

Anlage 1

Hydrochemischer Charakter von Tiefenwässern in ausgewählten Regionen Deutschlands

Fachliche Unterstützung des
BMU-Arbeitskreises zur
Auswahl von
Endlagerstandorten.

Brasser, Th.
Fischer-Appelt, K.
Larue, J.
Moenig, J.

August 2001

Auftrags-Nr.: 551180

Anmerkung:

Dieser Bericht ist von der GRS im Rahmen des Vorhabens "Fachliche Unterstützung des BMU-Arbeitskreises zur Auswahl von Endlagerstandorten" erstellt worden. Der Auftraggeber behält sich alle Rechte vor. Insbesondere darf dieser Bericht nur mit seiner Zustimmung zitiert, ganz oder teilweise vervielfältigt bzw. Dritten zugänglich gemacht werden.

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung des Auftragnehmers wieder und muss nicht mit der Meinung des Auftraggebers übereinstimmen.

1	Vorbemerkung	5
2	Norddeutsches Tiefland (Nördliches Flachland)	6
2.1	Geologischer Überblick	6
2.1.1	Präquartärer Untergrund	6
2.1.2	Quartäre Überdeckung	9
2.2	Tiefenwasservorkommen	11
2.2.1	Gebiet W der Elbe	12
2.2.2	Schleswig-Holstein und Hamburg	13
2.2.3	Gebiet E der Elbe	14
2.2.4	Gorleben	16
2.2.5	Schachtanlage Konrad	19
3	Mesozoische Deckgebirgsstrukturen: Westfälisch-Lippisches und Niedersächsisches Bergland, Hessische Senke, Pfälzer Wald, Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland, Thüringer Becken	28
3.1	Regionalgeologische Situation	28
3.1.1	Lage und Umgrenzung	28
3.1.2	Tektonische Situation	29
3.1.3	Erdgeschichtliche Entwicklung und Lithologie	30
3.2	Tiefenwasservorkommen	37
3.2.1	Norddeutsches Mesozoikum (Westfälisch-Lippisches und Niedersächsisches Bergland, Weserbergland, Egge, subherzyne Mulde)	37
3.2.2	Thüringer Becken	42
3.2.3	Hessische Senke	44
3.2.4	Pfälzer Wald	46
3.2.5	Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland	47
4	Subvariszische Saumsenke (Steinkohlengebirge Ruhrgebiet) und Münsteraner Kreidebucht	53

4.1	Regionalgeologische Situation	53
4.1.1	Lage und Umgrenzung	53
4.1.2	Tektonische Situation	54
4.1.3	Erdgeschichtliche Entwicklung und Lithologie	56
4.2	Tiefenwasservorkommen	60
4.3	Tiefenwässer des Deckgebirges	69
4.4	Besonderheiten	70
5	Molasse-Becken (alpine Vortiefe)	72
5.1	Geologischer Überblick	72
5.2	Hydrogeologie	74
5.3	Hydrochemie	76
6	Literatur	82

1 Vorbemerkung

Dieser Bericht enthält eine ausführliche Dokumentation zur Geologie, Hydrogeologie und den hydrochemischen Tiefenwasserverhältnisse folgender Regionen:

- Norddeutsches Tiefland
- Mesozoische Deckgebirgsstrukturen: Westfälisch-Lippisches und Niedersächsisches Bergland, Hessische Senke, Pfälzer Wald, Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland, Thüringer Becken
- Subvariszische Saumsenke (Steinkohlengebirge Ruhrgebiet) und Münsteraner Kreidebucht
- Molasse-Becken (alpine Vortiefe)

Diese Auswahl orientiert sich an folgenden geologischen Verhältnissen, die für die spätere Standortauswahl eines Endlagers für radioaktive Abfälle von besonderer Relevanz sind:

- Sedimentäre Beckenstrukturen mit gering permeablen Tonsteinen großer Mächtigkeit und Verbreitung
- Regionen ohne jungen Vulkanismus, Wärmeanomalien oder aktive Störungstektonik, wie sie z.B. im Bereich des Oberrheingrabens, der Niederrheinischen Bucht oder Teilen des Rheinischen Schiefergebirge auftreten.
- Gebiete mit weitgehend ebenem Relief, bei denen mit Tiefenwasservorkommen bereits in wenigen 100 m Tiefe gerechnet werden kann. Dagegen werden Gebirgsregionen, bei denen hohe hydraulische Gradienten vermutlich auch noch in großen Tiefen auftreten, wie Schwarzwald, Spessart, Harz etc. nicht betrachtet.

2 Norddeutsches Tiefland (Nördliches Flachland)

2.1 Geologischer Überblick

2.1.1 Präquartärer Untergrund

Das den Mittelgebirgen vorgelagerte Norddeutsche Tiefland beginnt etwa an der Linie Rheine - Hannover - Magdeburg - Leipzig - Görlitz und ist im allgemeinen durch geringe Reliefunterschiede gekennzeichnet (besonders im westlichen Teil), die durch eine Decke von stellenweise bis 500 m mächtigen quartären Lockersedimenten verursacht werden. Mit Annäherung an die Mittelgebirge nimmt die Mächtigkeit der Quartärschichten meist ab. Mit einer Breite von ca. 150 km im Raum Holland - Bremen - Hamburg verbreitert es sich nach Osten immer mehr, erreicht im Raum Breslau - Danzig eine Breite von 400 km und dominiert im östlich anschließenden polnischen Raum völlig.

Der präquartäre Untergrund war bis etwa 1930 vor allem durch die Aufbrüche von Salzstrukturen und die an ihnen aufgewölbten und emporgeschleppten Gesteine des Paläozoikums und Mesozoikums bekannt. Außer derartigen Aufbrüchen von Gesteinen des älteren Untergrundes gibt es stellenweise Schollen von präquartären Gesteinen, die durch das Inlandeis vom Untergrund aufgeschürft und in die quartären Deckschichten eingeschuppt worden sind.

Wesentlich detailliertere Kenntnisse über den präquartären Untergrund des Norddeutschen Tieflandes sind auf jüngere Tiefbohrungen und geophysikalische Untersuchungen (Erdöl, Erdgas) zurückzuführen. Danach bilden metamorphe und magmatische Gesteine des Präkambriums das Fundament in einer Tiefe von stellenweise bis über 10 km. Über diesem Kristallin liegen in der südlichen Ostsee nur wenige 100 m mächtige, tektonisch ungestörte Sedimente des Altpaläozoikums (Kambrium, Ordovizium, Silur), die nach Süden und Osten wesentlich größere Mächtigkeiten erreichen. Bei diesen nicht besonders intensiv tektonisch beanspruchten Gesteinen des Altpaläozoikums handelt es sich um den nördlichsten Teil eines im Untergrund des Norddeutschen Tieflandes wahrscheinlich vorhandenen kaledonischen Faltungsgebietes.

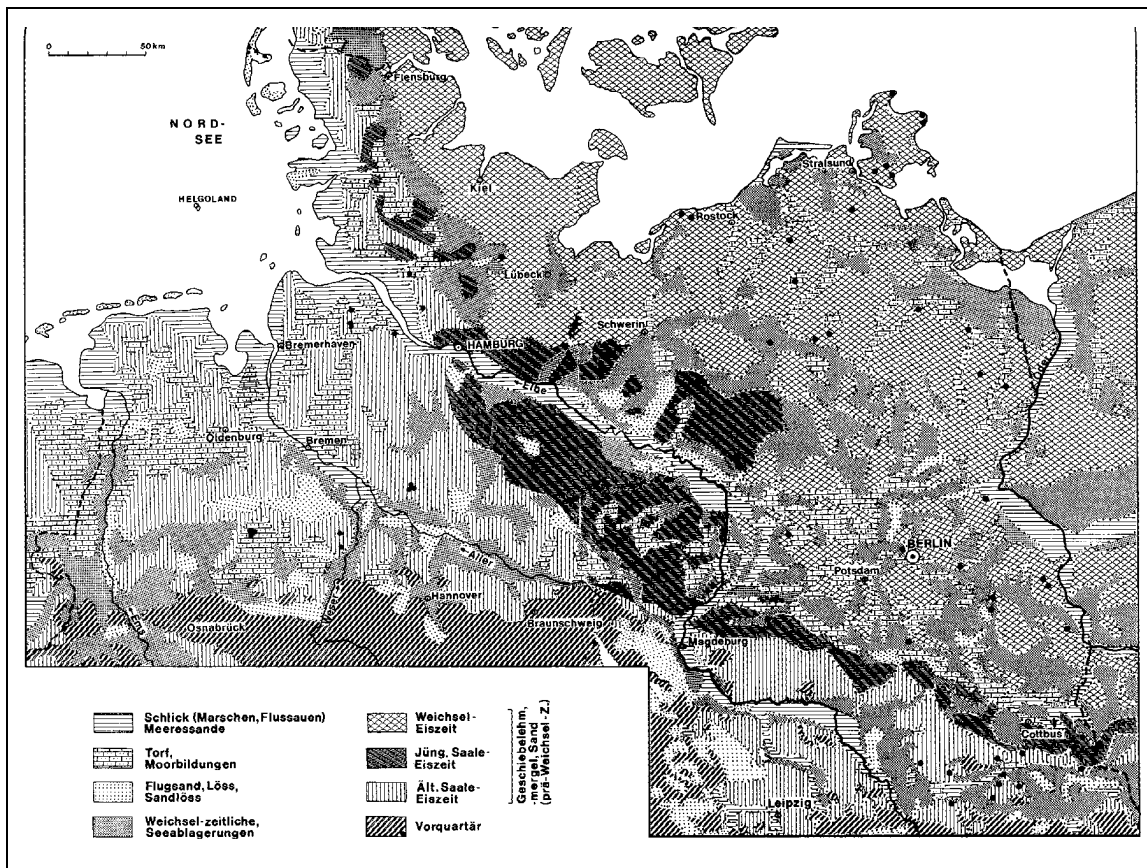


Abb. 2.1: Vereinfachte geologische Karte des Norddeutschen Tieflandes /HEN 92/

Gebietsweise liegen darauf Sedimente des Devons (festländische Sand- und Tonsteine des Mittleren Devons, darüber marine Mergelsteine, Dolomite, Kalk-, Ton- und Sandsteine des Höheren Devons), die insgesamt bis ca. 3.000 m mächtig werden. Gesteine des Unterkarbons (mit bis zu 2.000 m mächtigen Mergel-, Kalk- und Tonsteinen) sind weiter verbreitet. Auch das Oberkarbon hat im Untergrund des Norddeutschen Tieflandes eine weite Verbreitung. Im Westen entspricht es weitgehend der aus dem Ruhrkarbon bekannten flözförenden Abfolge. Oberkarbon in ähnlicher, aber fast flözförender Ausbildung ist aus Bohrungen in Mecklenburg, Brandenburg und Vorpommern bekannt. Die im wesentlichen festländische Abfolge umfaßt Ton- und Sandsteine mit Konglomeraten und wenigen geringmächtigen Steinkohlenflözen im tiefsten Teil.

Im Südostteil des Norddeutschen Tieflandes (Altmark, Ost-/Südbrandenburg) setzt sich die Mitteldeutsche Kristallinzone im Untergrund der Niederlausitz fort. Nördlich schließen sich Tonschiefer, Quarzite, Olisthostrome und Diabase an, denen auf großer

Fläche gefaltete Grauwacken und Tonschiefer bzw. Tonsteine aus dem Grenzbereich Unter- / Oberkarbon folgen.

Ab dem Perm liegen weitgehend einheitliche Ausbildungen vor, die weitgehend mit denen im südlich anschließenden Teil Deutschlands übereinstimmen. Das Untere Rotliegende ist überwiegend durch Eruptiva vertreten, die Vulkanitkomplexe bis zu 2.000 m Mächtigkeit bilden. Das Obere Rotliegende umfaßt eine ebenfalls bis über 2.000 m mächtige Serie von feinklastischen Rotsedimenten, stellenweise mit mächtigen Steinsalz-Paketen. Der Zechstein dürfte in seiner ursprünglichen Ausbildung im Zentrum annähernd gleiche Mächtigkeiten erreicht haben.

Die Steinsalze des Oberrotliegenden und Zechsteins stellen das Ausgangsmaterial für die später aufgestiegenen Salzstrukturen dar, die im Bereich Westholstein - Hamburg - Nordniedersachsen im Untergrund besonders ausgedehnt und häufig sind. West- und ostwärts nimmt ihre Zahl und Größe ab. Im Untergrund von Ostholstein und im nordwestlichen Schleswig gibt es keine größeren Salzstrukturen. Vermutlich handelt es sich um Gebiete, die während des Perms als festländische Schollen aus dem Meer herausragten.

Im Unterelbe-Trog bildeten sich, wie im Perm, auch in der Trias (Oberer Buntsandstein, Mittlerer Muschelkalk, Mittlerer Keuper) Gipse und Salze. Im Jura waren die Wanderungs- und Auftriebsbewegungen der Salze bereits so stark geworden, dass der norddeutsche Ablagerungsraum in mehrere, SW- NE verlaufende Teiltröge untergliedert wurde. Innerhalb der Tröge haben die jurassischen Sedimente teilweise Mächtigkeiten von über 1.000 m.

Die mehr tonig-sandigen Schichten der Unteren Kreide sind zusammen mit den vorwiegend kalkigen Sedimenten der Oberen Kreide rund 2.000 m mächtig. Darüber folgen Tone und Sande des Tertiär, die bis zu 3.000 m Mächtigkeit erreichen. Die Bewegungen der Salzstrukturen waren auch während der Kreide und des Tertiärs intensiv und reichen teilweise bis in die Gegenwart hinein. Mit Erreichen der Grundwasserzonen werden die eigentlichen Salze an der Oberseite der Strukturen ausgelaugt und es bleibt ein Rückstand von schwer löslichen Mineralen (Gipshut).

Poröse Sandsteine, vor allem des Jura, aber auch der Trias und der Unteren Kreide führen beträchtliche Mengen Wasser mit Temperaturen bis 100°C, die verschiedentlich

zur Gewinnung von Wärmeenergie gefördert, aufgrund ihres hohen Salzgehaltes aber wieder verpresst werden.

Ein charakteristisches Profil zum geologischen Aufbau des Norddeutschen Tieflandes ist in Abb. 2.2 wiedergegeben.

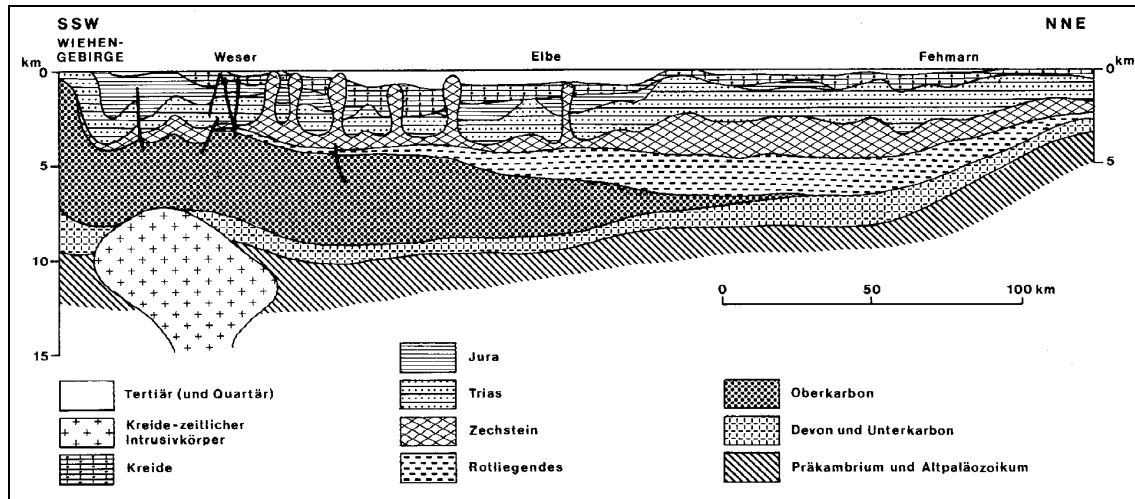


Abb. 2.2: Süd-Nord-Profil durch das Norddeutsche Tiefland (überhöht) /HEN 92/

2.1.2 Quartäre Überdeckung

Die quartären Deckschichten in Norddeutschland gehören überwiegend in das Pleistozän. Holozäne (nacheiszeitliche) Bildungen sind nur an der Oberfläche in meist geringer Mächtigkeit vorhanden. Deswegen wird die unterschiedliche Ausbildung, zeitliche Gliederung und regionale Verteilung der quartären Deckschichten in Norddeutschland wesentlich durch die wiederholten Vorstöße des Inlandeis bestimmt.

Die quartäre Schichtenfolge beginnt mit Quarzsanden, die an der Grenze Pliozän / Pleistozän von vorwiegend aus Südschweden nach SW verlaufenden Flüssen abgelagert wurden. In der Elster-Kaltzeit drangen in mindestens 2 Vorstößen erstmalig Gletscher aus nördlicher Richtung bis an den Rand der Mittelgebirge vor. Wesentlich größere Verbreitung als die von den Gletschern abgelagerten Moränen haben Elsterzeitliche Schmelzwasserbildungen, vor allem im Untergrund Norddeutschlands als Füllung tiefer Rinnen, die bis zu 400 m tief, 1-8 km breit und mehr als 100 km lang sein können, sind teilweise sehr steil in darunter liegende tertiäre Schichten eingeschnitten

und können auf Tiefenerosion von Gletscherzungen, insbesondere aber auf Schmelzwasserströme unter dem Elster-zeitlichen Inlandeis zurückgeführt werden. Heute spielen diese Rinnen als Grundwasserträger eine wichtige Rolle. Der im Unterelbe-Gebiet verbreitete, örtlich mehr als 100 m mächtige Lauenburger Ton bildete sich am Ende der Elster-Vereisung und stellt in vielen Rinnen den Abschluss der Füllung dar.

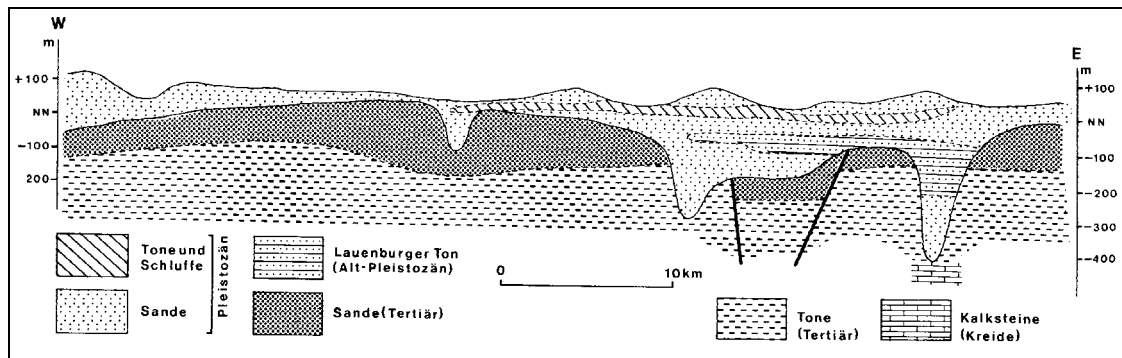


Abb. 2.3: Schematisches geologisches Profil durch die Lüneburger Heide mit quartären Rinnen im Untergrund (überhöht) /HEN 92/.

Während des auf die Elster-Vereisung folgenden Holstein-Interglazials wurden vornehmlich Tone und Sande in einem Vorläufer der heutigen Nordsee abgelagert. Weiter südwärts treten verbreitet limnische und fluviatile Tone und Sande auf.

Die nächstjüngere Saale-Vereisung (mit dem älteren Drenthe-Stadium und dem jüngeren Warthe-Stadium) bestand aus 3, evtl. sogar 5 verschiedenen Vorstoßphasen. Geschiebemergel und -lehme der jeweiligen Vorstöße werden durch zwischengelagerte Schmelzwassersande (mit großer Verbreitung in Niedersachsen) getrennt. In den Rückschmelzphasen lagerten sich Bändertone ab. Die Mittelgebirge erreichte das Inlandeis nur in der älteren Drenthe-Zeit.

Aus dem Eem-Interglazial sind Tone, Sande und Torfe erhalten, im S und Osten fluviatile und limnische Sande und Tone.

Die jüngste Vereisungsphase, die Weichsel-Eiszeit, hat die Elbe nach S nicht überschritten und bestand ebenfalls aus einer Reihe von Einzelvorstößen mit zwischenliegenden wärmeren Intervallen. In Zeiten wärmeren Klimas kamen Beckensande und -tone zum Absatz, in einem Vorläufer der heutigen Ostsee auch

marine Tone. SW vor dem Rand des weichselzeitlichen Eises sind Schmelzwassersande, S der Elbe vor allem Sandlöß und Flugsande verbreitet.
/HEN 92/

2.2 Tiefenwasservorkommen

Das Gebiet des Norddeutschen Tieflandes ist hinsichtlich der Tiefenwässer-Fazies eindeutig der CI-Fazies zuzuordnen (Abb. 2.4). Detaillierte Untersuchungen des Grundwasserchemismus liegen aus jüngster Zeit insbesondere von den Standorten Gorleben und Konrad vor. Die umfassende Dokumentation von Mineral- und Thermalwässern von Mitteleuropa /CAR 75/ unterscheidet für das Gebiet des Norddeutschen Tieflandes i. w. drei Regionen:

- a) Gebiet W der Elbe,
- b) Schleswig-Holstein und Hamburg sowie
- c) Gebiet E der Elbe.

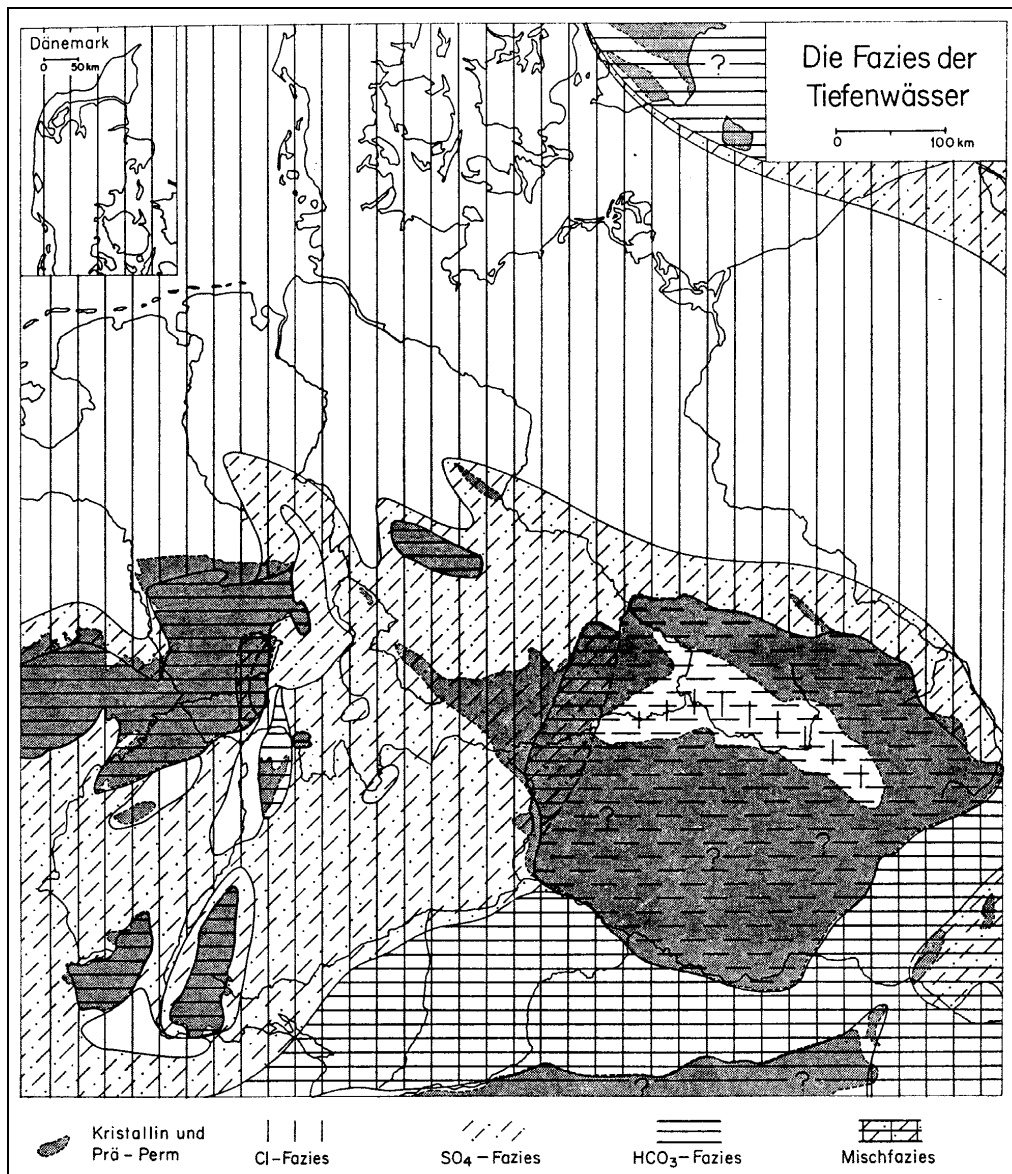


Abb. 2.4: Übersichtskarte der Tiefenwässer-Fazies /HÖL 70/.

2.2.1 Gebiet W der Elbe

Im Untergrund dieses etwa 200 km langen und 150 km breiten Gebietes ist durchweg ein 800 m mächtiges Zechstein-Salinar, teilweise das Salinar des Oberen Buntsandsteins und Mittleren Muschelkalks und an der Südgrenze das 400-1000 m mächtige Salinar der Münder Mergel ausgebildet.

Entlang der Küsten ist ein wechselnd breiter Streifen versalzen, wobei die Grenze außerordentlich unregelmäßig verläuft. Die Süß- / Salzwassergrenze zeichnet sich durch einen Sprung in der elektrischen Leitfähigkeit von etwa 1:10 ab.

Salinare Wässer in Klüften und Poren des Untergrundes von NW-Deutschland zeigen eine besondere Verteilung der Konzentration im Hinblick auf die Tiefe, ohne erkennbaren Bezug auf die das Wasser beinhaltende Formation. Salzstock-Nähe oder -Ferne, marine oder limnische Fazies spielen keine Rolle. Von der Oberfläche an nimmt die maximale Cl-Konzentration zwischen 100 und 300 m Tiefe von 20 auf 160 g Cl/kg zu. Ein allmählicher Rückgang der Maximalwerte wird bis 1.200 m Tiefe mit 110 g Cl/kg erreicht, während die Konzentration bis 1.500 m wieder auf 180 g Cl/kg zunimmt. Da die gemittelte Tiefenlage der Salzspiegel etwa 400 m tief liegt, ist das obere Konzentrationsmaximum durch Ablaugung des Tops zu erklären, während das untere Maximum eine Folge von Ablaugung flächenhaft liegender Zechsteinsalze ist.

Weit abseits von der Zone der Küstenversalzung fließen zahlreiche salinare Wässer frei an der Oberfläche aus oder können in geringer Tiefe erschlossen werden. Ebenfalls oberflächennah treten Schwefelwässer auf, deren Genese auf Sulfatreduktion in moorigen Gebieten zurückzuführen ist.

2.2.2 Schleswig-Holstein und Hamburg

Die intensive Tektonik im Untergrund Schleswig-Holsteins ist infolge der Bedeckung durch glaziale und fluvioglaziale Sedimente an der Oberfläche nicht sichtbar. NNE-streichende (schmale, aber tiefe, bruchtektonisch gerahmte) Tröge mit jurassischen Sedimenten verlaufen zwischen Trias-Platten (Abb. 2.5). Über diesen Unterbau transgrediert Kreide, die durch Bruch- und Flexurzonen in Schollen mit bis zu 500 m Versatz zerlegt ist. An letzteren lehnen sich z.T. riesige Salzlangstöcke an. Diese bis zu 100 km langen und bis zu 7 km breiten Salzmauern streichen vorwiegend NNE, bestehen überwiegend aus Rotliegend- und Zechsteinsalzen und tauchen aus Tiefen bis 5.000 m auf.

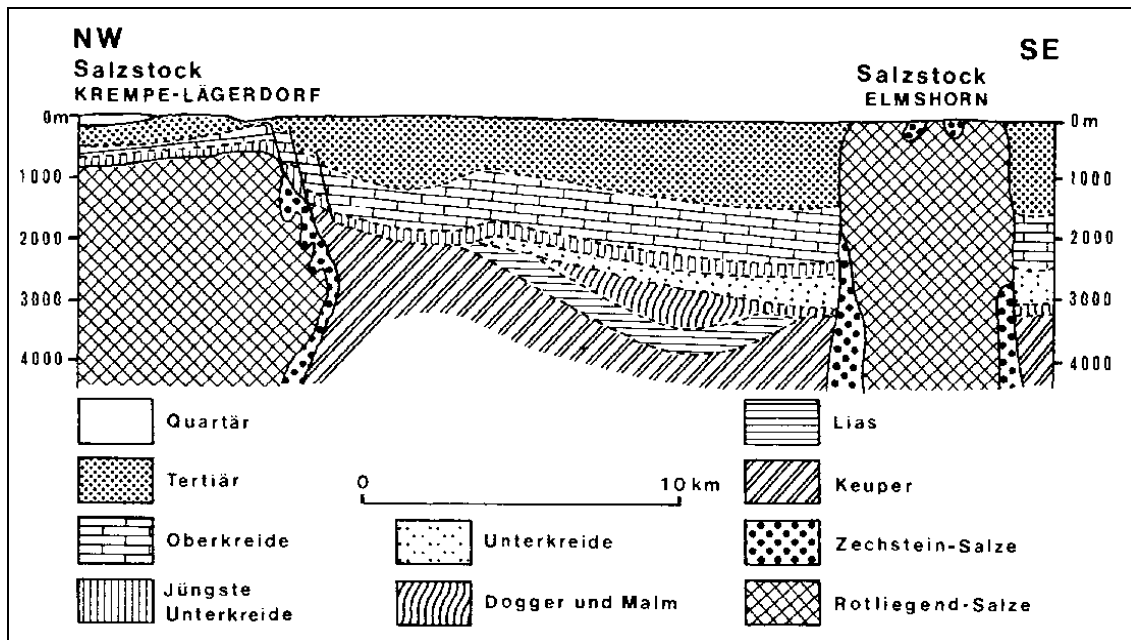


Abb. 2.5: Schematisches Querprofil durch einen Juratrog im Untergrund von Holstein (überhöht) /HEN 92/.

An der W-Küste Schleswig-Holsteins werden Grundwässer von der See her versalzen, an der Ostsee-Küste sind dagegen nur kleinere Bereiche versalzen. Anzeichen einer Untergrund-Versalzung im Binnenland sind oftmals Salzpflanzen sowie (meist versiegte) Salzquellen. Flächenhaft verbreitete Untergrund-Versalzung wird heute auch durch Überbeanspruchung der Aquiferergiebigkeit bei der Trinkwasserförderung verursacht.

2.2.3 Gebiet E der Elbe

Der Untergrund von Mecklenburg birgt Strukturen, in deren Kern Zechsteinsalz nach oben durchgebrochen ist. Parallel zur Elbe sind an einer NW-streichenden Strukturlinie zahlreiche Salzstöcke aufgedrungen. Hier, wie auch an anderen Stellen sind Salzwässer durch Quellen oder Salzflora nachgewiesen. Sie werden aus dem Salinar gespeist, müssen aber nicht räumlich eng an Salzstöcke gebunden sein.

Im Raum Brandenburg stellt der NE-streichende Priegnitz-Lausitzer Wall eine 50 km breite Schwellenzone dar, die von Oberkreide weitgehend frei ist. Diese Aufwölbung ist von NW-streichenden Bruchlinien durchschlagen und von Salzstöcken sowie Aufwölbungen triassischer Schichten besetzt. Unter der Muschelkalk-Scholle von

Rüdersdorf ist Zechstein-Salz in 2.000 m Mächtigkeit angestaut. S Berlin streicht der Gipshut des Salzstocks von Sperenberg aus.

Vorpommern und der SW-Teil von Hinterpommern sind von mächtiger Oberkreide unterlagert. In weitem Umkreis der Oder-Mündung liegt Pleistozän unmittelbar über vortertiären Sedimenten, S davon ist wechselnd mächtiges Tertiär zwischengeschaltet.

Charakteristische Ergebnisse von Grundwasseranalysen aus /CAR 75/ mit Bezugnahme auf den jeweiligen Aquifer sind in Tab. 2.1 zusammengestellt.

Tab. 2.1: Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im Nördlichen Flachland
(nach /CAR 75/)

Ort	End- teufe [m]	Gestein	Cges [g/kg] T [°C]	Wassertyp
W der Elbe				
Leer	4824	Rotliegendes	237 / 30	Fe-, J-haltige Ca-Thermal-Sole
Etzel	240	Tertiär	148 / -	Na-Cl
Etzel	290	Tertiär	63 / -	Na-Cl
Etzel	1630	Jura	141	Na-K-Cl-SO ₄
Bevensen	700	Tertiär	104 / 24	J-haltige Thermal-Sole
Edemissen	Quelle	Unterkreide	90 / 18,4	Fe-, J-haltige Sole
Schneflingen	210	Dogger	112 / -	Na-Ca-Cl
Schneflingen	237	Dogger	113 / -	Na-Cl
Schneflingen	404	Dogger	127 / -	Na-Cl-SO ₄
Schneflingen	530	Dogger	37 / -	Na-Cl-SO ₄
Schneflingen	710	Dogger	133 / -	Na-Cl
Schleswig-Holstein und Hamburg				
Reitbrook	250	Oligozän	3 / -	Na-Cl
Reitbrook	300	Eozän	80 / -	Na-Cl
Reitbrook	750	Senon	36 / -	Na-Cl
Tondern	2173	?	410 / -	Mg-Cl-Sole
List	3945	Hauptdolomit	337 / -	Fe-, J-haltige Thermal- Sole
Bad Segeberg	120	Salzspiegel	267 / 13	Sole
Bad Schwartau	325	Oberkreide	31 / 10	J-haltige Sole
E der Elbe				
Berlin	320	Glaukonitsande	29 / 15,2	Sole
Grunewald	4039	Zechstein	252 / 34,6	Fe-, J-haltige Sole
Hermsdorf	320	Mittlerer Lias	39 / 20	J-haltige Thermal-Sole
Bad Saarow	325	Senon	19 / 20	Sole
Heringsdorf	410	Jura ?	40 / 15	Sole

2.2.4 Gorleben

Die Grundwässer über dem Salzstock von Gorleben und dessen Umgebung sind im Zusammenhang mit der Erkundung des Standortes im Hinblick auf dessen Eignung als

Endlager für radioaktive Abfälle intensiv untersucht worden. Die Schichtenfolgen über dem Salzstock und dessen Umgebung bestehen aus bis zu 280 m mächtigen sedimentären Grundwasserleitern mit unregelmäßig vertikal und horizontal nicht überall zusammenhängend eingeschalteten Grundwassernichtleitern bzw. Grundwasserhemmern des Quartär und des Tertiär.

Die Grundwässer lassen sich folgenden Wassertypen zuordnen /BGR 94/:

- Ca-SO₄-Wasser
- Ca-HCO₃-Wasser
- Na-HCO₃-Wasser
- NaCl-Wasser

Sowohl die Gesamtversalzung als auch die räumliche Verteilung der Grundwassertypen zeigen generell eine deutliche Tiefenabhängigkeit. Im Bereich bis 50 m werden fast ausschließlich Süßwässer (Mineralisation < 1 g l⁻¹) angetroffen, vorherrschend als CaSO₄-Wässer. Diese werden mit zunehmender Tiefe von CaHCO₃-Wasser (bis 160 m) abgelöst. Grundwässer vom Typ NaHCO₃ haben ihre größte Verbreitung in Tiefen von 80 bis 140 m. In Tiefen von > 120 m dominieren Salzwässer (> 10 g l⁻¹) vom Typ NaCl.

Die CaSO₄- und CaHCO₃-Wässer werden vorwiegend in quartären Aquiferen angetroffen und zeigen einen deutlichen Einfluß der Wechselwirkungen mit entkalktem, aber auch carbonathaltigem Aquifermaterial. Die Genese der sowohl in den tertiären wie quartären Aquiferen auftretenden NaHCO₃-Wässer ist vor allem auf Ionenaustauschprozesse zurückzuführen. Der Chemismus der NaCl-Wässer wird als Mischwasser aus hochkonzentrierter NaCl-Lauge und schwachmineralisiertem CaHCO₃-Wasser gedeutet.

Die Mischwässer mit relativ niedrigen Cl-Gehalten sind aufgrund der Zunahme der Natrium- und der Abnahme der Erdalkalikonzentrationen durch Ionenaustausch-Reaktionen deutlich alkalisiert (NaHCO₃-Wasser) und infolge intensiver Sulfatreduktion stark an Sulfat abgereichert. Bei höheren Cl-Gehalten sind die Wässer vor allem durch Calcium und Strontium erdalkalisiert. Beim Überschreiten der Sättigung für die Minerale Gips, Calcit und Coelestin ist mit einer Ausfällung sekundärer Sulfate bzw. Carbonate zu rechnen.

Auch am Standort Gorleben zeigen sowohl die Gesamtversalzung als auch die räumliche Verteilung der hydrochemischen Hauptgruppen eine Tiefenabhängigkeit /ALB 91/ (Tab. 2.2). Statistisch lassen sich vier nach unterschiedlicher Gesamtmineralisation abgegrenzte Gruppen von Wasseranalysen in verschiedenen Tiefenbereichen darstellen: im Bereich von 0 bis 50 m u.GOK wurden fast ausschließlich Süßwasser angetroffen, während mit zunehmender Tiefe höher mineralisierte Wässer in der Reihenfolge Brackwasser – Salzwasser – Sole auftreten.

In den oberflächennächsten Schichten (0 - 10 m) herrschen CaSO_4 -Wässer vor. In Tiefen > 20 m kommen keine Wässer dieser Gruppe mehr vor (steigender Anteil von CaHCO_3 -Wässern). Mit steigender Gesamtversalzung wird generell Cl^- zum vorherrschenden Anion. Salzwasser und Solen gehören fast ausschließlich dem NaCl-Typ an (häufig hohe SO_4^- -Konzentrationen; erhöhte Br, J, Li, Sr-Gehalte).

Tab. 2.2: Zusammenstellung von Leitfähigkeiten sowie NaCl-Gehalten in 25 verschiedenen GoHy-Bohrungen (nach /ALB 91/).

Teufe [m]	LF [$\mu\text{S cm}^{-1}$]	Na^+ [mg l ⁻¹]	Cl^- [mg l ⁻¹]	Teufe [m]	LF [$\mu\text{S cm}^{-1}$]	Na^+ [mg l ⁻¹]	Cl^- [mg l ⁻¹]
11	4.200	910	440	126	12.210	2.400	4.180
53	4.500	470	90	138	9.190	2.060	700
62	18.550	1.600	944	144	25.690	6.700	7.080
69	3.260	1.030	249	145	8.830	1.900	372
69	12.490	1.300	114	170	41.380	9.400	16.590
76	5.720	660	730	172	24.280	6.200	8.110
85	3.350	400	169	180	42.690	10.300	16.640
86	3.730	1.010	216	183	36.100	9.500	13.790
86	4.180	290	81	184	36.830	8.500	13.720
91	2.940	760	254	207	22.530	5.300	6.930
98	2.450	340	237	220	35.540	9.300	14.530
109	41.380	2.710	6.180	230	23.070	5.800	6.360
121	8.830	2.100	192				

Die Tiefenlage eines bestimmten hydrochemischen Wassertyps kann aber auch in verschiedenen Teilbereichen über bzw. neben dem Salzstock sehr unterschiedlich sein.

Insbesondere treten NaCl-Wässer auch in geringeren Tiefen auf, vor allem in Gebieten, in denen die Süß-/Salzwassergrenze aufgrund des Aufstiegs salzhaltiger Grundwässer ungewöhnlich hoch liegt. Dies kann auf begrenzte vertikale Wegsamkeiten und/oder auch anthropogen verursachte Potentialdifferenzen aufgrund großräumiger Druckentlastungen (Entwässerung des Marschengebietes) /BRÜ 83/ zurückgeführt werden.

2.2.5 Schachtanlage Konrad

In der Schachtanlage Konrad sind bis 1976 marin sedimentäre Eisenerze des Oberjura (Malm) abgebaut worden. Über dem Grubengebäude stehen Ton-, Mergeltonsteine sowie Sand- und Kalksteine der Kreide an. Abgedeckt werden die Gesteinsformationen durch Sedimente des Quartär und Tertiär.

Die Schachtanlage Konrad ist insgesamt eine relativ trockene Grube, wobei sich die Wasserzuläufe in allen Pumpensümpfen an unterschiedlichen Stellen der Grube auf insgesamt ca. 5 l min⁻¹ belaufen /BRE 82/. Der Chemismus der Wässer ist relativ einheitlich vom Typ NaCaMg-Cl und in den Ionenkonzentrationsbeziehungen vergleichbar mit einem Großteil der Tiefenwässer in Norddeutschland (Tab. 2.3).

Tab. 2.3: Durchschnittsgehalte der im Jahre 1981 durchgeführten Analysenserie für das in den Pumpensümpfen in der Schachtanlage Konrad gesammelte Wasser /BRE 82/.

Element	Gehalt [mg l ⁻¹]	Element	Gehalt [mg l ⁻¹]
Natrium	77.722	Chlorid	135.556
Kalium	212	Sulfat	832
Lithium	1	Bromid	822
Calcium	8.939	Jodid	28
Magnesium	2.761	Borat	84
Strontium	376		

Von regionalen Sonderfällen abgesehen, vollzieht sich ab Teufen von 250 m eine stetige und rasche Zunahme des NaCl-Gehaltes, wie es für den Bereich der norddeutschen Tiefenwässer allgemein bekannt ist (Tab. 2.4). Der Gesamtlösungsinhalt bezieht sich i. w. auf Na⁺, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺ und SO₄²⁻. Generell

nehmen sie mit den NaCl-Gehalten in der Tiefe zu, zeigen im Gegensatz zu diesen allerdings eine größere Schwankungsbreite (formationsspezifische Faktoren).

Tab. 2.4: Salzgehalte in Grundwässern am Standort Konrad /BRE 82/

Formation	Teufe [m]	Na ⁺ [g l ⁻¹]	Cl ⁻ [g l ⁻¹]	Ges. Lösungs Inhalt [g l ⁻¹]
Wealden	165	18	31	53
Lias-Rhät	250	30	57	92
Wealden	350	41	86	140
Wealden	530	62	104	171
Korallenoolith	600	49	98	160
Dogger beta	600	56	95	160
Serpulit	600	65	122	200
Dogger beta	700	47	87	135
Valendis	750	76	144	288
Konrad Korallenoolith	1.000	66	129	210
Oberkeuper	1.050	90	195	318
Dogger beta	1.500	70	115	195
Dogger beta	1.700	65	125	190
Oberkeuper	1.850	88	152	250

Ein besonderes Problem bei der Auswertung bzw. Berücksichtigung „alter“ Analysenergebnisse besteht in der Zuverlässigkeit dieser Angaben. So hat eine Auswertung von knapp 1.500 Analysen von Formationswässern im Bereich des Niedersächsischen Beckens /KLI 91/ festgestellt, dass - im Gegensatz zu vergleichbaren Untersuchungen im Gebiet der ehemaligen DDR //MÜL 75/ (s. u.) - bei Formationswässern des Sedimentkomplexes Tertiär bis Rhät (aus dem Hangendbereich der Salinare) keine Korrelation zwischen Salzgehalt und Tiefe besteht, sondern vielmehr eine starke, von der Entnahmetiefe weitgehend unabhängige Streuung der Salzgehalte zu beobachten ist (Abb. 2.6).

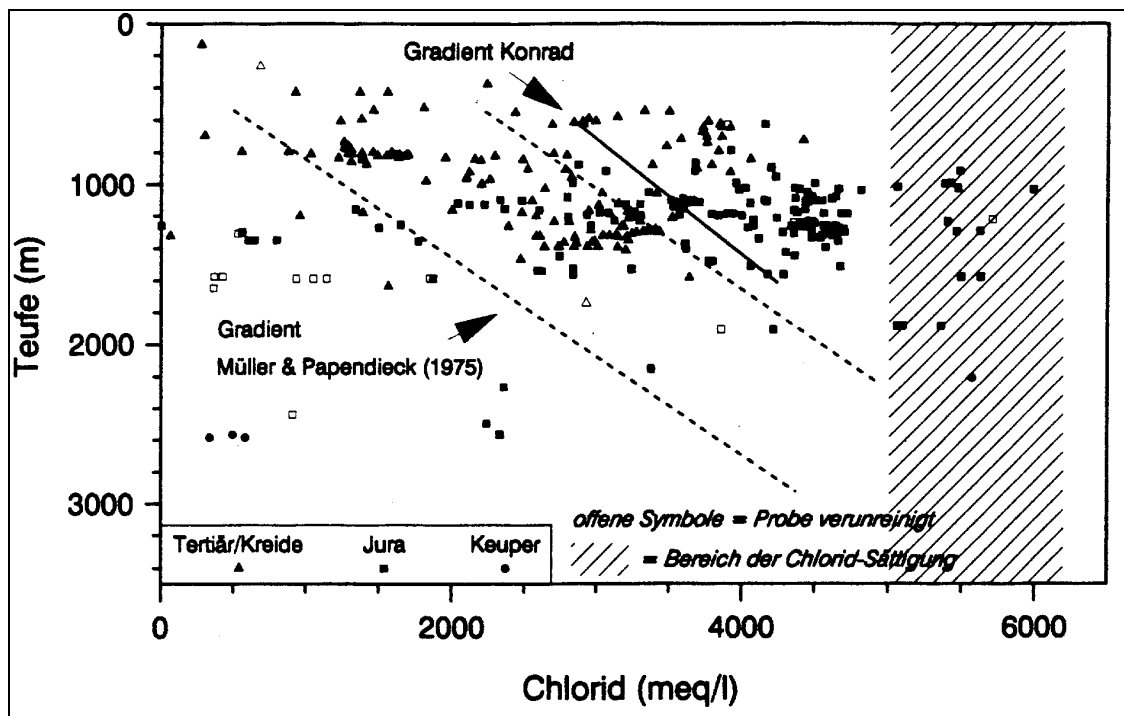


Abb. 2.6: Wasseranalysen der Fa. Wintershall; Cl-Konzentration des Postsalinars im Niedersächsischen Becken in Abhängigkeit von ihrer Tiefenlage /KLI 91/.

Als Ursache für die o. g. starke Streuung der Salzgehalte wird eine weitgehende Verfälschung der Analysenergebnisse vermutet, die auf Verunreinigung mit Bohrspülung, Verdünnung und damit verbundene fehlerhafte Probennahme vermutet. Als Indiz hierfür kann die Tatsache herangezogen werden, dass die Wässer aus dem Niedersächsischen Becken im Vergleich zu Analysen von Formationswässern aus dem Gebiet der ehemaligen DDR tendenziell niedrigere Salzgehalte aufweisen.

2.2.6 Nordteil der ehemaligen DDR

Eine zusammenfassende Veröffentlichung aus der ehemaligen DDR /MÜL 75/, die auf Analysen von mehreren hundert Grundwasseranalysen aus der Schichtenfolge Tertiär bis Karbon (200 - 5.000 m Teufe) basiert, zeigt - im Gegensatz zu den o. g. norddeutschen Grundwasseranalysen - teilweise direkte Abhängigkeiten zwischen Konzentration und Teufenlage der Wässer (Abb. 2.7), wobei wenig konkrete Vorstellungen hinsichtlich der Entstehung eines Salinitätsgradienten bestehen. Diskutiert werden beispielsweise a) ungehinderte Porenwasser-Bewegungen in Sedimentbecken über geologische Zeiträume hinweg, die zu Dichteschichtungen

führen, b) gravitatives Absinken gelöster Ionen sowie c) thermoelektrische Effekte an Tonmembranen.

Die Tiefenwässer der sedimentären Ablagerungen im Nordteil der ehemaligen DDR sind ähnlich wie im Thüringer Becken im Chemismus außerordentlich verschieden. Chlorid tritt aber generell als vorherrschendes Anion mit Konzentrationen von 10-350 g/l auf. Die übrigen Anionen sind untergeordnet in folgenden Konzentrationsintervallen vorhanden:

Br^-	10 - 5.000 mg/l
J^-	1 - 100 mg/l
SO_4^{2-}	0,1 - 7 g/l
HCO_3^-	0,01 - 5 g/l

Da die Veränderung der Kationenverhältnisse ein signifikantes Unterscheidungskriterium darstellt, werden die Tiefenwässer hier nach den vorherrschenden Kationen typisiert und dabei i. w. 6 Typen unterschieden:

1. Na-Ca-Mg-Cl
2. Ca-Na-Mg-Cl
3. Mg-Ca-Ba-Cl
4. Mg-Na-Ca-Cl
5. Na-Mg-Ca-Cl
6. Ca-Mg-Na-Cl

Auch die Konzentration der Tiefenwässer umfasst ein breites Spektrum, das von den durch Oberflächenwässer beeinflussten Salzwässern mit geringen Konzentrationen von 5 g/l bis zu hochkonzentrierten Salzlösungen des Plattendolomits mit 600 g/l reicht. Für die Wässer der Kreide, des Jura und z. T. der Trias ist eine Teufenabhängigkeit zu erkennen. Die Schichtwässer im Staßfurtcarbonat und teilweise die der Trias weisen Konzentrationen von 50-360 g/l im Teufenintervall von 400-3.000 m auf. Eine Teufenabhängigkeit der Konzentration dieser Wässer besteht nicht.

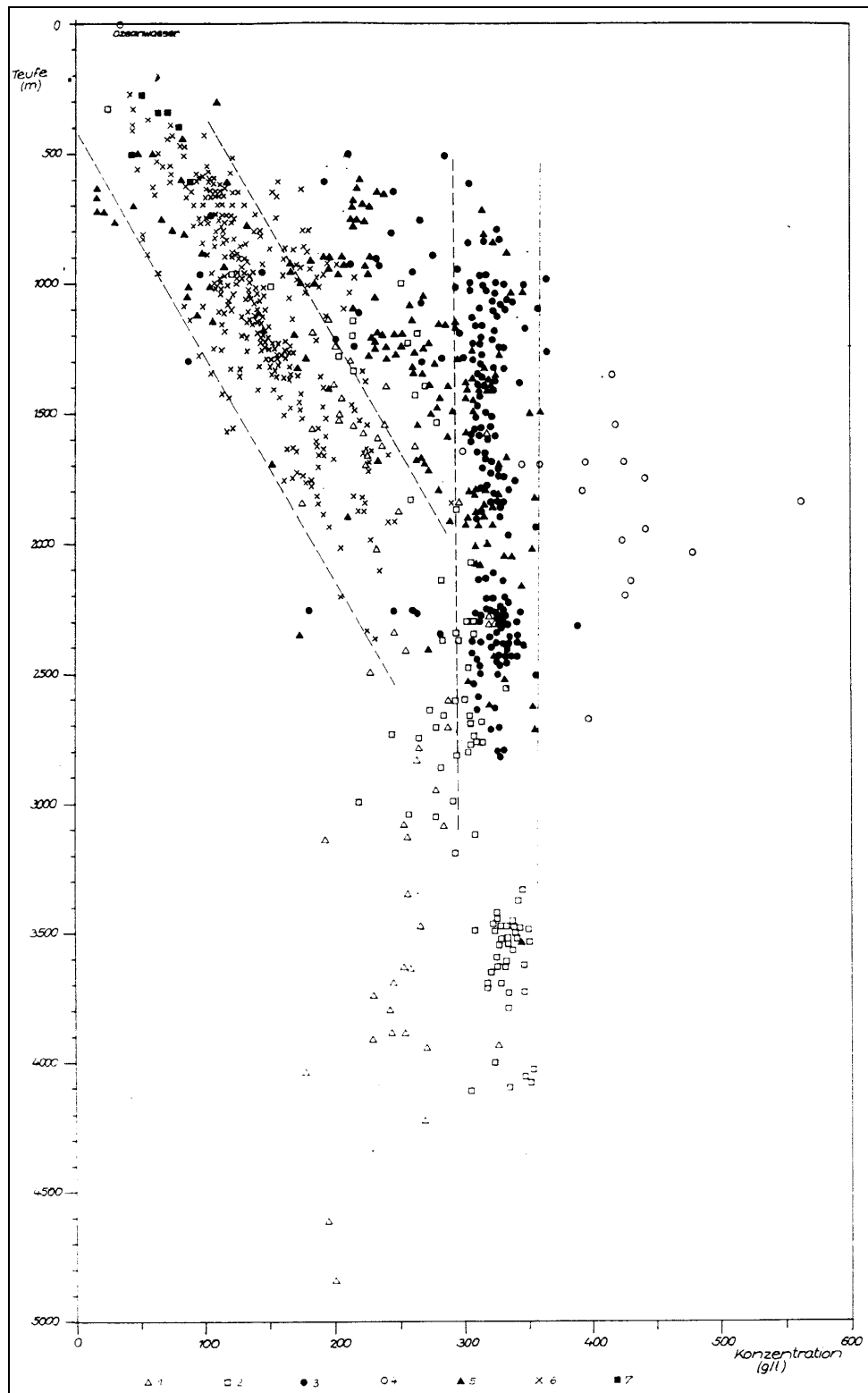


Abb. 2.7: Gesamtkonzentration der Schichtwässer des Nordteils der ehemaligen DDR und des Thüringer Beckens in Abhängigkeit von ihrer Tiefenlage /MÜL 75/ (1-Präperm, 2-Rotliegendes, 3-Staßfurtcarbonat, 4-Plattendolomit, 5-Trias, 6-Rät-Unterkreide, 7-Tertiär)

Tiefenwässer wurden im Komplex Rät-Unterkreide in den Sandsteinen im Oberen Keuper, im Lias, im Dogger, in den Kalk- und Sandsteinen im Malm, in der Unterkreide und in den carbonatischen Sandsteinen in der Unterkreide sowie in den sandigen Ablagerungen des Paläogen nachgewiesen. Von den Buntsandsteinspeichern sind vorrangig die Sandsteine der einzelnen Folgen des Mittleren Buntsandsteins untersucht (untergeordnet auch schichtwasserführende Horizonte des Unteren und Oberen Buntsandsteins). Mit einbezogen in die Untersuchungen sind ausserdem ein Carbonathorizont an der Basis des Leinezyklus, der Hauptcarbonat der Staßfurtserie sowie wasserführende Sandsteinhorizonte des Rotliegenden.

Die einzelnen Komplexe sind folgendermaßen charakterisiert (vgl. auch Abb. 2.8):

- Komplex Rät-Unterkreide/Paläogen: überwiegend Na-Ca-Mg-Typ mit einer Gesamtmineralisation 30-250 g/l, direkte Abhängigkeit zwischen Konzentration und Teufenlage bei einer Teufe zwischen 250 und 2.400 m. Der Komplex Rät-Unterkreide stellt ein einheitliches hydrodynamisches Stockwerk dar mit einer hydraulischen Verbindung der einzelnen wasserführenden Horizonte untereinander. Die Wasseraustauschverhältnisse in Tiefe werden als erschwert bis stagnierend bezeichnet.
- Komplex Buntsandstein: Na-Ca-Mg-Typ, 1-360 g/l. Im becken tieferen Teil herrschen erschwerte bis stagnierende Wasseraustauschverhältnisse, in Randgebieten dagegen aktive Wasseraustauschverhältnisse.
- Komplex Zechstein:
 - a) Plattendolomit: Mg-Ca-Na und Mg-Na-Ca-Typen, Mg-reiche und sehr hochkonzentrierte Salzlösungen bis 600 g/l. Die Ergiebigkeit ist äußerst gering.
 - b) Staßfurtcarbonat: große Variationsbreite von Na-Ca-Mg über Ca-Na-Mg und Mg-Na-Ca bis Na-Mg-Ca mit Konzentrationen zwischen 1-350 g/l (örtlich auch höher).
- Rotliegendes: Na-Ca-Mg und Ca-Na-Mg Typen mit 40-360 g/l. In Randzonen besteht eine deutlich ausgeprägte Abhängigkeit zwischen Konzentration und Teufenlage, in tieferen Beckenteilen Salinarbeeinflussung. An einigen Strukturen wird eine deutliche Inversion der Konzentration der Wässer beobachtet.

Eine entsprechende graphische Darstellung findet sich in /MÜL 75/.

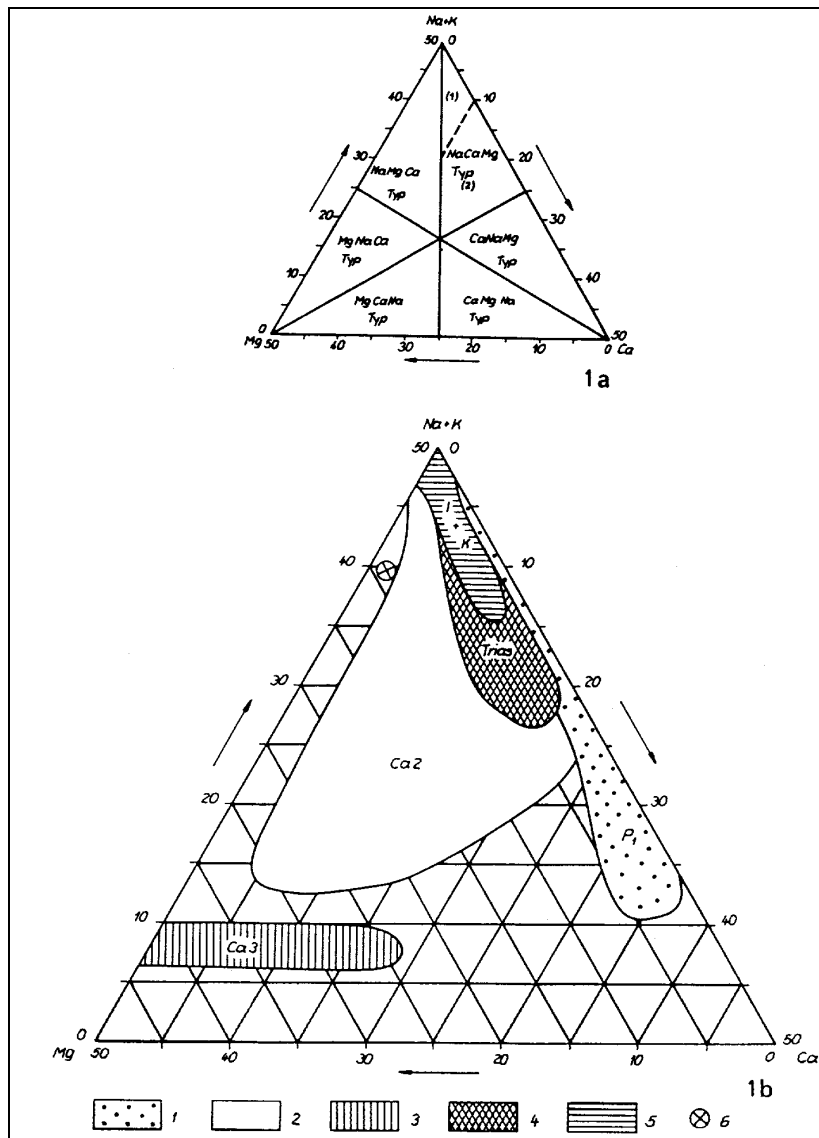


Abb. 2.8: Typen der Tiefenwässer. Kationendreieck der Schichtwässer des Nordteils der ehemaligen DDR und des Thüringer Beckens /MÜL 75/
 1-Rotliegendes; 2-Staßfurtcarbonat; 3-Plattendolomit; 4-Trias; 5-Jura-Kreide; 6-Ozeanwasser [mval%].

Die Tiefenwässer evaporitführender Sedimentbecken setzen im wesentlichen aus Ablaugungslösungen, salinaren reliktlösungen, Infiltrationslösungen und diagenetisch veränderten Wässern zusammen. Die Tiefenwässer im Nordteil der ehemaligen DDR (wie auch im Thüringer Becken) stehen aufgrund des Chemismus und der Konzentration mit den Evaporiten im Perm und Mesozoikum genetisch in Beziehung. Ihre chemische und isotope Zusammensetzung ermöglicht eine Gliederung in zwei Hauptgruppen:

1. Gruppe:

Salinare Reliktlösungen (vorwiegend Schichtwässer im Staßfurtcarbonat und Plattendolomit der Typen Na-Ca-Mg, Ca-Na-Mg, Mg-Ca-Na und Na-Mg-Ca).

2. Gruppe:

a) diagenetisch veränderte Wässer

b) Ablaugungslösungen

c) Infiltrationslösungen

mit den Typen Na-Ca-Mg, Ca-Na-Mg und Na-Mg-Ca in Sedimenten des Karbons bis zur Unterkreide.

Ablaugungslösungen von Evaporiten sind in sämtlichen Stufen vom Prä-Perm bis zum Tertiär anzutreffen. Sie können den Chemismus der diagenetisch veränderten Schichtwässer überprägen, so dass eine geochemische Unterscheidung zwischen beiden Prozessen schwierig sein kann. Eine Zusammenstellung charakteristischer Schichtwasseranalysen aus dem Nordteil der ehemaligen DDR ist in Tab. 2.5 erfolgt.

Tab. 2.5: Zusammenstellung charakteristischer Schichtwasseranalysen aus dem Nordteil der ehemaligen DDR (nach /MÜL 75/).

Lfd. Nr.	Herkunft	Stratigraphie	Konzentration [g/l]	pH-Wert
1	Schwerin	Teriär	72	5,9
2	mittlere DDR	Unterkreide	125	6,3
3	Potsdam	Unterkreide	156	5,8
4	Altmark	Malm	141	6,4
5	mittlere DDR	Malm	119	6,2
6	Altmark	Malm	152	6,3
7	Altmark	Dogger	194	6,6
8	Potsdam	Dogger	159	6,6
9	Altmark	Dogger	187	5,4
10	mittlere DDR	Dogger	144	6,3
11	Altmark	Lias	187	5,7
12	Potsdam	Lias	131	5,7
13	Frankfurt	Lias	76	6,0
14	Rostock/Schwerin	Lias	170	5,7
15	Altmark	Lias	230	6,3
16	Rostock/Neubrdbg.	Keuper	84	5,8
17	Rostock/Schwerin	Keuper	145	6,0
18	mittlere DDR	Keuper	187	6,3
19	Altmark	Keuper	114	5,8
20	Rostock/Schwerin	Buntsandstein	323	6,1
21	Rostock/Neubrdbg.	Buntsandstein	276	5,8
22	mittlere DDR	Buntsandstein	150	5,9
24	Rostock/Neubrdbg.	Plattendolomit	442	6,0
25	Rostock/Neubrdbg.	Plattendolomit	486	5,7
26	Rostock/Neubrdbg.	Plattendolomit	560	5,8
27	Rostock/Neubrdbg.	Staßfurtcarbonat	338	5,7
28	Rostock/Neubrdbg.	Staßfurtcarbonat	316	5,6
29	Rostock/Neubrdbg.	Staßfurtcarbonat	336	5,0
30	Rostock/Neubrdbg.	Staßfurtcarbonat	329	5,9
31	Rostock/Neubrdbg.	Staßfurtcarbonat	343	5,0
32	Lausitz	Staßfurtcarbonat	354	6,6
33	Lausitz	Staßfurtcarbonat	287	5,8
34	Lausitz	Staßfurtcarbonat	338	6,3
35	Lausitz	Staßfurtcarbonat	313	6,0
36	Lausitz	Staßfurtcarbonat	286	5,8
42	Rostock/Neubrdbg.	Rotliegendes	243	6,1
43	Rostock/Neubrdbg.	Rotliegendes	282	5,8
44	Altmark	Rotliegendes	357	6,0

3 Mesozoische Deckgebirgsstrukturen: Westfälisch-Lippisches und Niedersächsisches Bergland, Hessische Senke, Pfälzer Wald, Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland, Thüringer Becken

3.1 Regionalgeologische Situation

3.1.1 Lage und Umgrenzung

Die unter dem Begriff mesozoisches Deckgebirge zusammengefassten Regionen bedecken einen Großteil Deutschlands. Sie beginnen im Norden mit den ersten deutlichen Gebirgsauftragungen am Südrand des Norddeutschen Flachlandes. Dieser morphologische Nordsaum des mesozoischen Deckgebirges erstreckt sich von Westen nach Osten auf einer Linie vom Teutoburger Wald über Wiehengebirge, Weserbergland (Wesergebirge, Süntel, Deister, Ith, Hils, Solling) bis in das nördliche Vorland des Harzes (subherzyne Senke). Südlich schließen sich das Nordhessische Bergland (Hessische Senke) und das Thüringer Becken an, welches nach Osten bis Halle und Gera und nach Süden bis an den Thüringer Wald reicht. Das mesozoische Deckgebirge Süddeutschlands tritt westlich des Rheins im südlichen Saarland und im gesamten Pfälzer Wald auf. Es setzt sich östlich des Rheins bzw. östlich der kristallinen Auftragungen des Schwarzwaldes, Odenwaldes und Spessarts fort und bedeckt weite Teile Niederbayerns und Baden-Württembergs. Die südliche Begrenzung wird durch den Nordrand des alpinen Molassebeckens gebildet und durch den Verlauf der Donau nachgezeichnet. Die östliche Begrenzung bilden die variszisch gefalteten, kristallinen Grundgebirgsauftragungen Thüringer Wald, Frankenwald, Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald und Bayerischer Wald.

Trotz der weiten Verbreitung der mesozoischen Deckgebirgsstrukturen und den damit verbundenen regionalen Unterschieden macht es aus erdgeschichtlichen, tektonischen und lithostratigraphischen Gründen Sinn, die verschiedenen Regionen vom Osnabrücker Bergland bis zu der fränkischen Alb bis zu einem gewissen Maße gemeinsam zu betrachten. Die Gründe hierfür sind die folgenden:

- Gleichaltrige Schichtabfolge (Trias-Unterkreide, Oberkreide weitgehend durch Erosion entfernt)
- Größtenteils vergleichbare Sedimentationsbedingungen, bestehend aus wiederholtem Wechsel von Flachmeer-Ingressionen und Verlandungen, langzeitige direkte marine Verbindung zwischen norddeutschem und süddeutschem Sedimentationsraum über die Hessische Senke (Trias bis Mitteljura)
- keine metamorphen oder kristallinen Gesteine
- allgemein unverfaltete, weitgehend flache Schichtlagerung, im Norden jedoch teilweise flexurartige Verbiegungen und Mächtigkeitsunterschiede

Ab dem Jura muss jedoch aufgrund von tektonischen und hiermit verbundenen lithologischen Unterschieden eine gewisse Differenzierung zwischen nord- und süddeutschem Mesozoikum vorgenommen werden (vgl. Abschnitt 3.1.2).

3.1.2 Tektonische Situation

Nord- und Süddeutschland weisen deutliche Unterschiede in ihrem Strukturbau auf. Eine wesentliche Ursache hierfür liegt in der im Jura begonnenen Kollision der afrikanischen und der eurasischen Platte und die hierdurch bedingte Auffaltung der Alpen. Die resultierende starke nordgerichtete Druckspannung, der ein großer Teil Mitteleuropas spätestens seit dem Oberjura (Malm) ausgesetzt war, führte im **nördlichen Mesozoikum** (Westfälisch-Lippisches und Niedersächsisches Bergland, z.T. auch nördliche Hessische Senke und Thüringer Becken) zu lokalen Hebungen und Senkungen und damit zu einer starken Gliederung des Untergrundes in Sedimentationsbecken und Schwellen. Zusätzlich verstärkt wurde diese Bodenunruhe durch die fortgeschrittene Wanderung der Zechsteinsalze. An der Wende Unter-/Oberkreide wurden wegen der andauernden Einengung des permo-mesozoischen Schichtstapels die Zentralbereiche des Niedersächsischen Beckens herausgehoben (Inversion des Niedersächsischen Beckens zum Niedersächsischen Tektonogen).

Hierdurch entstanden eine Reihe von Auf- und Überschiebungen sowie Flexuren. In diese Zeit fällt auch die Intrusion von Magmenkörpern (Brahmscher Massiv und Massive von Vlotho und Uchte), die aufgrund ihrer Tiefe von mindestens 5000 m bislang nur durch geophysikalische Erkundungen nachgewiesen wurden und als Ursache für den vergleichsweise hohen Inkohlungsgrad der Steinkohlevorkommen in der Unterkreide angesehen werden /WAL 92/.

Obwohl viel näher am Alpenorogen gelegen, wurde das **südliche Mesozoikum** (südliche Hessische Senke, Pfälzer Wald, Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland) deutlich geringeren tektonischen Beanspruchungen unterworfen. So fehlen Mächtigkeitsunterschiede infolge synsedimentärer Tektonik. Die tektonische Stabilität des süddeutschen Ablagerungsraumes kann darauf zurückgeführt werden, dass das süddeutsche Mesozoikum durch das unterlagernde kristalline variszische Grundgebirge, welches wie ein stabiles Betonplattenfundament wirkte, geschützt wurde. Der nordgerichtete Druck konnte daher weitgehend zerstörungsfrei bis in den norddeutschen Raum weitergeleitet werden, wo das dortige Fundament – aufgebaut aus nur gering metamorphen Sedimenten – deutlich labiler reagierte. Gegen Ende des Jura erfolgte allerdings im Zusammenhang mit der Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges eine leichte Verkipfung der Süddeutschen Großscholle mit einem Einfallen nach Südosten. Diese Verkipfung (maximal 3-5°) wurde im Jungtertiär durch alpine Überschiebungsvorgänge im südlichen Molassebecken verstärkt. Es kam außerdem zu weitspannigen Verbiegungen, Brüchen und vulkanischer Aktivität (südlicher Odenwald, Hegau, Heldburger Gangschar).

3.1.3 Erdgeschichtliche Entwicklung und Lithologie

3.1.3.1 Perm

Das gesamte mesozoische Deckgebirge wird von variszisch gefaltetem Grundgebirge unterlagert. Insofern beginnt seine Entwicklungsgeschichte bereits mit der Ablagerung erster postvariszischer Sedimente im Perm, auch wenn dieses Zeitalter aufgrund außereuropäischer variszischer Faltungsvorgänge noch in das Paläozoikum gestellt wird.

Das **Rotliegende** (Unterperm) besteht typischerweise in Verwitterungsschutt, der im Zuge der Abtragung des variszischen Grundgebirges in Senken unter wüstenähnlichen

klimatischen Bedingungen abgelagert wurde. Kennzeichnend sind weiterhin vulkanische Ablagerungen (Porphyre). Bedeutende festländische Tröge mit mächtigen oberflächennahen Rotliegend-Sedimenten sind das Saar-Nahe-Gebiet oder das Saale-Becken. Außerhalb dieser Gebiete treten Rotliegend-Sedimenten oberflächennah nur an wenigen lokalen Stellen auf (z.B. im Haardt, östlich des Pfälzer Waldes; Richelsdorfer Gebirge, Nordhessen; nördl. Schwarzwald). Unterschiedlich stellt sich die Situation im tieferen Untergrund Deutschlands dar. Während das norddeutsche Mesozoikum in Tiefen von meist mehr als 1000 m weitgehend geschlossen von Rotliegend-Sedimenten (Konglomerate, Sandsteine, z.T. auch salinare Folgen) unterlagert wird, sind die Rotliegend-Vorkommen im süddeutschen Mesozoikum auf isolierte Senken und Grabenstrukturen beschränkt (/WAL 92/).

Im **Zechstein** (Oberperm) bestand ein mariner Ablagerungsraum, das germanische Becken, welches in etwa dem norddeutsch-polnischen Verbreitungsgebiet der Zechsteinsalze entspricht. Ein südlicher Meeresarm erstreckte sich dabei über die Hessische Senke bis in das Gebiet des heutigen Oberrheintalgrabens. Nach der Sedimentation des schwarzen bituminösen *Kupferschiefers*, der vor allem im Mansfelder Revier aufgrund seiner Metallgehalte abgebaut wurde, wurden im Germanischen Becken nach mehrmaliger Abriegelung und Eindampfung unter aridem Klima insgesamt mehrere 100 m mächtige salinare Serien (Dolomit→Anhydrit→Steinsalz→Kalisalz→Salzton-Abfolge) der Werra-, Staßfurt-, Leine- und gebietsweise auch der Aller-Serie abgelagert. In den überfluteten Randbereichen des Germanischen Beckens, und damit auch im Bereich von der südlichen Hessischen Senke bis in den westlichen Teil des heutigen süddeutschen Schichtstufenlandes, entstanden Riffkalke, die von Bryozoen und Schwämmen aufgebaut wurden.

Oberflächennahe Zechstein-Vorkommen beschränken sich hauptsächlich auf schmale Regionen am Rande des mesozoischen Deckgebirges (südliche Berandung des Harzes und des Thüringer Beckens und des Thüringer Waldes, Richelsdorfer Gebirge nordwestlich des Thüringer Waldes, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges des Spessarts und des Odenwalds). Ablagerungen des Zechsteins sind im Untergrund des norddeutschen Mesozoikums und wahrscheinlich auch im Untergrund des südwestdeutschen Raums durchgängig vorhanden. Allerdings schwankt ihre Mächtigkeit, was im Norden auf halokinetische Salzwanderungen und im Süden auf die bevorzugte Ansiedlung von Riffbildnern auf seichtere Meeresbereiche (Schwellen) zurückzuführen ist. Im Pfälzer Wald und Teilen der Schwäbischen und Fränkischen Alb

fehlen dagegen marine Zechsteinsedimente, da sie nicht durch das Zechsteinmeer überflutet wurden.

3.1.3.2 Trias

Im **Buntsandstein** entstand durch die Einengung des Germanischen Beckens bis auf ein flaches Restmeer ein ausgedehnter kontinentaler Ablagerungsraum. Aus den damaligen Hochgebieten schoben sich breite Deltafächer in das Germanische Becken und den süddeutschen Raum vor. Dies führte im gesamten heutigen Verbreitungsgebiet des mesozoischen Deckgebirges zur Bildung von mehreren 100 m mächtigen Sandstein/Tonstein-Wechselagerungszyklen, dem Buntsandstein im lithologischen Sinne. Die Eindampfung isolierter Meeresbecken im späten Buntsandstein (Röt) bewirkte die Bildung evaporitischer Sedimente (Gips, Anhydrit, Steinsalz) im norddeutschen Raum.

Im **Muschelkalk** wurden durch einen erneuten Meeresvorstoß von Süden weite Teile Mitteleuropas von einem Flachmeer bedeckt, wodurch die Sedimentabfolgen im norddeutschen und süddeutschen Mesozoikum sehr ähnlich ausgebildet sind. Der untere Muschelkalk besteht aus etwa 100 m flachmarinen Kalk- und Mergelstein (*Wellenkalk*). Im Mittleren Muschelkalk wurde im Bereich des Germanischen Beckens und der Hessischen Senke, aber auch in isolierten Becken Süddeutschlands nach einer kurzzeitigen Meeresabriegelung eine bis über 200 m evaporitische Schichtfolge (Sulfate und Steinsalz) abgesetzt. Im oberen Muschelkalk wurden nach erneuter Transgression des Südmeeres (Tethys) wieder flachmarine Carbonatgesteine (*Trochiten-* und *Ceratitenkalke*) abgelagert.

Nach der Verlandung des Muschelkalk-Meeres im **Keuper** gehörte das gesamte Gebiet des heutigen deutschen Mesozoikums zu einer Deltalandschaft mit abflußlosen Becken. Entsprechend wird der Untere Keuper durch festländische pflanzenführende Sandsteine charakterisiert, die zum Teil Kohleschmitzen (*Lettenkohlenkeuper*) enthalten. Durch die Eindampfung küstennaher Becken bildete sich im Mittleren Keuper teilweise eine brackisch-lagunäre Fazies aus, die zur Ablagerung von 150-250 m mächtigen Ton- und Schluffsteinserien mit Gipslagen (*Gipskeuper*) bzw. dolomitisch-kieseligen Tonsteinen (*Steinmergelkeuper*) führte. Der fast im gesamten deutschen Mesozoikum verbreitete *Schilfsandstein* entstammt aus weitreichenden Deltaschüttungen. Durch das Vordringen des Nordmeeres im oberen Keuper (Rhät)

geriet zunächst der nordwestdeutsche Raum und nachfolgend auch der süddeutsche Raum erneut unter marinen Einfluss, wodurch marine Ton- und Sandsteine abgelagert wurden.

Triassische Sedimente, insbesondere die des Buntsandsteins und des Keupers, bedecken etwa 80 % der Gesamtfläche des deutschen Mesozoikums. Im Untergrund sind sie lückenlos verbreitet. Auch im Hinblick auf Mächtigkeit und Lithologie sind die Ablagerungen der Trias sehr einheitlich ausgebildet; gravierende Unterschiede zwischen Nord- und Süddeutschland bestehen nicht. Die Gesamtmächtigkeit des triassischen Sedimentstapels beträgt etwa 1200 bis 1500 m.

3.1.3.3 Jura

Zu Beginn des Lias (Unterjura) wurden in dem sich ausdehnenden marinen Ablagerungsraum mehrere 100 m mächtige z.T. bituminöse Tonsteinserien abgelagert. Im Süden sind die Lias-Sedimente carbonatreicher (Tonsteine, Mergel und Kalke) aber auch lückenhafter und geringmächtiger entwickelt.

Im Verlaufe des **Doggers** (Mitteljura) wurde das Jura-Meer nach Auftauchen eines Festlandriegels, der sich von West-England über das Rheinische Schiefergebirge bis zum Böhmischem Massiv erstreckte, in ein Nordbecken und ein Südbecken unterteilt. Im Nordbecken entstanden weiterhin Tonsteine, in die Deltasandsteinhorizonte (u.a. *Cornbrash* und *Porta-Sandstein*, beides heutige Erdölspeichergesteine) eingeschaltet sind. Im Südbecken war die Sedimentation carbonatischer (Mergel, Kalk) ausgebildet. Eisenooidehaltige Sandsteine (*Minette*) treten hier bereits im Dogger auf.

Im **Malm** (Oberjura) entwickelte sich auch im nördlichen Sedimentationsraum eine flachmarin-lagunäre Carbonatfazies, die infolge verstärkter Bodenunruhen (vgl. Abschnitt 3.1.2) von stark wechselnden Mächtigkeiten und lateralen Faziesänderungen geprägt ist. Typische Sedimente dieser Zeit sind sandige Mergel (*Heersumer Schichten*), Kalksteine mit z.T. bauwürdigen Eisenooideanreicherungen (*Korallenoolith*). Knollenkalke (*Kimmerdige*), weiche bituminöse Mergel (*Gigas-Schichten*) und Plattenkalke sowie der durch starke Mächtigkeitsunterschiede geprägte, mergelig-tonige *Münder Mergel*, der Gips- und Steinsalzeinlagerungen enthält.

Infolge des trennenden mitteleuropäischen Festlandsriegels, der einen Wasseraustausch mit dem Nordbecken verhinderte und der tektonisch ruhigeren

Situation und dem Zulauf warmen Wassers aus Süden entstand im Südbecken eine eigene Fazies mit flachmarinen-carbonatischen Sedimenten, wie fossilienreiche Mergel und Kalke (z.B. der *Solnhofener Plattenkalk*) die heutzutage eine flache, gleichmäßige Lagerung bei nur geringen Mächtigkeitsunterschieden aufweisen. Charakteristisch für den Malm Süddeutschlands sind weiterhin Kieselschwammriffe, die als morphologisch harte Komplexe den Trauf der Schwäbischen und Fränkischen Alb bilden.

Gesteine des Juras sind vor allem in den Randbereichen des mesozoischen Deckgebirges verbreitet. Oberflächennah stehen jurassische Sedimente vor allem in den Gebirgszügen des Teutoburger Waldes, des Wiehengebirges und des Wesergebirges sowie in den Umrandungen der Sattelstrukturen des nördlichen Harzvorlandes und in Muldenstrukturen (z.B. Herforder Lias-Mulde) an. Nach Norden werden sie von mächtigen Ablagerungen der Kreide überlagert. Infolge der synsedimentären Tektonik, insbesondere im Malm, schwankt die Mächtigkeit des norddeutschen Juras zwischen 1000 und 3000 m

In Süddeutschland werden Schwäbische und Fränkische Alb durch jurassische Sedimente aufgebaut. In westlichen und zentralen Gebieten des süddeutschen Schichtstufenlandes (z.B. Steigerwald, Filderebene, Hohenloher Ebene) sowie im Bereich der Hessische Senke sind Jura-Sedimente dagegen weitgehend abgetragen. Die Gesamtmächtigkeit des süddeutschen Juras ist mit etwa 500 m deutlich geringer als die des norddeutschen Schichtstapels.

3.1.3.4 Kreide

Nach der Ablagerung des noch brackisch-marinen *Serpulits* (bituminöse, tiefschwarze Tone, Mergel und Stinkkalke) entstand zu Beginn der **Unterkreide** im norddeutschen Raum ein großer Süßwassersee, der den 300-600 m mächtigen Sedimentstapel der *Bückeberg-Folge*, bestehend aus bituminösen Bläterschiefern, dunklen Mergelschiefern und zum Teil eingelagerten *Wealdensandsteinen*, aufnahm. Nach erneutem Meereseinbruch kam zur Ablagerung einer mehrere 100 m mächtigen eintönigen marinen Wechselfolge, bestehend aus z.T. sandigen Tonen, Schluffsteinen und Tonmergeln (*Blättertone*).

Aufgrund der relativ geringen Ausdehnung des Unterkreidemeeres ist der gesamte Raum des süddeutschen Mesozoikums einschließlich der Hessischen Senke und des Thüringer Beckens frei von marinen Sedimenten der Unterkreide. Im Bereich der

norddeutschen Gebirgszüge (Osnabrücker und Weserbergland sind oberflächennahe Vorkommen kretazischer Sedimente aufgrund späterer flächenhafter Abtragung auf die nördlichen Gebirgsvorländer beschränkt. Größere Ariele befinden sich im nördlichen Harzvorland, sowie im Teutoburger Wald, dem Nordrand der Münsterländer Kreidebucht (vgl. Kap. 4). Die Gesamtmächtigkeit der Unterkreide beträgt im Bereich der norddeutschen Gebirgszüge einige zehner bis hunderte Meter. Sie tauchen nach Norden unter quartärer Bedeckung ab und schwellen zum Zentrum der Norddeutschen Tiefebene auf bis zu 4000 m an (/WAL 92/).

In der Oberkreide erweiterte sich der marine Ablagerungsraum deutlich. Der Mitteleuropäische Festlandriegel, der seit dem Mitteljura Nord- und Südbecken getrennt hatte, versank. Lediglich das Rheinische Schiefergebirge und die Böhmisches Masse bildete ein zusammenhängendes Festland. Der Rest Mitteleuropas lag dagegen unter dem Meeresspiegel. Die Sedimente dieser Zeit sind charakterisiert durch dünnbankige Kalke (*Plänerkalke*) und Mergel in Stillwasserbereichen, die küstenwärts in Konglomerate und glaukonithaltige *Grünsandsteine* übergehen. In Norddeutschland wurden im Brandungsbereich eisenhaltige Gesteine des Doggers erodiert und zu bauwürdigen Eisenerzvorkommen zusammengeschwemmt (*Trümmererze von Salzgitter und Ilsede*).

Obwohl fast der gesamte Raum des deutschen Mesozoikums in der **Oberkreide** ein mariner Sedimentationsraum war (Ausnahme Pfälzer Wald als damaliges Festlandgebiet), treten Oberkreidesedimente heutzutage nur in wenigen Regionen auf. Der Grund liegt auch hier in der flächenhaften Abtragung, der mehr als 90 % der ursprünglichen Oberkreidebedeckung zum Opfer fiel. Bedeutende Oberkreidevorkommen sind dementsprechend nur noch in morphologisch geschützten Becken enthalten. Außerhalb der Münsteraner Kreidebucht, die in Kap. 4 behandelt wird, sind dies die Dammer Oberkreidemulde südlich von Diepholz und die subherzyne Kreidemulde nördlich des Harzes, sowie das Bodenwöhrer Becken am südöstlichen Rand der Fränkischen Alb zwischen Bayerischem Wald und Böhmerwald.

3.1.3.5 Tertiär

Obwohl auch im mittleren Tertiär der norddeutsche Raum und die Hessische Senke zeitweilig von einem Flachmeer bedeckt waren, sind bedeutende tertiäre Vorkommen im Bereich des Mesozoischen Deckgebirges heute relativ selten, da auch sie einer

flächenhaften Abtragung unterworfen waren. Marine Ablagerungen treten nur im Bereich des norddeutschen Mesozoikums und der Hessischen Senke auf, wo ihre Verbreitung auf Grabenstrukturen oder Senken, die im Zuge von Salzauswanderungen entstanden waren, beschränkt ist (Randmulden des Staßfurt-Oscherslebener und Offlebener Salzsattels in der subherzynen Senke mit Braunkohlevorkommen im Helmstedter Revier, Niederhessische Senke südlich von Kassel und Westrand des Vogelsberges). Typische alttertiäre Ablagerungen sind Kalke und Tone (z.B. *Rupelton*) sowie jungtertiäre Glimmertone und -sande.

Im Bereich des süddeutschen Mesozoikums tritt Tertiär nur in Form von festländischen Verwitterungstonen und Süßwasserablagerungen auf. Relikte sind vor allem in morphologisch geschützten Karstschlotten erhalten. Tertiärfüllungen enthält auch das Nördlinger Ries, ein ca. 15 Mio. Jahre alter Meteoritenkrater (26 km Durchmesser) zwischen der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Weiterhin treten als Folge tertiären Vulkanismus' basische Vulkanite (i.w. Basalt u. Tuffe) auf. Neben dem Vogelsberg, der Niederhessischen Senke und der Rhön existieren drei weitere kleinere Gebiete mit Basaltgängen und Tuffen, das Urach-Kirchheimer Vulkangebiet in der mittleren Schwäbischen Alb, die Heldburger Gangschar zwischen nördlichem Steigerwald und dem Oberlauf der Werra und der Hegau am Südwestrand der Schwäbischen Alb. Durch die Schollenverkipfung nach Südosten und begleitende flächenhafte Abtragung, die zur Herausbildung morphologisch harter Schichtköpfe führte, begann die Ausformung der für mesozoische Tafel Süddeutschlands charakteristischen Morphologie einer Schichtstufenlandschaft.

3.1.3.6 Quartär

Das Quartär ist geprägt von starken Klimawechseln mit mehreren Kaltzeiten und Warmzeiten. Aufgrund späterer Gletscherüberfahrung und Erosion durch Schmelzwässer sind Zeugnisse der **Elster-Kaltzeit** nur spärlich in Form von einzelnen Geröllen erhalten geblieben. Typische Sedimente der **Saale-Kaltzeit** sind neben lokal auftretenden Sanden und Kiesen der Mittelterrassen größerer Flüsse (z.B. Weser) und eisrandnahen Schmelzwasserabsätzen Grundmoränen, die aus einigen Metern mächtigen schluffig-steinigen Geschiebemergeln bestehen. Während der **Weichsel-Kaltzeit** gehörte das Verbreitungsgebiet norddeutschen Mesozoikums einem periglazialen (eisrandnahem) Ablagerungsraum an, in dem die Niederterrasse der Flüsse aufgeschottert wurde. Diese Terrassenkörper sind nahezu durchgängig

verbreitet und können bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen. Weitere charakteristische Ablagerungen der Weichselkaltzeit sind äolische Absätze von Löß und Sandlöß, die mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis einigen zehner Metern vor allem die Grundmoränenlandschaft die nördlichen Vorländer der norddeutschen Gebirgszüge sowie weite Ebenen des Thüringer Beckens und des süddeutschen Mesozoikums (Kraichgau, Taubergrund, Nördlinger Ries) bedecken. Wesentliche Ablagerungen des **Holozäns** (Nacheiszeit) sind Tal-, Auen- und Hochflutlehme von Flüssen sowie Niedermoorbildungen.

3.2 Tiefenwasservorkommen

In Anlehnung an /CAR 75/ wird das Gebiet des mesozoischen Deckgebirges bezüglich des Auftretens von Tiefenwässern in fünf Regionen gegliedert:

- a) Norddeutsches Mesozoikum
- b) Thüringer Becken
- c) Hessische Senke
- d) Pfälzer Wald
- e) Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland

3.2.1 Norddeutsches Mesozoikum (Westfälisch-Lippisches und Niedersächsisches Bergland, Weserbergland, Egge, subherzyne Mulde)

In weiten Bereichen des norddeutschen Mesozoikums werden Mineralwässer genutzt, die in Gebieten mit intensiver Bruchtektonik an der Erdoberfläche austreten oder durch Bohrungen erschlossen sind. Folgende Wassertypen treten auf:

- 1. NaCl-Wässer
- 2. Ca(Na)SO₄-Wässer
- 3. Schwefelwässer
- 4. Sauerlinge

Die Tiefenwässer des Norddeutschen Mesozoikums sind hinsichtlich ihres hydrochemischen Charakters stark heterogen. Ein Zusammenhang zwischen

Lithologie und Hydrochemie, wie er für Formationswässer typisch ist, lässt sich nur in den wenigsten Fällen erkennen. Charakteristisch sind dagegen Vermischungen von Wässern verschiedener Tiefe. Dies hat im wesentlichen zwei Ursachen:

- Infolge der intensiven jungkimmerischen Bruchtektonik bestehen vielerorts hohe vertikale und laterale Wasserwegsamkeiten. Dies betrifft zumindest lokal auch die mächtigen Tonsteinserien des Lias und der Unterkreide.
- Aufgrund des häufigen Auftretens von Beckenstrukturen und einer Wechsellagerung von Aquiferen (Sandsteine und Carbonate) sowie Grundwasserstauern (Tonsteine) liegen häufig gespannte, z.T. auch artesisch gespannte Grundwasserverhältnisse vor.

Hierdurch besteht in vielen Regionen sowohl Weg (Störungen) als auch Antrieb (gespannte Grundwasserverhältnisse) für einen intensiven Wasseraustausch zwischen den verschiedenen Stockwerken, erkennbar an vielen oberflächennahen Heil- und Mineralwasserquellaustritten. Eine lithologisch-hydrochemische Systematik lässt sich daher für diesen Raum nicht aufstellen, der Tiefenwasserchemismus wird eher durch den lokalen „tektonischen Zufall“ bestimmt.

Eine gewisse Systematik lässt sich jedoch in Abhängigkeit von der Herkunftstiefe erkennen:

Nahezu alle Wässer, die aus Tiefen über 200 m stammen, sind **Natriumchlorid-Wässer** mit NaCl-Gehalt über 14 g/kg (Solen) über. Meist weisen sie eine erhöhte Temperatur von $>20\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf (Thermalwässer) und sind eisenhaltig. Allerdings deutet das Vorliegen eines hohen NaCl-Gehaltes nicht zwingend auf große Entstehungsteufen hin, da salinare Gesteine des Mesozoikums auch oberflächennah im Bereich von Salzaufstiegszonen anstehen können. Hinsichtlich der Eisengehalte ist zu beachten, dass diese häufig erst durch die Korrosion der Bohrlochverrohrung entstehen. Dies gilt insbesondere bei hohen Gehalten an aggressiver Kohlensäure. Beispiele für Solevorkommen in großen Tiefen enthält Tab. 3.1.

Natriumchlorid-Wässer stellen im Bereich des nördlichen Mesozoikums den häufigsten Mineralwassertyp dar. Als potentielle Salzlieferanten kommen insbesondere die mächtigen Steinsalzvorkommen des Zechsteins aber auch sämtliche Vollsalinare (Gesteinsserien, die aus einer vollständigen Eindampfung abflussloser Becken bis zur

Salzabscheidung stammen) des Mesozoikums in Frage. Bei letzteren handelt es sich um die Evaporite des o. Buntsandsteins (Röt), des Mittleren Muschelkalks, des Gipskeupers sowie des obersten Juras (Salinare Horizonte des Münder Mergels). Eine zuverlässige Zuordnung der Herkunft der Wässer zu den einzelnen Salinaren ist aufgrund der Vielzahl leichtlöslicher Minerale im Regelfall nicht möglich. Außerdem liegt es aufgrund der Vielzahl von Störungssystemen nahe, dass es zur Vermischung von Wässern aus verschiedenen Salinaren kommt, während des Aufstiegs oder aufgrund lateralen Wasseraustauschs. Weitere Herkunftsmöglichkeit von NaCl-Wässern bestehen in der Lösung autochtoner Porensalze (vgl. Abschnitt 3.2.5.1) in nicht-salinaren Schichten der Trias und des Juras oder originär connatem Wasser dieser Schichten.

Außerhalb der Aufstiegsbahnen von NaCl-Wässern werden **Calcium-Sulfat-Wässer** in Tiefen von ca. 20 bis 100 m oberhalb der Solevorkommen angetroffen. Ab ca. 100 m Tiefe treten Mischungen aus NaCl und CaSO_4 -Wässern auf. Auch die Herkunft der Sulfatwässer ist an die Salinare des Zechsteins und des Mesozoikums geknüpft und rührt aus der Auflösung dortiger Gips und Anhydrit-Vorkommen. CaSO_4 -Wässer können allerdings nur dort auftreten wo sie nicht in einem intensiven Kontakt mit reduzierenden bituminösen Gesteinen (Lias-Tone, Serpilit, Wealdentone etc.) stehen. Bedeutendere Vorkommen sulfathaltiger Mineralwässer existieren in Bielefeld (Ca-Na-Mg- SO_4 -Cl-Thermalwasser), Löhne (CaSO_4 -Mineralwasser), Bad Salzuflen (Ca-Na- SO_4 -Cl-Mineralwasser, in flacheren Bohrungen <100 m), Bad Pyrmont (sulfathaltige Säuerlinge verschiedener Zusammensetzung in flacheren Bohrungen <40 m), Bad Nenndorf (CaSO_4 -Mineralwasser) und Hameln (Na- SO_4 -Cl-Mineralwasser).

Die Genese von **Schwefelwässern** und schwefelhaltigen Mineralwässern kann in fast allen Fällen auf den Aufstieg sulfathaltiger Mineralwässer oder Solen mit anschließender Sulfatreduktion in bituminösen Schichten zurückgeführt werden. Es handelt sich somit gewissermaßen um Mischwässer, die weder den hydrochemischen Charakter des sulfatischen Gesteins (salinare Gesteine des Röt, mittlerem Muschelkalks, Gipskeuper, Münder Mergel) noch den der reduzierenden Formation (Lias-Tone, Serpilit, Wealdentone etc.) repräsentieren. Die Lösung von Sulfat und die anschließende Reduktion innerhalb ein und der selben Gesteinsschicht wäre geochemisch nur bei extremen lateralen Fazieswechseln möglich und als unwahrscheinlich anzusehen. Das Auftreten von schwefelhaltigen Wässern ist daher fast immer ein Indiz für Mineralwasseraufstiege an meist tiefreichenden Störungen.

In vielen Fällen ist eines von drei verschiedenen Lösungs-Reduktions-Systemen an der Schwefelwassergenese beteiligt. Im geologisch älteren System werden Sulfate aus den Salinen des Zechsteins, Röts, mittleren Muschelkalks bzw. des Steinmergelkeupers Sulfat gelöst und in den bituminösen Partien hangender Lias-Tonen (bes. Posidonienschiefer) reduziert. Im jüngeren System geht der SO_4 -Gehalt auf Lösungsprozesse in salinen Abfolgen des Münder Mergels zurück, die Reduktion erfolgt im Hangenden durch den bituminösen Serpulit oder kohlige Substanz in den Wealden-Gesteinen der Bückeburg-Folge. Im dritten System werden aufsteigende Sulfat-Wässer unterschiedlicher Herkunft durch oberflächennahe holozäne Moor- und Torfsedimente reduziert.

Wichtige Schwefelwasservorkommen, die zum Teil an der Erdoberfläche als Quellen ausfließen, liegen im Bereich der Ortschaften Bentheim, Iburg Bad Seebruch, Bad Nenndorf, Bad Eilsen und Bad Münder (Quellaustritte). Schwefelwässer fehlen im Weserbergland, der Egge und – bis auf ein einziges Vorkommen bei Fallersleben – auch im Bereich der subherzynen Mulde.

Das Auftreten von **Säuerlingen** ist immer an die Anwesenheit von CO_2 -liefernden Magmenherde im tieferen Untergrund gebunden. Aufgrund der Existenz großer Tiefenplutone (Brahmscher Massiv, Massive von Vlotho und Uchte) ist diese Bedingung im Westteil des norddeutschen Mesozoikums gegeben. Im östlichen Teil des norddeutschen Mesozoikums sind die Kohlensäuregehalte dagegen auf tiefe Magmenherde des Egge-Vulkanismus zurückzuführen /CAR 75/. Begünstigend für sehr hohe CO_2 -Gehalte in Mineralwässern wirken geologische Strukturen, die als Gasfallen wirken. So treten Säuerlinge bevorzugt in solchen Sattelstrukturen auf, wo eine Exhalation in die Atmosphäre durch geringpermeable Schichten im Hangenden behindert wird. Das Auftreten von Säuerlingen ist nicht an eine bestimmte Tiefe gebunden. Aufgrund der Abhängigkeit von Magmenherden ist die Verbreitung jedoch lateral begrenzt. Sie treten zusammen mit Mofetten (trockene CO_2 -Exhalationen) vorwiegend im ostwestfälischen Triasland sowie im Weserbergland und in der Egge auf. In anderen Bereichen des norddeutschen Mesozoikums (z.B. in der subherzynen Senke) fehlen sie dagegen. Tab. 3.1 enthält einige Beispiele von tiefen Vorkommen von Säuerlingen.

3.2.1.1 Beispiele für tiefe Mineralwasservorkommen im norddeutschen Mesozoikum

Den tiefsten Mineralwasseraufschluss des nordwestdeutschen Mesozoikums stellen die Kohlegruben **Ibbenbürens** dar, in denen im Schafberg, einem während der Oberkreide herausgehobenen Karbonhorst, mehrere Steinkohleflöze in bis zu 1400 m aufgeschlossen sind. Ab –400 m NN tritt eisenhaltige Sole auf, die aufgrund von Altersdatierungen als Formationswasser des Oberkarbons angesehen wird /CAR 75/. Darüber stehen Sulfat-Wässer, die infolge der Zumischung sauerstoffreichen Tageswassers bis auf pH-Werte < 2 versauert sind.

In **Bad Oeynhausen** existieren 6 über 600 m tiefe Bohrungen, die bis in den Muschelkalk, z.T. auch in den Buntsandstein reichen. Gefördert werden eisenhaltige Thermal-Solen, die z.T. infolge eines CO₂-Gehaltes über 1000 mg/kg als Säuerlinge bezeichnet werden können. Die Entstehung wird auf die Zumischung von an Störungen aufsteigenden Zechsteinsolen (und evtl. Wässern tieferen mesozoischen Salinaren) zu Formationswässern des Steinmergelkeupers und des Muschelkalkes gedeutet.

Auch in **Bad Salzuflen** existieren eine Reihe sehr tiefer Brunnen (max. 1018 m) die bis in den Muschelkalk hinabreichen. Gefördert wird eisenhaltige Thermalsole.

Südlich der Stadt **Minden** tritt aus dem ehemaligen 300 m tiefen Steinkohleschacht Böllhorst eine kohlensäure- und eisenhaltige Sole mit einem Gesamtlösungsinhalt von 98 g/kg zutage. /MIC 80/ vermutet aufgrund von Schwefelisotopen-Untersuchungen, daß die Sole dem Zechstein in 2500 m Tiefe entstammt und an einer bislang nicht nachgewiesenen Störungszone östlich der Porta Westfalica aufsteigt.

Weitere Beispiele von tiefen Mineralwasservorkommen sind in Tab. 3.1 zusammengestellt.

Tab. 3.1: Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im norddeutschen Mesozoikum. Nach /CAR 75/.

Ort	End-teufe [m]	Gestein	C _{ges} [g/kg]/ T [°C]	Wassertyp
Wiehengebirge und Osning				
Bielefeld	448	U. Keuper	18/26	Ca-Na-Mg-SO ₄ -Cl-Thermalwasser
Bünde	352	Steinmergelkeuper	40/48	CO ₂ -haltige Sole
Ostwestfälisches Triasland				
Detmold	1101	Hauptanhydrit (Zechstein)	60/35	Sole
Sonneborn	1001	Hauptanhydrit (Zechstein)	30/?	eisenhaltiger Sol-Säuerling
Bad Pyrmont (Salinenquelle)	230	mittl. Buntsandstein?	95/15	eisenhaltiger Sol-Säuerling
Barsinghausen (Steinkohleschacht III, 4. Sohle)	-359 m NN	Münder Mergel	23/20	schwefelhaltige Sole
Leine-Bergland				
Salzderhelden	450	Zechsteinsalz	250/15	Sole
Egge und Weserbergland				
Bodenwerder	489	Mittl. Buntsandstein	37/22	jodhaltige Sole
Höxter (Kalibohrung)	839	U. Buntsandstein	20/15	radonhaltiger Sol-Säuerling
Karlshafen (Solebohrung II)	>1000	Zechsteinsalz	268/20	Thermal-Sole
Subherzynes Becken				
Salzgitter	224	Zechsteinsalz	120/18	Sole
Schöningen	638		265/19	eisenhaltige Sole

3.2.2 Thüringer Becken

Auch im Bereich des Thüringer Beckens stellen fast alle Mineralwasservorkommen, die aus Tiefen über 200 m gefördert werden **Solen** dar (vgl. Tab. 3.2). Eine Ausnahme stellt die 500 m tiefe Bohrung Thüringen II in Tonndorf dar. Die geringe Mineralisation, die Sulfatgehalte und insbesondere der Gehalt an Hydrogencarbonat legen allerdings nahe, dass es hier zur Zumischung oberflächennaher meteorischer Wässer in beträchtlichem Maße kommt. Für die Herkunft der Salzgehalte der Solen kommen die

Salinare des Zechsteins, des Bundsandsteins und des Muschelkalks in Frage. Das Salinar des Münder Mergels entfällt als Salzlieferant, da das Thüringer Becken keine Jura-Sedimente enthält.

Sulfatwässer entstehen durch die Laugung von Gips und Anhydrit in den Salinaren des mittleren Muschelkalks und des Gipskeupers. Sie treten, ähnlich wie im norddeutschen Mesozoikum, in Tiefenbereichen zwischen einigen Zehnermetern und ca. 100 m auf.

Schwefelwässer sind im Bereich des Thüringer Beckens selten, da die reduzierend wirkenden bituminösen Schichten des Juras (Lias-Tone, Serpulit) und der Unterkreide (Wealden-Tone) fehlen. Die Schwefelwasservorkommen bei Bad Langensalza, Merxleben und Bad Tennstedt werden auf die Reduktion mesozoischer Sulfate in quartären Torfen zurückgeführt.

Charakteristisch für weite Teile des Thüringer Beckens sind **Kohlendioxid**-Vorkommen. Die Gase sammeln sich im Chirotherien-Sandstein (O. Buntsandstein) und im Hauptdolomit des Zechsteins. Hiermit verbunden, weisen viele Mineralwässer des zentralen Thüringer Beckens erhöhte CO₂-Gehalte auf, die aber selten so hoch sind, dass Säuerlinge entstehen. /CAR 75/ führt die CO₂-Entstehung auf Ausgasungen tiefer Magmenherde, u.a. im Randbereich der Rhön, zurück.

Eine weitere Besonderheit stellen die **radioaktiven Wässer** von Volkenroda (Tiefenwässer aus Kaligrube) und Saalfeld (eisen- arsen- und sulfathaltiges Stollenwasser aus d. Abbau ordovizischer Alaunschiefer).

Tab. 3.2: Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im Thüringer Becken.
Nach /CAR 75/.

Ort	End- teufe [m]	Gestein	C _{ges} [g/kg]/ T [°C]	Wassertyp
Nordrand				
Halle	ca. 600	Zechstein	31/12	Sole
Dürrenberg	ca. 500	Zechstein	96/18	Sole
Kyffhäuser und Finne-Scholle				
Artern (Schacht)	242	Buntsandstein	258/14	Sole
Bad Sulza (Kunstgrabenquelle)	433	Zechstein	89/14	Sole
Zentrales Thüringer Becken				
Tonndorf (Bohrung Thüringen II)	550	Zechstein (Werra- Anhydrit)	4/22	Na-Ca- SO ₄ -Cl- Mineralwasser
Arnstadt	440	U. Buntsandstein (Röt)	136/?	eisen- und jodhaltige Sole
Stotternheim (10 km N von Erfurt)	ca. 340	Mittl. Muschelkalk	227/?	Sole

3.2.3 Hessische Senke

Infolge der intensiven tektonischen Zerstückelung der Hessischen Senke existieren eine Vielzahl von Aufstiegsbahnen für Tiefenwässer.

Als Entstehungsursache der **NaCl-Wässer** kommen die Salinare des Zechsteins und des Muschelkalks in Frage. Letzterer ist allerdings hinsichtlich seiner Verbreitung auf ein kleineres Gebiet nördlich der Rhön beschränkt. Im Bereich der fränkischen Saale, etwa auf der Höhe von Bad Kissingen, endet das Verbreitungsgebiet salinaren Zechsteins, südlich davon kommen nur noch Zechsteincarbonate und –sulfate vor. Trotz des ausreichenden Angebotes an Salzen treten verhältnismäßig wenig Solen in der Hessischen Senke auf.

Typisch sind eher Mineralwässer, die bei vergleichsweise geringem Gesamtioneninhalt deutliche **Sulfat**gehalte aufweisen. Diese Wässer, die meist zusätzlich einen mehr oder weniger hohen Chloridanteil aufweisen, entstammen häufig den Sulfaten des Buntsandsteins (Röt) oder den Zechsteindolomiten.

Schwefelwässer sind sehr selten, was auf das offensichtlich geringe Angebot von bituminösen oder organogenen Sedimenten zurückzuführen ist. Aufgrund vollständigen Abtrags der Jura-Sedimente fehlen beispielsweise die bituminösen Lias-Tone.

Kennzeichnend für weite Teile der Hessischen Senke ist dagegen der hohe **CO₂-Gehalt** in den Tiefen- und Mineralwässern durch Ausgasungen von vulkanischen Tiefenherden, der häufig zur Entstehung von Sauerlingen führt. So weisen nahezu alle tieferen Wasservorkommen in der südlichen Hessischen Senke erhöhte Kohlendioxid-Gehalte auf, die mit den Tiefenherden des Vulkangebiets der Rhön in Verbindung gebracht werden können.

Auch die für tiefe Wässer untypischen **Hydrogencarbonat**-Gehalte sind auf das reiche vulkanogene CO₂-Angebot zurückzuführen.

Tab. 3.3: Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im Bereich der Hessischen Senke. Nach /CAR 75/.

Ort	End-teufe [m]	Gestein	C _{ges} [g/kg]/ T [°C]	Wassertyp
Buntsandstein- Gebiet Nordhessen				
Kassel-Wilhelmshöhe	1316	Zechstein (Plattendolomit)	120/?	eisenhaltige Sole
Bad Hersfeld (Vitalis-Brunnen)	437	Zechstein (Plattendolomit)	8/19	Na-Ca- SO ₄ - - Mineralwasser
Bad Hersfeld (Lullus-Brunnen)	420	Zechstein (Plattendolomit)	4/11	Na-Ca- SO ₄ -HCO ₃ - Mineralwasser
Umgebung der Rhön				
Bad Brückenau (König Ludwig I-Quelle)	300	Buntsandstein	0,3/13	einfacher Säuerling (CO ₂ : 2213 mg/l)
Fränkische Saale				
Bad Neustadt (Hauptbohrung I)	700	Zechstein (Dolomit, Anhydrit)	72/16	Sol-Säuerling
Bad Kissingen (Schönborn-Sprudel)	584	Zechstein (Steinsalz)	14/21	eisenhaltiger Na-Cl- Thermal-Säuerling
Bad Kissingen (Luitpold-Sprudel)	916	Zechstein (Kupferschiefer)	5/13	eisenhaltiger Na-Ca-Cl- HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
Brückenau (Siebener Sprudel-Brunnen)	416	Rotliegendes, Zulauf vorwiegend aus Zechstein	2/18	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ - Mineralwasser
Brückenau (St. Georgi-Brunnen)	554	Rotliegendes, Zulauf vorwiegend aus Bunt-sandstein	5/16	eisenhaltiger Ca-SO ₄ -- Cl-HCO ₃ - Säuerling
Gräfendorf (Erdöl-mutungsbohrung)	836	Buntsandstein	12/?	Na-Ca-Cl-Säuerling
Burgsinn	478	Rotliegendes, Zulauf aus Zechstein-Dolomit	22/15	eisenhaltiger Na-Ca-Cl- Säuerling

3.2.4 Pfälzer Wald

Aus dem mesozoischen Teil des Pfälzer Waldes sind keine Mineralwasservorkommen bekannt. Am Ostrand treten einige Schwefelquellen (Edenkoben, Büchelberg) auf, diese sind jedoch hydrogeologisch an Einzugsgebiete im Bereich des Mainzer Beckens gebunden. Aussagen zur Beschaffenheit des Tiefenwassers im Bereiche des Pfälzer Waldes können daher nicht getroffen werden.

3.2.5 Schwäbisch-Fränkisches Schichtstufenland

Die tieferen Wasservorkommen des süddeutschen Mesozoikums lassen sich in die folgenden Gruppen gliedern:

- NaCl-Wässer (z.T. Solen)
- SO₄-Cl-Mischwässer
- Schwefelwässer
- Thermalwässer und Sauerlinge

3.2.5.1 NaCl-Wässer

Die Herkunft der NaCl-Wässer Süddeutschlands lässt sich hinsichtlich der Herkunft nur teilweise aus der Lösung mesozoischer Vollsalinare erklären. In Frage kommen hierfür im süddeutschen Mesozoikum allein die Evaporite des mittleren Muschelkalks. Im Gegensatz zum norddeutschen Mesozoikum sind diese Salze jedoch nicht flächendeckend verbreitet. Vollsalinare Abfolgen mit Steinsalzvorkommen treten nur westlich der Linie Würzburg-Stuttgart-Dürrheim auf, selbst hier können sie wegen Subrosionsvorgängen lokal fehlen. Salinare Abfolgen des oberen Buntsandsteins (Röt) und des oberen Malms (Münder Mergel) fehlen in Süddeutschland ganz, sie sind auf den norddeutschen Raum beschränkt. Auch die Lösung von Zechsteinsalzen ist nur nördlich des Mains, am Übergang zur Hessischen Senke denkbar.

Sehr weit verbreitet sind NaCl-Wässer, deren Lösungsinhalt sich nicht aus der Laugung eines mesozoischen Salinars herleiten lässt. Derartige Wässer treten vor allem in den tieferen Bereichen des Buntsandsteins, aber auch in den Sandsteinen des Keupers, des Lias und des Doggers auf. /CAR 75/ erklärt die Genese dieser Wässer durch die Lösung von Salzen, die ursprünglich konnatem brackisch-marinem Porenwasser entstammen. Letzteres wurde weitgehend während der Diagenese ausgepresst wobei Porensalze in den Resthohlräumen ausgeschieden wurden. Diese Salze wurden anschließend durch den Übergang in das Kristallwasser bzw. durch Inkorporation in das Kristallgitter von Tonmineralen konserviert. Die Wiederauflösung durch Tiefenwasser erfolgt dabei von den Kluftwandungen aus in die Matrix. Bei geringer Mächtigkeit des Sediments und vergleichsweise hoher Zirkulationsgeschwindigkeit des Tiefenwassers sind einige Regionen bereits vollständig ausgelaugt. In Gegenden mit größerer Überdeckung sind die Porensalze

noch fast in ursprünglicher Menge enthalten. /CAR 75/ schätzt das Mineralwasservorkommen in 1 km² fränkischen Buntsandsteins auf etwa 1 Mio. m³. Auch das Auftreten stark chloridhaltiger Wässer im nicht-salinaren fränkischen Keuper zwischen Thüringen und Heilbronn kann nur durch das Auftreten autochtoner Porensalze erklärt werden.

Tiefe NaCl-Mineralwässer und Solen treten aufgrund der beschränkten Verbreitung des Muschelkalksalzes bevorzugt im Westteil des süddeutschen Mesozoikums auf. Hierzu gehören die Gebiete Westfrankens, des Neckars sowie der Kraichgau und die Hohenloher Ebene (vgl. Tab. 3.1).

3.2.5.2 (Chlorid-)Sulfat-Wässer

Aufgrund der geringeren Verbreitung von Salzen ist die Verbreitung von Solen begrenzt. Daher weisen Wässer in größeren Tiefen in weiten Teilen des süddeutschen Raumes deutliche Sulfat-Gehalte auf. Mesozoische Sulfatvorkommen sind flächenmäßig viel verbreiteter als die Salzvorkommen. Der oberste Buntsandstein (Röt) enthält in Süddeutschland anstelle von Salz Gipsnester. Außer im mittleren Muschelkalk treten Anhydrit und Gips auch im mittleren Keuper (Gipskeuper) und teilweise im darunter liegenden Lettenkeuper in Form dünner Gipslagen. Ein Teil der oberflächennahen Sulfatwässer wird jedoch auch auf die Oxidation von Pyrit in sapropelit-haltigen Gesteinen (Ölschiefer und Stinkkalke des Lias) durch den Zutritt sauerstoffhaltiger Wässer erklärt /CAR 75/. Reine Sulfatwässer sind in der Regel auf Tiefen bis 100 m beschränkt. Darunter treten Chlorid-Sulfat-Mischwässer bis in Tiefen von mehreren 100 m auf. Das Auftreten solcher Wässer ist typisch für den Bereich der schwäbischen Alb und Ostfranken, wo das Salz des Muschelkalks fehlt.

Ein Teil der in Tab. 3.4 dargestellten sulfathaltigen Wässer weisen zusätzlich Hydrogencarbonat-Gehalte auf, die sich zu einem geringeren Teil aus dem Zulauf sehr oberflächennahen, meteorischen Grundwassers zum Tiefenwasser, vor allem aber durch Tiefenentgasungen von CO₂ in Vulkangebieten (Urach, Heldburger Gangschar) erklären lassen.

3.2.5.3 Schwefelwässer

Schwefelwässer treten bevorzugt im Vorland der schwäbischen und fränkischen Alb auf. Nach der Lösung von Gips und Anhydrit in Muschelkalk und Keuper erfolgt die Sulfatreduktion in den bitumenreichen Ölschiefern und Stinkkalken des Lias. Trotz der weiten Verbreitung von sulfathaltigen Wässern kommen schwefelhaltige Wässer deutlich seltener vor als im norddeutschen Raum.

3.2.5.4 Thermalwässer und Sauerlinge

Thermalwässer treten insbesondere im Bereich der schwäbischen Alb und ihrem Vorland auf. Die erhöhten Temperaturen bis zu 48 °C sind an eine Wärmeanomalie im Bereich der mittleren schwäbischen Alb geknüpft. Diese wird auf tiefegelegene Magmenherde zurückgeführt, die ursprünglich die Vulkane des Uracher Gebietes speisten, wobei jedoch das Verbreitungsgebiet der Wärmeanomalie wesentlich größer ist als das Uracher Vulkangebiet. Hieraus erklären sich die erhöhten Temperaturen der Thermalwässer von Bad Überkingen, Bad Dietzenbach, Beuren und Boll (vgl. Tab. 3.4). Der Einfluss warmen Tiefenwassers lässt sich auch bei oberflächennäheren Wässern, die im Ostschwarzwald infiltriert werden und dem Neckar zulaufen, weit nach Norden bis in den Raum Bad Cannstatts bei Stuttgart verfolgen. Vereinzelt treten im Bereich der schwäbischen Alb auch Sauerlinge auf, die auf CO₂-Exhalationen der Uracher Tiefenherde zurückzuführen sind (Bad Dietzenbach, Beuren).

Eine weitere Wärmeanomalie existiert in Nordfranken im Bereich des Grabfeldes zwischen Rhön und Thüringer Wald. Grund sind auch hier magmatische Tiefenherde, an die Vulkangebiete der Heldburger Gangschar und der Rhön geknüpft sind und die über 30 °C warmen Temperaturen der Thermalwässer Bad Colbergs und Rodachs verursachen.

Aber auch außerhalb (bekannter) Vulkangebiete treten Sauerlinge auf, und zwar bevorzugt dort, wo gewölbeartige Strukturen des mesozoischen Deckgebirges zur Ansammlung von vulkanogenen CO₂ unter geringpermeablen Schichten führen. Beispiele hierfür sind die Sauerlinge des Filstales (Göppingen) und des Fränkischen Schildes (Bad Mergentheim, Ingelfingen).

Tab. 3.4: Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im süddeutschen Mesozoikum. Nach /CAR 75/.

Ort	End-teufe [m]	Gestein	C _{ges} [g/kg]/ T [°C]	Wassertyp
Ostfranken und südliches Thüringen				
Bad Colberg	646	O. Buntsandstein	49/36	Thermalsole
Rodach	652	Mittl. Buntsandstein	1/33	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ ⁻ -Thermalwasser
Fürth (Espan-Bohrung, tiefster Abschnitt)	440	Mittl. Buntsandstein	12/22	Na-Ca-Cl-SO ₄ -Thermalwasser
Erlangen (Brunnen Bohlenplatz)	210	Gipskeuper	3/?	Na-Ca-Cl-SO ₄ -Mineralwasser
Westfranken (Fränkischer Schild)				
Bad Mergentheim (Paul-Quelle)	551	Rotliegendes, Zulauf aus Buntsandstein	64/15	eisen- und jodhaltiger Sol-Säuerling
Ingelfingen (Badebrunnen)	816	Devon, Zulauf aus Buntsandstein	40/11	eisenhaltiger Sol-Säuerling
Neckar- Gebiet, Kraichgau und Hohenloher Ebene				
Allmersbach	345	Mittl. Buntsandstein	26/?	eisenhaltige Sole
Ludwigsburg (Tiefbohrung Mathildenhof)	221	O. Buntsandstein	29/18	Sol-Säuerling
Bad Cannstatt	477	U. Buntsandstein	18/24	Thermal-Sole
Bonlanden	365	Buntsandstein	12/33	Na-Cl-SO ₄ -Thermalwasser
Bad Rappenau	216	Mittl. Muschelkalk	261/13	Sole
Bad Mingolsheim	637	Muschelkalk	29/44	Thermal-Sole
Bad Dür rheim	209	Mittl. Muschelkalk	268/12	Sole
Bad Langenbrücken	212	Lias α	3/28	schwefelhalt. Na-HCO ₃ -Cl-Thermalwasser
Östlicher Schwarzwald				
Göllsdorf	489	Mittl. Buntsandstein	4/20	Na-Ca-SO ₄ - Cl-Thermalwasser

Tab. 3.4 (Fortsetzung): Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im süddeutschen Mesozoikum. Nach /CAR 75/.

Schwäbische Alb und Albvorland				
Reichenbach	290	Mittl. Muschelkalk	7/28	Na-Cl-SO ₄ -Thermalwasser
Bad Überkingen (Otto-Therme)	1020	Rotliegendes, Zufluss aus O. Muschelkalk	5/41	Na-Ca-SO ₄ -Thermalwasser
Bad Überkingen (Renata-Quelle 1)	396	Mittl. Keuper (Stubensandstein)	4/34	Na- SO ₄ -HCO ₃ -Thermalwasser
Bad Überkingen (Versuchsbohrung)	413	Zufluss aus Lias α bei 278 m	5/24	Na- Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Thermalwasser
Bad Ditzenbach	615	Mittl. Muschelkalk	7/45	Na-Ca- Cl- SO ₄ -Thermalwasser
Bad Ditzenbach	423	Mittl. Keuper (Stubensandstein)	3/38	Na-HCO ₃ -SO ₄ -Thermalwasser
Bad Ditzenbach	290	Lias α	3/25	Na-HCO ₃ -Cl- Thermal-Säuerling
Beuren	755	Muschelkalk	7/48	Na-Ca- Cl- SO ₄ -HCO ₃ -Thermal-Säuerling
Beuren	ca. 400	Rhät/Lias α	2/38	Na- HCO ₃ -Thermalwasser
Boll	240	Mittl. Keuper (Stubensandstein)	3/42	Na-HCO ₃ -SO ₄ -Thermalwasser

Zusammenfassend kann das Gebiet des süddeutschen Mesozoikums im Hinblick auf die hydrochemische Zusammensetzung seiner Tiefenwässer folgendermaßen charakterisiert werden:

- Im Gegensatz zum norddeutschen Raum lässt sich im süddeutschen Raum, bei dem der Chemismus der Tiefenwässer eher teufenabhängig ist, im süddeutschen Raum mehr die Tendenz einer regionalen Systematik bei der hydrochemischen Zusammensetzung zu erkennen. Aufgrund geringerer tektonischer Beanspruchung existieren weniger weitreichende Störungen, die zur Vermischung von Wässern unterschiedlicher Herkunft führen. Für den Raum des süddeutschen Mesozoikums sind daher eher Formationswässer charakteristisch.
- Im Buntsandstein und Muschelkalk treten im Verbreitungsgebiet der Salze des Mittleren Muschelkalks häufig Clorid-Wässer und Solen auf (Neckargebiet, Kraichgau und Hohenloher Ebene). Im Buntsandstein ist dies infolge der Lösung

autochter Porensalze auch außerhalb des Muschelkalksalinars möglich (z.B. Bad Colberg).

- Außerhalb des Verbreitungsgebietes des salinen Muschelkalks treten in den Sedimenten der Trias in mehr als 200 m Tiefe meist chlorid- und sulfathaltige Mischwässer auf (Ostfranken, Vorländer der östl. schwäbischen Alb und fränkischen Alb).
- Das Auftreten von Schwefelwässern ist weitgehend an die Verbreitung reduzierender Lias-Tone gebunden. Sie treten deutlich seltener auf als im Bereich des norddeutschen Mesozoikums.

Die obenstehende Gliederung lässt sich jedoch keinesfalls durchgängig anwenden, dazu existieren zu viele Ausnahmen und Abweichungen.

4 Subvariszische Saumsenke (Steinkohlegebirge Ruhrgebiet) und Münsteraner Kreidebucht

4.1 Regionalgeologische Situation

4.1.1 Lage und Umgrenzung

Das Steinkohlegebirge des Ruhrgebiets (Ruhrkarbon) ist Teil der subvariszischen Saumsenke, in der im Oberkarbon vor dem südlich gelegenen variszischen Gebirge eine mehr als 5.000 m umfassende klastische Molassefolge mit über 100 Kohleflözen abgelagert wurde /WAL 92/. Von Süden nach Norden fortschreitend wurden diese paralischen Sedimente des Namur und des Westfal in WSW-ENE-streichende Hauptsättel und -mulden mit einer größeren Anzahl von Spezialfalten gefaltet. Der Nordteil des Ruhrreviers ist Teil des Münsterländer Kreide-Beckens, welches sich nach Norden als mesozoisches Deckgebirge diskordant auf das Grundgebirge auflagernd bis zum Teutoburger Wald fortsetzt. Der westliche Bereich ist dem niederrheinischen Senkungsraum zuzuordnen.

Die gefalteten Schichten des Karbons werden diskordant von schwach nach Norden geneigten Deckgebirgsschichten des Perms, der Trias, der Kreide, des Tertiärs und des Quartärs überlagert. Nördlich einer durch die Städte Mülheim, Essen, Bochum, Dortmund zu ziehenden Linie bedecken überwiegend Oberkreide-Sedimente den größten Teil des Steinkohlegebirges. Zechstein, Buntsandstein und tertiäre Sedimente treten nur am Niederrhein auf. Nach Norden nehmen die Deckschichten kontinuierlich bis in das Zentrum des Münster Beckens an Mächtigkeit zu. Die 1.000 m-Mächtigkeitslinie des Deckgebirges bildet derzeit die nördliche Grenze der Steinkohlebergbauzone (s. Abb. 4.1).

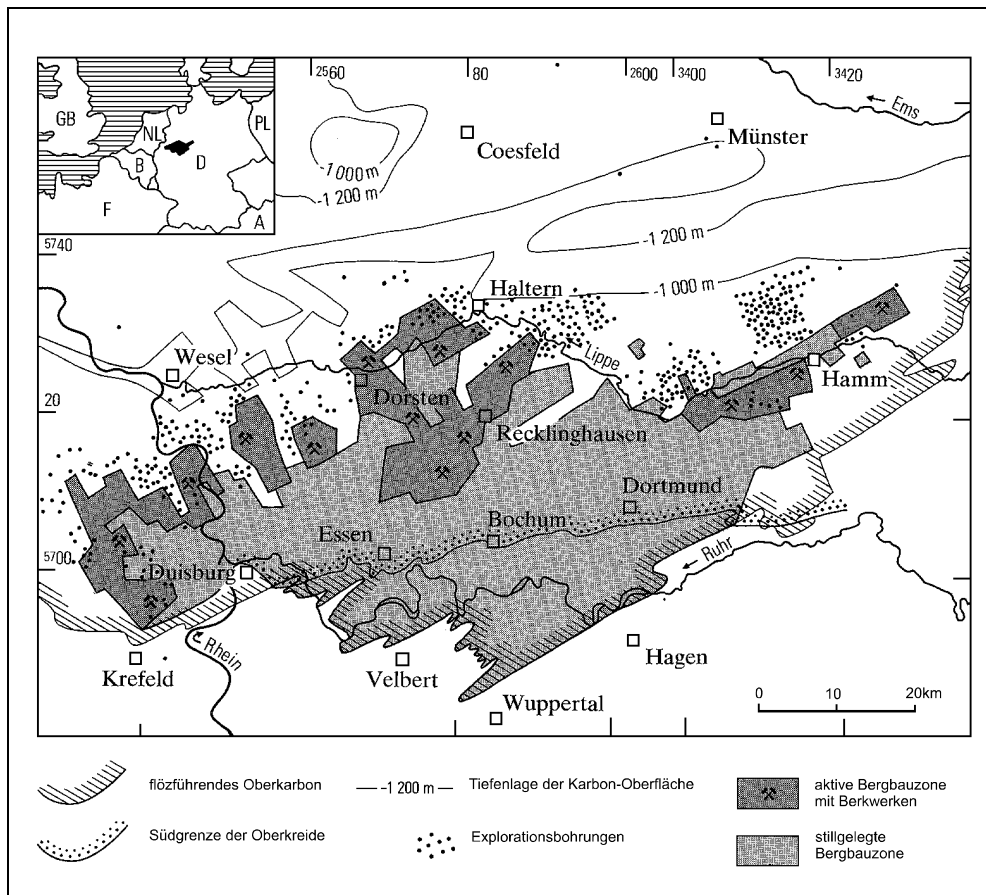


Abb. 4.1: Übersicht der Bergbau- und Explorationsgebiete des Ruhrreviers (aus /DRO 94/)

4.1.2 Tektonische Situation

Neben dem nordvergenten Faltenbau erfolgte eine weitere räumliche Zergliederung der karbonischen Schichten durch große Überschiebungen (Wechsel), sowie Querstörungen (Sprünge) und Blattverschiebungen (Diagonalstörungen). Insbesondere die Querstörungen führten mit Versatzbeträgen bis zu 1.000 m zu einer Quergliederung des Steinkohlengebirges in zahlreiche Gräben, Horste und Staffeln (s. Abb. 4.2). Man geht davon aus, dass alle großen, schollenbegrenzenden, querschlägigen Störungen des Steinkohlengebirges sich in die Schichten des Deckgebirges hinein fortsetzen, jedoch meist mit geringerer Sprunghöhe als im Karbon. Im Bereich der Zechstein-Buntsandstein- und Tertiärablagerungen haben verschiedene Höhenlagen der tektonischen Schollen vermutlich verschieden starke Abtragung hervorgerufen. Die alten variszischen Querstörungen lebten nach Ablagerung der Zechstein- und Trias-Schichten wieder auf und versetzten nun auch die Deckgebirgsschichten. Nach Ablagerung der Kreide-Schichten wurden die alten Störungszonen erneut aktiv.

Teilweise werden auch noch tertiäre Deckschichten von tektonischen Störungen durchsetzt.



Abb. 4.2: Abgedeckte geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenrevieres und nördlich angrenzender Gebiete sowie geologisches Profil durch das Rheinisch-Westfälische Steinkohlenrevier (aus /WAL 92/).

Die im westlichen und nördlichen Ruhrgebiet bekannten flachen Kreidemulden und -sättel (z. B. Bottroper Kreidemulde) entstanden im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Teutoburger Waldes.

4.1.3 Erdgeschichtliche Entwicklung und Lithologie

4.1.3.1 Karbon

Die kohleführenden Ablagerungen des Oberkarbons beginnen mit den Schichten des Namur C und reichen bis in das Westfal C. Insgesamt beträgt die Mächtigkeit der flözführenden Schichten etwa 2900 m. Die Schichten des flözführenden Karbons bestehen zu über 95 % aus klastischen Sedimenten, den Rest bilden organische Bestandteile in Form von Kohleflözen oder kohligem Detritus in den klastischen Gesteinen. Charakteristisch ist die zyklische Gliederung (Cyclothem) der flözführenden Schichten des Oberkarbons (Abb. 4.3) in **Wurzelböden**, die aus mehr oder weniger durchwurzelter Ton- bis Siltsteinen aufgebaut sind, **Kohleflöze** und **Siltsteine**, die in wechselnden Anteilen tonig-siltigen bis feinsandigen Ablagerungen auch unter dem Begriff Schiefererton zusammengefaßt werden. Die Siltsteine sind die dominierende Lithofazies der kohleführenden Schichten des Oberkarbons. Die Siltsteine werden in „coarsening upward“-Sequenzen von **Sandsteinen** überlagert. Häufig treten auch konglomeratische Bereiche auf. Der durchschnittliche Sandsteinanteil schwankt zwischen < 25 % und 50 %.

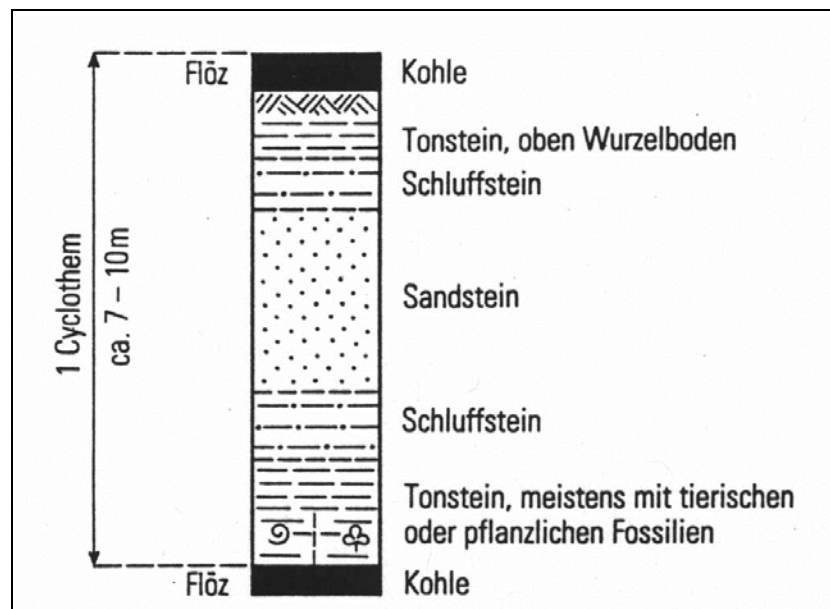


Abb. 4.3: Cyclothem im flözführenden Oberkarbon, schematisch (aus /RAB 87/).

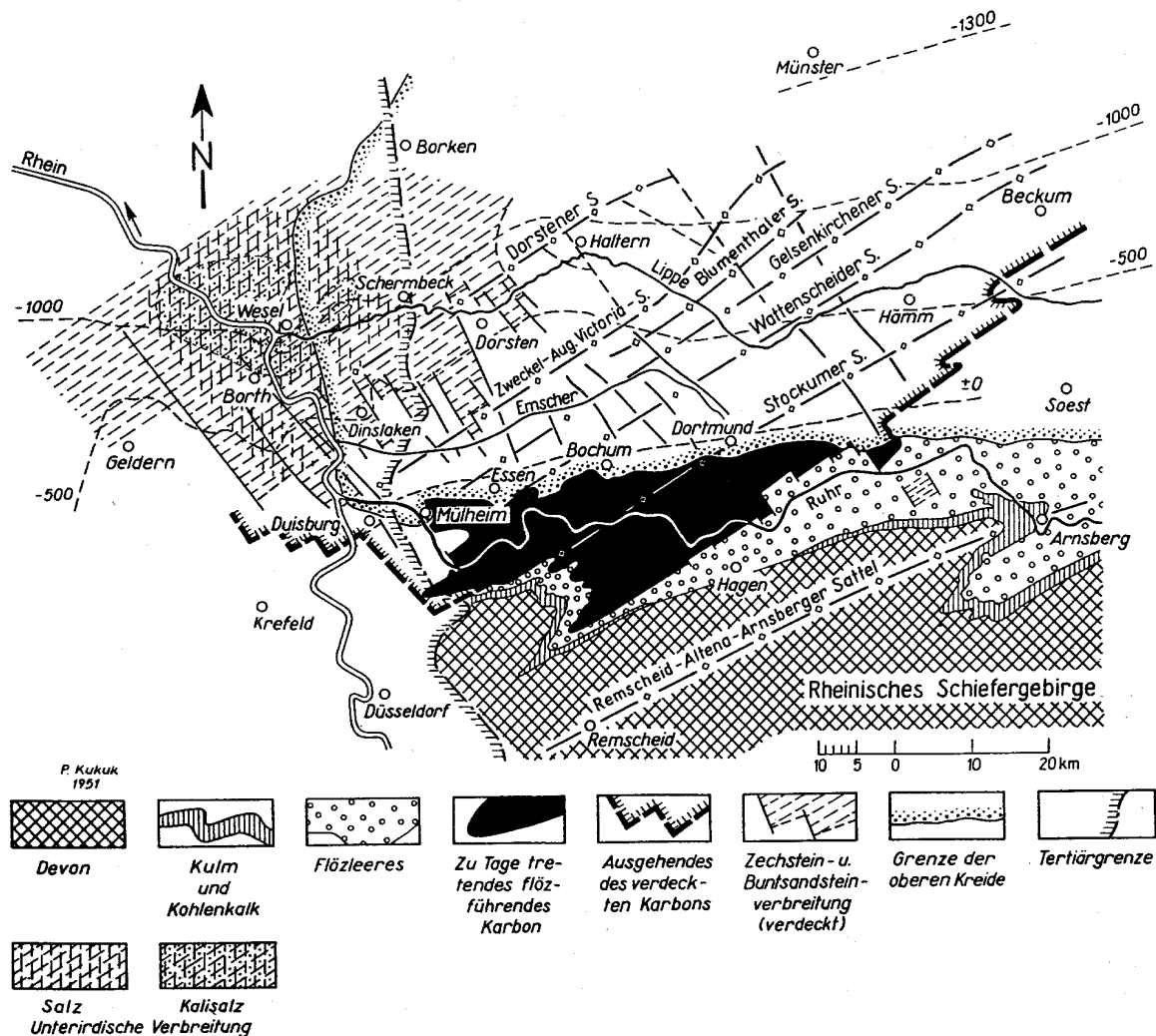


Abb. 4.4: Geologische Übersicht des Ruhrreviers mit abgedecktem Quartär (aus /HAH 82/).

4.1.3.2 Zechstein

Die ältesten Ablagerungen des Deckgebirges gehören den salinaren Serien des Zechsteins an. Im westlichen Ruhr-Revier ist nur Zechstein 1 (Werra-Serie) mehr oder weniger vollständig. Zechstein 1 setzt mit einem diskordant auflagernden Transgressionskonglomerat ein. Es folgen *Kupferschiefer* (feingeschichteten, kalkig-dolomitischen Schluffstein) und *Zechstein-Mergel*. Mit der Ablagerung des Unteren Werra-Anhydrits beginnt die salinare Phase des Zechstein 1-Zyklus aus etwa 200 m mächtige *Werra-Steinsalz* (nur im nordwestlichen Ruhr-Revier). Aufgrund einer Verlagerung des Senkungsraumes nach Norden kam es in den randlichen Bereichen

des Zechstein-Beckens nicht mehr zur Ablagerung. Das Salz wurde im Verlaufe geologischer Zeiträume durch zirkulierende Wässer subrodiert.

Die Zechstein-Zyklen 2 (Stassfurt-Serie), 3 (Leine-Serie) und 4 (Aller-Serie) erreichen nur am südlichen Niederrhein eine Mächtigkeit von insgesamt ca. 50 m und bestehen aus einer Wechselfolge von *Tonen*, *Anhydriten*, *Gipsen* und dem *Plattendolomit*.

4.1.3.3 Trias

Während der unteren Trias, z.Z. des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, erstreckte sich ein Delta-Schuttfächer aus terrestrischen Ablagerungen (Sande) nach Norden in das niederrheinische Senkungsfeld.

Der ungefähr 200 m mächtige *Untere Buntsandstein* (Niederrhein-Folge) besteht aus z.T. nur gering verfestigten, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen, in die im unteren Teil einzelne, geringmächtige Tonstein-Bänke zwischengelagert sind. Im oberen Teil treten häufig feinschichtige Wechsellagerungen von Sandstein und Ton-/Schluffsteinen auf. Der *Mittlere Buntsandstein* wird aus der nur noch teilweise vorhandenen Volpriehausen-Folge und der Solling-Folge aufgebaut. Überwiegend handelt es sich bei diesen Schichten um Wechselfolgen von feinkörnigen Sand- und Tonsteinen. Mit dem *Oberen Buntsandstein (Röt)* schwächt sich die Hebungstendenz der sedimentliefernden Hochgebiete ab. Die Basis des Oberen Buntsandsteins bildet das *Röt-Salinar*, mit geringmächtigen Anhydrit-Bänken und zwischengeschalteten Tonlagen. Der Obere Buntsandstein erreicht Mächtigkeiten bis 100 m. Weiter nördlich enthält das Röt-Salinar auch Steinsalzablagerungen.

Nach der Buntsandstein-Zeit war das Relief ausgeglichen und der Ablagerungsraum war Teil eines flachen Binnenmeeres mit einer chemischen, vorwiegend kalkigen Sedimentation. Die Schichten des *Muschelkalks* sind selten vollständig in allen drei Stufen ausgebildet und reichen von Norden mit ihren südlichsten Ausläufern bis in den Raum Dorsten-Bottrop. Der *Untere Muschelkalk* besteht aus feinschichtigen Mergelkalken, Dolomiten und Tonsteinen. Im ca. 40 m mächtigen *Mittleren Muschelkalk* herrschen dolomitische Mergel und carbonatische Tonsteine vor. Der *Obere Muschelkalk* besteht aus einer etwa 30 m mächtigen Folge von Dolomiten und Carbonaten. Den Abschluss der Muschelkalkablagerungen bildet eine geringmächtige Folge aus dolomitischen Tonsteinen.

Keuper- und Jura (*Lias*)-Ablagerungen treten nur lokal in einigen Grabenschollen auf und sind daher unbedeutend. Höherer Jura (Dogger und Malm) fehlen im Ruhrrevier.

4.1.3.4 Kreide

Die Kreide bedeckt große Flächen des Ruhr-Reviers bzw. das ganze Münster Becken und stellt somit die wichtigste Deckgebirgseinheit dar. In den Kreideschichten ist eine signifikante räumliche Differenzierung der Gesteinsausbildung zu verzeichnen. Im zentralen Teil des Münsterländer Kreidebeckens herrschen kalkig-tonige Sedimente vor. Nach Südwesten hin zeigen sandig-glaukonitische Ablagerungen den Übergang zum Beckenrand an. Im nordwestlichen Teil des Ruhrreviers lagert die Kreide der Trias (Buntsandstein) und südlich der Verbreitungsgrenze des Buntsandsteins auch dem Zechstein auf. Im westfälischen Raum und auch im südlichen Teil des Niederrhein-Gebiets transgrediert die Kreide unmittelbar auf Oberkarbon. Die Transgressionssedimente der Kreide haben regional ein unterschiedliches stratigraphisches Alter. Im Norden gehören sie dem Alb (*Essener Grünsand*, feinsandigen Schluffsteinen des *Flammenmergels* sowie dem *Minimus-Grünsand*). Weiter südlich werden die Basisschichten der Kreide jünger und haben Cenoman-Alter. Sie bestehen aus glaukonitreichen, schluffig-mergeligen Sanden mit einem toneisensteinreichen Basis-Konglomerat. Im Westen nimmt die Festigkeit der Kreide-Basisschichten ab.

Über den grünsandigen Basis-Schichten folgen teilweise 100 m mächtig werdenden Kalk- und Kalkmergelsteine des Cenoman. Die Schichten des Turon schließen sich mit einer gleichartigen Wechselfolge an. Darin eingeschaltet sind die glaukonitreichen Horizonte der *Bochumer und Soester Grünsande*, die im Süden und Südwesten in glaukonitische Sandsteine übergehen. Im Norden und Nordosten fehlen sie jedoch. Die Wechselfolge von Kalkmergelsteinen mit tonigen Kalksteinen des Ober-Turon leitet über zur tonigen Fazies des *Emschermergels*. Dieser meist sehr gleichförmig und schluffige Tonmergelstein erreicht im nördlichen Teil des Ruhrreviers Mächtigkeiten bis zu 500 m und dünnt nach Westen und Süden allmählich aus. Verbunden mit der Mächtigkeitsabnahme nach Norden ist eine Zunahme des Feinsandanteils, so dass sich in seinem mittleren Abschnitt ein glaukonitisch-feinsandiger Tonmergelstein (*Emscher-Grünsand*) einschaltet.

Die Oberkreide-Schichten des höheren Santon und Campan, die nur am Nordrand des Ruhrreviers vorhanden sind, werden bis zu 500 m mächtig. Im mittleren und westlichen

Ruhrrevier sind sie meist sandig-mergelig ausgebildet und setzen sich aus einer Wechselfolge von tonig-mergeligen Feinsanden und zwischengeschalteten Kalksandsteinbänken (*Recklinghäuser Sandmergel*) sowie aus Quarzsanden mit verkieselten Bereichen (*Halterner Sande*) zusammen. Im westlichen Ruhrrevier sind die als örtliche Faziesausbildung bekannten *Osterfelder Sande* und *Bottroper Mergel* von Bedeutung. Die Emschermergel-Fazies reicht im Osten bis in das Campan hinein, wohingegen im Westen zunehmend sandige Sedimente, wie z.B. die Recklinghäuser Sandmergel und die Bottroper Mergel, das Hangende des Emschermergels bilden. Die *Bottroper Mergel* bestehen aus glaukonitischen Ton- bis Feinsandmergelsteinen.

4.1.3.5 Tertiär

Tertiäre Deckgebirgsablagerungen sind nur im Westen im Bereich der Niederrheinischen Bucht entwickelt. Nach Osten keilt das Tertiär an der Linie Duisburg-Borken aus. Die Ablagerungen beginnen mit dem ca. 15-20 m mächtigen *Walsumer Meeressand*, einem reinen, unverfestigten Feinsand. Darüber folgt mit 8-10 m Mächtigkeit der *Rattinger Ton*. Zum Hangenden schließen sich mit rd. 100 m Mächtigkeit die *Lintforter Schichten* an, die überwiegend aus Schluffen mit wechselndem Ton- und Feinsandanteil bestehen. Im Westen werden sie von den *Grafenberger Schichten* des Oberoligozäns, die als schluffige, glaukonitische Feinsande ausgebildet sind, überlagert.

4.1.3.6 Quartär

Die pleistozänen Deckschichten treten meist als geringmächtiger Horizont über älteren Deckgebirgsformationen auf. Vorwiegend handelt es sich um eiszeitliche Ablagerungen: Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm, Löß und Lößlehme sowie Sande. Terrassensande und -kiese haben in den Flußtälern größere Verbreitung und erreichen in der Niederrheinischen Bucht Mächtigkeiten von mehr als 20 m.

4.2 Tiefenwasservorkommen

4.2.1 Grundgebirge

In den Schichten des Oberkarbons sitzen die Wässer überwiegend auf den Trennflächen des Gebirges zu. Durch tektonische Beanspruchung des Gebirgskörpers rissen

die diagenetisch vorgezeichneten Schichtfugen bzw. Klüfte auf und innerhalb der Schiefertone wurde dabei ein dichtes Kluftnetz mit sehr geringen Öffnungsweiten geschaffen. In den Sandsteinen ist das Kluftnetz dagegen nicht so engständig ausgebildet, die Klüfte weisen aber z.T. erheblich größere Öffnungsweiten auf. Dadurch liegt besonders in mächtigen Sandsteinen eine erhöhte Wasserwegsamkeit vor. Die Schiefertone besitzen gegenüber den Sandsteinen im Regelfall einen erhöhten Durchflusswiderstand und können so zu einer hydraulischen Trennung von wasserführenden Sandsteinhorizonten führen.

Die Wasserführung des Porenraumes der Gesteine des Karbons ist gering. Lediglich in den jüngsten Schichten trägt auch der Porenraum der Sandsteine zur Wasserführung bei. Im unverritzten Gebirge ist daher nur im Bereich von Störungszonen und in Sandsteinen mit Wasserführung zu rechnen. Die Sandsteine stellen Einzelgrundwasserleiter dar; die über Störungszonen hydraulisch miteinander verbunden sein können. Werden diese Sandsteine durch Strecken angefahren, so entwässern sie in das Grubengebäude. Zuflüsse bis etwa 300 l/min sind dabei als "normal" anzusehen. Die hangenden Sandstein-Partien werden im Regelfall allmählich entwässert. Nur wenn weitreichende hydraulische Verbindungen zu wasserführenden Störungen oder zum unteren Grundwasserstockwerk des Kreide-Deckgebirges bestehen, kann es zu Dauerzuflüssen kommen.

Neben den Sandsteinen zeigen aber auch die Sandschiefer und Schiefertone im Vergleich zum unverritzten Zustand eine durch Abbaueinwirkungen erhöhte Wasserwegsamkeit. Ebenso können die Querstörungen (Sprünge), die mit ihren Begleitstörungen Zerrüttungszonen bis zu ca. 100 m Breite aufbauen, teilweise als Grundwasserleiter angesehen werden.

Die Grubenwasserzuflüsse nehmen von Norden nach Süden ab. Die Herkunft der Zuflüsse lässt sich in drei Zonen unterteilen:

- Der deckgebirgsfreie Südraum (Stillstandsbereich des Steinkohlebergbaus) mit niederschlagsbedingten und -abhängigen Zuflüssen bis zu ca. 40 m³/min,
- das mittlere Revier mit geringmächtiger Kreide-Überdeckung bis ca. 400 m und Grubenwasserzuflüssen zwischen ca. 0,5 m³/min und ca. 10 m³/min und
- das nördliche Revier mit mächtigem Deckgebirge und mit wechselnden Zuflüssen, überwiegend aus den Störungsbereichen, bis ca. 1 m³/min.

In den zentralen Steinkohleabbaubereichen liegt ein engmaschiges, als Drainagesystem wirkendes Netz von Strecken (horizontal), Gesteinsbergen (diagonal) und Schächten bzw. Blindschächten (vertikal) vor, an dem die Grundwasserfließvorgänge überwiegend gekoppelt ist.

4.2.2 Deckgebirge

Bedingt durch den unterschiedlichen geologischen Aufbau des Deckgebirges im östlichen und mittleren Ruhrgebiet (Westfälischer Raum: Bereich des Kreide-Deckgebirges) und andererseits im Westteil (Niederrhein-Gebiet: Bereich des Tertiär-, Kreide-, Trias- und Perm-Deckgebirges) weichen auch die hydrogeologischen Verhältnisse in diesen Gebieten erheblich voneinander ab.

Im **Niederrhein-Gebiet** sind die gesamten Zechstein-Schichten größtenteils als Grundwassernichtleiter entwickelt. Selbst in Bereichen, in denen das Gefüge durch Salzsubrosion gestört ist, erweisen sich die Trennflächen als geschlossen und nicht wasserführend, bedingt durch den Überlagerungsdruck in Verbindung mit sekundären Gipsabscheidungen in Zwickeln und auf Bruchflächen. Lediglich die Dolomite der Zechstein-Riffe am Ostrand (Raum Dorsten / Kirchhellen) sind als Grundwasserleiter entwickelt.

Im Hangenden des Zechsteins umfasst das **untere Grundwasserstockwerk** des Deckgebirges die sandigen Schichten des Buntsandsteins, die teilweise schwerdurchlässigen, vorwiegend östlich des Rheins verbreiteten Kreide-Schichten sowie die basalen Tertiär-Schichten. Örtlich gehören auch die nur auf einzelnen Schollen vorkommenden Muschelkalk-Schichten zu diesem Stockwerk. Über dem *Walsumer Meeressand* bilden der *Ratinger Ton* sowie die Ton/Schluff-Gesteine des unteren und mittleren Abschnittes der *Lintforter Schichten* eine hydrogeologische Barriere. Sie grenzen die stärker mineralisierten Wässer des tieferen Deckgebirges gegen das oberflächennahe nutzbare Grundwasser ab.

Die quartären Kiese und Sande der Rhein-Terrassen sowie die feinsandig-schluffig entwickelten tertiären Schichten stellen das **obere Grundwasserstockwerk** dar, deren Nutzung sich weitestgehend auf die ergiebigen Quartär-Grundwasserleiter beschränkt. Aufgrund ihrer Feinkörnigkeit und ihrer dichten Lagerung ist die Durchlässigkeit der Tertiär-Schichten nur mäßig bis gering, ihre Dachfläche wirkt oft wie eine hydraulische Grenze zu den Terrassen-Sedimenten. Insgesamt nimmt die Durchlässigkeit der

Tertiär-Schichten infolge des Überlagerungsdruckes mit steigendem Abstand zur Oberfläche weiter ab.

Im **südlichen Ruhrgebiet** sind die Tertiär-Schichten durch eine tonige Komponente als Grundwassernichtleiter einzustufen und bilden eine hydraulische Trennschicht zum Steinkohlengebirge. Im Westen, wo sie den Buntsandstein überlagern, sind sie wenig verfestigt, sandig ausgebildet und führen Porenwasser. Unter dem *Emschermergel* sind die Wässer gespannt und können besonders im östlichen Ruhrgebiet unter einem nahezu der Tiefe entsprechenden hohen hydrostatischen Druck stehen.

Das im Norden anschliessende **Münsterländer Becken** bildet grob gesehen ein Dreischicht-Aquifersystem, das sich aufteilt in

- Einen unteren Aquifer, der an den Rändern ausstreicht und zum Beckeninnern abtaucht,
- Eine nahezu undurchlässige Trennschicht (*Emschermergel*).
- Mehrere lokale, oberflächennahe Aquifere.

Am östlichen, südlichen und nördlichen Rand des Münsterländer Beckens streicht die untere Aquifer-Einheit bei Höhen um +200 mNN aus; in Richtung auf das Beckeninnere sinkt sie – am Südrand flach mit 2-5°, am Nordostrand (Osning) steil bis senkrecht einfallend – bis auf -2500 mNN ab. Das Münsterländer Becken stellt eine asymmetrische, schüsselförmige Großstruktur dar, deren tiefste Stelle im Gebiet von Emsdetten-Lengerich liegt.

Der *Emschermergel* wird als geringdurchlässige Trennschicht von den Rändern in Richtung auf das Beckenzentrum mächtiger. In der Region nördlich Münster erreicht er mehr als 800 m Mächtigkeit und liegt in einer Tiefe von 0 -1400 mNN. Gleichwohl bewirkt der *Emschermergel* bereits in den randlichen Bereichen des Münsterländer Beckens bei geringer Mächtigkeit eine weitgehende Trennung des unteren Aquifers von den oberflächennahen Aquiferen.

Isoliert auf dem *Emschermergel* liegen die oberflächennahen Aquifere; welche lokal bei fehlender Trennschicht in den äußeren Randbereichen des Beckens mit dem unteren Aquifer eine Einheit bilden.

Hydrogeologisch wirken die das Münsterländer Becken großflächig verbreiteten Tonmergel- und Mergelsteinen der mittleren Oberkreide (Mittelconiac bis Untersanton) als äußerst geringdurchlässige Deckschicht. Sie bilden das mächtigste Paket der Beckenfüllung des Münsterländer Beckens, wobei ihre Mächtigkeit gemäß der Beckenstruktur von den Randbereichen auf mehr als 800 m im Beckentiefsten anschwillt. In weiten Flächen des Münsterländer Beckens reichen die *Emschermergel* bis an die Geländeoberfläche; z.T. werden sie von subregionalen und lokalen Grundwassersystemen überlagert. Die Wirkung der *Emschermergel* als Barriere für den Grundwasserfluss beruht auf ihrer geringen Durchlässigkeit (mit k_f -Werten zwischen 10^{-9} und 10^{-12} m/s), ihre gleichförmigen Ausbildung und großen Mächtigkeit. Lokal. Jedoch ist subregional diese Barriere weniger wirksam.

Das **obere Grundwasserstockwerk** des Münsterländer Beckens hat sich in den oberflächennah anstehenden, sehr heterogen aufgebauten Schichten der Kreide entwickelt. Insbesondere die rein sandigen Sedimente stellen ein wichtiges genutztes Grundwasserreservoir dar. Zu diesem Stockwerk gehören auch Teile des *Emschermergels*, der oberflächennah bis in Teufen um 50 m eine Kluftwasserführung aufweist. Darüber hinaus sind auch alle in diesem Raume auftretenden Quartär-Grundwässer dem oberen Grundwasserstockwerk zuzurechnen, auch wenn sie z.T. durch einen tonigen Verwitterungslehm an der Mergel-Oberfläche von den Kreide-Grundwässern hydraulisch getrennt sein können. In größerer Tiefe ist der *Emschermergel* als Grundwassernichtleiter entwickelt und stellt eine wichtige hydrogeologische Barriere dar. Nur am Südrand des Ruhrreviers, wo die Turon/Cenoman-Kalksteine zu Tage austreichen und der *Emschermergel* erosiv gekappt und geringmächtig ist, "verschmelzen" die beiden Grundwasserstockwerke.

Entlang von tiefreichenden Störungen kann die Wasserwegsamkeit erhöht sein; es kommt zum Aufstieg von Tiefenwasser, was eine Versalzung oberflächennaher Aquifere zur Folge hat.

Aufgrund des höheren Druckpotentials im nördlichen Ausbissbereich des Turon/Cenoman (im Teutoburger Wald) werden die Tiefenwässer von Norden gespeist /MIC 63, KAR 74, STR 90/. Es entwickelt sich ein südwärts gerichteter Grundwasserstrom mit hochmineralisierten Wässern, die im südlichen Ausbissbereich als Solen und Mineralwässer heute in Tiefbrunnen gewonnen werden. Die vor Beginn des intensiven Steinkohlenbergbaus frei zutage austretenden salzigen "Hellwegquellen" sind heute versiegt. Durch bergbauliche Sumpfungsmaßnahmen hat sich in den

südlichen Ausbissbereichen eine nordwärts gerichtete Grundwasserströmung eingestellt.

4.3 Hydrochemie der Tiefenwässer

4.3.1 Grundgebirge

Die nachfolgende zusammenfassende Darstellung zur Hydrochemie der tiefen Grundwässer des Ruhrkarbons beruht im wesentlichen auf Ergebnissen aus den Arbeiten von /KLI 94, PAA 97, WED 95/.

Die tiefen Grundwässer des Ruhrkarbons bestehen meistens aus hochkonzentrierten NaCl- oder untergeordnet Na-(Ca)-Cl-Wässern, wobei die Salzkonzentration im allgemeinen mit der Teufe zunimmt (Abb. 4.5). Neben NaCl-Wässern treten insbesondere im deckgebirgsfreien Südtail des Steinkohlengebirges Sulfat- und Hydrogencarbonat-Wässer auf. Die erhöhten Sulfatgehalte resultieren aus Oxidationsprozessen von Eisendisulfiden (Pyrit), die in den Schichten des Karbons weit verbreitet sind.

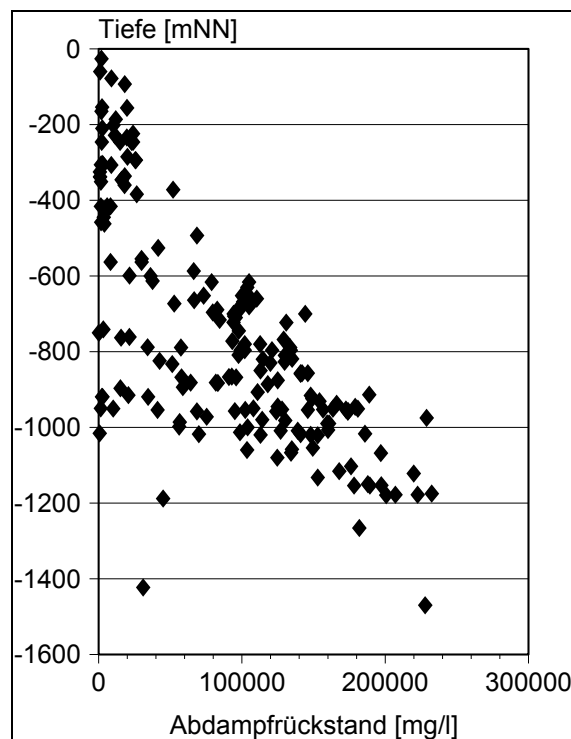


Abb. 4.5: Abdampfrückstand der Tiefenwässer im Ruhr-Revier in Abhängigkeit von der Entnahmetiefe (aus /WED 95/).

In der nachfolgenden Abbildung Abb. 4.6 ist die teufenabhängige Konzentrationsverteilung für einige ausgewählte Elemente dargestellt.

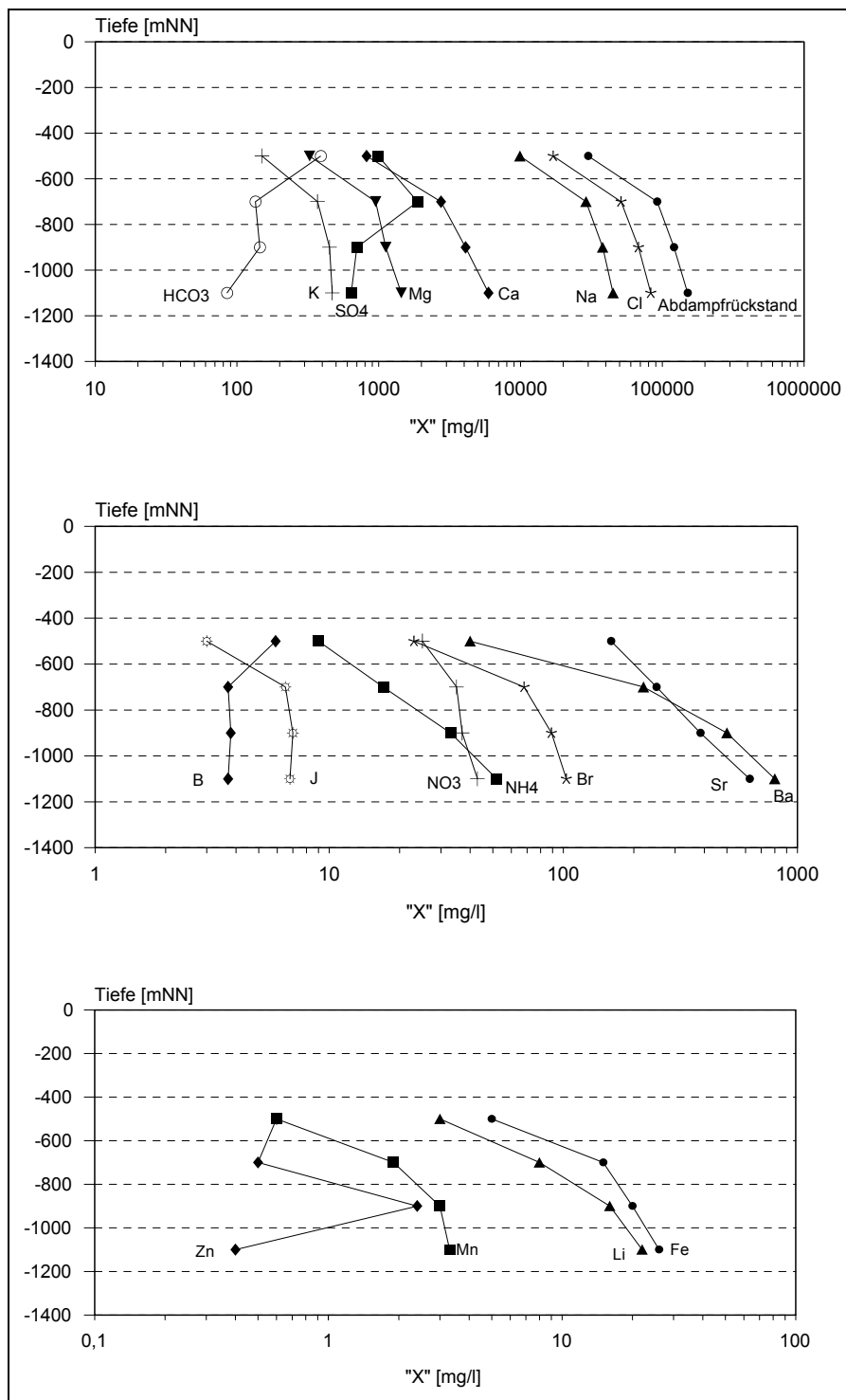


Abb. 4.6: Teufenabhängige Konzentrationen ausgewählter Haupt- und Nebenelemente. Dargestellt sind Mittelwerte von vier ausgewählten Tiefenintervallen (aus /WED 95/).

Schwermetalle

Schwermetalle wurden in den Tiefenwässern nur in geringen Konzentrationen nachgewiesen /WED 95/ (s. Tab. 4.2-1). Die Quecksilber- und Vanadiumkonzentrationen von insgesamt 208 untersuchten Proben liegen immer unterhalb der Nachweisgrenze von 0,001 mg/l bzw. 0,01 mg/l bis 0,05 mg/l. In Konzentrationen meist unterhalb der Nachweisgrenze (von der Salzmatrix abhängig) treten auch die umweltrelevanten Metalle Al, As, Cd, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb und Se auf.

Eisen, Mangan und Zink treten in sehr unterschiedlichen Konzentrationen auf. Fe und Mn sind in den meisten Proben nachweisbar und zeigen schwach ausgeprägte Tendenzen zu höheren Konzentrationen in größeren Tiefen. Auch Zink wurde in höheren Konzentrationen, bis zu 32 mg/l, nachgewiesen, die Verteilung der Zn-Konzentrationen ist jedoch unabhängig von der Herkunftstiefe.

Tab. 4.1: Nachgewiesene Schwermetallkonzentrationen in den Tiefenwässern des Ruhrkarbons (alle Angaben in mg/l) aus /WED 95/

	Al	As	Cd	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Se	Zn
Minimum	<0,01	<0,001	<0,001	<0,01	<0,005	<0,01	<0,02	<0,01	<0,005	<0,01
Maximum	1,0	0,007	0,02	0,26	0,30	0,48	0,62	0,6	0,01	32
Mittel	0,65	0,004	0,008	0,09	0,12	0,43	0,11	0,20	0,007	1,0
Median	0,65	0,004	0,005	0,06	0,12	0,43	0,07	0,04	0,006	0,14
Z	16	8	4	11	28	2	28	7	10	85
Nachweisgrenze	0,01	0,001	0,001	0,01	0,005	0,01	0,02	0,01	0,005	0,01
Von...bis	0,5	0,005	0,05	0,1	0,01	0,05	0,05	0,5	0,01	0,1

Temperatur

Im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk wurde für das Gebirge ein mittlerer Temperaturgradient von 3,71 °C auf 100 m ermittelt. Allerdings sind die Gebirgstemperaturen in gleichen Teufen z.T. erheblichen Schwankungen unterworfen. Die tektonischen Faltenstrukturen üben einen starken Einfluss auf den Temperaturverlauf aus, die tektonischen Störungen haben dagegen einen eher geringen Einfluss. Für eine Tiefe von 1000 m wurde eine mittlere Gebirgstemperatur von ca. 42 °C ermittelt.

Messungen der Grubenwassertemperatur /WED 95/ ergaben meist geringere Temperaturen als in der entsprechenden Teufe zu erwarten war (Abb. 4.7). Gründe

dafür können die durch Bewetterung bedingte Abkühlung im verritzten Gebirge, Wasserzuläufe von kühleren Wässern aus dem Hangenden sowie Abkühlungen bei der Probennahme., sein. Durch den Aufstieg von hydrothermalen Wässern liegen die Wassertemperaturen lokal auch höher als die berechneten Gebirgstemperaturen.

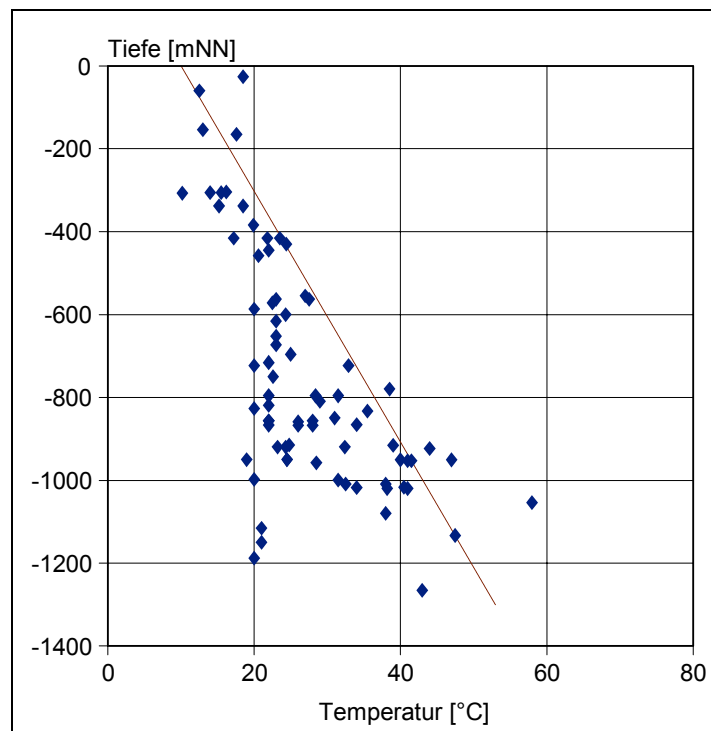


Abb. 4.7: Vergleich der Grubenwassertemperaturen im Tiefenprofil des Ruhrkarbons mit dem mittleren geothermischen Gradienten von 3,71 °C/100 m /WED 95/.

pH-Wert

Die meisten untersuchten Tiefenwässer weisen pH-Werte zwischen pH 6,0 und pH 8,0 bei einem arithmetischen Mittelwert von pH 6,8 auf. Sie liegen somit im neutralen Bereich. Durch die Verwitterung des in den Sedimentgesteinen und der Kohle reichlich vorhandenen Pyrits und Siderits wird bei der Versickerung sauerstoffhaltiger Wässer im Grundwasserabsenkungsbereich der Bergwerke Säure freigesetzt. Saure Wässer treten allerdings wegen des Säurepuffervermögens der Gesteine sehr selten auf.

Redox-Bedingungen

Bestimmte Wasserinhaltsstoffe wie O_2 , Fe^{2+} , S^{2-} etc. sind in der Lage, mit ihren Lösungspartnern oxidativ oder reduktiv zu reagieren. Das Redox-Potential (E_H -Wert),

gemessen in mV gegen die Standard-Wasserstoff-Elektrode, ist ein Maß für die relative Aktivität der oxidierten und reduzierten Stoffe in einem System. Der E_H -Wert bestimmt neben dem pH-Wert die Wasserlöslichkeit von redoxsensitiven Elementen, wie z. B. von Eisen, Mangan und Kupfer, die in verschiedenen Oxidationsstufen mit unterschiedlichen Löslichkeiten auftreten können. Es liegen gegenwärtig keine direkten Messwerte vor, dennoch lassen sich aufgrund verschiedener Faktoren die Redoxverhältnisse der Grubenwässer relativ gut beschreiben.

Verschiedene Indikatoren zeigen an, dass in den unbeeinflussten Tiefenwässern ein reduzierende Milieu vorherrscht. So konnte in den Tiefenwässern des Ruhrkarbons etwa in der Hälfte der von /PUC 64/ untersuchten Proben sulfatreduzierende Bakterien (Genus *Desulfovibrio*) nachgewiesen werden. Diese anaeroben Bakterien sind in der Lage, unter anaeroben Bedingungen Sulfat zu Sulfid zu reduzieren:

Für das Auftreten von Sulfatreduktion im tiefen Ruhrkarbon spricht ebenfalls der gelegentlich auftretende H_2S -Geruch in den Wettern. Da diese sulfatreduzierenden Bakterien ein niedriges Redoxpotential von 0 mV und weniger benötigen, zeigen sie eindeutig reduzierende Milieubedingungen an.

Der aus der Sulfatreduktion entstehende Schwefelwasserstoff findet sich in manchen Grubenwässern in geringen Konzentrationen. Wegen des niedrigen Löslichkeitsproduktes von verschiedenen Metallsulfiden (z.B. FeS , PbS) können damit die im Grubenwasser enthaltenen Metalle als Metallsulfide gefällt werden. Unter anaeroben Bedingungen und bei Anwesenheit von sulfatreduzierenden Bakterien wird Eisen somit immobilisiert. Kluftbeläge mit Pyritkristallen untermauern dieses.

Durch das Unterschreiten der Sulfat-Sulfid-Stabilitätsfeldgrenze sind im unverritzten Steinkohlengebirge bei einem pH-Wert der Wässer zwischen pH 6,0 und pH 8,0 somit E_H -Werte zwischen -100 mV und -300 mV zu erwarten. Es ist damit möglich und wahrscheinlich, dass Schwermetalle nach Bergbauende beim Wiederanstieg von reduzierenden Tiefenwässern als Sulfide gefällt werden.

4.3.2 Deckgebirge

Die im Deckgebirge in größerer Teufe (unteres Grundwasserstockwerk) umlaufenden Kluftgrundwässer (vorw. Kreide) und Porengrundwässer (vorw. Buntsandstein) stellen überwiegend hochsaline Solen dar. Signifikante Unterschiede in den Lösungsinhalten

der Wässer des tiefen Deckgebirges und des Karbons sind bei vergleichbarer Tiefenlage nicht zu verzeichnen.

Generell nehmen auch im Deckgebirge die Chloridgehalte mit der Teufe zu. Die Lösungsinhalte (vorw. NaCl) können deutlich über 100.000 mg/l betragen. Wie im Karbon treten auch im Deckgebirge (in Teufen ab 800 m) bariumreiche, praktisch sulfatfreie Wässer auf.

Schwermetallgehalte wurden nur in geringen Konzentrationen (außer Eisen und Mangan) nachgewiesen. Temperaturmessungen, die ebenfalls nur in Einzelfällen vorliegen, zeigen keine Besonderheiten. Die meisten pH-Werte von tiefen Deckgebirgswässern liegen zwischen pH 6 und pH 8. Untersuchungen über Redox-Bedingungen der tiefen Deckgebirgswässer liegen nicht vor.

Im oberen Grundwasserstockwerk des Deckgebirges treten oberflächennah in den Schichten des Quartärs und der Kreide Wässer vom Hydrogencarbonat-Typ auf. Sulfat und Chlorid kommen nur in untergeordneten Mengen vor. Bei den Kationen überwiegt Kalzium, untergeordnet tritt Natrium auf. Die Grenze der Versalzung mit 1.000 mg/l Chlorid liegt im zentralen Revier in den Schichten des *Emschermergels* bei einer Tiefe um ± 0 mNN.

4.4 Besonderheiten

Den **bergbaulich beeinflussten Tiefenwässer** des Karbons wird durch die Bergbautätigkeit Sauerstoff zugeführt, und die ursprünglich anaeroben Bedingungen wandeln sich zu aeroben Milieubedingungen um. Unter diesen Verhältnissen sind die in den Gesteinen vorhandenen Eisen-II-Sulfide (vorwiegend Pyrit) und -Carbonate (Siderit) bei Kontakt mit Wasser nicht mehr stabil und werden oxidiert. Die Oxidation von Pyrit und Siderit führt wegen des Säurepuffervermögens der Gesteine jedoch zu keiner signifikanten Versauerung.

Als Folge der Sulfidoxidation wird Sulfat freigesetzt. In den Tiefenwässern des Ruhrkarbons nimmt ab ca. -800 mNN der Sulfatgehalt ab. Dennoch treten stellenweise auch in großen Teufen Wässer mit hohen Sulfatgehalten auf. Somit ist im bergbaulich beeinflussten Gebirge ein räumlich enger Wechsel von oxidierenden und reduzierenden Bedingungen möglich.

Salzwässer des Deckgebirges haben an der Basis des oberen Grundwasserstockwerks eine weite Verbreitung. Es ist jedoch davon auszugehen, dass diese Wässer dort "stationär" sind oder nur extrem verlangsamt am meteorischen Wasserkreislauf teilnehmen. Die Herkunft dieser Wässer wird durch Aufstieg durch den mächtigen *Emschermergel* in Störungszonen erklärt. Diese Wässer sind wahrscheinlich unter dem *Emschermergel* bis zur Hellweg-Zone aufgestiegen sind und dann an der Sohle des Kluftgrundwasserhorizontes im *Emschermergel* in den zentralen Teil des Kreide-Beckens geflossen sind.

5 Molasse-Becken (alpine Vortiefe)

5.1 Geologischer Überblick

Das bayerische Molasse-Becken ist Teil des ausgedehnten Schutttroges, der den Alpen im Norden vorgelagert ist. Das Molasse-Becken ist asymmetrisch gebaut. Die Mächtigkeit der tertiären Schichten nimmt von wenigen hundert Metern im Nordteil auf 5.000 m am Alpenrand zu. In der gleichen Richtung steigt das Ausmaß der Schichtenverstellung: Die nicht bis wenig gefalteten Gesteine der Vorlands-Molasse, die den größten Teil des Beckens aufbauen, gehen etwa 10-20 km vor dem Alpenrand in die verfaltete und verschuppte Subalpine Molasse über. Diese reicht ihrerseits weit nach Süden unter die Flyschgesteine hinunter, welche auf die gefaltete Molasse überschoben sind; sie lässt sich sogar bis unter die nördlichen Kalkalpen verfolgen.

Der Untergrund des Molasse-Beckens besteht entweder aus Kristallin-Gesteinen (besonders in der Nähe des Bayerischen Waldes) oder aus Sedimentgesteinen des Oberkarbons oder Mesozoikums. Darüber folgt eine teils marine, teils limnisch-brackische Folge von überwiegend lockeren, meist tonigen, sandigen oder konglomeratischen (selten kalkigen) Sedimenten. Sie beginnt stellenweise im Grenzbereich Eozän / Oligozän, setzt im Mittleren Oligozän überall ein und reicht bis zum Oberen Miozän.

Entsprechend den jeweiligen Bildungsbedingungen wird die Abfolge folgendermaßen gegliedert:

- Obere Süßwasser-Molasse (OSM)
- Obere Meeres-Molasse (OMM)
- Bunte oder Untere Süßwasser-Molasse (USM)
- Untere Meeres-Molasse (UMM)

Es handelt sich überwiegend um Schuttsedimente, die vom südlich aufsteigenden Alpenkörper stammen, untergeordnet auch vom Schwäbischen und Fränkischen Jura oder der Böhmischen Masse. Typische Gesteine sind durch Carbonat verkittete

Konglomerate (Nagelfluh). Sie stellen Schotterkörper von ehemaligen Flüssen dar, die aus den Alpen oder dem Schwäbischen Jura kommend in das Molasse-Becken einmündeten. Die weitgehend horizontal liegenden Schichten im Bereich der ungefalteten Molasse sind von einzelnen großen Verwerfungen durchzogen, die im Untergrund einige deutliche Hochschollen hervortreten lassen.

Durch die Absenkungsvorgänge kam es zu mehreren Meeresvorstößen mit unterschiedlich weitem Vordringen. Dadurch herrschten im Tertiär sehr unterschiedliche Sedimentationsbedingungen, weshalb es kaum Horizonte gibt, deren petrographische Zusammensetzung über weite Strecken erhalten bleibt.

Der Südrand der ungefalteten Molasse ist aufgebogen, die Subalpine Molasse besteht aus mehreren weitspannigen Mulden, zwischen denen die Sättel an Überschiebungen meist reduziert sind. Innerhalb der Subalpinen Molasse nimmt von Westen nach Osten das Ausmaß der tektonischen Deformation ab. Die Ausfaltung des Molasse-Beckens erfolgte im Jüngeren Tertiär und steht in ursächlichem Zusammenhang mit der Deformation des Alpenkörpers und dessen Druck auf sein Vorland.

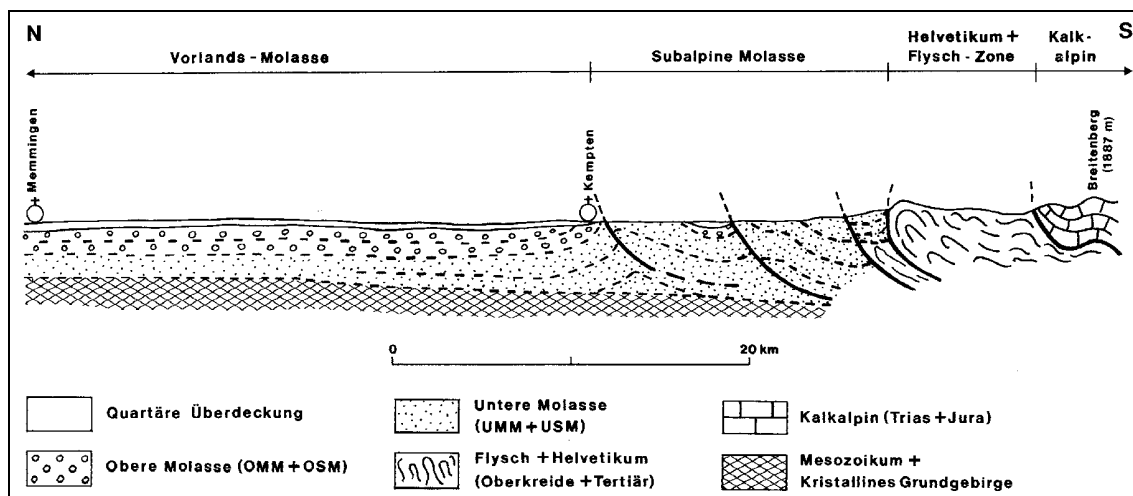


Abb. 5.1: Querprofil durch den Südteil des Molasse-Beckens und den Alpennordrand /HEN 92/.

Die Tertiär-Schichten des Molasse-Beckens werden von bis zu mehr als 150 m mächtigen Ablagerungen des Pleistozän bedeckt.

Insgesamt ist das Molasse-Becken flach nach Norden geneigt. Infolge des Gefälles kommt es am Nordrand des Beckens flächenhaft zu Grundwasseraustritten /HEN 92/.

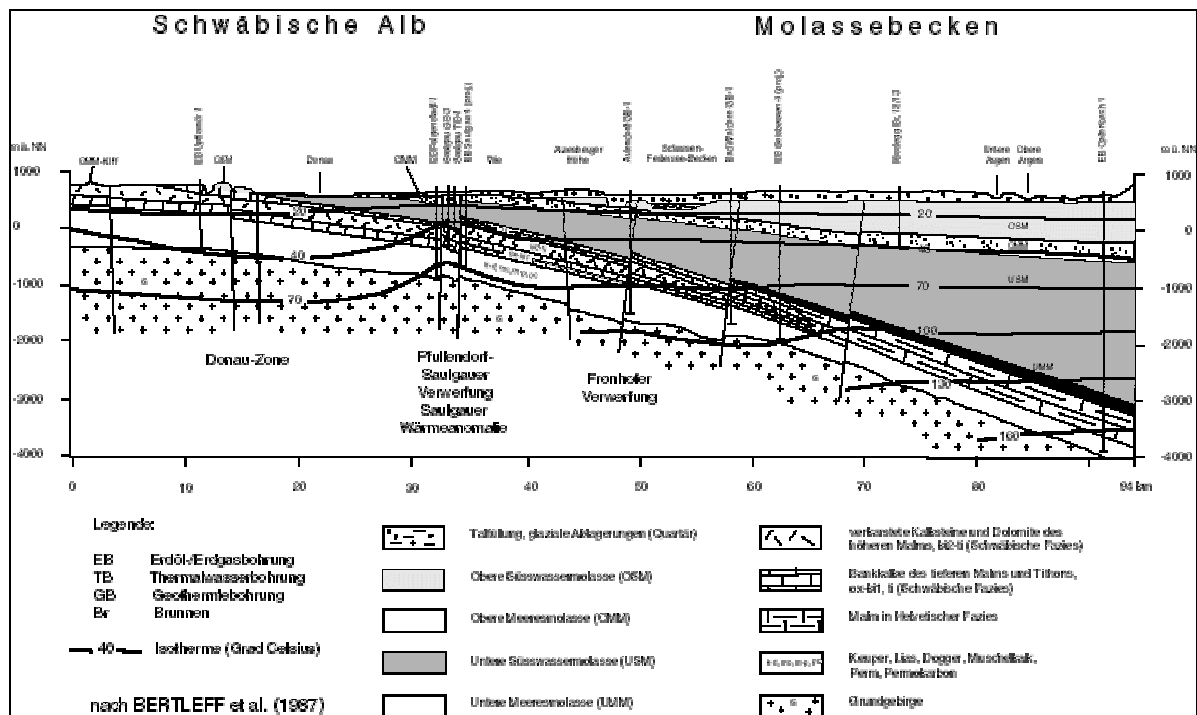


Abb. 5.2: Geologisches Querprofil durch Schwäbische Alb und Molasse-Becken;
Quelle: <http://lgrb1.lgrb.uni-freiburg.de>

5.2 Hydrogeologie

Der älteste Grundwasserleiter des Raumes zwischen Donau und Alpen von nennenswerter Bedeutung ist der Muschelkalk (mo), dessen Auftreten auf eine Zone etwa W der Iller beschränkt ist. Sein Kluftgrundwasser ist hoch thermal und sehr stark mineralisiert.

Wichtigster Grundwasserleiter unter der Molasse sind die dolomitischen Malmkalke des Jura, die unter einer beckeneinwärts zunehmenden Überdeckung (außer im östlichen Bayern) durchgängig anzutreffen sind und Mächtigkeiten bis 500 m erreichen. Da die Carbonate des Malm Ende des Jura bis zum Cenoman die Landoberfläche bildeten, sind sie in ihren oberen, bis 350 m mächtigen Abschnitten mehr oder weniger stark verkarstet und führen erhebliche Grundwassermengen. Das Grundwasser im Malm des Molasse-Beckens steht entlang der Donau bis Regensburg mit dem Wasser

im zutage ausstreichenden Malm der Schwäbisch-Fränkischen Alb in direktem Kontakt und ist im Bereich der Überdeckung gespannt.

Die Ablagerungen der Kreide, die auf den bayerischen Raum beschränkt sind und insgesamt bis zu 1.000 m mächtig sein können, bestehen aus Mergeln bis Kalkmergeln mit örtlichen Einschaltungen von Sandsteinen. Eine nennenswerte Grundwasserführung konnte bisher nicht festgestellt werden.

Die tieferen Horizonte des Tertiärs sind für die Wassergewinnung im allgemeinen uninteressant. Lediglich aquitane (mitteltertiäre) Süßwasserkalke am nordwestlichen Beckenrand sowie einige gröbere Sandschüttungen können örtlich begrenzt eine bessere Wasserführung aufweisen. Hierzu gehören vor allem die *Rupelsande* in NE-Niederbayern, die Grimmelfinger Graupensande am Albsüdrand und die Sande und Sandsteine der Oberen Merres-Molasse (OMM) im Westteil des Beckens. Für die Wassererschließung von größerer Bedeutung sind jedoch die Sedimente der Oberen Süßwasser-Molasse (OSM), aus der im Raum Augsburg und München sowie im Bayerischen Tertiär-Hügelland große Grundwassermengen aus Bohrbrunnen mit 100 bis 250 m Tiefe gefördert werden, die dem tiefen Grundwasser zuzurechnen sind. Die Schichten der OSM stehen im genannten Raum in einer Restmächtigkeit von 500-700 m an. Südlich der Linie München-Augsburg ist die OSM überwiegend tonig ausgebildet, nördlich davon wird sie in eine Untere (limnische), eine Mittlere (fluvatile) und eine Obere (limnisch-fluvatile) Serie eingeteilt.

Die Untere Serie besteht aus Sandmergeln, wird 100-250 m mächtig und ist geringdurchlässig. Die Mittlere Serie besteht aus dem Nördlichen und Südlichen Vollsotter. Entsprechend der Länge des Transportweges dieser Sedimente sind sie in Niederbayern noch sehr grobkörnig, kiesig ausgebildet, gehen nach W in eine Kies-Sandfazies über und sind dann schließlich nur noch als Sande ausgebildet. Die Kiese und/oder Sande wechsellagern mit Tonen. Nach S und N gehen die Grobbildungen in Pelite über. Die hydraulische Durchlässigkeit der Mittleren und Oberen Serie ist ähnlich und liegt um 10^{-5} m/s. Die überlagernden quartären Kiese weisen eine Durchlässigkeit über 10^{-3} m/s auf. Im baden-württembergischen Anteil des Molasse-Beckens sind nennenswerte Erschließungen aus der OSM nicht möglich.

Im tieferen Aquiferbereich der OSM werden tritiumfreie NaHCO_3 -Wässer angetroffen. Sie sind im Wege des Ionenaustauschs aus CaHCO_3 -Wässern hervorgegangen. Diese Austauschwässer können Na-Konzentrationen über 100 mg/l aufweisen. Ein solches

Grundwasser ist sauerstoffarm, Chloride treten in Mengen unter 6 mg/l auf, örtlich sind diese Wässer kalkaggressiv /DVE 87/, /KEL 79/.

5.3 Hydrochemie

Nach /HÖL 70/ ist der Bereich des Molasse-Beckens generell durch eine Mischfazies in der Tiefenwasserausprägung gekennzeichnet (Abb. 5.3).

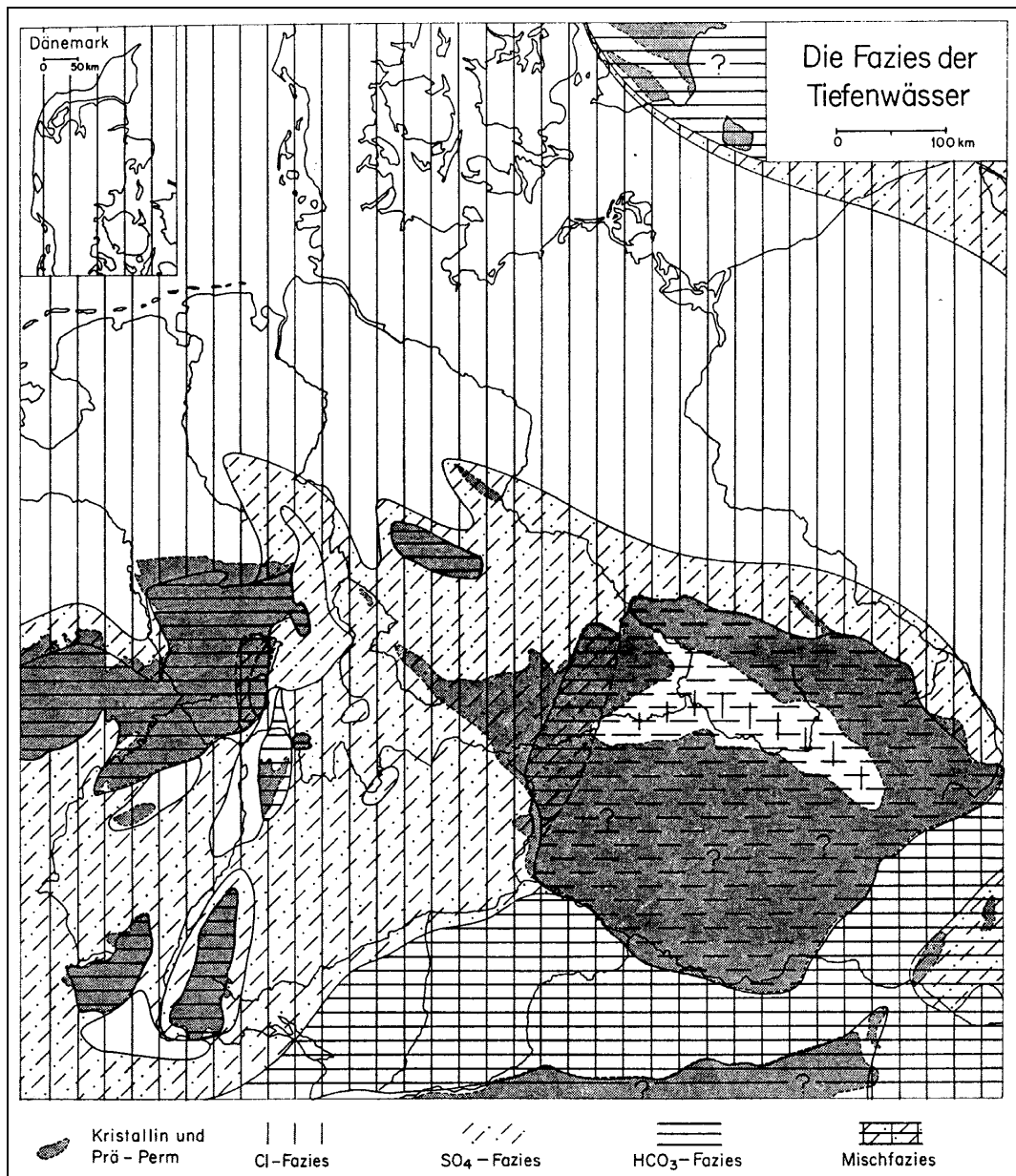


Abb. 5.3: Übersichtskarte der Tiefenwässer-Fazies /HÖL 70/.

Es treten Tiefenwässer auf, die sich aus der Mischungsreihe marines Porenwasser -

Infiltrationswasser ableiten lassen. Sie stellen einen eigenständigen Typ dar, der durch den Vindelicischen Rücken von dem Vorkommen im N getrennt ist. Charakteristischer Spurenstoff ist Jodid, dessen Herkunft mit den Tonmergeln des Rupel in Zusammenhang steht. Eine Besonderheit stellt der Typ der gering mineralisierten Malmwässer dar. Diese sind überall dort anzutreffen, wo der Malm während der Kreide der Verkarstung ausgesetzt war und somit zum Karst- bzw. Kluftwasserleiter wurde. Dieses Kluft-Karstwasser-System des überall im Liegenden anzutreffenden Malm führt selbst in Teufen unter 4.000 m noch „Süßwasser“; gegenüber den hangenden Porenwässern der Oberkreide und des Tertiär. W des Landshut-Neuöttinger Hochs ist beispielsweise ein Mineralisationssprung von 1:50 anzutreffen; der Malmwasserspiegel liegt hier immer unter dem des Porenwassers, so dass auch eine Vertikalbewegung des Porenwassers in den Malm angenommen werden kann. Im Osten dagegen erreicht das Malmwasser gegenüber den Porenwässern verbreitet ein höheres Niveau. Die horizontale Bewegung des Malmwassers ist generell S - N, wobei ein Teileinzugsgebiet im S der Nördlichen Kalkalpen angenommen werden kann. /UDL 75/

Die Auswertung von Tiefenwasseranalysen in /UDL 75/ erlaubt eine Ordnung der Wässer in 5 Gruppen (s. Abb. 5.4), die sich folgendermaßen charakterisieren lassen:

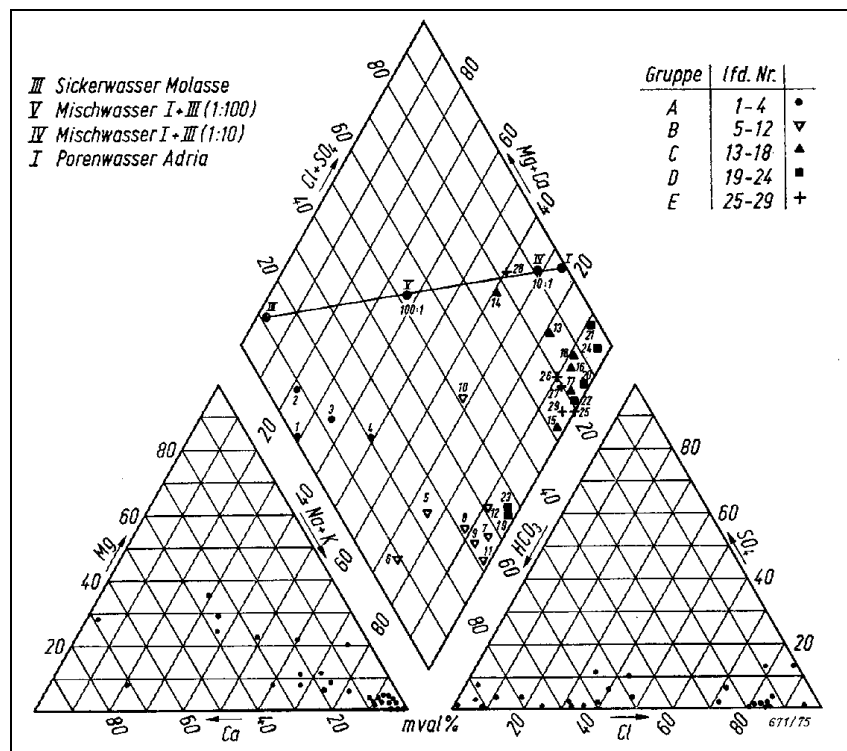


Abb. 5.4: Darstellung von 29 Wasseranalysen im Piper-Diagramm mit Mischungslinie marines Porenwasser (I) / rezentem Molasse-Sickerwasser (III) /UDL 75/.

Gruppe A: Erdalkali-HCO₃-Wässer mit Konzentrationen zwischen 450-600 mg/l bei starkem Zurücktreten von Chlorid: überwiegend junge Sickerwässer, die durch vertikale Bewegung in den tieferen Untergrund (auch Malm) gelangten (Austauschvorgänge, Vermischung mit fossilen Porenwässern).

Gruppe B: NaHCO₃-Wässer mit einer Mineralisation von 800-2.200 mg/l. Die marine Komponente ist gegenüber Gruppe A erhöht (Jodid-Gehalt um 0,5 mg/l). Der Herkunft nach lässt sich die Gruppe B in die mobilen Malmwässer des tieferen Untergrundes und in höher gelegene Wässer der brackisch-marinen Molasse Ostniederbayerns gliedern.

Gruppe C: Nach Herkunft und Entstehung heterogen, jedoch gemeinsamer alkalisch-chloridischer Charakter mit einem Gehalt an festen gelösten Stoffen zwischen 1.500 und 3.100 mg/l (Chloridgehalt 700-1.500 mg/l).

Gruppe D: Weitgehend der Gruppe C entsprechende Charakteristik bei wesentlich höheren Na- und Cl-Gehalten (Gesamtmineralisation zwischen 5.900 und 8.100 mg/l). Erhöhte SO₄- und HCO₃-Gehalte weisen auf Einfluß der Purbeck-Fazies hin, geringer Anteil an Erdalkali-Ionen lässt auf Allochthonie der Wässer schließen.

Gruppe E: Sehr hohe Gesamtmineralisation mit 14.000-22.000 mg/l und hohe HCO₃-Gehalte von über 2.500 mg/l.

Von besonderer Wichtigkeit für die Entwicklung und Erhaltung der Tiefenwässer ist die Tatsache, dass sich der Untergrund im Molasse-Becken seit Ende der Kreide von N nach S zunehmend in stetiger Abwärtsbewegung befand und keine Vorflut besaß. So wurde ein Großteil der Porenwässer fossilisiert und liegt heute als chemisch und biogen verändertes „connate water“ vor.

Informationen zu relevanten Bohrungen aus /CAR 75/ sind in Tab. 5.1 zusammengestellt und verdeutlichen die starke Variationsbreite der Gesamtmineralisation.

Tab. 5.1: Übersicht zu Mineralwässern aus tiefen Bohrungen im Süddeutschen Molasse-Becken (nach /CAR 75/)

Ort	End-teufe [m]	Gestein	C _{ges} [g/kg]/ T [°C]	Wassertyp
Oberschwaben und Bodensee				
Singen	685	Jura	15 / 26	Na-SO ₄ -HCO ₃ , Thermalwasser
Owingen	1622	Muschelkalk	57 / 75	Fe-haltig, Thermal-Sol- Säuerling
Bayerische Hochebene				
Hohenlinden	2377	Untere Meeres- Molasse	6,2 / -	Na-Cl
Anzing	3288	Über-Eozän	20 / -	Fe-haltig, Na-Ca-Cl
Ampfing	2747	Oligozän	15 / -	Na-Cl-HCO ₃
Endorf	4849	Rupel (Oligozän)	178 / 135	J-haltig, Thermal-Sole
Weihmörting	941	Rupel (Oligozän)	3 / -	J-haltig, Na-Cl
Birnbach	1409	Unter-Emscher	8 / -	J-haltig, Na-Cl-
Birnbach	1409	Oberer Jura	1,5 / 19	Na-HCO ₃ -Cl
Barbing	478	Oberer Keuper	1,5 / 17	Na-Cl

Die Charakteristika von speziell auf den Malm ausgerichteten Bohrungen sind in Tab. 5.2 aufgelistet, wobei die gegenüber dem Hangenden signifikant geringeren Gesamtkonzentrationen deutlich wird.

Tab. 5.2: Übersicht über Hydrogeothermiebohrungen im Molasse-Becken Baden-Württembergs (nach /BER 87/)

Ort	End-teufe [m]	Aquifer	C _{ges} [g/kg] T [°C]	Hauptinhaltsstoffe
Saulgau TB1	650	Malm	0,5 / 42	Ca, Mg, Na. HCO ₃ ; N ₂ , H ₂ S
Saulgau GB3	928	Malm	0,5 / 40,5	Ca, Mg, Na. HCO ₃ ; N ₂ , H ₂ S
Saulgau GB2	915	Malm	0,5 / 52	Ca, Mg, Na, HCO ₃
Bad Buchenau	795	Malm	0,4 / 48	Ca, Mg, Na. HCO ₃ , N ₂ , H ₂ S
Jordanbad	1036	Malm	0,4 / 49	Na, Ca, Mg, HCO ₃ ; N ₂ , CO ₂ , H ₂ S
Aulendorf	1480	Malm	0,6 / 56	Na, Ca, HCO ₃ , Cl, CO ₂ , N ₂ , H ₂ S
Ravensburg	2100	Obere Meeres-Molasse	0,6 / 26	Na, HCO ₃ , N ₂ , Edelgase
Bad Waldsee	2322	Obere Meeres-Molasse	0,6 / 26	Na, HCO ₃ , Gase

Eine weitere Grundwassercharakterisierung und -typisierung im Molasse-Becken ist von /STI 87/ auf der Basis von ca. 300 wasserchemischen Vollanalysen vorgenommen worden. Danach können i. w. 3 Grundwassertypen unterschieden werden.

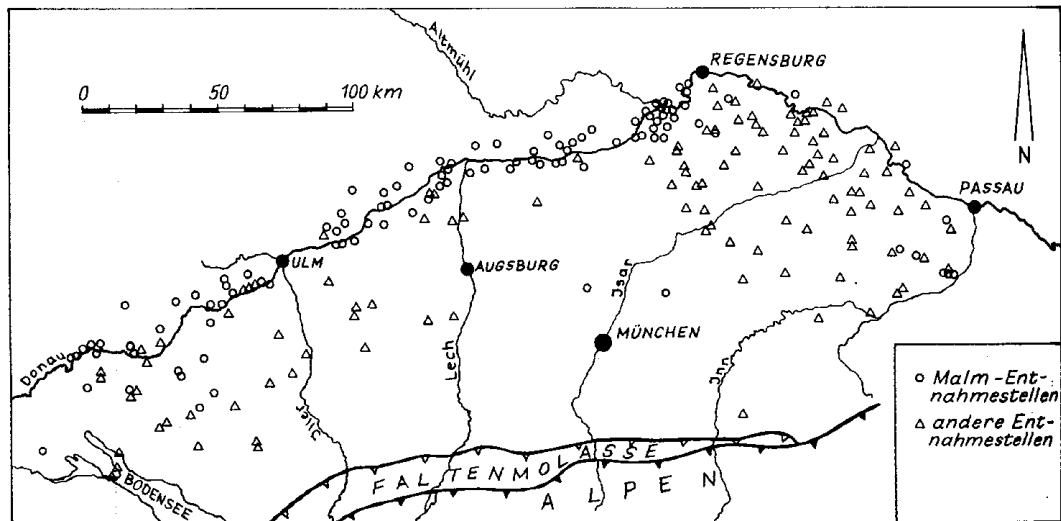


Abb. 5.5: Verteilung der Grundwasser-Entnahmestellen im Untersuchungsgebiet /STI 87/.

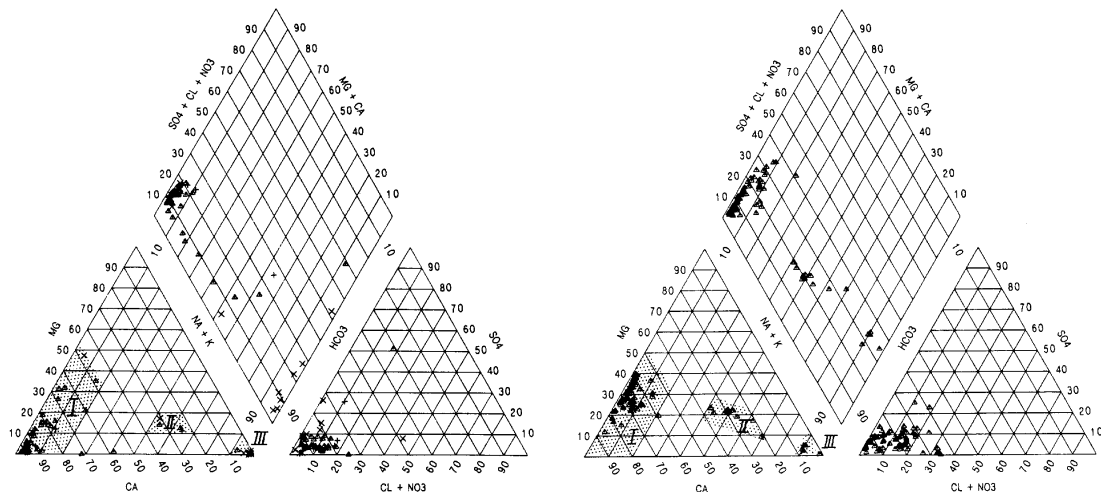


Abb. 5.6: Ionenbeziehungen der Grundwässer im Baden-Württembergischen Teil des Molasse-Beckens (links) und aus dem Malmaquifer in Bayern (rechts) im kombinierten Piper-Diagramm.

Grundwassertyp I: Ca-HCO_3 - und Ca-Mg-HCO_3 -Typ; Grundwassertyp II: Na-Ca-HCO_3 - und $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ; Grundwassertyp III: a) Na-HCO_3 - und $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ, b) $\text{Na-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Typ; + quartärer Aquifer, x tertiärer Aquifer, < Malm-Aquifer

Die Grundwassertypen I sind charakteristisch für Wässer aus quartären und flachen tertiären Aquiferen sowie für Grundwässer aus dem Malm des Beckenrandes und hydraulisch aktivere Bereiche des Beckeninneren. Dabei liegen die Grundwässer aus dem Malmaquifer im Beckenrandbereich Baden-Württembergs als Ca-HCO_3 -Typ und im Beckenrandbereich Bayerns als Ca-Mg-HCO_3 -Typ vor.

Die Grundwassertypen II sind charakteristisch für Wässer aus tieferen tertiären Aquiferen und für Grundwässer aus dem Malm des Beckeninneren. Sie gehören dem Na-Ca-HCO_3 - und $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ an. Leicht modifiziert treten diese Typen auch lokal im Malmaquifer des nördlichen Beckenrandes auf, wo sie Austrittsgebiete von Wasser aus dem Malmaquifer des Beckeninneren kennzeichnen.

Die Grundwassertypen IIIa sind in Bayern charakteristisch für tiefe Wässer aus tertiären Aquiferen des östlichen Beckenbereichs. Gespannte Wässer des Na-HCO_3 -Typs werden hier jedoch auch in geringeren Tiefen angetroffen. Für tiefe Wässer aus den Kreide- und Malm-Aquiferen in diesem Beckenabschnitt ist der $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ charakteristisch. Die Grundwassertypen IIIa werden auch in Aquiferen im Liegenden des Malm im NE Beckenbereich angetroffen. In Baden-Württemberg sind die Grundwassertypen IIIa charakteristisch für Wässer aus tiefen tertiären Aquiferen und Grundwassertypen IIIb für Grundwässer aus dem Malm im SW Beckenbereich. Lokal kommen weitere Grundwassertypen vor, z. B. der Na-Cl-HCO_3 -Typ im SE Beckenbereich in großer Tiefe und der $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ -Typ im SW Teil des Molasse-Beckens.

6 Literatur

- /ALB 91/ Albrecht, H. et al.:
Übertägige geowissenschaftliche Erkundung des Standortes Gorleben -
Zusammenfassender Bericht, Stand 01.01.1990.- BGR, Archiv-Nr. 108880,
Tagebuch-Nr. 12330/91, 369 S., Hannover, 1991.
- /BER 87/ Bertleff, B. et al.:
Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg.- Z. dt. geol. Ges., 138,
411-423, Hannover, 1987.
- /BGR 94/ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR):
Zusammenfassende Bearbeitung der chemischen und
isotopengeochemischen Zusammensetzung der Grundwässer im
Deckgebirge des Salzstocks Gorleben und seiner Randsenken, Hannover,
1994.
- /BRE 82/ Brewitz, W. (Hrsg.):
Eignungsprüfung der Schachanlage Konrad für die Endlagerung
radioaktiver Abfälle.- GSF-T136, Neuherberg, 1982.
- /CAR 75/ Carlé, W.: Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa - Geologie,
Chemismus, Genese.- 643 S., Wiss. Verlagsgesellschaft, Stuttgart, 1975.
- /DRO 94/ Drozdowski, G., Wrede, V.:
Faltung und Bruchtektonik - Analyse der Tektonik im Subvariscikum.
Fortschr. Geol. Rheinl. U. westf., 38: S 7-187; Krefeld 1994
- /DVW 87/ Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK):
Erkundung tiefer Grundwasser-Zirkulationssysteme.- DVWK Schriften, 81,
223 S., Paul Parey, Hamburg - Berlin, 1987.

- /EGG 83a/ Egger, R.:
Untersuchungen zur Grundwasserneubildung und zum
Grundwasserhaushalt des Tiefengrundwassers im bayerischen
Molassebecken.- Z. dt. geol. Ges., 134, 975-983, Hannover, 1983.
- /EGG 83b/ Egger, R. et al.:
Isotopenhydrologische Untersuchungen des Tiefengrundwassers im
südbayerischen Jungtertiär.- Z. dt. geol. Ges., 134, 985-997, Hannover,
1983.
- /GRA 58/ Grahmann, R.:
Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung.-
Forschungen zur deutschen Landeskunde, 105, 198 S., Remagen, 1958.
- /HAH 82/ Hahne, C., Schmidt, R., Müller, W.:
Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlegebirges.
106 S.; Essen (Glückauf) 1982
- /HEN 92/ Henningsen, D. & Katzung, G.:
Einführung in die Geologie Deutschlands.- 228 S., F. Enke Verlag,
Stuttgart, 1992.
- /HÖL 70/ Hölting, B.:
Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer.- Z. deutsch. geol. Ges., Bd.
121, S. 19-44, Hannover, 1970.
- /JOH 80/ Johannsen, A.:
Hydrogeologie von Schleswig-Holstein.- Geol. Jb., C28, 3-586, Hannover,
1980.
- /JOR 95/ Jordan, H. & Weder, H.-J. (Hrsg.):
Hydrogeologie.- 603 S., F. Enke Verlag, Stuttgart, 1995.
- /KAR 74/ Karrenberg, H.:
Über neue hydrogeologische Forschungsarbeiten im Aufgabenbereich des
Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen. - Fortschr. Geol.
Rheinld. u. Westf. 20: S. 355-370, Krefeld 1974

- /KEL 79/ Keller, R. (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland, Textband.- 365 S., DFG, Bonn, 1979.
- /KLI 91/ Klinge, H.:
Zur Salinität der Tiefenwässer Norddeutschlands.- BGR, Archiv-Nr. 106340, Tagebuch-Nr. 10659/91, Band 1 (Text) 52 S., Band 2 (Anlagen) 81 S.; Hannover, 1991.
- /KLI 94/ Klinger, C:
Mobilisationsverhalten von anorganischen Schadstoffen in der Umgebung von untertägigen Versatzbereichen am Beispiel von Reststoffen aus Müllverbrennungsanlagen im Steinkohlegebirge des Ruhrkarbons.
DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung 23: 170S.; Bochum 1994
- /MIC 63/ Michel, G.:
Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers.
Forschung-Bericht Land NRW 1239: 131S., Köln 1963
- /MIC 80/ Michel, G.:
Das Solevorkommen in Minden.-
Heilbad und Kurort H. **10/80**: S. 273-277, 2 Abb., 1 Tab.; Gütersloh, 1980.
- /MIC 97/ Michel, G.:
Mineral- und Thermalwässer.- Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 7, 398 S., Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 1997.
- /MÜL 75/ Müller,, E.P. & Papendieck, G.:
Zur Verteilung, Genese und Dynamik von Tiefenwässern unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins.- Z. geol. Wiss., 3 (2), 167-196, Berlin, 1975.

- /PAA 97/ Paas, N.:
 Untersuchungen zur Ermittlung der geochemischen Barriere von Gesteinen aus dem Umfeld untertägiger Versatzräume im Steinkohlebergbau des Ruhrkarbons.
 DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung 54: 217S.; Bochum 1997
- /PUC 64/ Puchelt, H.:
 Zur Geochemie des Grubenwassers im Ruhrgebiet.
 Z. dt. geol. Ges. 116: S. 167-203; Hannover 1964
- /RAB 87/ Rabitz, A., Hewig, R.:
 Erläuterungen zu Blatt 4410 Dortmund.-
 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hrsg.):
 Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000: 159 S.; Krefeld 1987
- /STI 87/ Stichler, W. et al.:
 Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen zur Erkundung des Fließsystems im Malmkarstaquifer des süddeutschen Alpenvorlandes.- Z. dt. geol. Ges., 138, 387-398, Hannover, 1987.
- /STR 90/ Struckmeier, W.:
 Wasserhaushalt und hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. - LWA Schriftenreihe, 45: 72S.; Düsseldorf 1990
- /UDL 75/ Udluft, P.:
 Das tiefere Grundwasser zwischen Vindelicischem Rücken und Alpenrand.-
 Geol. Jb., C11, 3-29, Hannover, 1975.
- /WAL 92/ Walter, R.:
 Geologie von Mitteleuropa.
 1. Aufl., 561S.; Stuttgart (Nägele u. Obermiller) 1992
- /WED 95/ Wedewardt, M.:
 Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhrgebiet.
 DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung 39: 172S.; Bochum 1997

/WER 87/ Werner, J.:

Das Forschungsvorhaben "Hydrogeothermische Energienutzung und Grundwasserhaushalt des Malmkarsts im süddeutschen Molassebecken".-
Z. dt. geol. Ges., 138, 399-409, Hannover, 1987.