dennoch als realistisch. BALDSCHUHN ET AL. (2001) zeigen für diese Zeit Störungs- und Grabenaktivitäten im Solling und seinen nördlichen Nachbar-

gebieten auf, wohingegen sie für den Oberjura noch synsedimentäre Dehnungsbewegungen außerhalb des Sollings aufzeigen. Für die Einordnung in die Oberkreide spricht nach MESCHEDE (2015) zudem, dass sich zu dieser Zeit eine kompressive Spannung durch die nach Nordosten driftende Afrikanische Platte aufbaute. Diese löste inversionstektonische Bewegungen in Mitteleuropa aus, die auch zur Heraushebung des Sollings führten und das Entstehen seiner Bruchstrukturen vorantrieb (LEPPER, 1991; BALDSCHUHN ET AL., 2001; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).
Bezüglich der Mobilisierung und Abwanderung der Zechstein-Salze besteht hingegen weitgehende Einigkeit. Diese startete bereits im Oberjura und hielt die Kreide über bis in das Tertiär hinein an (LEPPER, 1991; WALTER, 2007; MESCHEDE, 2015).

Der stratigraphische Gebirgsaufbau lässt sich nach HERRMANN (1974) anhand einer Dreiteilung gut veranschaulichen: Das postsalinare, mesozoische Deckgebirge überlagert das Zechstein-Salinar, den tieferen Untergrund repräsentiert das präsalinare, variszische Grundgebirge. An der Erdoberfläche des Sollings treten hauptsächlich die flachwellig verbogenen Gesteinsschichten des höheren Mittleren Buntsandsteins zutage (HERRMANN, 1974; LEPPER, 1991; LBEG, 2018). Teilweise sind die Buntsandstein-Schichten sowohl in den Tälern als auch auf den Hängen, Gipfeln und Hochflächen von quartären Schichten wie Fließerden und Löss überdeckt. Ablagerungen aus Tertiär, Muschelkalk und nicht aufgeschlossenem Oberem Buntsandstein beschränken sich auf die Grabenbrüche und stellen deren Füllungen dar (HERRMANN, 1974; LEPPER, 1991). Während im gesamten Solling känozoische und triassische Ablagerungen sowie Teile des Zechsteins aufgeschlossen sind, steht im Untersuchungsgebiet eine geringere Bandbreite aus quartären Ablagerungen des Holozäns und der Weichsel-Kaltzeit sowie den triassischen Gesteinen des Muschelkalks und der oberen Formationen des Mittleren Buntsandsteins, der Solling- und der Hardegsen-Formation, sowie in einem Aufschluss die obere Detfurth-Folge an (HERRMANN, 1974; LEPPER, 1991; LBEG, 2018).

Mitten durch das Arbeitsgebiet zieht sich der gut 35 km lange, NE-SW-streichende Derentaler-Silberborner-Graben (LEPPER, 1976). Es handelt sich um einen langgestreckten, wenige hundert Meter schmalen Scheitelgraben, für den LEPPER (1979) einen Störungsversatz von 200 bis 300 m nennt. Er erstreckt sich von Drenke und Meinbrexen im Südwesten

über das Hochmoor Mecklenbruch im Zentrum und Merxhausen am Nordostrand des Sollings bis ins Vorland der Elfas-Überschiebung bei Wangelnstedt (HEDEMANN, 1957) bzw. Denkiehausen (LEPPER, 1976).

Für das Untersuchungsgebiet ist der als Hellentaler Graben bezeichnete Abschnitt von Merxhausen bis zum Mecklenbruch von Bedeutung, da letzteres aufgrund seiner Sattellage eine Wasserscheide bildet. Im Hellentaler Graben überlagern der stellenweise aufgeschlossene Muschelkalk und der Obere Buntsandstein die älteren, eingesunkenen Schichtfolgen als Grabenfüllung, tertiäre Ablagerungen sind hier nicht bekannt. Im südlichen Teil des Grabens konnten HEDEMANN (1957) und HERRMANN (1974) ein relativ steiles Einfallen des Unteren Muschelkalks mit 40 – 50° bzw. 25 - 35° in südöstlicher Richtung, also zur Grabenmitte hin feststellen. Wahrscheinlich ist die Grabenfüllung in einer annähernd symmetrischen Muldenstruktur eingesunken (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1976), wie LEPPER (1976) sie im südwestlich gelegenen Derentaler Grabenabschnitt aufgenommenen hat. Der Muschelkalk ist durch die tektonischen Bewegungen in seiner Struktur jedoch stark gestört, sodass er auf zahlreichen, keiner bestimmten Richtung folgenden Klüften dem eindringenden Oberflächenwasser der Quellen und Bäche eine vergrößerte Angriffsfläche bildet und die Bildung von Karsthohlräumen begünstigt (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1991). Auch die Evaporite des Mittleren Muschelkalks und Oberen Buntsandsteins tragen durch zur Ausprägung von Karststrukturen bei, da sie durch eindringendes Wasser relativ leicht gelöst werden können (LEPPER, 1991).

Der nach HEDEMANN (1957) für gewöhnlich mit 5 – 8° zum Gewölberand hin einfallende Buntsandstein ist infolge der tektonischen Beanspruchungen stark zerklüftet. Die Hauptkluftrichtung im Untersuchungsgebiet streicht mit SW-NE-Richtung quasi parallel zum Grabenbruch bei nahezu senkrechtem Einfallen und zeigt Kluftweiten von wenigen Zentimetern, während die Nebenkluftrichtung mit SE-NW-Richtung senkrecht dazu streicht und ebenfalls nahezu senkrecht einfällt (HEDEMANN, 1957).

3.3 Schichtenbeschreibung / Stratigraphie des Arbeitsgebietes

Im Folgenden werden die im Untersuchungsgebiet des Hellentaler Grabens vorkommenden Gesteine ab dem Zechstein beschrieben. Aufgrund der nicht mehr zeitgemäßen und

damit nur eingeschränkt nutzbaren geologischen Kartierung der GK 4123 Stadtoldendorf von GRUPE (1910), wurden zur Beschreibung der Schichten und ihrer hydrogeologischen Eigenschaften die aktuelleren Kartierungen (ab 1968) benachbarter Gebiete sowie die Informationen des NIBIS-Kartenservers (LBEG, 2018) genutzt, um eine litho- und hydrostratigraphische Übersicht für das nördliche und zentrale Untersuchungsgebiet zu erstellen. Für das südliche Arbeitsgebiet konnte insbesondere auf die Kartierung der GK 4223 Sievershausen von HERRMANN (1974) zurückgegriffen werden, dessen Erkenntnisse sich durch den geologisch fließenden Übergang auf das Blatt Stadtoldendorf übertragen lassen.

3.3.1 Zechstein

Die Gesteine des Zechsteins sind im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen, dafür jedoch an den Rändern des Sollings und benachbarten Gebieten (WALDECK, 1975; HOFRICHTER, 1976; JORDAN, 2001). Auch Bohrungen wurden zur Beschreibung genutzt (HERRMANN, 1974; LEPPER, 1977).

Nach einem Normalprofil des Zechsteins für den nördlichen Solling beträgt dessen Mächtigkeit zwischen 810 – 1050 m (HERRMANN, 1968 & 1974). Die Gesteine des Zechsteins setzen sich aus insgesamt sieben Sedimentationsabfolgen diverser Evaporite, Kalksteine sowie Ton- und Schluffsteine zusammen (LEPPER, 1977; JORDAN, 2001).

3.3.2 Buntsandstein

Die ältesten triassischen Gesteine werden in Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein untergliedert. Unterer und Mittlerer Buntsandstein bauen das gewölbte Deckgebirge des Sollings maßgeblich auf, während der Obere Buntsandstein nur in den Grabenfüllungen und den angrenzenden Mulden erhalten blieb.

Der Untere Buntsandstein ist im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen, jedoch aus Bohrungen sowie Aufschlüssen benachbarter Gebiete bekannt (WALDECK, 1975; HOFRICHTER, 1976). Seine Mächtigkeit beträgt, nach Abzug des früher hinzugezählten Bröckelschiefers, 320 – 390 m. Er besteht aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen Sandsteinen und Schluff- und Tonsteinen mit rötlichen, grünlichen und grauen Färbungen. Zwischen den Wechselfolgen treten dickbankige Porensandsteine auf, die durch zahlreiche

Poren charakterisiert sind (HERRMANN, 1974; WALDECK, 1975; HOFRICHTER, 1976; JORDAN, 2001). Teilweise sind die Gesteine aufgrund ihrer Genese kalkhaltig (JORDAN, 2001; MESCHEDE, 2015).

Der Mittlere Buntsandstein wird nach BOIGK (1959) in vier Großzyklen untergliedert: Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation. Die Gesteine sind relativ verwitterungsresistent und prägen die Morphologie und Geologie des Sollings weitgehend (JORDAN, 2001). Sie repräsentieren die Höhenzuge und Grabenschultern, lassen sich aber auch in Form von Bruchstücken der oberflächennah anstehenden Formationen im Hangschutt sowie den Fließerden und den Bachbetten des Hellentals wiederfinden (HERRMANN, 1974). Generell sind Mächtigkeitsabnahmen des Mittleren Buntsandsteins vom Zentralsolling zu seinen Rändern hin zu beobachten (HERRMANN, 1968; HOFRICHTER, 1976; LEPPER, 1977). Für das Arbeitsgebiet werden 500 – 600 m (HERRMANN, 1974) angegeben.

Die Volpriehausen-Formation ist die älteste Abfolge des Mittleren Buntsandsteins und im Arbeitsgebiet zwischen 200 – 210 m mächtig (HERRMANN, 1974). Sie ist dort zwar nicht aufgeschlossen, dafür jedoch auf angrenzenden Blattbereichen sowie in Bohrungen. Die Volpriehausen-Formation besteht an der Basis aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen. Den Mittelteil bildet eine Wechselfolge aus Ton- bis Schluffsteinen und Fein- bis Mittelsandsteinen mit roten, grauen und violetten Farbtönen, welche auch den größten Anteil ihrer Mächtigkeit begründet. Darüber sind die mehrere Zehner Meter mächtigen, fossilführenden Avicula-Schichten abgelagert, die aus rotvioletten bis grüngrauen, dünnbankigen Feinsandsteinen und roten, schluffigen Tonsteinen bestehen (HERRMANN, 1968; HOFRICHTER, 1976; JORDAN, 2001).

Die 90 – 110 m mächtige Detfurth-Formation setzt sich ebenfalls aus drei Hauptgliedern zusammen, die eine annähernd gleiche Mächtigkeit besitzen. Die basalen, dicken Bänke des Detfurth-Sandsteins bestehen vorwiegend aus roten Grob- bis Mittelsandsteinen. Darüber lagert eine Wechselfolge aus roten Ton- bis Schluffsteinen und roten bis blauvioletten Feinsandsteinen. Diese Feinsandsteine weisen im Zuge von Carbonatauslaugung zwischen 0,1 – 2 mm große Poren auf, die entweder offen oder mit Manganmulm gefüllt sind. Der überlagernde Detfurth-Ton behält den Charakter der unterlagernden Wechselfolge bei, jedoch nimmt der Tongesteinsanteil nach oben immer mehr zu (HERRMANN, 1974;

WALDECK, 1975; HOFRICHTER, 1976; JORDAN, 2001). Im südlichen Untersuchungsgebiet stehen die oberen 50 m dieser Formation am Petersilienplacken an (HERRMANN, 1974).

Die Hardegsen-Formation ist im Arbeitsgebiet und im zentralen Solling entlang der Grabenbrüche und des Uslarer Beckens, teils unter Quartärbedeckung, weit verbreitet (HERRMANN, 1974; LEPPER, 1991; LBEG, 2018). Sie bildet überwiegend die Grabenschultern des Hellentaler Grabens und die benachbarten Hochlagen aus und ist in diesem Bereich 110 – 150 m mächtig (HERRMANN, 1974). Im südlichen Niedersachsen wird sie in vier Abfolgen unterteilt, wobei die beiden jüngeren Mächtigkeiten von 35 - 50 m aufweisen, während die älteren zwischen 12 – 25 m erreichen (HERRMANN, 1968 & 1974; HOFRICHTER, 1976). Grund für die Unterteilung ist der gleichmäßige Aufbau der Gesteine: Auf ein basales, grobkörnigeres Sandsteinpaket folgt eine Wechselfolge aus Sandsteinen und Schluff- bis Tonsteinen, welche nach oben hin dominieren. Dabei weisen sie ein Spektrum von roten und braunroten sowie weiß- und grüngrauen Farben auf. Die grau gefärbten Gesteine werden als „Weiße Zonen“ bezeichnet, deren grüngraue Tonsteine Spuren von Uran und Kupfer und anderen Schwermetallen aufweisen können (HERRMANN, 1968 & 1974; HOFRICHTER, 1976, GOLDBERG ET AL., 1995).

Die Solling-Formation steht im Großteil des Sollinggewölbes oberflächennah an und ist vielfach aufgeschlossen (LEPPER, 1991; LBEG, 2018). Im Bereich des Hellentaler Grabens ist sie jedoch auf den nördlichen Bereich und den Henkenborn begrenzt und dabei überwiegend von Quartär überdeckt. Sie stellt die jüngste Formation des Mittleren Buntsandsteins dar und zeichnet sich gegenüber der anderen Formationen durch relativ homogene und mächtigere Gesteinskörper, einen „schmutzigen“ Farbton und einen vergleichsweise hohen Carbonatgehalt aus (HERRMANN, 1974). Ihre Gesamtmächtigkeit im Zentralsolling beträgt überwiegend 70 – 120 m (gelegentlich geringer), was auch für das Arbeitsgebiet gilt (HERRMANN, 1968 & 1974; LEPPER, 1976 & 1977).

Der erste Abschnitt der Solling-Formation (Wilhelmshausener Schichten) besteht aus dem dickbankigen, weißvioletten Basissandstein, der mit 5 – 10 m Mächtigkeit diskordant auf der Hardegsen-Formation liegt. Er repräsentiert alle Korngrößen des Sandsteins und weist durch Carbonatauslaugung entstandene Poren auf (HERRMANN, 1974; LEPPER, 1977). Im höheren Schichtabschnitt schalten sich vermehrt grüngraue Tonsteine ein, die dann im

unteren Teil der Tonigen Zwischenschichten mit 3 – 6 m Mächtigkeit dominieren. Neben einem geringen Kalkgehalt führen auch sie Uran, Kupfer, Blei, Zink und Arsen, wie LUDWIG (1961) nachweisen konnte. Der obere Teil dieser Schicht führt anschließend 5 – 10 m mächtige rote, wenig schluffige Tonsteine (HERRMANN, 1968 & 1974; JORDAN, 2001).
Mit dem zweiten Gesteinsabschnitt beginnt der so genannte Bausandstein (Trendelburger und Karlshafener Schichten), dessen Mächtigkeit im Arbeitsgebiet ca. 90 m beträgt. Es handelt sich um überwiegend dickbankige Feinsandsteine mit rotbraunvioletten Farbmustern und teils manganmulmerfüllten Poren durch Carbonatauslaugung. In den Karlshafener Schichten schalten sich zunehmend hellere Sandsteine und Tonlinsen ein (HERRMANN, 1968 & 1974; LEPPER, 1976 & 1977).
Den Abschluss der Solling-Formation bilden die 8 - 12 m mächtigen Tonigen Grenzschichten (Stammener Schichten), die eine Wechsellagerung feiner Sandsteine und Ton-Schluff-Steinen mit rotbraunvioletten sowie weiß- und grüngrauen Farbtönen darstellt und ebenfalls Schwermetalle führt (GOLDBERG ET AL., 1995). Den Übergang zum Oberen Buntsandstein bildet der feinsandige, hellgraue und 1 m mächtige Rötbasissandstein. Er ist fossil- und carbonatführend (HINZE, 1967; HERRMANN, 1974; LEPPER, 1977).

Der Obere Buntsandstein (Röt) ist nur in benachbarten Gebieten aufgeschlossen, spielt jedoch eine wichtige Rolle für die Morphologie und Hydrogeologie des Hellentaler Grabens. Da dessen oberflächennahe Füllung aus eingesunkenen Gesteinen des Muschelkalks besteht, unterlagert der Obere Buntsandstein diese vermutlich in seiner vollen Mächtigkeit, die HINZE (1967) mit 95 – 230 m beziffert (HERRMANN, 1974). Nach der für Südniedersachsen gültigen Gliederung von HINZE (1967) besteht der Obere Buntsandstein aus vier Abfolgen diverser Evaporite sowie Ton- und Schluffsteinen mit grauen, grünen, violetten und rotbraunen Farbtönen. Für die Mächtigkeitsunterschiede sind in erster Linie Auslaugungen von Gips und Steinsalz verantwortlich (HINZE, 1967; HERRMANN, 1974; HOFRICHTER, 1976). Jene Auslaugungen zeigen sich auch im Hellentaler Graben, in denen mehrere bis zu 4 m tiefe Erdfälle vorhanden sind (GRUPE, 1908; LEPPER & MENGELING, 1990; LEPPER 1991).

3.3.3 Muschelkalk

Die Untereinheiten des mitteltriassischen Muschelkalks finden sich ausschließlich in der Grabenfüllung des Hellentaler Grabens wieder (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Dieser ist

durch das Einsinken in den Grabenbruch vor vollständiger Erosion bewahrt worden (LEPPER & MENGELING, 1990; LEPPER 1991). Mächtigkeitsangaben zu seinen im Grabenbruch erhaltenen Ablagerungen liegen nicht vor. Der im Sollingraum ca. 100 – 120 m mächtige, fossilführende Untere Muschelkalk setzt sich im Allgemeinen aus drei 10 – 40 m mächtigen Wellenkalk-Bänken zusammen, in die die wenige Meter mächtigen, fossilreicheren Bänke des Oolith-Horizonts (6 – 7 m), des Terebratel-Horizonts (7 – 8 m) und des Schaumkalks (12 – 15 m) eingeschaltet sind (WALDECK, 1975; HOFRICHTER, 1976; LEPPER, 1976). Im mittleren und südlichen Hellental ist der Untere Muschelkalk bruchstückhaft im Quartär aufzufinden und in Form des Wellenkalks stellenweise als heller, grauer bis gelblicher Kalkstein aufgeschlossen (GRUPE, 1910; HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Ansonsten steht er oberflächennah unter quartären Ablagerungen an. Zudem zeigt er durch Bachschwinden, der Grundquelle am Teufelsborn und dolinenartige Einsturztrichter Anzeichen einer Verkarstung, welche wiederum auf Auswaschungen von Evaporiten im unterlagernden Oberen Buntsandstein zurückzuführen sind (GRUPE, 1910; LEPPER & MENGELING, 1990; LEPPER 1991).

Der Mittlere Muschelkalk, der in Nachbargebieten des Sollings überwiegend 50 m Mächtigkeit erreicht, ist im Untersuchungsgebiet nur südwestlich von Merxhausen in einem als Bachschwinde fungierenden Erdfall aufgeschlossen (LEPPER, 1991; LBEG, 2018). Begünstigt wurde dies durch ausgelaugte Gipslager im feingeschichteten, dolomitischen Mergelgestein mit seinen gelblichen, bräunlichen und grauen Farbtönen (HOFRICHTER, 1976; LEPPER, 1976; JORDAN, 2001).

Der Obere Muschelkalk liegt hier zwar nicht aufgeschlossen vor, bildet jedoch eine markante Schichtrippe in Richtung der Grabenmitte aus (LEPPER & MENGELING, 1990; LBEG, 2018). Im Allgemeinen besteht er aus dem 10 – 15 m mächtigen Trochitenkalk, einem massigen, fossilreichen, überwiegend graufarbenem Kalkgestein. Überlagert wird er von den ca. 40 m mächtigen, fossilführenden Ceratitenschichten, die aus bankigem bis plattigem, gräulichem Kalkstein nebst dünnen Zwischenlagen aus Mergelgestein besteht (HOFRICHTER, 1976; LEPPER, 1976; JORDAN, 2001).

3.3.4 Quartär

Ablagerungen des Quartärs liegen im Arbeitsbereich sowohl auf den Hochlagen und Hängen als auch in den Tälern weitflächig verbreitet auf den mesozoischen Gesteinsschichten.

Hierbei handelt es sich vor allem um Fließerden, Löß und seine Ausbildungen sowie Hangbildungen (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Sofern nicht angegeben sind über die einzelnen Ablagerungen keine Mächtigkeiten bekannt.

Südwestlich Merxhausen wurden westlich der Helle saalezeitliche, sandige Mittelterrassen-Kiese kartiert, die zum Teil auch Ton und Schluff enthalten (LBEG, 2018). Auch in angrenzenden Gebieten sind diese in Nebentälern kartiert worden (HOFRICHTER, 1976; LEPPER, 1977; JORDAN, 2001).

Gleiches trifft auch auf die weichselzeitlichen, Sand und Kies führenden, zum Teil schluffigen Niederterrassenschichten zu, die im nahezu ganzjährig trockenen Unterlauf der Helle zwischen Hellental und Merxhausen unter holozänem Auenlehm kartiert worden sind (LBEG, 2018).

Im zentralen Hellentaler Grund sind als weichselzeitlich eingestufte, bis zu 4,5 m mächtige Abschwemmmassen verbreitet. Sie sind frei von Löss und zeigen sich als unsortierte, feinsandige Schuttfüllungen, Schuttkegel und Schwemmfächer mit Kiesen und Steinen, aber auch geringem Schluff- und Ton-Gehalt. Im Bereich der Bachläufe des Hellentaler Grunds sind sie von Auenablagerungen und einer Niedermoorbildung bedeckt, teilweise auch anmoorig (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018).

Sowohl auf den Hängen als auch in den südlichen Tälern sind weichselzeitliche Fließerden weit verbreitet, die im Tal bis zu 23 m Mächtigkeit erreichen. Sie bestehen aus unsortiertem Gesteinsmaterial mit toniger bis feinsandiger Grundmasse, durchsetzt mit Gesteinsbrocken des Buntsandsteins von kiesiger Korngröße bis in den Kubikmeterbereich (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Teilweise werden diese Buntsandstein-Fließerden von stärker schluffigen Lösslehm-Fließerden überlagert (HERRMANN, 1974). Im Bereich der im Mecklenbruch entspringenden Bäche des Hellentaler Grunds ist die Fließerde anmoorig geprägt (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018).

Ebenso weichselzeitlich sind die Lösseinweihungen an den Südrandern des Untersuchungsgebiets. Sie erreichen auf deren Hochflächen und Gipfeln Mächtigkeiten von unter 2 m und treten auch als Lösslehm auf. Neben der schluffigen Hauptkomponente sind auch Feinsand und Ton vertreten (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018).

Das Arbeitsgebiet weist entlang der Talhänge des Hellentals auch holozäne Ablagerungen auf. Dort bildete sich eine überwiegend <1 m mächtige Schicht Hanglehm aus den pleisto-

zänen und mesozoischen Ablagerungen aus und überdeckt diese weitflächig. Seine tonig bis feinsandige Grundmasse enthält Gesteinsbruchstücke, Sand und Lößlehm (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018).

Entlang des mittleren Laufs der Helle bedeckt holozäner Schwemmlöß den Talboden. Er besteht vorwiegend aus umgelagertem Löß mit schluffiger Korngröße und tonigen wie sandigen Anteilen und vereinzelten Gesteinsbruchstücken. Zudem ist er leicht humos und kann kalkhaltig sein (HERRMANN, 1974; HOFRICHTER, 1976; LBEG, 2018).

Im Oberlauf der Helle kartierte HERRMANN (1974) zudem feinsandigen, kiesführenden Auensand als Bachbett aus, in dem zum Mittellauf hin schluffige Komponenten für eine Überlagerung von Auenlehm sorgen (LBEG, 2018). Jener Auenlehm findet sich auch im Unterlauf der Helle bis zu ihrer Mündung in den Spüligbach wieder und überdeckt die dortigen Niederterrassen-Schichten. Er ist schluffig mit tonigen und sandigen Komponenten, dazu humos und teilweise kalkhaltig (LBEG, 2018).

Auch die Sattelmoore des Mecklenbruchs, des Kükenbruchs und die Bildung des Versumpfungsmoores im Hellentaler Grund sind holozäner Entstehung. Das Hochmoor Mecklenbruch mit über 4 m mächtigem Torf bildete sich auf schlecht wasserdurchlässigem Schwemmlöß, der wiederum Fließerde überlagerte. Das ebenfalls auf Fließerde aufliegende Niedermoor Kükenbruch hingegen besteht im Westteil aus Schwemmlöß, im Ostteil aus Niedermoortorf (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Es befindet sich seit 2013 in einem Renaturierungsprozess (MEYER, 2014). Das Versumpfungsmoor bildet ebenfalls Niedermoortorf, überlagert jedoch Abschwemmmassen (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018).

3.4 Böden

MESCHEDE (2015) führt an, dass Gebiete, in denen die Gesteine des Buntsandsteins anstehen, häufig von großen Waldgebieten bewachsen sind, da die auf dem Gestein entstandenen sandigen Böden nährstoffarm und landwirtschaftlich kaum nutzbar sind. Dies trifft auch auf den Solling zu, für den die BK 50 des LBEG (2018) im Arbeitsgebiet hauptsächlich (teils podsolierte) Braunerden auf den Erhebungen ausweist, die typisch für mitteleuropäische Mittelgebirge wie den Solling sind (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2018). Ebenso typisch ist die teilweise vermerkte Podsolierung dieser, welche eine Nährstoffarmut des

Bodens aufzeigt, die auch durch das lokale kühle und feuchte Klima (s. Kap. 2.2) begünstigt werden kann (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2018). Auf den Hängen mit quartären Hangbildungen haben sich nach der BÜK 50 Braunerde-Regosole gebildet, wie sie im allgemeinen auf silikatischem Lockergestein erodierter Oberflächen entstehen (LBEG, 2018; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2018). Von LUCKWALD ET AL. (1992) haben im Bereich vereinzelter Hangschuttquellen und Nassstellen (als Hangquellmoore bezeichnet) entlang der Talhänge (s. Anhang 3) und zudem Staunässe und lokale Bildung verschiedener Gley- und Pseudogley-Typen beschrieben.

Über dem anstehenden Ausstrich von Oberem und Mittlerem Muschelkalk weist die BK 50 Rendzinen und Pararendzinen aus, die teilweise landwirtschaftlich genutzt werden. Diese bilden sich auf festem bzw. lockerem, kalkhaltigem Ausgangsgestein, während die über dem Ausstrich des Unteren Muschelkalks des südlichen Hellentals lokalisierten Braunerde-Pararendzinen aus mergeligem Lockergestein entstehen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2018). In den Bachbereichen ist in der BK 50 (LBEG, 2018) Kolluvisol über Gley kartiert worden. Der Gley ist ein Grundwasserboden, die Bildung eines Kolluvisol-Gleys spricht für einen tiefer liegenden Grundwasserspiegel (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2018).

3.5 Hydrogeologischer Rahmen

Das Arbeitsgebiet, dessen hydrogeologische Einheiten dem Mesozoikum zuzuordnen sind, befindet sich in dem hydrogeologischen Großraum „05 Mitteldeutsches Bruchschollenland“. Innerhalb dieses Großraums wird das Gebiet im hydrogeologischen Raum „052 Mittlerer Buntsandstein“ eingeordnet. Damit deckungsgleich ist der untergeordnete hydrogeologische Teilraum „05201 Fulda-Werra-Bergland und Solling“, welcher sich über den südwestlichsten Teil Niedersachsens, aber auch durch Hessen und Thüringen bis nach Bayern erstreckt (ELBRACHT ET AL., 2016). Das Arbeitsgebiet wird dem Grundwasserkörper „Leine mesozoisches Festgestein links 1“ zugeordnet (LBEG, 2018). Dessen westliche und südliche Abgrenzung zum Grundwasserkörper „Vogler-Solling-Bramwald“ entspricht der Abgrenzung des Arbeitsgebietes und dem Einzugsgebiet der Helle.

Den Solling an sich beschreibt DÖRHÖFER (1984) als eine „hydrogeologisch einheitliche Struktur mit hohen Grundwasserneubildungsraten“ und mehreren Grundwasserstockwerken. Trotz des erwähnten einheitlichen hydrogeologischen Aufbaus des Solling weist er im zentralen Bereich mit seinen Grabenbrüchen sehr unterschiedliche und wechselhafte hydrogeologische Verhältnisse auf, die sich vor allem in den defizitären Abflussmengen, den Quellen und auch regional auch in der Grundwasserchemie zeigen.

3.5.1 Grundwasserleiter und -stockwerke

Als Hauptgrundwasserleiter treten im nördlichen Solling die Sandsteinbänke der Solling- und Hardegsen-Formation des Mittleren Buntsandsteins auf (DÖRHÖFER, 1991; HERRMANN, 1998; ELBRACHT ET AL., 2016). Ihre von REUTTER (2011) generell als mäßig beschriebene Wasserdurchlässigkeit ist vielerorts durch die Zerklüftung der Gesteine erhöht, sodass ELBRACHT ET AL. (2016) sie als mäßige bis hoch durchlässige Grundwasserleiter einstufen. Für den Hellentaler Grabenbruch sind zudem die verkarsteten Kalkgesteine des Unteren Muschelkalks als Grundwasserleiter zu nennen (HERRMANN, 1974). Weitere, untergeordnete Grundwasserleiter stellen die älteren Formationen des Mittleren Buntsandsteins, die Detfurth- und die Volpriehausen-Formation, dar (HERRMANN, 1974; DÖRHÖFER, 1991). Die grundsätzlich als Grundwasserleiter einzustufenden quartären Ablagerungen wie Abschwemmmassen, Auensande sowie Nieder- und Mittelterrassenschichten besitzen im Hellentaler Grabenbruch nur geringe Mächtigkeiten und Verbreitung, sodass sie überwiegend als Sickerstrecken in den darunter liegenden Muschelkalk-Karstaquifer dienen.

Die Solling-Formation und die Hardegsen-Formation bilden westlich und östlich außerhalb Arbeitsgebiet jeweils ein Hauptgrundwasserstockwerk aus, die untereinander jedoch durch Störungen über hydraulische Verbindungen verfügen (DÖRHÖFER, 1984; KLEEFELDT, 1987; HERRMANN & RÖHRS, 2003). DÖRHÖFER (1984) begründet diese Einstufung mit der „erheblichen Klüftigkeit“ ihrer Sandsteine, die nach HERRMANN & RÖHRS (1997) erhebliche Auswirkung auf die Ergiebigkeit beider Stockwerke hat. Dies beruht auf den Feststellungen von DÜRBAUM ET AL. (1969), nach denen das Kluftvolumen der Sandsteinschichten für die Grundwasserbewegung entscheidend ist, während das primäre Porenvolumen im Vergleich vernachlässigbar ist.

Das Grundwasser der Hardegsen-Formation ist in Richtung der Außenbereiche des Solling-

Gewölbes zunehmend (und teilweise artesisch) gespannt, sodass an den dortigen Störungszonen (bspw. Brunnen Pipping) ein Aufsteigen des Grundwassers in den ungespannten Aquifer der Solling-Formation stattfindet (Dörhöfer, 1984; Kleefeldt, 1987). In den Höhenlagen oberhalb der Grundwasseroberflächen entstehen dagegen Grundwasserflurabstände von mehreren Zehner Metern (Dörhöfer, 1984; Elbracht et al., 2016). Dort dienen die grundwasserleitenden Gesteinsschichten als Sickerstrecken, sowohl für die Hauptgrundwasserleiter als auch für die schwebenden Grundwasserstockwerke (Kleefeldt, 1987).

Als „über weite Strecken stockwerkstrennend" beschreibt Dörhöfer (1984) hingegen die Tonigen Zwischenschichten an der Basis der Solling-Formation. Durch sie findet flächendeckend nur eine geringe Durchsickerung in die Hardegsen-Formation statt, die an Störungen jedoch durchaus höher einzuschätzen ist. Auch die Ton- und Schluffsteinlagen innerhalb der Wechselfolgen der Hardegsen-Formation können jenes Stockwerk bei ebenfalls geringer Durchsickerung zusätzlich untergliedern (Dörhöfer, 1984). Nach Herrmann & Röhrs (1997) trifft dies im Bereich Henkenborn beispielsweise jedoch nicht zu. Über den oben genannten geringdurchlässigen Gesteinsschichten haben sich zudem schwebende Grundwasserstockwerke gebildet, wie sie für Mittelgebirge wie den Solling durchaus typisch sind (Hölting & Coldewey, 2013). Hier speisen sie sowohl im Hellental als auch auf den West- und Ostabdachungen des Solling-Gewölbes zahlreiche Quellen, die wiederum teilweise die Bildung vernässter Zonen oder von Moorgebieten begünstigen. Ein hydraulischer Kontakt zu den Hauptgrundwasserstockwerken besteht nicht (Dörhöfer, 1984; Kleefeldt, 1987). Die tiefer gelegenen Gesteinsschichten der Detfurth- und Volpriehausen-Formation sind im Solling-Raum bisher wegen ihrer Tiefenlage und ihrer damit untergeordneten Bedeutung für die Wasserwirtschaft und die Grundwasserbewegung wenig erforscht, gelten nach Herrmann et al. (1974) jedoch als „weithin durchhaltende Grundwasserstockwerke".

Alle Grundwasserleiter bzw. -stockwerke des Mittleren Buntsandsteins im Gewölbe des Sollings haben gemeinsam, dass sie an den Hängen des Hellentaler Grabenbruchs enden bzw. an dessen Störungsflächen durchtrennt und gegeneinander versetzt sind (s. Profilschnitte 1 und 2).

3.5.2 GW-Neubildung

Während in dem oberen Grundwasserstockwerk Neubildungsraten von 250 – 350 mm/a erreicht werden, weisen tiefere Stockwerke wie die Hardegsen-Folge geringere Grundwasserneubildung auf (DÖRHÖFER, 1984). Die Grundwasserneubildung beträgt in etwa ein Drittel der jährlichen Niederschläge, die im Arbeitsgebiet teilweise über 1000 mm/a hinaus gehen (DÖRHÖFER, 1991; LBEG, 2018). Sie liegt damit deutlich über den von ELBRACHT ET AL. (2016) angegebenen üblichen Werten der Niedersächsischen Mittelgebirge (100 – 200 mm/a) (s. Abb. 7).

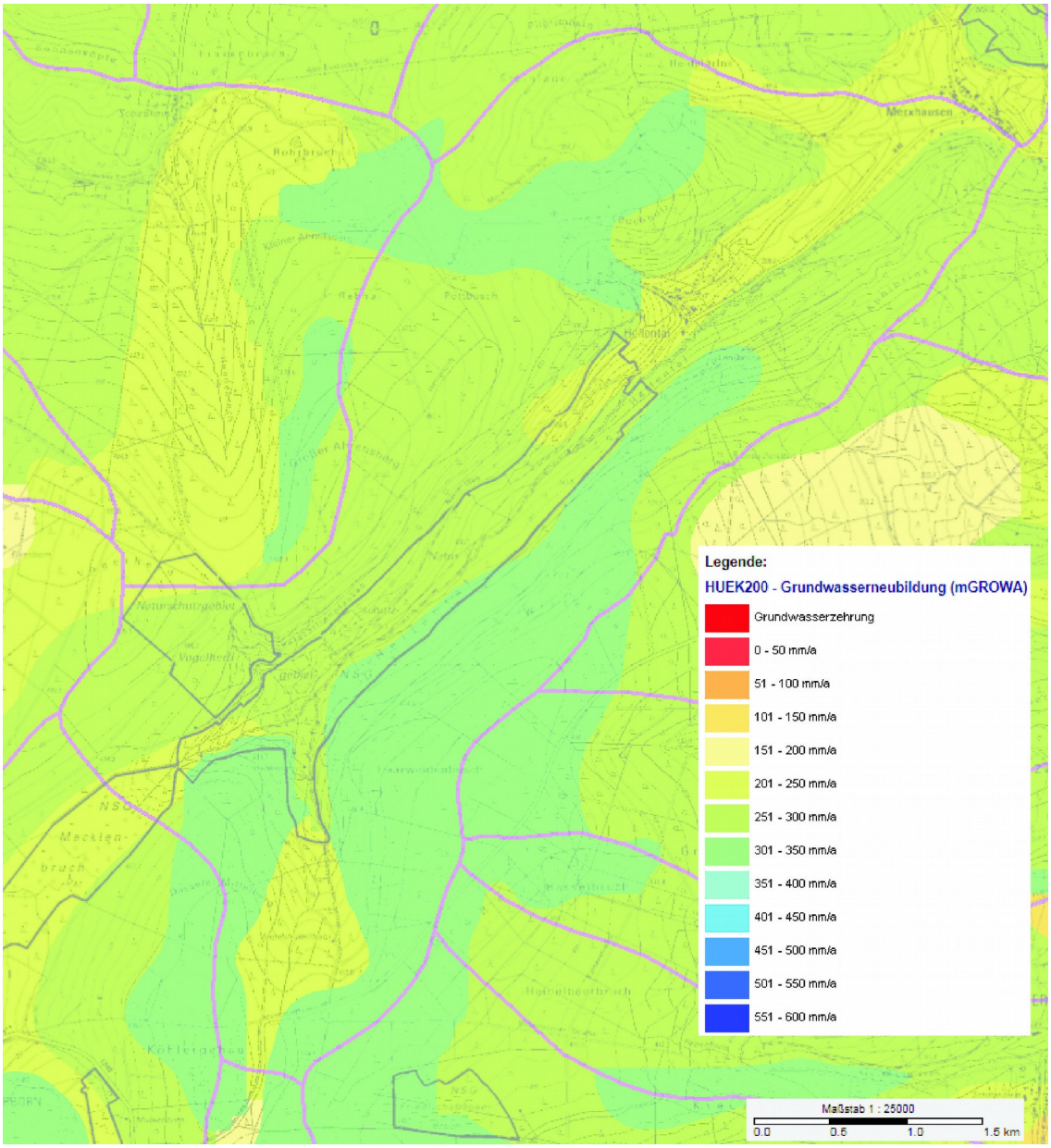


Abbildung 7: Überblick über die Grundwasserneubildung im Arbeitsgebiet (LBEG, 2018)

3.5.3 Beschaffenheit des Grundwassers

DÖRHÖFER (1984) beschreibt die chemische Zusammensetzung der in Buntsandstein-Aquiferen geführten Wässer als „sehr einheitlich“ bei geringer Mineralisierung. Diese werden silikatisch geprägt und sind weich bis mittelhart, während die Wässer der Muschelkalk-Aquifere von diesen karbonatisch geprägt werden und „überwiegend hart bis teilweise sehr hart“ sind (ELBRACHT ET AL., 2016).

3.5.4 Abfluss und Vorflut

Die meisten Bäche weisen nach DÖRHÖFER (1984) ein defizitäres Abflussverhalten auf. In niederschlagsarmen Zeiträumen fallen viele Quellen und Bäche abschnittsweise oder komplett trocken. DÖRHÖFER (1984) schätzt, dass dies an einer „Diskrepanz zwischen unter- und oberirdischen Einzugsgebieten“ liegt und erklärt damit die zum einen überhohen Abflussmengen der Bäche in Richtung des Uslarer Beckens, deren Einzugsgebiet der Zentralsolling ist, und zum anderen die „stark defizitären“ Abflüsse der Bäche im West- und Nordsolling. Für letzteren Bereich erwähnt DÖRHÖFER (1984), dass die Bäche in Zeiten geringer Abflüsse keine Vorfluterfunktion erfüllen, da das Wasser unterirdisch in Richtung Weser abströmt und dadurch gegebenenfalls die Weser selbst als Vorfluter in Betracht kommt. Da nach ELBRACHT ET AL. (2016) der Ostteil des hydrogeologischen Teilraums jedoch in Richtung Leine entwässert und die Helle (zeitweise) oberirdisch der Leine zufließt, kann für das Hellental und dessen Osthang angenommen werden, dass ein Teil der dort versickernden Wässer unterirdisch auch in Richtung der Leine abfließen.

3.5.5 Hydrostratigraphie des Hellentaler Grabenbruchs

Anhand der hydrostratigraphischen Gliederung Niedersachsen von REUTTER (2011) lassen sich die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen und liegenden stratigraphischen Einheiten nach ihren hydrogeologischen Eigenschaften einordnen. Dabei erhalten Grundwassergeringleiter- bzw. hemmer das Kürzel H, Grundwasserleiter das Kürzel L.

Zechstein

Die Zyklen des Zechsteins besitzen sehr wechselhafte Durchlässigkeitsklassen. So sind die jüngsten Einheiten 7 bis 4 (H26) und die Salztone, Steinsalze und der Werra-Anhydrit des Zechsteins 3 bis 1 (H27 und H28) als Grundwasserhemmer insgesamt zwischen geringer

und äußerst geringer Durchlässigkeit einzuordnen. Hingegen gelten der Hauptanhydrit sowie die Dolomite und Kalke des Zechsteins 3 bis 1 (L24, L25, L26) als Grundwasserleiter mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit (REUTTER, 2011).

Buntsandstein

Der Untere Buntsandstein (su) ist in seiner Gesamtbetrachtung als gering bis sehr gering durchlässiger Grundwasserleiter einzuordnen (H25), jedoch können die vorhandenen Sandsteinschichten lokal geringe Grundwassermengen leiten (REUTTER, 2011; ELBRACHT ET AL., 2016).

Generell gelten die Sandsteinbänke des Mittleren Buntsandsteins (L22) als mäßiger Grundwasserleiter (REUTTER, 2011). Vorrangig wegen ihrer hohen Klüftigkeit, nachrangig durch ihre Porosität, ordnen ELBRACHT ET AL. (2016) sie als mäßige bis hoch durchlässige Grundwasserleiter ein. Diese hohe Klüftigkeit ist im Untersuchungsgebiet gegeben (HEDEMANN, 1957) und wird beispielsweise von DÖRHÖFER (1984), KLEEFELDt (1987) und HERRMANN & RÖHRS (1997) besonders betont.

Die Sandsteinbänke der vier Buntsandstein-Großzyklen sind ergiebige Grundwasserleiter, die vor allem an den Rändern des Sollings, aber auch in den Grabenstrukturen, wasserwirtschaftlich genutzt werden (HERRMANN & RÖHRS, 1997; ELBRACHT ET AL., 2016). Als besonders ergiebig gilt der Bausandstein, gefolgt von der Hardegsen-Formation, jeweils im Bereich und in Abhängigkeit von Klüften und Störungen (HERRMANN, 1974; HERRMANN & RÖHRS, 1997 & 1999).

Der Obere Buntsandstein (H24) ist ein sehr gering durchlässiger Grundwasserhemmer (REUTTER, 2011). Im Hellental weist er jedoch durch Wassereintritt bedingte Auslaugungserscheinungen in Form von Erdfällen auf, sodass seine fehlende Porendurchlässigkeit dadurch mindestens ausgeglichen wird und er zusätzlich durch Klüftung eine mittlere Wasserdurchlässigkeit erreicht (HERRMANN, 1974).

Muschelkalk

Die im Hellental vorkommenden Gesteine des Unteren und Mittleren Muschelkalks sind stark verkarstet und begründen Bachschwinden (LEPPER, 1991). Vor allem der Wellenkalk bildet im niedersächsischen Bergland „wichtige Kluft- / Karstgrundwasserleiter“. Sie besitzen aufgrund ihrer geringen Verbreitung jedoch keine wasserwirtschaftliche Bedeutung

(HERRMANN, 1974; ELBRACHT ET AL., 2016). Während der Unter Muschelkalk als mittel bis mäßig durchlässiger Grundwasserleiter (L21) gilt, wird der Mittlere Muschelkalk grundsätzlich als Grundwasserhemmer (H22) mit geringer bis äußerst geringer Durchlässigkeit eingestuft (REUTTER, 2011).

Die Kalkgesteine des Oberen Muschelkalks gelten ebenfalls als „wichtige Kluft- / Karstgrundwasserleiter“ (ELBRACHT ET AL., 2016). Jedoch ist er im AG ebenfalls zu kleinräumig verbreitet und zeigt darüber hinaus mangels Aufschlüssen, Quellen, Gerinnen oder Schwinden seinen Zustand und seine hydrogeologischen Eigenschaften nicht (an der Erdoberfläche). Nach REUTTER (2011) ist der Obere Muschelkalk als Grundwasserleiter (L20) der mittleren bis mäßigen Durchlässigkeitsklasse zuzuordnen.

Quartär

Die holozänen Ablagerungen des Auenlehms, des Schwemmlösses und der Hangbildungen werden der hydrostratigraphischen Einheit H1.2 zugeordnet und gelten damit als gering bis äußerst gering durchlässige Grundwasserhemmer. Diese Einordnung betrifft auch die holozänen Hoch-, Nieder- und Anmoortorfe (REUTTER, 2011).

Die ebenfalls holozänen Abschwemmassen und die Auensande des oberen Laufs der Helle sind hingegen als mittlere bis mäßige Grundwasserleiter (L1.2) einzustufen (REUTTER, 2011).

Die weichselzeitlichen Niederterrassen- (L1.3) und saalezeitlichen Mittelterrassen-Schichten (L3) im unteren Hellental hingegen besitzen eine mittlere Durchlässigkeit. Die ebenfalls weichselzeitlichen Fließerden, Lösslehme und Löss sind dagegen als gering durchlässig einzustufen und werden der Einheit H2.1 zugeordnet (REUTTER, 2011).

4 Methodik

4.1 Geologische Schnitte und Karten

Um einen grundlegenden, detaillierten Überblick über das Untersuchungsgebiet und den Solling zu erhalten, wurden Geologische Karten inklusive Erläuterungen im Maßstab 1 : 25.000 (4023 Eschershausen, 4122 Holzminden, 4123 Stadtoldendorf, 4124 Dassel, 4222 Höxter, 4223 Sievershausen, 4224 Lauenberg, 4322 Karlshafen, 4323 Uslar, 4324 Hardegsen) sowie die Geologische Wanderkarte Weserbergland (1 : 100.000) von LEPPER & MENGELING (1990) verwendet. Da Teile der Karteninformationen nicht mehr Stand der Wissenschaft sind und bzw. oder sich in ihren Darstellungen und Erläuterungen unterscheiden, wurden die Informationen mit den Darstellungen des NIBIS-Servers (LBEG, 2018) unter Nutzung der Maßstäbe 1 : 25.000 und 1: 50.000 kombiniert.

Diese gesammelten Daten dienten zudem der Beschreibung der Gesteinsschichten und der Einordnung der kartierten Quellen. Dazu wurden sie in das Programm ArcMap des Herstellers ESRI importiert und mit den aufgenommenen GPS-Daten der Quellen und anderer relevanter Orte zusammengeführt (s. Anhang 3).

Die Profilschnitte (s. Anhang) wurden mit den Programmen GeODin, ArcGIS und Corel Draw erstellt. Datengrundlage sind die o. g. Karten, Schichtenverzeichnisse der Bohrdatenbank des LBEG (teilweise abrufbar im NIBIS-Sever des LBEG, 2018) und der Tiefenlinienplan der Basis Buntsandstein von LEPPER (1979).

4.2 Quellenkartierung

Da nur ein Teil der im Hellental vorhandenen Quellen auf topographischen und geologischen Karten (GRUPE, 1910; A. HERRMANN, 1974; LBEG, 2018) sowie in Berichten und Gutachten (VON DEM KNESEBECK, 1963; VON LUCKWALD ET AL., 1992; HERRMANN & RÖHRS, 1997) über das Untersuchungsgebiet kartiert wurden, wurde das Gebiet vor der Probenahme vorab mit Hilfe der TK 5 und der TK 25 (LBEG, 2018) sowie Satellitenbildern auf vorhandene wie möglicherweise unkartierte Bachläufe und Quellen untersucht. Anschließend wurden sämtliche im Gelände vorgefundenen Quellen und Bachläufe per GPS aufgenom-

men, wobei während der anschließenden Probenahmen und Literaturrecherchen vereinzelt weitere Objekte hinzukamen.

Auf Grundlage dieser Daten und vereinzelten Kenntnissen über die Eigenschaften der Quellen (Mündliche Mitteilungen LEPPER, 2018 & WEBER, 2018 & HGV-HHM.DE, 2018) konnten Umfang und Reihenfolge der Probenahme festgelegt werden.

Die Quellenkartierung und -klassifizierung erfolgte unter Berücksichtigung der Vorgaben der hydrogeologischen Kartieranleitung (AD-HOC AG HYDROGEOLOGIE, 1997) und den Empfehlungen von COLDEWEY & GÖBEL (2015). Dabei wurden die Stammdaten der Quellen, die Beschaffenheit des Quellwassers über Vor-Ort-Messungen und Laboranalytik sowie ihre Schüttung erfasst (s. Anhang 4, 5, 6) . Bei der Auswertung der Quellenkartierung und der folgenden Quellenklassifizierung wurde nach TRESKATIS & TAUCHMANN (2013) sowie COLDEWEY & GÖBEL (2015) besonderes Augenmerk auf die von der geologischen Struktur beeinflusste Austrittsart der Quelle und ihrer Hydrochemie gelegt (s. Anhang 4, 5, 6). Da es bisher eine Vielzahl von Einteilungskonzepten anstelle einer einheitlichen Nomenklatur für die Klassifizierung von Quellen gibt (AD-HOC AG HYDROGEOLOGIE, 1997, TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013), erfolgten die Klassifizierung und folgende zusammenfassende Beschreibung der Quellentypen nach den sich annähernd gleichenden Ausführungen von RICHTER & LILLICH (1975), HÖLTING & COLDEWEY (2013) sowie TRESKATIS & TAUCHMANN (2013). Sowohl RICHTER & LILLICH (1975) als auch TRESKATIS & TAUCHMANN (2013) unterscheiden grundsätzlich zwischen absteigenden und aufsteigenden Quellen, also nach der Richtung der Grundwasserbewegung am Quellaustritt. Antrieb der absteigenden Quellen (Gravitationsquellen) ist der hydrostatische Druck, verursacht durch das schwerkraftbedingte Grundwassergefälle (RICHTER & LILLICH, 1975; HÖLTING & COLDEWEY, 2013). Sie schütten aus ungespannten Grundwasserleitern, während Grundwasser in aufsteigenden Quellen aus gespannten Grundwasserleitern entgegen der Schwerkraft austritt. Auf Basis dieser grundsätzlichen Einteilung lassen sich die nach ihrem geologischen Aufbau definierten Quelltypen weitestgehend einordnen (RICHTER & LILLICH, 1975; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013). Im Untersuchungsgebiet treten demnach nur absteigende Quellentypen auf, und zwar die im folgenden genannten: Stauquellen, Verengungsquellen, Hangschuttquellen, Überlaufquellen und Grundquellen.

Stauquellen entstehen dort, wo der Grundwasserleiter in Richtung des Gefälles an einer wasserundurchlässigen oder -geringdurchlässigen Schicht oder an einer Störung endet, sodass das Grundwasser gestaut wird, bis es an der Geländeoberkante im Bereich der Schnittgrenze von Grundwasserleiter und -geringleiter zum Austritt kommt (HÖLTING & COLDEWEY, 2013; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013). Stauquellen können nach HÖLTING & COLDEWEY (2013) und TRESKATIS & TAUCHMANN (2013) absteigenden wie auch aufsteigenden (artesischen) Charakter haben.

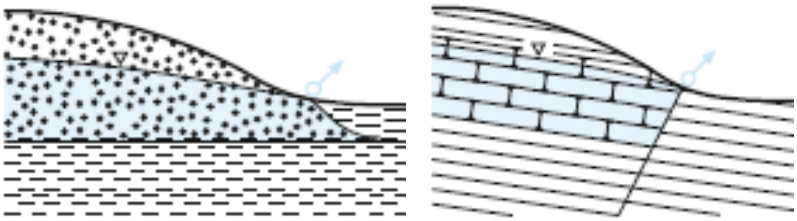


Abbildung 8: Stauquellen (HÖLTING & COLDEWEY, 2013)

Verengungsquellen treten dort auf, wo sich die durchfließbare Fläche des Grundwasserleiters durch laterale und / oder vertikale Mächtigkeitsabnahme verengt und / oder sich die Durchlässigkeit stark verringert (HERRMANN & RÖHRS, 1997; HÖLTING & COLDEWEY, 2013).

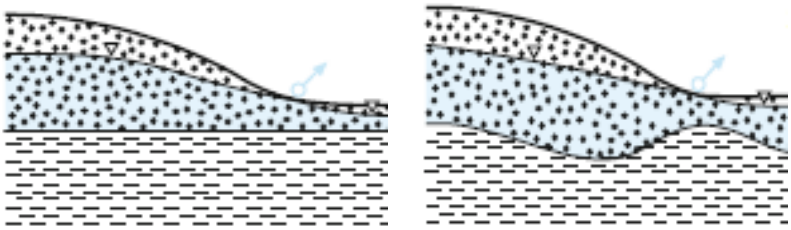


Abbildung 9: Verengungsquellen (HÖLTING & COLDEWEY, 2013)

Hangschuttquellen kommen ebenfalls vor. Ihr Schutt bedeckt und verlagert den eigentlichen Quellaustritt sowohl von aufsteigenden wie auch den bereits genannten, im Hellental vorkommenden absteigenden Quellentypen (RICHTER & LILLICH, 1975; HÖLTING & COLDEWEY, 2013). Kommt es an den Schuttmassen statt eines Quellaustritts mit Gerinne wegen nicht ausreichender Schüttungsmengen zu einem anscheinend flächenhaften

Grundwasseraustritt ohne Abfluss, so spricht man von Nassstellen oder Nassgallen (HÖLTING & COLDEWEY, 2013; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013).

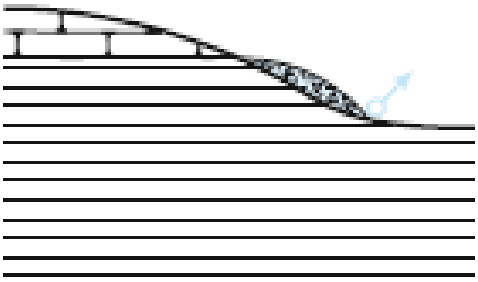


Abbildung 10: Hangschuttquelle
(HÖLTING & COLDEWEY, 2013)

Die Moore Mecklenbruch und Kükenbruch besitzen aus Sicht der Quellentypisierung einen Sonderstatus. Wie von HERRMANN & RÖHRS (1997) beschrieben, entwässern diese über Bäche und anthropogen angelegte Gräben. HERRMANN (1974) bezeichnet die Moore als Überlaufquellen. Mangels alternativer Beschreibungen von Mooren in Funktion einer Quelle wird dieser Zuordnung gefolgt.

Ein weiterer vorkommender, absteigender Quelltyp ist die Grundquelle, die in diesem Fall subaquatische Grundwasseraustritte in den Bachbetten darstellen und oftmals erst durch Abflussmessungen identifiziert werden können (RICHTER & LILLICH, 1975; HÖLTING & COLDEWEY, 2013).

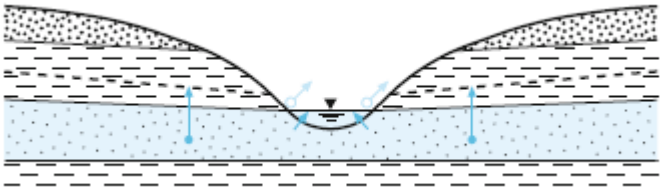


Abbildung 11: Grundquelle (HÖLTING & COLDEWEY, 2013)

Ein weiteres wichtiges Kriterium für die hydrogeologische Charakterisierung von Quellen ist ihre Schüttung. Dabei wird grundsätzlich zwischen perennierenden Quellen (ganzjährige Schüttung) und intermittierenden Quellen, die alle zeitweise trockenfallenden Quellen umfassen, unterschieden (HÖLTING & COLDEWEY, 2013; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013).

Dieses Kriterium wurde während der Bearbeitungszeit mehrfach überwacht und notiert. Da der Zeitraum dieser Arbeit jedoch keinem vollen hydrologischen Jahr entspricht, wurden Quellen, die im Zeitraum dieser Arbeit durchgängig schütteten, als möglicherweise perennierend beschrieben (s. Anhang 4).

4.3 Probenahme

Die Entnahme von Wasserproben im Gelände erfolgte überwiegend an naturbelassenen oder mit Buntsandstein-Platten gefassten Quellen, vereinzelt auch aus verrohrten Austritten sowie einer Brunnenfassung und einem Wasserwerk. Die Probenahme an den Quellen erfolgte unter Beachtung der Vorgaben des DVWK (1992) und des Wasserlabors der BGR (mündlich, 2018).

Für die Probenahme wurden folgende Utensilien verwendet: 200 ml , 1 l und 2 l fassende Plastikgefäße, 50 ml Plastikspritzen, Celluloseacetat-Aufsatzfilter mit 0,45 µm Porenweite, Probeflaschen: 500 ml Plastikflasche für Hauptelemente, 100 ml Plastikflasche inklusive 1 ml HNO3 zum Ansäuern für Spurenelemente, 30 ml Glasflasche für Kohlenstoffanalytik mit Alufolie, Dichtungsring und Schraubverschluss sowie eine Kühlbox (BGR, mündlich 2018).

Vor der Probenahme wurden alle Gefäße, Flaschen (außer 100 ml), Spritzen und Filter mit dem Probenwasser zweimal gespült (BGR, mündlich 2018). Die Proben wurden anschließend mittels der Schöpfbehälter entnommen. Ein Behälter wurde für die Probenabfüllung verwendet, der andere für die Messung von Vor-Ort-Parametern, da diese nicht direkt in der Entnahmestelle gemessen werden konnten. Die 500 ml Plastikflasche und die 30 ml wurden direkt befüllt und dabei überlaufen lassen, um die Proben luftblasenfrei zu halten, und direkt verschlossen (BGR, mündlich 2018). Die 100 ml Plastikflasche mit der Säure wurde über eine Spritze mit dem Filteraufsatz bis zum Halsansatz befüllt, um Trübstoffe und Sedimente zu entfernen (BGR, mündlich 2018). Anschließend wurden die Proben nummeriert und kühl eingelagert.

Vor-Ort-Parameter

Die gemessenen Vor-Ort-Parameter umfassen die Temperatur (in °C), den Sauerstoff (in mg/l), das Redoxpotenzial (in mV), die elektrische Leitfähigkeit (in µS/cm) und den pH-Wert (DVWK, 1992). Gemessen wurden die Vor-Ort-Parameter mit Sonden und Messgerä-

ten des Herstellers WTW. Eine theoretische Einführung gaben Bodo Mieke vom Wasserlabor der BGR sowie die Herstellerhinweise.

Zur Darstellung der Messwerte wurden zwei Messgeräte vom Typ „Multi 3420“ verwendet.

Der Sauerstoffgehalt wurde mit dem optischen Sauerstoffsensor „FDO 925“ ermittelt, der gleichzeitig auch die Temperatur maß. Die Genauigkeit liegt (bei 20 °C in luftgesättigtem Wasser) bei +/- 1,5 %, die ihres Temperaturfühlers wird mit +/- 0,2 K angegeben (WTW, 2011).

Die Ermittlung des Redoxpotenzials erfolgte mit der Redox-Messkette „SenTix ORP 900“. Ihre Genauigkeit wird mit +/- 0,2 mV angegeben. Die Eigenspannung der Messkette wurde dabei in Abhängigkeit zur Wassertemperatur mit berücksichtigt (WTW, 2009A).

Die Leitfähigkeit wurde mittels der Standard-Leitfähigkeitsmesszelle „TetraCon 925“ gemessen. Seine Messung wird mit einer Genauigkeit von +/- 0,5 % des Messwertes angegeben (WTW, 2009B).

Die pH-Messkette mit Gelelektrolyt „SenTix 940-3“ wurde für die Bestimmung des pH-Werts verwendet. Ihre Genauigkeit beträgt +/- 0,004 des gemessenen Wertes (WTW, 2010).

4.4 Analytik

Die Analyse der im Gelände genommenen Wasserproben wurde im Wasserlabor des Geo-Zentrums Hannovers durchgeführt. Es wurde eine Wasservollanalyse beantragt, die eine Bestimmung der Haupt-, Neben- und Spurenelemente beinhaltet. Zusätzlich wurden eine ICP-MS-Analyse zur Erfassung geringerer Stoffkonzentrationen im µg / Liter-Bereich durchgeführt.

4.4.1 Hauptelemente

Unter die analysierten Hauptelemente fallen Na, K, Ca, Mg, Cl, S, B (als BO_2), Al, Si (als SiO_2), Mn und Fe(II). Sie wurden per ICP-OES (induktiv gekoppelte Plasma-Atom-Emissionsspetrometrie) vom Hersteller SPECTRO, Gerätetyp ARCOS „in Anlehnung“ an die Vorgaben der DIN EN ISO 11885 (1998) gemessen (schriftliche Mitteilung DEGTJAREV, BGR, 2018).

4.4.2 Spurenelemente

Die Spurenelemente mit Gehalten bis > 20 µg / l sind nach dem gleichen Verfahren und mit dem gleichen Analysegerät wie die Hauptelemente quantifiziert worden. Dies sind bei Gehalten von > 3 µg / l As, B (als BO_2), Be, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Ni, P, Pb, Sc, Si (als SiO_2), Sr, Ti, V, Zn und bei Gehalten von > 20 µg / l As, B (als BO_2), Pb, Si (SiO_2) (schriftliche Mitteilung DEGTJAREV, BGR, 2018).

4.4.3 Spurenelemente in µg – ng – Konzentrationen

Da einige Spurenelemente nach der Messung im ICP-OES unter der Nachweisgrenze und damit mutmaßlich im µg-Bereich oder kleiner vorlagen, wurden die Wasserproben zusätzlich per ICP-MS (induktiv gekoppelte Plasma-Massenspektrometrie) des Herstellers ThermoFischer Scientific, Gerätetyp iCAP TQ ICP-MS untersucht (schriftliche Mitteilung HILSBERG, BGR, 2018). Dabei wurden die Konzentrationen von Cd und Pb bei niedriger Massenauflösung (m/Δ m = 350), Cr, Co, Cu, Ni und Zn bei mittlerer Massenauflösung (m/ Δ m = 3800) sowie As bei hoher Massenauflösung (m/ Δ m = 7500) ermittelt. Gemessen wird nach einer Hausmethode „in Anlehnung“ an die Methode „EPA200.8“ der amerikanischen Umweltbehörde USEPA. Als intern vorgegebener Standard wurden die Elemente Rh, Sc und Tm genutzt (schriftliche Mitteilung HILSBERG, BGR, 2018).

4.4.4 Alkalinität/Säurekapazität

Das in den Wasserproben enthaltene Hydrogencarbonat (HCO_3^-), dass als Anzeiger für die Alkalinität oder Säurekapazität dient, wurde per automatischen Titriersystems des Herstellers Mettler Toledo, Gerätetyp T90 an einem 50 ml Aliquot mittels Titration von 0,05 n HCl auf den Äquivalenzpunkt analysiert. Der pH-Verlauf wird dabei per pH-Einstabmesskette detektiert. Der Vorgang ist angelehnt an die DIN 38409 (1979) und SCHUSTER (2002) (MÜNDLICHE MITTEILUNG DEGTJAREV, BGR, 2018).

4.4.5 Anionen

Mittels Ionenchromatographie (IC) wurden die Anionen-Konzentrationen der Wasserproben ermittelt. Dies umfasst die Anionen von F^-, Cl^-, Br^-, NO_3^-, SO_4^{2-}. Dafür wurde ein Ionenchromatograph des Herstellers DIONEX, Gerätetyp ICS – 3000 genutzt. Während des Analysevorgangs wurde eine Leitfähigkeitsdetektion mit elektrochemischer Suppressor-Tech-

nik mit dem Eluenten KOH eingesetzt. Der Verfahrensvorgang ist an die DIN EN ISO 10304-1 (1995) angelehnt (mündliche Mitteilung DEGTJAREV, BGR, 2018).

4.4.6 TIC, TOC und TNb

Die Analyse des gesamten anorganischen (TIC) und organischen (TOC) Kohlenstoff fand in einem TIC/TOC/TNb-Analysator des Herstellers ELEMENTAR, Gerätetyp highTOC II nach DIN EN 1484 (1997) statt. Die Parameter werden dabei von einem IR-Detektor erfasst (mündliche Mitteilung DEGTJAREV, BGR, 2018).

4.4.7 Ammonium

Der Ammonium-Gehalt wurde photometrisch mit einem Photometer des Herstellers Thermo Scientific, Gerätetyp Evolution 220 in Anlehnung an die DIN 38406 (1983) ermittelt (mündliche Mitteilung DEGTJAREV, BGR, 2018).

5 Ergebnisse

5.1 Beobachtungen

Die folgenden Beobachtungen wurden, soweit nicht anders erwähnt, während der Probenahme dieser Arbeit von Mitte April bis Mitte Juli gemacht. Seit April hielt sich eine durchgehende, klimatisch ungewöhnliche Trockenperiode mit überwiegenden Temperaturen über 20° C und sehr geringen Niederschlagsmengen (s. Kap. 2.2).

Eine Grundwasserneubildung fand in dieser Zeit anhand der in Kap. 2.2 erwähnten klimatischen Wasserbilanz wahrscheinlich nicht oder nur in geringem Umfang statt. Wie bereits DÖRHÖFER (1984) und HERRMANN & RÖHRS (1997) erwähnten, fallen viele Bäche und auch Quellen in niederschlagsarmen Zeiträumen zeitweise komplett oder zum Teil trocken. Im Zeitraum der Probenahme spiegelte sich dies klar wider. So trockneten bereits Mitte April ein großer Teil der Quellen und vier die Helle in ihrem Oberlauf speisende Bachläufe aus (je einer vom Kükenbruch und Appelshüttenborn kommend sowie die beiden Bäche des Mecklenbruchs) (s. Anhang 3). Des weiteren berichten HERRMANN & RÖHRS (1997) von zwei Quellen mit drei Bachläufen südöstlich des Wasserwerks Henkenborn, die durch dessen Fassungen erfasst und dauerhaft trockengefallen sind. Somit sorgt lediglich das überschüssige Wasser des Wasserwerks ganzjährig für eine konstante Wasserführung des oberen Abschnitts der Helle. Die Quellen unterhalb des Petersilienplackens, welche ca. 130 m von der Helle entfernt in einer seeartigen Schwinde in Gesteinen des Unteren Muschelkalks versickern, tragen vermutlich ebenfalls zur Speisung der Helle bei. Darauf lassen sowohl ein durchgehend oberirdisches Fließbett, über das bei relativ hohen Abflussmengen die Helle gespeist wird (mündliche Mitteilung WEBER, 2018) als auch die Verzeichnung eines Fließgewässers, dargestellt in Anhang 1, schließen.

Rund 700 m nordöstlich, nachdem sich die Zuflüsse aus Süden, Nordwesten und dem südwestlich gelegenen Mecklenbruch zur Helle vereinigt haben, befindet sich eine erste Bachschwinde (aufgenommen am 30.4.2018, s. Anhang 3), welche auch VON DEM KNESEBECK (1963) bereits kartierte. Ab hier fällt die Helle bei geringen Abflussmengen erstmals über eine Strecke von ca. 1 km komplett trocken. Wiederbelebt wird sie dort durch die vom westlichen Hang (nahezu) ganzjährig schüttende Lummenborn-Quelle HT35-LB (HGV-

HHM.DE, 2018). Im Bett der Helle angekommen, versickert der Großteil des Wassers 300 m talwärts erneut in einer Bachschwinde, während ein kleiner Teil weiter in Richtung Teufelsborn abfließt. Zu späteren Zeitpunkten versickerte dieses Wasser jedoch komplett und ließ die Helle auf weiteren, in etwa 300 m Fließweg trocken fallen.

Ein drittes Mal wird die Helle am Teufelsborn mit Wasser gespeist. Hier tritt ganzjährig, wenn auch Schwankungen unterliegend, flächenhaft Grundwasser nach Art einer Grundquelle zutage (HT39-TB2). Am 29.6.2018 versickerte jenes Wasser bereits nach 150 m oberirdischen Fließwegs erneut unter wahrnehmbarem Rauschen vollständig im Karst des Grabens. An dieser Stelle scheint die Helle auch zu Zeiten höherer Abflüsse einen Großteil ihres Wassers zu verlieren. So versickerte die Helle in diesem Abschnitt am 29.3.18 noch in der Ortschaft Hellental nach 1,07 km Fließweg ab dem Teufelsborn, am 14.4.2018 nach 1,17 km und am 30.4.2018 nach nur noch 600 m bei jeweils auffallend geringer werdender Wasserführung. Gleichzeitig führt die stillgelegte Brunnenfassung des Teufelsborns (HT39-TB1) ganzjährig Wasser in gut zwei Metern unter GOK.

Ein viertes Mal Wassereinspeisung erhält die Helle auf ihrem letzten Abschnitt bis zu ihrer Mündung in den Spüligbach in Merxhausen im Bereich der alten Försterei südlich von Merxhausen. Hier gibt es, je nach abfließender Wassermenge, bis zu drei unterschiedliche Anlieferungsorte: Das Wasser des westlichen Seitentals Steinlade mit der Kalkofen-Quelle (HT1-KQ und HT1-GQK), dass in der kurz darauf folgenden Bachschwinde komplett versickert, tritt demnach bei hohen Grundwassermengen dort wieder aus. So zumindest ist es in den Topographischen Karten verzeichnet, wäre jedoch in Zukunft beispielsweise durch einen Markierungsversuch zu beweisen. Des weiteren tritt periodisch Wasser aus einer Art Quelltopf hinter der Försterei (HT3-FÖ) über. Hinzu kommen die in einer Reihe aneinandergrenzender Quellen am östlichen Talhang nordöstlich der Försterei (HT4-FH1, HT5-FH2, HT6-FH3). In der Steinlade erfolgt westlich des Buchholz periodisch ein dem Talverlauf folgender oberirdischer Abfluss aus dem Gebiet des Großen Ahrensberges, Rebhai und Pottbusch. Im Oberlauf mit unbekanntem Quellbereich handelt es sich um anthropogene Entwässerungsgräben, zur Steinlade hin folgt es hingegen einem natürlich wirkenden Bachbett, bis es im Übergangsbereich der ausstreichenden weichselzeitlichen Fließerde hin zu den oberflächennah anstehenden Schichten der klüftigen Hardegsen- und Solling-Formationen des Mittleren Buntsandsteins sein Wasser komplett an deren Klüfte zu verlie-

ren scheint. Eine Beobachtung dieser Art machten bereits HERRMANN & RÖHRS (2003) weiter westlich im Bereich Schießhaus. Ein Gerinnebett ist im weiteren Talverlauf der Steinlade nur an vereinzelten Stellen zu erkennen. Im Bereich der Kalkofen-Quelle, die einen Großteil des Jahres aus Klüften der Hardegsen-Formation schüttet, bildet sich erneut ein Bach. Entlang des Fließweges führt er zunehmend Wasser, welches mengenmäßig nicht nur aus der Kalkofen-Quelle stammen kann. Daher wird angenommen, dass hier das zuvor versickerte Wasser des Steinladetals erneut aus einer Grundquelle zutage tritt (der Austritt konnte nicht lokalisiert werden). Etwa 200 m südöstlich der Kalkofen-Quelle verschwindet der sich immer tiefer einschneidende Bach in einer ca. 10 m hohen, trichterförmigen Bachschwinde. Das hier anstehende, ganz offensichtlich verkarstete Gestein ist dem Mittleren Muschelkalk zuzuordnen (LEPPER, 1991; LBEG, 2018). Es wird angenommen, dass das versickerte Wasser – wie in der topographischen Karte (LBEG, 2018) angegeben - im Karst in Richtung der Helle fließt und bei hohem Wasserstand im Karstsystem über den „Quelltopf“ der Grundquelle HT3-FÖ oder das Bachbett wieder zutage tritt.
Ebenso könnte dieser Quelltopf von jenem Wasser gespeist werden, das die Helle an ihrer letzte Bachschwinde am Teufelsborn bzw. bei höherer Abflussmenge weiter talabwärts an den Untergrund verliert. Möglicherweise ist der Quelltopf ein Erdfall. Er ist bei einer Tiefe von 2 m und einem Durchmesser von 10 m trichterförmig aufgebaut und füllt sich bei erhöhten Abflussmengen im Gebiet mit hochdrückendem Grundwasser. Bei ausbleibenden Niederschlägen und Abflüssen hingegen sinkt sein Wasserstand wieder ab und kann über längere Zeit trockenfallen (Augenzeugenbericht KAPITZA, 2018). Diese Annahmen werden durch die Gewässereinzeichnungen auf der TK 25 (LBEG, 2018) bestärkt, nach denen sowohl das Wasser aus dem Steinladetal als auch der Helle an jenem Quelltopf zusammenfließen sollen. Ergänzend sei angemerkt, dass die Helle zu Zeiten höchster Abflussmengen in ihrem gesamten oberirdischen Verlauf Wasser führt und sich an der Försterei mit dem Wasser des Quelltopfes vereint (Augenzeugenberichte KAPITZA & WEBER, 2018).

5.2 Quellenkartierung

Die kartierten Quellen können anhand ihres Schüttungsverhaltens sowie ihrer geographischen und stratigraphischen Position sowohl einem Quellentypen als auch einem Grundwasserleiter zugeordnet werden (s. Anhang 3 und 4). Auch die hydrochemische Zusam-

mensetzung ist ein Indikator für die Zuordnung. Die stratigraphische Einordnung der Quellen erfolgte auf Grundlage der GK 1 : 50.000 (LBEG, 2018), sowie ergänzend und vergleichend mit der GK 4223 Sievershausen (HERRMANN, 1974) sowie der geologischen Wanderkarte Weserbergland (LEPPER & MENGELING, 1990). Durch die im Nord- und Mittelteil des Hellentals nicht mehr zeitgemäße Kartierung der Buntsandsteinschichten auf GK 4123 Stadtoldendorf (GRUPE, 1910) konnten die dortigen Quellen nur den Gesteinsformationen, jedoch nicht den jeweiligen Abfolgen innerhalb der Gesteinsformationen zugeordnet werden.

Eine detaillierte Übersicht aller kartierten Quellen (beprobt wie unbeprobt) ist in Anhang 4 zusammengestellt worden. Die Klassifizierung der Quellen erfolgte nach den in Kap. 4.2 beschriebenen Ausführungen auf Basis der Arbeiten von RICHTER & LILLICH (1975), HÖLTING & COLDEWEY (2013) SOWIE TRESKATIS & TAUCHMANN (2013) und ist ebenfalls in der Anlage 4 einsehbar. Es zeigt sich, dass die Quellen dem Mittleren Buntsandstein aus der Solling-, Hardegsen- und Detfurth-Formation entspringen. Treten sie aus der quartären, in der Regel wenige Meter mächtigen Überdeckung in unmittelbarer Nähe zu den Formationen aus, so stammt das Quellwasser ursprünglich aus diesen jeweiligen Formationen und wurde daher auch diesen zugeordnet (s. Anhang 4, vgl. Profilschnitte). Lediglich der Quellbereich samt Brunnenfassung von HT39-TB1 und HT39-TB2 befindet sich im Unteren Muschelkalk.

Insgesamt konnten 34 Quellen (auch in Form von Brunnen) sowie sechs Nassstellen kartiert werden. Viele weisen anthropogene Veränderungen durch Fassungen und / oder Wegebau auf. Zudem fielen etliche Quellen bereits zu Beginn der Bearbeitungszeit trocken, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der relativ trockenen Witterung (s. Kap. 2.2), und konnten folglich nicht mehr beprobt werden. Einige Quellen ließen auch durch allgemein ungünstige Entnahmebedingungen keine Probenahme zu (bspw. zu geringe Wassermengen oder starke Versumpfung).

5.2.1 Stratigraphische Zuordnung

Quellen des Mittleren Buntsandsteins

Die Quellen treten aus der Solling-, der Hardegsen- und der Detfurth-Formation des Mittleren Buntsandsteins aus. Die meisten Quellen sind dabei der Hardegsen-Formation zuzuordnen (8), gefolgt von der Solling-Formation (4) und der Detfurth-Formation (3). Vereinzelt fließt das Grundwasser über eine kurze Strecke durch die sie überlagernden Ablagerungen des Quartärs, ehe es aus Hangschuttquellen austritt oder für die Ausbildung von Nassstellen sorgt. Da die Grundwässer hauptsächlich die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins oder auch des Unteren Muschelkalks durchströmt haben, in diesen verweilt sind und von ihnen hydrochemisch geprägt wurden, sind die Hangschuttquellen den jeweiligen Formationen unter Angabe der quartären Bedeckung zugeordnet worden.

Quellen des Unteren Muschelkalks

Nur bei dem Brunnen HT39-TB1 und ihrer trocken gefallenen und daher nicht beprobbaren Grundquelle HT39-TB2 handelt es sich, auch der hydrochemischen Analyse nach, um Grundwasser des Unteren Muschelkalks.

Nicht zuzuordnende Quellen

Der Austritt des Mühlenbachs in der Ortschaft Hellental ist keinem Quelltypen zuzuordnen, da die eigentlichen Quellaustritte gefasst und verrohrt wurden und ihre Lage nicht mehr bekannt ist. Die Quellaustritte HT22-VB, HT24-VH, HT48-UVB (kartiert durch VON LUCKWALD ET AL., 1992), HT49-HBR (kartiert von HERRMANN, 1974) und HT50-OT3 konnten, im Falle vom ersten, nicht eingesehen werden und waren im Fall der anderen schlichtweg nicht genau lokalisierbar. Anzeichen auf ihre Existenz gibt es jedoch.

5.2.2 Zuordnung eines Quelltypen

Die Zuordnung der in Kap. 4.2 beschriebenen Quelltypen erfolgte anhand der geologischen Karte und der geologischen Struktur und ist in der Übersichtstabelle von Anhang 4 dargestellt.

Die Quellen HT1-KQ, HT31-PP2, HT35-LB, HT42-OT1 und HT45-HLB befinden sich unmittelbar in den Bereichen der Grabenrandstörungen, an denen ihre Grundwasserleiter enden. Sie treten in etwa an den Punkten aus, wo die sich hangabwärts erstreckenden, geringer

durchlässigen quartären Schichten ihr Grundwasser wie in Abb. 8 stauen können und es dadurch zum Austritt zwingen. Daher sind die Quellen nach Kap. 4.2 und der dafür verwendeten Literatur von RICHTER & LILLICH (1975), HÖLTING & COLDEWEY (2013) sowie TRESKATIS & TAUCHMANN (2013) als Stauquellen zu klassifizieren.

Die Quellen HT4-FH1, HT5-FH2, HT6-FH3, HT14-HB1 (bereits von HERRMANN & RÖHRS, 1997, als solche identifiziert) treten, wie in Abb. 9 dargestellt, dort aus, wo sich die Mächtigkeit der Solling-Formation zum einen verringert, aber zum anderen auch von geringer durchlässigen Schichten überlagert wird. Demzufolge sind sie nach Kap. 4.2 und RICHTER & LILLICH (1975), HÖLTING & COLDEWEY (2013) sowie TRESKATIS & TAUCHMANN (2013) Verengungsquellen.

Die Quellen HT3-VF1, HT7-SOH, HT20-UQ, HT28-VV1, HT30-PP1, HT34-QPP, HT43-OT2, HT44-HW1 und HT46-MR1 treten allesamt aus den quartären Ablagerungen der Hänge des Hellentals, also aus Fließerden oder Hangbildungen aus und sind damit als Hangschuttquellen zu klassifizieren (vgl. Kap. 4.2) (RICHTER & LILLICH,1975; HÖLTING & COLDEWEY, 2013; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013). Quellen im Hangschutt, die jedoch nur vernässt sind, aber keine Schüttung aufweisen, sind dagegen als Nassstellen zu bezeichnen. Dies trifft auf die Kennungen HT25-IMB, HT26-WMB und HT27-VMB zu.

Die Quellen HT1-GQK und HT39-TB2 treten aus den Bachbetten ihrer Bäche aus und sind damit folglich als Grundquellen zu klassifizieren (vgl. Kap. 4.2) (RICHTER & LILLICH,1975; HÖLTING & COLDEWEY, 2013; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013).

Nach HERRMANN (1974) sind die Moore als Überlaufquellen zu bezeichnen. Dies trifft auf HT12-KBR und HT47-MBR zu.

5.3 Grundwasserbeschaffenheit

Anhang 5 und 6 umfassen alle Messwerte der im Gelände ermittelten Vor-Ort-Parameter sowie die Ergebnisse der vom Wasserlabor des Geo-Zentrums Hannover analysierten Wasserproben.

5.3.1 Vor-Ort-Parameter

Bei den gemessenen Sauerstoffkonzentrationen zeigen alle Wasserproben Werte von 8,3 – 11,1 mg/l (Mittelwert: 10 mg/l). In Abgleich mit den Grundwassertemperaturen von 7,9 – 17,2 °C (Mittelwert ohne Ausreißer > 11,6 °C: 9,77 °C) sind alle Wässer in ihrem jeweiligen Temperaturbereich nahe der Sauerstoffsättigung. Lediglich HT20-UQ4 fällt dabei etwas ab (vgl. Abb. 12).

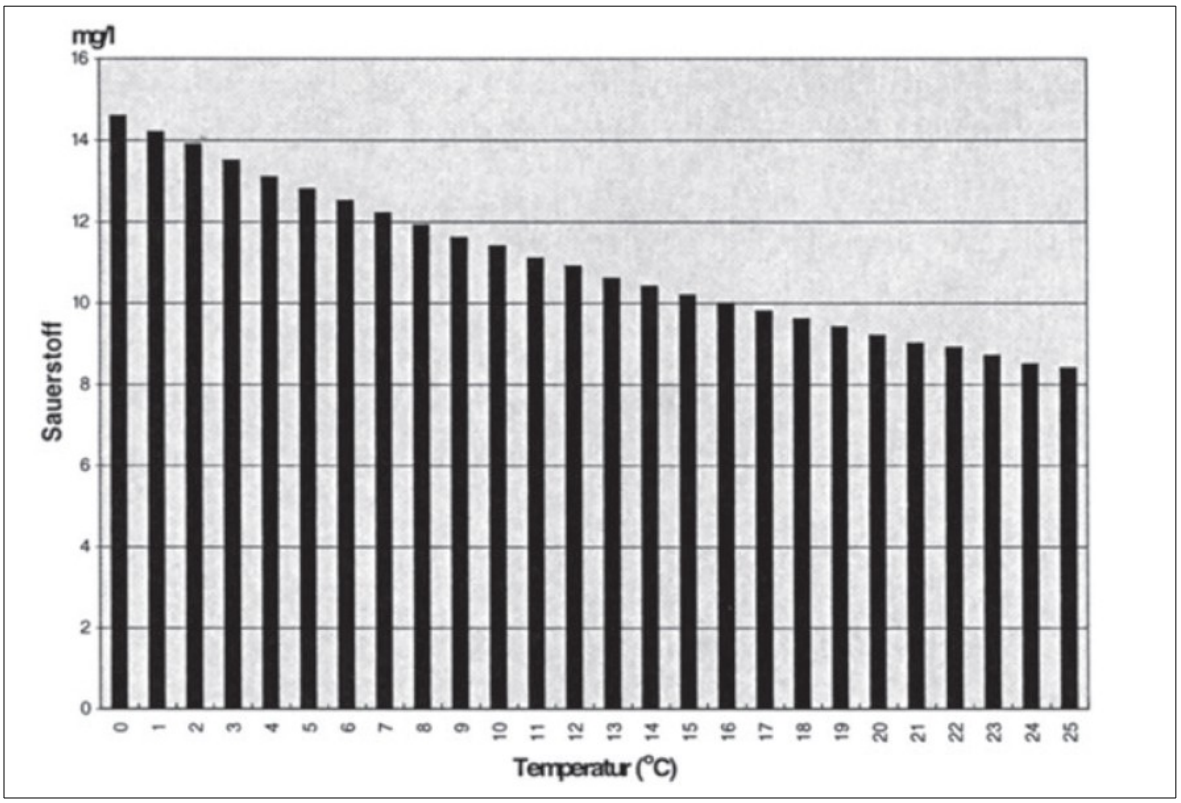


Abbildung 12: Temperaturabhängige Sättigungswerte von Sauerstoff im Grundwasser (VOGELSANG, 1998)

Die Leitfähigkeiten der Wasserproben des Mittleren Buntsandsteins liegen im Bereich von 61,1 – 129,4 µS/cm, im Unteren Muschelkalk des Teufelsbrunnens (HT39-TB1) zeigten sich 302 µS/cm. Nach HÖLTING & COLDEWEY (2013) handelt es sich demnach um süße Grundwässer, deren Leitfähigkeit (bei 25 °C) eine Spanne 30 – 2000 µg/l abdeckt.

Die pH-Werte der Grundwässer aus den Formationen des Mittleren Buntsandsteins liegen überwiegend im (schwach) sauren Bereich zwischen 5,6 – 6,7. Die Proben HT34-QPP (pH 6,9) und HT46-MR1 (7,2) sind hingegen neutral, ebenso wie das Wasser aus dem Unteren Muschelkalk (HT39-TB1: pH 7,4).

Die Messungen der Redoxpotentiale weisen Werte von 358,4 bis 507 mV für alle Proben aus. Das Verhältnis von pH-Werten und Redoxpotenzialen ist in Abb. 13 dargestellt.

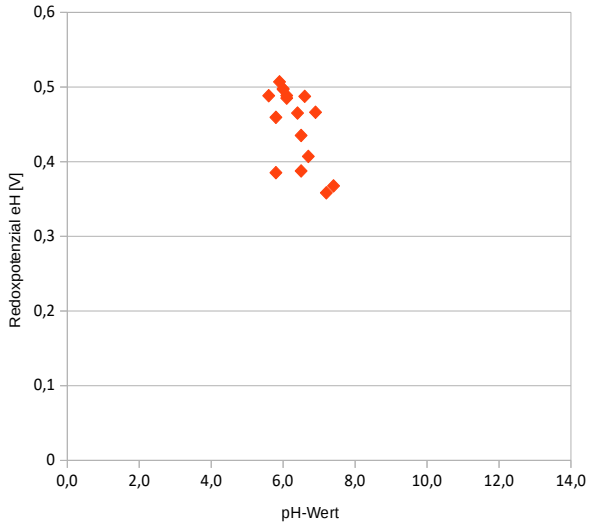


Abbildung 13: pH-Redox-Diagramm der entsprechenden gemessenen Vor-Ort-Parameter

Demnach befinden sich die Werte im Vergleich mit MERKEL & SPERLING (1998) und HÖLTING & COLDEWEY (2013) für Grundwasser noch üblichen Bereich, jedoch auch bereits in Richtung üblicher Werte für Regen- und Flusswasser. Die zusätzliche Ermittlung des rH-Werts nach MERKEL & SPERLING (1998) sowie HÖLTING & COLDEWEY (2013), dargestellt in Anhang 8, weist allen Proben leicht oxidierende Redoxbedingungen zu. Die Berechnung erfolgte mit der Formel:

$$rH = 2 \times (E_H / E_N) + 2 \times pH$$

E_H stellt das Redoxpotential der Wasserprobe [mV] dar, E_N die Nernst-Spannung und pH den pH-Wert der Wasserprobe. Es wurden die von HÖLTING & COLDEWEY (2013) angegebenen Nernst-Spannungen von 56,18 mV für Wasser mit 10 °C verwendet, bei den Proben HT28-VV1 und HT30-PP1 hingegen 57,17 mV (für 15 °C).

5.3.2 Hydrochemische Laboranalyse

Die beprobten Quellen wurden unter Verwendung Geologischer Karten (s. Kap. 5.2) den jeweiligen Gesteinsformationen zugeordnet. Grundwässer, die aus wenigen Meter quartären Überdeckungen (Hangschuttquellen, s. Anhang 4) austreten, wurden jeweils der von

ihnen überdeckten Gesteinsformation des Mittleren Buntsandsteins zugeordnet. Eine Begründung dieser Maßnahme ist Kap. 6. zu entnehmen.

Nach MERKEL & SPERLING (1998) und VOGELSANG (1998) werden alle gelösten Inhaltsstoffe mit Konzentrationen > 5 mg/l als Hauptbestandteile der Wasserprobe eingeordnet, während Stoffe mit Mengen von 1 – 5 mg/l als Nebenbestandteile gelten. Darüber hinaus werden alle Stoffe mit Konzentrationen < 1 mg/l als Spurenelemente bezeichnet. Demnach sind SO_4^{2-}, HCO_3^- und SiO_2 und der anorganische Kohlenstoff sowie überwiegend Na^+, Cl^- und Ca^{2+} Hauptbestandteile, während K^+, Mg^{2+} und NO_3^- nur vereinzelt Haupt-, ansonsten aber Nebenbestandteile sind. Alle anderen Parameter befinden sich im Spurenbereich. KÖLLE (2017) hingegen nutzt eine andere Abgrenzung und unterscheidet zwischen Hauptkomponenten, zu denen u. a. Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, PO_4^{3-}, NO_3^- und NH_4^+ zählen, und Spurenstoffe. Diese Einteilung mit den genannten Stoffen wird ausschließlich für die Aufstellung der folgenden Ionenbilanz genutzt.

5.3.2.1 Ionenbilanz und weitere Plausibilitätskontrollen der Analytik

Die Ionenbilanz zur Überprüfung der Analysewerte auf ihre Plausibilität wurde nach KÖLLE (2017) und WISOTZKY (2018) aufgestellt. Zu ihrer Ermittlung wurden die o. g. Hauptkomponenten verwendet und ihre Konzentrationen von mg/l in mmol(eq)/l umgerechnet. Für Phosphat wurde dabei die Abhängigkeit des pH-Wertes nach KÖLLE (2017) berücksichtigt und für Werte bis 6,5 der Faktor 1,12 verwendet, bei pH-Werten > 6,5 der Faktor 1,5. Anschließend erfolgte die Ermittlung des Ionenbilanzfehlers nach der Formel aus WISOTZKY (2018):

$$\textit{Ionenbilanzfehler [\%]} = (\sum \textit{Kationen} - \sum \textit{Anionen}) / (\sum \textit{Kationen} + \sum \textit{Anionen}) \times 100 \times 0{,}5$$

Die Berechnungen zur Ionenbilanz sind in Anlage 7 enthalten. Ionenbilanzfehler bis 5 % gelten als akzeptabel und werden von sämtlichen Proben nicht erreicht (LFU, 2003, KÖLLE, 2017, WISOTZKY, 2018). Ist die jeweilige Konzentration der Anionen- bzw. der Kationensumme < 1 mmol/l, was auf sechs Proben zutrifft, so sollte der Fehler ≤ 0,1 mmol/l sein (LFU, 2003). Auch dieser Wert wird von den Proben unterboten.

Weitere Plausibilitätsprüfungen WISOTZKYS (2018) bestätigen die Richtigkeit der Wasseranalysen und somit die Arbeit des Wasserlabors. So finden sich keine der Parameterkombinationen aus Abb. 14 (vgl. Anhang 5).

O_2 > 1 mg/l	Fe^{2+} > 0,5 mg/l
O_2 > 1 mg/l	H_2S > 1 mg/l
O_2 > 1 mg/l	NH_4^+ > 2 mg/l
NO_3^- > 5 mg/l	Fe^{2+} > 2 mg/l
pH-Wert < 4,5	HCO_3^- > 50 mg/l
pH-Wert > 6,5 bis 9	Al^{3+} > 1 mg/l
pH-Wert > 6,5 bis 9	Fe^{3+} > 1 mg/l
pH-Wert < 8,5	CO_3^{2-} > 10 mg/l

Abbildung 14: Kombinationen von Parametern in Wasseranalysen, die sich in der Regel ausschließen (Wisotzky, 2018)

Auch die Vergleiche zwischen den Äquivalentkonzentrationen von Anionensumme und Kationensumme (multipliziert mit 100) und den Messwerten der elektrischen Leitfähigkeit entsprechen sich näherungsweise und brachten zwei Vertauschungen von Werten der Leitfähigkeit und des Redoxpotentials bei der Geländearbeit zum Vorschein (Proben HT28-VV1 und HT30-PP1), die offensichtlich jedoch keine Auswirkungen auf den Ionenbilanzfehler und die Analysewerte an sich hatten.

5.3.2.2 Hauptbestandteile

Als Hauptbestandteile werden im Folgenden die analysierten Parameter genannt, die nach MERKEL & SPERLING (1998) und VOGELSANG (1998) als Haupt- oder Nebenanteile gelten, also Konzentrationen > 1mg/l aufweisen: Die Kationen K^+, Na^+-, Mg^{2+}, Ca^{2+}, die Anionen Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, NO_3^- sowie SiO_2 und TIC. Nach KÖLLE (2017) sind u.a. die ebenfalls analysierten Fe^{2+}, Mn^{2+}, NO_2^- und NH_4^+ zwar ebenfalls als Hauptkomponenten zu betrachten, jedoch treten diese genannten zum einen nur in Spuren auf (< 1 mg/l) oder lagen unter der Nachweisgrenze (s. Anhang 5 und 6), zum anderen zeigen Sie sich vor allem unter reduzierenden Bedingungen, welche die Grundwässer nicht aufweisen (Abb. 13) und werden daher an dieser Stelle nicht mitbetrachtet.

Somit bieten sich hauptsächlich Betrachtungen der Kationen (K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}) und Anionen (Cl^-, SO_4^-, HCO_3^-, NO_3^-) in ihren absoluten und relativen Verhältnissen zueinander an, die in Anhang 9 dargestellt sind. Hierbei wird jeweils zunächst auf die drei beprobten Formationen des Mittleren Buntsandsteins eingegangen.

Dort zeigt sich bei den Kationen Ca^{2+} mit überwiegenden Anteilen von ca. 40 – 50 % und höher als dominant, gefolgt von Na^+ (ca. 20 – 30 %), Mg^{2+} (ca. 15 – 20 %) und K^+ (ca. 3 – 10 %). Diese Rangfolge gilt auch für die Probe HT39-TB1 aus dem Unteren Muschelkalk. In der Betrachtung der absoluten Werte (s. Tab. 1) hebt dieser sich jedoch bei den Gehalten von K^+, Mg^{2+} und vor allem Ca^{2+} von den anderen Proben ab. Die Formationen des Mittleren Buntsandsteins hingegen unterscheiden sich in ihren absoluten Kationengehalten kaum.

Tabelle 1: Wertebereich der absoluten Stoffkonzentrationen der Kationen in den beprobten Grundwasserleitern

Grundwasserleiter	**K^+**	**Na^+**	**Mg^{2+}**	**Ca^{2+}**
	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Solling-Formation (n = 4)	1,1 -1,3	3,9 – 6,3	1,2 – 3,9	4,6 – 9,6
Hardegsen-Formation (n = 8)	0,8 – 1,4	3,2 – 6,7	1,7 – 4, 9	5,7 – 11,7
Detfurth-Formation (n = 3)	0,9 – 1,2	3,7 – 5	2,7 – 4,8	6,9 – 11,3
Unterer Muschelkalk (n = 1)	9,0	5,7	7,2	47,6

Bei Betrachtung der Anionen aus den beprobten Formationen des Mittleren Buntsandsteins fällt HCO_3^- mit überwiegenden Anteilen von ca. 35 – 50 % auf, teilweise werden sogar 60 % erreicht und übertroffen. Es folgen überwiegende Anteile an SO_4^- von ca. 20 – 40 %. Cl^- und NO_3^- beschränken sich überwiegend auf je 7 – 15 %, vereinzelt auch über bzw. bis 20 %. Im Vergleich der absoluten Konzentrationen (s. Tab. 2) sind die Spannen relativ ähnlich, wobei 30 mg/l Unterschied im HCO_3^--Wert der Hardegsen-Formation vergleichsweise hoch sind. Außerdem fällt auf, dass die Solling-Formation generell etwas erhöhte Konzentrationen an Cl^- aufweist. Im Vergleich zur Probe HT39-TB1 des Unteren Muschelkalks zeigt sich an den Werten für Cl^-, SO_4^- und HCO_3^-, dass diese auch hier höher mineralisiert ist.

Tabelle 2: Wertebereich der absoluten Stoffkonzentrationen der Anionen in den beprobten Grundwasserleitern

Grundwasserleiter	**Cl^-**	**SO_4^{2-}**	**HCO_3^-**	**NO_3^-**
	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Solling-Formation (n = 4)	7,3 – 11,5	5 – 15,5	9,4 – 21,4	3,9 – 5,9
Hardegsen-Formation (n = 8)	3,4 – 6,9	11,5 – 19,6	7,7 – 40,6	2,1 – 9,7
Detfurth-Formation (n = 3)	3,4 – 5,6	12,3 – 16,1	15,3 – 31	3,6 – 8,9
Unterer Muschelkalk (n = 1)	12,0	25,7	142,0	6,2

Die Kieselsäure (SiO_2) liegt im Grundwasser undissoziiert vor, spielt für Wasseranalysen und deren Auswertung jedoch eine untergeordnete Rolle (DVWK, 1993; KÖLLE, 2017). Gleiches gilt für den organischen Kohlenstoff (als NPOC analysiert) sowie die gelösten Gase von CO_2 (als TIC) und N_2 (als Tn_b), die daher nicht eingehender besprochen werden (DVWK, 1993).

5.3.2.3 Spurenstoffe

Als Spurenstoffe gelten nach MERKEL & SPERLING (1998) und VOGELSANG (1998) alle gelösten Bestandteile, deren Stoffkonzentration < 1 mg/l ist. Dies trifft auf die Analysewerte der gelösten Bestandteile von Fe(II), Mn, NH_4, NO_2, Br, F, PO_4, Al, Ag, As, BO_2, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Li, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sr, Ti, Tl, U, V und Zn zu. Teilweise konnten diese nur in vereinzelten Proben nachgewiesen werden, während Bi, Ge, Mo, Sc, Te und Th komplett unter der Nachweisgrenze liegen. Eine komplette Übersicht ist Anhang 6 zu entnehmen.

6 Diskussion

6.1 Quellenkartierung

Nach COLDEWEY & GÖBEL (2015) sind Quellen aus hydrogeologischen Aspekten nach ihrer Quellschüttung, ihrem Quellmechanismus, der Art des Grundwasserleiters, der geologischen Struktur, ihrer Temperatur und ihrer Hydrochemie typisierbar. Da bei allen Quellen (HT39-TB1 teilweise ausgenommen) der Quellmechanismus (hydrostatischer Druck), die Art des Grundwasserleiters (geklüftete Gesteines des Mittleren Buntsandsteins, teilweise mit wenige Meter mächtiger quartärer Bedeckung), ihre Temperatur und ihre Hydrochemie gleich oder sehr ähnlich sind, wurde bei ihrer Klassifizierung der Schwerpunkt auf die durch die geologische Struktur beeinflusste Austrittsart sowie ihre Quellschüttung gelegt. Die zusätzliche Beobachtung der Quellschüttung zur Unterscheidung von intermittierenden und (möglicherweise) perennierenden Quellen diente letztendlich dem Beleg der Witterungsabhängigkeit, tiefreichenden Klüftung, der kleinen Größe des Einzugsgebietes und der Speisung der Quellen aus stark niederschlagsabhängigen, schwebenden Grundwasserstockwerken nach DÖRHÖFER (1984 & 1991) und HERRMANN & RÖHRS (1997).

Im Zuge der Quellenkartierung erwiesen sich einige Umstände als problematisch. So fielen bereits zu Beginn der Bearbeitungszeit im April etliche Quellen dauerhaft trocken (s. Anhang 4 und Kap. 5.1), sodass weder eine Quellschüttung gemessen noch eine Wasserprobe entnommen werden konnte. Grund dafür sind die vergleichsweise kleinen unterirdischen Einzugsgebiete der die Quellen speisenden, schwebenden Grundwasserstockwerke. Nach COLDEWEY & GÖBEL (2015) sind diese auch als lokale Grundwasserleiter zu verstehen, die als besonders niederschlagsabhängig gelten und die durch kurze Verweilzeiten im Grundwasserleiter die in dieser Arbeit nachgewiesenen, geringen Mineralisierungen aufweisen (s. Kap. 6.2.3). Diese schwebenden Grundwasserstockwerke reichen aufgrund des überwiegend dem Grabenbruch abgewandten Schichteinfallens maximal bis zur Einzugsgebietsgrenze der Helle (s. Anhang 1 und Profilschnitte), tendenziell sind sie – wie von DÖRHÖFER (1984) in Bezug auf das defizitäre Abflussverhalten der Bäche angeführt - noch kleiner und orientieren sich somit von Einzugsgebiet der Helle weg, näher an die Störun-

gen des Grabenbruchs. Dies lassen auch Schutzgebietsausweisungen für benachbarte Trinkwasserbrunnen wie von KLEEFELDT (1987) für den Bereich um die Bohrung Hellental Solling P7 (BID: 4123 HY 79) und HERRMANN & RÖHRS (1997 & 2003) für die Bereiche Henkenborn bzw. Vogelherd anklingen lassen. Ebenso haben sich die vergleichsweise geringen Niederschlagsmengen seit April (s. Kap. 2.2) negativ auf die Quellschüttungen ausgewirkt, da die Grundwasserneubildung, die im Zeitraum der Probename praktisch zum Erliegen kam, und insbesondere Quellen mit kleinen Einzugsgebieten von Niederschlägen abhängig sind (HÖLTING & COLDEWEY, 2013, TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013). Als ungünstig erwies sich zudem die Tatsache, dass viele Quellen durch anthropogenen Einfluss, z. B. durch den Bau von Fassungen, Wegen und Gräben, stark verändert wurden (s. Anhang 4). So war vielerorts der eigentliche Quellmund nicht einsehbar, sodass vereinzelte Quellen – wenn überhaupt - per Interpretation klassifiziert werden mussten. Beispielsweise sei der Lummenborn (HT35-LB) genannt, dessen Austritt direkt unterhalb eines Weges mit einer Mauer aus Buntsandstein-Platten gefasst ist und auf Geröll der quartären Hangbildung hangabwärts fließt. Aufgrund seiner stratigraphisch-topographischen Position könnte es sich hier um eine Schichtquelle aus der Basis untersten Hardegsen-Abfolge über der Wechselfolge des Detfurther Tons handeln, oder aber – was durch die südwestlicher gelegenen Quellen innerhalb der Detfurth-Formation und die tiefreichende Gesteinsklüftung entlang des Grabenbruchs wahrscheinlicher ist – um eine Stauquelle an der Grenze zur geringer durchlässigen Hangbildung. Dieser Umstand führte letztendlich dazu, dass sich im Zweifelsfall nach der in Kap. 4.2 beschriebenen Quellenklassifizierung für eine Zuordnung zum Typ Stau- oder Verengungsquelle und gegen die Schichtquelle entschieden wurde.

6.1.1 Stauquellen

Im Hellental treten diese Quellentypen im Bereich der Störungen des Grabenbruchs auf (vgl. Anhang 3 und 4). Dort enden die grundwasserleitenden Gesteine des Mittleren Buntsandsteins an quartären Ablagerungen (Fließerden, Hangbildung, Schutt-Fazies) mit geringerer Durchlässigkeit (vgl. Kap. 3.5.5 nach REUTTER, 2011). Diese wiederum überdecken die Grabenfüllung und die Störungen des Grabenbruchs. Die Quellen dieses Quellentypen zeigen sowohl (möglicherweise) perennierende als auch intermittierende Schüttung. Sie werden aus schwebenden Grundwasserstockwerken gespeist, die sich auf den niederschlags-

reichen Höhenzügen des westlichen Grabenrandes gebildet haben und dort zum einen in Richtung des Hellentaler Grabenbruchs entwässern, zum anderen die überwiegend intermittierenden Quellen und Moore des nordwestlichen Sollings speisen (DÖRHÖFER, 1984, KLEEFELDT, 1987; HERRMANN & RÖHRS, 2003).

6.1.2 Verengungsquellen

Als Verengungsquellen werden die Quellen am nördlichen Ende des Hellentaler Osthangs eingestuft (HT4-FH1, HT5-FH2, HT6-FH3). Dort steht die Solling-Formation an, die nach Norden hin oberflächlich ausstreicht, während ihr unterer Abschnitt von quartären Ablagerungen überlagert wird. Dadurch wird der Fließquerschnitt verengt. Das Grundwasser tritt dort über eine mehrere Zehner Meter lange, SW-NE-streichende Quellenlinie direkt aus einer Vielzahl von Klüften aus. Begünstigt wird sie vom flachen, nordöstlichen Schichteinfallen nach Nordosten, das die Quellenlinie schneidet, sowie dem mit teilweise über 50° senkrecht dazu einfallendem Hang (HEDEMANN, 1957; LEPPER, 1979; LBEG, 2018). Auffällig ist, dass die nordöstlichste und topographisch am tiefsten gelegene Quelle (HT4-FH1) Mitte Juli als einzige dieser Quellenlinie noch schüttete.

Ebenfalls um Verengungsquellen handelt es sich nach HERRMANN & RÖHRS (1997) im Bereich des Wasserwerks Henkenborn. Dies trifft nicht nur auf die zur Trinkwassergewinnung in drei Fassungen gefassten Quellbereiche zu, sondern auch auf die Quellen HT17-UQ1, HT18-UQ2, HT19-UQ3 im Nahbereich des Wasserwerks (HT14-HB1). Sie befinden sich im Übergangsbereich der Solling-Formation zur Überdeckung durch weichselzeitliche Fließerden. Wenngleich sie keine ganzjährige Schüttung aufweisen und auch durch ihre starke Versumpfung keine Probenahme möglich war, so sind sie jedoch dauerhaft vernässt und somit zeitweise als Hangschuttquellen oder als Nassstellen einzuordnen.

Eine weitere Verengungsquelle stellt der Appelshüttenborn (HT11-AP) dar. Sie ist an der Überdeckungsgrenze der Hardegsen-Formation durch weichselzeitliche Fließerde positioniert, was auch HERRMANN & RÖHRS (1997) zu dieser Typisierung veranlasste. Es wird auch erwähnt, dass eine Kombination aus Verengungs- und Schichtquelle möglich wäre, da HERRMANN (1974) den Appelshüttenborn ursprünglich als Schichtquelle einstufte. Diese Einschätzung ist nach heutigem Stand jedoch nicht zu belegen, da der unmittelbare Quellbereich durch Fassung mit Buntsandsteinplatten und der Anlage eines Forstwegs und

zweier Tümpel stark anthropogen verändert wurde. Zudem kann nach HERRMANN & RÖHRS (1997) angenommen werden, dass die Hardegsen-Formation wegen des Vorkommens mehrerer Störungen in diesem Gebiet stark geklüftet ist und ein zusammenhängendes, wenn auch nicht durchweg gleichmäßig gut wasserleitendes Grundwasserstockwerk darstellt. Ein Beleg dafür ist das Fehlen von Schichtquellen, zu deren Entstehung grundwasserstauende Schichten notwendig sind (HERRMANN & RÖHRS, 1997; TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013). Für die Appelshüttenborn-Quelle bedeutet dies, dass nur ein Teil des Grundwassers dort austritt, während der Rest im Gesteinsverbund versickert und unterhalb der quartären Bedeckung in Richtung Helle abfließt. Ihre intermittierende Schüttung (bereits Mitte April trocken gefallen und damit nicht beprobbar) ist mit ihrem kleinen Einzugsgebiet, der anhaltenden Trockenheit (s. Kap. 2.2) und ihrer relativ hohen topographischen Lage auf der Hochfläche der Großen Blöße zu erklären (TRESKATIS & TAUCHMANN, 2013).

6.1.3 Hangschuttquellen und Nassstellen

Die Hangschuttquellen und Nassstellen des Untersuchungsgebiets befinden sich, wie der Großteil der anderen Quellentypen auch, im Bereich der Hauptstörungen des Hellentaler Grabenbruchs, jedoch unter der quartärzeitlichen Bedeckung von Fließerden, Hangbildungen und Niederterrassen (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Dieser Umstand sowie ihre ähnliche Grundwasserbeschaffenheit im Vergleich zu den Quellen des Mittleren Buntsandsteins legen nahe, dass sie im Grunde verlagerte, überdeckte Austritte von Verengungs- oder Stauquellen darstellen. Anders als bei diesen tritt ihr aufgestautes Grundwasser jedoch nicht an den Schichtgrenzen über, sondern durchfließt Bereiche mit höheren Wasserleitfähigkeiten innerhalb der jeweiligen quartären Ablagerungen und tritt, im Fall von Hangschuttquellen, aus diesen aus (HERRMANN, 1974; LBEG, 2018). Diese Bereiche erhöhter Wasserleitfähigkeiten innerhalb der quartären Ablagerungen sind unterhalb mehrerer Hangschuttquellen (wie HT43-OT2, HT34-QPP) als Sickerstellen wiederzuerkennen. In allen den hier genannten quartären Ablagerungen sind grobkörnige und damit gut grundwasserleitende Komponenten enthalten, die auch im unmittelbaren Quellbereich aller Hangschuttquellen gefunden werden konnten.

Die Quelle HT20-UQ4 tritt am Fuße eines gut 5 m hohen Abhangs unmittelbar östlich der Helle aus (s. Anhang 3) und wurde bereits von HERRMANN (1974) erfasst, jedoch nicht beschrieben. Die hydrochemische Ähnlichkeit mit der Grundwasserprobe des Henkenborns (HT14-HB1), ihre geringe, möglicherweise perennierende Quellschüttung und das vereinzelte Vorkommen von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins in diesem Bereich lassen darauf schließen, dass jene hier geringmächtig von der Fließerde überdeckt sind und der Quellaustritt dadurch begünstigt wird. Da sowohl die GK 25 als auch GK 50 (LBEG, 2018) hier zwischen dem Quellaustritt und der Hardegsen-Formation eine Störung anzeigen, stellt diese offenbar – ähnlich wie im Fall der Abschiebungsstörung zwischen Solling- und Hardegsen-Formation südwestlich des Wasserwerks Henkenborn (HT14-HB1) (HERRMANN & RÖHRS, 1997) – einen hydraulischen Kontakt für eine freie Grundwasserbewegung zwischen der hangenden Hardegsen-Formation und dem liegenden, nicht näher identifizierten Gesteinsblock des Mittleren Buntsandsteins dar. Zusammenfassend liegt der Schluss nahe, dass die Hangschuttquelle HT20-KQ zu den Verengungsquellen des Henkenborn gehört.

Die Quelle HT24-VH südlich des Vogelherds konnte nicht identifiziert werden, ist jedoch sowohl auf der TK 25 (LBEG, 2018) als auch auf der geologischen Karte HERRMANNS (1974) verzeichnet. Der Bereich dieser Quelle war jedoch im April stark vernässt und versumpft. Flächenhaft unter Vegetation austretendes Wasser sammelte sich in einem anthropogen angelegten Entwässerungsgraben, dessen Bett in nordöstliche Fließrichtung in aufgeschlossene Gesteine der Hardegsen-Formation übergeht. Jenes Wasser versickerte am 14.4.2018 und 30.4.2018 vollständig in dessen Klüften (s. Anhang 3), wobei sich die Schwinde bis zur späteren völligen Austrocknung gerinneaufwärts verschob. Fraglich ist, ob das versickerte Wasser in den Folge erneut, z. B. an der Quelle HT45-HLB erneut austritt. Nach HERRMANN & RÖHRS (2003) ist auch ein unterirdischer Abfluss aus dem Arbeitsgebiet heraus Richtung Nordwesten möglich.

Die Quellen HT28-VV1 und HT30-PP1 treten aus Fließerde aus und sind oberflächlich ca. 100 m voneinander entfernt (s. Anhang 3). Obwohl das Einzugsgebiet von HT28-VV1 im Wesentlichen in der Hardegsen-Formation zu erwarten ist und das von HT30-PP1 in der Detfurth-Formation, ist die Hydrochemie beider Proben sehr ähnlich. Ihrer perennieren-

den Schüttung und ihrer direkten Nachbarschaft zu den Stauquellen HT31-PP2 und HT45-HLB und der Grabenrandstörung nach zu urteilen, dass es sich bei diesen Quellen um von Fließerde überdeckten Stauquellen im eigentlichen Sinne handelt. Auch ihre Hydrochemie ähnelt den genannten Stauquellen stark.

6.1.4 Schichtquellen

Schichtquellen konnten, anders als in den anderen Gebieten des Sollings (HERRMANN, 1974; HERRMANN & RÖHRS, 2003), nicht kartiert werden, obwohl die Voraussetzungen dafür durch anzunehmendes, flächenhaftes Ausstreichen von geringleitenden Gesteinsschichten (Tonige Zwischenschichten, Hardegsen-Wechselfolgen) durchaus gegeben sind. Zum einen sind die im nördlichen und mittleren Hellental nicht auskartierten Schichtgrenzen innerhalb der Formationen, zum anderen die schlechten Aufschlussverhältnisse der Gesteine samt deren Überdeckung durch quartäre Schichten ein Grund. Aber auch die anhaltend trockene Witterung, die in Verbindung mit geringer und diskontinuierlicher Speisung aus relativ kleinen, schwebenden Grundwasserstockwerken zum raschen Austrocknen dieser Quellentypen führt. Hinzu kommt das relativ geringe Retentionsvermögen der geklüfteten Buntsandsteine sowie zusätzlich am Osthang das Einfallen derer in Richtung des Sollingrands, die zum einen eine Versickerung (mindestens) bis in die Detfurth-Formation ermöglichen (Quellen HT30-PP1, HT31-PP2, HT34-QPP) und die Hauptgrundwasserleiter am Sollingrand alimentieren.

6.1.5 Versickerungen

Da die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins im Solling, insbesondere im Bereich der Aufwölbung und von Störungen und somit im Bereich des Grabenbruchs als besonders gut und tiefgreifend geklüftet gelten (u. a. HEDEMANN, 1957, DÖRHÖFER, 1984, HERRMANN & RÖHRS, 1999), sind ihnen nach HÖLTING & COLDEWEY (2013) gute Infiltrationseigenschaften für die fallenden Niederschläge zuzuschreiben. Diese beruhen nach HEDEMANN (1957) und HÖLTING & COLDEWEY (2013) auch auf den überwiegend als Zerrungsklüften ausgebildeten Kluftsystemen der Gesteine. Dies begründet zudem die vielerorts nach DÖRHÖFER (1984) defizitären Abflussmengen vieler Bäche des gesamten Nordwest-Sollings.

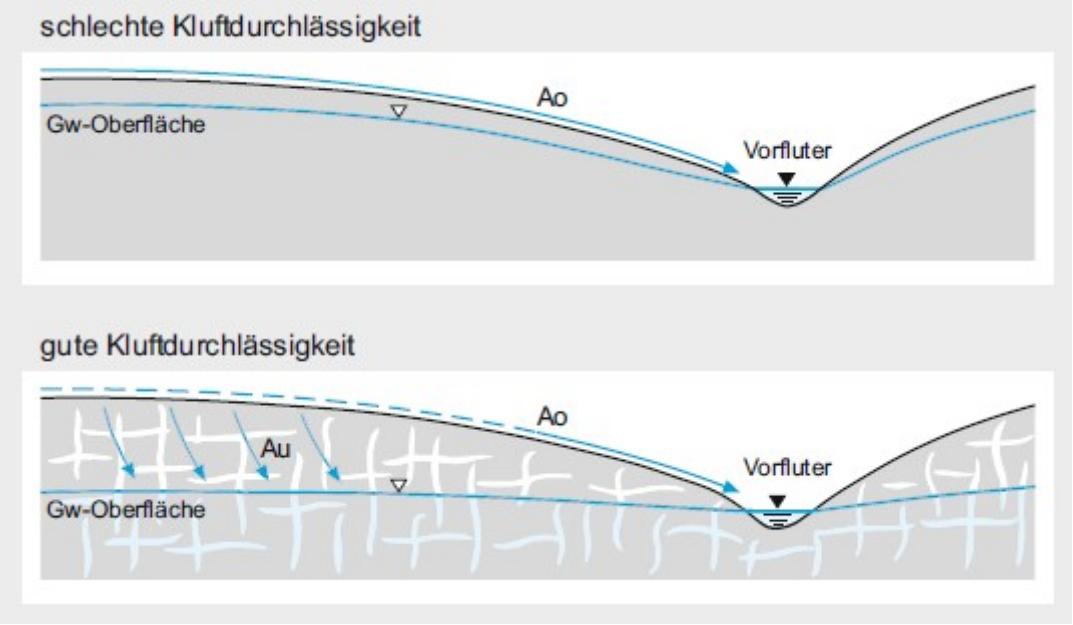


Abbildung 15: Abfluss- und Versickerungsverhalten in Abhängigkeit von der Klüftigkeit (HÖLTING & COLDEWEY, 2013)

Dieses Infiltrationsvermögen kann im Fall des Hellentals von der obersten Abfolge der Hardegsen-Formation bis (mindestens) in die Detfurth-Formation reichen, trotz mehrerer potenziell grundwassergeringleitenden bis stockwerkstrennenden Schichten innerhalb der Wechselfolgen beider Formationen. Diese Eigenschaft erbringt einerseits auch den erklärenden Ansatz, weshalb es in den höheren Lagen des Hellentals keinerlei Austritte an Schichtgrenzen (Schichtquellen) gibt, sondern das schwebende Grundwasser erst in tieferen Hanglagen an geringdurchlässigen, quartären Schichten über Stau- und Verengungsquellen, sowie diese Quelltypen teils überdeckenden Hangschuttquellen austritt. Gleiches gilt für die Versickerung in der Grabenfüllung des Muschelkalk. Andererseits erklärt es auch den geringen, von DÖRHÖFER (1984) als defizitär beschriebenen oberirdischen Abfluss.

Weitere Anhaltspunkte für die gute Versickerungsfähigkeit liefert eine schriftliche Mitteilung der STADTWERKE STADTOLDENDORF (2010). Dort heißt es, dass huminstoffreiches, getrübtes Wasser aus dem Abfluss des Niedermoors Kükenbruch in die östlichste Quellfassung des Wasserwerks Henkenborn eintrat. Derartig getrübtes Wasser konnte in jenem Bachlauf auch zu Beginn der Bearbeitungszeit dokumentiert werden. Auch an diesem Beispiel zeigt sich, dass der Bach, ähnlich jenem in den Bereichen Steinlade und Vogelherd, Wasser

an sein vom quartären Deckschichten befreites Bachbett aus geklüfteten Buntsandstein-Abfolgen abgibt (vgl. Abb. 15), welches von dort aus dem Grundwasser zufließt und andernorts an Quellen (bzw. in diesem Fall in einer Quellfassung) erneut austritt. Die Untersuchung dieser Verhältnisse wäre an mehreren Stellen des Arbeitsgebietes, zum Beispiel mittels Markierungsversuchen, eine Aufgabe für die Zukunft.

6.2 Diskussion der Grundwasserbeschaffenheit

Generell wurden die aus Hangschuttquellen entnommenen Proben der jeweiligen nächstgelegenen Mittleren Buntsandstein-Formation zugeordnet und werden in diesem Kapitel zusammengefasst diskutiert. Zwar schütten diese Quellen aus quartären Ablagerungen (Fließerde, Hangbildung), jedoch bestehen diese nach HERRMANN (1974) und der GK 50 des LBEG (2018) überwiegend aus den anstehenden Gesteinsformationen. Das Grundwasser tritt aus diesen in die quartären Ablagerungen über, wo sie nach vergleichsweise kurzer Fließstrecke und Verweildauer wieder austreten. Zudem erscheint die genannte Maßnahme anhand der in Anhang 5 und 6 dargestellten, sehr ähnlichen Grundwasserbeschaffenheit aller Proben der Mittleren Buntsandstein-Formationen gerechtfertigt, nicht zuletzt auch wegen der durch die trockene Witterung verursachten geringen Probenanzahl.

6.2.1 Vor-Ort-Parameter

Wie bereits in Kap. 5.3.1 beschrieben, liegen die Messwerte des Sauerstoffs im Nahbereich der Sättigungsgrenze (VOGELSANG, 1998). Damit handelt es sich generell um oxidierte Grundwässer (LAWA, 1993). MATTHESS (1990) und VOGELSANG (1998) zeigen zudem auf, dass die Messwerte innerhalb der Spanne normaler Gleichgewichtswerte von Grundwässern zwischen 6 – 12 mg/l O_2 liegen. Mit Blick auf die gemessenen Redoxpotentiale sind die Wässer schwach oxidierenden Bedingungen zuzuordnen (SPERLING & MERKEL, 1996; HÖLTING & COLDEWEY, 2013).

Die ermittelten Grundwassertemperaturen von 14 der 16 Proben lagen bei 7,9 – 11,6 °C. Nach WISOTZKY (2018) liegt der Temperaturbereich oberflächennaher Grundwässer zwischen 9 – 14 °C, dem entsprechen zwölf der gewonnen Proben. Eine genaue Bestimmung anhand der Temperaturen sollte jedoch vermieden werden, da einige Quellen und Quellwässer bei ihrer Beprobung dauerhafter Sonneneinstrahlung bei Temperaturen von über

20 °C (im Schatten) ausgesetzt waren. Zudem konnten die Temperaturen nicht direkt am Quellaustritt gemessen werden, sondern in der Regel erst einige Minuten nach der Wasserentnahme, sodass davon auszugehen ist, dass die eigentlichen Grundwassertemperaturen generell niedriger sind. Die Probe HT46-MR1 (17,2 °C) stammt beispielsweise aus einem Metallrohr, dass sich durch Sonneneinstrahlung über mehrere Meter vom eigentlichen Brunnen weg erhitzt hat.
Die im Feld ermittelten elektrischen Leitfähigkeiten entsprechen generell süßen Grundwässern (MATTHESS, 1990; HÖLTING & COLDEWEY, 2013). Sämtliche Wässer der Mittleren Buntsandstein-Formationen sind sehr schwach mineralisiert, die Probe des Unteren Muschelkalks gilt als schwach mineralisiert (HÜTTER, 1994). Nach KÖLLE (2017) handelt es sich durchweg um mineralstoffarme Grundwässer.

Die mehrheitlichen pH-Werte von 5,8 – 6,7 sind nach BAUMANN & WAGNER (1993) typisch für Grundwässer des Mittleren Buntsandsteins. Dies zeigt sich auch beim Vergleich in Tab. 4 des Kap. 6.2.3.

Generell entsprechen die Messwerte der Vor-Ort-Parameter der Mittleren Buntsandstein-Formationen jenen von HOPPE (2018) aus dem benachbarten Hildesheimer Wald. Lediglich die fast durchweg höheren elektrischen Leitfähigkeiten zeigen eine höhere Mineralisierung der Grundwässer an.

6.2.2 Abgleich mit Grenz- und Schwellenwerten

Sämtliche Messwerte der gewonnenen Proben wurden mit den Schwellenwerten der GRUNDWASSERVERORDNUNG (2010) und den Grenzwerten der TRINKWASSERVERORDNUNG (2018) abgeglichen. Weder die Schwellenwerte noch die Grenzwerte werden von den Grundwasserproben erreicht. Bei einem Abgleich mit den Geringfügigkeitsschwellenwerten (GFS-Werte) zur Beurteilung von lokal begrenzten Grundwasserveränderungen wurden jedoch Überschreitungen festgestellt (LAWA, 2016). So liegt im Rohwasser des Wasserwerks Henkenborn (HT14-HB) die Konzentration von Cu ca. um ein vierfaches über dessen GFS-Wert von 5,4 µg/l sowie der GFS-Wert von Pb (1,2 µg/l) um das doppelte darüber. Des weiteren liegen einige Werte für Ba im Bereich des GFS-Wertes (HT7-SOH, HT35-LB) oder übertreffen ihn um ca. 20 µg/l (HT34-QPP). Auf diese genannten Schwellenwertüberschreitungen wird im Kap. 6.2.4 noch genauer eingegangen. Eine weitere GFS-Überschreitung liegt im

Teufelsbrunnen (HT39-TB1) vor, bei dem der GFS-Wert von 60 µg/l um das dreifach übertroffen wird. Dies liegt nach Ansicht des Autors an der einmaligen und alternativlosen Verwendung eines Zinkeimers zur Probenahme.

6.2.3 Analysierte Stoffkonzentrationen

Generell ist die Konzentration von gelösten Stoffen in Grundwässern von mehreren Faktoren abhängig. Dazu zählen Einträge aus der Versickerung von Niederschlägen sowie aus anthropogenen Einflüssen, die Verweildauer im jeweiligen Grundwasserleiter und dessen geogenen Hintergrundgehalten von Stoffen. Hinzu kommen die sich im Grundwasserleiter zutragenden Wechselwirkungen zwischen Gesteinen und Grundwasser sowie den Wasserinhaltsstoffen selbst (HÖLTING, 1982; MATTHESS, 1990; VOGELSANG, 1998; KÖLLE, 2017; WISOTZKY, 2018).

Ein Abgleich der Regenwasserzusammensetzung über Mitteleuropa in Tab. 3 nach VOGELSANG (1998) mit Mittelwerten der Hauptbestandteil-Konzentrationen der beprobten Grundwässer zeigt näherungsweise auf, dass die Niederschläge teilweise erheblichen Anteil an der chemischen Beschaffenheit des Grundwassers im Hellental haben.

Tabelle 3: Regenwasseranteil an Konzentrationen von Hauptbestandteilen des Grundwassers aus den Mittleren Buntsandstein-Formationen (nach VOGELSANG, 1998)

	Kationen [mg/l]				**Anionen** [mg/l]				**pH**
	K^+	**Na^+**	**Mg^{2+}**	**Ca^{2+}**	**Cl^-**	**SO_4^{2-}**	**SiO_2**	**NO_3^-**	
Regen	0,4	1,4	0,4	2,1	3,5	2,2	0,2	0,4	5,5
Grundwasser-Proben (n = 15)	1,1	4,9	3,4	9,0	6,1	14,0	8,3	5,8	6,3
Anteil Stoff-konzentration Regenwasser [%]	36,4	28,6	11,8	23,3	57,4	15,7	2,4	6,9	-

Da die Einzugsgebiete der Quellen vorwiegend bewaldet und nur forstwirtschaftlich, jedoch so gut wie gar nicht landwirtschaftlich genutzt werden, sind anthropogene Einträge aus diesem Sektor in den Wasserproben praktisch nicht vorhanden und somit vernachlässigbar. Einen guten Hinweis darauf liefern die Analysewerte von Nitrat (2 – 10 mg/

l), die zum einen den Werten von BAUMANN & WAGNER (1993) von < 10 mg/l entsprechen, zum anderen die von MATTHESS (1990) und vom DVWK (1993) angegebenen 20 mg/l als Grenze zum anthropogenen Einfluss klar unterbieten und damit im Bereich natürlicher, sauerstoffhaltiger Grundwässer liegen. Gleiches gilt für die Sulfat-Gehalte, die sich im geogenen Bereich des DVWK (1993) und klar unter den für landwirtschaftliche Nutzung angegeben > 70 mg/l KÖLLES (2017) bewegen. Lediglich der Gehalt von 9 mg/l Kalium in der Probe HT39-TB1 stellen nach HÜTTER (1994) mögliche landwirtschaftliche Belastung (z. B. durch Dünger) dar. Somit zeigt sich, dass die Grundwässer des Arbeitsgebietes hauptsächlich von den geogenen Stoffgehalten seiner Grundwasserleiter beeinflusst und geprägt werden, wenngleich jene Wässer nur schwach bis sehr schwach mineralisiert sind.

Der Abgleich der Stoffkonzentrationen für die kationischen und anionischen Haupt- und Nebenbestandteile sowie SiO_2 und TIC mit Literaturwerten von MATTHESS (1990), SCHLEYER & KERNDORFF (1992), DVWK (1993), HÜTTER (1994) und MERKEL & SPERLING (1996) zeigen auf, dass sich deren Werte im natürlichen Normalbereich für Grundwässer bewegen und geogenen Ursprungs sind. Die für Kalkgestein-Grundwasserleiter üblichen 60 – 100 mg/l Calcium-Gehalte erreicht die Probe HT39-TB1 hingegen nicht (SCHLEYER & KERNDORFF, 1992).

Nach BAUMANN & WAGNER (1993) sind gering mineralisierte Grundwässer repräsentativ für die überwiegend carbonatfreien Gesteine des Mittleren Buntsandsteins und seine podsoligen Böden. Auf Basis von HÖLTING (1982) stellt er Mittelwerte dar, die in Tab. 4 mit den Werten dieser Arbeit sowie aktuellen Daten für den Hildesheimer Wald (HOPPE, 2018) abgebildet werden.

Tabelle 4: Darstellung von Mittelwerten (Konzentrationen in mg/l) für Grundwässer des Mittleren Buntsandsteins nach BAUMANN (1993)

	Mittlerer Buntsandstein					
	Hessen		SW-Deutschland		Hellental	Hildesheimer Wald
	Quellen	Brunnen	Quellen	Brunnen	Quellen	Quellen
Probenanzahl	39	52	11	34	15	15
pH	5,8	6,6	6,7	6,8	6,3	6,6
Na	7,5	9,6	5,1	4,2	4,9	10,9
Mg	4,7	11	6,2	10,4	3,4	10,7
Ca	16,8	34,7	24	30,4	9	23,8
Cl	11,2	16,2	9,3	7,6	6,1	16,4
SO_4	36,8	18,1	14,3	12	14	35,3
HCO_3	23,4	124,3	80,1	126,6	23	63,8

Beim Vergleichen der Werte fällt auf, dass die Konzentrationen der Hauptbestandteile im Hellental durchweg am niedrigsten sind und die Grundwässer dort auch im Vergleich zu anderen Grundwässern des Mittleren Buntsandsteins als gering mineralisiert gelten.

Auch die Konzentrationen von gelösten Spurenbestandteilen von Ag, Al, Be, BO_2, Br, Cd, Co, Cs, F, Fe, Ga, Li, Mn, NO_2, PO_4, Rb, Sb, Se, Sr, Tl, V sind überwiegend (und sofern angegeben) geogener Herkunft und liegen im Rahmen natürlicher, unbelasteter Grundwässer (HEM, 1985; SCHLEYER & KERNDORFF; DVWK, 1993; MERKEL & SPERLING, 1996 & 1998). Die Gehalte an PO_4 hingegen sind vor allem biogener Herkunft (MATTHESS, 1990; HÜTTER, 1994; KÖLLE, 2017). Gleiches gilt für Rubidium, mit Ausnahme der Probe HT39-TB1. Hier wird der von Mattheß angegebene Wert für erdalkali-hydrogencarbonatische Grundwässer von < 5 µg/l mit 6,6 µg/l überschritten.

6.2.4 Mögliche Belastung mit Arsen und Schwermetallen

Ein besonderer Blick wurde bei der Auswertung auf die Spurenstoffe As, Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, U und Zn geworfen. Diese wurden nach GOLDBERG ET al. (1995) in mehreren Wasserproben im Solling in erhöhten Konzentrationen nachgewiesen, wobei vor allem As die Grenze der TRINKWASSERVERORDNUNG (2018) von 10 µg/l stellenweise um ein vielfaches überschritt.

Auch Rohwasserproben aus Wasserwerken des Sollings westlich und östlich des Arbeitsgebietes überschreiten den Grenzwert und müssen daher entarseniert werden (KLEEFELDT, 2002; STADTWERKE HOLZMINDEN, 2018).

Die genannten Spurenstoffe sind geogenen Ursprungs und stammen aus den Tonigen Grenz- und Zwischenschichten der Solling-Formation sowie den Weißen Zonen innerhalb der Abfolgen der Hardegsen-Formation (s. Kap. 3.3.2). Diese wurden dort u.a. von KRÄMER (1961) und LUDWIG (1961 & 1962) untersucht. Jene Horizonte sind in Deutschland weit verbreitet (KRÄMER, 1961; LUDWIG, 1961 & 1962; RÖHLING, 1991). HÖLTING (1982) beprobte und analysierte in Hessen Grundwässer auf Arsen und Schwermetalle über den Zeitraum eines Jahres aus ebendiesen Schichten .

Für die analysierten Grundwässer des Hellentals lässt sich im Allgemeinen sagen, dass keine nennenswerte Belastung mit Arsen und den restlichen betrachteten Schwermetallen geogenen Ursprungs vorliegt. Dies bestätigen Literaturvergleiche mit HEM (1985), MATTHESS (1990), SCHLEYER & KERNDORFF (1992) sowie MERKEL & SPERLING (1998) weitgehend. Der Cu-Gehalt der Probe HT14-HB überschreitet deren Angaben um ca. das Doppelte und den GFS-Wert der LAWA (2016) um das Vierfache. Auch der Pb-Gehalt von HT14-HB übersteigt den GFS-Wert der LAWA (2016) um das doppelte, jedoch nicht die Literaturangaben. Zudem sind die Werte für Ba in mehreren Proben nahe des GFS-Wertes von 175 µg/l, während die Quelle HT34-QPP ihn mit 198 µg/l übertrifft (LAWA, 2016). Im Ganzen betrachtet stellen diese gesondert erwähnten Analysewerte zumindest Hinweise auf die Lösung der diskutierten geogenen Spurenstoffe im Grundwasser des Hellentals dar. Speziell gilt dies im Bereich des Henkenborns (HT14-HB), wo die Analysewerte von Cu, Pb, Zn und auch Ni sich gegen die der übrigen Grundwasserproben abheben. Da es sich im Fall von HT14-HB um eine Rohwasserprobe eines Wasserwerks handelt, kann ein Einfluss durch das Rohrleitungssystem auf die genannten vier Werte jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden.

6.2.5 Klassifizierung der Grundwässer

Zur Klassifizierung der Grundwässer bietet sich eine Auswertung per Piper-Diagramm nach PIPER (1944) an. Dieses besteht aus einem Rautendiagramm und zwei Dreiecksdiagrammen, die miteinander verknüpft sind. Während in den Dreiecken die jeweils relativen

Kationen- und Anionenanteile in Äquivalenz-Mol (mol_{eq}) der Haupt- und Nebenbestandteile (Mg, Na, K, Ca und Cl, NO_3, SO_4, HCO_3) sowie des in Spuren vorhandenen Fe getrennt voneinander betrachtet werden, so sind sie im Rautendiagramm kombiniert aufgetragen. FURTAK & LANGGUTH (1967) führten des weiteren eine Kategorisierung der einzelnen Bereiche innerhalb des Rautendiagramms ein, um die Grundwässer zu klassifizieren. Diese werden nach den relativen Kationengehalten in die Klassen „erdalkalische Wässer“ (a – c), „erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt“ (d – e) sowie „alkalische Wässer“ (f – g) eingeteilt und anschließend, je nach relativem Anionenverhältnis, in die Klassen „überwiegend hydrogencarbonatisch“ (a, d, f), „ hydrogencarbonatisch-sulfatisch“ (b), „überwiegend sufaltisch“ (c), „überwiegend sulfatisch bzw. chloridisch“ (e) und „überwiegend sulfatisch-chloridisch bzw. überwiegend chloridisch“ (g) eingeordnet. Somit ergeben sich sieben Klassenkombinationen zu Klassifizierung von Grundwässern. Für die 16 Grundwasserproben des Hellentals stellt sich die Zuordnung wie folgt in Abb. 16 dar:

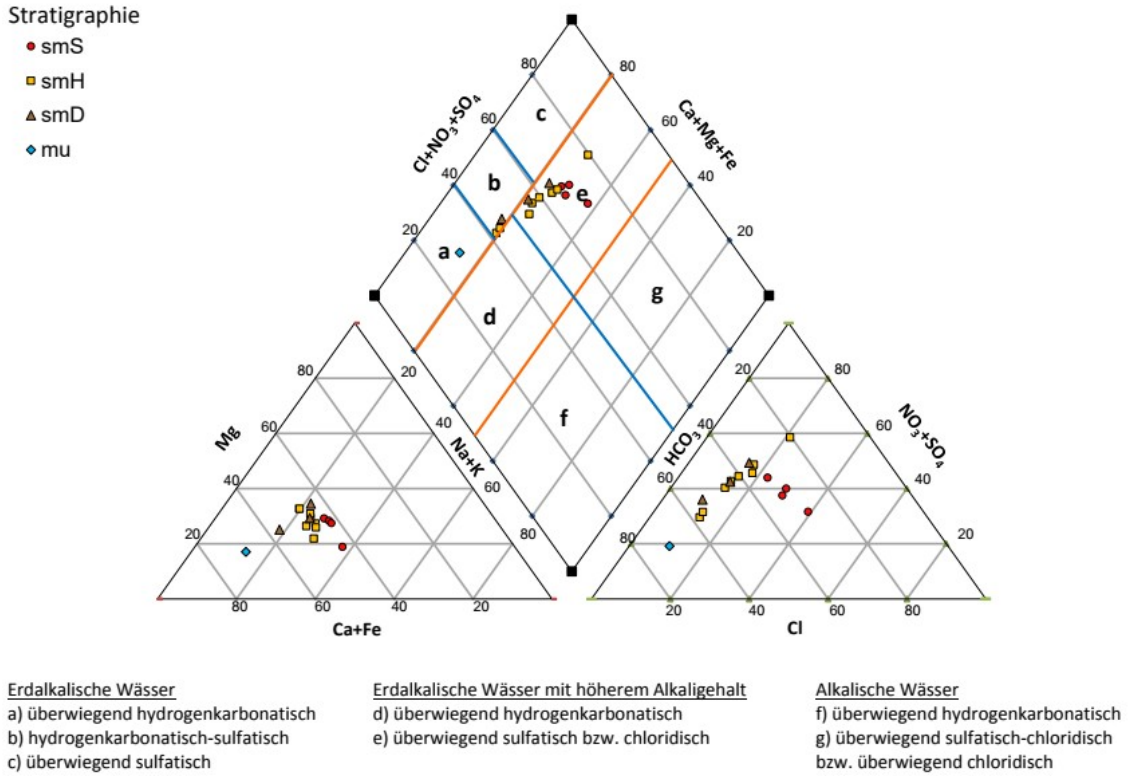


Abbildung 16: Piper-Diagramm mit den Analysedaten des Hellentals (nach FURTAK & LANGGUTH, 1967)

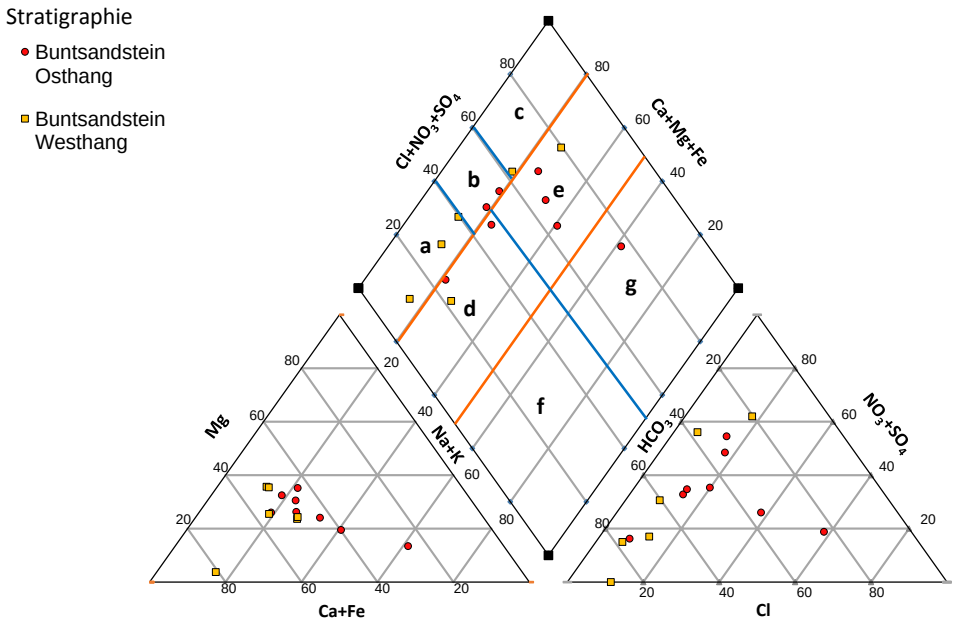
Die analysierten Grundwässer der Solling-, Hardegsen- und Detfurth-Formation sind demnach erdalkalische Wässer mit überwiegend höherem Alkaligehalt und sind überwiegend sulfatisch bzw. chloridisch. Die generelle Aussage von BAUMANN & WAGNER (1993), Grundwässer des Buntsandsteins seien Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wässer, trifft hier nicht zu. Besonders die in Kap. 5.3.2 beschriebenen, etwas höheren Cl^--Konzentrationen in den Proben der Solling-Formation sorgen hier für einen klar chloridischen (bzw. sulfatischen) Charakter dieses Grundwassers. Die Proben der Quellen bzw. Brunnen HT7-SOH, HT34-QPP und HT46-MR1 hingegen besitzen einen geringeren Alkaligehalt, sodass sie als erdalkalische Wässer gelten. Zudem sind sie hydrogencarbonatisch statt überwiegend sulfatisch bzw. chloridisch (Klasse b). Dies zeigt auch ein Vergleich ihrer Konzentrationen an Ca, Mg und vor allem HCO_3, die zu den höchsten innerhalb der Mittleren Buntsandstein-Proben zählen. Gleich mehrere Erklärungsansätze dafür liefert ihre Lage im Arbeitsgebiet (s. Anhang 3). Sie befinden sich - als Hangschuttquellen kartiert (s. Anhang 4) - auf quartären Hangbildungen, welche die anstehende Grabenfüllung aus Unterem Muschelkalk unweit unterhalb der Grabenbruchstörungen überdecken. So besteht die Möglichkeit, dass die eigentlichen Buntsandstein-Wässer auf ihrem Fließweg durch die Hangbildung mit dem Kalkgestein des Unteren Muschelkalks in Kontakt standen und dadurch eine geringe, aber ausschlaggebende Überprägung erhielten. Zum anderen könnten die Hangbildungen, die von HERRMANN (1974) der Weichselzeit zugeordnet wurden, kalkhaltigen Löss beinhalten, der in dieser Zeit eingeweht wurde. Eine dritte Erklärungsmöglichkeit ist, dass die von der GK 50 des LBEG (2018) ins Holozän gestellten Hangbildungen weichselzeitliche Fließerden überlagern, die nach HERRMANN (1974) ebenfalls teilweise Löss enthalten, sich jedoch zu gering von kalkfreien Fließerden unterscheiden und somit eine Auskartierung nicht möglich war. Dafür spricht auch, dass sich sowohl nordöstlich als auch südwestlich Fließerden an die Hangbildungen anschließen. Auch bei diesem Erklärungsansatz könnte eine bereits erwähnte Überprägung durch Kalk stattgefunden haben. Letzten Endes ist dieser Sachverhalt hier aber nicht eindeutig zu klären.

Einen „Ausreißer“ stellt die Probe HT20-UQ4 dar. Diese zeigt die klarste sulfatische bzw. chloridische Ausprägung an, wobei dies mit ihrer relativ geringen Kationenkonzentration zu erklären ist. Sie wird in Kap. 6.1.3 dem Quellbereich des Henkenborns (HT14-HB) zugeordnet, jedoch ohne dass ihr Wasser den hydraulischen Übergang aus der Hardegsen-For-

mation in die Solling-Formation nimmt, aus jener der Henkenborn schüttet (vgl. HERRMANN & RÖHRS, 1997).

Noch deutlicher zu den anderen Proben der Mittleren Buntsandstein-Formationen abgegrenzt ist das Wasser des Unteren Muschelkalks (HT39-TB1). Es ist, seinem Grundwasserleiter entsprechend, ein überwiegend hydrogencarbonatisches, erdalkalisches Wasser der Klasse a. In seiner Diagrammdarstellung stellen sich seine vergleichsweise hohen Konzentrationen an Ca und Mg dar.

Ein Vergleich per Piper-Diagramm mit Analysewerten von Grundwässern der Solling- und Hardegsen-Formation (hier nicht aufgeschlüsselt) aus den Gebieten westlich und östlich des Hellentals ist in Abb. 17 dargestellt.



Erdalkalische Wässer
a) überwiegend hydrogenkarbonatisch
b) hydrogenkarbonatisch-sulfatisch
c) überwiegend sulfatisch

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt
d) überwiegend hydrogenkarbonatisch
e) überwiegend sulfatisch bzw. chloridisch

Alkalische Wässer
f) überwiegend hydrogenkarbonatisch
g) überwiegend sulfatisch-chloridisch bzw. überwiegend chloridisch

Abbildung 17: Piper-Diagramm für Grundwässer der Solling- und Hardegsen-Formation westlich und östlich des Hellentals (Datenherkunft: Datenbank des LBEG) (nach FURTAK & LANGGUTH, 1967)

Hier zeigen sich im Rautendiagramm vor allem für die westlich des Hellentals lokalisierten Grundwässer deutliche Unterschiede, die bei Betrachtung des Anionen-Diagramms klar aus stark unterschiedlichen Verhältnissen zwischen den Anionen resultieren. Somit sind

überwiegend hydrogencarbonatische, hydrogenkarbonatisch-sulfatische und überwiegend sulfatische Wässer vorhanden. Bei den Kationenverhältnissen hingegen sind sie den Proben des Hellentals sehr ähnlich. Daher handelt es sich auch hier um erdalkalische Wässer, die jedoch speziell am Westhang keine erhöhten Alkaligehalte aufweisen. Ein weiteres Piper-Diagramm von LEPPER (1976) für Grundwässer der GK 4322 Karshafen, dargestellt in Abb. 18, zeigt jedoch, dass diese Abweichungen für die Grundwässer des Buntsandsteins durchaus normal sind.

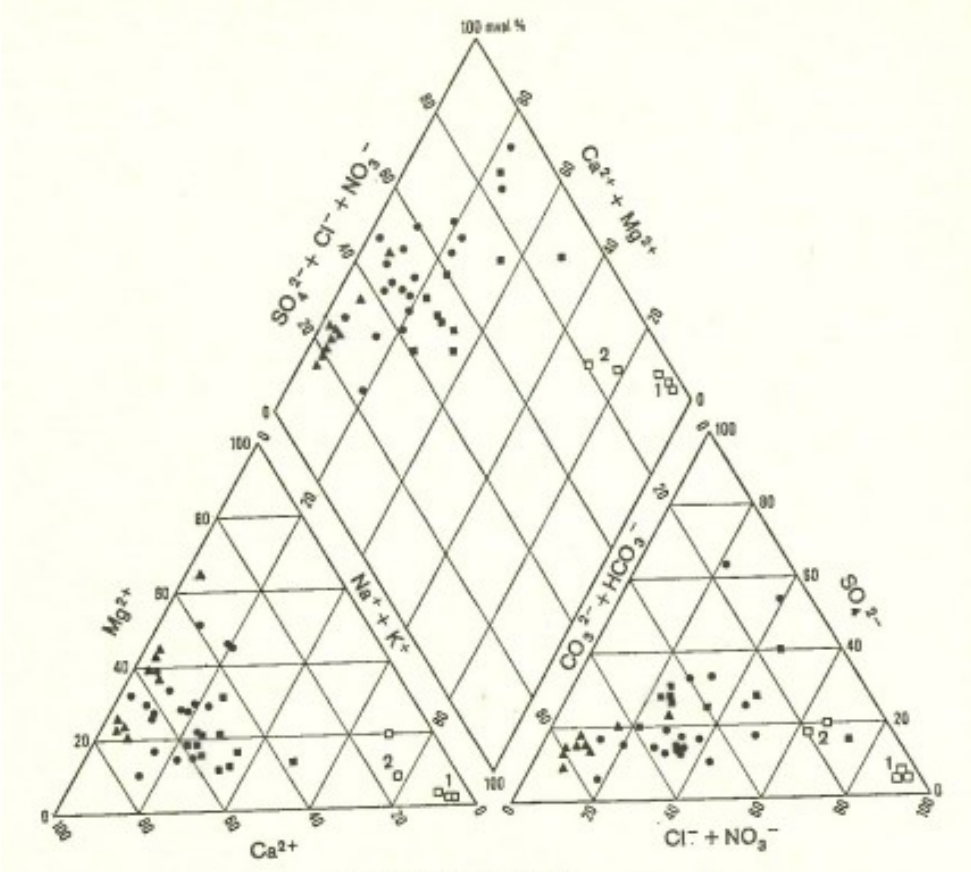


Abbildung 18: Piper-Diagramm für Wasseranalysen der GK 4322 Karlshafen nach LEPPER (1976), Darstellungen als Punkt repräsentieren Buntsandstein-Wässer, Dreiecke Muschelkalk-Wässer

Die Kernaussage DÖRHÖFERS (1984), nach der die Grundwässer des Mittleren Buntsandsteins als „insgesamt sehr einheitlich“ mit sehr geringer Mineralisation beschrieben werden, spiegelt sich auch in den untersuchten Wasserproben der Mittleren Buntsandstein-Aquifere des Hellentals wider und wird sowohl von HÜTTER (1994) und KÖLLE (2017), als

auch dem Vergleich mit Werten von HÖLTING (1982), BAUMANN & WAGNER (1993) sowie HOPPE (2018) belegt (s. Tab. 5).

Tabelle 5: Vergleich der Mineralisierung durch Hauptbestandteile von Grundwässern des Mittleren Buntsandsteins

	Mittlerer Buntsandstein					
	Hessen		SW-Deutschland		Hellental	Hildesheimer Wald
	Quellen	Brunnen	Quellen	Brunnen	Quellen	Quellen
Probenanzahl	39	52	11	34	15	15
pH	5,8	6,6	6,7	6,8	6,3	6,6
Na [mg/l]	7,5	9,6	5,1	4,2	4,9	10,9
Mg [mg/l]	4,7	11	6,2	10,4	3,4	10,7
Ca [mg/l]	16,8	34,7	24	30,4	9	23,8
Cl [mg/l]	11,2	16,2	9,3	7,6	6,1	16,4
SO_4 [mg/l]	36,8	18,1	14,3	12	14	35,3
HCO_3 [mg/l]	23,4	124,3	80,1	126,6	23	63,8

Auch im Vergleich der Werte aus Tab. 5 sind die Quellen des Hellentals geringer mineralisiert als andere Grundwässer des Mittleren Buntsandsteins. Nach COLDEWEY & GÖBEL (2015) resultiert diese geringe Mineralisierung aus vergleichsweise kurzen Verweilzeiten des Grundwassers in einem lokalen, kleinen Grundwasserleiter. Da es sich nach DÖRHÖFER (1984 & 1991) bei den Grundwasserleitern des Hellentals mit Ausnahme des Henkenborns (vgl. HERRMANN & RÖHRS, 1997) um schwebende Grundwasserstockwerke handelt, die bei ausbleibenden Niederschlägen überwiegend rasch trockenfallen (s. Kap. 5.1), trifft die Angabe von COLDEWEY & GÖBEL (2015) für viele der Hellentaler Quellen zu. Damit sind auch bei vielen der nicht beprobten, weil trocken gefallenen Quellen des Hellentals geringe Mineralisierungen zu erwarten. Dies müssten jedoch weitere Probenahmen und Beobachtungen im Hellental erst beweisen.

7 Fazit

Die Ergebnisse dieser Arbeit präsentieren eine gute Grundlage an hydrogeologischen Kenntnissen über das Arbeitsgebiet. So konnten trotz der anhaltenden Trockenheit 40 Quellen lokalisiert und kartiert werden. Zudem konnten mehrere Hinweise auf das starke Infiltrationsvermögen der Klüfte gewonnen werden. Im Bereich der Grundwasserbeschaffenheit konnten erstmals Wasserproben ausgewertet werden, die eine für Mittlere Buntsandstein-Wässer typische, geringe Mineralisierung aufweisen und auch im Vergleich zu anderen Gebieten relativ geringe Stoffkonzentrationen beinhalten. Auch konnte nachgewiesen werden, das trotz der flächenhaften Verbreitung von teils hohen geogenen Arsen- und Schwermetallführen in den Tongesteinen der Solling- und Hardegsen-Formation keine nennenswerte Belastung der Grundwässer mit diesen besteht.

Durch die zeitliche Begrenzung dieser Arbeit war es nicht möglich, allen hydrogeologisch interessanten Aspekten nachzugehen. Um aussagekräftige Werte für den Abfluss aus dem Gebiet zu erhalten, wären beispielsweise Messungen über ein ganzes hydrologisches Jahr nötig. Eine ganzjährige Beobachtung und Erfassung der teils stark schwankenden Quellschüttungen und die Auswirkung der jahreszeitlichen Witterungen auf diese wären ebenfalls sinnvoll. Zudem haben die 16 analysierten Wasserproben für die jeweiligen Gesteinsformationen nur Stichprobencharakter, weshalb weitere Proben zu Zeiten höherer Quellschüttungen genommen und ausgewertet werden sollten. Zur genauen Ermittlung des Fließweges der Grundwässer, der Helle sowie ihrer Nebenbäche hinsichtlich ihres Versickerns und ihren vermuteten Wiederaustritten bzw. dem Nachweis ihres Versickern in tiefere Grundwasserleiter wären Markierungsversuche (wie bei VON DEM KNESEBECK, 1963) im Arbeitsgebiet durchaus eine Überlegung wert. Diese Aufgaben könnten teilweise im Rahmen einer umfassenden und grundlegenden geologischen Neukartierung der TK 4123 Stadtoldendorf, welche zuletzt 1910 von GRUPE kartiert wurde und den nördlichen Teil des Arbeitsgebietes umfasst, angegangen werden, so wie es beispielsweise HERRMANN 1974 (TK 4223 Sievershausen) und JORDAN 2001 (TK 4124 Dassel) im Auftrag des damaligen NLfB taten.

Literaturverzeichnis

Ad-hoc AG Hydrogeologie (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. Geologisches Jahrbuch, Reihe G, Heft 2, Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland.

Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S., Kockel, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. In: Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Heft 153, Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland.

Baumann, J., Wagner, W. (1995): Geogene Grundwasserbeschaffenheit als Bemessungsgrundlage für den Grundwasserschutz. Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, im Auftrag des Umweltbundesamtes.

Boigk, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. Geologisches Jahrbuch, Band 76, S. 597 – 636, Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Caspers, G., Jordan, H., Merkt, J., Meyer, K.-D., Müller, H., Streif, H. (1995): Niedersachsen. In: Benda, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. S. 23 – 58, Berlin: Gebrüder Borntraeger.

Coldewey, W., Göbel, P. (2015): Hydrogeologische Gelände- und Kartiermethoden. Berlin: Springer Spektrum.

Dörhöfer, G. (1984): Grundzüge der Hydrogeologie des Sollings, Südniedersachsen. In: Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Band 75, S. 635 – 662, Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland.

Dörhöfer, G. (1991): Hydrogeologische Erkundung von Grundwasservorkommen in Festgesteinsgebieten – Beispiel Solling, Südniedersachsen. In: Grundwasser in Niedersachsen, Heft 7 (1991), S. 34 – 43, Hannover: Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften.

Dürbaum, H.-G., Mattheß, G., Rambow, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. In: Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Band 97, S. 258 – 274, Wiesbaden: Hessisches Landesamt für Bodenforschung.

DVWK (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. DVWK-Regeln, Heft 128, Hamburg und Berlin: Verlag Paul Parey.

DVWK (1993): Stoffeintrag und Grundwasserbewirtschaftung. DVWK-Schriften, Heft 104, Hamburg und Berlin: Verlag Paul Parey.

Ehlers, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. Stuttgart: Enke Verlag.

Elbracht, J., Meyer, R., Reutter, E. (2016): Hydrogeologische Räume und Teilräume in Niedersachsen. GeoBerichte 3, Hannover: Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie.

Furtak, H., Langguth, H.-R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahl. Mem. IAH-Congress, 7, S. 89-95.

Goldberg, G., Lepper, J., Röhling, H.-G. (1995): Geogene Arsengehalte in Gesteinen und Grundwässern des Buntsandsteins in Südniedersachsen. In: Zeitschrift für angewandte Geologie, Heft 41/2, S. 118 – 124, Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

Grupe, O. (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Stadtoldendorf 4123. Lieferung 152, Berlin: Königlich Preußische Geologische Landesanstalt.

Hedemann, H.-A. (1957): Die Gewölbestruktur des Sollings und ihre Entstehung. In: Geologisches Jahrbuch, Band 72, S. 529 – 638, Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Hem, J.D. (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, US Geological Survey Water Supply Pap., 2254, Washington D.C: US Geological Survey.

Herrmann, A. (1968): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000 - Erläuterungen zu Blatt Hardegsen Nr. 4324. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Herrmann, A. (1974): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000 - Erläuterungen zu Blatt Sievershausen Nr. 4223. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Herrmann, M., Röhrs, J. (1997): Hydrogeologisches Gutachten Quelle Henkenborn. Holzminden: Ingenieurbüro Dr. Röhrs & Herrmann. In: Antrag der Stadtwerke Stadtoldendorf GmbH auf Erteilung einer Bewilligung zur Entnahme von Grundwasser aus der Quelle Henkenborn. Dassel: Ingenieurbüro Ludwig & Partner.

Herrmann, M., Röhrs, J. (1999): Grundwassererschließungsbohrung Tannengrund – Hydrogeologisches Gutachten. Holzminden: Ingenieurbüro Dr. Röhrs & Herrmann.

Herrmann, M., Röhrs, J. (2003): Hydrogeologisches Gutachten zur Bemessung und Gliederung des Wasserschutzgebietes NW-Solling. Holzminden: Ingenieurbüro Dr. Röhrs & Herrmann.

Heunisch, C., Caspers, G., Elbracht, J., Langer, A., Röhling, H.-G., Schwarz, C., Streif, H. (2017): Erdgeschichte von Niedersachsen – Geologie und Landschaftsentwicklung. GeoBerichte 6, aktualisierte Auflage, Hannover: Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie.

Hinze, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. Geologisches Jahrbuch, Band 84, S. 637 – 716, Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Hofrichter, E. (1976): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000 - Erläuterungen zu Blatt Lauenberg Nr. 4224. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Hölting, B. (1982): Geogene Konzentration von Spurenstoffen, insbesondere Schwermetallen, in Grundwässern ausgewählter Gebiete Hessens und vergleichende Auswertungen mit Grund-(Mineral-)wässern anderer Gebiete. In: Geologisches Jahrbuch Hessen, Band 110, S. 137 – 214.

Hölting, B., Coldewey, W. (2013): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 8. Auflage, Berlin: Springer Spektrum.

Hoppe, N. (2018): Hydrogeologie des Hildesheimer Waldes, Masterarbeit Leibniz Univeristät Hannover & Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Hannover [unveröffentlicht].

Hütter, L. (1994): Wasser und Wasseruntersuchung. 6. Auflage, Frankfurt a. M.: Salle + Sauerländer.

Jordan, H. (2001): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000 - Erläuterungen zu Blatt Nr. 4124 Dassel. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Kaltwang, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover, Heft 33, Hannover: Geologisches Institut der Universität Hannover.

Kleefeldt, M., Reutter, E. (1987): Dauerpumpversuch Beverbachtal/Solling vom 5.9.83 – 3.11.83., Hann. Münden.

Kleefeldt, M. (1987): Bericht zum Niederbringen von zwei Bohrungen und zum Ausbau dieser Bohrungen zu Grundwassermessstellen am Solling-Osthang, Hann. Münden.

Kleefeldt, M. (2002): Hydrogeologisches Gutachten zur Bemessung und Gliederung des Trinkwasserschutzgebietes für die Solling-Brunnen 1, 2 und 4 der Stadtwerke Einbeck GmbH sowie für den Brunnen des WBV Mackensen-Merxhausen. Hann. Münden: Geosan GmbH.

Kölle, W. (2017): Wasseranalysen – richtig beurteilt. 4. Auflage, Weinheim: Wiley-VCH.

Krämer, F. (1961): Sedimentuntersuchungen im Mittleren Buntsandstein (sm) Süd-Niedersachsens, Dissertation J.-W.-Goethe Universität Frankfurt.

Langguth, H.-R., Voigt, R. (2004): Hydrogeologische Methoden. 2. Auflage, Berlin: Springer.

LAWA (2016): Ableitung von Geringfügigkeitsschwellenwerten für das Grundwasser. Aktualisierte Fassung, Berlin: Kulturbuch-Verlag.

Lepper, J. (1976): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25000 - Erläuterungen 4322 Karlshafen. Krefeld: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen.

Lepper, J. (1977): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000 - Erläuterungen zu Blatt Uslar Nr. 4323. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Lepper, J. (1979): Zur Struktur des Solling-Gewölbes. In: Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Heft 51, S. 57 – 77, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland.

Lepper, J. (1985): Geologisch-erdgeschichtlicher Abriss von Holzminden. In: Jahrbuch 1985 für den Landkreis Holzminden, Band 3, S. 3 – 7, Holzminden: Heimat- und Geschichtsverein Holzminden e. V.

Lepper, J., Mengeling, H. (1990): Geologische Wanderkarte – Mittleres Weserbergland mit Naturpark Solling-Vogler Maßstab 1 : 100000. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und Zweckverband Naturpark Solling-Vogler.

Lepper, J. (1991): Beiheft zur Geologischen Wanderkarte – Mittleres Weserbergland mit Naturpark Solling-Vogler. Beiheft zum Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover Nr. 10, Hannover: Naturhistorische Gesellschaft Hannover.

Ludwig, G. (1961): Vorkommen und Genese uranhaltiger Horizonte im Mittleren Buntsandstein der Werra-Leine-Gebietes, In: Geologisches Jahrbuch 78, S. 661 – 692, Hannover.

Ludwig, G. (1962): Beziehungen zwischen Metallgehalten und Paläogeographie des Grauen Hardegsen-Tones (Mittlerer Buntsandstein) im niedersächsischen Bergland, In: Geologisches Jahrbuch 79, S. 537 – 550, Hannover.

Mattheß, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers (Lehrbuch der Hydrogeologie Band 2). 2. Auflage, Berlin und Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.

Merkel, B., Sperling, B. (1996): Hydrogeochemische Stoffsysteme I. DVWK-Schriften, Band 110, Bonn: Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH.

Merkel, B., Sperling, B. (1998): Hydrogeochemische Stoffsysteme II. DVWK-Schriften, Band 117, Bonn: Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH.

Meschede, M. (2015): Geologie Deutschlands – Ein prozessorientierter Ansatz. Berlin: Springer Spektrum.

Piper, A. M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Transactions American Geophysical Union, 25 Jg.(6), S. 914-928.

Reutter, E. (2011): Hydrostratigraphische Gliederung Niedersachsens. Geofakten 21, Hannover: Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie.

Richter, W., Lillich, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller).

Röhling, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea Based on Gamma-Ray and Sonic Logs, In: Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Band 119, S. 3 – 24, Hannover.

Scheffer, F., Schachtschabel, P. (2018): Lehrbuch der Bodenkunde, 17. Auflage, Berlin: Springer Spektrum.

Schleyer, R., Kerndorff, H. (1992): Die Grundwasserqualität westdeutscher Trinkwasserressourcen, VCH Verlag.

Schuster, R. (2002): Maßanalytische Bestimmungen in der Wasseranalytik. In: Höll, K. (2002): Wasser: Nutzung im Kreislauf, Hygiene, Analyse und Bewertung. 8. Auflage, Berlin: De Gruyter.

Stadtwerke Stadtoldendorf (2010): Sachstandsbericht und Änderungsanzeige zur zukünftigen Trinkwasserversorgung des Ortsteiles Hellental über die Quellen im Henkenborn. [Unveröffentlicht].

Treskatis, C., Tauchmann, H. (2013): Quellfassungsanlagen zur Trinkwasserversorgung. München: Deutscher Industrieverlag.

Vogelsang, D. (1998): Grundwasser, Berlin: Springer.

Von dem Knesebeck (1963): Färbeversuch bei Gemeinde Hellental (Landkreis Holzminden). Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung [Archivbericht].

Von Luckwald, G., Wiebusch, H., Voigt, C., Peppler, C., Hauck, M. (1992): NSG „Hellental" HA-149 – Anlage und floristisch-faunistische Aufnahme von Dauerbeobachtungsflächen. Landschaftsarchitekt Georg von Luckwald, Hameln.

Waldeck, H. (1975): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000 - Erläuterungen zu Blatt Eschershausen Nr. 4023. Hannover: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Walter, R. (2007): Geologie von Mitteleuropa. 7. Auflage, Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller).

Wisotzky, F. (2018): Angewandte Grundwasserchemie, Hydrogeologie und hydrogeochemische Modellierung. 2. Auflage, Berlin: Springer.

WTW GmbH, 2009a: Bedienungsanleitung SenTix ORP 900, Weilheim.

WTW GmbH, 2009b: Bedienungsanleitung TetraCon 925, Weilheim.

WTW GmbH, 2010: Bedienungsanleitung SenTix, Weilheim.

WTW GmbH, 2011: Bedienungsanleitung FDO 925, Weilheim.

DIN-Normen

DIN EN ISO 10304-1 (1995): Wasserbeschaffenheit - Bestimmung der gelösten Anionen Fluorid, Chlorid, Nitrit, Orthophosphat, Bromid, Nitrat und Sulfat. Berlin: Beuth Verlag.

DIN EN ISO 11885 (1998): Wasserbeschaffenheit - Bestimmung von 33 Elementen durch induktiv gekoppelte Plasma-Atom-Emissionssektrometrie. Berlin: Beuth Verlag.

DIN EN 1484 (1997): Wasseranalytik – Anleitungen zur Bestimmung des gesamten organischen Kohlenstoffs (TOC) und des gelösten organischen Kohlenstoffs (DOC). Berlin: Beuth Verlag

DIN 38406 (1983): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung, Kationen (Gruppe E), Bestimmung des Ammonium-Stickstoffs (E5). Berlin: Beuth Verlag.

DIN 38409 (1979): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H); Bestimmung der Säure- und Basenkapazität. Berlin: Beuth Verlag.

NIBIS/Cardo

LBEG (2018): NIBIS® Kartenserver, http://nibis.lbeg.de/cardomap3/:

- Bathymetrie und Neigung (ohne anthropogene Formen)
- Bodenkarte 1: 50.000
- Bodenübersichtskarte 1 : 50.000
- Bohrdatenbank BDN

- NLWKN (ohne Jahresangabe): Einzugsgebiete oberirdischer Gewässer [unveröffentlicht]
- Geologische Karte 1 : 25.000
- Geologische Karte 1 : 50.000
- Hydrogeologie: Arteser
- Hydrogeologie: Durchlässigkeiten der oberflächennahen Gesteine 1: 500.000
- Hydrogeologie: Grundwasserkörper für EGWRRL 1 : 500.000
- Hydrogeologie: Grundwasserneubildung nach mGROWA 1 : 200.000
- Klima - Beobachtungsdaten: Klimatische Wasserbilanz, Verdunstung, Niederschlag
- LGLN (ohne Jahresangabe): Topographische Karte Niedersachsen 1 : 5.000
- LGLN (ohne Jahresangabe): Topographische Karte Niedersachsen 1 : 25.000
- Reliefkarten: Höhen und Bathymetrie – ohne anthropogene Formen
- Reliefkarten: Neigung

Internetquellen

DWD (2018a): CDC-FTP-Server, ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/ (abgerufen am 7.11.2018)

DWD (2018b): Vieljährige Mittelwerte, https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimadaten-deutschland/vielj_mittelwerte.html (abgerufen am 7.11.2018)

DWD (2018b): Wärmster April seit 1881 mit sommerlichen Temperaturen in Deutschland. https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/temperatur/20180502_bericht_april2018.pdf?__blob=publicationFile&v=2 (abgerufen am 28.9.2018).

DWD (2018c): Mai 2018: Zweiter monatlicher Temperaturrekord in Folge, regional mit Dürren und Starkniederschlägen. https://www.dwd.de/DE/leistungen/beson-

dereereignisse/temperatur/20180604_bericht_mai2018.pdf?__blob=publicationFile&v=4 (abgerufen am 28.9.2018).

Grundwasserverordnung vom 9.11.2010, zuletzt geändert am 4.5.2017. https://www.gesetze-im-internet.de/grwv_2010/GrwV.pdf (abgerufen am 27.9.2018).

LBEG (2017): Symbolschlüssel Geologie, https://syschl.lbeg.de/sys_start.php? (abgerufen am 10.11.2018

LFU (2003): Umfang einer „chemisch-technischen Wasseranalyse“ für die Bearbeitung grund- und trinkwasserchemischer Belange, www.lfu.bayern.de/wasser/merkblattsammlung/teil1_grundwasserwirtschaft/doc/nr_151.pdf, Bayerisches Landesamt für Umwelt (abgerufen am 2.11.2018).

Meyer, P. (2014): Wiedervernässung von Mittelgebirgsmooren im Solling: Umsetzung und Bewertung des Maßnahmenerfolgs nach 5 Jahren. https://www.thueringen.de/mam/th8/tlug/content/abt_1/v_material/2014/14/pmeyer_moore_solling_2014_oberhof.pdf (abgerufen am 29.9.2018), Vortrag.

Openstreetmap (2018): www.openstreetmap.de (abgerufen am 11.11.2018)

Trinkwasserverordnung vom 9.1.2018, https://www.dvgw.de/themen/wasser/trinkwasserverordnung/ (abgerufen am 27.9.2018).

Webseite des Heimat- und Geschichtsvereins für Heinade-Hellental-Merxhausen e. V. (2018), https://hgv-hhm.de/front_content.php (abgerufen am 15.4.2018)