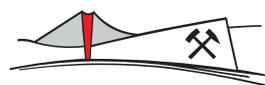
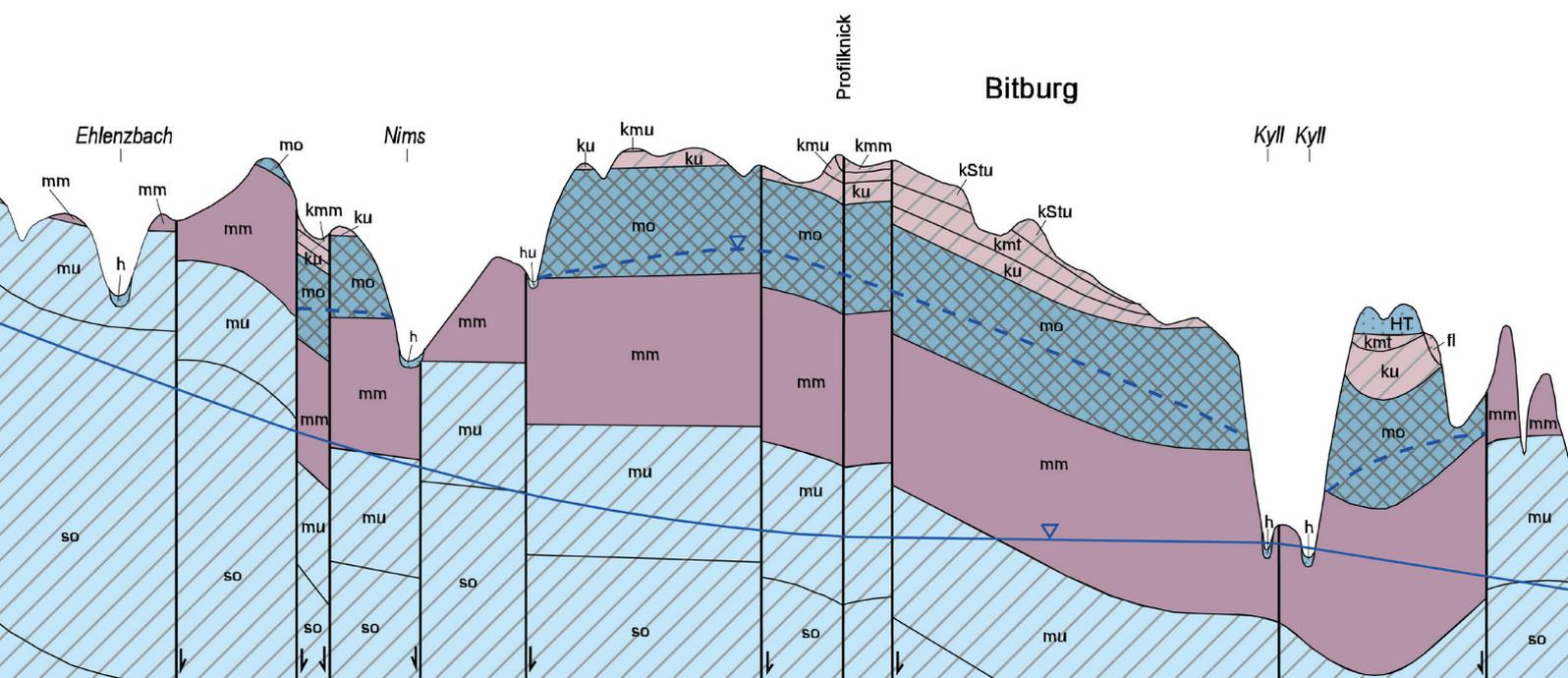


Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier



MESSEN
BEWERTEN
BERATEN



Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz

Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier

Projektleitung

Dr. Bettina Wagner
(LGB)

Bearbeitung:

Dr. Frank Bitzer, Dr. Doris Dittrich, Dr. Ulrich Dehner, Dr. Jürgen Gad, Dr. Karl-Heinz Hohberger,
Rudolf Poppe, Jörg Tesch, Dr. Peter Schäfer, Ewald Sieben, Dr. Michael Weidenfeller, Thomas Wiesner
(LGB)

Christof Baumeister, Norbert Demuth, Jochen Kampf, Dr. Andreas Meuser, Wolfgang Plaul
(LUWG)

Ulrich Steinrücken
(freier Mitarbeiter)

Mainz, Oktober 2010

IMPRESSUM

- Herausgeber:** Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB)
Emy-Roeder-Str. 5 • 55129 Mainz
Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG)
Kaiser-Friedrich-Str. 7 • 55116 Mainz
- Redaktion:** Dr. Klaus Steingötter, Dr. Bettina Wagner (LGB)
- Digit. Kartografie:** Andrea Chelmouni, Andreas Dietz, Silvia Kraft, Tanja Wilferth, Thomas Wiesner
- Satz:** LUWG
- Druck:** Medienhaus Plump GmbH, Rheinbreitbach
- Auflage:** 300 Exemplare

© Oktober 2010

Nachdruck und Wiedergabe nur mit Genehmigung der Herausgeber

VORWORT

Das Landesamt für Geologie und Bergbau führt zusammen mit dem Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht für wasserwirtschaftlich bedeutende Grundwasservorkommen Projektkartierungen durch, mit dem vorrangigen Ziel, Grundlagen für eine umweltverträgliche Bewirtschaftung und vor allem für den vorsorgenden Grundwasserschutz zu schaffen.

Diese hydrogeologischen Kartierungen resultieren aus einer engen Zusammenarbeit von Geologen und Wasserwirtschaftsingenieuren unter Einbeziehung von Daten anderer Fachrichtungen wie z. B. der Meteorologie.

Im Vordergrund steht die Beschreibung des geologisch-hydrogeologischen Baus, der hydrologischen Beziehungen der verschiedenen Grundwasserleiter zueinander und zu oberirdischen Gewässern, die Grundwasserbilanzierung, die Bewertung des Grundwasserschutzes sowie eine hydrochemische Bestandsaufnahme. Die Ergebnisse werden in einem Kartenwerk dokumentiert, dessen Themen und Maßstäbe sich nach den jeweiligen Erfordernissen richten.

Besonders bei Planungsaufgaben und Nutzungskonflikten sind derartige geologische, hydrologische und bodenkundliche Grundlagen wichtige Bewertungskriterien. So können für die von der Landesregierung präferierte Nutzung von Erdwärme für Heiz- und Kühlzwecke, die zunehmend an Bedeutung gewinnt, sowohl die Belange des Grundwasserschutzes als auch die Auslegung der Erdwärmesonden in besonderem Maße berücksichtigt werden.

Neben den länderübergreifenden Kartierungen im Oberrheingraben sind bisher das Neuwieder Becken sowie der Raum Kaiserslautern bearbeitet worden. Mit der hier vorliegenden Kartierung im Raum Bitburg–Trier wird ein Gebiet von mesozoischen Gesteinen, das durch eine intensive Vertikaltektonik geologisch sehr kompliziert aufgebaut ist, erstmals detailliert beschrieben. Die Kluftgrundwasserleiter werden nicht nur zur Trinkwassergewinnung, sondern auch von der hier ansässigen Getränkeindustrie genutzt. Der Schwerpunkt dieser Kartierung liegt deshalb auf dem hydrogeologischen Bau sowie dem Grundwasserhaushalt.

Grundlage der Bearbeitung waren die in den beiden Behörden vorhandenen Datenbanken. Die Umsetzung erfolgte mit Hilfe von GIS-Systemen (ArcInfo, ArcGIS, ArcView), sodass eine Zusammenführung mit Informationen anderer Fachthemen möglich ist.

Allen, die an diesem Projekt mitgewirkt haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Auch in Zukunft wird im Sinne eines vorsorgenden Grundwasserschutzes eine fruchtbare Zusammenarbeit notwendig sein.



PROF. DR. HARALD EHSES
DIREKTOR DES LANDESAMTES FÜR GEOLOGIE
UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ



DR.-ING. STEFAN HILL
PRÄSIDENT DES LANDESAMTES FÜR UMWELT,
WASSERWIRTSCHAFT UND GEWERBEAUF S I C H T
RHEINLAND-PFALZ



INHALT

Verzeichnis der Anlagen	9
Einführung	11
1 Geographisch-naturräumlicher Überblick	13
2 Geologie	17
2.1 Methoden und Problemstellungen bei der Kompilation der Geologischen Karte	17
2.2 Geologischer Aufbau des Projektgebietes	23
2.2.1 Einführung	23
2.2.2 Schichtenfolge	24
2.2.2.1 Devon	24
2.2.2.2 Perm	26
2.2.2.3 Trias und Unterjura (Lias)	27
2.2.2.3.1 Buntsandstein	28
2.2.2.3.2 Muschelkalk	34
2.2.2.3.3 Keuper und Lias	36
2.2.2.4 Tertiär	40
2.2.2.5 Quartär	42
2.2.3 Tektonik	46
2.2.3.1 Grundgebirge	46
2.2.3.1.1 Großstrukturen im devonischen Grundgebirge	46
2.2.3.1.2 Spät- und postvariskische Strukturen des Grundgebirges	48
2.2.3.2 Deckgebirge	49
2.2.3.2.1 Schichteinfallen	49
2.2.3.2.2 Störungen	49
2.2.3.2.3 Skizzierung der wichtigsten Großstrukturen	52
2.3 Ergänzende Erläuterungen zu den Profilschnitten	55
2.3.1 Schichteinfallen	55
2.3.2 Störungen	56
2.3.3 Schichtgrenzen und Mächtigkeiten	58
2.4 Ergänzende Erläuterungen zu den Schichtlagerungskarten	59
2.4.1 Schichtlagerung der Basis des Oberen Muschelkalks	59
2.4.2 Schichtlagerung der Basis des Luxemburger Sandsteins	60
3 Böden	62
3.1 Die Bodenübersichtskarte 1:50 000 (BK 50)	62
3.2 Bodenlandschaften im Projektgebiet der Hydrogeologischen Kartierung Bitburg–Trier	63
3.2.1 Böden aus Auensedimenten	63
3.2.2 Böden aus Sedimenten pleistozäner Flussterrassen	63
3.2.3 Böden aus Lösslehm	65
3.2.4 Böden aus Kiesen, Sanden und Lehmen des Tertiärs	65
3.3.5. Böden aus Sandsteinen und Mergeln des Lias	65
3.3.6 Böden aus Karbonatgesteinen des Keupers	65
3.3.7 Böden aus Karbonatgesteinen des Muschelkalks	65
3.3.8 Böden aus Sand- und Tonsteinen des Buntsandsteins	66

3.3.9	Böden aus Sandsteinen des Buntsandsteins	66
3.3.10	Böden aus Konglomeraten und Brekzien des Rotliegend	66
3.3.11	Böden aus Sandsteinen und Tonschiefern des Devons	66
3.3.12	Böden aus Quarziten des Devons	66
4	Hydrogeologie	67
4.1	Beschreibung der hydrogeologischen Einheiten	67
4.1.1	Paläozoikum	67
4.1.1.1	Devon	67
4.1.1.2	Rotliegend	67
4.1.2	Mesozoikum	68
4.1.2.1	Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)	68
4.1.2.2	Mittlerer Muschelkalk (mm)	74
4.1.2.3	Oberer Muschelkalk (mo)	74
4.1.2.4	Keuper und Unterlias 1 (k + li1)	76
4.1.2.5	Unterlias 2 (li2)	77
4.1.2.6	Unterlias 3 (li3)	78
4.1.3	Känozoikum	79
4.1.3.1	Tertiär	79
4.1.3.2	Quartär	79
4.2	Gebirgsdurchlässigkeit	79
4.3	Grundwasserflurabstand	83
4.3.1	Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)	83
4.3.2	Oberer Muschelkalk (mo)	84
4.3.3	Unterlias 2 (li2)	84
4.4	Hydrologische Verhältnisse	84
4.4.1	Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (1979 bis 1998)	84
4.4.2	Mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhe (1979 bis 1998)	85
4.4.3	Mittlerer jährlicher Abfluss (1979 bis 1998)	87
4.5	Grundwasserneubildung aus Abflussdaten	89
4.5.1	Grundwasserneubildung nach CHAPMAN	90
4.5.2	Grundwasserneubildung mittels rechnerischer Methoden	95
4.5.2.1	Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses	95
4.5.2.2	Grundwasserneubildung nach WUNDT und KILLE	95
4.5.3	Vergleich der Methoden CHAPMAN bzw. WUNDT/KILLE sowie Wertung der Ergebnisse	96
4.6	Grundwasserbeschaffenheit	98
4.6.1	Allgemeine Charakteristik der Grundwasserbeschaffenheit	98
4.6.1.1	Datengrundlage und Datendarstellung	98
4.6.1.2	Charakterisierung der Grundwässer nach hydrogeologischen Einheiten	101
4.6.1.2.1	Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)	101
4.6.1.2.2	Oberer Muschelkalk (mo)	104
4.6.1.2.3	Keuper und Unterlias 1 (k + li1)	106
4.6.1.2.4	Unterlias 2 (li2)	108
4.6.1.2.5	Quartär (q)	110
4.6.2	Zeitreihen zur diffusen Belastung des Grundwassers mit Nitraten und zur Versauerung	114
4.6.3	Mineralwässer	120
	Schriften	123

VERZEICHNIS DER ANLAGEN

- 1.1 Geologie
- 1.2 Legende der Geologie
- 2 Schichtlagerung der Basis des Oberen Muschelkalks (mo)
- 3 Schichtlagerung der Basis des Luxemburger Sandsteins (li2)
- 4 Böden
- 5 Hydrologische Grundlagen und Trinkwasserschutzgebiete
- 6 Profilschnitt A–A'
- 7 Profilschnitt B–B'
- 8 Profilschnitt C–C'
- 9 Profilschnitt D–D'
- 10 Profilschnitt E–E'
- 11 Profilschnitt F–F'
- 12 Grundwasserflurabstand
- 13 Niederschlag
- 14 Verdunstung
- 15 Mittlere Abflusshöhe
- 16 Mittlerer Abfluss
- 17 Mittlere Niedrigwasserabflusshöhe
- 18 Mittlerer Niedrigwasserabfluss
- 19 Grundwasserneubildung



EINFÜHRUNG

Das im Westen der Eifel gelegene 1.270 km² große Untersuchungsgebiet wurde nach hydrogeologischen Gesichtspunkten abgegrenzt und umfasst Teile der Kreise Eifelkreis Bitburg-Prüm, Trier-Saarburg, Berncastel-Wittlich, Landkreis Vulkaneifel sowie der Stadt Trier. Es beinhaltet die mesozoische Abfolge vom Buntsandstein bis zum unteren Jura, eine Wechselfolge von Kluftgrundwasserleitern und Grundwasserstauern, die aufgrund einer intensiven Vertikaltektonik muldenförmig unterdevonischen Gesteinen – im Südosten auch Rotliegend-Gesteinen – aufliegt.

Die Grundwasservorkommen werden von 16 Wasserversorgungsträgern der öffentlichen Trinkwasserversorgung genutzt. Dabei verteilen sich die Entnahmen in Höhe von 15,8 Mio m³/a auf eine Vielzahl von Brunnen (13,3 Mio m³/a) und Quellen (2,5 Mio m³/a). Hinzu kommen Brauchwasserentnahmen in Höhe von 2,1 Mio m³/a. Insbesondere in den landwirtschaftlich genutzten Gebieten ist das obere Grundwasser durch Stoffeinträge bereichsweise anthropogen belastet. So werden bei der Bestandsaufnahme zur Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (MUF 2005) im Untersuchungsraum mehrere Grundwasserkörper ausgewiesen, in denen die Zielerreichung einer guten Grundwasserqualität „unwahrscheinlich“ ist. Auch mengenmäßig ist für zwei Grundwasserkörper die Zielerreichung als „unwahrscheinlich“ dargestellt.

Ohne genaue Kenntnisse des geologischen Baus müssen hydrogeologische Ableitungen lücken- und fehlerhaft bleiben. Da für die Gesamtheit des Projektgebietes keine neuere geologische Karte vorhanden war, musste sie aus den verschiedensten Informationsquellen neu konzipiert werden. Die Beschreibung des geologischen Baus ist deshalb bei dieser Kartierung besonders umfangreich. Ein weiterer Grund dafür ist die Vielzahl der im Projektgebiet erfassten geologischen Einheiten.

Mit dieser geologisch-hydrologischen Bestandsaufnahme werden Grundlagendaten zur Verfügung gestellt, durch die eine bessere Bewertung von Grundwasserentnahmen im Hinblick auf Auswirkungen auf oberirdische Gewässer und Landökosysteme ermöglicht wird und die eine Basisinformation für die Ausweisung von Wasserschutzgebieten darstellt. Das Kartenwerk mit Darstellung der großräumigen Lagerungsverhältnisse in Form von hydrogeologischen Schnitten und Schichtlagerungskarten, der Grundwasserneubildung und dem Flurabstand liefert zudem wichtige Informationen für Sanierungsplanungen bei Schadensfällen und für Überwachungsmaßnahmen.

Die Möglichkeit der Erdwärmennutzung durch Erdwärmesonden wird in diesem Raum besonders intensiv wahrgenommen. Durch diese Kartierung können zum einen die maximal zulässigen Tiefen unter dem Aspekt des vorsorgenden Grundwasserschutzes festgelegt werden, zum anderen können zur Planung der notwendigen Entzugsleistungen des Untergrundes die Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit von den Gesteinen und dem Flurabstand ermittelt werden.

Ohne die Unterstützung durch Dritte ist ein solch umfangreiches Kartenwerk nicht möglich. Unser Dank gilt deshalb allen beteiligten staatlichen und kommunalen Stellen, insbesondere der Struktur- und Genehmigungsdirektion Nord, Regionalstelle WaAbBo Trier, den Trägern der öffentlichen Wasserversorgung sowie der Getränkeindustrie.



1 GEOGRAPHISCH-NATURRÄUMLICHER ÜBERBLICK

Das Untersuchungsgebiet der Hydrogeologischen Kartierung Bitburg–Trier liegt im Westen von Rheinland-Pfalz an der Grenze zu Luxemburg (Abb. 1.1). Die Begrenzungslinie im Osten verläuft durch die Ortschaften Weidenbach, Großlittgen, Dreis und Föhren, im Süden und Südwesten durch Trier, Konz, Ralingen, Echternacherbrück und Bollendorf. Die Orte Körperich, Utscheid und Burbach markieren die westliche und nordwestliche Ausdehnung. Die Ortschaft Mürtenbach kennzeichnet die nördlichste Erstreckung. Das Untersuchungsgebiet umfasst insgesamt eine Fläche von ca. 1.270 km².

Der Schwerpunkt der Besiedlung liegt mit rund 104.000 Einwohnern in der Stadt Trier. An der Mündung der Saar in die Mosel liegt Konz, mit etwa 18.000 Einwohnern die zweitgrößte Stadt. Die Stadtgebiete von Trier und Konz befinden sich allerdings nur teilweise im Projektgebiet. Im Zentrum des untersuchten Raumes liegt Bitburg mit ca. 13.000 Einwohnern. In dem durch Landwirtschaft und Wald geprägten Untersuchungsgebiet überwiegen kleinere Gemeinden mit 250 bis 2.500 Einwohnern.

Das Projektgebiet hat Anteil an den naturräumlichen Großeinheiten Gutland, Moseltal und Eifel (Abb. 1.2). Den zentralen Teil nimmt das Gutland ein, das sich in das Bitburger Gutland, die Ferschweiler Sandsteinhochfläche und den Mosel-Saar-Gau gliedert. Morphologisch ist das aus triassischen Gesteinen aufgebaute Bitburger Gutland durch weite gewellte Hochflächen und darin tief eingeschnittene Flusstäler charakterisiert, welche die Hochflächen in verschieden große Nord-Süd verlaufende Segmente zerlegen. Die Ränder der Hochflächen sind durch die auf den Plateaus in flachen Quellmulden entspringenden Zuflüsse von Sauer, Prüm, Nims und Kyll stark zerlappt und eingekerbt (WERLE 1974). Ebenfalls tief zerschnitten und in einzelne isolierte Lias-Plateaus zerlegt ist die Ferschweiler Sandsteinhochfläche. Im Gegensatz zu den überwiegend landwirtschaftlich genutzten Hochflächen des Bitburger Gutlandes weist die Ferschweiler Sandsteinhochfläche auch größere zusammenhängende Waldgebiete auf. Der Mosel-Saar-Gau reicht nur mit seinem nördlichsten Ausläufer in das Untersuchungsgebiet hinein, wo er das Moseltal westlich der Saarmündung bis zur Sauer- und Kyllmündung umfasst. Er weist mit 130 bis 135 m NN ein sehr niedriges Höhengniveau auf, das nur im Kylltal an der Grenze zum Moseltal unterschritten wird.

Die Hochflächenlandschaft des Gutlandes steigt allmählich nach Norden an und erreicht mit 534 m NN nördlich von Steinborn die höchste Erhebung. Im Norden schließt sich die Kyllburger Waldeifel an, die mit 634 m NN nördlich von Salm den höchsten Punkt im Untersuchungsgebiet markiert. Der Übergang zwischen Gutland und Kyllburger Waldeifel ist durch die charakteristische Waldbedeckung im Anschluss an die waldfreie Gutlandplatte sehr markant (WERLE 1974). An die Kyllburger Waldeifel schließt sich nach Nordwesten mit einer Fläche von etwa 6 km² die Berg- und Hügellandschaft der Kalkeifel an, deren südlichster Ausläufer noch zum Untersuchungsgebiet gehört. In Richtung Süden bzw. Südosten verflacht die zertalte Waldlandschaft und bricht gegen die Moseleifel steil ab. Diese mit ihrem südwestlichen Ausläufer in das Untersuchungsgebiet reichende Einheit zeichnet sich durch weite wellige Hochflächen mit scharf und tief eingeschnittenen Tälern aus (WERLE 1974). Im Norden vorwiegend landwirtschaftlich genutzt, ist der zwischen dem Gutland und dem Moseltal keilförmig eingeschobene Südteil überwiegend bewaldet. Mit einer maximalen Erhebung von 448 m NN auf dem Kellerberg liegt die Moseleifel niedriger als die Kyllburger Waldeifel, überragt jedoch das im Südosten anschließende Moseltal mit den naturräumlichen Untereinheiten Mittleres Moseltal und Wittlicher Senke (FISCHER & GRAAFEN 1974).

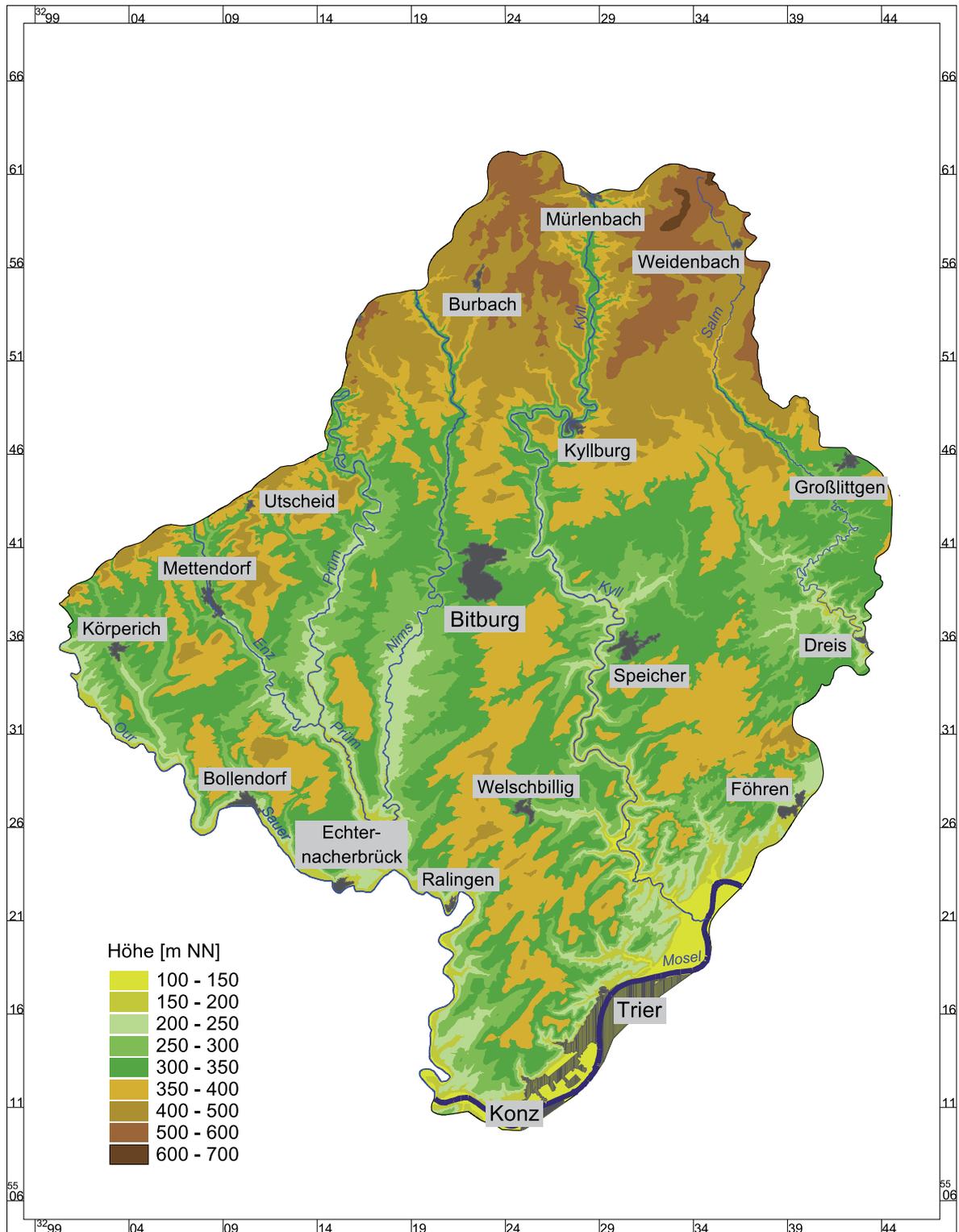


Abb. 1.1: Übersichtskarte des Projektgebietes Bitburg–Trier.

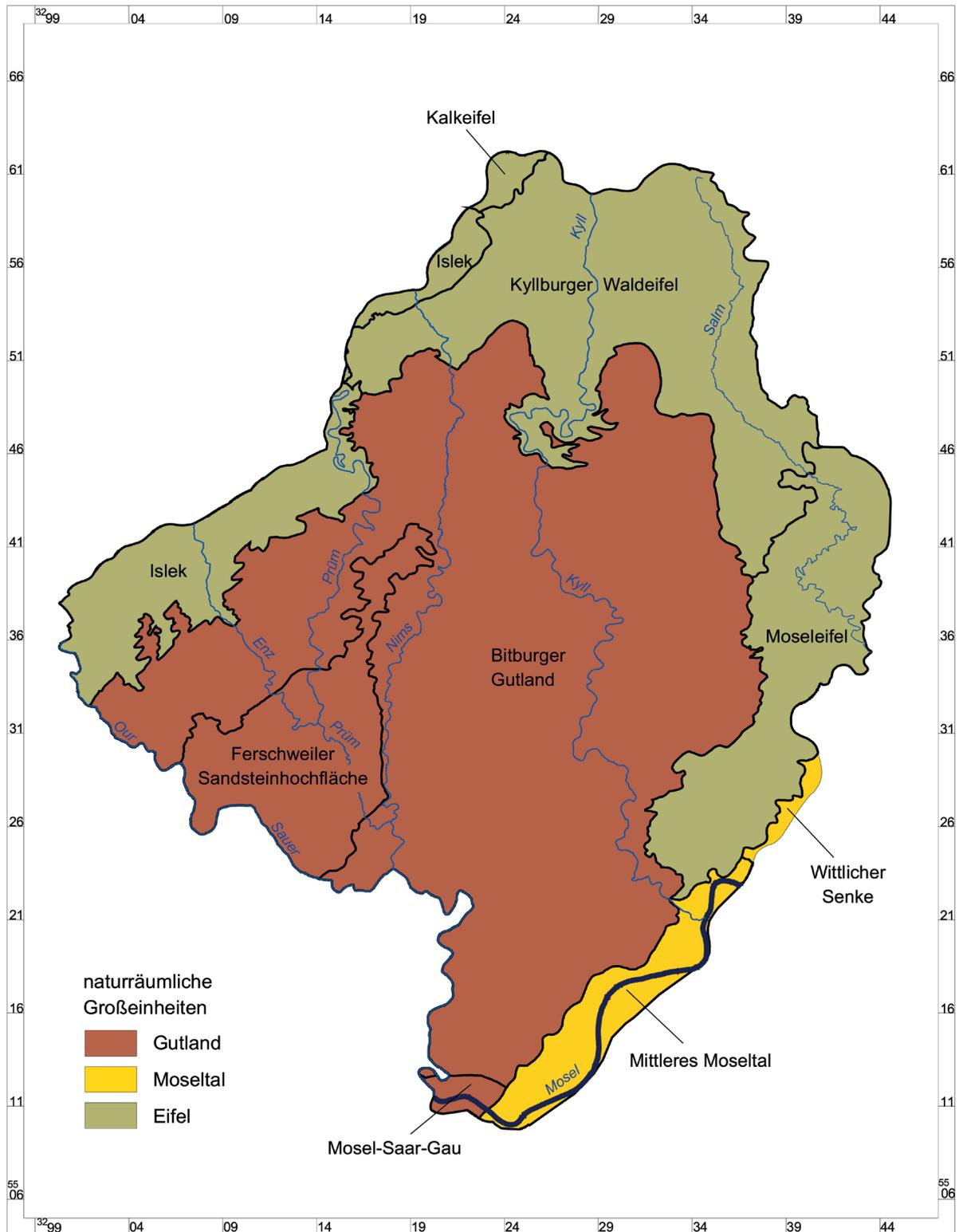


Abb. 1.2: Die naturräumlichen Einheiten im Projektgebiet Bitburg–Trier (WERLE 1974, FISCHER & GRAAFEN 1974).

Das Mittlere Moseltal wird im Untersuchungsgebiet durch das breit ausgebildete Südwest-Nordost verlaufende Tal der Mosel geprägt. Die Trierer Talweitung, die von der Mosel in großen Windungen durchzogen wird, weist nur ein geringes Gefälle auf (WERLE 1974). Das Höhengniveau der aus Niederterrassensedimenten aufgebauten und landwirtschaftlich intensiv genutzten Talauflage liegt nahe Wasserliesch bei etwa 130 m NN und fällt auf einer Strecke von ca. 20 km bis auf 123 m NN. Diese Höhe ist zugleich der niedrigste Punkt im Untersuchungsgebiet. Nach Nordosten schließt sich der südliche Ausläufer der Wittlicher Rotliegend-Senke an, die nur zu einem geringen Teil vom Untersuchungsgebiet erfasst wird.

Dem Gutland nordwestlich vorgelagert erstreckt sich zwischen Roth a. d. Our und Merkeshausen sowie zwischen Plütscheid und Dürrbach die naturräumliche Teileinheit Islek (FISCHER & GRAAFEN 1974), die eine mäßig reliefierte, überwiegend landwirtschaftlich genutzte Landschaft darstellt.

Die Entwässerung des Arbeitsgebietes erfolgt durch die Mosel und ihre linken Nebenflüsse. Hierzu zählt die Sauer, die von ihrer Mündung in die Mosel bis nach Wallendorf die deutsch-luxemburgische Grenze bildet. Nördlich davon verläuft die Landesgrenze entlang der Our. Weiter östlich erstreckt sich die Prüm von Merkeshausen über Bettingen nach Minden, wo sie schließlich in die Sauer fließt. Zudem münden in Holsthum die Enz und in Irrel die Nims in die Prüm. Die steil ausgebildeten Hänge der Kyll prägen im zentralen Bereich das Landschaftsbild. Ihr Zufluss in die Mosel liegt bei Ehrang, dem nördlichsten Stadtteil von Trier. Den östlichen Teil entwässert die Salm, die im Untersuchungsgebiet nördlich der Ortschaft Salm entspringt und außerhalb des Projektgebietes bei Klüsserath in die Mosel mündet.

2 GEOLOGIE

2.1 Methoden und Problemstellungen bei der Kompilation der Geologischen Karte

Die hier vorgelegte Geologische Karte (Anlagen 1.1 und 1.2) ist nicht das Ergebnis einer flächenhaften Neuaufnahme im Gelände. Es handelt sich vielmehr um eine Synthese aus den jeweils neuesten bzw. plausibelsten verfügbaren Karteninformationen in jeder Region, modifiziert und korrigiert durch Bohrungsbefunde, Profilschnitte, lokale Schichtlagerungskarten und vereinzelte Kontrollbegehungen.

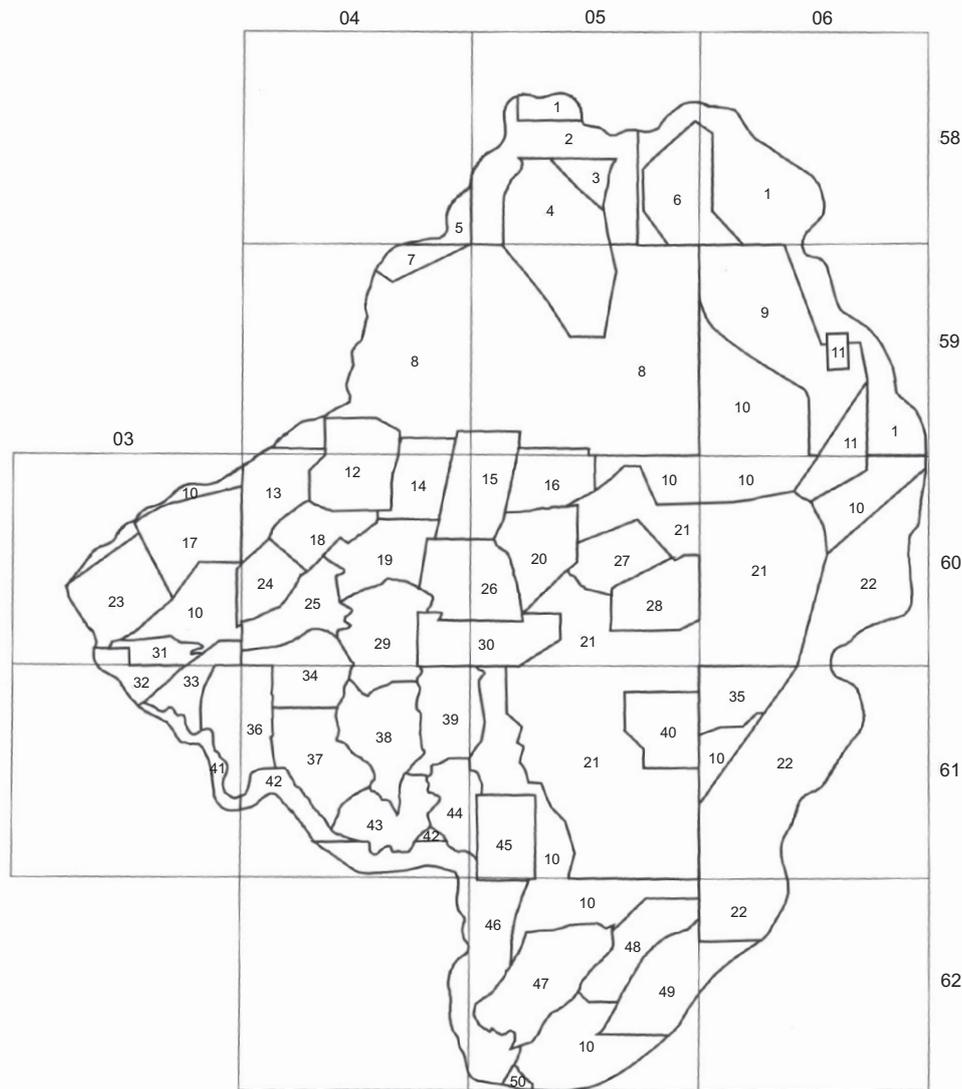
Das hydrogeologisch bearbeitete Gebiet ist etwa 1.270 km² groß. Das in der Geologischen Karte dargestellte Projektgebiet vergrößert sich wegen der Hinzunahme von Randstreifen jenseits der begrenzenden Flussläufe (Our, Sauer, Mosel) auf etwa 1.369 km². Bezogen auf den Blattschnitt der TK 25 umfasst es Gebietsanteile von 17 Blättern (Abb. 2.1). Die hier vorgelegte GK 50 ist aus archivierten Kartenvorlagen zusammengestellt worden, die sowohl in ihren Maßstäben (GK 10, GK 25, GK 50, lokal auch GÜK 100 und GÜK 200) als auch hinsichtlich ihrer Qualität sehr verschieden sind.

Für die Grundgebirgsareale außerhalb des Darstellungsbereiches der amtlichen GK 50 der Wittlicher Rotliegend-Senke (STETS 2004) ist auf die GÜK 200 (Blatt CC 6302 Trier, ZITZMANN & GRÜNIG 1987) zurückgegriffen worden. Bei dieser Karte handelt es sich bereits um eine modernere Kompilation der alten preußischen Kartenwerke, die im Umfeld des Projektgebietes durch Beiträge von G. FUCHS, W. MEYER, H.-G. MITTMEYER und J. STETS ergänzt worden war.

Die ursprüngliche Grundlage der geologischen Erfassung des mesozoischen Deckgebirges ist ebenfalls die amtliche preußische Kartierung im Maßstab 1:25 000 (GREBE 1887–1891, LEPPLA 1908, LEPPLA o. J.). In weiten Teilen des Projektgebietes war diese auch maßgeblich für die Erarbeitung der Geologischen Übersichtskarten (GÜK 100: WAGNER et al. 1983, GÜK 200: ZITZMANN & GRÜNIG 1987). Allerdings sind die preußischen Kartenwerke damals ohne eine systematische tektonische Plausibilitätskontrolle durch Profilschnitte oder Strukturkarten erstellt worden. Zur Erstellung der neuen GK 50 war demgemäß – zumindest überschlägig – eine Prüfung auf räumlich-geometrische Stimmigkeit geboten. In mehreren Fällen ist es notwendig gewesen, veränderte tektonische Lösungen darzustellen.

In den 1960er Jahren starteten einige deutsche Universitäten flächenhafte Kartierarbeiten in der Trierer Bucht. Erst damit wurde begonnen, die Anordnung und Ausdehnung von Ausbissflächen strukturell abzuprüfen. Geometrische Kontroll-Darstellungen in Form von Profilschnitten und/oder Schichtlagerungskarten wurden üblich. Hinzu kam häufig auch eine Hinterlegung mit Aufschlusskarten, die die Dichte und Verlässlichkeit der zugrunde liegenden Datenbasis der Karten offenlegen. Daraus resultierte in vielen so bearbeiteten Gebieten eine relativ hohe Qualität der geologischen Erfassung.

Abseits dieser Neukartierungen muss auf die preußischen Kartenwerke zurückgegriffen werden. Im Bereich der Schnittlagen A–A' bis F–F' sind Widersprüche bei der Stimmigkeit von Ausbissflächen, regional bekannten Mächtigkeitswerten, Bohrergebnissen und Tektonik ausgeräumt worden. Gelegentlich haben sich dabei große Diskrepanzen zwischen den von preußischen Bearbeitern zugrunde gelegten Mächtigkeiten einzelner Schichtglieder und den sich aus Bohrungen ergebenden Werten gezeigt. In solchen Fällen sind größere Korrekturen in der Karte erforderlich gewesen, vor allem zusätzliche vermutete Störungslinien. So ist etwa der Mittlere Muschelkalk der Region Aach (südöstlicher Profilschnitt A–A') mit ca. 82 m etwa 3-fach mächtiger als in der älteren Kartendarstellung von H. GREBE.



- | | |
|--|---|
| 1. ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987) + BÜCHEL, G. (1994) | 26. KÖSTNER, F. (2003) |
| 2. LEPPLA, A. (o. J.) + ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987) | 27. MÜLLER, H. S. (2006) |
| 3. KATTAWI, Z. (1969) + ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987) | 28. OEHMS, S. (2006) |
| 4. KATTAWI, Z. (1969) | 29. BARTELS, L. (1996) |
| 5. ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987) | 30. RUMI, M. (1999) |
| 6. LEPPLA, A. (o. J.) + BÜCHEL, G. (1994) | 31. HEINRICH, E. (1995) |
| 7. LEPPLA, A. (1908) + ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (1987) | 32. HEINRICH, E. (1995 + 1996) |
| 8. LEPPLA, A. (1908) | 33. KELLNER, S. (1995) |
| 9. GREBE, H. (1890) + BÜCHEL, G. (1994) | 34. PANKNIN, A. (2003) |
| 10. GREBE, H. (1888–1891) | 35. NEGENDANK, J. F. W. & WAGNER, W. (1988) |
| 11. MARTIN, G. (1955) + WAGNER, W. et al. (1983) | 36. KLÖSGEN, M. (1997) |
| 12. BOSOLD, A. (1996) | 37. VOGEL, K. (1997) |
| 13. ARNOLD, G. (2001) | 38. VOGEL, K. (1996) |
| 14. KOBE, E. (1996) | 39. WARTENBERG, W. (1996) |
| 15. HIMMERKUS, J. (1996) | 40. LICHTENSCHIEDT, E. (1999) |
| 16. HÖRBELT, B. (2001) | 41. HEINRICH, E. (1998) |
| 17. WILDE, A. (2001) | 42. GEISTER-FRANTZ, M. (1981) |
| 18. POHL, H.-R. (2003) | 43. EICHHORST, F. (1996) |
| 19. SEIDEL, F. (2001) | 44. ROTH, S. (1997) |
| 20. DÖRNER, J. W. (2002) | 45. JANTOS, K. (1999) |
| 21. GREBE, H. (1891) + NEGENDANK, J. F. W. & WAGNER, W. (1988) | 46. HOYER, M. VON & NEUMANN-REDLIN, CHR. (1971) |
| 22. STETS, J. (2004) | 47. DITTRICH, D. (2006 + 2009) |
| 23. NORBISRATH, S. (2001) | 48. DEGEN, H. et al. (1981b) |
| 24. TAPP, T. (1999) | 49. DEGEN, H. et al. (1981a) |
| 25. PONGRATZ, E. (2000) | 50. SCHRÖDER, J. (1964) |

Abb. 2.1: Geologische Bearbeitungsgrundlagen des Projektgebietes.

Die notwendigen Änderungen in der Karte sind meist ohne grundlegende Neuaufnahmen vor Ort lediglich nach Abwägung der geometrischen Plausibilität erfolgt. Die in den alten Karten eingetragenen Ausbiss-Bereiche von bekanntermaßen gut auskartierbaren Schichteinheiten sind dabei nach Möglichkeit beibehalten worden. Leider ist generell unklar, welche konkreten Informationen damals vorgelegen haben; Aufschlusskarten oder Kartierberichte mit Basisdaten der preußischen Kartierung sind nicht überliefert. Bohrprofile lagen zur damaligen Zeit nicht oder nur sehr untergeordnet vor.

Im äußersten Norden der Trierer Bucht war und ist der geologische Kenntnisstand sehr lückenhaft. Die preußische Geländeaufnahme ist dort nicht mehr bis zur Herausgabe von gedruckten, mit Erläuterungstexten begleiteten Kartenblättern fortgeschritten. Dementsprechend ungenau gestaltet sich die Erfassung der dortigen Buntsandstein-Auflagerung über Devon. Den Extremfall bildet das vom Projektgebiet nur an einer Ecke tangierte Blatt 5804 Schönecken. Dieser Bereich ist bisher nur näherungsweise auf Geologischen Übersichtskarten dargestellt worden. Dementsprechend existieren keine unmittelbar morphologisch gestützten Karteninformationen. Auf dem benachbarten Blatt 5805 Mürtenbach hingegen sind mehrere Kartendarstellungen verfügbar, die jedoch deutlich widersprechende Aussagen liefern. Dies sind eine preußische Manuskriptkarte von (vermutlich) A. LEPLA (ohne Jahresangabe) und die großräumige Geologische Karte 1: 50 000 von BÜCHEL (1994), die zwar deutlich jüngeren Datums ist, die aber ihren Bearbeitungsschwerpunkt auf vulkanische Bildungen gelegt hat. Wieder andere Interpretationen liefern die kleinräumigen Diplomkartierungen von LUTZ (1966) und MEYER (1978). Erschwerend für die Kartenkompilation in dieser Region war und ist die Unwägbarkeit des Paläoreliefs des devonischen Sockels unterhalb der Buntsandstein-Basis, die eine rein konstruktive Annäherung erschwert bzw. gänzlich unmöglich macht. Angesichts des Zeitrahmens der hier vorgelegten Projektkartierung sind in diesen Gebieten lediglich kombinierende Deutungen als vorläufige Annahmen verzeichnet. Auch die dort vorhandene Diplomkartierung KATTAWI (1969) musste stark revidiert werden, da sie eine Linienführung von geologischen Grenzen ohne hinreichende Berücksichtigung morphologischer Gegebenheiten aufweist.

Die Nordost-Blätter 5806 Daun und 5906 Manderscheid sind im Rahmen der preußischen Landesaufnahme ebenfalls unveröffentlicht geblieben. Auch dort existieren sehr uneinheitliche Geländebefunde, was sich in zahlreichen eklatanten Unterschieden in den vorhandenen Geologischen Karten niederschlägt. Dies betrifft die preußischen Manuskriptkarten und die Darstellungen von WIENECKE (1983), BÜCHEL (1994) und WAGNER et al. (1983). Es ist nicht im Einzelnen bekannt, inwieweit die differierenden Darstellungen auf einer redaktionellen Neu-Interpretation bzw. Generalisierung beruhen oder aber auf konkreten eigenen Geländebefunden der Autoren. So ist denn die hier vorgelegte Darstellung bloß eine wenig abgesicherte Synthese der verschiedenen älteren Kartendarstellungen, kontrolliert nur durch vereinzelte Bohrerergebnisse. Die Erkenntnisse von MEYER & STETS (1979) hinsichtlich der lokal gestörten Höhenlage der Buntsandstein-Auflagerung sind eingearbeitet worden. Am Gut Heeg bei Großlittgen und am Devon-Ausbiss östlich Eisenschmitt auf Blatt 5909 Manderscheid sind in der GÜK 100 von WAGNER et al. (1983) gegenüber der älteren GREBE-Kartierung auffallend abweichende Verhältnisse dargestellt. Da keine detaillierteren Informationen verfügbar sind, mussten diese sehr schematischen Ausbissflächen kleinräumig übernommen werden. Dabei ist es jedoch erforderlich gewesen, die stark generalisierten, extrem „morphologieschrägen“ Ausbissgrenzen entsprechend anzupassen. Kartierbefunde der Dissertation MARTIN (1955) sind zur Präzisierung der Schichtlagerung ebenfalls berücksichtigt worden. Weiterführende geologische Bearbeitungen sind in diesen Bereichen im Norden und Nordosten des Projektgebietes dringend erforderlich.

Eine sehr wesentliche Quelle für stratigraphische und tektonische Daten im Großteil des Projektgebietes bilden Diplomkartierungen (Maßstab 1: 10 000) und -arbeiten verschiedener Universitäten. In vielen Fällen handelt es sich um unveröffentlichte und deshalb für Anwender bislang nur schwer zu-

gängliche Ergebnisse. Die aktuellsten Bearbeitungen sind die geologischen Diplommkartierungen der Universitäten Bonn und Kiel. Sie stammen aus den 1990er Jahren und den Jahren 2000 bis 2006. Auf der Autorenkarte (Abb. 2.1) sind das die Gebiete 12 bis 20, 23 bis 34, 36 bis 40 und 43 bis 45. Es sind Kartierungen, die vom rheinland-pfälzischen Geologischen Dienst (GLA bzw. LGB) koordiniert und intensiv mitbetreut worden sind. Die dem jeweiligen Kartenbefund zugrunde liegende stratigraphische und strukturelle Datenbasis ist umfassend dokumentiert.

Zahlreiche ältere Diplommkartierungen der Universität Bochum (Prof. H.-U. SCHWARZ) überdecken das Blatt 6004 Oberweis und südöstliche Teile der Blätter 5904 Waxweiler und 6003 Mettendorf. Sie waren in den 1980er Jahren entstanden und sind daher bereits bei der zuvor genannten amtlich koordinierten Revisionskartierung ausgewertet worden und in den entsprechenden Arbeitsgebieten aufgegangen. Deshalb sind hier nur noch einige Teilergebnisse der Bochumer Arbeiten von MEYERING (1985) und GIELISCH (1989) neu übernommen worden. Die Tübinger Diplommkartierungen (Prof. R. SCHÖNENBERG), die den deutsch-luxemburgischen Grenzbereich im Süden des Projektgebietes erfasst haben (Abschlussbericht: Goos et al. 1966), waren bereits in eine amtliche Geologische Karte 1:25 000 von Luxemburg eingegangen, welche auch einen breiten Randstreifen deutschen Gebietes darstellt (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971). Der geologische Bau eines südöstlich anschließenden Areal ist der Tübinger Arbeit von SCHRÖDER (1964) entnommen worden. Weiterhin sind bei der Erarbeitung der hier vorgelegten GK 50 in Teilaspekten auch Diplommkartierungen der Universitäten Mainz (AGHAJARI 1976, BIZER 1978) und Heidelberg (KATTAWI 1969, MEYER 1978) berücksichtigt worden. Darüber hinaus sind zwei geologische Manuskriptkarten der GK 25-Blätter 6103 Wallendorf und 6104 Bollendorf herangezogen worden (HEINRICH 1998, VOGEL 1998). Darin sind die dortigen Diplommkartierungen schon graphisch zusammengefasst und geringfügig korrigiert worden. Zudem sind die quartären Deckschichten dieser beiden Blätter bereits unter der Koordination von M. WEIDENFELLER/LGB überarbeitet worden.

Auch im Osten des Projektgebietes, in Teilbereichen der Blätter 6005 Bitburg, 6006 Landscheid und 6105 Welschbillig, ist das Kartenwerk von GREBE (1891) gebietsweise überholt. Dort existieren Geologische Karten im Maßstab 1:25 000, die von der Universität Trier erstellt worden sind („Kylltalkarten“: NEGENDANK & WAGNER 1988). Wegen der physisch-geographischen Ausrichtung des Trierer Studienganges sind diese Karten vornehmlich für die Erfassung der tertiären und quartären Deckschichten zurate gezogen worden. In den Triasgebieten sind signifikante Änderungen gegenüber den GREBE-Karten vornehmlich dann berücksichtigt worden, wenn sie sich auf kartiertechnisch gut fassbare Einheiten oder Grenzhorizonte bezogen. Derartig plausible neue Kartierbefunde sind dann zur Ermittlung eines veränderten, stimmigeren Störungsmusters mitverwendet worden. Diejenige Störungstektonik, die von der GREBE-Darstellung abwich und die sich maßgeblich aus der Kartierung des Grenzhorizontes so1/so2 im Oberen Buntsandstein ergeben hatte, ist im Allgemeinen nicht berücksichtigt worden, weil es dabei oft zu stratigraphischen Fehlansprachen gekommen ist (Ausführungen dazu bei MÜLLER 2006, OEHMS 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Vereinzelt waren selbst Störungslinien mit gegensinnigen Versatzrichtungen linear verbunden worden. Aus der hier vorgenommenen Revision und kontrollierten Synthese beider Kartenwerke resultiert regional ein deutlich veränderter tektonischer Bau. Dies gilt insbesondere für das Blatt 6105 Welschbillig.

Der Randbereich von Luxemburg, westlich von Sauer und Our, wie er auf den luxemburgischen GK 25-Blättern Echternach (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) und Beaufort (Geister-Frantz 1981) dargestellt wurde, ist nur lokal korrigiert und angepasst worden. Dabei haben allgemeine morphologische oder tektonische Gesichtspunkte eine Rolle gespielt, nur vereinzelt auch konkrete Neubefunde. In der Region Vianden, wo noch keine neuere luxemburgische GK 25 vorliegt, ist lokal auch die Geologische Übersichtskarte 1:100 000 von Luxemburg herangezogen worden (BINTZ & MAQUIL 1992). Eine grundlegende konstruktive Überprüfung der Schichtlagerung jenseits der Landesgrenze ist unterblieben,

dies bleibt den später erscheinenden GK 25-Blättern 6003 Mettendorf, 6103 Wallendorf und 6104 Bollendorf vorbehalten.

Auf den Blättern 6205 Trier und 6206 Trier-Pfalzel sind zahlreiche Einzeldarstellungen aus den Kartenwerken von DEGEN et al. (1981a, 1981b; siehe auch Kap. 2.2.3.2) übernommen worden. Die beiden Geologischen Karten im Maßstab 1:50 000 bzw. 1:10 000 resultierten aus Kartierungsübungen von Geographie-Studenten der Universität Trier. Im Nordwest-Teil der GK 10, im Bereich Sirzenich, wo Muschelkalk- und Keuper-Abfolgen anstehen, war es wiederholt zu Verwechslungen von lithofaziell ähnlich entwickelten stratigraphischen Einheiten gekommen. Das haben stichpunktartige Begehungen gezeigt. Die dortige Kartendarstellung ist deshalb weitgehend modifiziert worden. Entlang des Autobahn-Teilstücks zwischen Sirzenich und dem Biewertal hat HEITTELE (1984) zahlreiche Störungen aufgenommen und in einem Profilschnitt publiziert. Mit vermuteten Richtungen und Verläufen sind diese Abschiebungen in die hier vorgelegte Geologische Karte eingepasst worden.

Bei einer kurzen Kontrollbegehung im Raum Trierweiler haben sich erhebliche stratigraphische Fehleinstufungen und demzufolge auch tektonische Fehler in der aus dem Jahre 1888 stammenden frühen GK 25 von H. GREBE gezeigt. Dadurch ist eine mehrtägige Revisionskartierung erforderlich geworden (DITTRICH 2006 + 2009, Abb. 2.1). Die resultierende Karte ist lediglich schematisch, sie ist nicht grundlegend konstruktiv abgesichert. Die hohe tektonische Komplexität dieser Region (DITTRICH in Vorb. a) konnte innerhalb des Zeitrahmens des hier vorgelegten, eher redaktionell konzipierten Kartierprojektes nicht hinreichend entschlüsselt werden. Generell gilt, dass das Blattgebiet 6205 Trier, auf dem sehr viele neue Einzelbefunde existieren, für die Herausgabe einer amtlichen GK 25 noch grundlegend überarbeitet werden muss. Die von DITTRICH & STETS (2008) dargelegten neuen Ergebnisse zur Verbreitung von Rotliegend-Vorkommen auf der Hunsrück-Scholle sind bereits eingefügt worden.

Am südlichen Ostrand des Projektgebietes sind die Daten der amtlichen GK 50 der Wittlicher Rotliegend-Senke (STETS 2004) übernommen worden. Auf Blatt 6106 Schweich, in der Region Naurath–Trier-Ehrang, sind die Störungsverläufe dieser Karte jedoch etwas abgeändert worden. Meist sind es Längen- und kleinere Lageänderungen gewesen, die jedoch den flächenhaften Kartierbefund der Ausbisse nahezu unverändert ließen. Eine bedeutsamere Kartenkorrektur am nördlichen Zoonenberg östlich von Kordel wird in Kap. 2.2.3.1.2 dargelegt. In der Nordost-Ecke von Blatt Schweich, im östlichen Anschluss an die Bonner Diplomkartierung LICHTENSCHIEDT (1999; Abb. 2.1), sind ebenfalls Anpassungen nötig gewesen. Die dort vorhandenen Geologischen Karten von GREBE (1891) und NEGENDANK & WAGNER (1988) sind dabei stark revidiert worden.

Alle im Landesamt für Geologie und Bergbau archivierten Protokolle von Tiefbohrungen innerhalb des Projektgebietes sind neu bearbeitet worden. Der Schwerpunkt ist dabei auf eine aktualisierte stratigraphische Ansprache des jeweiligen Bohrprofils gelegt worden. Diese ist maßgeblich für die Kontrolle der geologischen Situation im Bereich des Ansatzpunktes gewesen. Weiterhin sind dadurch präzisere Daten für die flächenhafte Erfassung der lithofaziellen Entwicklung einzelner Schichtglieder und deren Mächtigkeitsverteilungen entstanden. Dies gilt insbesondere für den Ostteil der Trierer Bucht. Innerhalb des bisher meist aufsummierten „Mittleren Buntsandsteins“ können dort nunmehr einzelne Schichtglieder differenziert werden. So sind erste Angaben zum Mächtigkeitsmuster einzelner Teilstockwerke möglich (Kap. 2.2.2.3.1). Abseits der Profilschnitte ist keine systematische Auswertung der Höhenlagen aller durchteuften Schichtgrenzen vorgenommen worden. Dies ist nur im Gebiet von Bonner und Kieler Diplomkartierungen und im Bereich der hier vorgelegten Schichtlagerungskarten gewährleistet (Kap. 2.4, siehe auch DITTRICH & HERMLE 2010). Auch im Kylltal, wo sehr viele nicht gekerkte Brunnenbohrungen protokolliert sind, ist keine flächenhafte Auswertung der Höhenlage von Bezugshorizonten und der sich daraus ergebenden (Klein-)Tektonik erfolgt. Eine derartig intensive Be-

arbeitung ist aus Zeitgründen auf den Bereich der Profilschnitte beschränkt worden. Nur im Bereich der vorliegenden Revisionskartierungen (LICHTENSCHIEDT 1999, MÜLLER 2006, OEHMS 2006) sind die Daten dieser Bohrprofile einbezogen worden. Die neu ausgewerteten und im Text zitierten Bohrungen sind nach TK 25-Blattnummern und Archivnummern, wie z. B. 6205-48 im LGB-Bohrarchiv archiviert.

Flächenhafte Schichtlagerungskarten für das gesamte Kartiergebiet konnten innerhalb des Zeitrahmens des Projektes nicht erstellt werden. Nur in den zentralen Teilen der Trierer Bucht, in den Verbreitungsgebieten des Oberen Muschelkalks und insbesondere des Unteren Lias sind die Lagerungsverhältnisse und Ausbissverläufe durch Isolinienpläne genauer kontrolliert worden (Kap. 2.4).

Einige wenige punktuelle Kontrollkartierungen haben dort stattgefunden, wo größere Unstimmigkeiten existierten, wie etwa an „Blattrandverwerfungen“ im Randbereich von Revisionskartierungen. Allerdings sind nur diejenigen Areale vor Ort überprüft worden, die unter günstigen Bedingungen in kurzer Zeit hochrelevante Daten liefern konnten. Begehungen haben in den Regionen Wiersdorf–Hermerisdorf, Hommerdingen, Brimingen–Burg–Mülbach und Meckel (DITTRICH 2008), im Industriegebiet südlich von Bitburg, zwischen Weilerbach und Ferschweiler, im Bereich Ramsteiner Kessel–Kordel, im Balduinstal/Trier-West und – wie schon erwähnt – im Großraum Sirzenich–Trierweiler–Fusenich stattgefunden.

Die Kartierung von Hang- bzw. Blockschutt ist in vielen Regionen von den Voraufgebern vernachlässigt worden. Diese Bildungen sind deshalb oft nur unzureichend erfasst. Unterhalb der Steilhänge des Oberen Muschelkalks und in Hanglagen der tief eingeschnittenen Täler in den Buntsandstein-Gebieten ist weitaus mehr Überdeckung anzunehmen, als hier dargestellt. Blockschutt des Luxemburger Sandsteins (li2) bildet zusammenhängende, oftmals sehr mächtige Decken am Rande der Lias-Plateaus. Im Rahmen der hier verwendeten Diplomkartierungen sind diese zum überwiegenden Teil auskartiert worden.

Ein methodisch bedingtes, nicht zu unterschätzendes Problem ergibt sich durch die digitale Erfassung von älteren geologischen Kartenwerken und deren Darstellung in Kombination mit modernen topographischen Datensätzen.

Die bisher erschienenen Geologischen Übersichtskarten für die Trierer Bucht, die GÜK 300 (DITTRICH et al. 2003), die GÜK 200 (Blatt CC 6302 Trier, ZITZMANN & GRÜNIG 1987) und die GÜK 100 (WAGNER et al. 1983) waren ohne konkrete Bezugnahme zur jeweiligen Morphologie erstellt worden; jegliche Höhenlinien fehlten. Deswegen lassen die dort dargestellten Ausbisslinien keinen unmittelbaren Rückschluss auf die jeweilige Schichtlagerung zu. Insofern handelt es sich eher um stark generalisierte Verbreitungskarten der verschiedenen geologischen Einheiten als um tektonisch verwertbare Grundlagen. Bei den damals vorgenommenen Anpassungen entlang von Blatträndern waren die räumlichen Konsequenzen nicht oder nur sehr pauschal zu berücksichtigen gewesen. Gleiches galt bei der Verlängerung oder Verlegung von Störungslinien.

Im hier vorgelegten Kartenwerk sollte demgegenüber eine mehr oder weniger stimmige räumliche Auswertung der Lagerungsverhältnisse ermöglicht werden, wie es bei der gemeinsamen Darstellung von Schichtgrenzen und Höhenlinien gewährleistet ist. Dies gilt insbesondere für eine zoomfähige digitale Version der Geologischen Karte. Angesichts der Größe des Gesamtgebietes und der Heterogenität der Kartengrundlagen stellte dies eine nicht unerhebliche methodische Herausforderung dar. Die alten preußischen Karten waren nämlich auf der Basis von topographischen Karten entwickelt worden, deren Topographie von der heute geodätisch erfassten recht deutlich abweicht. Bei einer digitalen Übertragung dieser alten geologischen Flächendaten auf die aktuellen topographischen Karten im selben Maßstab 1:25 000 kommt es häufig zu Fehlern. Insbesondere an Bergkuppen und -spornen in

steilem Gelände kreuzen die damals konzipierten Schichtgrenzen in hohem, wenig glaubhaftem Ausmaß die heutigen Höhenlinien. Der Vergleich mit den ursprünglich dargestellten Lagerungsverhältnissen belegte dann, dass ein derartig steiles, oft auch sehr unregelmäßiges Schichteinfallen meist nicht abgebildet werden sollte. Eine einfache Übertragung digitalisierter Ausbiss-Flächen ist daher nicht zielführend, eine tektonische Stimmigkeit der Geologische Karte ist so nicht zu gewährleisten. Dementsprechend ist eine aufwändige, wenn auch nur überschlägig vorgenommene händische Nachbesetzung der Höhenlagen von Schichtgrenzen nötig gewesen, immer in weitgehender Ungewissheit über die primäre Datenbasis der preußischen Autoren. Dies hat insbesondere für die stark reliefierte Kylltal-Region gegolten.

Auch für die geologischen Kylltalkarten der Universität Trier (NEGENDANK & WAGNER 1988) war seinerzeit noch eine topographische Grundlage verwendet worden, die in ihrer Höhenlinien-Ausformung deutlich von der heute gebräuchlichen topographischen Karte abweicht. Bei der notwendigen händischen Anpassung der Schichtgrenzen sind auch die Ausbisse der Störungslinien morphologisch stimmiger angeordnet worden.

Ähnliche Probleme mit einer etwas andersartigen Ausgestaltung der Topographie haben im Bereich der luxemburgischen Grenze bestanden. Dies hat den von Luxemburg aus revisionskartierten Streifen deutschen Gebietes östlich der Untersauer (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) betroffen.

Selbst noch bei Diplomkartierungen aus den späten 1990er Jahren kam es vor, dass seit deren Fertigstellung neue topographische Karten erschienen sind, auf denen deutlich abweichende Ausformungen einzelner Bergkuppen dargestellt sind. Dies war insbesondere für die steilen Täler und Nebentäler der Our und des Gaybachs auf den Blättern 6003 Mettendorf und 6103 Wallendorf von Bedeutung. Auch dort sind Anpassungen der von den Voraufgebern entworfenen, auf die damaligen Höhenlinien bezogenen Ausbissgrenzen nötig gewesen.

2.2 Geologischer Aufbau des Projektgebietes

2.2.1 Einführung

Der weitaus größte Teil des Projektgebietes wird vom mesozoischen Deckgebirge der Trierer Bucht aufgebaut. Tektonisch handelt es sich dabei um eine flach eingemuldetete, Südwest-Nordost streichende Senkungsstruktur. Ihre Achse taucht nach Südwesten hin ab, in dieser Richtung treten immer jüngere mesozoische Schichten auf. Der regionalgeologische Begriff Trierer Bucht bezieht sich auf die Position dieser spornartig vorspringenden Senkungsstruktur am Nordostrand des Pariser Beckens. Sie ragt in das devonische Grundgebirge des Rheinischen Schiefergebirges hinein. Der nördliche Teil der Trierer Bucht markiert den Beginn der Eifeler Nord-Süd-Zone, die als alt angelegte Senkungszone innerhalb des Schiefergebirges nach Norden bis zur Niederrheinischen Bucht zieht. Regionalgeologisch trennt sie die Ardennen im Westen von der Eifel und dem Hunsrück im Osten.

Der im Projektgebiet erhalten gebliebene postvariskische Schichtenstapel beginnt mit dem höheren Rotliegend. Am Top der mächtigen Rotliegend-Abfolgen existiert eine Schichtlücke, die das allerhöchste Rotliegend, den Zechstein und regional wechselnde Anteile des frühen Buntsandsteins umfasst (STETS 2004, LGB 2005). Darüber lagert eine nahezu vollständige Abfolge der Trias und des unteren Lias. Tertiäre und quartäre Bildungen sind meist nur durch unzusammenhängende Einzelvorkommen vertreten.

Drei alte Beckenstrukturen bestimmten das spät- bzw. postvariskische Sedimentationsgeschehen. Im Südosten liegt die nur noch randlich erfasste Wittlicher Rotliegend-Senke. Diese war ein innerkon-

tinentaler permischer Sammeltrog für Verwitterungsschutt des variskisch deformierten und angehobenen Gebirges. Im frühen Buntsandstein entstand dann das Trierer Becken. Es umfasst Teile des Wittlicher Troges, reicht aber nach Westen und Nordwesten darüber hinaus. Ein knappes Drittel des Projektgebietes – etwa die Region südöstlich der Linie Minden–Welschbillig–Arenrath – ist dem Trierer Becken zuzurechnen (Kap. 2.2.3.2.3). Den Nordwesten prägt das große und relativ einheitlich entwickelte Bitburger Becken. Es bildete sich erst im Mittleren Buntsandstein aus. Im Großen und Ganzen ist nordwestwärts ein Aufgreifen immer jüngerer Gesteinseinheiten auf das Grundgebirge zu verzeichnen. Im äußersten Nordwesten, im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet, lagert höherer Mittlerer Buntsandstein diskordant auf Unterdevon.

Das Deckgebirgsareal der Trierer Bucht ist als typische Schichtstufenlandschaft ausgestaltet. Flüsse und Bäche haben die Schichtstufen in einzelne Hochplateaus zerteilt, oftmals in erosiver Nachzeichnung tektonischer Schwächezonen im Gebirgskörper. Die entsprechenden Bruch- oder Flexurzonen lassen sich drei Richtungssystemen zuordnen, der NNE-SSW streichenden rheinischen, der Nordost-Südwest orientierten „diagonalen“ und der ENE-WSW verlaufenden „variszischen“ Richtung (DITTRICH et al. 1997). Im Verlauf des hier vorgelegten Kartierprojektes haben sich weitergehende Hinweise zur genauen Position, zur Länge und zum Verlauf der entsprechenden Großstrukturen dieser drei Richtungssysteme ergeben (Kap. 2.2.3.2.3, 2.3 und 2.4).

2.2.2 Schichtenfolge

Die sehr große Zahl an Kartiereinheiten in dem geologisch heterogenen Projektgebiet der Trierer Bucht macht es notwendig, die jeweiligen lithofaziellen Beschreibungen zu beschränken. Die Angaben umfassen eine grobe Kennzeichnung der vorherrschenden Lithologien und – wenn möglich – der regionalen Mächtigkeiten. Detailliertere Angaben zum Farbspektrum, zu Gefügemerkmalen, Korngrößen und -verteilungen, Rundungsgraden, Geröllkomponenten, zu Mineralgehalten und zum Entstehungsmilieu müssen überwiegend entfallen. Hierfür sei auf die bereits existierende Übersichtsliteratur hingewiesen (NEGENDANK 1983, MEYER 1994, STETS 2004, LGB 2005). Darüber hinaus sind in die Beschreibungen weiterführende Verweise auf bisher existierende Spezialbearbeitungen eingefügt. Detaillierte regionale Fazies- und Mächtigkeitsangaben werden den später zu publizierenden GK 25-Blatt-erläuterungen zu entnehmen sein.

2.2.2.1 Devon

Devonische Abfolgen – Unterdevon und frühes Mitteldevon – treten in der Umrahmung der Trierer Bucht zutage. Außerhalb des Darstellungsbereiches der GK 50 der Wittlicher Rotliegend-Senke (STETS 2004) ist zur kartographischen Erfassung auf die GÜK 200, Blatt CC 6302 Trier (ZITZMANN & GRÜNIG 1987) zurückgegriffen worden. Dort sind devonische Formationen aus verschiedenen Faziesgebieten und strukturgeologischen Einheiten stratigraphisch zusammengefasst worden. Diese Zusammenfassung von devonischen Formationen unterschiedlichster Genese hat zur Folge, dass die einzelnen stratigraphischen Einheiten im Text jeweils nur relativ allgemein charakterisiert werden können.

Obersiegen (dso)

Der Ausbiss dieser Gesteinsabfolgen beschränkt sich auf den Nordosten des Projektgebietes. Dort, südlich von Bettenfeld, markiert das Obersiegen den westlichen Ausläufer des Manderscheider Antiklinoriums. Es handelt sich um eine mehrere 100 Meter mächtige Wechselfolge von hauptsächlich sandigen Sedimentgesteinen, die teilweise auch Silt- und Tonschiefer enthält. Östlich des Projektgebietes aufgefundene reiche Faunenfunde (so etwa *Acrospirifer primaevus* und *Hysterolites hystericus*) weisen auf ein Obersiegen-Alter der Gesteine hin.

Unterems (dzu)

Nicht näher differenzierte Abfolgen des Unterems werden in folgenden strukturgeologisch definierten Gebieten ausgehalten (von Westen nach Osten): dem östlichen Ausläufer des Ösling-Antiklinoriums, dem Manderscheider Antiklinorium und dem Nordrand der Olkenbacher Mulde (Moselmulde; siehe auch LGB 2005). Es handelt sich um eine mehrere 100 Meter mächtige eintönige Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Silt- und Tonschiefern.

Hunsrückschiefer (dzH)

Auf der Hunsrück-Scholle im Südosten des Projektgebietes tritt Hunsrückschiefer in flächenhafter Verbreitung auf. Im Bereich des Kartenausschnittes sind nur mehrere 100 Meter erfasst. Insgesamt handelt es sich um eine mehrere 1000 Meter mächtige (STETS 2004) eintönige Abfolge von hauptsächlich Ton- und Siltschiefern mit gelegentlichen Einschaltungen von quarzitischen Sandsteinen. Sie ist dem Unterems zuzurechnen, wird hier aber separat ausgehalten. Da sich diese Einheit lithofaziell nicht ohne weiteres von den liegenden und hangenden stratigraphischen Einheiten abgrenzen lässt, werden bestimmte Brachiopodenarten benutzt, beispielsweise *Pseudoleptostrophia dahmeri*, um die insgesamt weitgehend eintönig entwickelten unteren Unterems-Einheiten ausgliedern zu können.

Auf eine Darstellung der kleinen Vorkommen von Metabasalten („Diabasen“) im Ausstrichbereich des Hunsrückschiefers (dzH) wird verzichtet, hierzu sei verwiesen auf die Darstellungen von STETS (2004) und auf die preußischen Geologischen Karten 1:25 000, Blatt Trier Nr. 6205 und Blatt Trier-Pfalz Nr. 6206 Trier-Pfalz (GREBE 1888, 1891).

Klerf-Schichten (dzK)

Diese nur regional ausgehaltene Einheit umfasst den jüngsten Abschnitt des Unterems. Auskartiert ist sie im Norden im Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone und im Westen in der südwestlichen Moselmulde. Die Abfolgen bestehen aus einer mehrere 100 Meter mächtigen, oft rot gefärbten Wechselfolge von Ton- und Siltsteinen mit Einschaltungen von quarzitischen Sandsteinen. Charakteristisch sind ihre relative Armut an tierischen Makrofossilien und die teilweise häufig vorkommenden Pflanzenreste.

Oberems (dzo)

Nicht näher differenzierte Gesteinseinheiten des Oberems treten im äußersten Nordnordwesten des Projektgebietes auf. Die unterdevonischen Gesteine im Bereich des Naurath-Horstes werden nach STETS (2004) ebenfalls dieser stratigraphischen Einheit zugeordnet.

Im Bereich der südwestlichen Moselmulde und der Olkenbacher Mulde existiert die für das Unterdevon typische Wechsellagerung von klastischen Sedimentgesteinen (Ton-Siltschiefer und quarzitisches Sandsteine), während in der Eifeler Nord-Süd-Zone die Sandsteine zum Teil kalkige Matrix aufweisen und generell der Anteil von Karbonatgesteinen zum Hangenden hin zunimmt. Im Gegensatz zu den rein klastischen Gesteinsabfolgen der Mosel- und Olkenbacher Mulde, die meist mehrere 100 Meter mächtig sind, beträgt die Mächtigkeit der einzelnen Formationen (Wetteldorf- bis Heisdorf-Formation, vgl. LGB 2005) in der Eifeler Nord-Süd-Zone lediglich einige Meter.

Ems-Quarzit (dzQ)

Der Ems-Quarzit – im luxemburgischen Ardennenbereich als Quarzit von Berlé oder Berlé-Quarzit bezeichnet (MAQUIL et al. 1984, LGB 2005) – tritt im Norden des Projektgebietes auf. Dort wird er in der Umrandung der Salmerwald-Mulde (Eifeler Nord-Süd-Zone) als älteste Einheit des Oberems separat ausgehalten. Er besteht aus einer teilweise nur wenige Meter (etwa 5 bis 20 m) mächtigen Abfolge von sehr gut sortierten weißen Quarzsandsteinen (Typ „Glaswacke“) und quarzitischen Sandsteinen mit gelegentlichen Einschaltungen von Schiefen.

Unterdevon an der Deimlinger Devonschwelle (du)

Der kleine Devonausbiss inmitten des ausgedehnten Buntsandstein-(und Muschelkalk-)Gebietes bei der Kyll zwischen Kordel und Daufenbach, gegenüber der Deimlinger Mühle, stellt eine Besonderheit dar (siehe dazu LICHTENSCHIEDT 1999). Aufgeschlossen ist eine Wechsellagerung von braunen, teilweise auch rötlich-violett eingefärbten Tonschiefern und quarzitischen Sandsteinen. Aufgrund von spärlichen Brachiopodenfunden wird sie – nicht näher differenziert – in das Unterdevon gestellt. Aufgrund seiner geringen Größe ist der Ausbissbereich in der analogen GK 50 kaum sichtbar, er ist aber durch Einschreibungen markiert und bei Verwendung einer digitalen Karte gut erkennbar.

Oberems bis Eifel der Eifeler Nord-Süd-Zone (dze)

Diese Einheit tritt lediglich im Norden des Projektgebietes auf, im Zentrum der Salmerwald-Mulde (LGB 2005: Abb. 21). Es handelt sich um eine etwa 80 m mächtige Abfolge von Kalksteinen und Mergeln. Anders als in anderen Eifelkalk-Mulden sind darin kaum klastische Komponenten enthalten (KRÖMMELBEIN 1955).

2.2.2.2 Perm

Permische Schichteinheiten beschränken sich generell auf Rotliegend (älteres Perm, Nahe-Subgruppe), Zechstein-Abfolgen fehlen aufgrund einer Schichtlücke westlich des Hunsrücks und in der Eifel. Im Südostteil des Projektgebietes sind die Randregionen der Wittlicher Rotliegend-Senke erfasst.

Ürzig-Formation (rÜ)

Diese Formation ist im Nordwestteil der Wittlicher Senke 300 bis knapp 400 m mächtig. Es handelt sich um rote bis braunrote Brekzien (Fanglomerate) und Konglomerate mit tonig-siltiger Grundmasse. Typisch ist eine weitgehend fehlende Sandfraktion. An der Basis bzw. im unteren Mittelteil der Formation sind zwischen 50 und 100 m mächtige Vulkanite (Ignimbrite) eingeschaltet.

Die auflagernde *Kinderbeuern-Formation (rK)* tritt im Projektgebiet nicht zutage und kommt daher nicht auf der Geologischen Karte vor. Nur im Profilschnitt B–B' wird sie in der Tiefe erfasst. Es sind rote sandige Konglomerate und – besonders im oberen Teil – Sandsteine. Im Bereich der Wittlicher Rotliegend-Senke kann diese Formation 350 m mächtig werden.

Altrich-Formation (rA)

Von der Altrich-Formation ist in der Wittlicher Senke eine Mächtigkeit von mindestens 370 m erhalten geblieben. Erst nördlich des Naurath-Horstes keilt sie nach Nordwesten hin aus. Es sind tiefrote Ton-, Silt- und Feinsandsteine („Rötelschiefer“), gelegentlich schwach gipshaltig, mit vereinzelt Dolomitlagen und -krusten. Mächtigere Feinsandsteinabfolgen, schräggeschichtet und gut oder sehr gut sortiert, können sich einschalten. Im Norden, am Nordwestrand des Naurath-Horstes, dominieren rote mürbe Sandsteine.

Grobklastische Altrich-Formation (rAg)

Diese nur lokal ausgehaltene Kartiereinheit entspricht der Wittlich-Subformation innerhalb der Altrich-Formation (vgl. STETS 2004). Es sind rote Brekzien und Konglomerate, die die Randfazies der Altrich-Formation am Nordwestrand der Senke darstellen. Nördlich des Naurath-Horstes (Region Gladbach) ist sie in einer Mächtigkeit von nur noch wenigen 10er Metern verbreitet, bei Bruch–Arenath keilt sie schließlich aus. Auch im Kylltal, bei der Deimlingermühle südlich Daufenbach, treten in zwei sehr kleinen Ausbissarealen Gesteine der grobklastischen Altrich-Formation zutage (STETS 2004). Dort sind noch mindestens 10 m mächtige Abfolgen vorhanden (LICHTENSCHIEDT 1999). Nach Bohrungsbe-funden im Kylltal überlappt die Rotliegend-Verbreitung die Deimlinger Devonschwelle noch um mehrere 100 Meter und klingt dann aus (Profilschnitt der Abb. 4.5 in LICHTENSCHIEDT 1999; vgl. auch Pro-

filmschnitt B–B'). Weiter nordwestlich, im Bereich der Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach (Abb. 2.2, Kap. 2.2.3.2.3), ist ein weiteres Vorkommen von mehr oder weniger grobklastisch entwickelter Altrich-Formation vorhanden.

Rotliegend in Hunsrückfazies (rH)

Die Auskartierung dieser Einheit dokumentiert neue Erkenntnisse, die sich aus nicht gekernten Erdwärmesonden-Bohrungen auf der Hunsrück-Scholle im südöstlichen Trierer Stadtgebiet ergeben haben (DITTRICH & STETS 2008). Auf dem hinteren Petrisberg und bei Mariahof ist in mehreren Bohrprotokollen ein viele 10er Meter mächtiger rotbrauner Sandstein vermerkt worden. Diese relativ homogenen Sandsteinabfolgen sind dort von vielen Meter mächtigen Quartär-Sedimenten überdeckt. Die Sandsteine treten als Füllungen tief eingeschnittener permischer Täler auf (Profilschnitt A–A'). Mindestmächtigkeiten von bis zu 90 m sind durch Bohrungen belegt. Auch schwache Geröllgehalte können vorkommen. Nach oben hin tritt lokal eine Verfeinerung zu Schluff-Tonsteinen auf.

Der tektonisch bedingte Aufbruch von „Rotliegend“ in Trier-West, überlagert vom „sm1“-Basiskonglomerat, wie er im Balduinstal auf der älteren GK 10 der Umgebung von Trier dargestellt (DEGEN et al. 1981b) und bei NEGENDANK (1983) im Kontext der Exkursionsrouten 12.4 und 12.5 erwähnt ist, hat sich nicht bestätigen lassen. Rotliegend-Gesteine treten dort nicht zutage. Die im Tal ausstreichenden fahlviolettbraunen oder fahlroten, wenig verbandsfesten sandigen Abfolgen mit relativ dunklen, teilweise sehr dicht gepackten, schlecht sortierten Konglomeraten gehören nicht zur Hochscholle im Osten, sondern zur westlichen Tiefscholle. Die Konglomerate zeigen nicht die Faziesmerkmale des „sm1“-Basiskonglomerates. Gegen deren Zuordnung zum Rotliegend spricht unter anderem der hohe Rundungsgrad und die Größe der bis 10 cm, im Aufschluss 12.4.2 (vgl. NEGENDANK 1983) auch bis 15 cm großen Quarzitgerölle (so auch STETS 2006). Neben Quarziten sind hellgelbgrüne plattige Siltsteingerölle, bis 8 cm große Milchquarze und vereinzelte dunkle siltige Schiefergerölle enthalten. Die auf der Tiefscholle anstehenden Gesteinsserien sind der sonst selten zutage tretenden Abfolge des höheren Mittleren Buntsandsteins zuzuordnen (Legendeneinheit: smh). Nach Bohrungsbefunden in der näheren Umgebung (Region Aach bis Trier-Zewen) ist diese Abfolge hier noch etwa 60 m mächtig.

2.2.2.3 Trias und Unterjura (Lias)

Mesozoische Sedimentgesteine der Trias und des unteren Jura haben die weitaus größte Verbreitung im Projektgebiet. Für hydrogeologische Belange sind sie von wesentlicher Bedeutung. Die enorme regionale Variation der Mächtigkeiten und der lithofaziellen Entwicklung der Kartiereinheiten führt allerdings dazu, dass kein lithostratigraphisches Standardprofil des Projektgebietes abgebildet werden kann. Zur Verdeutlichung sei hier der Pseudomorphosenkeuper genannt (Unterer Mittelkeuper, Kartiereinheit kmu). Er kann als 60 m mächtige gipsführende Mergelfolge ausgebildet sein oder aber als etwa 2 bis 6 m mächtige sandig-konglomeratische Abfolge. Eine derartige Schwankungsbreite gilt für mehrere Kartiereinheiten und überdies für unterschiedliche Teilgebiete der Trierer Bucht. Komplizierend hinzu kommt die regional stark variierende stratigraphische Lückenhaftigkeit der Profile. Schichtausfälle sehr unterschiedlichen Ausmaßes sind vorhanden. Ursächlich hierfür waren mehrere markante Änderungen der jeweiligen Beckengrößen und -konfigurationen, bedingt durch mehrere paläogeographisch bedeutsame Prozesse (tektonische Bewegungsphasen mit vertikalen Schollenrelativbewegungen, eustatische Meeresspiegelschwankungen mit flächenhaften Emersionen oder tiefen Rinnenbildungen usw.). Nähere Darlegungen dazu finden sich bei DITTRICH (2004, et al. 2005), STETS (2004), DITTRICH & SCHOCH (2004), LGB (2005) und DITTRICH & NORBISRATH (2006). Die Tabellen 2.1 und 2.2 sollen einen Überblick über die recht komplexen lithostratigraphischen Abfolgen vermitteln. Aus Gründen der Darstellbarkeit sind auf der vorgelegten Geologischen Karte auch Kartiereinheiten abgebildet, die über klassische stratigraphische Grenzen hinwegreichen. Dies betrifft die Einheit Höhe-

rer Steinmergelkeuper (kStH), die Anteile von Mittel- und Oberkeuper enthält, sowie die Einheit Rhät-Lias-Grenzschiefer (kol), die die Trias/Jura-Grenze überschreitet und Anteile vom höheren Oberkeuper und vom untersten Lias umfasst (Kap. 2.2.2.3.3).

Die Auflagerung der Trias auf dem Devon des Rheinischen Schiefergebirges bzw. auf dem höheren Rotliegend der Wittlicher Senke ist als Winkeldiskordanz ausgebildet. Die Diskordanz zwischen Rotliegend und Unterem Buntsandstein ist am Weinberg „Augenscheiner“ am Moselufer in Trier-Pallien sehr eindrucksvoll und weiträumig erschlossen (NEGENDANK 1983, DITTRICH 2004). In den Schichtenverzeichnissen von nicht gekerntem Bohrungen hingegen ist sie oft nur schwer festzulegen (vgl. KREMB-WAGNER 1988: S. 101f.). Im Bohrklein sind die Trümmer eines oft tonreichen Basiskonglomerates oder von tonig-sandigen Wechselfolgen des Buntsandsteins nur schwer vom unterlagernden Rotliegend zu unterscheiden, da die jeweiligen Gesteinsabfolgen lithologisch sehr variabel ausgebildet sein können. Hierzu ist dann auch eine granulometrische Auswertung der Spülproben und die Korrelation von Gamma- und Widerstands-Logs erforderlich (KAISER 1975). Die Diskordanz zwischen Devonschiefern und sandigem oder sandig-konglomeratischem Buntsandstein im Norden und Nordwesten ist hingegen sehr gut zu erfassen. In Aufschlüssen und Bohrungen zeigt sich häufig eine sekundäre Rot- oder Rotviolett-färbung der ursprünglich meist dunkelbraunschwarzen oder braungrauen Tonschiefer an den Gesteinsoberflächen, entstanden durch einsickernde eisenreiche Lösungen aus den Buntsandstein-Sedimenten. Die Verwitterung der höchsten Tonschieferpartien kann bis zur Verlehmung fortgeschritten sein. In Ausbissbereichen der Diskordanz können deshalb Staunässe-zonen, Moore und kleinere Torf-Bildungen vorhanden sein. Daneben zeigt sich ein markanter Farbwechsel der Böden von graubraun nach orangerot oder rötlich braun.

2.2.2.3.1 Buntsandstein

Die regionale Verbreitung, die stratigraphische Gliederung und die Mächtigkeitsentwicklung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sind kompliziert und sollen hier einleitend näher erklärt werden.

Unterer Buntsandstein (su) ist nur im Südosten des Projektgebietes entwickelt. Aus den Bohrungen im Kylltal ist abzuleiten, dass das Vorkommen von Unterem Buntsandstein nach Norden noch etwa bis auf die Höhe von Speicher reicht. Im Ausbissbereich zwischen Bruch und Niederkail (NEGENDANK & WAGNER 1988) sind noch einige 10er Meter entwickelt. Im weit überwiegenden Teil des Bitburger Beckens fehlt der Untere Buntsandstein (LGB 2005). Nachweislich gilt dies für die Region südlich und östlich von Spangdahlem (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) und alle bis heute durchteuften Randzonen dieses Beckens. Südwestlich von Karl (bei Großlittgen, Blatt 5906 Manderscheid) – nur wenige Kilometer nordöstlich von Niederkail – liegen sogar erst Densborn-Schichten des Mittleren Buntsandsteins (Tab. 2.1) dem Devon auf (vgl. NEGENDANK 1983). Daher bleibt die Legendeneinheit sum (Unterer und Mittlerer Buntsandstein) auf den Südosten des Projektgebietes beschränkt. Im Norden ist unter dem Oberen Buntsandstein (so) lediglich Mittlerer Buntsandstein (sm) ausgehalten worden. Die Trennlinie zwischen den Legendeneinheiten sum und sm verläuft im Ausbissgebiet auf den Blättern 6006 Landscheid und 5906 Manderscheid. Aus formalen Gründen ist sie an der lang gestreckten Störungslinie westlich von Landscheid–Niederkail gezogen worden, der nordwestlichen Randstörung der Zentralschwelle (Kap. 2.2.3). Die Aufsummierung von Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Südosten war nötig, weil die dort zugrunde liegenden Geologischen Karten von GREBE (1888–1891) im tieferen Teil der Buntsandsteinabfolge keine weitergehenden Differenzierungen aufwiesen. Dort, wo modernere Kartierungen mit höherer stratigraphischer Auflösung verfügbar waren, sind innerhalb der sum-Flächen nach Möglichkeit die Ausbisse der Grenze su/sm als Liniensignatur eingebracht worden. Dies gilt für die Bereiche der Wittlicher-Senke-Karte (STETS 2004) und für Teilgebiete der Kylltal-Kar-

ten (NEGENDANK & WAGNER 1988), wo das Biewer-Konglomerat des basalen Mittleren Buntsandsteins mit der damaligen Signatur „sm3c“ auskartiert worden war (Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Buntsandstein-Stratigraphie in beiden Teilbecken der Trierer Bucht.

* und **: im Mitteleuropäischen Gesamtbecken weit verbreitete Diskordanzen.

Blau Symbole: Legendeneinheiten des Projektgebietes.

		Trierer Becken						Bitburger Becken								
		alt			neu (LGB 2005)											
Buntsandstein (s)	Oberer Buntsandstein (so)	so	Voltziensandstein (so2)	Lettenregion	Voltziensandstein (soV)	Lettenregion (soVL)	so	Voltziensandstein (soV)	Lettenregion (soVL)							
	Zwischenschichten (so1)		Werksteinzone	Werksteinzone (soVW)		Werksteinzone (soVW)										
			(so1b)	Zwischenschichten (soZ)	Obere Zwischenschichten (soZ2)	Kyllburg-Schichten (soZK)										
	(so1a)		Untere Zwischenschichten (soZ1)		Malbergweich-Sch. (soZM)											
	Mittlerer Buntsandstein (sm)	sm	"Mittlerer Buntsandstein" ("sm", "Vogesensandstein")	Violette Grenzzone (VG1)	Hauptbuntsandstein (sHB)	Höherer Hauptbuntsandstein (sHBh)	Oberer Hauptbuntsandstein (sHB3)	Konglomeratregion (sKR)	Untere Kongl.-region (sKR1)	Obere Kongl.-region (sKR2)	Violette Grenzschichten (sVGS)					
	("Parallelgeschichteter Sandstein")			sum							(sm3c3)	Geröllsandsteine (sGS)	Konglomeratische Serie (sKS) (≠ Usch-Schichten)			
		(sm3c2)									Grobkonglomerat (sGK)	Violettschichten (sVS) *				
	("Schrägggesch., geröllführ. Sandstein")	smt		(sm3c1)							Mürbsandsteine (sMS) **	Densborn-Schichten (sDb)	Obere Densborn-Sch. (sDb2) [Kieselkgl.]			
				(sm3c1)							Kieselkonglomerat (sKK)		Untere Densborn-Sch. (sDb1)			
	Unterer Buntsandstein (su)	su		sm2 ("Schrägggesch., geröllführ. Sandstein")							Geröllarme Wechselfolge (sGW)	Biewer-Konglomerat (sBK)	Basalkongl. (sBlk)	?		
sm1 ("Basiskonglomerat")															Tieferer Hauptbuntsandstein (sHBt)	Mittlerer Hauptbuntsandstein (sHB2)

Mittlerer Buntsandstein ist im Norden und Nordwesten des Projektgebietes flächenhaft auskartiert worden. Regional variiert allerdings dessen Aufgliederung in stratigraphische Teileinheiten. Im nordwestlichen Bitburger Becken existierte in den verfügbaren geologischen Kartenwerken die Differenzierung eines unteren, vorwiegend sandig ausgebildeten und eines oberen, vorwiegend konglomeratischen Stockwerks. Diese Untergliederung ist in der hier vorgelegten GÜK 50 erhalten worden (Tieferer und Höherer Mittlerer Buntsandstein, smt bzw. smh). Am äußersten Nord- und Nordostrand der Trierer Bucht, östlich des Kylltales, fehlen in den preußischen Manuskriptkarten Geröll-Eintragungen unterhalb der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein. Deshalb ist – in einem schmalen Taleinschnitt östlich Zendscheid, unmittelbar am südlichen Rand des Blattes 5805 Mürtenbach – ein Wechsel der Legendeneinheiten vollzogen worden. Die Kartiereinheiten smt und smh werden dort von undifferenziertem Mittlerem Buntsandstein (sm) abgelöst. Die nachfolgenden Beschreibungen von Teileinheiten des Mittleren und – sofern vorhanden – Unteren Buntsandsteins referieren generell die Vorkommen in der gesamten Trierer Bucht. Manche dieser stratigraphischen Einheiten sind zwar nicht auf der Geologischen Karte separat auszuhalten gewesen, sind aber dennoch verbreitet vorhanden und in den Profilschnitten nach Möglichkeit auch dargestellt worden.

Unterer Buntsandstein (su)

Der Untere Buntsandstein des Trierer Beckens umfasst eine basale Konglomeratserie, einen sandig-konglomeratischen, gelegentlich auch sandig-siltig-tonigen mittleren Abschnitt und abschließende mürbe monotone Sandsteinabfolgen (LGB 2005; Tab. 2.1).

Die Gesamtmächtigkeiten liegen meist im Bereich mehrerer 10er Meter. Bei Gladbach sind es bis 40 m, im Westteil der Wittlicher Rotliegend-Senke bis 60 m (vgl. dazu SCHRADER 1990), etwa 50 bis 85 m in zahlreichen Bohrungen im Kylltal zwischen Dahlem–Auw und Kordel, entsprechendes gilt in der Nau-rather Gegend (vgl. STETS 2004). Am Moselufer in Trier sind 115 m dokumentiert worden (vgl. NE-GEN-DANK 1983). Dazwischen zieht eine Zone weitaus höherer Mächtigkeiten durch, erbohrt im Bereich des Ramsteiner Kessels südlich von Kordel. In Annäherung von Norden her steigert sich die Mäch-tigkeit von 114,5 m (Bohrung 6105-131) auf einer Distanz von etwa 1 km auf mehr als 185,5 m (Boh-rung 6105-157). Eine strukturelle Vorzeichnung dieser Senkungsachse (Graben von Thionville, Kap. 2.2.3.2.3) sowie synsedimentäre Relativbewegungen sind anzunehmen (Dittrich in Vorb. a und c).

Die genannte Zone maximaler Mächtigkeiten von Unterem Buntsandstein bildet sich auch in der lokal schwankenden Mächtigkeit der basalen Konglomeratabfolge ab (sHB1, Tab. 2.1). Oft ist sie nur 10 bis 15 m mächtig (NEGEN-DANK et al. 1989), lokal fehlt sie (STETS 2004). Am Moselufer in Trier sind 30 m vorhanden (NEGEN-DANK 1983). Eine noch größere Mächtigkeit (mehr als 39 m) wurde im Bereich des Ramsteiner Kessels nachgewiesen (Bohrung 6105-33).

Am Nordrand des Verbreitungsgebietes, bei Niederkail–Arenrath, wo das Rotliegend (rAg) bereits ausgekilt ist, tritt der basale Untere Buntsandstein in einer feineren Sonderfazies zutage. Anstelle eines typischen Basiskonglomerates („sm1“; heute: Unterer Hauptbuntsandstein, Tab. 2.1) erscheint auf der älteren GK 25 (NEGEN-DANK & WAGNER 1988) eine lokale Einheit „smn“ unsicherer stratigraphischer Einstufung (NEGEN-DANK et al. 1989: „Sonderfazies Niederkail–Hof Hütt“). Es sind ca. 10 m mächtige tonig-siltig gebundene, intensiv rotbraune plattige Fein- bis Mittelsandsteine. Diese sind sicherlich nicht der Grobklastischen Altrich-Formation des höheren Rotliegend (rAg) zuzuordnen. Stattdessen dokumentiert sich dort in der Verlängerung der heutigen Auwer Hochscholle (Kap. 2.2.3.2.3) die alte Randzone des Trierer Beckens.

Tieferer Mittlerer Buntsandstein (smt)

Diese Einheit summiert mehrere Einzelschichtglieder (Tab. 2.1) von variierender regionaler Ausbildung (LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Die smt-Basisfläche im Bitburger Becken ist durch ein Paläorelief uneben ausgestaltet. Zuunterst erscheinen wechselnd stark zementierte Konglomerate oder konglomeratische Sandsteine, oft mit hohem Anteil an devonischen Tonschiefer-Geröllen. Lokal, auf Schwellen (Region Spangdahlem) oder in abgeschirmten Randgebieten (etwa bei Ehlenz), kann stattdessen eine tonig-sandige Stillwasserfazies entwickelt sein. Nördlich St. Thomas im oberen Kylltal treten 6 bis 7 m mächtige Konglomerate zutage mit Geröllen von devonischen Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern und auffällig wenigen Quarzen („Konglomerate von St. Thomas“, KATTAWI 1969, MADER 1979).

Die Mächtigkeit dieser vorwiegend konglomeratischen Basisabfolge schwankt zwischen 0 und 56 m. Werte zwischen 5 und 15 m dominieren, der genannte bisher nachgewiesene Maximalwert erscheint südöstlich Kordel. Auskartiert wurde die konglomeratische Basisbildung des sm auf den nördlichen GK 25-Blättern 5904 Waxweiler (LEPPLA 1908), 5905 Kyllburg (LEPPLA 1908), 5805 Mürtenbach (LEPPLA o. J.), lokal sind dort in einem bis etwa 10 m, ganz im Norden etwa 20 m mächtigen Abschnitt Konglomerate verzeichnet.

Die weitere Gesteinsabfolge umfasst mächtige lithologisch wechselhafte Sandsteinabfolgen. Typisch für den smt sind hellbraun-beigefarbene oder fleischfarbene, ziegelrote oder weißlich gelbe, wenig verbandsfeste Mittelsandsteine. Eingeschaltet ist ein weiterer horizontbeständiger, allerdings wechselnd prägnant ausgebildeter Geröllhorizont (Kieskonglomerat, Tab. 2.1). Er kann zwischen 5 und 44 m mächtig sein, meist erscheinen etwa 10 bis 30 m. Am Top der smt-Abfolge können Reste der sandig-tonig-dolomitischen Violettschichten auftreten (Tab. 2.1), die jedoch meist von den hangenden Konglomeraten gekappt oder unterschritten worden sind. Im Trierer Becken sind davon maximal 4 m (bei Lorich), im Bitburger Becken maximal 7 m erhalten geblieben.

Die Gesamtmächtigkeit des smt kann derzeit nur sehr unsicher bestimmt werden. Sie variiert wohl zwischen 0 und etwa 250 m. Ein Fehlen dieser Schichtenfolge charakterisiert den äußersten Westen und Westnordwesten der Trierer Bucht, das Maximum liegt wahrscheinlich im Bereich des Trierer Beckens, südöstlich von Aach. Bei Welschbillig wurden 97 m erbohrt. Im Bitburger Becken existiert wohl ein noch nicht bekanntes Maximum (etwa 220 m ?) im mittleren bis südwestlichen Teil, kalkulierte Werte bei Hüttingen/Kyll sind 200 m und etwa 150 m westlich Landscheid. Nach Norden nehmen die Mächtigkeiten schneller ab; in der Region Ehlenz–Heilenbach sind etwa 60 m smt vorhanden, bei Neidenbach 70 bis 85 m.

Höherer Mittlerer Buntsandstein (smh)

Er umfasst sandig-konglomeratische, im höheren Teil stärker sandige, zuoberst lokal auch sandig-tonig-dolomitische Abfolgen mehrerer Einzelschichtglieder (Tab. 2.1, LGB 2005). Im Südosten, im Trierer Becken, sind die Geröllgehalte niedriger als im Nordwesten, im Bitburger Becken. Im Westen, jenseits der Linie Gentingen–Körperich–Sinspelt–Utscheid überlagert diese Schichteinheit direkt das devonische Grundgebirge (DITTRICH & NORBISRATH 2006). Die Konglomeratabfolgen des smh – Äquivalente des saarländischen Hauptkonglomerates (LGB 2005) – waren in älteren Karten oder Publikationen unter den Bezeichnungen „soc“ bzw. Usch-Schichten dem Oberen Buntsandstein zugerechnet worden. Im Osten, im Bereich der Zentralschwelle herrscht eine etwas geröllärmere, vergleichsweise bunte und feinkörnige Fazies vor (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007).

Gesteinsabfolgen der Violetten Grenzschichten (sVGS) im Bitburger Becken bzw. der Violetten Grenzzone (sVG) im Trierer Becken sind nicht überall unter den Grobschüttungen der untersten Zwischenschichten (Oberer Buntsandstein) unerodiert erhalten geblieben. In der Region Aach–Biewer ist eine bunt gefärbte tonig-dolomitische sVG mit 16 bis 19 m Mächtigkeit erbohrt worden, am Trierer Moselufer (NEGENDANK 1983) sind bis 7 m nachweisbar. Im Bitburger Becken sind bisher maximal 16 m nachgewiesen, oft erscheinen jedoch nur einige Meter.

Die smh-Mächtigkeiten schwanken meist zwischen 15 und 55 m, Werte zwischen 20 und 45 m dominieren. Auf der Deimlinger Devonschwelle (Profilschnitt B–B') sind es nur 5 bis 10 m (vgl. auch LICHTENSCHIEDT 1999: konglomeratische „VG“). Angesichts des Charakters der (basalen) Grobsedimente als Tal- bzw. Rinnenfüllungen (LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006) sind kleinräumige Mächtigkeitsschwankungen plausibel. Generell ist dabei eine gewisse Nachzeichnung tektonisch vorgezeichneter Senkungsstrukturen festzustellen. Das Maximum von 65 m (Bohrung 6106-1103) oder sogar 70 m (Profilschnitt A–A') erscheint zwischen Aach und Trier im Südosten. Hier ist eine enge strukturelle Bindung der alten Talfüllungen an die Südwest-Nordost streichende Senkungsstruktur des Grabens von Thionville anzunehmen (Kap. 2.2.3.2.3).

Oberer Buntsandstein (so)

Der Obere Buntsandstein umfasst zyklisch gegliederte, vorwiegend braunrote Sandsteinserien von sehr wechselhafter Korngröße (LGB 2005, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007; Kap. 4.1.3.1). Dezimetermächtige, seltener auch metermächtige siltig-tonige Einschaltungen können vorkommen, vereinzelt

auch geröllführende Partien sowie ton- und dolomitreiche Intraklastkonglomerate (Dolomitbröckelbänke) und buntviolett gefärbte Bodenhorizonte (Violette Horizonte). Im westlichen Bitburger Becken sind die Gesamtabfolgen etwas gröber ausgebildet, Mittel- bis Grobsandsteine dominieren im unteren Teil. Im Norden der Trierer Bucht liegt der gesamte Obere Buntsandstein in einer vergleichsweise feinsandigen Fazies vor. In der Legende der GK 25-Blätter 5805 Mürtenbach und 5806 Daun (LEPLA o. J.) sind vorwiegend feinkörnige glimmerreiche Sandsteine notiert worden.

Die Mächtigkeiten des Oberen Buntsandsteins liegen bei etwa 90 m im Nordwesten (Region Körperich), gut 70 m im Nordnordosten (Gebiet Heilenbach–Oberweiler) und etwa 125 m im Nordosten (Region Kyllburgweiler). Im südwestlichen und zentralen Teil der Trierer Bucht, im Bitburger Becken, existiert eine Südwest-Nordost ausgerichtete Zone hoher Mächtigkeiten, die strukturell mit dem diagonal streichenden Südeifeler Zentralgraben zusammenfällt (Kap. 2.2.3.2.2). Das dortige Mächtigkeitsmaximum ist noch nicht bekannt, erbohrt wurden bisher 164,4 m (Bohrung Oberweis, WEILER 1972, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) und 175 m an der Albach-Mündung ins Kylltal. Auf der nach Südosten hin anschließenden Zentralschwelle (Kap. 2.2.3.2.3), im Gebiet Minden–Idenheim–Speicher–Welschbillig–Olk, erscheinen weitflächig Mächtigkeitswerte zwischen 125 und 135 m, im Bereich der Deimlinger Devonschwelle sind es wohl nur 80 bis 120 m. Südöstlich von Aach ist in der Bohrung 6205-1103 die Grenze sm/so durchteuft worden (vgl. auch Profilschnitt A–A'); in Zusammenschau mit der an den Berghängen entlang des Aacher-Baches ausbeißenden so/mu-Grenze ergeben sich dort etwa 145 m Oberer Buntsandstein. Dies ist eine deutlich höhere Mächtigkeit, als sie bisher in der Literatur für den Raum Trier angegeben wurde (NEGENDANK 1983: 100–105 m; LGB 2005). Diese Diskrepanz ist möglicherweise kartiertechnisch zu erklären, bedingt durch die intensive Schollentektonik dieser Region (vgl. HEITTELE 1984). Die sich abzeichnende Senkungszone liegt im Bereich des alt angelegten Südwest-Nordost (diagonal) streichenden Grabens von Thionville (Kap. 2.2.3.2.3). Ob sich die Mächtigkeitswerte vom Bohrprofil 6205-1103 aus in Richtung Trier wieder verringern oder aber noch zunehmen, ist bislang ungeklärt.

Der Voltziensandstein am Top des Oberen Buntsandsteins (Tab. 2.1) – soweit er denn abgegrenzt werden kann – erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 40 m (Region Bitburg, nach Südwesten wahrscheinlich fortgesetzt bis Wettlingen–Peffingen). Im Osten der Trierer Bucht (abseits der Zentralschwelle, Kap. 2.2.3.2.3) sind es 20 bis 30 m, im Nordwesten 20 bis 25 m. Im Bereich der alt angelegten Zentralschwelle nähert sich die Fazies der beiden Schichtglieder des Oberen Buntsandsteins so weit an, dass keine nähere Untergliederung mehr möglich ist (LGB 2005, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007).

Anmerkungen zu den Maximalmächtigkeiten des Buntsandsteins

Ein wesentlicher Beleg für sehr hohe Buntsandstein-Mächtigkeiten im Südostteil des Projektgebietes ist das Bohrprotokoll der (leider nicht gekernten) Bohrung 6105-1102 im Tal des Aacher-Bachs westlich vom Altenhof. Es ist die 1974 niedergebrachte, 260 m tiefe Aufschlussbohrung 60b eines wasserwirtschaftlichen Großprojektes (WEILER 1972). Sie liegt in einem generell tektonisch stark beanspruchten Areal. Angesichts der enorm hohen durchteuften Mächtigkeiten kann sie jedoch von keiner nennenswerten Abschiebung betroffen sein, da derartige Störungen scheinbare Mächtigkeitsreduktionen der Bohrprofile zur Folge haben. Das Buntsandsteinprofil setzt (unter 12 m Quartär) knapp unterhalb der sm/so-Grenze ein. Das Grobkonglomerat (sGK, Tab. 2.1) im basalen smh ist durch Geröllkomponenten aus Quarz, schwarzbraunem (devonischem?) Feinsandstein und rotbraunem Tonschiefer gekennzeichnet. Noch etwa 41 m tiefer, an der Basis einer ersten 7 m mächtigen quarzgeröllführenden Felszone liegt die Untergrenze des Kieselkonglomerates (sKK). Bis zur Endteufe folgen darunter immerhin noch 151 m monotone fleischfarbene und hell- oder ziegelrotbraune Sandsteine der Geröll-

armen Wechselfolge (sGW), ohne dass schon das in der dortigen Region sehr markant entwickelte Biewer-Konglomerat erfasst wäre. Die Ansprache des Bohrprofils wird durch das etwa 1,5 km nördlich gelegene, etwas kürzere, aber vergleichbar aufgebaute Bohrprofil 60d (6205-1104) gestützt. Der basale Abschnitt des Mittleren Buntsandsteins und auch der gesamte Untere Buntsandstein sind demnach im Liegenden der bereits (über) 248 m mächtigen sm-Abfolge zu veranschlagen und entsprechend aufzusummieren. Im Profilschnitt A–A' sind daher am nordwestlichen Moselufer ca. 335 m sum verzeichnet worden. Zusammen mit der dortigen so-Mächtigkeit von 145 bis vermutlich 150 m ergibt sich hier für den Buntsandstein eine Gesamtmächtigkeit von 480 bis 485 m. Dies ist die maximale jemals für das Trierer Becken beschriebene Mächtigkeit. Ähnliche Ergebnisse lieferte der Profilschnitt B–B'. In der Bohrung 6105-34 im Kylltal südöstlich von Kordel ist die Buntsandstein-Basis durchteuft worden. In Zusammenschau mit der unmittelbar nordwestlich austreichenden sm/so-Grenze am Berg Friedbüsch lassen sich dort 350 m für den sum bestimmen. Dies entspricht dem schon bei WEILER (1991: Abb. 2) verzeichneten lokalen Mächtigkeitsmaximum von über 300 m „Mittlerem“ Buntsandstein (= sum) im weiteren Bereich des Ramsteiner Kessels. Nach Addition des dortigen Oberen Buntsandsteins können auch hier etwas über 480 m Buntsandstein veranschlagt werden (vgl. auch Kap. 2.2.3.2.3).

Zur Mächtigkeit des Trierer Buntsandsteins ist in der älteren Literatur generell das „Trierer Universitätsprofil“ von NEGENDANK (1983) als Normalprofil herangezogen worden. Es stellt einen nur 330 m mächtigen Buntsandstein dar (vgl. auch Profilschnitt C–D bei DEGEN et al. 1981b). Unterhalb des Oberen Buntsandsteins erscheint dort ein ca. 230 m mächtiger Mittlerer Buntsandstein. Nach neuerer stratigraphischer Bewertung handelt es sich dabei um Unteren + Mittleren Buntsandstein (DITTRICH 2004, LGB 2005). Das Profil entstand durch die Aufnahme der steilen Straßenhang-Aufschlüsse entlang der B 51 an der heutigen Fachhochschule in Trier. Mehrere Abschnitte fallen stark ein; schlecht aufgeschlossene Abschnitte komplizieren einige Anschlüsse von Teilprofilen. Problematisch ist vor allem die intensive Schollentektonik im Bereich dieses Standardprofils. Mehrere durchziehende Abschiebungen sind anzunehmen, zumal auch die begleitende GK 10 (DEGEN et al. 1981b) im Ausstrichbereich von „sm2“ und „sm3“ entlang der Profilstrecke allein acht Abschiebungen – drei davon mit großen Versatzbeträgen – darstellt. Der scheinbar mächtigkeitsreduzierende Effekt solcher Verwerfungen, die ganze Profiltile unterdrücken können, ist stärker in Rechnung zu stellen. Bohrprofile sind dahingehend sicherlich verlässlichere Datenquellen. Da inzwischen bessere Kenntnisse zur Internstratigraphie der „sm“- bzw. sum-Einheit existieren (LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007), stratigraphische Niveaus innerhalb der Gesamtabfolge also eher einzustufen sind, können Bohrprotokolle heute besser bewertet werden.

Die seinerzeit von WEILER (1972, 1991) verzeichnete rasche Mächtigkeitsabnahme des „Mittleren Buntsandsteins“ nach Südosten in Richtung Ehrang – die Hangendgrenze steht dort nicht mehr an – bzw. in Richtung Trier-Pallien bis auf knapp 100 m ist wenig plausibel. Dies entspricht weder den Angaben des „Trierer Universitätsprofils“ noch den hier dargelegten Bohrungsbefunden. Eine gewisse Mächtigkeitsreduktion zum ehemaligen Südostrand des Trierer Beckens hin ist zwar anzunehmen, in Ermangelung von ungestörten (Bohr-)Profilen bisher jedoch nicht zu quantifizieren.

Die maximale Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins im Bitburger Becken ist nach wie vor unklar, da entsprechend tief reichende Bohrungen fehlen (vgl. WEILER 1972). Erbohrt wurden mindestens 253 m Buntsandstein in der Bohrung Oberweis (6004-7) bzw. 236 m in der Bohrung Echternacherbrück (6104-87). Kalkulierte Gesamtmächtigkeiten betragen 340 bis 345 m in der Region Beilingen–Flughafen Spangdahlem (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007), (mindestens) etwa 300 m bei Sülz und südwestlich Speicher und etwa 400 m im Bereich der Senkungsachse bei Hüttingen/Kyll. Weiter südwestlich – auf deutschem Gebiet – liegen die Buntsandstein-Mächtigkeiten wohl noch darüber (450 m?).

2.2.2.3.2 Muschelkalk

Unterer Muschelkalk (mu)

Der Untere Muschelkalk ist in einer marinen Flachwasserfazies entwickelt und umfasst vielfältige sandig-mergelig-dolomitische Mischgesteine (LGB 2005); Spurenfossilien sind sehr häufig. In den nordwestlichen Randbereichen der Trierer Bucht können kleine Sulfatnester oder Drusen auftreten. Im Vertikalprofil des Unteren Muschelkalks variieren die relativen Anteile von Sand, Ton und Dolomit (Tab. 2.2, JANTOS et al. 2000, DITTRICH 2004, in Vorb. b). Ein mächtigerer, lithofaziell sehr heterogener unterer Abschnitt (Muschelsandstein, mu1) wird von einem dolomitreicheren Abschnitt überlagert (Dolomitbankschichten, mu2).

Die Gesamtmächtigkeiten liegen im äußeren Nordwesten bei 38 m, im inneren Bereich der diagonal (SW-NE) streichenden Senkungszone des Südeifeler Zentralgrabens (Kap. 2.2.3.2.3) etwa bei 60 m, im Umfeld der rheinischen Saargauer Grabenzone im Südosten werden 65 m erreicht. Der mu2 ist im Raum Trier 7 bis 10 m mächtig. In der mittleren Trierer Bucht schwanken dessen Werte zwischen 14 bis 15 m (im Nordwesten, vgl. GÖTZ et al. 2001) und 20 m (Bohrung Bettingen).

Mittlerer Muschelkalk (mm)

Er umfasst bunte, unten eher rötliche, dann vermehrt grüngraue und graue gipsführende dolomitische Tonmergel, die im höheren Teil kompakte Sulfatbänke enthalten können (Gipsmergel, mm1). Dolomitlagen und Sandsteinbänke können eingeschaltet sein, von Fasergips nachgezeichnete Schicht- oder Kluftflächen sind häufig. Die oberste Partie wird eher von kompakten Dolomiten dominiert (Linguladolomit, mm2). Das bei Ralingen abgebaute, bis über 10 m mächtige Sulfatlager besteht aus Gips und Anhydrit (JANTOS et al. 2000). Mächtigkeitsreduktionen des Mittleren Muschelkalks sind teils primärer Natur – indem sie die ehemalige Beckenkonfiguration abbilden –, teils auf unterschiedlich starke Ablaugung des Sulfatlagers zurückzuführen. Nahe der Erdoberfläche und im Umfeld von Störungs- oder Kluftzonen existiert meist eine vollständige Vergipsung oder sogar komplette Ablaugung sämtlicher Sulfate und deren Ersatz durch grobspätig-brekziöse, wechselnd tonreiche Dolomit- und Kalzit-Aggregate.

Die mm-Mächtigkeiten schwanken zwischen 40 und 100 m, am Gipsbergwerk Ralingen sind es knapp 80 m, im Nordwesten minimal etwa 44 m. Die Mächtigkeitsverteilung bildet die Absenkung der Echternacher Grabenzone ab (95 m bei Echternacherbrück) und im Osten eine synsedimentäre Mobilität diagonaler Strukturelemente (Kap. 2.2.3.2.3). Die Senkungsachse im Raum Trier zeichnet wohl den Graben von Thionville nach (GREBE 1892: gut 100 m bei Trier). Das Mächtigkeitsminimum liegt im Bereich der Auwer Schwelle (Auwer Hochscholle; Profilschnitt B–B'). Der Linguladolomit (mm2) im oberen Teil der Kartiereinheit ist meist 5 bis 10 m mächtig.

Oberer Muschelkalk (mo)

Die Karbonate des Oberen Muschelkalks der Trierer Bucht sind generell dolomitisch ausgebildet. Ihr Fossilgehalt ist meist gering. Ooide, Peloide, Onkoide und Schillfragmente sind häufiger enthalten. Fein verteilter Pyrit bedingt im unverwitterten Zustand die dunkelgrauen Gesteinsfarben, die im Verwitterungsbereich in Beige- und Ocker-Töne wechseln (RÖSSLE et al. 1999). Durch Tiefbohrungen sind bis 20 cm große Gips- bzw. Anhydritknollen in den Dolomiten des Oberen Muschelkalks belegt. Oberflächennah sind diese Sulfate abgelaugt und die Hohlräume als flachovale, unregelmäßig geformte Dolomit- oder Kalzitdrusen entwickelt. Regional zeigt sich eine starke Überprägung der Dolomite durch tertiäre Verwitterungsvorgänge (DITTRICH & HERMLE 2010). Lithostratigraphisch besteht eine Zweigliederung des Oberen Muschelkalks in die Trochitenschichten (mo1) und die Ceratitenschichten (mo2). Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen knapp 40 m und gut 60 m.

Die 20 bis 30 m mächtigen Trochitenschichten (mo1) sind vorwiegend durch kompakte Dolomitabfolgen gekennzeichnet. Im Vertikalprofil existieren meist drei etwa 6 bis 12 m mächtige Dolomitpakete, die durch zwei dezimetermächtige mergelig-feinsandige Zwischenmittel abgetrennt werden (Tab. 2.2). Die Einzelpakete bestehen häufig aus dickbankigen dunklen bzw. rötlich beige-grauen Dolomiten mit Schill, sonstigen Bioklasten und Glaukonit. Stielglieder von Seelilien (Trochiten) können in einzelnen Dolomitpartien stark angereichert sein.

Tab. 2.2: Stratigraphische Tabelle der Mittleren u. Oberen Trias und des Unteren Lias in der Trierer Bucht.

Kasten rechts oben: ältere Benennungen nach DITTRICH et al. 1997, 1998.

Blaue Symbole rechts: Legendeneinheiten des Projektgebietes.

Jura	Lias	Mergel und Kalke von Strassen	li3			li3			
		Luxemburger Sandstein	li2			li2			
		Mergel von Elvange	li1			li1			
Trias	Keuper (k)	ko	Rhätkeuper	koR	Rhät	ko1+2	kol		
			Ob. Steinmglk. (Rhätsteinmergel)	koSt	Ob. Steinmergelkeuper	km3St3	koR		
		km	km4	Mittl. Steinmk. (Bunte Steinmergel)	km4St	Mittl. Steinmergelkeuper	km3St2	kStH	
				Unt. Steinmk. (Graue Steinmergel)	km3St	Unt. Steinmergelkeuper	km3St1	kStU	
			km3	Rote Gipsmergel	km3R	Rote Gipsmergel	km3R	kmm	
				Hauptsteinmergelschichten	km3H	Elie-de-Beaumont-Dol. Dunkle Mergel	km2E km2D		
			km2	Schilfsandstein		km2S	Oberer	km2S2	
							Unterer	km2S1	
		km1	Pseudomorphosenkeuper		km1P	Oberer	km1P2	kmu	
						Unterer	km1P1		
		ku	ku2	Grenzdolomit	ku2G			ku	
				Bunte Mergel	ku2B				
			ku1	Basisschichten	ku1				
		Muschelkalk (m)	mo	Ceratitenschichten	mo2C	Obere	mo2C2	mo	
						Untere	mo2C1		
Trochitenschichten	mo1T			Obere	mo1T3				
				Mittlere	mo1T2				
			Untere	mo1T1					
mm	Linguladolomit Gipsmergel		mm2 mm1			mm			
mu	Dolomitbankschichten		mu2			mu			
				Muschelsandstein	mu1		Mergelzone Obere Sandmergelzone Werksteinzone Untere Sandmergelzone Basisdolomitzone		

Im engeren Einflussgebiet der rheinisch streichenden Echternacher Grabenzone (Kap. 2.2.3.2.3) sind die unteren Meter der Trochitenschichten stark versandet (DITTRICH in Vorb. b). In der Tiefbohrung bei Echternacherbrück ist basal ein 8 m mächtiger feinkörniger grauer „Glimmersandstein“ mit etwas grauem Tonstein erfasst worden. In der Bohrung 6004-1 bei Messerich im Nimstal sind 4,2 m sehr harte karbonatische Sandsteine – in den unteren 3 Metern mit Tonsteinzwischenlagen – und darüber 9 m wechselnd sandige Dolomite („Kalksteine“) protokolliert worden. Die so dokumentierte Versan-

ung umfasst nahezu den gesamten mo1T1 (Tab. 2.2), der dort wegen der verminderten Kompaktion immerhin 15,2 m mächtig ist. In den Außenbereichen der Echternacher Grabenzone enthalten die linsen- und flasergeschichteten Tonmergel im Basisbereich teilweise hohe Gehalte an Silt oder Feinsand und Glimmer. Am westlichen Außenrand der Trierer Bucht existiert eine etwas sand- und tonreichere Randfazies der gesamten Trochitenschichten. Eine tonreichere Fazies scheint sich auch im Senkungsbereich des Südeifeler Zentralgrabens abzuzeichnen (Kap. 2.2.3.2.3).

Die Ceratitenschichten (mo2) sind meist zwischen 25 und 30 m mächtig, im äußersten Norden und Nordwesten nur 20 m. Es handelt sich um eine Wechselfolge von mittel- bis dunkelgrauen, im frischen Zustand etwas grünlichen oder bläulichen Dolomit- und Tonmergelbänken. Die Bankmächtigkeiten können im Zentimeter- bis Meterbereich schwanken, dezimetermächtige Bänke überwiegen bei weitem. Die Verwitterungsfarben sind graubeige und ockerbeige.

Auch die Ceratitenschichten lassen sich lithostratigraphisch weiter untergliedern (Tab. 2.2). Ein tonreicherer, etwas silt- und feinsandhaltiger, vergleichsweise dünn gebankter Abschnitt unterlagert einen mächtigeren, faziell wechselhaft ausgebildeten Abschnitt (vgl. LGB 2005, DITTRICH & HERMLE 2010, DITTRICH in Vorb. b). Im Zentralbereich der Trierer Bucht – im Projektgebiet ist es der Raum Bitburg–Bollendorf–Wasserbillig – sind die Oberen Ceratitenschichten (mo2C2) in einer Art „Tonplattenfazies“ als typische Dolomit-Tonmergel-Wechselfolge im Dezimeterbereich entwickelt. Zu den Randzonen hin schaltet sich in diese Wechselfolge eine massigere Dolomitfazies ein. Ein derartiges Paket aus sehr dichten und reinen Dolomiten (RÖSSLE et al. 1999) kann lokal bis über 10 m mächtig werden (vgl. DITTRICH in Vorb. b: Bettingen-Subformation). Am äußersten Westrand der Trierer Bucht ist im oberen Teil der Ceratitenschichten die Fazies des „Gilsdorfer Sandsteins“ entwickelt, die in Luxemburg sehr verbreitet vorkommt und die im Projektgebiet in dolomitisch-feinsandig-tonigen Ausläufern noch bis in die Region Kruchten–Freilingen–Niehl zu verfolgen ist.

2.2.2.3.3 Keuper und Lias

Unterkeuper (ku)

Der Unterkeuper – ein anderer Name ist Lettenkeuper – umfasst bunte Tonmergel und dolomitische Mergel, helle Dolomitbänke und -lagen sowie helle oder graugrüne Silt- und Sandsteine. Im Nordwesten und Norden können auch dezimetermächtige geröllführende Sandsteine und Konglomerate eingeschaltet sein (DITTRICH et al. 1998, DSK 2005, LGB 2005, DITTRICH & SCHOCH 2004). Gelegentlich treten Gipseinlagerungen, knollig-spätige Residuen oder Drusen auf. Der obere Teil ist durch vermehrt vorkommende und mächtigere Dolomitbänke gekennzeichnet (Grenzdolomit, Tab. 2.2).

Die Unterkeuper-Mächtigkeiten liegen im zentralen und südwestlichen Teil der Trier-Bitburger Bucht bei 20 bis 25 m, im Nordwesten und Nordosten reduzieren sie sich bis auf 4 m. Die auffällig hohe, sich engräumig bis etwas über 25 m steigernde Mächtigkeit in der Region Niederstedem–Bitburg–Süd ist bei der systematischen Auswertung der Archivbohrungen, ergänzt durch zusätzliche Geländeaufnahmen im Gewerbegebiet Bitburg, neu erfasst worden. Ursächlich ist wohl die dort durchziehende Senkungsachse des Südwest-Nordost (diagonal) streichenden Südeifeler Zentralgrabens (Kap. 2.2.3.2.3).

Unterer Mittelkeuper (kmu)

Diese Einheit entspricht dem Pseudomorphosenkeuper (km1, Tab.2.2). Das Faziesmuster ist sehr vielfältig. Im Osten und Südosten sind es monotone braunrote, graue und graugrüne Tonmergel mit einzelnen Silt- und Feinsandlagen und seltenen dünnen Dolomitbänkchen. An den Schichtflächen können die einstmals namengebenden „Pseudomorphosen“ auftreten – tatsächlich sind es Steinsalzmarken. Gips erscheint in Knollen und als sekundäre Fasergipsadern. Im Westsüdwesten, nördlich Bol-

lendorf, können im höheren Teil etwas mächtigere Dolomite vorkommen (DITTRICH et al. 2005). Im Nordwesten, am Ardennenrand, sind zwei wechselnd konglomeratische Sandsteinfolgen eingeschaltet (DITTRICH 1989).

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen ca. 60 m im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet im Süden, ca. 25 m bei Echternacherbrück, Irrel und Bollendorf und nur 2 bis 4 m im Norden und Nordwesten. In Randregionen – und auch südöstlich von Holsthum (Profilschnitt E–E') – hat eine erosive Einschneidung des hangenden Schilfsandsteins zu einer Mächtigkeitsreduktion des kmu geführt (vgl. DITTRICH 2004).

Mittlerer Mittelkeuper (kmm)

Diese Kartiereinheit summiert mehrere sehr wechselhaft ausgebildete, lokal auch fehlende Einzelschichtglieder. Dementsprechend besteht eine stark schwankende Gesamtmächtigkeit von 5 bis 40 m. Bei vollständiger Profilentwicklung folgen Unterer und Oberer Schilfsandstein, Hauptsteinmergelschichten und schließlich Rote Gipsmergel übereinander (Tab. 2.2, LGB 2005). Im Nordosten der Trierer Bucht sind lokal nur noch faziell unspezifische Vertretungen des Oberen Schilfsandsteins sowie die Roten Gipsmergel ausgebildet.

Der Untere Schilfsandstein (km2S1) ist nur in inneren Bereichen der Trierer Bucht vorhanden. Als Füllung erosiv eingeschnittener ehemaliger Talrinnen kann er dort bis etwa 15 m mächtig werden (DITTRICH 1989, et al. 2005). Es handelt sich um pflanzenrest- und glimmerführende hellbeigefarbene tonige Fein- bis Mittelsandsteine aus schlecht gerundeten Quarz- und Feldspat-Komponenten. Nach oben hin mehren sich dunkle Tonsteineinschaltungen.

Der erosiv auflagernde Obere Schilfsandstein (km2S2) zeigt demgegenüber eine flächenhafte Verbreitung. Dessen Sandsteine sind graugrün oder schmutzig rot, vergleichsweise grobkörnig und dolomitisch zementiert bzw. mürbe verwittert. Sie enthalten viel quarzitisches Korngut ardennischer Herkunft. Regional ist ein zenti- bis dezimetermächtiges Basiskonglomerat entwickelt. Am Top schalten sich vermehrt rotbunte Mergel oder Siltsteine ein. Das Mächtigkeitsmuster bildet rheinisch bzw. diagonal (NE-SW) streichende Senkungszonen ab, in denen bis 15 m mächtiger Oberer Schilfsandstein vorkommt. Abseits davon sind bloß dünnplattige dolomitische Sandsteine oder geringmächtige rötliche Mergelserien entwickelt.

Die Verbreitung der Hauptsteinmergelschichten (km3H) beschränkt sich auf den zentralen und südwestlichen Teil der Trierer Bucht. Die maximale Mächtigkeit beträgt 5 m (LGB 2005). Im unteren Abschnitt dominieren dunkelbunte, vereinzelt etwas siltig-feinsandige Tonmergel, im oberen Abschnitt eine Dolomit-Mergel-Bankabfolge (Elie-de-Beaumont-Dolomit). Die Dolomite sind sehr hart, dicht und dunkel mit vereinzelt kleinen Gipseinschlüssen und weißen Verwitterungsrinden. Im nördlichen Verbreitungsgebiet ist eine sandreichere Fazies entwickelt (DITTRICH et al. 1998). Im unteren Teil erscheinen dunkelgrüngraue sandige Tonmergel und feinplattige dolomitische Sandsteine. Die glimmerführenden Quarz-Sandsteine sind vielfach drusig-kavernös, in bergfrischem Zustand sulfat- und magnesitführend. In den Dolomiten des oberen Teils können Quarzsandlagen und kleine Quarzgerölle vorkommen.

Die Roten Gipsmergel (km3R) umfassen monotone Tonmergelserien, vereinzelt etwas siltig, mit wenigen dünnen Dolomit- oder Sandsteinlagen. Viele knollige Ablaugungsresiduen, Versturzbrekzien, Fasergipsadern sowie einige alte Gipsgruben belegen primär recht hohe Sulfatgehalte. Farblich dominiert Rot oder Braunrot, im oberen Teil und in den nordnordwestlichen Randgebieten Grüngrau oder Beige-Oliv. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 15 m im Südwesten und 2 bis 4 m im Norden und Nordwesten.

Tieferer Mittelkeuper (kmt)

Diese Einheit ist nur im Norden bzw. Nordosten der Trier-Bitburger Senke, auf den Blättern 6005 Bitburg und – untergeordnet – 5905 Kyllburg ausgehalten worden. Es handelt sich um eine mit 2 m (im Norden) bis 10 m relativ geringmächtige mergelig-siltige aufsummierte Abfolge von Unterem und Mittlerem Mittelkeuper (kmu+kmm). Da im entsprechenden Gebiet sowohl der Schilfsandstein als auch die Hauptsteinmergelschichten fehlen oder als nicht auskartierbare geringmächtige und faziell unspezifische Äquivalente entwickelt sind, ist schon in den zugrunde liegenden GK 10-Blättern der Diplomkartierungen HÖRBEIT (2001) und DÖRNER (2002) diese Sondersignatur verwendet worden.

Unterer Steinmergelkeuper (kStu)

Er umfasst vornehmlich graubunte dolomitische Tonmergel und Mergel. In Bohrkernen sind partiellweise Magnesit und größere Mengen Sulfat enthalten (DITTRICH et al. 1998, LGB 2005). Über Tag erscheinen Ablaugungsbrekzien und knollige Residuen ehemaliger Sulfate sowie Fasergips oder Kalkspatleisten. Die Basis des Schichtgliedes wird von einer Wechselfolge von dezimetermächtigen dichten mikritischen Steinmergeldolomiten mit Tonmergeln gekennzeichnet. Weitere dünne Steinmergeldolomitbänke treten im höheren Teil auf. Die kStu-Mächtigkeiten schwanken zwischen 20 m (im äußersten Nordwesten) und 35 m im Südwest-Nordost ausgerichteten Senkungsbereich der zentralen Trierer Bucht (Luxemburger Zentralgraben, Kap. 2.2.3.2.3, vgl. auch DITTRICH 2008).

Höherer Steinmergelkeuper (kSth)

Diese Einheit umfasst sowohl Teile des Mittelkeupers (km4St, Mittlerer Steinmergelkeuper) als auch des unteren Oberkeupers (Tab. 2.2, LGB 2005). Die lithologische Ähnlichkeit des nachweislich unterrhätischen Oberen Steinmergelkeupers (koSt, auch: „Rhätsteinmergel“) zum liegenden Mittleren Steinmergelkeuper ist erheblich, in beiden Abschnitten erscheinen graubunte sulfatfreie Mergel mit einzelnen Dolomitbänken. Im rhätischen Teil kommen allerdings etwas höhere Sandgehalte, vereinzelt kleine Gerölle, Bonebed-Lagen und vermehrte Aufarbeitung vor (DITTRICH et al. 1998, LGB 2005). Nur bei optimalen Aufschlussbedingungen (etwa in Kernbohrungen) ist eine lithofazielle Abtrennung Mittlerer/Oberer Steinmergelkeuper und damit die Abgrenzung von Mittel- und Oberkeuper möglich. Bei der Flächenkartierung müssen beide Steinmergelkeuper-Einheiten zusammengefasst werden. Die Gesamtmächtigkeiten liegen zwischen 17 und 34 m. Während der Mittlere Steinmergelkeuper mit etwa 18 bis 26 m eine relativ ausgeglichene Mächtigkeitsverteilung mit einer diagonal ausgerichteten Senkungsachse im Bereich des Luxemburger Zentralgrabens aufweist (Kap. 2.2.3.2.3), zeigt der obere Teil sehr wechselhafte Mächtigkeiten, da er von der rinnenhaften erosiven Eintiefung des hangenden Rhätkeupers betroffen ist (vgl. Profilschitte B–B', E–E').

Rhät-Lias-Grenzschichten (kol)

In der Einheit kol werden zwei Schichtglieder des höchsten Keupers (Rhätkeuper, koR) und des untersten Lias (Mergel von Elvange, li1) zusammengefasst (Tab. 2.2). An den Steilhängen der Lias-Plateaus sind die jeweiligen Einzel-Ausbissflächen zu schmal für eine graphische Unterteilung. Nur lokal, im breiteren Ausstrichbereich auf dem nördlichen Bedhard-Plateau, sind beide Einheiten separat ausgehalten. Gemeinsam bilden sie ein etwa 6 bis 31 m mächtiges Schichtglied, das unterhalb der Steilwände des Luxemburger Sandstein (li2) meist vom Sandsteinschutt verhüllt ist und daher nur selten zutage tritt.

Der untere Teil der Schichteinheit kol ist häufig durch eine Sandsteinfazies geprägt. Dieser Rhätsandstein kann in Form von lang gestreckten Sandsteinsträngen auftreten – so etwa entlang des Bedhard-Plateaus auf Blatt Oberweis – und ist dann oftmals rinnenförmig in den liegenden Steinmergelkeuper eingetieft. Insofern verläuft die Schichtgrenze kSth/kol im Schichtverband lokal nicht stratiform, sondern eher unregelmäßig gewellt (Profilschnitt B–B'). Der nach der Flächenkartierung 2 bis 16 m, nach

dem Profilschnitt B–B' lokal sogar etwa 23 bis 25 m (?) mächtige Rhätkeuper umfasst vielfältige marine Watablagerungen und zeigt ein kompliziertes, lokal variierendes Faziesmuster. Abseits der Sandsteinstränge können sehr unterschiedlich aufgebaute koR-Profile entwickelt sein, mit feinen Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen, schwarzgrauen feinschichtigen „Blättertonen“, Konglomeratlagen oder -bänken und mit dezimeter- oder metermächtigen, wechselnd siltigen Tonmergeln (vgl. DITTRICH et al. 1998). Nach oben hin mehren sich braungraue und rötliche Farbtöne. Die Sandsteine im unteren Teil sind meist hell, mittel- bis feinkörnig und hellglimmerführend. Die Sandsteine im mittleren Profiltail, die lokal, bei erosiver Unterschneidung der unterlagernden Rhätabfolgen, sehr mächtig werden können, sind anders ausgebildet. Es sind kompakte, gebankte, helle bis ockergelbe quarzitisches, teilweise deutlich schräggeschichtete Mittel-, lokal auch Grobsandsteine, vereinzelt geröllführend. Charakteristisch für den Rhätkeuper sind eingestreute schwarze, glatt polierte rundliche Kieselkalk- oder Lydit-Gerölle („Rhätkiesel“). Der marin-lagunäre oberste Rhätkeuper („Rote Tone“, minimal etwa 1 m mächtig) besteht aus fetten grauen und roten kalkig-dolomitischen Tonmergeln.

Die Mergel von Elvange (li1) – namensgebend ist eine Ortschaft in Südost-Luxemburg – bestehen aus fossilreichen blaugrauen, teilweise auch bituminösen marinen Mergeln und Kalken. Es ist dies die „lothringische Fazies“ des Unterlias. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern (im Westen am Hunnenkopf, nordöstlich Wallendorf 2,2 m) und ca. 20 Metern (im Osten, bei Dockendorf). Sowohl die bioklastischen Kalke („Stinkkalke“) als auch die kalkigen Tonmergel können lokal wechselnde Silt- und Feinsandbeimengungen enthalten.

Luxemburger Sandstein (li2)

Der Luxemburger Sandstein – benannt nach der Typuslokalität Luxemburg-Stadt – ist keine stratigraphische Einheit mit quasi-isochroner Unter- und Obergrenze. Vielmehr durchzieht er als diachrone Fazieseinheit die Kalkmergel-Serien der lothringischen Fazies (LGB 2005: Tab. 27). Der generelle Trend zur südwestwärtigen „Verjüngung“ des Sandsteinkörpers wird kleinräumig modifiziert durch lokale Vor- und Nachschüttungen. Frühe Vorschüttungen wurden insbesondere durch die Senkungsräume des Südeifeler Zentralgrabens und der Echternacher Grabenzone kontrolliert (DITTRICH et al. 1997; Kap. 2.2.3.2.3). Auch kurzzeitiges Wiedereinsetzen lothringischer Fazies im Sandstein ist gelegentlich zu beobachten. Die Basis des Luxemburger Sandsteins ist deshalb eine paläogeographisch bedingte „gewellte“, heterochrone Trennfläche zweier Fazieskörper (DITTRICH et al. 1997; vgl. auch Profilschnitte A–A', E–E'). Dasselbe gilt für die Grenze li2/li3.

Das Gestein ist im frischen Zustand blaugrau, gelbweiß oder grau verwitternd. Die nicht-karbonatische Sandfraktion weist überwiegend die Merkmale eines gut sortierten mittelsandigen Feinsandsteins auf. Allerdings kann der Gehalt an kalkigen Gesteinsanteilen (Bioklasten, Zement) 80 % erreichen, insofern handelt es sich meist um einen Kalksandstein. Typisch ist ein unterschiedlicher karbonatischer Zementierungsgrad einzelner Sandsteinbänke. Bei einer Entkalkung durch Grund- und Oberflächenwässer bleibt ein mürber, intensiv orangegelblich gefärbter Sandstein zurück („Erzener Sand“). Im östlichen Verbreitungsgebiet sind eine schwache Geröllführung und vereinzelte metertiefe Rinnenstrukturen im Sandstein zu beobachten (DITTRICH et al. 1997, LGB 2005). Die Mächtigkeiten des Luxemburger Sandsteins liegen zwischen 60 und knapp 90 m (Restmächtigkeit südlich Klaus Schankweiler). Auf der im Südwesten angrenzenden luxemburgischen Geologischen Karte 1:25 000 Blatt Beaufort sind bis 100 m auskartiert worden (GEISTER-FRANTZ 1981).

Mergel und Kalke von Strassen (li3)

Die auflagernden Mergel und Kalke von Strassen – auch als Strassen-Formation bezeichnet – sind nach einer Ortschaft in Südwest-Luxemburg benannt. Faziell ähneln sie sehr den Mergeln von Elvange (li1), beide Schichteinheiten repräsentieren die lothringische Fazies des Unterlias. Dunkle Mergelpakete

und dezimetermächtige Kalkbänke wechseln sich ab. Der Fossilgehalt ist hoch, charakteristisch ist die Auster *Gryphaea arcuata* (LGB 2005: Abb. 84). In der südwestlichen Trierer Bucht, auf der Hochfläche des Ferschweiler Plateaus, sind Erosionsreste dieser Serien in einer maximalen Restmächtigkeit von 25 Metern erhalten geblieben.

2.2.2.4 Tertiär

Arenrather Schotter (tA)

Die hier als Arenrather Schotter bezeichneten Sedimente wurden bisher auch als Vallendar-Schotter (LGB 2005) oder Vallendar-Formation (STETS 2004) bezeichnet, wobei diese Begriffe auf im Neuwieder Becken und Niederwesterwald verbreitete grobklastische fluviatile Ablagerungen an der Basis der Immendorf-Formation abheben (GAD et al. 2008). Um jedoch die Unterschiede zwischen den vermutlich altersgleichen, petrographisch aber etwas verschiedenen Vallendarer Schottern des Neuwieder Beckens (FRANKENHÄUSER et al. 2009) und den hier beschriebenen fluviatilen Sedimenten der südlichen Eifel zu betonen, wird für Letztere der Name Arenrather Schotter verwendet. Sie entsprechen den von NEGENDANK & WAGNER (1988) als Arenrather Fazies bezeichneten Sedimenten.

Der Begriff Arenrather Schotter wurde von LÖHNERTZ (1994) eingeführt für überwiegend grobklastische fluviatile Sedimente in der Südost-Eifel, deren Verbreitung durch das Paläorelief einer oberkretazisch bis alttertiär geprägten Landoberfläche bestimmt wird. So unterscheidet LÖHNERTZ im Wesentlichen drei alttertiäre Talzüge, in denen Arenrather Schotter zur Ablagerung kamen: Manderscheider Talung, Hasborner Talung und Ur-Saar-Talung (bzw. Ur-Mosel-Talung in LÖHNERTZ 1978). Im Raum Großlittgen vereinigen sich die Manderscheider und Hasborner Talung zu einem gemeinsamen Talzug, der etwas weiter südlich in die Ur-Saar-Talung mündet.

Die Mächtigkeit beträgt maximal 15 m. Lithofaziell ist es eine Wechsellagerung von häufig reinweißen mittel- bis grobkörnigen Quarzkiesen und schräggeschichteten Quarzsanden. Eher selten sind auch teilweise humose tonig-schluffige Einschaltungen zu beobachten. Die maximalen Gerölldurchmesser der Kiese liegen meist bei 10 cm, einzelne Gerölle können bis zu 30 cm Durchmesser erreichen. Nur an der Basis der Arenrather Schotter finden sich vereinzelt auch schlecht gerundete Sandstein- oder Quarzitblöcke mit Kantenlängen von bis zu 1 m. Das Geröll-Spektrum besteht zu über 95 % aus Milchquarz, und nur vereinzelt kommen Quarzite und Kieseliefer vor (QUITZOW 1969). Sehr untergeordnet treten zusätzliche Leitgerölle wie Chalzedone, Achate, Rhyolithe, Kieseloolithe, fossilführende Hornsteine, „schwarze Quarzite“ und Kieselhölzer auf, die ein weiter im Süden gelegenes Liefergebiet anzeigen (KURTZ 1926, 1932, 1938).

Ihre Hauptverbreitung zeigen die Arenrather Schotter im Nordosten des Bearbeitungsraumes zwischen den Ortschaften Hupperath, Großlittgen, Landscheid und Arenrath, außerdem zwischen Binsfeld und Eisenschmitt sowie südlich von Gladbach. Bruchtektonische Absenkungen zwischen Arenrath und Großlittgen führen nach Angaben von LÖHNERTZ (1978, 1994) zu einer besonderen Tieflage der Sedimente in diesem Gebiet, so wurde auch schon von QUITZOW (1969) der Begriff „Arenrather Becken“ verwendet.

Aus den Kiesgruben bei Gut Heeg zwischen Landscheid und Großlittgen sowie von Arenrath und Gladbach wurde durch LÖHNERTZ (1978) eine überwiegend aus Hartlaubgewächsen bestehende Blattflora bekannt gemacht. Diese zeigt große Übereinstimmung mit der bereits von ENGELHARDT (1905) beschriebenen Makroflora-Assoziation aus den „Vallendar Schottern“ von Vallendar bei Koblenz, sodass nach Löhnertz eine zeitliche Gleichsetzung beider Lokalitäten und damit der Vallendarer und Arenrather Schotter gerechtfertigt erscheint. Aufgrund des Vorkommens von Sporen des Wasserfarns *Azolla cf. prisca* REID & CHANDLER (1926) vermutete KEMPF (1993) eine Zuordnung der Arenrather

Schotter zum unteren bis mittleren Priabonium (Obereozän), während GREGOR & LÖHNERTZ (1986) anhand von Früchten und Samen eher eine Einstufung in „Richtung Mitteloligozän“ annahmen. Eindeutig mitteleozänes Alter der Ablagerungen (vermutlich höheres Lutetium) ergab die Untersuchung von Pollen- und Sporenassoziationen aus einer Tonlinse innerhalb der Kiesgrube „Gut Heeg“ (NICHEL 1994: „Vallendar-Schotter“).

Tone von Binsfeld und Speicher (teo)

Zwischen den Ortschaften Speicher, Herforst und Binsfeld sowie bei Zemmer existieren reliktsche Vorkommen von hellgrauen bis weißen, blauen, gelben oder rotgeflamnten kaolinitreichen Tonen. Die heutige Verbreitung dieser Vorkommen ist größtenteils auf einen schmalen Südwest-Nordost streichenden Bereich beschränkt („Binsfeld-Speicherer Graben“ bei FRANKENHÄUSER et al. 2009). Stellenweise werden die Tone von sandigen Sedimenten unterlagert und auch im Hangenden können sich schluffig-feinsandige Ablagerungen anschließen. Nach GREGOR & LÖHNERTZ (1984) erreichen die Tone eine maximale Mächtigkeit von bis zu 25 m. Bei Binsfeld sind sie mit etwa 10 m Mächtigkeit nachgewiesen und teilweise etwas schluffiger. Lagenweise sind dort auch kohlige Einschaltungen zu beobachten (QUITZOW 1969).

Von LÖHNERTZ (1978) werden die Tone als Zusammenschwemmungen von in-situ verwittertem Material auf einer äußerst reliefschwachen Oberfläche gedeutet. Ihre Ablagerung erfolgte vermutlich in flachen Seen. Innerhalb der Sedimentfolge sind pyritisierte Wurzelböden und mehrere Verlandungshorizonte erkennbar, aus denen GREGOR & LÖHNERTZ (1986) Reste von Lorbeer-Gewächsen beschreiben. Einzelne kohlige Lagen führen ein Pollen- und Sporenspektrum, das ein mitteleozänes Alter der Tone wahrscheinlich macht (PFLUG 1959, v. d. BRELIE et al. 1969). Nach LÖHNERTZ (1978: Tab. 3) könnte der höhere Teil der Abfolge allerdings auch noch in das Obereozän hineinreichen. GREGOR & LÖHNERTZ (1984) stellen die Ablagerungen sogar in den Grenzbereich Obereozän/Unteroligozän.

Idenheim-Formation (tol)

Zur Idenheim-Formation werden teilweise fossilführende Hornsteine gestellt, die als Restsedimente vor allem zwischen den Ortschaften Welschbillig und Scharfbillig im Höhengniveau von 380 bis 390 m NN nachzuweisen sind. Sie finden sich in rötlich braunen Verwitterungslehmen zusammen mit anderen Restsedimenten wie etwa Süßwasserquarziten („Braunkohlenquarzit“ bei GREBE 1892, Erläuterungen Blätter Bitburg und Welschbillig) und Bruchstücken von Brauneisenkrusten oder als vereinzelte Lesesteine. Anhand von Gastropoden und Charophyten werden die Hornsteine als Reste von ursprünglich karbonatischen Sedimenten des späten Rupeliums („Mitteloligozän“) gedeutet, die in einem schwach brackischen Ablagerungsraum gebildet wurden (KADOLSKY et al. 1983). Diese Einstufung wird von KADOLSKY (1993: S. 387) revidiert, und aufgrund des Vorkommens der Schnecke *Nystia pupiniformis* (SANDBERGER) werden die fossilführenden Hornsteine der Idenheim-Formation nun dem frühen Rupelium zugeordnet. Es handelt sich somit um zeitliche Äquivalente der Maifeld-Formation im Neuwieder Becken und im Niederwesterwald (LGB 2005). Für eine ehemals weitere Verbreitung der Idenheim-Formation spricht das Vorkommen von fossilführenden Hornsteinen in den wahrscheinlich pliozänen Terrassenablagerungen der Kyll bei Röhl und Sülz und auch in den unterpleistozänen Terrassensedimenten der Salm bei Hof Hütt.

Mio-/pliozäne Terrassenablagerungen (tmp)

Im Höhengniveau zwischen 355 und 375 m treten als mio-/pliozäne Terrassenablagerungen fluviatile Sedimente der Kyll auf. Derartige Vorkommen erscheinen östlich der Linie Idenheim–Dahlem, bei Sülz, Röhl und bei Metterich. Die kiesigen Ablagerungen zeigen eine häufig gelbe bis ockerfarbene schluffig-sandige Matrix. An Komponenten sind überwiegend verschiedenfarbige Quarzgerölle mit guter bis sehr guter Rundung zu beobachten. Daneben kommen Quarzite, Bruchstücke von Brauneisenkrusten, Hornsteine der Idenheim-Formation und Süßwasserquarzite vor (MÜLLER 2006).

Als jungtertiäre Terrassenablagerungen ausgewiesene Sedimente finden sich auch im Westen, wo sie bei Kruchten, Freilingen, Niehl und Halsdorf verbreitet sind. Sie nehmen hier unterschiedliche Höhengniveaus zwischen 340 und 430 m NN ein (TAPP 1999) und haben eine andersartige petrographische Zusammensetzung. Die in rötlich brauner schluffig-sandiger Matrix eingebetteten kiesigen Komponenten bestehen vorwiegend aus dunkelgrünen Quarziten, daneben erscheinen Milchquarze und rötliche Quarzite. Bei Freilingen sind außerdem einzelne Hornsteine enthalten (TAPP 1999).

Das genaue Alter dieser hier ins Miozän bis Pliozän gestellten Sedimente ist unklar. Da sie in sehr unterschiedlichen Höhengniveaus vorkommen, ist nicht unbedingt davon auszugehen, dass es sich um zeitgleich abgelagerte Terrassensedimente handelt. Auch sind tektonische Bewegungen anzunehmen, die eine nachträgliche Verstellung der Sedimente verursacht haben (DITTRICH 2009).

Tertiäre Decklehme (tL)

Höhenlehme von vermutlich pliozänem Alter sind weit verbreitet. Hierbei handelt es sich nicht um In-situ-Verwitterungsbildungen, sondern um lehmiges, geröllführendes Sediment, das zumindest über kurze Entfernung hinweg umgelagert wurde (QUITZOW 1969). Die beigebraunen bis dunkelbraunen Lehme sind häufig schluffig-sandig ausgebildet, können aber sowohl in ihrem Tongehalt als auch in ihrer Geröllführung stark variieren. Als kiesige Komponenten treten überwiegend Milchquarze, aber auch kleine Fe-Konkretionen sowie Gesteinsbruchstücke des triassischen Untergrundes auf. Die Decklehme können mehrere Meter Mächtigkeit erreichen. In den Tongruben bei Binsfeld und Speicher werden sie im Hangenden der eozänen Tone bis zu 5 m mächtig. Die Decklehme führen Feldspäte und enthalten kaum Kaolinit, was sie als relativ junge Bildungen ausweist. Ihre Lage auf den Troghöhen, außerhalb der jungen Zertalung, schließt jedoch ein pleistozänes Alter aus, sodass QUITZOW (1969) eine Entstehung im älteren Pliozän annimmt.

2.2.2.5 Quartär

Die heutige Landschaft im Raum Bitburg–Trier ist geprägt durch Prozesse, die durch klimatische Wechsel im Quartär induziert wurden. Die Mosel und ihre Nebenflüsse haben Terrassen gebildet, die während der Kaltzeiten des Pleistozäns von Löss überlagert wurden. Durch Karbonatauswaschung und Verwitterung entstand aus dem Löss Lösslehm. In den Übergangsphasen zwischen den Kalt- und Warmzeiten, wie auch während der sommerlichen Auftauperioden des Dauerfrostbodens, wurden periglaziale Schuttdecken gebildet. Sie setzen sich aus schuttführendem Lehm mit unterschiedlichem Steinanteil zusammen.

Die Ausbissflächen der quartären Einheiten sind wegen der Schwerpunktsetzung auf paläozoische und mesozoische Einheiten in der Geologischen Karte stark reduziert. Die Darstellung der Auensedimente beschränkt sich maßgeblich auf die grundwasserbeeinflussten Bereiche der Talauen. Auensedimente der kleineren Täler werden vernachlässigt. Auf die Darstellung anthropogener Aufschüttungen (Halden, Deponien, Dammschüttungen) wird verzichtet. Zu den im Projektgebiet auftretenden Umlagerungssedimenten zählen auch Rutschmassen, so etwa südlich Holsthum auf Blatt 6104 Bollendorf (VOGEL 1996), die in der Karte aus Maßstabsgründen nicht abgebildet sind. Kleinräumig sind Kalksinter (Travertine) u. a. in der Umrandung des Ferschweiler Plateaus, im Kimmlinger Bachtal und im Mündungsbereich des Mausbaches (GRZANNA 1989) sowie im Höldbachtal (LICHTENSCHIEDT 1999), im Mühlenbachtal und Olker Bachtal (JANTOS 1999), im Sauertal bei Dillingerbrück (KLÖSGEN 1997), im Prümtal (BARTELS 1996) und im Enztal (PANKNIN 2003) verbreitet, die ebenfalls aus Maßstabsgründen nicht dargestellt werden.

Maar-Tephra (qV)

Im Nordosten des Projektgebietes sind Auswurfmassen von Maaren des Westeifel-Vulkanfeldes verbreitet. Sie setzen sich aus Lapilli, Tuffen und Aschen mit wechselnden Anteilen devonischer Komponenten zusammen, deren Großteil dem Meerfelder Maar entstammt. Die Mächtigkeit der Maar-Tephra erreicht im Raum Deudesfeld und Meerfeld mehrere Meter und nimmt nach Westen in Richtung Meisburg deutlich ab (BÜCHEL 1994).

Terrassen der Mosel und ihrer Nebenflüsse (HT, MT, NT, qT)

Mosel

Die Mosel hat eine Terrassenfolge entwickelt, die am Mittel- und Unterlauf weitgehend der des Rheins entspricht (Hauptterrassen, Mittelterrassen, Niederterrassen). Die von früheren Bearbeitern auskartierten Höhenterrassen der Mosel und ihrer Nebenflüsse, die sich oberhalb der Hauptterrassenniveaus befinden, lassen sich stratigraphisch nicht eindeutig dem Unterpleistozän oder dem Pliozän zuordnen. In der vorliegenden Geologischen Karte sind sie der Einheit „mio-/pliozäne Terrassen“ (tmp) zugeordnet worden.

An der Mittelmosel werden fünf pleistozäne Schotterkörper (MÜLLER 1976) unterschieden. NEGENDANK (1983) differenziert in 3 Hauptterrassengruppen (tMM3 bis tMM5), die sich entlang der Mosel von Trier bis Koblenz verfolgen lassen. Die auf das Engtal beschränkten Mittelterrassen sind nicht in Form durchgehender Verebnungsflächen ausgebildet, wie dies für die Hauptterrassen typisch ist. Nur auf den Gleithängen sind sie als Restsedimente erhalten geblieben. Im Bereich der Mittel- und Unter-mosel werden eine obere und eine untere Mittelterrasse (tMM6 und tMM7 nach NEGENDANK 1983) unterschieden. Sie sind weitgehend mit Löss oder Fließerdern bedeckt. Neuere Arbeiten von CORDIER et al. (2009) belegen acht Mittel- und Niederterrassen, die sich mit den entsprechenden Rheinterrassen korrelieren lassen.

Seit der unteren Mittelterrassenzeit hat sich die Mosel im Raum Trier bis zu 50 m tief in das Rotliegend eingeschnitten (MÜLLER 1976). Während der Weichsel-Kaltzeit wurden Niederterrassenschotter und Hochflutsedimente akkumuliert, im Holozän dominierte die Sedimentation von Auenlehm. Während KREMER (1954) nur eine jüngere und eine ältere Niederterrassenstufe ausgeschieden hat, konnten ZOLITSCHKA & LÖHR (1999) bei Trier eine Gliederung in 3 Stufen (NT1 bis NT3) belegen. Die NT1 stellten sie ins Frühweichsel, die NT2 ins Weichsel-Hochglazial und die NT3 in die Jüngere Dryas, wobei die NT1 am westlichen Talrand von Löss überdeckt ist. Die Schotterkörper der Niederterrassen NT1 und NT2 setzen sich aus parallel geschichteten und bis zu 5 m mächtigen sandigen Mittel- bis Grobkiesen zusammen. Im Nordosten der Talweite werden diese Schotter von bis zu 3 m mächtigen schräggeschichteten sandigen Fein- bis Mittelkiesen überlagert. Im Bereich der Uferwälle erreichen die Kiese mit bis zu 7 m ihre größten Mächtigkeiten. Geringmächtiger ist der Schotter in den Paläorinnen und im ufernahen Auenbereich, wo er verstärkt ausgeräumt wird. Die zwischen 1 und 4 m Mächtigkeit variierenden Hochflutsedimente über dem Schotterkörper bauen sich aus parallelgeschichteten schwach lehmigen bis lehmigen Sanden auf. Da in der „Kenner Flur“ die vulkanische Asche-Schwermi-neral-Fazies der Laacher-Bims-Tephra nur bis in 0,4 m Tiefe auftritt (WEIDENFELLER 1990), ist belegbar, dass die liegenden Hochflutsedimente präallerödzeitlich sedimentiert wurden.

In der Trierer Talweite wurde die fluviale Sedimentation durch jungquartäre Tektonik am südwestlichen Rand der Wittlicher Senke überprägt (Kap. 2.2.3.2.2). Bei Ehrang ist die Quartärbasis der Niederterrasse um ca. 6 m versetzt. Die syndesmentär aktive Absenkung im Nordosten der Trierer Talweite führte zu einer Zerschneidung der Terrassen auf der Hochscholle im Südwesten und zu Mäanderverlagerungen und Sedimentation im Nordosten (WEIDENFELLER 1990, 2003, WEIDENFELLER et al. 1992, 2004).

Die Terrassenschotter der Mosel setzen sich größtenteils aus Komponenten des Devons von Hunsrück und Eifel sowie aus den mesozoischen Sedimenten der Trierer Bucht, Luxemburgs und Lothringens zusammen. Untergeordnet sind schwarze Lydite und Kieselschiefer sowie Granite und Gneise aus den Vogesen enthalten. Eine Differenzierung der Terrassen nach Geröllkomponenten oder Schwermineralspektren ist bislang nicht gelungen, da bei der Tiefenerosion stets die gleichen Schichten angeschnitten wurden. Etwa von der Mündung der Kyll an abwärts nehmen Basaltstücke und die vulkanischen Minerale Titanomagnetit, Titanit, Klinopyroxen, Hornblende und Biotit in den Terrassensedimenten zu.

Nebenflüsse der Mosel

Die von früheren Bearbeitern vorgelegten Terrassenkartierungen an den Nebenflüssen der Mosel kommen sowohl hinsichtlich der Anzahl der Terrassen als auch deren Zuordnung zu Haupt-, Mittel- und Niederterrassenniveaus zu sehr divergierenden Ergebnissen. Auch die vorliegende Neubearbeitung erfüllt nicht den Anspruch einer abgestimmten und vereinheitlichten Terrassenstratigraphie. Selbst innerhalb des Einzugsgebietes eines Flusses ist eine durchgängige eindeutige Zuordnung von Terrassensedimenten auf der basierenden Datenlage zur Zeit nicht möglich. Deshalb werden auskartierte Terrassenflächen im Haupt- und Mittelterrassen-Niveau wie etwa im Einzugsgebiet der Prüm, der Enz und der Nims zu einer Einheit zusammengefasst („pleistozäne Terrassen, ungegliedert“, qT), obwohl lokal eine stärker differenzierte Abfolge ausgehalten wurde. So unterscheidet HILL (1980) an der Prüm zwischen Holsthum und Prümzurlay sieben Terrassenniveaus. Kleinräumig verbreitete Terrassensedimente, wie im Raum Echtershausen auf Blatt 5904 Waxweiler, können aus Maßstabsgründen nicht dargestellt werden. In Einzelfällen gelingt eine Neubewertung und Zuordnung auskartierter Terrassenflächen durch Vergleiche mit angrenzenden Kartierungen.

Das Geröllspektrum der Prümterrassen setzt sich aus schwach bis kantengerundeten Milchquarzen, Quarziten, Sandsteinen und Dolomiten zusammen. Untergeordnet sind tertiärzeitliche Süßwasserquarzite enthalten.

Die Einstufung der Terrassen der Kyll basiert auf GREBE (1891) und ZEPP (1933) und wurde in den Geologischen Karten des Trinkwasserprojektes Kylltal von NEGENDANK & WAGNER (1988) weitgehend übernommen. Dabei wurden die von ZEPP (1933) getrennten Hauptterrassenstufen (uHT, oHT) zu einer Einheit zusammengefasst. Die ungegliederte Terrassenfolge der Kyll auf Blatt 6005 Bitburg wird entsprechend den Höhenniveaus der jeweiligen Terrassen aus der Kartierung der angrenzenden Blätter differenziert und neu abgegrenzt. Die Mächtigkeiten der Hauptterrassen der Kyll schwankt zwischen 5 und 8 m, die der Mittelterrassen zwischen 1 und 3 m. Die zwischen den Terrassenkörpern auftretenden geröllführenden Umlagerungssedimente werden als Fließerden gewertet und dargestellt. Das Geröllspektrum umfasst zu ca. 80 % Gangquarze, daneben Quarzite und Sandsteine (MÜLLER 2006).

Auch die Terrassen der Sauer im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet, die auf den luxemburgischen Geologischen Karten 1:25 000 Blatt Beaufort (GEISTER-FRANTZ 1981) und Blatt Echternach (HOYER & NEUMANN-REDLIN 1971) undifferenziert dargestellt sind, können entsprechend ihrem Höhenniveau dem jeweiligen Terrassenkomplex zugeordnet werden. Das Geröllspektrum der Sauerterrassen setzt sich, ähnlich wie das der Prüm, aus Milchquarzen, Quarziten, Sandsteinen und Dolomiten zusammen. Durch eine Bohrung westlich von Rosport ist eine Mächtigkeit der Niederterrasse von 20,7 m nachgewiesen worden (JANTOS 1999).

WIESE (1969) beschreibt für die Ablagerungen der Our sieben Terrassenniveaus. Die Kiese setzen sich zum überwiegenden Teil aus devonischen Komponenten wie Schieferbruchstücken und quarzitischen Sandsteinen zusammen. Daneben sind gut gerundete Quarzgerölle mit roten Eisenoxidkrusten enthal-

ten, die auf aufgearbeitete Buntsandstein-Konglomerate hinweisen (NORBISRATH 2001). Untergeordnet treten Gangquarze und Quarzite auf.

Fließerde (fl)

Bei lateraler Verlagerung durch solifluidale und aquatisch-denudative Prozesse entstehen an der Erdoberfläche Lockergesteinsdecken. Zwar sind quartäre Umlagerungssedimente wie Fließerde und Hangschutt im Projektgebiet großflächig und in wechselnden Mächtigkeiten an den Hängen und im Übergang zu den Talauen verbreitet, jedoch werden sie in der Geologischen Karte nur lokal dargestellt. Eine Ausnahme ist das erfasste Gebiet der Geologischen Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke (STETS 2004), wo zum einen „Hangschutt“, zum anderen „Decklehm, Fließerde und Löss“ als jeweils eine Einheit auskartiert worden sind. Die letztgenannte Mischeinheit ist hier neu bewertet und im Raum Schweich–Föhren in die Einheiten „Fließerde“ sowie „Löss, Schwemmlöss, Lösslehm“ aufgetrennt worden.

Die Zusammensetzung der Fließerden orientiert sich an der Verbreitung der Gesteine im Einzugsgebiet. Entsprechend schwankt der Anteil an Festgesteinskomponenten und äolischen Anteilen. Im Projektgebiet östlich der Mosel setzen sich die Fließerden ausschließlich aus Schiefermaterial zusammen, unterhalb von Terrassenkanten kommen Gerölle dazu. In der Trierer Bucht dominieren Fließerden aus Sandstein- und Dolomit-Komponenten mit wechselnden Anteilen an Lösslehm. Sandsteinführende Fließerden wurden in Rinnenposition nordwestlich der Deimlinger Mühle im Kylltal kartiert (LICHTENSCHIEDT 1999). Auch aus dem Raum Dockendorf sind Erosionsrinnen dokumentiert (BARTELS 1996), die hier mit umgelagertem Verwitterungsschutt des Keupers und des Unterlias verfüllt sind.

Löss, Schwemmlöss, Lösslehm (lo)

Während der Kaltzeiten des Mittel- und Oberpleistozäns wurden die Terrassen der Mosel und ihrer Nebenflüsse von Lössenwehungen überdeckt. Insbesondere auf den Mittel- und Hauptterrassen finden sich Quartärprofile, die durch Paläoböden und Tephren hochauflösend gegliedert werden können. Im Moselraum bei Trier ist überwiegend letztkaltzeitlicher Löss überliefert, in dem lokal die Eltviller-Tephra („Eltviller Tuff“) eingebettet ist (WEIDENFELLER et al. 1994). In feuchteren Phasen der Eiszeiten wurde der Löss durch Abspülung verlagert (Schwemmlöss). Schichtung und eingebettete Geröllschnüre weisen auf Umlagerung hin. In den Warmzeiten erfolgte nach der Entkarbonatisierung eine Verbraunung und Tonmineralneubildung, die den hellgelblichen Löss in einen braunen Lösslehm umwandelte. Die Lösslehme sind dicht gelagert und neigen zu Staunässebildung, die sich durch Pseudovergleichungsmerkmale wie Marmorierung und Fe-Mn-Konkretionen zeigt. Die Mächtigkeit der Löss- und Schwemmlöss- in der Trierer Bucht schwankt zwischen 0,5 und 1,5 m. Im Bereich der Wittlicher Senke und am Westrand der Trierer Talweite treten mehrere Meter mächtige Ablagerungen auf. Ein größeres zusammenhängendes Vorkommen wurde von BARTELS (1996) am Großenbüsch auf dem Lias-Plateau westlich von Dockendorf auskartiert (Blatt 6004 Oberweis).

Blockschutt (hs)

Unterhalb der Plateaukanten des Oberen Muschelkalks und des Lias sind Dolomitblöcke bzw. Sandsteinschutt weit verbreitet. Dabei können die Blockschutt-Massen mehrere Meter Mächtigkeit erreichen wie rund um das Ferschweiler Plateau. Lokal kann es dabei zu einem Aufstauen von Bächen kommen. So sind die Irreler Wasserfälle durch Blockschuttbildung infolge eines Felssturzes entstanden (DITTRICH et al. 1997).

Abschwemm-Massen und Schwemmfächersedimente (hu)

Mit dem verstärkten Abschmelzen des Inlandeises der nordischen und der alpinen Vereisung am Ende der letzten Kaltzeit wandelten sich auch die Klimaverhältnisse im ehemaligen Periglazialraum Mitteleuropas. Die Erwärmung ermöglichte eine erneute Wiederbewaldung, die insbesondere im jüngeren

Holozän durch den Einfluss des Menschen starken Schwankungen unterliegt. Großräumige flächenhafte Sedimentumlagerung tritt im Holozän in den Hintergrund. Abschwemm-Massen, oftmals anthropogen ausgelöst, sind in Talanfangsmulden und an Unterhängen verbreitet, während Schwemmfächer am Austritt von Nebentälchen in ein Haupttal gebildet wurden. Die von Einzelbearbeitern in sehr unterschiedlichem Ausmaß vorgenommenen Eintragungen werden im Sinne eines übersichtlichen Kartenwerkes beschränkt und nur lokal dargestellt.

Auensedimente (h)

Das Holozän in der Trierer Talweite ist charakterisiert durch Auenlehme, Altlaufsedimente und anmoorige Bildungen. Die Mosel hat sich im Spätglazial in die Niederterrassensedimente eingeschnitten und im Verlauf des Holozäns bei Hochflutereignissen mehrfach feinkörnige Sedimente abgelagert. Während des Früh- und Mittelholozäns dominierte die Tiefenerosion. Ein Umbruch in der fluvialen Dynamik zu einer Phase verstärkter Akkumulation erfolgte im Subboreal (WEIDENFELLER 1990). Zu Beginn der subatlantischen Akkumulationsphase wurden Kiese und Sande sedimentiert. Eine weitere Phase lässt sich auf der Basis archäologischer Befunde für die Neuzeit nachweisen. Im jüngeren Subatlantikum kam es zur Sedimentation von Auensanden und Auenlehmen durch häufige Überflutungen. Im Zuge dieser Akkumulationsphase wurden auch die ehemaligen Auenrinnen und Paläomäander reaktiviert. Als jüngste Ablagerung tritt im ufernahen Auenbereich und in Paläorinnen ein karbonathaltiger braunschwarzer sandiger Lehm bis in eine Tiefe von 70 cm auf. Das Sediment enthält Bergeschlamm, dessen Ursprung auf die Steinkohleförderung im Saar-Karbon zurückgeführt wird. Er wurde während der letzten 200 Jahre akkumuliert (WEIDENFELLER 1990). Allgemein sind die Akkumulationsphasen im Holozän in erster Linie auf intensive Rodungstätigkeiten und den sich ausdehnenden Acker- und Weinbau zurückzuführen.

Im Bereich der Trierer Bucht haben sich die Nebenflüsse der Mosel und kleinere Bäche tief in die mesozoischen Gesteine eingeschnitten und abschnittsweise Kerbsohlentäler geformt. In den Talauen sind sandige Auensedimente verbreitet, deren Mächtigkeit zwischen 0,5 und 2,5 m variiert. KAISER (1975) gibt für das Kylltal im Ramsteiner Kessel durch Bohrungen ermittelte 10 bis 17 m mächtige holozäne Sedimente an. Derartige Mächtigkeiten bilden die Ausnahme, durchschnittlich beträgt die Auenlehmmächtigkeit im Kylltal 2 bis 3 m. Die Anteile an gröberen Kornfraktionen in den Auensedimenten schwanken deutlich. Häufig sind Quarz- und Sandsteingerölle, untergeordnet auch Gerölle devonischen Ursprungs enthalten. Lokal sind Torfe in den Talauen ausgebildet, wie etwa im Salmtal. Nördlich von Eisenschmitt (Blatt 5906 Manderscheid) wurde der bis 1 m mächtige und Baumstämme führende Torf auch abgebaut (GREBE unveröff.). Entlang der Prüm variieren die Mächtigkeit der Talauensedimente zwischen 2 und 5 m (SEIDEL 2001). Lokal wurden durch Bohrungen Mächtigkeiten bis 7,5 m nachgewiesen, die in Zusammenhang mit dem Felssturz an den Irreler Wasserfällen gebracht werden (HILL 1980).

2.2.3 Tektonik

2.2.3.1 Grundgebirge

Angesichts der geringen flächenhaften Ausdehnung von Grundgebirgsarealen im Projektgebiet wird an dieser Stelle nur eine sehr kurze Charakterisierung der einzelnen Struktureinheiten gegeben. Hier beschriebene Einheiten, die in der Abb. 2.2 (Kap. 2.2.3.2.3) erscheinen, sind unterstrichen.

2.2.3.1.1 Großstrukturen im devonischen Grundgebirge

Am äußersten Nordwestrand des Projektgebietes ist ein schmaler Streifen des paläozoischen Grundgebirges der Ardennen erfasst. Strukturell beschränkt sich dieses Gebiet auf den Sattel von Bivels.

Dessen Sattelachse verläuft in einem ausgedehnten, recht monotonen Ausbissbereich von Unterems. Es handelt sich um eine große, von Esch-sur-Sûre in Luxemburg über Bivels/Our ziehende Sattelstruktur, die den nördlichen Zentralteil des Ösling-Antiklinoriums aufbaut (LGB 2005, DITTRICH & NORBIRATH 2006: Abb. 14). Im Osten, in der Eifel, setzt sich diese ausgedehnte Hochstruktur im Manderscheider Antiklinorium (auch: Manderscheid-Sattel) fort.

Am NNE-Rand des Projektgebietes treten die jüngsten devonischen Schichten auf. Dort ist sogar noch frühes Mitteldevon erhalten geblieben (Kartiereinheit: dze). Dies ist der strukturellen Überlagerung der dortigen Salmerwald-Mulde mit der dazu quer verlaufenden, alt angelegten Achsendepression der Eifeler Nord-Süd-Zone zuzuschreiben. Die Salmerwald-Mulde ist eine relativ schmale Muldenstruktur, die sich im Bereich des Projektgebietes in zwei Teilmulden untergliedert (MEYER 1994: Abb. 142). Nach Nordwesten hin schließt sich daran das von Klerf-Schichten dominierte Birresborner Antiklinorium an. Der Ausbissbereich von Oberems am äußersten NNW-Rand des Projektgebietes leitet bereits zur Prümmer Mulde über.

Der südliche Übergangsbereich der Salmerwald-Mulde zum Manderscheider Antiklinorium ist durch zahlreiche, meist schwach nach Nordwesten geneigte Spezialfalten gekennzeichnet. Der Falten Spiegel steigt nach Süden langsam an. In der Kernzone des Manderscheider Antiklinoriums tritt weitflächig Obersiegen zutage.

Der Bereich südlich dieses Großsattels wird zweigeteilt durch die sogenannte Plein-Überschiebung. Sie verläuft in NNE-SSW-Richtung innerhalb des Naurath-Horstes und nördlich davon. Insgesamt ist sie über 14 km hinweg auskartierbar (STETS 2004). Die Störungsfläche fällt steil (60-80°) nach WNW ein. Am äußersten Ostrand des Projektgebietes zieht sie südlich Hupperath, westlich Dreis und – von einer jüngeren Abschiebung überlagert – weiter in Richtung Heckenmünster. Als Schrägaufschiebung besitzt sie neben einer großen vertikalen Bewegungskomponente auch eine horizontale. Durch einen linkshändigen (sinistralen) Verschiebungssinn ist die östliche Scholle nach Norden bewegt worden.

Östlich der Plein-Überschiebung schließt sich südlich des Manderscheider Antiklinoriums die Olkenbach-Mulde an. Sie liegt in der südwestlichen Verlängerung der Moselmulde. Im Projektgebiet, in der Region Bergweiler–Dreis, zeigt sich ein schwach Nordwest vergenter Faltenbau. Die Gesteine des Oberems sind hier, im Kernbereich der Mulde, nur gebietsweise deutlich geschiefert. In Abhängigkeit vom Gesteinsmaterial schwanken Ausmaß und Form der steil nach Südosten einfallenden 1. Schieferung (STETS 2004). Im Nahbereich der Plein-Überschiebung weist das Schichtstreichen in die rheinische NNE-SSW-Richtung, bei nur schwach entwickelter ost einfallender Schieferung.

Im westlichen Unterems-Ausbissgebiet, also im Hangenden der Plein-Überschiebung, streichen die Faltenachsen stattdessen mit 50° bis 70°. Nördlich Heckenmünster biegen sie in die rheinische Richtung um, die dann bis Naurath anhält (STETS 2004). Die Faltenachsebenen sind kaum geneigt. Die Achsen tauchen nach Südsüdwesten hin ab, sodass dort schließlich Oberems-Schichten auftreten.

In dem vom Projektgebiet erfassten Teil des Hunsrücks treten maßgeblich engscharig geschieferte, von vereinzelt Quarzgängen durchzogene Hunsrückschiefer des Unterems zutage. Genauere Angaben zur regional variierenden Raumlage und Intensität der Schieferung gibt STETS (2004). An einer weit durchhaltenden Großstörung, der Boppard–Dausenau–Longuich-Überschiebung, ist dieser Schichtverband neben bzw. über jüngere devonische Schichteinheiten (Oberems) versetzt worden. Die Störungslinie dieser alten, heute nicht mehr aktiven Auf- bzw. Überschiebung ist im Kartenbild des Projektgebietes nicht erkennbar, da sie von Rotliegend-Gesteinen und von quartären Ablagerungen der Mosel überdeckt wird.

2.2.3.1.2 Spät- und postvariskische Strukturen des Grundgebirges

Im heutigen Kartenbild wird der Hunsrück-Block gegen das Moseltal bzw. die Wittlicher Rotliegend-Senke abgesetzt durch die permisch entstandene, versatzstarke Störung Konz–Longuich.

Die nach Südwesten hin abtauchende Hochstruktur des Naurath-Horstes ist ebenfalls erst während der Rotliegend-Sedimentation angelegt worden (STETS 2004). Mit seiner Position markiert der Horst den Ostteil einer alten diagonalen Schwelle zwischen dem nördlichen und dem südlichen Trierer Teilbecken der frühen Buntsandsteinzeit (Kap. 2.2.3.2.3). Genetisch maßgeblich für die Schwelle war die Hochscholle nördlich der Wittlicher Hauptverwerfung. Ihre heutige tektonische Akzentuierung verdankt die Naurather Region der räumlichen Überlagerung dieser diagonalen Hochscholle mit dem von Westen heranziehenden, variszisch streichenden Horst von Echternach. Diese strukturelle Disposition als Hochgebiet ist noch verstärkt worden durch die jungen Hebungen im Bereich der Osteifel und am Ost- bzw. Südostrand der Trierer Bucht (MEYER & STETS 2002, DITTRICH 2008, 2009).

Der kleinräumige Devonaufbruch an der Deimlinger Mühle im Kylltal ist strukturell ähnlich zu bewerten. Das im dortigen Untergrund stark akzentuierte Hochgebiet (Deimlinger Devonschwelle) resultiert aus der Überlagerung von mehreren im Grundgebirgssockel vorgezeichneten Hochstrukturen (Kap. 2.2.3.2.3, Abb. 2.2). Es sind dies der Horst von Echternach, die schon erwähnte diagonale Schwellenzone und die – stark überprägte – östliche Grabenschulter der rheinisch streichenden Saargauer Grabenzone.

Die Wittlicher Rotliegend-Senke als Ganzes ist ein lang gestreckter Senkungsraum mit einer nach Südwesten eintauchenden Längsachse (STETS 2004). Charakteristisch ist eine sehr starke syngenetische Aktivität zur Zeit der Rotliegend-Sedimentation. Das Projektgebiet erfasst nur den südwestlichen Ausläufer dieser Struktur. Hierbei handelt es sich um eine ausgedehnte, etwas asymmetrisch entwickelte Grabenstruktur. Die wichtigere der beiden Randstörungen ist die Wittlicher Hauptverwerfung im Nordwesten. Im Raum Naurath erreicht sie eine Sprunghöhe von etwa 900 m. Der südlichen Randverwerfung hingegen schreibt STETS (2004) einen maximalen Versatz von 400 m zu.

Eine wesentliche Korrektur gegenüber der GK 50 von STETS (2004) ist am nördlichen Zoonenberg zwischen Schweich und Kordel vorgenommen worden. Die dortige Süd abschiebende Störung von NEGENDANK & WAGNER (1988), die in die Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke (STETS 2004) übernommen worden war – deren Versatzrichtung jedoch in der beigefügten Strukturkarte gegensätzlich dargestellt wurde – ist nunmehr ihrem südwärtigen Verwerfungssinn gemäß strukturell eingepasst worden. Dadurch setzt sie sich nicht mehr in der Nordwest abschiebenden diagonalen Störung südwestlich von Naurath fort, sondern in der ENE-WSW streichenden Süd-Abschiebung an der Südspitze des Naurath-Horsts. Daraus resultiert ein großer Störungsbogen vom Südrand des Naurath-Horsts bis ins Kylltal südlich von Kordel, der weiter in Richtung Butzweiler und Aach zieht. Neu ausgewertete Bohrungsbefunde stützen die Annahme, dass es sich bei dieser Großstörung um die durchgepauste, alt angelegte Wittlicher Hauptverwerfung am Nordwestrand der Wittlicher Rotliegend-Senke handelt. Dies verdeutlicht auch der Profilschnitt B–B'. Die alt angelegte Randstörung der Senke liegt somit etwas weiter nördlich als es von STETS (2004) im Profilschnitt L–M dargestellt worden ist. In Ermangelung von Untergrunddaten war damals eine andere südlichere Störungslinie im Buntsandstein-Gebiet – diejenige südlich des Zoonenberges – als Fortsetzung der Wittlicher Hauptverwerfung ausgewiesen worden (J. STETS, frndl. mündl. Mitt.). Die strukturelle Charakteristik als synsedimentär mobile Randstörung des Rotliegend-Beckens kommt jedoch der nördlicheren Störung zu. Somit ist dort erst die von STETS (2004) im Profilschnitt L–M verzeichnete rapide Abnahme der Rotliegend-Mächtigkeiten im Untergrund anzunehmen. Die südlichere Störung hingegen mit ihrem vergleichsweise geringen Versatz im Ausbissgebiet des Mittleren und Oberen Buntsandsteins begrenzt lediglich einen Spezialgra-

ben am Südrand des Naurath-Horsts. Möglicherweise ist sie in einen genetischen Zusammenhang mit meso(?)- oder känozoischen Horizontalverschiebungen zu stellen (DITTRICH in Vorb. a).

Die südliche Randverwerfung der Wittlicher Rotliegend-Senke (vgl. Stets 2004: Anlage Strukturkarte) setzt sich im Projektgebiet in der Störung Balduinstal–Kenn–Bekond fort. Im Südwesten wird ihre Nordwest abschiebende Funktion vermehrt von der parallel verlaufenden Störung Konz–Longuich übernommen (Kap. 2.2.3.2). Diese Hunsrück-Randstörung bei Trier ist früher auch als St.-Medard-Verwerfung bezeichnet worden (KREMER 1954).

2.2.3.2 Deckgebirge

Der Untergrund der Trierer Bucht ist ein in Horst- und Grabenzonen untergliedertes Bruchschollenmosaik, dessen Richtungsmuster durch das tektonische Inventar des variskisch deformierten Grundgebirges vorgeprägt ist. Es existieren drei alt angelegte tektonische Hauptrichtungen bzw. Richtungssysteme, die mit den rein deskriptiven Benennungen „rheinisch“, „diagonal“ und „variszisch“ belegt worden sind (DITTRICH 1989, DITTRICH et al. 1997 und 1998). „Sattel-“ und „Mulden-Achsen“ (vgl. NEGENDANK 1983) im herkömmlichen, auf kompressive Falten tektonik bezogenen Sinne existieren im mesozoischen Deckgebirge nicht. Auffällige strukturelle Hoch- und Tieflagen sind durch eine Überlagerung von zwei oder drei Horst- bzw. Grabenstrukturen verschiedener Richtungssysteme im Untergrund erklärbar.

2.2.3.2.1 Schichteinfallen

Die vorgenannten bruchtektonischen Verstellungen in der Tiefe bilden sich im oberen Teil des Deckgebirges oft nur noch als weiträumige flexurelle Verbiegungen ab (vgl. Kap. 2.4). Der Achsenverlauf der Gesamtsenke – bei LUCIUS (1948) und NEGENDANK (1983) noch als „Mulde von Weilerbach“ bezeichnet – wird maßgeblich durch die rheinisch streichende Echternacher Grabenzone bestimmt. Dies gilt insbesondere im Norden, vom nördlichen Bedhard über Ingendorf und Prüm zur Lay bis nach Erzen. Im Süden, bei Stubenlay und bei Fielsbouch westlich von Fölkenbach, wird die Ausrichtung der Senkungsachse durch eine tektonische Interferenz mit diagonal und variszisch streichenden Hochstrukturen – wie etwa dem Horst von Echternach (Kap. 2.2.3.2.3, Abb. 2.2) – nach Südwesten hin umgelenkt.

Die Einfallbeträge im mesozoischen Deckgebirge sind meist relativ gering. Häufig liegen sie im Bereich sehr weniger Grad, oft sind es auch nur Zehntelgrade. Auffällig hohe Einfallswerte erscheinen im äußersten Nordwesten und – weitaus besser belegt – im Südosten bei Trier (DEGEN et al. 1981b, NEGENDANK 1983, HEITTELE 1984). Dort kann ein nach Nordwest bzw. WNW gerichtetes Schichteinfallen mit Werten von 10° bis 15° auftreten, am Moselhang zwischen Trier-Pallien und Biewer erreicht es bis zu 20°. Ursächlich für diese starken Schichtneigungen ist eine zusätzliche Überprägung durch junge Hebungsbewegungen im Nordwesten, Nordosten und Südosten (DITTRICH 2009).

2.2.3.2.2 Störungen

Die Streichrichtungen der Deckgebirgsstörungen folgen meist alt angelegten rheinischen (Nord-Süd bis NNE-SSW), diagonalen (Südwest-Nordost) oder aber variszischen (WSW-ENE) Richtungen (DITTRICH 1989, 2008, DITTRICH et al. 1997; Kap. 2.2.3.2.3). Im westlichsten Teil des Projektgebietes existieren darüber hinaus junge, nach Südwesten abschiebende Nordwest-Südost (herzynisch) streichende Querbrüche. Ihre Entstehung steht im Zusammenhang mit der Absenkung des Pariser Beckens im Südwesten (DITTRICH 2008, 2009). Auch die zwei neu ausgewiesenen Querstörungen im Südosten, bei Ehrang–Kenn, gehören zu dieser Kategorie. Die nordöstliche Störungslinie ist gegenüber der Darstellung bei STETS (2004) wegen eines noch anzunehmenden auslaufenden Versatzes verlängert worden. Die südwestliche Parallelstörung basiert auf Befunden im Moselquartär (Kap. 2.2.2.5), wonach

von einer sehr jungen Mobilität einer solchen Bruchlinie auszugehen ist. Es handelt sich wohl um eine reaktivierte ältere Querstörung, die zusammen mit der Gegenstörung bei Kenn schon für die mächtige Rotliegend-Erhaltung zwischen Kenn und Ruwer verantwortlich gewesen war. An ihr müssen die prä-existierenden diagonal streichenden Randstörungen der Wittlicher Rotliegend-Senke versetzt worden sein. Südöstlich des Projektgebietes, im Hunsrück, existieren weitere derartige Querstörungen (ZITZMANN & GRÜNIG 1987).

Die im frühen Quartär akzentuierte Abdachung vom Hebungsgebiet der zentralen und westlichen Eifel nach Westen hin (MEYER & STETS 2002) hat überdies zur Entstehung von zusätzlichen Nord-Süd- und NNE-SSW-Störungen geführt. Junge Nord-Süd-Störungen häufen sich im Osten und Nordosten des Projektgebietes, sie setzen dort generell nach Westen ab. Im Südosten sind dadurch hingegen vor allem NNW-SSE streichende Störungen sekundär betont oder aber neu angelegt worden (DITTRICH 2009).

Bei den auskartierten Verwerfungen handelt es sich generell – mit einer einzigen Ausnahme (siehe unten) – um Abschiebungen. Deren Sprunghöhen liegen meist im Bereich mehrerer 10er Meter. Deutlich höhere Versatzbeträge werden an der Deimlinger Devonschwelle im unteren Kylltal erreicht (LICHTENSCHIEDT 1999: 260 m) und im Nordwesten bei Wiersdorf-Wißmannsdorf (DITTRICH 2009: 200 bis 310 m). Hohe Vertikalversätze existieren auch im Südosten des Projektgebietes, im Umfeld der Wittlicher Rotliegend-Senke. Entlang der Rand- und Staffelstörungen dieser Struktur und ihrer Südwest-Fortsetzung, der meso- bzw. känozoischen Senkungsstruktur des Grabens von Thionville (Kap. 2.2.3.2.3), können im triassischen Deckgebirge nachweislich Versätze von 200 bis 260 m auftreten. Durchgängige Konstruktionen bzw. Kalkulationen sämtlicher Störungsversätze liegen (noch) nicht vor. Sie beschränken sich weitgehend auf die Bereiche der hier vorgelegten Profilschnitte und – teilweise revidiert – denen bei STETS (2004). Berechnung werden sowohl durch die große Mächtigkeit der auskartierten stratigraphischen Einheiten als auch durch die enorme Abtragung am Rande der Hunsrück-Scholle erschwert.

Bei den Versätzen von Devon- und (tieferen) Rotliegend-Einheiten können schon ältere, Perm-zeitlich aktive Abschiebungsbahnen eine Rolle gespielt haben. Aufgrund einer wechselnd intensiven meso-känozoischen Reaktivierung alt angelegter Randstörungen der Wittlicher Grabenstruktur können hohe Versätze im unteren Teil in geringere oder sogar fehlende Versätze im postvariskischen Stockwerk übergehen. Nachgewiesen ist eine syndesimentäre Mobilität der Wittlicher Hauptverwerfung noch im – hier nicht näher differenzierten – Zeitraum Unterer + Mittlerer Buntsandstein. Dies lässt sich aus einem prägnanten lokalen Mächtigkeitsmaximum der Kartiereinheit sum im Bereich des Ramsteiner Kessels südlich von Kordel ableiten (Kap. 2.2.2.3.1). Das scheinbare Ausklingen der Wittlicher Hauptverwerfung südwestlich von Neuhaus könnte darauf zurückzuführen sein, dass dort jüngere, zum derzeitigen Kenntnisstand nicht erkennbar versetzte Schichtenfolgen von Muschelkalk und Keuper anstehen. Die in Gegenrichtung, zur Senkungsachse der Trierer Bucht hin orientierte Gebirgsneigung könnte zusätzlich zur Maskierung dieser Bruchstruktur in der Geologischen Karte beigetragen haben. Die im Bereich des Sauertales (erneut?) einsetzende und noch weit nach Südost-Luxemburg ziehende Störung Metzdorf-Süd–Manschecker–Grevenmaacherberg ist möglicherweise als Fortsetzung der Wittlicher Hauptverwerfung zu werten (DITTRICH in Vorb. c). Im Nordosten, im Ramsteiner Kessel südlich Kordel, dokumentiert sich mit holozänen Sedimenten in außergewöhnlich hohen Mächtigkeiten (Kap. 2.2.2.5) eine neuzeitliche Reaktivierung der Wittlicher Hauptverwerfung.

Eine große Nordwest absetzende Abschiebung durchzieht das Balduinstal bei Trier-West. Innerhalb des Buntsandsteins (Kartiereinheit sum) versetzt sie höheren sHB1 gegen höheren smh (Tab. 2.1, Kap. 2.2.2.2). Die Sprunghöhe ist damit größer als die früher angenommenen 200 bis 220 m (NEGENDANK

1983), sie liegt wohl bei etwa 260 m. Vermutlich handelt es sich um eine der Hunsrück-Randstörung (Störung Konz–Longuich) parallel verlaufende Staffelstörung am Südostrand des Grabens von Thionville (Kap. 2.2.3.2.3). Nach Nordosten hin ist sie als vermutete Störungslinie noch weit über den Darstellungsbereich der GK 10 von DEGEN et al. (1981b) hinaus verlängert und mit der Fortsetzung der Störung Schweich–Bekond bei STETS (2004: Anlage Strukturkarte) verbunden worden.

Der Störungssinn der Abschiebungen im mesozoischen Deckgebirge, also das Einfallen der Verwerfungsfläche und die Versatzrichtung, ist in der GK 50 mit „Zähnchen“ angedeutet, wie es auf den benachbarten luxemburgischen Kartenblättern ebenfalls üblich ist. Dies ermöglicht eine schnelle Orientierung über die Lagerungsverhältnisse, insbesondere in intensiv tektonisch zerstückelten Gebieten oder bei Störungslinien, die innerhalb einer – bei der Generalisierung aufsummierten – Kartiereinheit ohne unmittelbar abzulesenden Versatz verlaufen.

Prägend für die heutige Schichtlagerung war nicht nur Dehnungstektonik, es kam auch zu mehreren unterschiedlichen kompressiven Überprägungen durch Schubspannungen aus dem Alpenraum, wechselnd modifiziert durch nordhemisphärische plattentektonische Vorgänge (DÉZES et al. 2004, DITTRICH 2008, 2009). Es entstanden zahlreiche Blattverschiebungsbahnen, die das Projektgebiet durchziehen. Bei gleichzeitig ablaufenden oder späteren Hebungsbewegungen des Eifel-Ardennen-Raums wurden die meisten dieser Scherfugen durch Abschiebungen überprägt. Sehr prägnant entwickelt ist die dextrale Scherzone entlang des Nims-Tales und des Bedhard-Plateaus („Nimstal-Fuge“, DITTRICH 2009). So ist die auffällige Talweite der Nims zwischen Niederweis und Birtlingen wohl nicht nur auf die geringe morphologische Härte von Mittelkeuper-Mergeln, sondern auch auf die scherende Zerrüttung des Gebirges und eine dementsprechend erleichterte erosive Ausräumung zurückzuführen. Auch im Südost-Teil des Projektgebietes zeigt sich eine markante Überprägung der Schichtlagerung durch Scherungstektonik (DITTRICH in Vorb. a; Kap. 2.3).

Bogenförmige Störungsverläufe über Bergrücken hinweg oder scheinbare Richtungswechsel an steilen Talhängen sind lediglich ein scheinbarer, bloß morphologisch bedingter Effekt, da die geneigten Abschiebungsflächen in jeweils unterschiedlichen Höhenniveaus ausstreichen.

Andere Störungsbögen auf den Plateaus – besonders verbreitet auf den GK 25-Blättern 6004 Oberweis und 6205 Trier – sind teilweise Abbild von Pull-apart-Strukturen, die im Zusammenhang mit Blattverschiebungen entstanden (DITTRICH 2008, 2009, in Vorb. a).

Am Weinberg „Augenscheiner“ am Moselufer bei Trier-Pallien sind ungewöhnlich viele Störungen nachgewiesen. Erschlossen ist dort eine intensive Bruchschollentektonik, bei der auch Horizontalverschiebungen eine Rolle spielten (NEGENDANK 1983, DITTRICH in Vorb. a). Die dort kartierte hohe Störungsdichte ist nicht nur den guten Aufschlussverhältnissen zuzuschreiben, vielmehr bildet sie eine tatsächlich vorhandene überdurchschnittlich starke Tektonisierung dieser Region ab. Prägende Strukturelemente sind hier die staffelförmig ausgestaltete starke Nordwest-Abdachung des Hunsrücks, die Ausläufer der Wittlicher Grabenstruktur, der dort einsetzende Graben von Thionville (Kap. 2.2.3.2.3) sowie mehrere Blattverschiebungen (DITTRICH in Vorb. a+c). Die südlichen Fortsetzungen der am Mosel-Prallhang erschlossenen Groß- und Kleinstörungen unterhalb des Moselquartärs sind noch nicht näher bekannt. Eine flächenhafte systematische Auswertung der zahlreichen Flachbohrungen im Trierer Stadtgebiet lag außerhalb des Zeitrahmens dieses Projektes. Diese soll später für das GK 25-Blatt 6205 Trier erfolgen. Zur Generalisierung der vorhandenen Geologischen Hochschulumgebungskarte Trier 1:10 000 (DEGEN et al. 1981b) für die hier vorgelegte GK 50 sind mehrere kleinere Störungen weggelassen worden. Dennoch sind in diesem sehr gut aufgeschlossenen Gebiet vergleichsweise viele hoch auflösende Störungslinien übernommen worden. Dies umfasst auch solche Abschiebungen, die

nur im Ausbissbereich der hier aufsummierten Kartiereinheit sum verlaufen. Da diese bei DEGEN et al. (1981b) weiter aufgegliedert worden war, in „sm1“, „sm2“ und „sm3“ (Tab. 2.1), war eine Erfassung dieser Störungen möglich gewesen. Bei einigen dieser Störungslinien sind kleinere Richtungsanpassungen oder größere Korrekturen vorgenommen worden, generell unter Beachtung der im Geologischen Führer (NEGENDANK 1983) genannten Aufschlussbeobachtungen (Exkursionsrouten 12.1 bis 12.5).

Ein Sonderfall unter den Deckgebirgsstörungen ist eine Aufschiebung 1 km östlich von Arenrath. Der sie belegende Aufschluss entlang einer Straßenböschung – inzwischen verfallen und verwachsen – ist von GREBE (1892: Erläuterungen zu Blatt Landscheid) in einer skizzenhaften Abbildung in den Erläuterungstexten überliefert worden. Die Aufschiebung, deren Störungsfläche nach WNW einfällt, bringt Unterdevon neben bzw. auf „Vogesensandstein“ (in der GK 50 dargestellte Kartiereinheit: sum; vgl. DITTRICH in Vorb. a).

2.2.3.2.3 Skizzierung der wichtigsten Großstrukturen

Die folgende, von Nord nach Süd bzw. vom Nordwesten zum Südosten des Projektgebietes angeordnete Beschreibung behandelt vornehmlich eine Auswahl von größeren Einzelstrukturen der drei Richtungssysteme (variszisch, diagonal, rheinisch, vgl. dazu DITTRICH 1989, DITTRICH et al. 1997 und 1998) und aus den Scharen von dextralen und sinistralen Blattverschiebungen (vgl. DITTRICH 2009). Die in Abb. 2.2 verzeichneten und namentlich ausgewiesenen Struktureinheiten sind unterstrichen.

Das variszisch streichende Strukturelement der Ardennen-Südrandzone im Norden der Trierer Bucht ist eine Zone starker Schichtabdachung nach Südsüdosten, begleitet und verstärkt von zahlreichen WSW-ENE streichenden Störungslinien. Als weit durchhaltende Großstruktur zieht sie von West-Luxemburg über das Ourtal hinweg bis in die Eifelregion. Im Westen des Projektgebietes formt sie den Erosionsrand der Trierer Bucht aus. An einer großen Nord-Süd verlaufenden dextralen Blattverschiebung („Nimstal-Fuge“, „dex IV“) wird sie um etwa 2,2 km nach Süden versetzt. Östlich davon verläuft sie in der nördlichen Trierer Bucht über die Region Seinsfeld bis zur Südflanke des Manderscheid-Sattels (DITTRICH 2009). Im Osten, auf Blatt 5906 Manderscheid, wird die Ardennen-Südrandzone markiert durch die weit durchhaltende, WSW-ENE streichende Störung Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof.

Der diagonal streichende Südeifeler Zentralgraben – er bildet den inneren Bereich der weitaus breiteren Senkungszone des Luxemburger Zentralgrabens – zieht sich in Nordost-Südwest-Richtung von Gindorf bis ins Sauerthal, südlich der Gaybach-Mündung. Im Bereich des Nimstales ist sie an der schon erwähnten dextralen Blattverschiebung der „Nimstal-Fuge“ um etwa 3,5 km versetzt, ihr Nordost-Teil verläuft weiter südlich (DITTRICH 2009).

Die alt angelegte rheinische Großstruktur der Echternacher Grabenzone – sie verläuft zwischen Ehlenz–Oberweiler im Norden und Echternacherbrück im Süden – wird an beiden Grabenschultern von Bruchlinien nachgezeichnet (Kap. 2.4). Im Norden, nördlich von Erzen, verläuft auch die zentrale Achse der Trier-Bitburger Senke im Bereich dieser großen Grabenstruktur.

Die diagonal streichende, sehr breite Hochstruktur der (Luxemburger) Zentralschwelle verläuft näherungsweise entlang der Linie Echternacherbrück–Niederweis–Philippsheim–Dahlem. Sie hat im Buntsandstein zwei Sedimentationsbereiche getrennt, das Bitburger Becken im Nordwesten und das Trierer Becken im Südosten. Innerhalb des ausgedehnten Zentralschwellen-Areals ist die Auwer Hochscholle als auffällige Hochstruktur auszugliedern, die wiederum eine alt angelegte breitere Schwellenzone nachzeichnet (Auwer Schwelle). An ihr setzen die Vorkommen von Rotliegend nach Nordwesten hin endgültig aus.

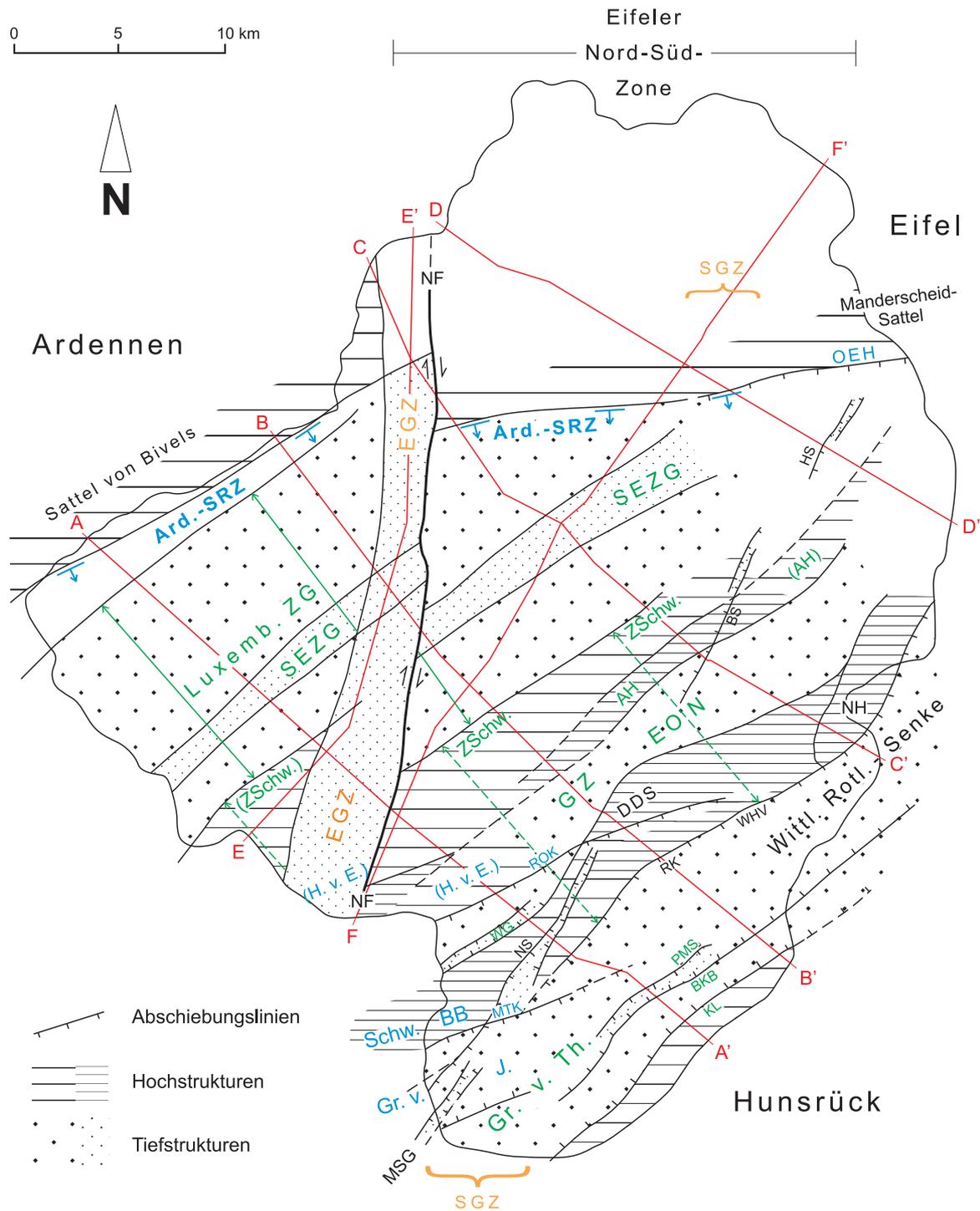


Abb. 2.2: Markante tektonische Strukturen des Projektgebietes (schematisch) und die Profilschnitte A–A' bis F–F' (Entwurf: D. Dittrich; Farbmarkierung der drei Richtungssysteme: blau = variszisch, grün = diagonal, gelborange = rheinisch).

Abkürzungen: NF = „Nimstal-Fuge“ (dextrale Blattverschiebung „dex IV“), SGZ = Saargauer Grabenzone, Ard.-SRZ = Ardennen-Südrandzone, OEH = Störung Oberkail–Eisenschmitt–Helenenhof, EGZ = Echternacher Grabenzone, Luxemb. ZG = Luxemburger Zentralgraben, SEZG = Südeifeler Zentralgraben, HS = Himmerod-Sprung, ZSchw. = Zentralschwelle, AH = Auwer Hochscholle, BS = Binsfelder Sprung, GZ EON = Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach, H. v. E. = Horst von Echternach, ROK = Störung Rosport–Olk–Kordel–Ost, DDS = Deimlinger Devonschwelle, NH = Naurath-Horst, WG = Wintersdorfer Graben, Schw. BB = Schwelle von Blaschette–Born, NS = Neweler Sprung, RK = Ramsteiner Kessel, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, MTK = Störung Metzdorf–Trierweiler–Kahlenberg, Gr. v. J. = Graben von Junglinster, Gr. v. Th. = Graben von Thionville, PMS = Pulvermühle-Sprung, BKB = Störung Balduinstal–Kenn–Bekond, KL = Störung Konz–Lönquich, MSG = Mondorfer Schmalgraben.

Die Nordwest-Flanke der Zentralschwellen-Hochstruktur ist durch mehrere Abschiebungen zum Südeifeler Zentralgraben hin recht gleichmäßig „abgestuft“. Die Südost-Flanke, südlich der Auwer Hochscholle, ist demgegenüber weitaus komplexer strukturiert:

Die Senkungsregion des Trierer Beckens, die bis zum Hunsrückrand hin reicht, gliedert sich in ein nördliches und ein südliches Trierer Teilbecken. Das nördliche ist deutlich schwächer ausgeprägt, strukturell kann es als diagonal streichender Spezialgraben innerhalb der Zentralschwelle gewertet werden. Im Nordosten ist es deckungsgleich mit der Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach, die die direkte Fortsetzung des luxemburgischen Grabens von Eschweiler–Edingen darstellt (DITTRICH et al. 1998). Im Südwesten, im Sauergebiet, ist die heutige Senkungszone etwas verbreitert durch die Einbeziehung des Wintersdorfer Grabens.

Im Südosten folgt eine ausgedehnte, bogenförmig verlaufende Schwellenzone. Diese zieht von Born im Sauerthal zur Region der Deimlinger Devonschwelle und findet dann im Osten im Naurath-Horst ihre Fortsetzung. Den Südrand dieser ausgedehnten Hochzone markiert die bedeutende Wittlicher Hauptverwerfung. An dieser alt angelegten, versatzstarken Störungslinie beginnt die Wittlicher Rotliegend-Senke. Diese ist nicht nur im Rotliegend als sedimentakkumulierendes Senkungsgebiet in Erscheinung getreten, sondern auch im Buntsandstein (Südliches Trierer Teilbecken). Am Ostrand des Projektgebietes hat SCHRADER (1990) durch Parallelisierung von Buntsandstein-Profilen einen sogenannten Gladbacher Trog am Nordwestrand einer Naurather Schwelle von einem stärker akzentuierten Wittlicher Trog im Südosten unterscheiden können. Eine Zweigliederung der Zentralschwelle durch die Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach zur Zeit des Buntsandsteins hat sich auch bereits in den Isopachen-Skizzen von WEILER (1972, 1991) abgebildet.

Strukturell ist das Südliche Trierer Teilbecken sowohl mit der (westlichen) Wittlicher Rotliegend-Senke als auch dem (östlichen) Graben von Thionville gleichzusetzen. Im heutigen Strukturbild zieht sich diese alt angelegte, schon mesozoisch mobile Großgrabenzone über die deutsch-luxemburgische Obermosel-Region und Südwest-Luxemburg bis nach Lothringen (GUILLAUME 1941, DITTRICH 1989). Bei Trier ist der nordwestliche Randbereich des Grabens von Thionville durch zahlreiche diagonal streichende Staffelbrüche ausgeprägt, die gegensinnig zum dort recht starken nordwestwärtigen Schicht-einfallen abschieben. Weiter kompliziert wird die dortige Schichtlagerung durch Spezialgräben, die ursprünglich Pull-apart-Strukturen entlang von jüngeren Blattverschiebungen darstellen (DITTRICH in Vorb. a). Der das Biewertal quer durchsetzende, nach Südosten abschiebende Pulvermühle-Sprung ist wohl eine lokale Gegenstörung zur lang gestreckten Störung Balduinstal–Kenn–Bekond. Beide Bruchlinien zusammen bilden eine Spezialgrabenstruktur im südöstlichen Randbereich des Grabens von Thionville aus.

Weitaus komplizierter ist die tektonische Situation im unteren Sauerthal. Dort existiert eine zusätzliche strukturelle Prägung durch variszisch streichende Horst- und Grabenelemente. Im Norden ist dies der nachweislich schon triassisch wirksame Horst von Echternach. Dessen Südrand markiert die Störung Rosport–Olk–Kordel-Ost. In der Region Born dominiert strukturell ein Ausläufer der alt angelegten luxemburgischen Schwelle von Blaschette–Born (DITTRICH 1989), die noch einige Kilometer über das Sauerthal hinweg zu verfolgen ist. Die Position dieses Hochgebietes wird markiert durch den Oberen Buntsandstein, der auf Höhe der Borner Mühle beiderseits der Sauer prägnant zutage tritt (HARY et al. 1984). Ein weiterer Hinweis ist die lang gestreckte Störung Metzdorf–Trierweiler–Kahlenberg südlich Aach, die den Südrand dieser Schwelle nachzeichnet. Die südlich anschließende Struktur des variszischen Richtungssystems ist der aus Mittel-Luxemburg heranziehende Graben von Junglinster.

Die rheinisch streichende Saargauer Grabenzone, die ebenfalls schon triassisch mobil war und die ein östliches Äquivalent der Echternacher Grabenzone darstellt (DITTRICH 1989), wird im heutigen Strukturbild nur noch schwach nachgezeichnet. Die starke strukturelle Überprägung dieser östlichen Grabenzone ist den intensiven jungen Hebungen im Trierer Gebiet und in der Osteifel zuzuschreiben (DITTRICH 2008, 2009).

Ein weiteres, noch nicht detailliert auskartiertes und noch wenig untersuchtes tektonisches Phänomen im Ostteil des Projektgebietes sind die SSW-NNE streichenden Schmalgräben, die etwa linienhaft aufgereiht sind. Im Südwesten, in Luxemburg, setzen sich diese im lang gestreckten Mondorfer Schmalgraben fort (DITTRICH 1989, 1993 in Vorb. a). Versatzstarke und weit durchhaltende Randstörungen entlang diese Schmalgraben-Lineation im Projektgebiet sind der Neweler Sprung im Süden und der Binsfelder Sprung sowie der Himmerod-Sprung im Norden.

2.3 Ergänzende Erläuterungen zu den Profilschnitten

2.3.1 Schichteinfallen

In den 20-fach überhöhten Profilschnitten (Anlagen 6 bis 11) treten teilweise sehr steile Einfallwinkel auf. In der Realität sind die Einfallbeträge meist jedoch gering. Zum überwiegenden Teil liegen sie bei wenigen Graden oder gar Zehntelgraden. Nur in den Randzonen der Trierer Bucht können lokal bis etwa 20° auftreten (Kap. 2.2.3.2). Im Bereich von störungsbedingten Flexuren hingegen können kleinräumig weitaus höhere Einfallbeträge verwirklicht sein.

Die Südostabschnitte der Profilschnitte A–A' und B–B' zeigen die markante strukturelle Überprägung durch eine junge Anhebung des Hunsrücks (siehe Abb. 5 in DITTRICH 2008, DITTRICH 2009). Im Raum Trier ist ein spornartig vorspringender Hebungsbereich rekonstruiert worden, der die Basis der jüngeren Hauptterrasse um etwa 140 bis 150 m angehoben hat (MEYER & STETS 2002). Vor der Entstehung dieser altquartären Zeitmarke haben noch weitere Hebungen stattgefunden. Eine ähnliche, etwas geringere Anhebung bilden die Profilschnitt-Bereiche C, D und E' im Nordnordwesten ab. Dort hat sich die auch rezent noch ablaufende Hebungsbewegung der Ardennen ausgewirkt (DITTRICH 2009).

Die variszisch streichende, WSW-ENE ausgerichtete Ardennen-Südrandzone (Kap. 2.2.3.2.3) wird in den Profilschnitten A–A', B–B', C–C', E–E' und F–F' als starke Abdachung nach Süden bzw. SSE zum Zentrum der Trierer Bucht deutlich. Im Profilschnitt C–C' ist zusätzlich eine noch nicht genauer erfasste Interferenz mit der Senkungsstruktur der Echternacher Grabenzone anzunehmen. Nördlich der Ardennen-Südrandzone existiert innerhalb der Trierer Bucht eine durch Bohrungen belegte strukturelle Hochlage, die sich von Oberweiler (Hoch von Oberweiler) über Malberg/Kylltal und die Region um Seinsfeld erstreckt und die dann im Manderscheid-Sattel ihre Fortsetzung findet.

Im Profilschnitt F–F' fällt zwischen den Tälern von Nims und Grasbach eine eigenartige Buckelstruktur auf. Dort haben sich mehrere strukturelle Effekte aufsummiert. Die Schnittlage kreuzt sowohl die östliche Schulter der rheinischen Echternacher Grabenzone als auch die Nordabdachung der diagonalen Zentralschwelle. Weiterhin spielt die Südschulter einer kleinen, in Abb. 2.2 nicht verzeichneten variszisch streichenden Grabenstruktur eine gewisse Rolle (Attert-Graben, vgl. DITTRICH 2009). Darüber hinaus ist diese tektonische Schlüsselregion im unteren Nimstal stark überprägt durch scherende Beanspruchungen, sowohl dextrale als auch – später dann – sinistrale. Eine ebenso komplexe tektonische Situation bildet sich im Profilschnitt E–E' im zentralen Ferschweiler Plateau ab. Die zunächst etwas seltsam anmutende dortige Schichtlagerung könnte aus einer Überlagerung von Strukturelementen aller drei Richtungssysteme resultieren (variszisch: Südrand des Attert-Grabens, diagonal:

Zentralschwelle, rheinisch: westliche Randregion der Echternacher Grabenzone). Komplizierend hinzukommen könnte eine Überprägung durch Kompressionstektonik. Denkbar wäre eine Anpressung und Deformation entlang einer rheinischen Schwächezone parallel zum Westrand der Echternacher Grabenzone (siehe Abb. 18 in DITTRICH 2009). Andererseits ist nicht gesichert, ob und inwieweit sich die im Lias-Stockwerk gewonnenen Hinweise zur Höhenlage der li1/li2-Grenze (Kap. 2.4.2) als unmittelbare tektonische Informationen bewerten und auf tiefere Stockwerke der Trias übertragen lassen.

2.3.2 Störungen

In den 20-fach überhöhten, primär nach hydrogeologischen Gesichtspunkten konzipierten Profilschnitten (Anlagen 6 bis 11) sind alle Störungsflächen zur Vereinfachung pauschal durch senkrechte Linien dargestellt. Dies ist unabhängig davon, wie schräg eine Störungslinie vom Profil angeschnitten wird, wie flach also die Störungsfläche in dieser Schnittrichtung reell geneigt ist (scheinbares Einfallen). Auch die Aufschiebungsfläche im Südostteil von Profilschnitt D–D' wurde senkrecht eingezeichnet (zur reellen Raumlage siehe Profilschnitt G–H in STETS 2004). Die einzige Ausnahme von dieser senkrechten Darstellungsart von Störungsflächen betrifft die nach Südosten gerichtete Abschiebung im Kylltal südöstlich von Kordel (Profilschnitt B–B'). Diese ist etwas angeschrägt eingetragen worden, da sie das Bohrprofil 6103-34 durchschlägt, wodurch im Bohrprofil eine abschiebungsbedingte Mächtigkeitsverkürzung abzubilden war. Der untere Profilverteil gehört der Hochscholle an, der obere der Tiefscholle.

Sehr kleine oder bereits auslaufende Abschiebungen mit (Rest-)Versätzen von nur noch wenigen Metern sind in den Profilschnitten vernachlässigt worden. In Bereichen mit intensiver Schollentektonik, im Südosten des Projektgebietes, sind einige wenige sehr eng beieinander verlaufende Staffelstörungen in der Darstellung zusammengefasst worden.

Die strukturelle Systematik des Störungsmusters geht weitestgehend schon aus der Abb. 2.2 hervor. Dort ist zu erkennen, wie die jeweils dargestellten und benannten Horst- und Grabenstrukturen der Trierer Bucht von den einzelnen Profilschnitten gequert werden.

Im tieferen Untergrund sind deutlich mehr Abschiebungen anzunehmen als in den Profilschnitten verzeichnet. Dies gilt insbesondere in den Randzonen der großen Struktureinheiten der drei Richtungssysteme (Kap. 2.2.3.2) und dort vor allem in den vergleichsweise spröden Schichtenfolgen des Unteren Muschelkalks und des Buntsandsteins. Diese Verwerfungen sind in den höher gelegenen, meist stärker tonig ausgebildeten Schichteinheiten, die an der Erdoberfläche auszukartieren sind, meist schon ausgeklungen bzw. in Verbiegungen übergegangen (siehe Abb. 7 in DITTRICH et al. 1997). Dementsprechend fehlen konkrete Informationen zur Zahl und Lage derartiger Tiefenbrüche. Zusätzliche Abschiebungen im Untergrund existieren wahrscheinlich am Südostrand des Südeifeler Zentralgrabens bei Schankweiler und am Ostrand der Echternacher Grabenzone bei Irrel (Profilschnitt A–A'). Entsprechendes gilt im beiderseitigen Randbereich des Südeifeler Zentralgrabens im Nordosten (Profilschnitte C–C' und F–F'), im weiteren Umfeld der Echternacher Grabenzone (Profilschnitte B–B', E–E' und F–F') und im Umfeld der Saargauer Grabenzone (Profilschnitte C–C', D–D' und F–F').

In den Profilschnitten fallen vielfach sehr schmale Grabenstrukturen ins Auge. Fast alle sind sekundär im Zuge von jungen Hebungsbewegungen vertikaltektonisch überprägt worden und daher sehr versatzstark. Oftmals sind sie als Spezialgräben im Randbereich von großen Bruchelementen zu deuten, wie etwa im Umfeld der Wittlicher Hauptverwerfung (Profilschnitt B–B'). In anderen Fällen werden schmale Grabenleisten bloß durch die Schnittlagen vorgetäuscht, weil sich überlagernde Bruchelemente verschiedener Richtungssysteme erfasst werden. Beispielsweise ist der schmale Einbruch innerhalb der breiten Devonschwelle im Profilschnitt B–B' durch die Interferenz mit einer variszisch

streichenden Bruchlinie am Südostrand des Horsts von Echternach entstanden (Abb. 2.2). Ähnliches gilt für die Region südöstlich Ließem im Profilschnitt C–C'. Der dortige Klein Graben ist einer strukturellen Interferenz des variszischen und des diagonalen Richtungssystems zuzuschreiben („Schollenspäne“ bei DITTRICH 2008).

Auch horizontale Relativbewegungen in Blattverschiebungszonen haben eine Entstehung von zahlreichen Spezialgräben bewirkt (Pull-apart-Gräben). Im Nordwestteil von Profilschnitt B–B', zwischen Hütterscheid und Oberweis, existiert eine solche Pull-apart-Struktur zwischen den linkshändigen Blattverschiebungen sin III und sin IV (siehe Abb. 16 in DITTRICH 2009). Im Profilschnitt E–E', am nördlichen Bedhard, bildet sich eine Überprägung durch rechtshändige Blattverschiebungen ab. Die Schnittlage verläuft zwischen den Bewegungsbahnen dex IV („Nimstal-Fuge“) und dex III und kreuzt einen komplexen Pull-apart-Graben, der eine Verbindung zwischen diesen Lineamenten darstellt (Abb. 17 und 18 in DITTRICH 2009). Der südliche Randbruch dieses Grabens bildet sich in einer nach Norden absetzenden Flexur- oder Bruchzone nahe des Profilknicks ab.

Die Blattverschiebungsbahn der „Nimstal-Fuge“ (dex IV, Abb. 2.2) wird in zwei Profilschnitten unmittelbar erfasst. Im Profilschnitt F–F' liegt sie unterhalb des kleinen Vorkommens von Hauptterrasse. Vom Profilschnitt A–A' wird sie bei Irrel gekreuzt. Im heutigen Struktur- und Kartenbild markiert dieses Lineament – inzwischen vertikaltektonisch überprägt – den Ostrand der Echternacher Grabenzone.

Profilschnitt C–C' bestätigt den rechtslateralen (dextralen) horizontalen Versatz der Ardennen-Südrandzone um etwa 2,2 km nach Süden (Kap. 2.2.3.2.2). Bedingt durch die Schnittlage wird diese Abdachungszone zweimal erfasst, zunächst nordwestlich von Ehlenz und dann erneut – weniger deutlich, weil von diagonalen Bruchtektonik überlagert – südöstlich von Ließem. Die dazwischen gequerte „Nimstal-Fuge“ (Abb. 2.2) ist nach gegenwärtigem Kenntnisstand in dieser nördlichen Region noch nicht genau auskartierbar. Im Profilschnitt B–B' ist diese dextrale Blattverschiebung im Bereich unterhalb der Nimsauen bzw. -terrassen zu erwarten. In Ermangelung eines markanten Vertikalversatzes konnte sie nicht unmittelbar auskartiert werden. Hier, im Zentrum der Trier-Bitburger Senke, bestehen sehr ausgeglichene Lagerungsverhältnisse. Anders als in den stärker angehobenen Randregionen ist diese horizontaltektonische Zerrüttungszone hier deshalb nicht durch Abschiebungen überprägt und stärker akzentuiert worden.

Im Profilschnitt A–A', südöstlich vom Schleider-Graben zwischen Aach und Menningen, zeigt sich ein weiteres tektonisch bedingtes Phänomen. Dort bestehen Hinweise auf eine starke lokale Gipsablaugung im Mittleren Muschelkalk mit dementsprechender Mächtigkeitsreduktion. Diese Subrosionszone hängt wohl genetisch mit der dort durchziehenden rheinisch streichenden Blattverschiebung dex V zusammen (DITTRICH 2009). Scherung und Zerrüttung haben dort die Abtragung der mm1-Sulfate begünstigt. Charakteristisch für die Gesamtregion zwischen Aach und Menningen ist darüber hinaus eine kleinräumige Zerlegung in zahlreiche Einzelschollen. Diese geht auf eine Interferenz von mehreren Großstrukturen zurück (Abb. 2.2).

In den Profilschnitten A–A', C–C' und D–D' bilden sich überdies die in Kap. 2.2.3.2.3 angeführten Schmalgräben ab, die das östliche Projektgebiet in Form einer SSW-NNE streichenden Lineation durchziehen. Im Schnitt A–A' ist es der Neweler Graben, im Nordwesten begrenzt durch den Neweler Sprung (Abb. 2.2; Versatzhöhe: etwa 174 m). Im Schnitt C–C' ist beim Profilknick zwischen Naurath und Speicher der Binsfelder Sprung verzeichnet. Diese weit durchziehende Südostrandstörung des Binsfelder Grabens zeigt hier noch etwa 63 m Versatz. Im Profilschnitt D–D' schließlich zeichnet sich der Himmerod-Sprung ab. Der tektonische Wissensstand im Nordostteil der Trierer Bucht ist noch vergleichsweise gering.

2.3.3 Schichtgrenzen und Mächtigkeiten

Innerhalb des mesozoischen Schichtenstapels herrschen konkordante Schichtgrenzen bei weitem vor. Nicht stratiforme Schichtgrenzen, ob sie nun rinnenhaft-erosiver Natur sind (Basis smh, Basis kmm, Basis kol bzw. koR) oder auf diachroner Faziesverlagerung beruhen (li1/li2, li2/li3), fallen in den Profilschnitten (Anlagen 6 bis 11) als unregelmäßig verlaufende Linien auf. Sie sind großbogig gewellt, teilweise auch kleinräumig gewellt eingezeichnet (Profilschnitt E–E').

Zur Darstellung der Mächtigkeiten wurde auf Bohrungsbefunde, Ausbissgrenzen, Angaben der Regionalbearbeiter und auf überregionale Extrapolationen zurückgegriffen. In Einzelfällen wurden nahe gelegene Referenzprofile parallel zur Beckenachse in die Schnitte hineinprojiziert. Dies gilt etwa für die Bohrung 5904-27 bei Ehlenz und vor allem für die Forschungsbohrung Dockendorf (6004-59), die nach Südwesten in den Profilschnitt E–E' projiziert worden ist. Quartäre Deckschichten von geringer Mächtigkeit sind in den Profilschnitten nicht dargestellt.

Das Aussetzen der Rotliegend-Sedimente nach Nordwesten hin wird in schematischer Form von Profilschnitt B–B' abgebildet. Die zugrunde liegenden Daten stammen aus Bohrungen im Nordosten und aus dem Kylltal. Die Rotliegend-Verbreitung überschreitet die Wittlicher Hauptverwerfung um etwa 3 km und keilt im Gebiet der Deimlinger Devonschwelle zunächst aus. Nordwestlich davon, in der Grabenzone von Edingen–Orenhofen–Niersbach (Nördliches Trierer Teilbecken, Kap. 2.2.3.2.3), sind in einer grobklastischen Fazies weitere Rotliegend-Gesteine erhalten geblieben. Insofern setzt das Rotliegend endgültig erst an der Südflanke der Auwer Schwelle aus. Entsprechendes gilt wohl für den Profilschnitt C–C'.

Eine synsedimentäre Wirksamkeit der Gesamtstruktur der Deimlinger Devonschwelle bildet sich auch noch in der Mächtigkeitsentwicklung der Einheit sum (Unterer + Mittlerer Buntsandstein) ab. Dies gilt für die Profilschnitte A–A' und B–B'. Die Trogachse des Südlichen Trierer Teilbeckens (Kap. 2.2.3.2.3) scheint im Profilschnitt A–A' gut erkennbar zu sein. Primär lag sie jedoch weiter südöstlich. Ein Hinweis darauf ist beispielsweise die Zunahme der smh-Mächtigkeit von Bohrprofil 6205-1103 zu Bohrprofil 6205-1102. Die junge Hunsrück-Hebung hat die ursprüngliche Becken-Geometrie sekundär stark überprägt. Vor allem im Profilschnitt B–B' ist sie dadurch nahezu unkenntlich geworden. Die Einheit sum (Unterer + Mittlerer Buntsandstein) nimmt in diesem Schnitt von der Devonschwelle nach Südosten, zum Graben von Thionville hin, besonders stark an Mächtigkeit zu. Eine synsedimentäre Mobilität der Wittlicher Hauptverwerfung ist wahrscheinlich (Kap. 2.2.2.3.1: Abschnitt su).

Das allmähliche Auskeilen von Unterem Buntsandstein im Umfeld der Auwer Schwelle macht im Buntsandstein-Stockwerk der Profilschnitte einen Wechsel der Legendeneinheiten erforderlich. In den Schnitten B–B' und C–C' ist der Wechsel von su + smt zu smt aus Darstellungsgründen an einer Störung vorgenommen worden. Im weit nordöstlich gelegenen Profilschnitt D–D' hingegen ist nur noch Mittlerer Buntsandstein (smt + smh) verzeichnet. In der dortigen Beckenrandlage ist es wahrscheinlich, dass der Untere Buntsandstein auf der Schwellenregion bei Burg bereits ausgekilt ist. Ein Fehlen von Unterem Buntsandstein ist auch in sämtlichen nördlichen und nordwestlichen Abschnitten der Profilschnitte verzeichnet, die den Bereich des Bitburger Beckens darstellen (Kap. 2.2.2.3.1).

Das Basalkonglomerat (sBlk) innerhalb der Kartiereinheit smt (Kap. 2.2.2.3.1, Tab. 2.1) ist in den Profilschnitten nur lokal ausgehalten worden. Dieses ist nur im Umfeld von entsprechend aussagekräftigen Bohrprofilen möglich.

Das lokale smh-Mächtigkeitsmaximum im Nordwestteil von Profilschnitt C–C' (bei Ehlenz) und im Norden von Profilschnitt E–E' (bei Heilenbach) bildet eine Rinnenfüllung ab, eingeschnitten in den smt (Densborn-Schichten, Tab. 2.1). In den Mächtigkeitsmustern wie auch in den Lagerungsverhältnissen

zeichnet sich dort ein altes lokales, variszisch streichendes Teilbecken ab. Dies ergibt sich aus kleinräumigen, nicht im Detail dargestellten Bohrungsbefunden im Umfeld der beiden Profilschnitte. Auch der dortige Basisbereich des Buntsandsteins ist faziell ungewöhnlich. Es erscheint eine 12 m mächtige Stillwasserfazies des Basalkonglomerates (sBlk, Tab. 2.1), die auffällig dunkelbraunrot und geröllfrei ist. Möglicherweise handelte es sich um eine (Altarm-)Seitenrinne im Flusssystem, die nordwestlich der vom Manderscheid-Sattel bis zum Sattel von Bivels durchziehenden devonischen Schwellenzone lag. Eine vergleichbare Situation – ebenfalls durch Bohrungen belegt – bildet der Profilschnitt F–F' ab. Dort existiert eine relativ mächtige Einheit smh, die an die Tiefstruktur im nördlichen Rückland der Hochstruktur bei Seinsfeld geknüpft ist. Auch hier ist eine Steuerung des Sedimentationsgeschehens durch alt angelegte Strukturelemente anzunehmen. Alte Talrinnen, die mit mächtigen smh-Konglomeraten verfüllt sind, stellen in der Trierer Bucht ein bekanntes Phänomen dar (DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Da die smh-Sedimentation mit einer Beckenerweiterung einherging (Profilschnitt A–A'), treten auch konglomeratgefüllte, erosiv eingetiefte ehemalige Talrinnen unmittelbar über dem Devon auf (Profilschnitt C–C': nordwestlich Ehlenzbach).

Auf dem Nordteil von Blatt 5904 Waxweiler, im Bereich der Schnitte C–C' und E–E' sind in Ergänzung der Kartierung von LEPPLA (1908) zusätzliche Ausbissflächen von Unterem Muschelkalk eingetragen worden. Diese haben sich bei der Profilschnitt-Konstruktion aus den dortigen Bohrdaten und aus Kalkulationen hinsichtlich der Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins ergeben.

Zwischen Welschbillig und Meckel wird im Profilschnitt B–B' die alt angelegte Auwer Schwelle gekreuzt. Eine explizite lokale Eintragung von mm2 (Linguladolomit, Tab. 2.2) am Königsberg westlich von Idesheim in der GK 25 von NEGENDANK & WAGNER (1988) ist als Beleg für eine Hochlage gewertet worden. Eine alte Schwellensituation bildet sich auch in dem dortigen Mächtigkeitsminimum des Mittleren Muschelkalks von nur 40 m ab.

Im Profilschnitt E–E' zeigt die Mächtigkeitsentwicklung des Luxemburger Sandsteins (li2) eine synsedimentäre Mobilität der Echternacher Grabenzone an. Diese alte Senkungsstruktur, deren Westrand vom Schnitt sehr schräg gequert wird, hat offenbar die Position der frühen unterliassischen Sandeinschwemmungen maßgeblich beeinflusst. Die dort schon relativ früh einsetzende li2-Fazies nimmt auf Kosten der liegenden Kartiereinheit (kol) abrupt an Mächtigkeit zu. Die stärkere Absenkung dieser Struktur hat anscheinend auch schon im Oberkeuper stattgefunden; eine rinnenhafte Einschneidung des Rhätsandsteins in den liegenden kStH hat dort eine tiefere Lage der kol-Basis bewirkt.

2.4 Ergänzende Erläuterungen zu den Schichtlagerungskarten

2.4.1 Schichtlagerung der Basis des Oberen Muschelkalks

Die etwas vereinfachte Schichtlagerungskarte der Basis des Oberen Muschelkalks (Anlage 2) wird im Maßstab 1:100 000 vorgelegt. Sie stellt lediglich 50-m-Isohypsen dar, weil das betreffende Teilgebiet der Trier-Bitburger Bucht sehr groß und in den Außenzonen tektonisch relativ komplex aufgebaut ist. Die Strukturen sind etwas generalisiert; nicht unmittelbar relevante Störungslinien sind aus Gründen der Übersichtlichkeit und der besseren Anschaulichkeit weggelassen worden. Insgesamt basiert die Karte auf so vielen Einzeldaten, dass auf eine Darstellung von Datenpunkten verzichtet worden ist. Zugrunde gelegt sind die regionalen Höhenlagen der im Kartenwerk weitflächig ausgehaltenen Schichtgrenze mm/mo, Bohrprofilaten, tektonische Karten zahlreicher Einzelautoren (Kap. 2.1) und die zusätzlichen Ergebnisse der Schnitte. All dies ermöglicht eine relativ gute Abbildung der insgesamt stark zerstückelten und verstellten sowie vielfach verbogenen Basisfläche des Oberen Muschelkalks.

2.4.2 Schichtlagerung der Basis des Luxemburger Sandsteins

Die Schichtlagerungskarte li1/li2 (Anlage 3) im Maßstab 1 : 25 000 – Bezugshorizont ist die Basis des Luxemburger Sandsteins – bildet ein wesentlich kleineres Areal in der zentralen Trier-Bitburger Bucht ab. Die Isohypsen sind eher hoch auflösend, es erscheinen 10-m-Linien, lokal auch 5-m-Linien. Die Rahmenbedingungen für die Erarbeitung dieser Darstellung sind von denen der vorgenannten mm/mo-Karte deutlich verschieden. Es existieren vergleichsweise wenig Datenpunkte, auch sind sie oft von schwer einzuschätzender Qualität. Dies soll im Folgenden näher ausgeführt werden.

Der untere Teil des Luxemburger Sandsteins und der Grenzbereich li1/li2 sind üblicherweise weitflächig von mächtigen Hangschuttdecken bedeckt. Aus diesem Grund sind unmittelbare Aufschlussdaten des Niveaus li1/li2 nur spärlich vorhanden. Die wenigen Einzelbeobachtungen – oft hat es sich um sehr temporäre Aufschlüsse gehandelt – entstammen den Kartierberichten BIZER (1978), EICHHORST (1996), KLÖSGEN (1997), BARTELS (1996), VOGEL (1996, 1997) und PANKNIN (2003) sowie einer zusätzlichen Geländebegehung (D. DITTRICH). Weitere Anhaltspunkte liefern diejenigen Hangbereiche, wo zwar nicht die Grenze selbst, wohl aber ein Ausbiss des näheren stratigraphischen Umfeldes auskartiert worden ist. Hier können zumindest ungefähre Reichweiten bei den Höhenlagen des Grenznieveaus verwertet werden. Schwierigkeiten resultieren dabei aus dem diachronen Charakter der Faziesgrenze li1/li2. Zwischen dieser Faziesgrenze und den Schichtgrenzen im unterlagernden Keuper sind regional schwankende und nicht immer bekannte Mächtigkeiten von Rhätsteinmergeln (koSt; auch: Höherer Steinmergelkeuper, kSth; vgl. Tab. 2.2), Rhätkeuper (koR) und Mergeln von Elvange (li1) entwickelt. Extrapolationen werden dadurch stark erschwert. Andere Probleme ergeben sich aus der enormen Steilheit des Reliefs an den Rändern der Lias-Plateaus. Geringe Erfassungsfehler bei der Lage der (überproportional breit verzeichneten) Waldwege am Hang in der topographischen Karte können dementsprechend große Fehler bei der Höhenbestimmung von Aufschlüssen zur Folge haben. Auch hat sich leider die dargestellte Form mancher Steilhänge von einer TK 25-Auflage zur nächsten geändert. Die von den Einzelautoren vor Ort auskartierten und überlieferten Höhenlagen sind insofern mit Vorsicht zu bewerten. Methodisch bedingt sind denn auch wichtige Keuper- oder Unterlias-Kleinstaufschlüsse innerhalb der Hangschuttareale übertrieben groß in der Karte verzeichnet, was zu fehlerhaften Höhenablesungen führen kann.

Bohrprotokolle des LGB-Archivs sind ebenfalls ausgewertet worden. Deren Ausdeutung ist jedoch nicht unproblematisch. Selbst aus denjenigen Bohrprofilen, deren exakte geographische Lage und Geländeansatzhöhe bekannt sind (Ablesung in der topographischen Karte und/oder im digitalen Höhenmodell) und die an ihrer Endteufe Lias-Tonmergel durchteuft haben, ist nicht immer ein realistischer li1/li2-Höhenwert ableitbar. Oft hat es sich nur um vermeintlichen li1 gehandelt. Die Tatsache, dass in der sehr mächtigen Sandfazies des Luxemburger Sandsteins lokal einige dezimeter- oder gar metermächtige Zwischenmittel (Rekurrenzen) von lothringischer Kalk-Mergel-Fazies entwickelt sein können (BERNERS 1985, DITTRICH 1984, et al. 1997; Kap. 2.2.2.3.3), ist früher nicht bekannt gewesen oder aber nicht hinreichend berücksichtigt worden. Ein noch weit über der realen li1/li2-Grenze gelegenes Tonpaket oder ein wechselnd kalkig-sandiger Mergelhorizont war oftmals fälschlicherweise als Liegendes des Luxemburger Sandsteins interpretiert worden. Der Bohrvortrieb war gestoppt und ein sehr hohes „li1/li2“-Niveau protokolliert worden, das dann in der nachfolgenden Literatur mehrfach referiert worden ist (etwa bei GRONEMEIER 1976 und bei DITTRICH et al. 1997). Eine Zusammenschau aller umgebenden Höhendaten und des generellen Gebirgsbaus (nach den Profilschnitten A–A', B–B' und E–E', nach der Schichtlagerungskarte mm/mo und der Steinmergelkeuper-Basis bei VOGEL 1997) legt aber nahe, dass es sich um andersartige, deutlich „zu hohe“ Werte gehandelt haben musste. Sie sind dementsprechend verworfen worden. Analog dazu haben sich auch einige wenige Aufschlussbeschrei-

bungen bei der Geländekartierung – sandige Tone oder tonige Sandsteine unter tonärmeren Kalksandsteinbänken – auf ein zu hohes, noch innerhalb des li2 gelegenes stratigraphisches Niveau bezogen.

Quellen im Bereich der Lias-Plateaus können in sehr unterschiedlichen Niveaus entspringen. Neben den – oft sehr ergiebigen – Quellen im li1/li2-Grenzbereich gibt es solche aus höheren Grundwasservorkommen, die durch nicht sehr weit durchhaltende Tonhorizonte (Rekurrenzen der lothringischen Fazies, siehe oben) im höheren Luxemburger Sandstein bedingt sein können. Sie liegen etliche Meter oder sogar Zehnermeter oberhalb des Bezugshorizontes li1/li2. Darüber hinaus gibt es zahlreiche sehr ergiebige Quellen, die nicht an der li2-Basis, sondern erst viele Meter tiefer, im Hangschutt-Bereich, endgültig zutage treten. Quellniveaus können also nicht unbesehen, sondern nur in einigen wenigen Fällen als unmittelbare Höhenanzeiger der li1/li2-Grenze akzeptiert werden (vgl. dazu Profilschnitte A–A' und E–E'). Sehr stark schüttende Quellen, auch diejenigen ober- oder unterhalb des Bezugshorizontes, sind jedoch immer strukturell aussagekräftig. Sie können Hinweise geben auf die Schichtlagerung des Aquifers (mögliche Einfallrichtungen) oder aber auf eine lokale Zerrüttung des Gebirges und eine spezifische Wasserwegsamkeit im Nahbereich von Störungsflächen.

Aus allen aufgeführten Fehlerquellen resultiert eine gewisse Vorläufigkeit des hier publizierten Isohypsenplans. Zur Gewährleistung dessen späterer Aktualisierung mit neu hinzugekommenen Daten und mit Umdeutungen hier verwendeter Daten werden die zugrunde gelegten Datenpunkte einzeln verzeichnet und in ihrer Natur klassifiziert. Aufschluss- und li1/li2-Ausbissdaten sowie Höhen-Interpolationen in schmalen Hangschuttgürteln oder über stratigraphisch hoch anzusiedelnden Keuper-Ausbiss-„Inseln“ in großen Hangschuttflächen bilden die unmittelbaren GK-Daten. Hinzu kommen strukturelle Punktdaten wie Einfallrichtungen bzw. Lokalitäten mit quasi-horizontaler Schichtlagerung (GRONEMEIER 1976, BIZER 1978, VOGEL 1998) und engräumige Flexurzonen (BIZER 1978, D. DITTRICH unveröff.). Aussagekräftige Kluffrosen (VOGEL 1998) und Photolineationsrichtungen von Luftbilddauswertungen (GRONEMEIER 1976) sind zur Absicherung des strukturellen Modells vergleichend herangezogen worden, sind jedoch nicht extra als Datenpunkte verzeichnet.

Die sich aus dem Gesamtbild ergebenden Isohypsen-Verläufe der Schichtlagerungskarte haben zu einzelnen Änderungen der Geologischen Karte geführt. Dort, wo am Rande der Lias-Plateaus nunmehr ein – von den bisherigen Kartierern nicht in Erwägung gezogener – Ausbiss der li2-Basis zu prognostizieren ist, ist ein solcher eingetragen oder aber die Obergrenze der Hangschuttdecken höher gezogen worden. Die so entstandenen neuen li1-Ausbisse in der Karte sind dadurch erkennbar, dass sie nicht als primäre Datenpunkte verzeichnet sind.

Im Zuge der tektonischen Auswertung der li1/li2-Höhenlage haben sich für alle drei Richtungssysteme (Kap. 2.2.3.2) neue Strukturbefunde ergeben. Im variszischen System betrifft dies die alt angelegte Senkungsstruktur des Attert-Grabens und die südlich angrenzende Hochstruktur (DITTRICH 2008, 2009). Beide Elemente lassen sich als Tief- bzw. Hochlagen – erkennbar auch anhand der Achseneintragungen in der Karte – zwischen dem Sauertal bei Grundhof und der Region Ferschweiler durchverfolgen. Im diagonalen Richtungssystem hat sich eine neue lang gezogene Staffelstörung im südöstlichen Randbereich des Luxemburger Zentralgrabens im westlichen Ferschweiler Plateau abgebildet. Sie liegt in der Fortsetzung der bereits bekannten Abschiebung Grundhof–Bollendorf im Sauertal. Neue Ergebnisse zum Südwestrand der rheinischen Echternacher Grabenzone sind im Bereich des Weilerbachtals entstanden. Dort zeichnet sich eine recht differenzierte tektonische Situation ab, mit zwei voneinander getrennten rheinischen Abschiebungen, deren nördlichere sich in einer Flexurzone fortsetzt. Die Störungslinien sind etwas gegeneinander versetzt, was auf eine Südwest-Nordost streichende sinistrale Blattverschiebung zurückgehen könnte (vgl. DITTRICH 2009).

3 BÖDEN

Böden sind Verwitterungsbildungen der obersten Erdkruste. Ihre Entwicklung ist geprägt durch das Zusammenwirken bodenbildender Faktoren wie Gestein, Relief, Klima (Temperatur, Niederschlag), Wasser (Grund- und Stauwasser), Flora, Fauna, Mensch und Zeit.

3.1 Die Bodenübersichtskarte 1:50 000 (BK 50)

Grundsätzlich stellt die Bodenkarte die räumliche Verbreitung von Bodenformen (Bodentypen und bodenbildende Substrate) dar. Betrachtet wird der oberflächennahe Untergrund bis in eine Tiefe von zwei Metern.

In der BK 50 sind die bodenbildenden Substrate das wesentliche Abgrenzungskriterium für die Legendeneinheiten. Dabei wird davon ausgegangen, dass die physikalischen und chemischen Bodeneigenschaften in erster Linie durch die Zusammensetzung des Substrates bestimmt werden. Durch die unterschiedlichen Ausprägungen von Bodenmerkmalen ergeben sich weitere Differenzierungen der Bodeneigenschaften. Sie sind das Ergebnis der Einwirkung bodenbildender Faktoren.

Maßstabsbedingt setzen sich die Legendeneinheiten der BK 50 aus Bodenformengesellschaften zusammen, da einzelne Bodenformen aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung im Maßstab 1:50 000 meist nicht darstellbar sind. Dies bedeutet, dass auf der Bodenübersichtskarte mit wenigen Ausnahmen keine Geometrien für einzelne Bodenformen vorliegen. Eine Bodenformengesellschaft setzt sich aus einer Leitbodenform (Bodenform mit dem höchsten Flächenanteil) und den Begleitbodenformen zusammen. In der Legende zur BK 50 (vgl. Anlage 4) ist aus Übersichtsgründen lediglich die Leitbodenform genannt. Ihre Beschreibung orientiert sich an der 5. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) sowie an der Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands (Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1998).

Die Erstellung der Bodenkarte des Projektgebietes (Anlage 4) erfolgt durch die Analyse der skizzierten bodenbildenden Faktoren. Grundlage hierfür ist ein computergesteuertes Verfahren auf der Basis künstlicher neuronaler Netze, mit dem die Verbreitung von Bodenformengesellschaften im Gelände prognostiziert werden kann. Die Prognose fußt auf der Auswertung digitaler Daten zu Relief (Höhenmodell), Oberflächenbedeckung und Geologie (BEHRENS et al. 2005). Die am Computer erstellte Karte wird im Gelände überprüft und überarbeitet. Mit Hilfe dieses Verfahrens ist es möglich, den Zeitaufwand für Geländearbeit erheblich zu reduzieren.

Die bodenkundlichen Daten der BK 50 sind in der Datenbank BoFA (Bodenformenarchiv) des Landesamtes für Geologie und Bergbau abgelegt. Bodenkarte und Datenbank sind Teil des Fachinformationssystems Boden, das gemäß gesetzlichem Auftrag durch das Landesamt für Geologie und Bergbau geführt wird (vgl. Landesbodenschutzgesetz Rheinland-Pfalz vom 25.07.2005).

Die Datenbank BoFA enthält Boden- und Substratparameter, Angaben zur Oberflächenbedeckung sowie bodenchemische und -physikalische Daten. Die Informationen werden unabhängig vom Blattschnitt der topographischen Karte vorgehalten, sodass beliebige Ausschnitte der Landesfläche bereitgestellt werden können.

3.2 Bodenlandschaften im Projektgebiet der Hydrogeologischen Kartierung Bitburg–Trier

Das Projektgebiet der Hydrogeologischen Kartierung Bitburg–Trier kann in drei morphologische Einheiten gegliedert werden (vgl. ZÖLLER 1983):

- Die Rumpfflächenbildungen im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges und der Wittlicher Rotliegend-Senke (Randbereiche der Trierer Bucht)
- Die Schichtstufenlandschaft im Bereich des mesozoischen Deckgebirges (zentrale Bereiche der Trierer Bucht)
- Auen und pleistozäne Terrassen entlang der Täler der Mosel und ihrer Nebenflüsse

Auf Basis der unterschiedlichen Ausgangsgesteine der Bodenbildungen ergibt sich eine weitere Untergliederung in 12 bodengeologische Einheiten (Abb. 3.1).

Entscheidend für die Ausprägung der Böden ist die Landschaftsentwicklung seit dem Tertiär. Während des Tertiärs erfolgte unter tropischen Klimabedingungen die Bildung von Rumpfflächen mit mächtigen Verwitterungsdecken (SPIES 1986, FELIX-HENNINGSEN 1990). Mit dem einsetzenden Pleistozän folgte ein Klimaumschwung und eine erneute phasenweise Hebung des Rheinischen Schiefergebirges. Der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten erzeugte mehrschichtige Solifluktuionsdecken, die nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) als periglaziale Lagen angesprochen werden. Flächige Verbreitung hat die sogenannte Hauptlage, die am Ende des Spätglazials, während der jüngeren Tundrenzeit vor ca. 12.000 Jahren entstand. Sie enthält neben dem verwitterten anstehenden Gestein Beimengungen äolischer Sedimente wie Löss und Spuren der Bimsminerale der allerdzeitlichen Laacher See-Tephra. Damit wird deutlich, dass sich die bodenbildenden Substrate in der Regel aus mehreren Komponenten (eiszeitliche äolische Komponente und verwittertes Ausgangsgestein) zusammensetzen, deren unterschiedliche Anteile maßgeblich den Chemismus und die physikalischen Eigenschaften der Böden beeinflussen. Jüngste Bildungen sind Kolluvien und Auensedimente. Sie sind Zeugen des anthropogenen Eingriffs in die Landschaft, der zu Abtragung und Verlagerung von Bodenmaterial führt.

3.2.1 Böden aus Auensedimenten

Böden aus Auensedimenten bedecken die Überflutungsbereiche der größeren Flüsse Mosel, Sauer, Our, Enz, Prüm, Nims, Kyll und Salm. Es handelt sich um junge nacheiszeitliche, z. T. rezente Bodenbildungen, die durch Überflutung periodische Stoffzufuhr erfahren. Die pedochemischen Eigenschaften sind in erster Linie durch die im Einzugsgebiet verbreiteten Böden geprägt. Typologische Differenzierungen sind die Folge unterschiedlichen Entwicklungsalters sowie differierender Grundwasserstände.

In der Trierer Talweite treten je nach Alter der Auensedimente Bodenentwicklungen von Veges bis hin zu Parabraunerden auf (vgl. SCHROEDER 1984, WEIDENFELLER 1990). Im Randbereich der Flussaue sowie in den Auen der kleinen Nebenflüsse und Bachläufe verzahnen sich die Auensedimente mit solifluidalen und kolluvialen Hangsedimenten.

3.2.2 Böden aus Sedimenten pleistozäner Flussterrassen

Größere Flächen mit pleistozänen Flussterrassen treten vor allem entlang der Flüsse Mosel, Sauer, Prüm und Nims auf. Zusammengefasst sind in dieser Einheit Terrassen unterschiedlichen Niveaus und Bildungsalters. Dementsprechend sind die pleistozänen Flussterrassen mit fluviatilen Hochflutlehmen oder äolischen Ablagerungen bedeckt, die in den oberen Profilbereichen kryoturbar überprägt wurden. Im Liegenden finden sich häufig Kiese und Sande, die die Tonmergel des Muschelkalks (Prüm und Nims) überlagern.

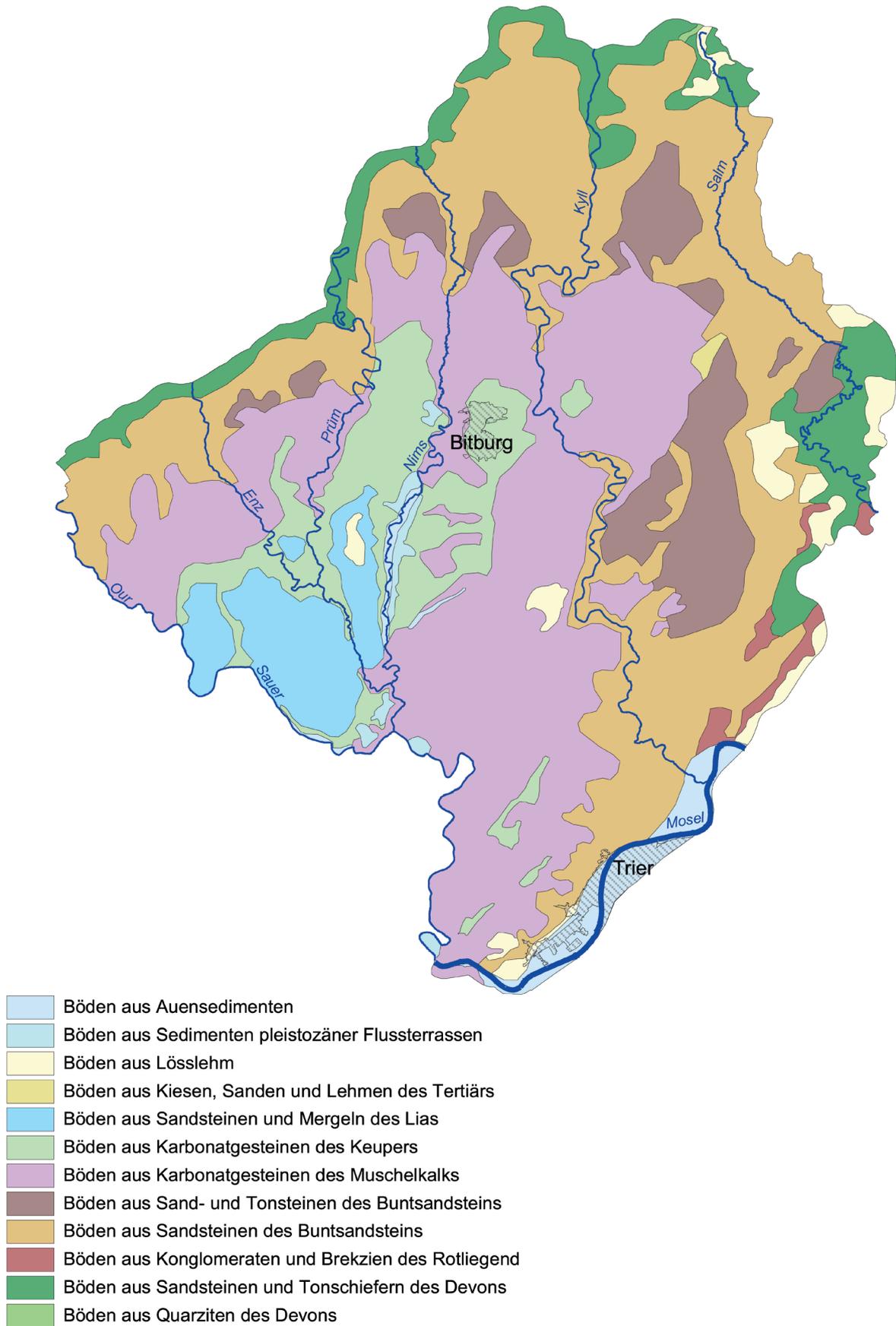


Abb. 3.1: Übersichtskarte der bodengeologischen Einheiten.

3.2.3 Böden aus Lösslehm

Böden aus Lösslehm treten gesteinsübergreifend über Sedimentgesteinen der Trias und des Rotliegend sowie über devonischen Schiefern auf. Die Mächtigkeit des Lösslehms beträgt mindestens 1,2 Meter, sodass diese Bodenformen in erster Linie durch die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Lössüberdeckung geprägt sind. Typische Bodenbildung sind Braunerden mit Übergängen zu Parabraunerden und Pseudogleyen.

3.2.4 Böden aus Kiesen, Sanden und Lehmen des Tertiärs

Böden aus tertiären Sedimenten sind im Projektgebiet durch zwei Einheiten vertreten. Dabei handelt es sich um Braunerden aus Geröllsandem sowie Pseudogleye aus lössüberdeckten tertiären Tonen.

3.3.5. Böden aus Sandsteinen und Mergeln des Lias

Die Bodenausgangsgesteine des Lias bestehen aus kalkhaltigen Sandsteinen sowie tonigen Mergeln. Aufgrund ihrer morphologischen Härte stellen die Sandsteine die Stufenbildner und große Teile der Stufenflächen dar, während die weniger widerständigen Mergel zum Großteil bereits abgetragen wurden. Die ursprünglich kalkhaltigen Sedimente wurden im Zuge der Bodenbildung entkalkt. Aus den Sandsteinen entstanden skelettreiche Schuttdecken, aus denen sich Braunerden, Regosole und Podsole entwickelten. Die bodenbildenden Substrate der Tonmergel bestehen aus lössüberdeckten skelettarmen Tonen, aus denen Braunerden entstanden.

3.3.6 Böden aus Karbonatgesteinen des Keupers

Die Böden aus Karbonatgesteinen des Keupers sind durch karbonatreiche Tonmergel gekennzeichnet. Typische Bodenbildungen sind Pelosole (Böden mit einem Tongehalt über 45 %) und Braunerde-Pseudogleye. Diese bedecken flach geneigte Flächen, während die steileren Hanglagen durch Pararendzinen gekennzeichnet sind.

3.3.7 Böden aus Karbonatgesteinen des Muschelkalks

Die Bodenbildungen aus Dolomitsteinen und Mergeln des Muschelkalks umfassen ein breites Spektrum von Bodentypen, das von Pararendzinen bis hin zu Terra Fusca-Braunerden, Pseudogleyen, Parabraunerden, Pelosolen und Kolluvien reicht. Vorherrschende bodenbildende Ausgangsgesteine sind Schluff- und Tonmergel, denen unterschiedlich mächtige Deckschichten aus Lösslehm aufliegen.

Braunerde-Terrae Fuscae treten flächig verbreitet in Höhenlagen etwa von 300 bis 400 m NN auf, wo sie flach geneigte Hänge bedecken. Sie entstanden aus geschichteten Substraten, wobei ein lösslehmreicher Decklehm einer fossilen Bodenbildung aus Kalksteinbraunlehm aufliegt. Vergesellschaftet sind sie mit kleinräumig auftretenden Braunerde-Parabraunerden. Inselhafte Verbreitung haben Pseudogleye (staunasse Böden) aus Lösslehm über Ton- und Schluffmergeln.

Pararendzinen als flachgründige Bodenbildungen sind typische Bodenbildungen der Hangbereiche des Oberen Muschelkalks. Sie treten sowohl als schmale Säume an den Übergängen zwischen Schichtflächen und -stufen als auch weitflächig verbreitet an flach geneigten Hängen auf.

Pelosole als tonreiche Böden kommen nur in den Verbreitungsgebieten der Tonmergel des Mittleren Muschelkalks vor.

Rein morphologisch determiniert ist das Verbreitungsmuster von Kolluvien und Gleyen. Sie beschränken sich auf schmale und lang gezogene Hohlformen, in denen sich erodiertes Bodenmaterial aus den Hanglagen sammelt.

3.3.8 Böden aus Sand- und Tonsteinen des Buntsandsteins

Wechselagerungen aus Sand- und Tonsteinen des Buntsandsteins sind durch Braunerden mit Übergängen bis zu Pseudogleyen gekennzeichnet. Die Staunässe ist hier an die Verbreitung toniger Schichten im oberflächennahen Untergrund gebunden.

3.3.9 Böden aus Sandsteinen des Buntsandsteins

Aus den Sandsteinen des Buntsandsteins bildeten sich saure, schuttreiche und wasserdurchlässige Substrate. Die Deckschichten sind darüber hinaus durch einen geringen Lössanteil gekennzeichnet, so dass die chemischen und die physikalischen Bodeneigenschaften in erster Linie durch den geologischen Untergrund geprägt sind. Dominierende Bodenformen sind Regosole, saure Braunerden bis Podsol-Braunerden aus schuttführenden Sanden.

3.3.10 Böden aus Konglomeraten und Brekzien des Rotliegend

Rotliegend-Sedimentgesteine der Wittlicher Senke sind kleinräumig am Ostrand des Projektgebietes zu finden. Unterschiedliche Lösslehmgehalte in den Deckschichten führen zu einer Differenzierung der Bodenformen. Aus den mächtigeren Lössdecken über den Rotliegend-Gesteinen entstanden Parabraunerde-Pseudogleye. Die lössarmen Substrate der Konglomerate und Brekzien sind durch flachgründige basenarme Braunerden bis Podsol-Braunerden gekennzeichnet.

3.3.11 Böden aus Sandsteinen und Tonschiefern des Devons

Die mesozoischen Sedimentgesteine der Trierer Bucht werden von devonischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges umrahmt. Ausgangsgesteine der Bodenbildung sind in erster Linie Tonschiefer und – kleinräumig verbreitet – Sandsteine und Siltschiefer. Die weiteste Verbreitung haben Regosole und Braunerden aus Tonschiefer.

3.3.12 Böden aus Quarziten des Devons

Böden der Quarzite des Devons treten kleinräumig am Nordrand des Projektgebietes auf. Ihre Verbreitung ist auf kleinere Quarzitrücken beschränkt. Typische Böden sind Lockerbraunerden aus schluffreichen Deckschichten über Quarzitschutt.

4 HYDROGEOLOGIE

Die im Arbeitsgebiet oberflächennah anstehenden paläozoischen, mesozoischen und känozoischen Schichtenfolgen werden anhand ihrer unterschiedlichen Gesteinsausbildung und ihrer hydrogeologischen Eigenschaften zu hydrogeologischen Einheiten zusammengefasst (Tab. 4.1 und 4.2).

4.1 Beschreibung der hydrogeologischen Einheiten

4.1.1 Paläozoikum

4.1.1.1 Devon

Devonische Gesteine streichen mit Ausnahme des südwestlichen Randbereichs in einem breiten Streifen in der Umrandung des Arbeitsgebietes aus. Stratigraphisch reichen sie von Obersiegen bis Eifel und bestehen im Wesentlichen aus einer Wechselfolge von Tonschiefern, Siltschiefern und mehr oder weniger quarzitischen Sandsteinen. Lokal stehen im Nordteil des Arbeitsgebietes Kalksteine, Mergel und Kalksandsteine (Oberems bis Eifel der Eifeler Nord-Süd-Zone, dze) sowie der Emsquarzit, eine Wechselfolge aus dickbankigen Quarzsandsteinen und quarzitischen Sandsteinen, an.

Grundwasserführend sind im Wesentlichen der Emsquarzit sowie die Kalksteine und Kalksandsteine der als „dze“ zusammengefassten Schichteinheit. Ansonsten ist der devonische Gesteinsverband aufgrund des überwiegend geringen bis sehr geringen wasserwegsamem Hohlraumvolumens als relativer Grundwassergeringleiter bis -nichtleiter einzuschätzen. Wegen des fehlenden Porenraums ist Grundwasserführung zwar entlang von vernetzten wasserwegsamem Trennflächen (Klüfte, Störungen) möglich, im Vergleich zum Buntsandstein, der im Arbeitsgebiet die devonischen Gesteine weitflächig überlagert, ist aber mit einer um Größenordnungen geringeren Gebirgsdurchlässigkeit zu rechnen. Die devonischen Gesteine bilden daher die Sohle des Grundwasserstockwerks im auflagernden Buntsandstein + Unteren Muschelkalk.

4.1.1.2 Rotliegend

Im Südostteil des Arbeitsgebietes stehen die Sedimentgesteine der Wittlicher Rotliegend-Senke an. Die ausschließlich rot gefärbte siliziklastische Abfolge wird in die Ürzig-, Kinderbeuern- und Altrich-Formation gegliedert. Erstere besteht aus tonig gebundenen Brekzien und Konglomeraten mit vulkanischen Einschaltungen im tieferen Bereich. Die mittlere Formation zeichnet sich durch einen unteren stärker konglomeratischen Abschnitt aus. Die Geröllkomponenten nehmen zum Hangenden hin ab, sodass im oberen Teil geröllfreie oder nur örtlich geröllführende Sandsteine vorherrschen. Die Altrich-Formation umfasst überwiegend feinkörnige Sedimentabfolgen, die sich am Nordrand der Senke mit Brekzien, Konglomeraten und geröllführenden Sandsteinen verzahnen. Das Rotliegend in Hunsrückfazies besteht aus relativ homogenen Sandsteinabfolgen von mehreren 10er Metern reliktscher Mächtigkeit (Kap. 2.2.2.2).

Der engräumige Wechsel von sehr unterschiedlichen Lithologien führt zu einem relativ heterogenen Kluftgrundwasserleiter mit überwiegend mäßiger bis sehr geringer Wasserdurchlässigkeit. Infolge der Uneinheitlichkeit der Schichtpakete sind eindeutig voneinander abgrenzbare Grundwasserstockwerke nicht vorhanden. Ferner bewirkt die Untergrundheterogenität einen engräumigen Wechsel der Durchlässigkeiten sowie der Ergiebigkeiten. Häufig sind die Grundwässer zudem hoch mineralisiert,

sodass regional bedeutendere Grundwasserentnahmen nur eingeschränkt bestehen. Nach Südwesten werden die Rotliegend-Sedimente von den Ablagerungen des Buntsandsteins flächenhaft überlagert. Aufgrund der im Vergleich zum Buntsandstein-Aquifer überwiegend geringeren hydraulischen Leitfähigkeit bilden sie daher oft die Grundwassersohle zum hangenden Grundwasserleiter. Zudem wirken sie als Grundwassersohlschicht für den oberflächennahen Grundwasserkörper der quartären Lockersedimente im Moseltal.

4.1.2 Mesozoikum

Die devonischen und bereichsweise auch permischen Gesteine werden im Kartiergebiet weitflächig von den mesozoischen Sedimenten der Trierer Bucht bedeckt. Dieser insgesamt Nordost-Südwest ausgerichtete Senkungsraum wird im Nordwesten von den Ardennen, im Nordosten vom östlichen Teil der Eifel und im Südosten vom Hunsrück umrahmt.

4.1.2.1 Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)

In der Buntsandstein-Zeit wurde die Trierer Bucht durch eine breite, strukturell stark differenzierte Schwellenzone in ein Trierer und ein Bitburger Teilbecken gegliedert. Im südlich gelegenen Trierer Becken, das sich von Wasserbillig durch das untere Kylltal nach Nordosten erstreckt, sind die größten Buntsandstein-Mächtigkeiten vorhanden. Die Abfolge beginnt mit dem Unteren Buntsandstein, der basal aus Konglomeraten und geröllführenden Sandsteinen besteht. Zum Hangenden nimmt der grobklastische Anteil ab, und Sandsteine (mit vereinzelt Siltsteinlagen) herrschen vor. Darüber folgt der Tiefere Mittlere Buntsandstein, der mit vorwiegend stark verfestigten geröllführenden Sandsteinen und Konglomeratbänken einsetzt. Es schließen sich mächtigere überwiegend geröllfreie, gut verfestigte Grob- bis Feinsandsteine an. Nach oben hin folgen stark verkieselte geröllführende Sandsteine mit zwischengelagerten mürben sandigen Partien und mürbe Sandsteinserien mit etwas tonigen Lagen. Der Höhere Mittlere Buntsandstein besteht aus mehr oder weniger intensiv kieselig zementierten Konglomeraten, die nach oben hin eine allmähliche Verfeinerung zu wechselnd kieselig zementierten geröllführenden Sandsteinen zeigen. Den Abschluss des Mittleren Buntsandsteins bilden dolomitisch zementierte, teilweise auch tonreichere Sandsteine mit buntvioioletten Verfärbungen.



Abb. 4.1: Sandsteine und grobe Konglomerate im Basisbereich des Unteren Buntsandsteins am Weinberg „Augenscheiner“ in Trier-Pallien (Foto: D. DITTRICH). Neben Vertikalklüften treten hier auch zahlreiche Schrägklüfte auf, die einer nahe gelegenen Störung (Abschiebung) zuzuschreiben sind.



Abb. 4.2: Mittlerer Buntsandstein im Bereich der Geneveva-Höhle im unteren Kylltal westlich Trier-Ehrang (Foto: D. DITTRICH). Im unteren Teil stehen die intensiv orangerot gefärbten, parallel geschichteten Mürlsandsteine an (SMS, Tieferer Mittlerer Buntsandstein, vgl. Tab. 2.1) mit mäßiger bis geringer Durchlässigkeit (vgl. Tab. 4.1). Überlagert werden sie von harten, schräg geschichteten Konglomeraten (Grobkonglomerat bzw. sGK), die die Basis des höheren Mittleren Buntsandsteins bilden.

Das Bitburger Becken im Nordwesten entwickelte sich erst im Mittleren Buntsandstein als weitflächiger Ablagerungsraum. Die Buntsandstein-Abfolge beginnt dort erst mit den geröllführenden Sandsteinen und Konglomeratbänken des Tieferen Mittleren Buntsandsteins. Darüber folgen sehr mächtige überwiegend geröllfreie Sandsteinserien. Nach oben hin schließen sich buntviolett gefärbte dolomitreichere Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen an. Der Höhere Mittlere Buntsandstein wird aus zyklisch gegliederten, mäßig bis nicht verfestigten tonig, dolomitisch oder kieselig gebundenen Konglomeraten und Geröllsandsteinen aufgebaut. Geröllarme Horizonte aus mürben Mittel- bis Grobsandsteinen sind zwischengeschaltet. Unabhängig vom kleinzyklischen Aufbau der Abfolge besteht eine allgemeine Korngrößenabnahme zum Top hin. Sandige Partien treten zunehmend in den Vordergrund, und es zeigt sich tendenziell eine Zunahme des Tongehaltes. Die Sandsteine weisen eine unregelmäßige dolomitische Zementierung auf. Auch Violette Horizonte und Dolomitbröckelbänke kommen vor (LGB 2005). Den Abschluss bilden mehrere Meter rote oder blassrote, stärker dolomitisch zementierte Sandsteine, in denen bunte Verfärbungen auftreten.

Die Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins sind im Vergleich zu den Schichtenfolgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins über den Raum der Trierer Bucht faziell einheitlicher ausgebildet. Regionale Unterschiede zeigen sich jedoch in den Mächtigkeiten (Kap. 2.2.3.1).

Der größte Teil des Oberen Buntsandsteins (Zwischenschichten) im Untersuchungsgebiet ist durch vorwiegend geröllfreie Grob-, Mittel- und Feinsandsteine gekennzeichnet. Im Westen erscheinen etwas mehr Grobkomponenten. Allgemein weisen die Abfolgen vor allem im unteren Abschnitt vollständigere fluviatile Kleinzyklen auf, die durch basale Dolomitbröckelbänke, nachfolgende Sand- und Kiesablagerungen und sandige Überflutungsabsätze charakterisiert sind, die mit tonig-siltigen Überflutungsabsätzen oder Violetten Horizonten enden. Im höheren Abschnitt dominieren homogenere und etwas gröbere Sandsteinfolgen. Das Bindemittel ist kieselig oder schwach tonig.

Nach oben hin folgen tonig gebundene, meist gut verfestigte und dickbankige Fein- bis Mittelsandsteine mit dünnen Silt- und Tonsteinzwischenlagen und schließlich geringmächtige feinschichtige Ton-, Silt- und Feinsandsteine.

Der Untere Muschelkalk besteht aus einer Wechselfolge von dolomitisch-mergeligen Silt- und Feinsandsteinen, Tonmergeln, Mergeln und untergeordnet auch sandigen Dolomiten (DITTRICH 2005). Die Tongehalte dieser Abfolge sind regionalen Schwankungen unterworfen (Kap. 2.2.3.2). Der obere Teil ist durch geringmächtige Dolomiteinschaltungen charakterisiert.

Die Gesteine des Unteren und Mittleren Buntsandsteins bilden einen Kluft-/Porengrundwasserleiter. Wasserwegsamkeiten sind vor allem entlang von Klüften und Störungen, deren genaue Orientierung regional erheblich variieren kann, sowie auf Schichtfugen zu erwarten. Untergeordnet erfolgt eine Grundwasserbewegung auch im permeablen Porenraum der Konglomerate und Sandsteine, wobei die porengrundwasserleiterähnlichen Eigenschaften aufgrund tiefgründiger Verwitterung oberflächennah an Bedeutung gewinnen. Die Gesteine des Oberen Buntsandsteins sind überwiegend feinkörniger und enthalten mehr tonige Einschaltungen und toniges Bindemittel. Das Porenvolumen ist primär bereits eher gering, sodass die Wasserwegsamkeit vorwiegend an schichtungsparallele sowie senkrecht dazu verlaufende Trennflächen und an Störungen gebunden ist. Jedoch können die Trennflächen und Störungen aufgrund des Feinkornanteils auch verlehmt sein und als geohydraulische Staugrenze wirken (POPPE 2005). Die tonigen Zwischenlagen sind prinzipiell Grundwasser gering leitend und können als Stauhorizonte gelegentlich zu Quellaustritten führen. Der Untere Muschelkalk weist aufgrund seiner häufig sandreichen Ausbildung eine gute Wasserleitfähigkeit auf, die an dessen Matrixporosität, besonders aber an dessen Trennfugenvolumen gebunden ist.

Aufgrund der Einschaltungen von tonigen bzw. mergeligen Abschnitten ist eine zumindest bereichsweise hydraulische Differenzierung innerhalb der hydrogeologischen Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk gegeben. Durch das Fehlen großflächig verbreiteter hydraulisch wirksamer Trennhorizonte ist aber eine effektive Stockwerksgliederung nicht vorhanden, sodass der Buntsandstein zusammen mit dem Unteren Muschelkalk das großräumigste, zugleich auch mächtigste und damit wichtigste Grundwasserstockwerk im Untersuchungsgebiet bildet.

Die Grundwasserneubildung aus Niederschlag findet für dieses Grundwasserstockwerk vorwiegend in den unbedeckten Buntsandstein- und Unterer Muschelkalk-Ausbissflächen an den äußeren Bereichen der Trierer Bucht statt. In den inneren Arealen verhindert die sehr gering durchlässige Abfolge des überlagernden Mittleren Muschelkalks dagegen eine direkte flächenhafte Infiltration des Niederschlags in den gesättigten Bereich dieses Aquifers. Dementsprechend sind in den Randbereichen eher kürzere Verweilzeiten des Grundwassers im Untergrund wahrscheinlich, während im Zentralbereich mit längeren Verweilzeiten zu rechnen ist. So dokumentieren Altersdatierungen, die mittels der FCKW- sowie SF₆-Methode durchgeführt wurden, eine mittlere Verweilzeit des in den Brunnen des Gewinnungsgebietes „Eimelsborn-Butterwies“ erschlossenen Grundwassers im Nordosten des Kartiergebietes von 20 bis 50 Jahren (BITZER 2003). Im Bereich Bitburg liegt dagegen ein ¹⁴C-Modellalter von > 13 000 Jahren vor (Büro HG 2002).

In den Ausstrichflächen des Buntsandsteins an den äußeren Bereichen der Trierer Bucht bestehen überwiegend ungespannte Grundwasserverhältnisse. Zum Zentralbereich hin bildet der Buntsandstein mit dem ebenfalls gut wasserwegsamem Unteren Muschelkalk ein zusammenhängendes Aquifersystem. Aufgrund des sehr gering durchlässigen Mittleren Muschelkalks und der tonigen Zwischenlagen, die die Druckfläche des genannten Aquifersystem unterschneiden, ist das Grundwasser in diesem System in weiten Bereichen gespannt. Vereinzelt können gespannte Grundwasserverhältnisse auch im nicht überdeckten Buntsandstein auftreten, wie im Kylltal und in der Talniederung des Schafbachs westlich von Meisburg.

Der Buntsandstein bildet mit dem Unteren Muschelkalk den Hauptaquifer im Untersuchungsgebiet. Sein Grundwasservorkommen ist von regionaler bis überregionaler wasserwirtschaftlicher Bedeutung. So erfassen im Untersuchungsgebiet ein Großteil aller Brunnen der öffentlichen Wasserversorgung und die Mehrzahl der Brunnen der sehr bedeutenden Getränkeindustrie unterschiedliche Abfolgen dieses Grundwasserleiters. Zudem bestehen einige Quellfassungsanlagen, die für die Trinkwasserversorgung jedoch eher von lokaler Bedeutung sind. Als Beispiel seien die Hirschbornquelle südwestlich von Salm mit einer langjährigen mittleren Schüttung von 2,6 l/s (Wasser und Boden 2009) sowie die Quelle Neuenborn bei Lahr genannt. Messungen ab dem Jahr 2000 belegen hier eine mittlere Schüttung von 18 l/s (Wasser und Boden 2005). Mehrjährige Beobachtungsreihen von weiteren 20 Quellen zeigen, dass die mittleren Quellschüttungen ab dem Jahr 1984 in der Regel zwischen 0,2 und 8 l/s liegen. Die Einzelwerte reichen dabei überwiegend von 0,05 bis 20 l/s.

Tab. 4.1: Hydrogeologische Klassifikation der paläozoischen und mesozoischen Schichtenfolge im Projektgebiet Bitburg–Trier.

Die Bewertung der Durchlässigkeit orientiert sich an der Ad-hoc-AG Hydrogeologie 1997.

	Hydrog. Einheit	Hydrogeol. Eigenschaften	Legendeneinheit		Stratigraphische Einheit	
Rotliegend	Rotliegend (r)		Rotliegend in Hunsrück-Randfazies (rH)	Altrich-Formation (rA)	Altrich-Formation (rA)	
				Altrich-Formation, grobklastisch (rAg)		
				Kinderbeuern-Formation (rK)	Kinderbeuern-Formation (rK)	
			Ürzig-Formation (rÜ)	Ürzig-Formation (rÜ)		
Devon	Devon (d)		Ems, undifferenziert (dz)	Oberems bis Eifel der Eifeler Nord-Süd-Zone (dze)	Oberems bis Eifel der Eifeler Nord-Süd-Zone (dze)	
				Oberems, undifferenziert (dzo)	Ems-Quarzit (dzQ)	Oberems (dzo)
				Unterems, undifferenziert (dzu)	Klerf-Schichten (dzK)	Unterems (dzu)
					Hunsrück-schiefer (dzH)	
		Obersiegen (dso)	Obersiegen (dso)			

Hohlraumart


Kluff-Poren-Hohlraum



Kluff-Hohlraum



Kluff-Karst-Hohlraum

Durchlässigkeit (*)


Grundwasserleiter mit überwiegend mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit



Grundwasserleiter mit überwiegend mäßiger bis geringer Durchlässigkeit



Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer bis sehr geringer Durchlässigkeit



Grundwassergeringleiter mit überwiegend sehr geringer Durchlässigkeit

(*) in Anlehnung an die Hydrogeologische Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Hydrogeologie 1997)

sehr hoch	$\geq 1 \cdot 10^{-2}$ m/s
hoch	$< 1 \cdot 10^{-2}$ m/s – $1 \cdot 10^{-3}$ m/s
mittel	$< 1 \cdot 10^{-3}$ m/s – $1 \cdot 10^{-4}$ m/s
mäßig	$< 1 \cdot 10^{-4}$ m/s – $1 \cdot 10^{-5}$ m/s
gering	$< 1 \cdot 10^{-5}$ m/s – $1 \cdot 10^{-7}$ m/s
sehr gering	$< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s – $1 \cdot 10^{-9}$ m/s
äußerst gering	$< 1 \cdot 10^{-9}$ m/s

	Hydrog. Einheit	Hydrogeol. Eigenschaften	Legendeneinheit		Stratigraphische Einheit			
Lias	U.-lias 3 (li3)		Mergel und Kalke von Strassen (li3)		Mergel und Kalke von Strassen (li3)			
	Unterlias 2 (li2)		Luxemburger Sandstein (li2)		Luxemburger Sandstein (li2)			
Keuper	Keuper und Unterlias 1 (k + li1)		Rhät-Lias-Grenzschiefer (kol)	Mergel von Elvange (li1)	Mergel von Elvange (li1)			
				Rhätkeuper (koR)	Rhätkeuper (koR)			
			Höherer Steinmergelkeuper (kSth)		Oberer Steinmergelkeuper (koSt)		Mittlerer Steinmergelkeuper (km4St)	
			Unterer Steinmergelkeuper (kStu)		Unterer Steinmergelkeuper (km3St)			
			Mittlerer Mittelkeuper (kmm)	Tieferer Mittelkeuper (kmt)	Rote Gipsmergel (km3R)		Hauptsteinmergelschichten (km3H)	
					Schilfsandstein (km2S)			
			Unterer Mittelkeuper (kmu)		Pseudomorphosenkeuper (km1P)		Oberer Lettenkeuper (ku2)	
			Unterdecker (ku)		Unterer Lettenkeuper (ku1)			
			Muschelkalk	Oberer Muschelkalk (mo)	Oberer Muschelkalk (mo)		Ceratitenschichten (mo2)	
							Trochitenschichten (mo1)	
Mittlerer Muschelkalk (mm)	Mittlerer Muschelkalk (mm)			Linguladolomit (mm2)				
				Gipsmergel (mm1)				
		Unterer Muschelkalk (mu)		Dolomitbankschichten (mu2)				
				Muschelsandstein (mu1)				
Buntsandstein	Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)		SE-Trierer Bucht (Trierer Becken)		NW-Trierer Bucht (Bitburger Becken)			
			Oberer Buntsandstein (so)		Oberer Buntsandstein (so)		Voltziensandstein (soV)	
							Zwischenschichten (soZ)	
							Violettschichten (sVS)	
			Mittlerer Buntsandstein (sm)	Tieferer Mittlerer Buntsandstein (smt)	Höherer Mittlerer Buntsandstein (smh)		Höherer Mittlerer Buntsandstein (smh)	
							Mittlerer Buntsandstein (sm)	
							Violette Grenzschiefer (sVGZ)	
							Konglomeratische Serie (sKS) (= Utsch-Schichten)	
							Violettschichten (sVS)	
							Densborn-Schichten (sDb)	
				Basalkonglomerat (sBlk)				
				Bänder sandstein (sBS)				
				Mittlerer Hauptbuntsandstein (sHB2)				
				Unterer Hauptbuntsst. (sHB1)				

4.1.2.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)

Der Mittlere Muschelkalk besteht vorwiegend aus einer Abfolge von Mergeln, Tonmergeln und Tonsteinen mit Gipsschnüren und Fasergipsbändern und untergeordnet auch dünnen Sandstein- und Dolomitlagen. Im Hangenden schalten sich in den sulfatreicheren Tonmergelserien abbauwürdige Gips- und Anhydritlager ein. Am Top treten vermehrt kompakte Dolomitbänke auf.

Ablaugungen des mm1-Sulfatlagers nahe der Erdoberfläche und im Bereich von Störungs- bzw. Kluftzonen können eine geringe lokale Wasserführung ermöglichen. Im unverwitterten und unausgelaugten Zustand ist der Mittlere Muschelkalk jedoch ein Grundwassergeringleiter. Diese viele 10er Meter mächtige Abfolge aus sulfathaltigen Tonsteinen und Mergeln weist eine sehr geringe Durchlässigkeit auf und wirkt als hydraulischer Trennhorizont zwischen dem großräumigen Grundwasserstockwerk der hydrogeologischen Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk und dem darüberliegenden Grundwasserstockwerk des Oberen Muschelkalks.

Eine nennenswerte Grundwasserführung im Mittleren Muschelkalk ist ausschließlich auf die am Top vorkommenden Dolomite beschränkt. Diese können in hydraulischem Kontakt zu den Schichten des Oberen Muschelkalks stehen. Da die Mächtigkeit der Dolomite jedoch nur einige Meter umfasst, werden sie in der Geologischen Karte sowie in den Profilschnitten nicht gesondert dargestellt.



Abb. 4.3: Graue, graugrüne und -rote dolomitische Tonmergel des höheren Mittleren Muschelkalks (Gipsmergel, mm1) am Weinberg der Löwener Mühle westlich Igel (Foto: D. DITTRICH). Die sehr zahlreichen Fasergipslagen zeichnen sowohl die Schicht- als auch Kluftflächen nach.

4.1.2.3 Oberer Muschelkalk (mo)

Der untere Teil des Oberen Muschelkalks wird überwiegend aus dickbankigen, leicht porösen Dolomiten aufgebaut. Meist sind sie durch zwei markante mergelig-sandige Zwischenlagen in jeweils mehrere Meter mächtige Dolomitpakete dreigeteilt (Kap. 2.2.3.2). Der obere Teil umfasst eine Wechselfolge von Dolomiten und Tonmergeln.

Regional zeigt sich eine starke Überprägung durch tertiäre Verwitterungsprozesse. Klüfterweiterungen und Karsthöhlen waren die Folge, auch kam es zur partiellen Zersetzung des Gesteins in Dolomitsand bzw. -silt (DITTRICH & HERMLE 2010).

Die Schichten des Oberen Muschelkalks weisen eine intensive Klüftung auf. Dabei sind die Klüfte im unteren Teil des Oberen Muschelkalks bei größeren Öffnungsweiten weitständiger verteilt als im oberen Teil. Zudem können im oberen Teil die Klüfte mit den Mergeln der Zwischenlagen verfüllt sein (NEUMANN-REDLIN 1971). Klüfte, Störungen und Schichtfugen bieten zudem primäre Angriffsflächen für die korrodierende Wirkung von Wasser, wodurch vorhandene Trennflächen in unterschiedlichem Umfang verkarstet sind. In der Folge treten Bachversickerungen und Quellen mit starken Schüttungsschwankungen auf. Allgemein stellt der Obere Muschelkalk daher einen Kluft-/Karstgrundwasserleiter dar. Durch die Zwischenlagen aus Mergel- und Tonmergel können lokal schwebende Grundwasservorkommen auftreten, deren stauende Wirkung aber durch Trennfugen und Verkarstung hydraulisch durchbrochen wird. Eine Stockwerksgliederung ist in diesem Grundwasserleiter, von lokalen Ausnahmen abgesehen, daher nicht vorhanden. Aufgrund der Trennfugen und der an den Trennflächen des Gebirges angreifenden Verkarstungsprozesse kann mit hohen Fließgeschwindigkeiten gerechnet werden. Durch Markierungsversuche im Oberen Muschelkalk Luxemburgs ließen sich, in Abhängigkeit von den hydraulischen Randbedingungen, maximale Abstandsgeschwindigkeiten von 33 bis 350 m/h nachweisen (NEUMANN-REDLIN 1971). Ein Tracerversuch zwischen Enzen und Holsthum belegt eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 262 m/h (DITTRICH & HERMLE 2010).



Abb. 4.4: Dolomit-Tonmergel-Wechselfolgen des Oberen Muschelkalks im Steinbruch Meckel (Foto: D. DITTRICH). Erschlossen sind hier die vergleichsweise kompakt ausgebildeten Dolomitbänke der Oberen Ceratitenschichten (mo2C2, Tab. 2.2). Die Kluftflächen in den Dolomiten sind durch tertiäre Verkarstung erweitert worden, sodass hier maximale Gebirgsdurchlässigkeiten auftreten können. In den zwischengelagerten beige-grauen oder graublauen Tonmergelpaketen setzen die Klüfte vielfach aus.

Häufig ist dieser Grundwasserleiter durch die erosive Eintiefung der Flüsse Sauer, Kyll, Nims, Prüm, Our sowie ihrer kleineren Zuflüsse von nur geringer lokaler Ausdehnung. Auch bildet er dadurch zahlreiche Quellhorizonte an den Talhängen. Für neun von diesen Quellen liegt eine kontinuierliche, teilweise über 50-jährige Quellschüttungsganglinie vor. Hierbei variiert der Schüttungsverlauf zwischen 0,02 und 2,8 l/s, nur im Einzelfall tritt auch eine Schüttung von bis zu 20 l/s auf. Eine außergewöhnlich hohe Schüttung mit 40 bis 70 l/s weist dagegen die Albachquelle östlich von Bitburg auf. Hier wird allerdings ein Zustrom aus dem Bereich der Nims zur Albachquelle im Oberen Muschelkalk in einer relativ schmalen Zone vermutet (WEILER 1991). Wegen ihrer großen Verschmutzungsempfindlichkeit und hohen Karbonathärte werden die Quellen nur in geringem Umfang für die Wasserversorgung genutzt. Im Südteil des Arbeitsgebietes bilden die Dolomite des Oberen Muschelkalks bereichsweise einen größeren zusammenhängenden Aquifer, der für die Trinkwasserversorgung jedoch nur wenig erschlossen ist (WEILER 1991).

4.1.2.4 Keuper und Unterlias 1 (k + li1)

Die meist mergelig-tonig-sandige Abfolge des Keupers zeigt im Untersuchungsgebiet deutliche Schwankungen der Mächtigkeit. Sie beträgt 80 bis 90 m im Norden und Nordwesten und ca. 155 bis 185 m im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet entlang der Sauerthänge (LGB 2005).

Der Unterkeuper zeichnet sich allgemein durch einen engen Wechsel von Tonsteinen, Mergeln, Siltsteinen, Sandsteinen, Konglomeraten, Gipsmergeln und Dolomiten aus. Im oberen Teil dominiert eine Wechselfolge aus Dolomiten und Mergeln (Grenzdolomit).

Der Mittlere Keuper besteht aus einem relativ mächtigen mergelig-dolomitischen Schichtpaket mit einigen Sandstein- und Sulfateinschaltungen. Die Abfolge beginnt mit dem Unteren Mittelkeuper, einer Wechsellagerung von Tonmergeln und Mergeln mit unterschiedlichen Silt- und Feinsandgehalten, selten auch mit Dolomitbänken. Zudem treten immer wieder Gipsknollen und Fasergipslagen auf. In der nordwestlichen Randfazies sind geröllführende Sandsteine eingeschaltet.

Darüber folgt die hier speziell ausgehaltene Legendeneinheit des Mittleren Mittelkeupers (Kap. 2.2.2.3.3). Lokal besteht er im basalen Teil aus tonig gebundenen Fein- bis Mittelsandsteinen und Tonsteinen, überlagert von dolomitischen Grob- bis Mittelsandsteinen, die im Nordwesten bereichsweise geröllführend sind. Darüber können sich Mergel und mergelige Siltsteine einschalten. Im mittleren Teil der Schichtenfolge treten Tonmergel und geringmächtige dolomitische Sandsteine auf. Die Sandsteine der Randfazies sind oft drusig-kavernös und gips- oder sogar magnesitführend. Darüber erscheinen dann plattige Dolomite in Wechsellagerung mit Mergeln. Zum Top hin folgen metermächtige Tonmergelserien mit Gipseinschaltungen und wenigen dünnen Dolomit- oder Sandsteinlagen.

Der Steinmergelkeuper zeichnet sich im unteren Teil durch Tonmergel und Mergel mit vereinzelt eingeschalteten Dolomitbänken und Gipslagen aus (Unterer Steinmergelkeuper). Darüber folgen sulfatfreie Mergel mit Dolomitbänken (Höherer Steinmergelkeuper).

Die Rhätkeuper-Abfolgen (Kap. 2.2.2.3.3) sind lateral sehr wechselhaft ausgebildet. So treten metermächtige wechselnd siltige, sehr feinschichtige Tonmergelserien und Rinnenfüllungen von metermächtigen quarzitischeren kompakten Sandsteinen nebeneinander auf. Der oberste Rhätkeuper (minimal etwa 1 m) wird generell von kalkig-dolomitischen Tonmergeln aufgebaut.

Im Hangenden folgen die unterliassischen Mergel von Elvange, eine Wechselfolge aus dunklen kalkigen Mergeln und sehr feinkörnigen, teilweise auch bioklastischen bituminösen Kalken (Stinkkalke). Aus kartiertechnischen Gründen, auch aufgrund der geringen Gesamtmächtigkeit, wird die Rhätkeuper-Abfolge meist mit den darüber liegenden Mergeln von Elvange in der Einheit der Rhät-Lias-Grenzschichten zusammengefasst.

Die Gesteine des Keupers bilden eine Folge von Grundwassergeringleitern und Kluftgrundwasserleitern, wobei neben einer vertikalen Profilgliederung eine intensive laterale fazielle Verzahnung vorliegt. Als Grundwasser gering leitend sind die Mergel und Tonmergel anzusprechen. Wasserwegsamkeiten in den Mergeln sind ausschließlich an Kleinklüftung gebunden. Nur bereichsweise, wie z. B. in den Roten Gipsmergeln oder im Unteren Steinmergelkeuper können auch Auslaugungen von schichtgebundenen Sulfatvorkommen eine lokale Grundwasserführung ermöglichen. Ein erhöhter Grundwasserabfluss ist allerdings hauptsächlich in den Sandsteinen und Dolomitbänken zu erwarten. Lokale Quellaustritte an den Talhängen sind daher häufig an die klüftigen Sandsteine und Dolomite des Unteren Keupers (vor allem Oberer Lettenkohlsandstein am Top der Basisschichten und Grenzdolomit, vgl. Tab. 2.2) sowie an die Sandsteine des Schilfsandsteins und des Rhätsandsteins gebunden. Wegen der vorwiegend geringen Schüttungsmengen sind diese Quellen wasserwirtschaftlich wenig interessant. Zudem sind auch Brunnenanlagen aufgrund der stark eingeschränkten Ergiebigkeiten der grundwasserführenden Horizonte für die öffentliche Trinkwasserversorgung ohne Bedeutung.

Der Keuper wird aufgrund seiner überwiegend tonig-mergeligen Ausbildung als Grundwassergeringleiter eingestuft. Innerhalb dieser Abfolge ist eine erhöhte Grundwasserführung im Bereich dickbankiger Sandsteine und massiger Dolomite möglich, die im Unterkeuper hydraulisch mit dem Oberen Muschelkalk zusammenhängen können. Zum Hangenden hin bilden die Tone und Tonmergel des Keupers und speziell des höheren Rhätkeupers sowie die Mergel von Elvange die Sohlschicht für den darüber folgenden Grundwasserleiter (Luxemburger Sandstein). Zudem stellt die Keuper + Unterlias 1-Abfolge zusammen mit dem mächtigen Grundwasser gering leitenden Mittleren Muschelkalk eine schützende und lokal dränierende Überdeckung für den liegenden Buntsandstein + Unterer Muschelkalk-Aquifer dar.

4.1.2.5 Unterlias 2 (li2)

Der viele 10er Meter mächtige Luxemburger Sandstein baut die Hochplateaus im südwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes auf. In unverwittertem Zustand besteht er aus fein- bis mittelkörnigen, vereinzelt konglomeratischen Sandsteinen mit überwiegend kalkigem, untergeordnet kieseligem Bindemittel und einer Nutzporosität von ca. 5 Vol.-% (GRONEMEIER 1976). Ausgehend von Schichtfugen und Klüften ist dieser Kalksandstein jedoch häufig tiefgehend verwittert, sodass er im Landschaftsbild in Form von gelbweiß oder grau verwitternden, stark reliefierten Felswänden hervortritt. Bei weit fortgeschrittener Entkalkung durch Grund- und Oberflächenwässer bleibt ein sehr mürber Sandstein mit einer Nutzporosität zwischen 20 und 35 Vol.-% zurück (GRONEMEIER 1976). Für die offenen und wasserwegsamsten Klüfte postuliert GRONEMEIER (1976) ein Hohlraumvolumen von ca. 1 Vol.-%.

Die maßgeblichen Aquifereigenschaften dieses Lias-Sandsteins werden daher einerseits durch Klüftung und Schichtfugen geprägt, andererseits führt die teilweise tiefgründige Verwitterung zu einem sehr guten Speichervermögen für Grundwasser im Porenraum. Der Luxemburger Sandstein stellt damit einen Kluft-/Porengrundwasserleiter dar, in dem sich ein einheitliches zusammenhängendes Grundwasserstockwerk ausgebildet hat. Einschaltungen von Tonmergeln sind nur lokal entwickelt und bilden unvollkommene Stauhorizonte. Die Basis dieses gut durchlässigen ungespannten Aquifers ist durch die Mergel von Elvange bzw. die Tonserien der Rhät-Lias-Grenzschichten gegeben. Da dieser Stauhorizont über dem regionalen Vorflutniveau liegt, tritt das in den Sandsteinen gespeicherte Grundwasser häufig als Schichtquelle, bereichsweise auch als Überlaufquelle aus. Allerdings wird die eigentliche Schichtgrenze meist von gut durchlässigen Hangschuttdecken verdeckt. In diesen Decken kann ein Abfluss des Grundwassers in ein tieferes Hangniveau erfolgen, sodass das Grundwasser oft erst weit unterhalb der Aquiferbasis als Hangschuttquelle zutage tritt (DITTRICH et al. 1997). Zudem können die lokalen Einschaltungen der gering leitenden Tonmergellagen zu Quellaustritten führen, die

deutlich oberhalb des Bezugshorizontes li1/li2 bzw. kol/li2 liegen (Kap. 2.4.2). Die Quellschüttungen reichen überwiegend von 0,1 bis etwa 3 l/s. Die Quellen werden z. B. bei Ferschweiler und Holsthum wasserwirtschaftlich genutzt.



Abb. 4.5: Luxemburger Sandstein in einem Steinbruch am Südostrand des Ferschweiler Plateaus (Foto: D. DITTRICH). Begünstigt durch Vertikal- und Horizontaltektonik kam es zu einer weitreichenden Entkalkung des ursprünglichen Kalksandsteins, sodass die Grundwasserbewegung und Speicherung in Klüften und Poren erfolgt.

Markierungsversuche im klüftigen Luxemburger Sandstein erbrachten eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 27 m/h. Die Ermittlungen der Abstandsgeschwindigkeiten wurden bei Niedrigwasserführung durchgeführt. Bei stärkerer Wasserführung ist sicher eine höhere Abstandsgeschwindigkeit, besonders in den hydraulisch bevorzugten Drainagesystemen zu erwarten (GRONEMEIER 1976). So erbrachten Untersuchungen im Luxemburger Sandstein auf luxemburgischem Staatsgebiet maximale Abstandsgeschwindigkeiten von 15 bis 100 m/h (HOYER 1971). Aus diesen relativ hohen Abstandsgeschwindigkeiten, zusammen mit einer geringen Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung, resultiert eine vergleichsweise hohe Verschmutzungsempfindlichkeit, die durch nachgewiesene Stoffeinträge aus der Landwirtschaft in den Quellfassungen bei Ferschweiler belegt ist.

4.1.2.6 Unterlias 3 (li3)

Die dem Luxemburger Sandstein auflagernden Mergel und Kalke von Strassen bestehen aus einer Wechsellagerung von dezimetermächtigen Kalkbänken und Tonmergeln. Sie sind lediglich auf einem Teil der Hochfläche des Ferschweiler Plateaus in einer maximalen Restmächtigkeit von 25 Metern erhalten. Dort bilden sie aufgrund der geringen bis sehr geringen Durchlässigkeit eine schützende Überdeckung des sonst verschmutzungsempfindlichen Luxemburger Sandstein-Aquifers.

4.1.3 Känozoikum

4.1.3.1 Tertiär

Tertiäre Ablagerungen sind im Arbeitsgebiet nur lokal und oft nur noch in geringen Restmächtigkeiten verbreitet. Eozäne Tone sind im Raum Binsfeld und Speicher zu finden. Weiter im Südosten stehen nahezu reine Quarzkiese und -sande an (Arenrather Schotter). Im Raum Idenheim-Scharfbillig treten Lehme, Quarzkiese und Hornsteine der oligozänen Idenheim-Formation auf. Lokal sind auch jüngere mio-/pliozäne Terrassensedimente und Decklehme verbreitet. Günstige Voraussetzungen für eine Grundwasserwegsamkeit und -speicherfähigkeit weisen vor allem die den Arenrather Schottern zugeordneten Kiese auf. Infolge des seit langem betriebenen Abbaus der Kiese ist die Nutzung dieses Porengrundwasserleiters wasserwirtschaftlich jedoch ohne Bedeutung. Auch die jüngeren tertiären Terrassen bilden Porengrundwasserleiter, die für die Grundwassererschließung im Projektgebiet allerdings ebenfalls keine Bedeutung haben.

Die räumlich eng begrenzten Decklehme sowie die Tone von Binsfeld und Speicher sind aufgrund ihrer geringen bis äußerst geringen Durchlässigkeit generell als Grundwassergeringleiter einzustufen.

4.1.3.2 Quartär

Zu den quartären Ablagerungen gehören die Terrassen- und Auensedimente der Mosel und ihrer Nebenflüsse (Haupt-, Mittel- und Niederterrassen). Die überwiegend kiesig-sandigen Sedimente stellen gut durchlässige Porengrundwasserleiter dar, die besonders in der Trierer Talweite ein räumlich begrenztes Grundwasserstockwerk im Quartär bilden. Für die Grundwassererschließung im Projektgebiet spielen sie heute praktisch keine Rolle mehr. Überdies stehen die kiesigen Lockergesteine der Talfüllungen häufig mit den angrenzenden Festgesteinsaquiferen in direktem hydraulischem Kontakt.

Porengrundwasserleiter mit guter Durchlässigkeit stellen auch die lokal eng begrenzten Eruptivgesteine der Maare im Nordostteil des Untersuchungsgebietes dar.

Eine quartäre Bildung ist auch der Blockschutt unterhalb der Plateaukanten des Oberen Muschelkalks und des Lias. Insbesondere im Lias-Blockschutt kann eine erhöhte Grundwasserinfiltration stattfinden. Löss, Schwemmlöss und Lösslehm weisen dagegen überwiegend eine geringe bis sehr geringe Durchlässigkeit auf. Auch die Abschwemm-Massen und Schwemmfächersedimente in den Tälern sowie die lokal verbreiteten Fließerdien bilden Deckschichten mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit.

4.2 Gebirgsdurchlässigkeit

Zur Charakterisierung der Grundwasserleiter hinsichtlich ihrer hydraulischen Leitfähigkeiten wird auf Messwerte aus früheren Untersuchungen zurückgegriffen. Diese erfolgten unter verschiedenen Gesichtspunkten bzw. Fragestellungen und wurden von zahlreichen Fachfirmen durchgeführt und dokumentiert. Aufgrund der resultierenden unterschiedlichen Qualität der Datensätze wird zur Auswertung der Messungen das vergleichsweise wenige Eingangsdaten benötigende Näherungsverfahren von LOGAN (1964) zur Ermittlung der Transmissivitäten herangezogen. Diese Methode liefert im Vergleich mit anderen Methoden plausible und hinsichtlich der Größenordnungen gut nachvollziehbare Ergebnisse.

Es werden insgesamt 241 Datensätze ausgewertet, die 165 Standorten zuzuordnen sind. Dementsprechend liegen für einige Standorte Mehrfachmessungen vor, die meist im Zuge des schrittweisen Abteufens von Bohrungen durchgeführt wurden.

Tab. 4.2: Hydrogeologische Klassifikation der kozoischen Schichtenfolge im Projektgebiet Bitburg-Trier.

Die Bewertung der Durchlässigkeit orientiert sich an der Ad-hoc-AG Hydrogeologie 1997.

		Hydrog. Einheit	Hydrogeol. Eigenschaften	Legendeneinheit
Quartär	Holozän	Quartär (q)		Auensedimente (h)
				Abschwemm-Massen und Schwemmfächersedimente (hu)
				Blockschutt (hs)
	Pleistozän			Niederterrassen der Mosel und ihrer Nebenflüsse (NT)
				Löss, Schwemmlöss, Lösslehm (lo)
				Fließerde (fl)
				Mittelterrassen der Mosel und ihrer Nebenflüsse (MT)
				Hauptterrassen der Mosel und ihrer Nebenflüsse (HT)
				Pleistozäne Terrassen, ungegliedert (qT)
				Maar-Tephra (qV)
Tertiär	Mio- bis Pliozän	Tertiär (t)		Decklehme (tL)
	Oligozän			Mio-/pliozäne Terrassen (tmp)
				Idenheim-Formation (tol)
			Eozän	
				Arenrather Schotter (tA)

Hohlraumart



Poren-Hohlraum

Durchlässigkeit (*)



Grundwasserleiter mit überwiegend hoher bis mittlerer Durchlässigkeit



Grundwasserleiter mit überwiegend mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit



Grundwasserleiter mit überwiegend mäßiger bis geringer Durchlässigkeit



Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer bis sehr geringer Durchlässigkeit



Grundwassergeringleiter mit überwiegend sehr geringer Durchlässigkeit

(*) in Anlehnung an die Hydrogeologische Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Hydrogeologie 1997)

sehr hoch	$\geq 1 \cdot 10^{-2}$ m/s
hoch	$< 1 \cdot 10^{-2}$ m/s – $1 \cdot 10^{-3}$ m/s
mittel	$< 1 \cdot 10^{-3}$ m/s – $1 \cdot 10^{-4}$ m/s
mäßig	$< 1 \cdot 10^{-4}$ m/s – $1 \cdot 10^{-5}$ m/s
gering	$< 1 \cdot 10^{-5}$ m/s – $1 \cdot 10^{-7}$ m/s
sehr gering	$< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s – $1 \cdot 10^{-9}$ m/s
uerst gering	$< 1 \cdot 10^{-9}$ m/s

Die mit der oben genannten Methode berechneten Transmissivitäten sind unter Berücksichtigung der jeweiligen Aquifermächtigkeiten normiert und für das Grundwasserleitersystem Buntsandstein und Unterer Muschelkalk in einem Histogramm dargestellt (Abb. 4.6). Für die weiteren hydrogeologischen Einheiten ist aufgrund nur weniger Datensätze keine Häufigkeitsverteilung aufgeführt. Wegen der Grundwasserleiterarten (Kluft- bis Karstgrundwasserleiter) sind entlang der wirksamen Wasserwegsamkeiten deutlich höhere Werte als die berechneten mittleren Gebirgsdurchlässigkeiten anzusetzen. Bei Abschätzungen geohydraulischer Kenngrößen wie z.B. der Abstandsgeschwindigkeit ist dies zu berücksichtigen.

Bei der Interpretation der für die einzelnen Grundwasserleitersysteme ermittelten Wertebereiche mittlerer Gebirgsdurchlässigkeit ist zu berücksichtigen, dass die Ergebnisse stark beeinflusst sein können durch:

■ Lage der Messstelle und Art des Messstellenausbaus

- Oberflächennahe Grundwasseraufschlüsse bzw. Grundwassererschließungen mit nur geringer Absperrstrecke und geringem Flurabstand:
Aufgrund der durch jüngere (im Wesentlichen tertiäre) Prozesse flächenhaft entwickelten Auflockerungs- und Verwitterungszone weisen die Festgesteine unterschiedlich tief reichend, häufig jedoch bis etwa 100 m Tiefe erkennbar, erhöhte Durchlässigkeiten auf. Unter den oben genannten Umständen werden – insbesondere bei vorflutnahen Standorten (Gewässer dann häufig als Anreicherungsgrenze wirksam) – tendenziell höhere Werte ermittelt. Mit der angewendeten Auswertemethode können hydraulisch wirksame Ränder nicht erkannt werden.
- Tiefe Grundwassererschließungen:
Im Gegensatz zum oben genannten Fall sind in größeren Tiefen (etwa >150 m) kaum Folgen der Verwitterungsprozesse erkennbar. Die Gebirgsdurchlässigkeiten sind im Wesentlichen durch die Ablagerungsprozesse bzw. Ablagerungsbedingungen und die folgende Diagenese bestimmt. Es werden tendenziell geringere Werte ermittelt.

■ Art des Grundwasserleiters

Kluft-/Karstgrundwasserleiter weisen erfahrungsgemäß eine sehr inhomogene Durchlässigkeitsverteilung auf. Es darf bei den für solche Systeme ermittelten Werten eine entsprechende Streuung erwartet werden. Eine geringere Bandbreite der mittleren Gebirgsdurchlässigkeiten kann für den Buntsandstein angenommen werden, der sowohl an Klüfte als auch an Poren gebundene Wasserwegsamkeiten aufweist. Der jeweilige Anteil des durchflusswirksamen Hohlraumvolumens ist vor allem abhängig vom Grad der Verfestigung und damit der Möglichkeit, tektonische Trennflächengefüge zu entwickeln sowie dem Grad der Entfestigung, im Wesentlichen durch verwitterungsbedingten Verlust des Kornverbandes.

Die Ergebnisse der Pumpversuchsauswertungen lassen sich wie folgt beschreiben:

Devon

Die Bestimmung der Durchlässigkeitsbeiwerte im Devon erfolgt mittels 5 Pumpversuchen an 5 Messstellen mit einer Tiefe von 20 bis 100 m. Die errechneten mittleren k_f -Werte liegen zwischen 5×10^{-7} bis 1×10^{-5} m/s.

Rotliegend

Für die Betrachtung der hydraulischen Leitfähigkeit im Rotliegend liegen innerhalb des Kartiergebietes 5 Pumpversuche an 3 zwischen 20 und 100 m tiefen Messstellen vor. Die aus diesen Datensätzen resultierenden Durchlässigkeitsbeiwerte weisen einen Wertebereich von 3×10^{-7} bis 2×10^{-4} m/s auf.

Buntsandstein und Unterer Muschelkalk

Für die Bestimmung der Durchlässigkeitsbeiwerte im Buntsandstein und Unteren Muschelkalk werden insgesamt 215 Pumpversuche an 145 Standorten ausgewertet. Davon erfassen 136 ausschließlich den Buntsandstein und nur an 9 Messstellen besteht eine tatsächliche Erschließung auch des Muschelkalks. Diese befinden sich im Raum Bitburg, wo anhand von drei Pumpversuchen an drei Standorten für den Unteren Muschelkalk Durchlässigkeitsbeiwerte von 2×10^{-5} bis 4×10^{-4} m/s berechnet werden konnten. Die Erschließung beider Systeme ergibt eine Verteilung der k_f -Werte von 1×10^{-5} bis 1×10^{-4} m/s.

Die Durchlässigkeitsbeiwerte aller Pumpversuche liegen zwischen 1×10^{-7} und 1×10^{-3} m/s. Der Median liegt bei 8×10^{-6} m/s, der Mittelwert bei 1×10^{-5} m/s.

Oberer Muschelkalk

Zur Berechnung der k_f -Werte im Oberen Muschelkalk stehen 10 Pumpversuche an insgesamt 10 Standorten zur Verfügung. An zwei dieser zwischen 10 und 120 m tiefen Messstellen wird auch der Top des Mittleren Muschelkalks erschlossen. Aufgrund der Ausbildung des Mittleren Muschelkalks darf jedoch davon ausgegangen werden, dass in den beiden Fällen ein Zufluss nur im Oberen Muschelkalk erfolgt.

Die berechneten k_f -Werte liegen im Bereich von 5×10^{-6} bis 5×10^{-4} m/s.

Unterlias 2

Von Standorten, die ausschließlich den Luxemburger Sandstein-Aquifer erschließen, liegen für das Untersuchungsgebiet 6 Pumpversuche vor. Die daraus berechneten k_f -Werte ergeben eine relativ schmale Bandbreite von 2×10^{-5} bis 7×10^{-5} m/s.

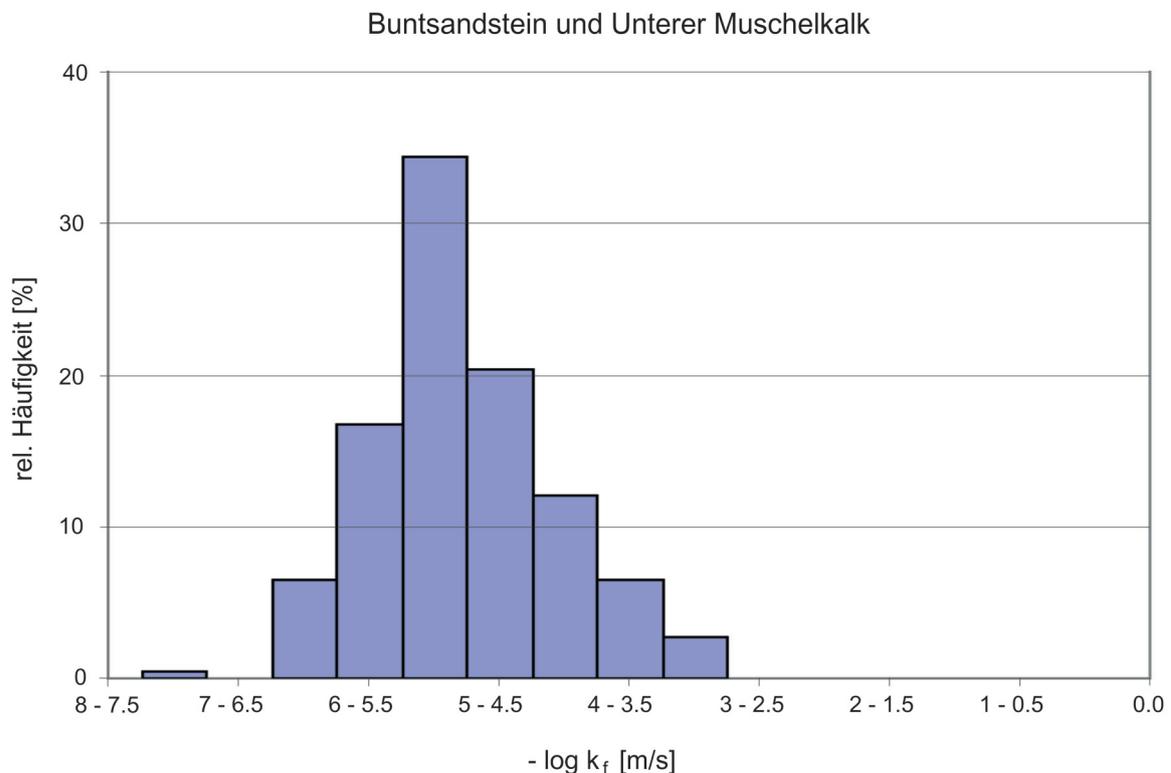


Abb. 4.6: Häufigkeitsverteilung ($n = 215$) der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M).

4.3 Grundwasserflurabstand

Als Grundwasserflurabstand wird der lotrechte Abstand zwischen Geländeoberfläche und Grundwasser Oberfläche bezeichnet. Diese Differenz ist im Hinblick auf den Grundwasserschutz von besonderer Bedeutung, da in diesem Bereich eine gewisse Schadstoffrückhaltung erfolgen kann. Je geringer die Gebirgsdurchlässigkeit der Gesteine und je größer der Flurabstand, umso höher ist die Schutzfunktion gegenüber eindringenden Stoffen.

Auch für die Gewinnung von Erdwärme mit Erdwärmesonden ist die Kenntnis des Flurabstandes bedeutsam. Die mögliche Entzugsleistung der Sonden ist unter sonst gleichen Randbedingungen in der wasserungesättigten Zone wesentlich geringer als im wassergesättigten Bereich.

Für den obersten wasserwirtschaftlich bedeutenden Grundwasserleiter wird deshalb eine Karte der Flurabstände vorgelegt (Anlage 12). Grundwassergeringleiter werden dabei nicht berücksichtigt.

Die Ermittlung der Höhenlage der Grundwasser Oberfläche erfolgt auf der Basis des digitalen Geländemodells und unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Modellvorstellungen. In Anlehnung an LEPPIG (2004) wird wie folgt verfahren:

- Aus den Höhendaten (Bäche und Flüsse, die als Vorflut für das Grundwasser angenommen werden; ausbeißende Sohlflächen der Grundwasserleiter; Isohypsen der Schichtlagerungskarten) wird eine Basisfläche erzeugt.
- Diese Basisfläche wird von der Geländeoberfläche subtrahiert.
- Die so erhaltene Mächtigkeit wird nun mit einem empirisch ermittelten, an die Gebirgsdurchlässigkeit der Gesteine gebundenen Modellierungsparameter multipliziert und zur Basisfläche addiert. Durch Subtraktion des resultierenden Gesamtwertes von der Geländehöhe erhält man den Flurabstand des Grundwassers.
- Dieser rechnerisch ermittelte Flurabstand wird anhand von Ruhewasserspiegeln in Grundwassermessstellen, Bohrungen und Brunnen überprüft. Falls notwendig wird der zugewiesene Modellierungsparameter modifiziert.

Zu beachten ist, dass das Ergebnis der Modellierung wesentlich von den hydrogeologischen Modellvorstellungen (Vorflutwirkung der Gewässer) und den empirischen Modellierungsparametern abhängt und somit der Heterogenität der natürlichen Verhältnisse nur näherungsweise gerecht werden kann. So können die Grundwasser leitenden Gesteine beispielsweise größere Bandbreiten bei den Gebirgsdurchlässigkeiten aufweisen. Auch hängende bzw. schwebende Grundwasserstockwerke können durch dieses Modell nicht abgebildet werden. Hinzu kommen Grundwasserspiegelschwankungen aufgrund unterschiedlicher jährlicher Grundwasserneubildungsraten. Daraus folgt, dass die ermittelten Flurabstände nicht überinterpretiert werden dürfen. Die angegebenen Wertebereiche geben lediglich die Größenordnungen wieder.

4.3.1 Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)

Die für diesen Grundwasserleiter berechneten Flurabstandswerte liegen vorwiegend zwischen 10 und 100 m. Flurabstände <10 m nehmen nur etwa 10 % der Fläche ein. Sie finden sich meist in Talbereichen sowie bei geringen Aquifermächtigkeiten in Randbereichen des Beckens. Morphologisch bedingt steigen die Flurabstände in den Hangbereichen meist stark an und können in den Hochflächenarealen Werte von über 100 m erreichen. Diese grundwasserfernen Gebiete machen etwa 15 % der Fläche aus. Hierzu zählt auch das Nordost-Südwest orientierte Areal östlich und westlich von Butzweiler mit Flurabständen von 175 bis 200 Metern.

Insgesamt zeigt sich, dass die Morphologie mit die größte Auswirkung auf den Flurabstand hat. Niederungsbereiche weisen in der Regel geringe Flurabstände auf, Hochlagen sind durch große Flurabstände gekennzeichnet. Ursache hierfür ist die relativ gute Gebirgsdurchlässigkeit dieses Aquifers.

4.3.2 Oberer Muschelkalk (mo)

Bedingt durch die Gesteinsmächtigkeit existieren im Grundwasserleiter des Oberen Muschelkalks keine Flurabstände größer 60 Meter. Dabei nimmt die Flurabstandsklasse 30 bis 60 Meter etwa 35 % und die Klasse 10 bis 30 Meter etwas über 45 % der Fläche ein. Gebiete mit Flurabständen < 10 m machen ca. 20 % der Fläche aus. Die Flurabstände dieses Grundwasserleiters zeigen eine Reliefabhängigkeit, die jedoch durch die intensive tektonische Beanspruchung des Gesteins stark überprägt ist. Das Bruchschollenmosaik des Oberen Muschelkalks, welches aus hauptsächlich Nordost-Südwest orientierten Störungen resultiert, kompliziert die hydrogeologischen Verhältnisse stellenweise erheblich (LGB 2005). Zudem reagiert der Obere Muschelkalk als Kluft-/Karstgrundwasserleiter sehr rasch auf Niederschlagsereignisse durch Grundwasseranstiege.

4.3.3 Unterlias 2 (li2)

Im Unterlias 2 (Luxemburger Sandstein) steigen die Flurabstände im Bereich der teilweise sehr steilen Hangbereiche stark an, um auf dem Plateau – abhängig von Relief und Gesteinsmächtigkeit – relativ konstant zu bleiben. Dies gilt sowohl für das Ferschweiler Plateau als auch für den Wolsfelder Heiderücken. Die Flurabstände liegen in diesen Hochflächenbereichen häufig großflächig über 30 m. Damit nimmt die Flurabstandsklasse 30 bis 60 Meter einen Flächanteil von rund 55 % ein. Sie prägt besonders die ebene Hochfläche des Ferschweiler Plateaus nördlich Echternacherbrück und südlich Schankweiler. Geringere Flurabstände kommen im Zentrum dieser Hochfläche nur in den schluchtartig eingeschnittenen Tälern westlich Ferschweiler und Erzen vor.

4.4 Hydrologische Verhältnisse

4.4.1 Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (1979 bis 1998)

Der Darstellung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen im Zeitraum 1979 bis 1998 liegen nach der Methode REGNIE (DWD 1996–2005) regionalisierte Niederschlagshöhen zugrunde. Die Methode REGNIE bestimmt den räumlichen Ausgleich aktueller täglicher, monatlicher und jährlicher Niederschlagsverteilungen unter Verwendung regionalisierter Niederschlagsbezugswerte des Zeitraumes 1961 bis 1990. Die Werte liegen für ein Raster von 30 geogr. Sekunden längenparallel und 60 geogr. Sekunden breitenparallel für die gesamte Bundesrepublik Deutschland vor.

Dieser Ansatz geht davon aus, dass mit der durchgeführten Regionalisierung der Niederschlagsbezugswerte 1961 bis 1990 in Abhängigkeit von

- Höhe
- geographischer Länge und Breite
- Expositionsrichtung des Geländes und
- Betrag der Exposition

bereits die wesentlichen klimatologischen Besonderheiten der Niederschlagsverteilung erfasst sind. Die verbleibenden Abweichungen in den aktuellen Niederschlagsmessungen an den Stationen werden demgegenüber als witterungsbedingt – „nicht klimatologisch“ – eingestuft.

Die aktuellen Niederschlagshöhen an den Stationen können daher in Form von Relativwerten zum Niederschlagsbezugswert entfernungsabhängig interpoliert und auf das Raster übertragen werden (Hintergrund-Methode). Die für jedes Rasterfeld interpolierten Relativwerte werden anschließend durch Multiplikation mit den absoluten Niederschlagshöhen des Bezugfeldes in mm-Angaben umgerechnet.

Als Hintergrundfelder für die Berechnung der aktuellen täglichen Niederschlagshöhen werden die entsprechenden mittleren monatlichen Niederschlagsbezugsfelder des Zeitraumes 1961 bis 1990 verwendet.

Für das Kartiergebiet liegt die mittlere jährliche Niederschlagshöhe bei ca. 875 mm. Der Niederschlag ist allerdings nicht gleich verteilt (Anlage 13). Diese räumlichen Unterschiede spiegeln die das Niederschlagsgeschehen dominierenden Westwindwetterlagen und den Einfluss des Reliefs wider. Auf den Hochflächen des Islek und in der Kyllburger Waldeifel, die auch die am höchsten liegenden Bereiche im Untersuchungsgebiet umfassen, werden mit Werten von 1050 bis 1100 mm die höchsten Jahressummen erreicht. Die geringsten Niederschläge fallen im Lee des Bitburger Gutlandes im mittleren Moseltal mit nur ca. 650 bis 700 mm (Raum Trier).

4.4.2 Mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhe (1979 bis 1998)

Unter Verdunstung (Evapotranspiration) wird der Übergang des Wassers vom flüssigen in den gasförmigen Aggregatzustand verstanden. Dieser Phasenübergang vollzieht sich sowohl an belebten (Vegetationsdecke) als auch an unbelebten Oberflächen (Wasser, Fels, Boden) und wird von den aktuellen Wetterbedingungen und der Vegetation angetrieben. In die Wasserbilanz geht die Verdunstung als Verlustgröße ein und limitiert damit das nutzbare Wasserdargebot.

Eine verlässliche Ermittlung der Verdunstungshöhe ist besonders schwierig, da sie nicht direkt messbar ist und weil beim Verdunstungsvorgang neben rein physikalischen auch biologische Prozesse beteiligt sind. Zudem kann die Verdunstung räumlich und zeitlich stark variieren, was vor allem auf die häufig wechselnden Standorteigenschaften wie Topographie, Meereshöhe, Landnutzung, Bodenbeschaffenheit und die klimatische Variabilität zurückzuführen ist.

Für das vorliegende Kartenblatt erfolgt die räumlich differenzierte Berechnung der mittleren jährlichen Verdunstungshöhe im Zeitraum 1979 bis 1998 mit dem Verdunstungsmodell TRAIN (MENZEL & RÖTZER 2007). Die Struktur des Verdunstungsmodells ist in Abb. 4.7 dargestellt. Das Simulationsverfahren besteht aus einer Abfolge selbstständiger Teilmodelle. Im Folgenden werden die wichtigsten Komponenten kurz charakterisiert:

- Strahlungsberechnung unter Berücksichtigung unterschiedlicher Einstrahlungs- und Abschattungsbedingungen
- Angaben zu unterschiedlicher Landnutzung, wie z. B. Wuchshöhe, Blattflächenentwicklung, Albedo
- Schneedeckenaufbau, Schneeschmelze sowie Verdunstung von Schnee- und Eisflächen
- Interzeption und Interzeptionsverdunstung
- Verdunstung der Pflanzen (Transpiration) in Abhängigkeit vom aktuellen Entwicklungszustand der Vegetation, von der Bodenfeuchte und den Witterungsbedingungen: Das Teilmodell zur Berechnung der Transpiration basiert auf der Penman-Monteith-Beziehung. Für die erforderliche Bereitstellung von Bestandswiderständen wird auf den Ansatz von MENZEL (1997) zurückgegriffen.
- Verdunstung der offenen Wasserflächen (Evaporation)

- Aktuelle Wasserverfügbarkeit im Boden: Im Boden-Teilmodell liegt der Schwerpunkt auf der möglichst realitätsnahen Prognose des für die Pflanzen und damit für die Transpiration nutzbaren Bodenwasser-Angebotes. Angaben zur nutzbaren Feldkapazität, bezogen auf die durchwurzelbare Tiefe, werden auf der Grundlage von Bodeninformationen des Landesamtes für Geologie und Bergbau bereitgestellt. In Abhängigkeit vom Wasserspeichervermögen der Böden wird die Wasserleitfähigkeit zur Beschreibung der Perkolationsgeschwindigkeit im Boden festgesetzt. Kapillarer Aufstieg ist in der derzeit verwendeten Version von TRAIN noch nicht berücksichtigt.

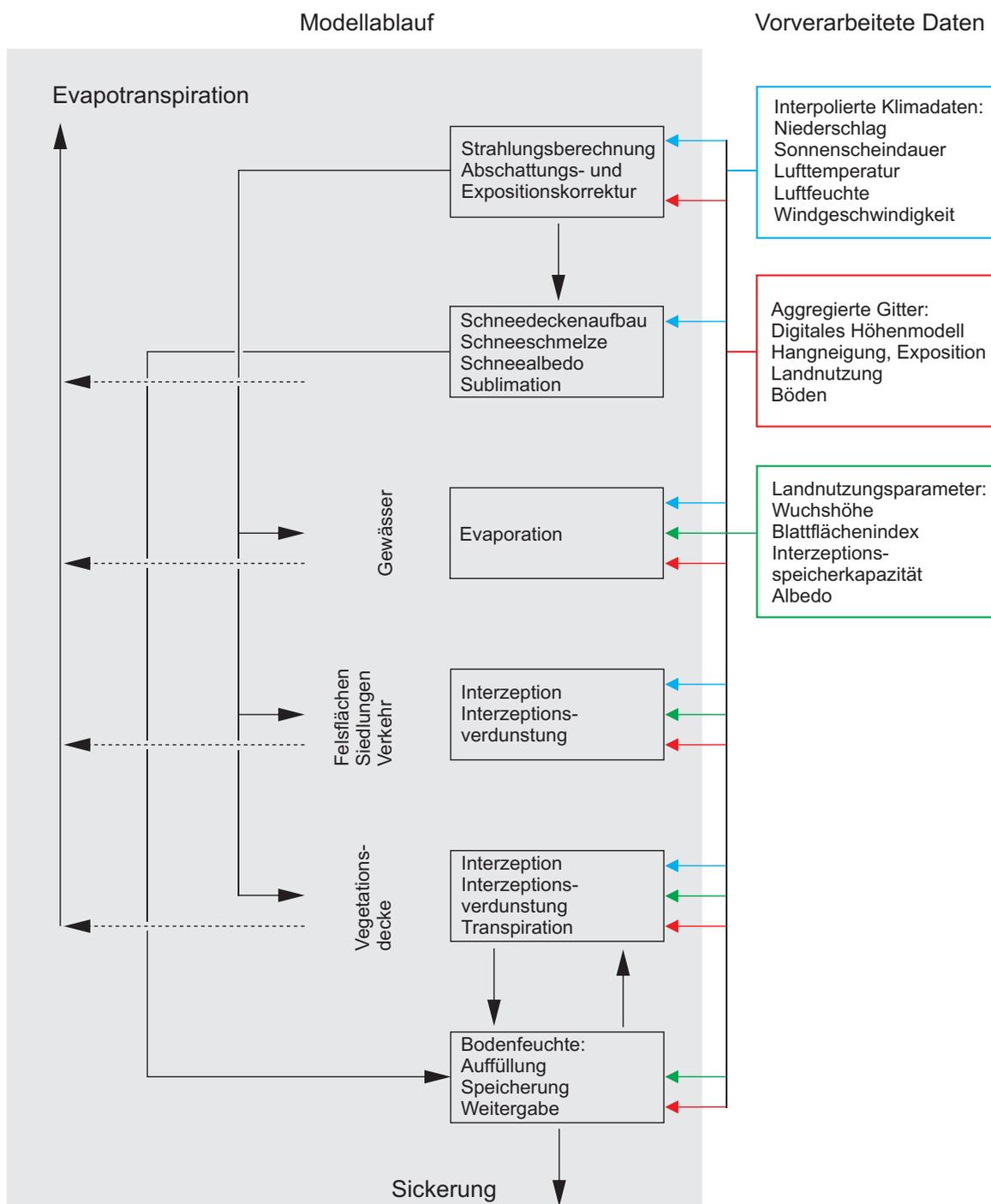


Abb. 4.7: Struktur des Verdunstungsmodells TRAIN (MENZEL & RÖTZER 2007).

Die zur Berechnung notwendigen Klimadaten entstammen dem Messnetz des Deutschen Wetterdienstes. Für die flächenhafte Interpolation der Klimadaten wird (mit Ausnahme des Niederschlags, Kap. 4.4.1) eine Kombination aus höhenabhängiger Regression und Abstandsgewichtung verwendet (SCHULLA 1997). Weitere von TRAIN benötigte Datensätze sind die Landnutzung (CORINE (StBA 1997)), das digitale Höhenmodell und davon abgeleitete Informationen zu Hangneigungen und Expositionen.

Zur flächendifferenzierten Modellierung der Verdunstung wird das Untersuchungsgebiet in ein regelmäßiges Gitter mit 500 m Maschenweite unterteilt. Sämtliche meteorologische Daten stehen als Tagessätze, interpoliert auf das Gitternetz, zur Verfügung. Für jede Gitterzelle kann die aktuelle Verdunstung somit in täglicher Auflösung für den Zeitraum 1978 bis 1998 berechnet werden. Die mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhe im Kartiergebiet liegt bei ca. 540 mm (Anlage 14). Durch die Kombination der Einflüsse von Klima, Höhenlage, Exposition, der Landnutzung sowie der Bodenbeschaffenheit ergibt sich ein äußerst flächendifferenziertes Bild der Verdunstung. Wie für das gemäßigte Klima und die mittleren Höhenlagen im Untersuchungsgebiet zu erwarten, spiegelt die Verdunstung aber vor allem die unterschiedlichen Landnutzungen wider.

Die hohen Verdunstungswerte (> 650 mm) der waldbestandenen Flächen von Kyllburger Waldeifel, Moseleifel und Ferschweiler Plateau sind deutlich erkennbar. In den überwiegend landwirtschaftlich genutzten Flächen des Bitburger Gutlandes liegen die Verdunstungshöhen bei 450 bis 500 mm. Deutlich geringere Verdunstungswerte ergeben sich auf den von Siedlungen, Industrie und Verkehr beanspruchten Flächen. Auf den ersten Blick fallen hier der Flugplatz Spangdahlem, das Gelände des ehemaligen Flugplatzes Bitburg und die Städte Trier und Bitburg auf.

4.4.3 Mittlerer jährlicher Abfluss (1979 bis 1998)

Zur Darstellung der Abflussverhältnisse wird eine Regionalisierung der mittleren Abflusswerte ausgewählter Pegel vorgenommen. Räumliche Grundlage für die Regionalisierung bilden die Teileinzugsgebiete entsprechend der Basisversion des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses von Rheinland-Pfalz (7991 Teileinzugsgebiete) (LUWG 2005).

Diese Teileinzugsgebiete variieren hinsichtlich ihrer Gebietsgröße, im Mittel handelt es sich aber um Flächen zwischen 2 und 3 km².

Die Datengrundlage für die Regionalisierung stellen die langjährigen Beobachtungsreihen der Abflüsse dar. Für die räumliche Verteilung werden der mittlere Niederschlag und die mittlere tatsächliche Verdunstung herangezogen. Damit sind implizit auch die klimatischen Verhältnisse, die Landnutzung und die Bodenverhältnisse berücksichtigt.

Die 20-jährigen Reihen (i. d. R. 1979 bis 1998) folgender im Gebiet liegender Pegel der rheinland-pfälzischen Wasserwirtschaftsverwaltung finden Verwendung:

- Wasserliesch/Albach
- Sinspelt/Enz
- Echtershausen/Prüm
- Prümzurley/Prüm
- Seffern/Nims
- Alsdorf-Oberecken/Nims
- Densborn/Kyll
- Kordel/Kyll
- Reitzenmühle/Kimmlinger Bach
- Dreis/Salm

Außerdem gehen die Daten von weiteren außerhalb des Untersuchungsgebiets liegenden Pegeln in die Berechnungen ein. Das gesamte von den Pegeln erfasste Einzugsgebiet beträgt damit etwa die 1,5-fache Fläche des Untersuchungsgebietes.

Da die Daten der Pegel jeweils nur eine summarische Information für ihr Einzugsgebiet geben, werden die räumlich differenzierten Ergebnisse der Niederschlags- und Verdunstungskarten benutzt, um eine Flächendifferenzierung des mittleren Abflusses vorzunehmen.

Die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung lautet:

$$\text{Abfluss} = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung}$$

$$(A = N - V)$$

Alle Glieder dieser Gleichung sind, wie oben dargelegt, ermittelt. Maßgebend für den Gebietsabfluss sind die Abflüsse an den Pegeln. Das räumliche Verteilungsmuster kann durch die Differenz von Niederschlag und Verdunstung beschrieben werden. Bei einer Aufsummierung der N-minus-V-Werte im jeweiligen Pegelinzugsgebiet kommt es naturgemäß zu gewissen Abweichungen von den gemessenen Pegelwerten. Da aber die Pegelwerte, wie oben erwähnt, maßgebend sind, wird ein linearer Abgleich der N-minus-V-Werte auf die Pegelwerte vorgenommen. Die anschließende Aggregation erfolgt entsprechend den Teileinzugsgebieten des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses.

Das sich daraus ergebende Verteilungsmuster führt zu einer den tatsächlichen Verhältnissen sehr nahe kommenden flächendifferenzierten Darstellung des mittleren Abflusses. Daher beschreibt die mittlere Abflusshöhe (mm) den im Abschnitt (Elementarzelle des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses) entstehenden Abfluss (Anlage 15). Durch Kumulation der Abflüsse aus den gewässerkundlichen Elementarzellen entlang des Gewässerverlaufs wird unter Einbeziehung der Nebengewässer der mittlere Abfluss (m³/s) an jeder Stelle des Gewässers abschätzbar (Anlage 16).

Die mittlere jährliche Abflusshöhe des Kartiergebietes beträgt gemäß dem oben beschriebenen Regionalisierungsverfahren 327 mm. Aus der Karte der mittleren Abflüsse ist deutlich zu entnehmen, dass neben den beiden randlich im Süden und Westen gelegenen Flüssen Mosel und Sauer vor allem die Prüm, die Nims und die Kyll die wesentlichen Vorfluter des Kartiergebietes darstellen. Die unterschiedliche Wasserführung dieser Flüsse ist hauptsächlich auf die unterschiedlichen Einzugsgebietsgrößen zurückzuführen. Anzumerken ist, dass ein Großteil der Einzugsgebiete aller drei Flüsse außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt.

Ein Vergleich der Karte der mittleren Abflusshöhen mit der Anlage Niederschlag veranschaulicht, dass in Gebieten mit höherem Niederschlag die Abflusshöhe ebenfalls ansteigt. Diese Feststellung erscheint zunächst trivial. Die Vegetation mit ihrem Verdunstungsverhalten kann derartigen Tendenzen aber durchaus entgegenstehen. Allerdings zeigt sich, dass der hohe Waldanteil insbesondere im Islek und in der Kyllburger Waldeifel mit seiner höheren Verdunstung die hohen Niederschläge in diesem Bereich offenbar nicht kompensieren kann. Dies gilt in untergeordnetem Maße auch für den westlichen Teil der Ferschweiler Sandsteinhochfläche zwischen Bollendorf und Prümzuray.

Weite Bereiche im Bitburger Gutland werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt. Die relativ niedrige Verdunstung dieser Landnutzungsform lässt bereits geringe Unterschiede im Niederschlagsverhalten bei den Abflusshöhen deutlich werden. So weisen im Bereich nordwestlich von Trier bis in den Raum um Welschbillig die Abflusshöhen entsprechend den höheren Niederschlägen ebenfalls höhere Werte auf. Auch der Raum um Bitburg und Spangdahlem liegt aufgrund der geringen Ver-

dunstung von bebauten Flächen mit seinen Abflusshöhen relativ hoch. Dies gilt ebenfalls für den Raum Trier. Relativ geringe Niederschläge und damit auch niedrige mittlere Abflusshöhen ergeben sich im Bereich der unteren Kyll etwa ab Philippsheim und in Teilen der noch relativ stark bewaldeten Moseleifel.

4.5 Grundwasserneubildung aus Abflussdaten

Die Ermittlung der Grundwasserneubildung eines Gebietes aus Gewässer-Abflussdaten beruht auf der Möglichkeit, den an einem Gewässerpegel gemessenen Gesamtabfluss in einen Direktabfluss und einen Basisabfluss aufzuteilen (Abb. 4.8).

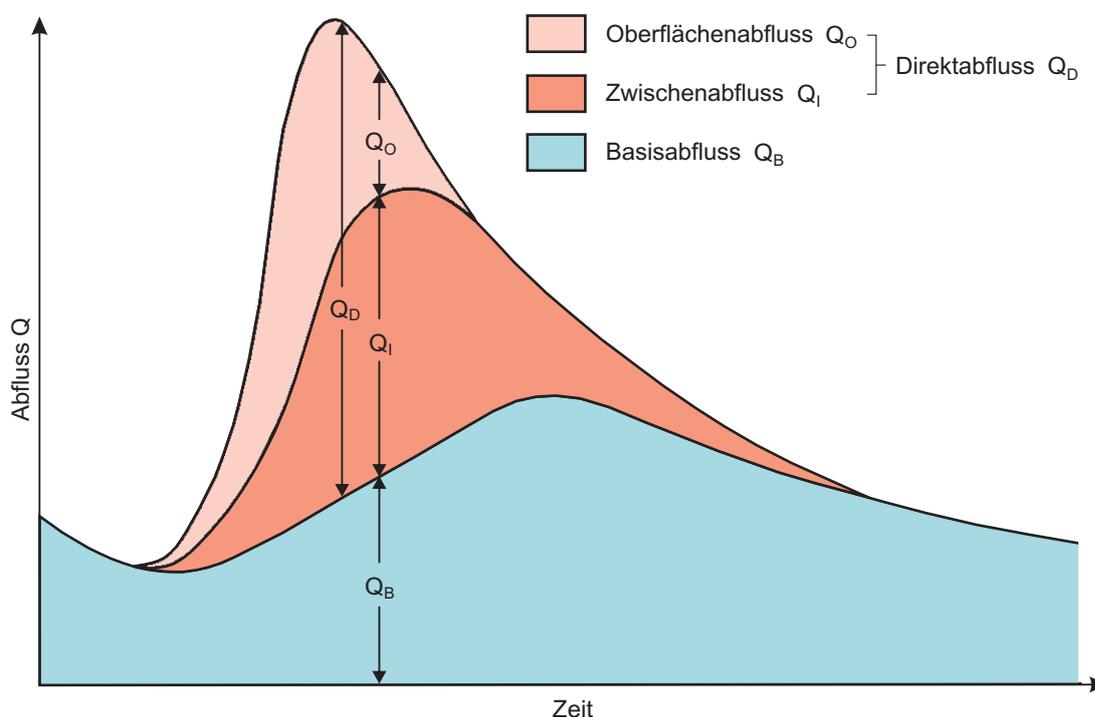


Abb. 4.8: Zusammensetzung einer Abflussganglinie.

Der Direktabfluss ist der Abflussanteil, der den Vorfluter nach Ende eines Niederschlagsereignisses mit nur geringer Zeitverzögerung erreicht. Dabei fließt der Oberflächenabfluss Q_O dem Vorfluter über die Bodenoberfläche zu, während der Zwischenabfluss Q_I als Deckschichtenabfluss sowie als Spitzenabfluss aus Quellstockwerken den Vorfluter speist. Der Basisabfluss Q_B ist der unter dem Direktabfluss befindliche Bereich der Abflussganglinie. Dieser Abflussanteil erreicht den Vorfluter erst mit einer zum Teil erheblichen Zeitverzögerung, die vom Speichervermögen der angeschlossenen Grundwasserleiter abhängt.

Die Separation der Abflussanteile erfolgt entweder rein rechnerisch (z. B. nach WUNDT 1958 und KILLE 1970) oder graphisch. Der Vorteil der rechnerischen Methoden liegt in der schnellen Auswertung von langen Zeitreihen. Der Nachteil ist, dass die regionalen hydrogeologischen Verhältnisse, die die Speicherung und Entleerung der Grundwasserleiter steuern, nicht berücksichtigt werden.

Der Vorteil der graphischen Auswertungen liegt in einer besser an das individuelle Abflussgeschehen angepassten Separation des Basisabflusses, der Nachteil ist der größere zeitliche Aufwand.

Beide Methoden werden im Folgenden angewendet, wobei bei der graphischen Auswertung ein mathematischer 2-Parameterfilter (CHAPMAN 1999) eingesetzt wird, der zum einen die Auswertung langer Zeitreihen ermöglicht und zum anderen durch die Variation der zwei Filterparameter eine individuelle Anpassung an die Art der Abflussganglinie ermöglicht.

4.5.1 Grundwasserneubildung nach CHAPMAN

Zur Erläuterung der Methode CHAPMAN (1999) dient die Abb. 4.9. Dargestellt ist die Abflussganglinie für den Pegel Alsdorf-Oberecken/Nims und die Schüttung der Quelle 4510 Nattenheim im gleichen Zeitraum. Das Verhalten der Quellschüttung wird herangezogen, um den Basisabfluss vom Gesamtabfluss zu trennen. Zur Abtrennung des Direktabflusses vom Gesamtabfluss werden die Filterparameter so lange verändert, bis der Basisabfluss in seiner Charakteristik mit der Schüttungsganglinie übereinstimmt.

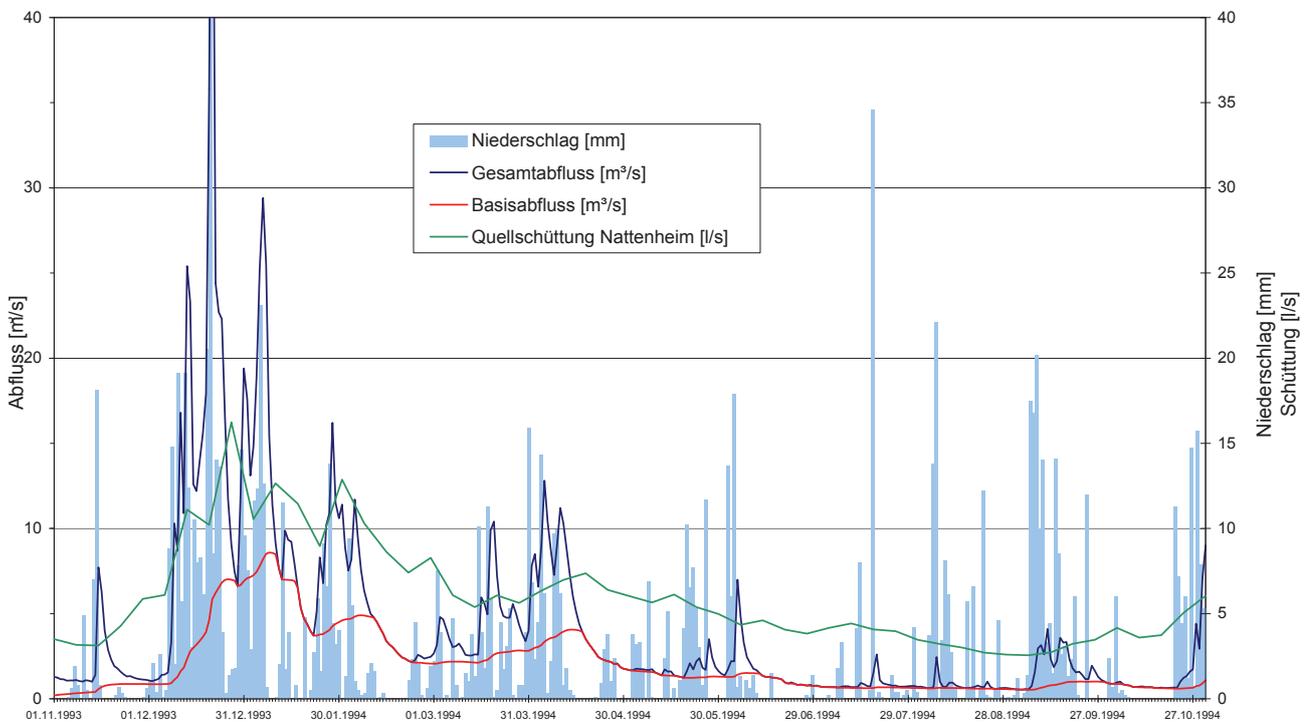


Abb. 4.9: Ermittlung der Grundwasserneubildung durch graphische Abtrennung des Basisabflusses am Beispiel des Pegels Alsdorf-Oberecken/Nims.

Zur Bestimmung der Grundwasserneubildung werden die Zeitreihen des Abflusses von 1979 bis 1998 analysiert. Die ausgewählten Pegel sind in Abb. 4.10 dargestellt und tragen die Bezeichnungen:

- Prümzurlay/Prüm
- Alsdorf-Oberecken/Nims

- Kordel/Kyll
- Eisenschmitt/Salm
- Dreis/Salm

Die Abflusswerte werden um die wasserwirtschaftlichen Entnahmen (Wasserversorgung) bzw. Einleitungen (Kläranlagen) korrigiert.

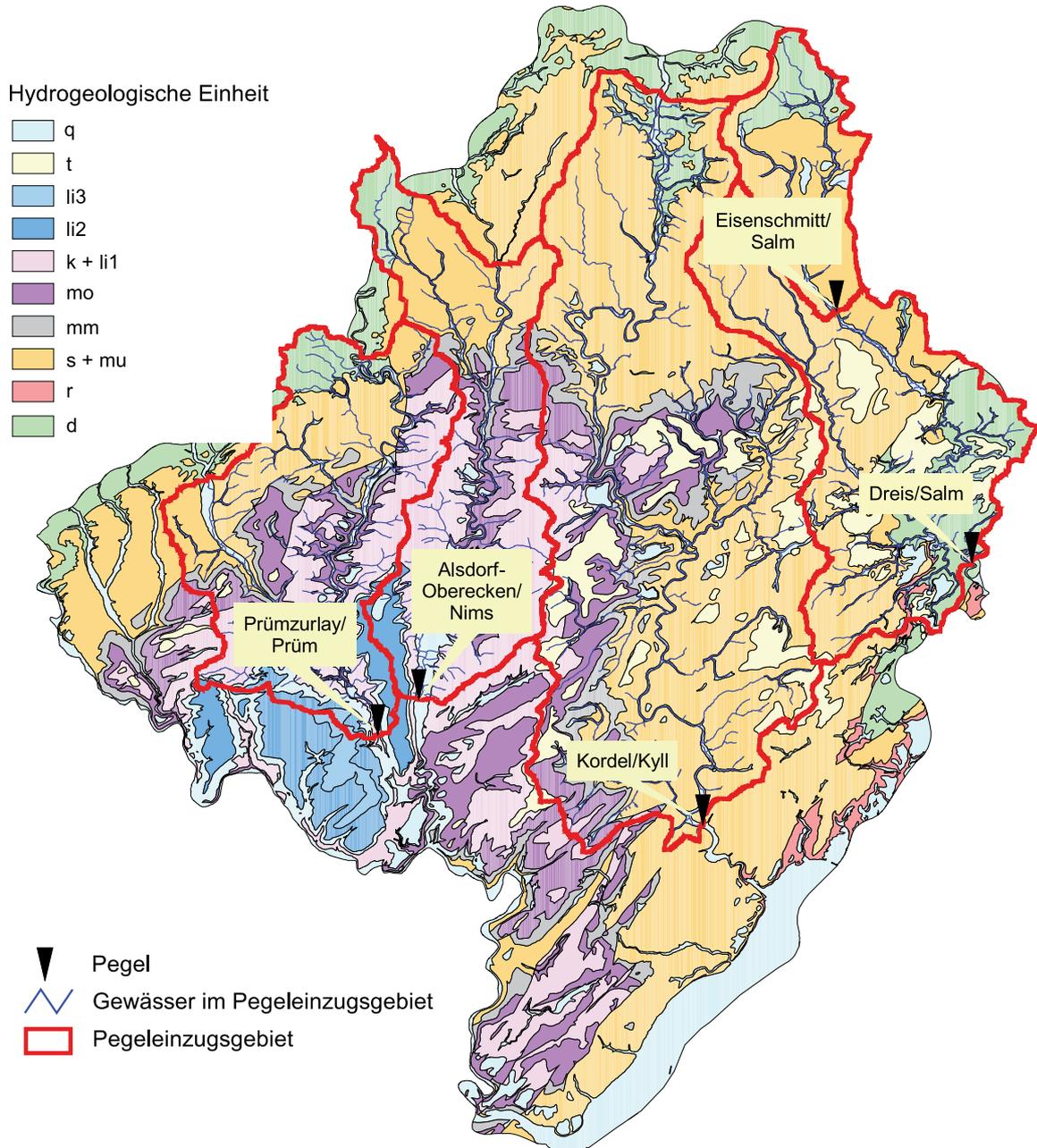


Abb. 4.10: Lage der Pegel und ihrer Einzugsgebiete.

Die auf diese Art berechneten Grundwasserneubildungen für die Pegelinzugsgebiete und die zugehörigen durchschnittlichen Jahresniederschläge und -verdunstungen in diesen Gebieten für den Zeitraum von 1979 bis 1998 sind in nachfolgender Tabelle zusammengestellt:

Tab. 4.3: Mittlere Grundwasserneubildungsrate (1979–1998) nach CHAPMAN (1999) und Wasserbilanz der Pegelinzugsgebiete.

Pegelinzugsgebiet	Niederschlag [mm/a]	Verdunstung [mm/a]	Abfluss [mm/a]	GWN nach CHAPMAN [mm/a]
Prümzurley/Prüm	877	529	348	251
Alsdorf-Oberecken/Nims	872	513	359	189
Kordel/Kyll	854	528	326	185
Eisenschmitt/Salm	1003	601	402	326
Dreis/Salm	838	572	266	164

Die Einzugsgebiete am westlichen und östlichen Rand der Bitburger Mulde zeigen die höchsten Neubildungen mit 251 mm/a für das Pegelinzugsgebiet Prümzurley/Prüm und mit 326 mm/a für das Pegelinzugsgebiet Eisenschmitt/Salm. Im Zentrum der Bitburger Mulde (Alsdorf-Oberecken/Nims und Kordel/Kyll), in denen die Grundwasser stauenden bzw. Grundwasser gering leitenden Einheiten des Mittleren Muschelkalks und des Keupers anstehen, liegen die ermittelten Neubildungsraten bei ca. 190 mm/a.

Aufgrund der geologischen Situation in der Trierer Bucht entspricht das oberirdische Einzugsgebiet des Pegels Alsdorf-Obereckens/Nims nicht dem unterirdischen Einzugsgebiet. Durch die unterschiedlichen Höhenlagen der Nims und der Kyll muss angenommen werden, dass die Nims über den Aquifer des Oberen Muschelkalks Wasser in das Einzugsgebiet der Kyll abgibt (s. a. 4.1.2.3). Anders ist die hohe Schüttung der Albachquelle nicht zu erklären. Da die beiden Einzugsgebiete der Pegel Alsdorf-Oberecken/Nims und Kordel/Kyll aufgrund dieser hydrogeologischen Voraussetzungen für eine Differenzierung der Grundwasserneubildung nach geologischen Einheiten nicht getrennt betrachtet werden können, findet eine gemeinsame Betrachtung statt.

Der Flächenanteil der Grundwasser stauenden bzw. Grundwasser gering leitenden Einheiten beträgt ca. 25 % der Gesamtfläche dieser beiden Pegelinzugsgebiete. Da die Grundwasserneubildung für diese Einheiten vernachlässigbar gering ist, ergibt sich aus der ermittelten Neubildung für das gesamte Gebiet von ca. 190 mm/a für die Fläche, in der Grundwasserneubildung stattfindet, eine Neubildung von ca. 250 mm/a. Berücksichtigt man die geringere Neubildung in den Gesteinen des Unterdevon mit ca. 80 mm/a bei einem Flächenanteil von ca. 4 %, so erhält man eine mittlere Grundwasserneubildung für die Einheiten des Buntsandsteins, des Unteren und Oberen Muschelkalks und des Lias von ca. 260 mm/a. Dies entspricht in etwa der im benachbarten Pegel Prümzurley/Prüm ermittelten Neubildung.

Der Pegel Eisenschmitt/Salm fällt mit seinem sehr hohen Wert für die Grundwasserneubildung aus dem Rahmen. Betrachtet man die Wasserbilanz des Einzugsgebietes (Abb. 4.11), wird ersichtlich, dass die Niederschläge mit über 1000 mm/a sehr hoch sind. Aufgrund des gut durchlässigen Buntsandsteins ist der Direktabfluss jedoch relativ gering, und es wird deutlich, dass die hohe Grundwasserneubildung in diesem Gebiet realistisch ist. Der Pegel Prümzurley/Prüm weist z. B. ähnliche Verhältnisse

auf (Direktabfluss wesentlich geringer als die Grundwasserneubildung). Aufgrund des geringeren Niederschlags und somit auch des geringeren Abflusses fällt die Grundwasserneubildung im Vergleich zum Pegel Eisenschmitt/Salm jedoch um 75 mm/a geringer aus. Trotz der großen Buntsandsteinflächen im Pegelinzugsgebiet Dreis/Salm liefert die Auswertung der Pegelganglinie einen relativ geringen Neubildungswert. Der geringe Niederschlag bei gleichzeitig relativ hohen Verdunstungen führt zu einem geringeren Abfluss und bedingt somit eine niedrigere Neubildung. Der etwas höhere Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss als bei den Pegeln Prümzurlay/Prüm und Eisenschmitt/Salm ist auf einen höheren Anteil devonischer Gesteine mit geringeren Durchlässigkeiten zurückzuführen.

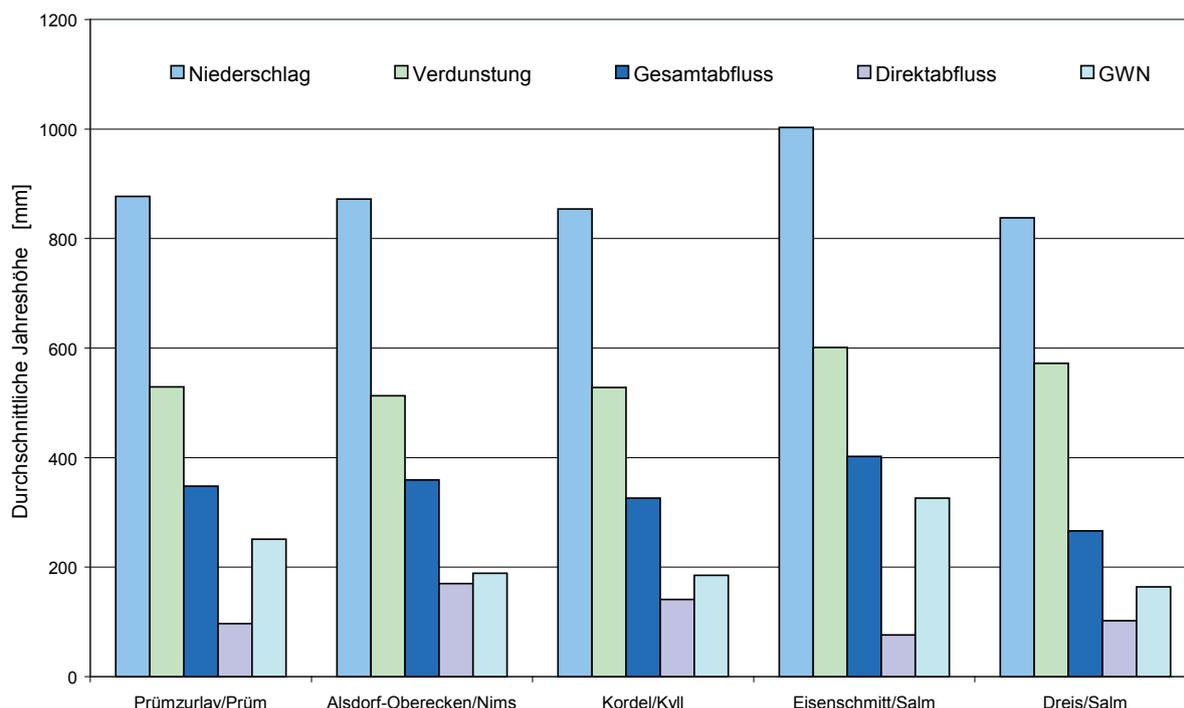


Abb. 4.11: Durchschnittliche jährliche Wasserbilanz der Pegelinzugsgebiete anhand der Abflussseparation nach CHAPMANN (1999).

Grundwasserneubildung in Trocken- und Nassjahren

Zur Darstellung der Grundwasserneubildung (GWN) bei extrem niederschlagsarmen bzw. -reichen Jahren wurden das hydrologische Nassjahr 1994 und das hydrologische Trockenjahr 1996 ausgewählt und verglichen.

Die Abbildungen 4.12 und 4.13 veranschaulichen die unterschiedlichen Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse während der Jahre 1994 und 1996 für das Pegelinzugsgebiet Eisenschmitt/Salm. Bei einer Niederschlagsmenge von 1268 mm für 1994 beträgt die Grundwasserneubildung nach der graphisch-rechnerischen Methode 368 mm, für 1996 mit einer Niederschlagsmenge von 660 mm beträgt die Neubildung nur 168 mm.

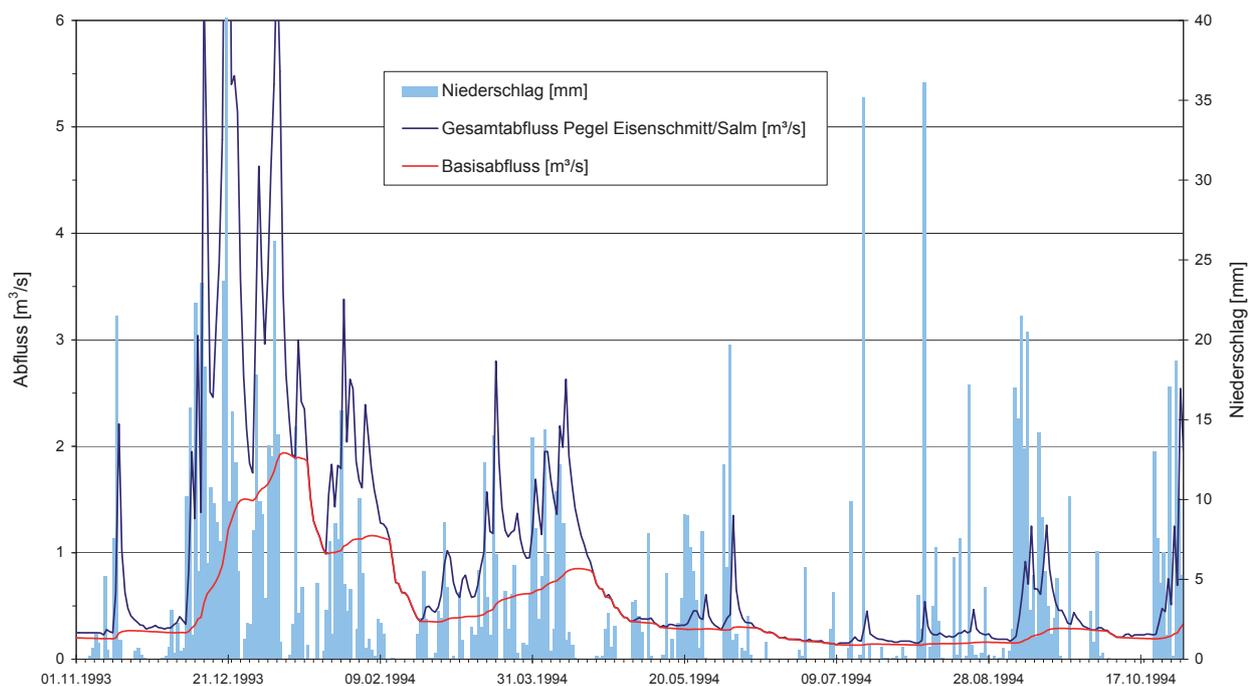


Abb. 4.12: Grundwasserneubildung im hydrologischen Nassjahr 1994.

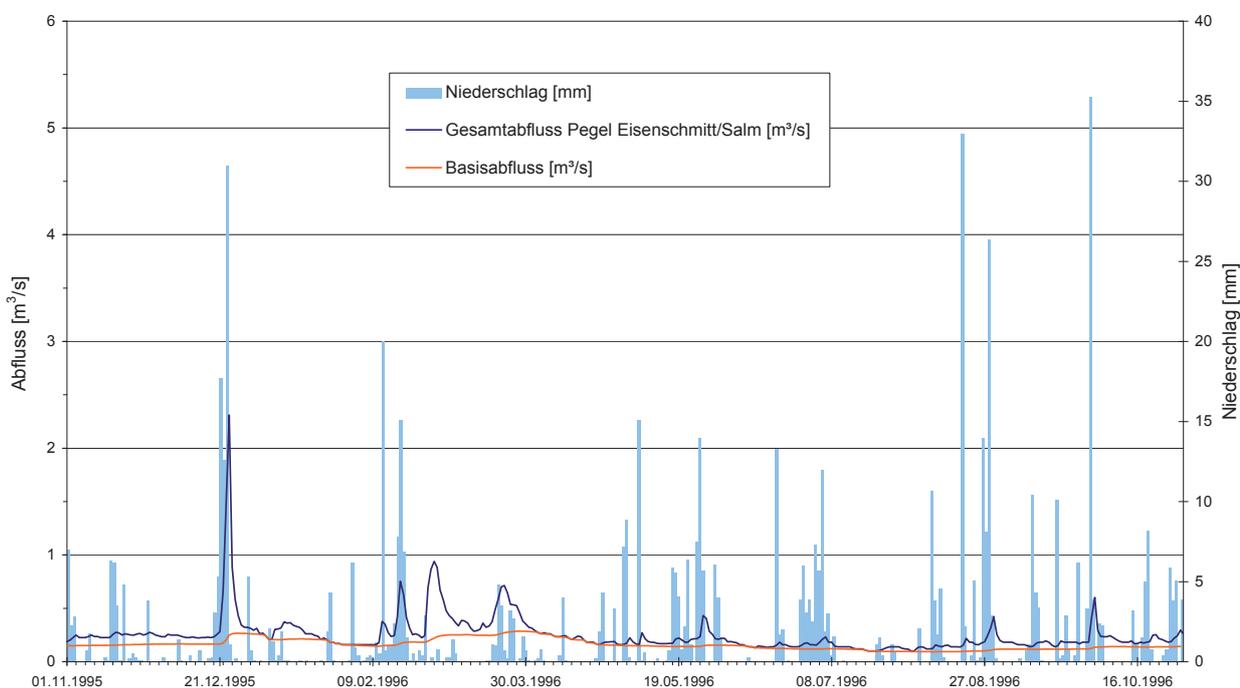


Abb. 4.13: Grundwasserneubildung im hydrologischen Trockenjahr 1996.

4.5.2 Grundwasserneubildung mittels rechnerischer Methoden

4.5.2.1 Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses

Instrument für die Berechnung der Grundwasserneubildung ist das „Modell zur Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses in Rheinland-Pfalz“ (LfW 2002). Mit dem Modell wird der an den Landespegeln ermittelte mittlere Niedrigwasserabfluss (MNQ) – als arithmetisches Mittel der 20 niedrigsten Jahres-NQ-Werte der Reihe 1979 bis 1998 – nach hydrogeologischen Aspekten in die Pegel Einzugsgebietsflächen verteilt. Hierzu stehen das Gewässerkundliche Flächenverzeichnis (LUWG 2005) mit einer Untergliederung der Landesfläche in 7991 Gewässerabschnitte und die Karte der 14 Grundwasserlandschaften (LfW 1989) mit empirisch ermittelten Grundwasserneubildungsraten zur Verfügung. Nach dem Verschnitt der Gewässerabschnitte mit den Flächenanteilen der Grundwasserlandschaften wird der Abfluss (MNQ) der Pegelzwischen Einzugsgebiete in die Gewässerabschnitte verteilt. Nach diesem Berechnungsschritt ergibt die Summation aller MNQ-Werte im Einzugsgebiet den gemessenen Abfluss am Pegel. Das Modell liefert mittlere Niedrigwasserabflusswerte für jeden Gewässerabschnitt wie auch für jedes frei gewählte Einzugsgebiet. Die Niedrigwasserabflusswerte können auch kumulativ dargestellt werden. Dies geschieht, indem man die MNQ-Spenden entlang einem Gewässer aufsummiert. Das kumulative MNQ zeigt damit den tatsächlichen Abflusswert für jedes Kleinst-Einzugsgebiet des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses (Anlagen 18). Kumulative Werte werden zur Planung und Beurteilung von Nutzungen am Gewässer (z. B. Wasserkraftanlagen, Einleitungen von Kläranlagen, Entnahme und Einleitung von Kühlwasser) benötigt.

Zur Berechnung der Grundwasserneubildungsraten im Untersuchungsraum wird das Modell in modifizierter Weise verwendet. Hierzu werden die Abflussdaten von 15 Pegeln ausgewertet, wobei 12 Pegel im Bearbeitungsgebiet liegen. Um mit natürlichen Abflusswerten rechnen zu können, müssen die am Pegel gemessenen Abflusswerte in mehreren Schritten korrigiert werden.

An einigen Pegeln sind die Niedrigwasserabflusswerte durch Verkrautung im Gerinne unplausibel hoch. Sie werden durch Vergleich mit unbeeinflussten Ganglinien benachbarter Pegel korrigiert. Zum anderen werden die Grundwasserentnahmen der öffentlichen und privaten Wasserversorgung als „Abfluss schwächende“ Komponente im Pegel-Einzugsgebiet zum gemessenen Abfluss addiert und die Schmutzwassereinleitungsmengen der öffentlichen Kläranlagen sowie der Direkteinleiter als „Abfluss erhöhende“ Komponente vom gemessenen Abfluss subtrahiert.

Da Grundwasserzu- bzw. -abflüsse von einem Pegel-Einzugsgebiet in das benachbarte bei der Bilanzierung an den Pegeln nicht erfasst werden, sind die ermittelten Grundwasserneubildungshöhen im Einzugsgebiet der Nims etwas zu gering, im Einzugsgebiet der Kyll etwas zu hoch (siehe auch Kap. 4.5.1).

Die mittlere Niedrigwasserabflussrate (MNQ) beträgt für das Bearbeitungsgebiet 101 mm/a bzw. 128 Mio. m³/a (Anlage 17). Da in die Berechnung nur die niedrigsten Jahres-NQ-Werte der Reihe 1979/1998 eingehen, liegt der MNQ-Wert deutlich unter der mittleren Grundwasserneubildungsrate.

4.5.2.2 Grundwasserneubildung nach WUNDT und KILLE

Die mittlere jährliche Grundwasserneubildung wird mit den Verfahren nach WUNDT (1958) und KILLE (1970) berechnet. Dabei kommt in Gebieten mit einem Niederschlagsdargebot von weniger als 850 mm/a das MoMNQ_r-Verfahren nach KILLE (1970) zum Einsatz (Abb. 4.14).

Direktabfluss und verzögerter Zwischenabfluss werden bei diesem Verfahren durch Medianbildung von 240 monatlichen NQ-Werten der Reihe 1979/1998 eliminiert. Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes liegen die mittleren Niederschlagshöhen zum Teil deutlich über 850 mm/a. In diesen Gebieten mit stärkeren Reliefunterschieden macht sich Direktabfluss bzw. verzögerter Zwi-

schenabfluss in den NQ-Werten der Winterhalbjahre stärker bemerkbar. Daher wird hier die Grundwasserneubildungshöhe nach dem SoMoMNQ-Verfahren nach WUNDT (1958) berechnet. Man erhält sie durch arithmetische Mittelung von 120 monatlichen NQ-Werten der hydrologischen Sommerhalbjahre der Reihe 1979/1998. Für das Quartärgebiet im Bereich der Mosel-Talau werden die Neubildungshöhen aus Gutachten übernommen. Zur Ermittlung der „natürlichen“ Grundwasserneubildung ($GWNEU_{\text{natürlich}}$) müssen in jedem Pegelinzugsgebiet bzw. Pegelzweizeugsgebiet die störenden Einflüsse von Grundwasserentnahmen (ENT) und Schmutzwassereinleitungen von Kläranlagen (EIN) nach der Formel

$$GWNEU_{\text{natürlich}} = GWNEU_{\text{Pegel}} + ENT - EIN$$

eliminiert werden.

Für das Bearbeitungsgebiet ergibt sich mit dieser Methode eine durchschnittliche Grundwasserneubildungsrate von 175 mm/a bzw. 222 Mio. m³/a. Die höchste Neubildung mit Werten zwischen 200 und 275 mm/a, bereichsweise auch über 300 mm/a, tritt in den Ausbissgebieten des Buntsandsteins am östlichen und westlichen Rand der Trierer Bucht auf. Im Zentralteil des Untersuchungsgebietes, in der die Schichtenfolge des Muschelkalks, des Keupers und des Unterlias ansteht, liegt die Neubildung zwischen 125 und 225 mm/a. Deutlich weniger Grundwasser wird in den devonischen Schiefern und in den Sedimenten des Rotliegend mit Werten zwischen überwiegend 40 und 150 mm/a neu gebildet.

- 1 SoMoMNQ-Verfahren ($WUNDT_{\text{Sommer}}$)
in Festgesteinsgebieten ≥ 850 mm/a
Niederschlag
- 2 MoMNQ-Verfahren (KILLE)
in Festgesteinsgebieten < 850 mm/a
Niederschlag
- 3 Literaturwerte für die Lockergesteinsgebiete

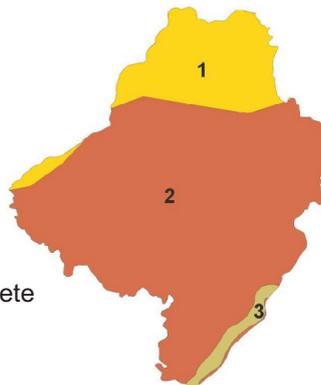


Abb. 4.14: Bereiche der verschiedenen Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung.

4.5.3 Vergleich der Methoden CHAPMAN bzw. WUNDT/KILLE sowie Wertung der Ergebnisse

In Abb. 4.15 ist am Beispiel des Pegels Eisenschmitt/Salm das Ergebnis der unterschiedlichen Abtrennung des Basisabflusses vom Gesamtabfluss und somit der Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet dargestellt.

Bei der graphisch-rechnerischen Methode wird der späte Zwischenabfluss, der auf jeden Fall dem wasserwirtschaftlich nutzbaren Grundwasser zuzurechnen ist, miterfasst und der Grundwasserneubildung zugerechnet.

Damit ein direkter Vergleich zwischen den beiden Methoden möglich ist, sind die Grundwasserneubildungswerte für gleiche Teileinzugsgebiete ermittelt worden. Abb. 4.16 veranschaulicht die ermittelten Werte: Der direkte Vergleich der beiden Methoden zur Ermittlung der Neubildungsrate zeigt bei den Pegeln Prümzurlay/Prüm, Alsdorf-Oberecken/Nims und Kordel/Kyll ähnliche Ergebnisse. Die

rein rechnerische Methode liefert maximal ca. 11 % niedrigere Grundwasserneubildungswerte als die graphisch-rechnerische Methode. Größere Differenzen treten bei den Pegeln Dreis/Salm mit 21 % und Eisenschmitt/Salm mit 47 % geringerer Neubildung auf.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Methode WUNDT/KILLE die Mindestmenge der Grundwasserneubildung erfasst. Diese Neubildungsraten sind für die Trinkwasserversorgung relevant, da sie auch in Trockenzeiten zur Verfügung stehen. Die Methode CHAPMAN liefert eine realistische Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung von Nass- und Trockenjahren. Es muss also in Abhängigkeit von den hydrogeologischen und hydrologischen Bedingungen entschieden werden, welche dieser beiden Methoden bei Bewirtschaftungsfragen angewendet wird.

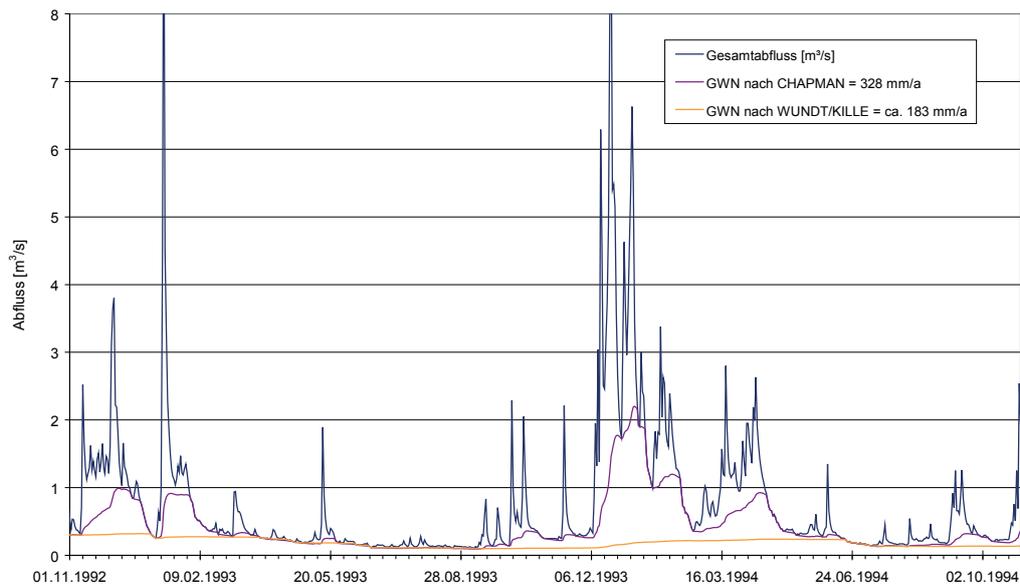


Abb. 4.15: Abflussganglinie am Pegel Eisenschmitt/Salm.

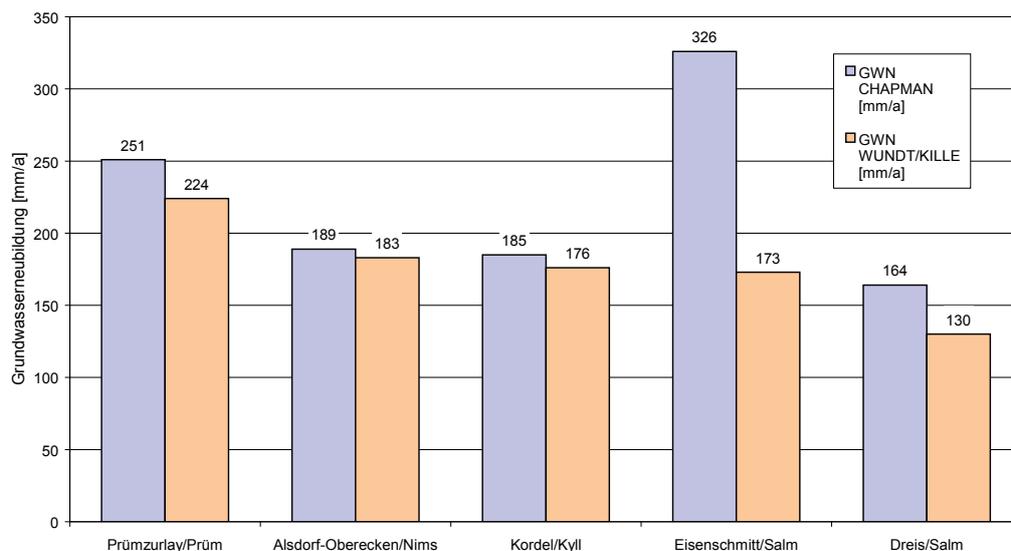


Abb. 4.16: Ergebnisse der beiden Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung.

4.6 Grundwasserbeschaffenheit

4.6.1 Allgemeine Charakteristik der Grundwasserbeschaffenheit

4.6.1.1 Datengrundlage und Datendarstellung

Für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit im Kartiergebiet werden Datensätze folgender Herkunft verwendet:

- Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz
- Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz
- Untersuchungsergebnisse Dritter (Wasserversorger, Gutachten etc.)

Für die Auswertung und Charakterisierung der Grundwässer werden nur Analysenergebnisse von Entnahmestellen berücksichtigt, die einen Ausbau aufweisen, der die Zuordnung zu den hydrogeologischen Einheiten erlaubt. Analysenergebnisse aus mischverfilterten, d.h. die hydrogeologischen Einheiten übergreifend verfilterten Brunnen und Messstellen sind hierfür nicht geeignet und bleiben unberücksichtigt. Weiterhin variiert aufgrund der unterschiedlichen Fragestellungen der Parameterumfang bei den zur Verfügung stehenden Datensätzen erheblich. Als Kriterium der Datenqualität wird ein Fehler in der Ionenbilanz von $\leq 5\%$ angesetzt. Analysenergebnisse größerer Bilanzfehler bleiben unberücksichtigt. Für jede hydrogeologische Einheit sind wenigstens 10 beprobte Entnahmestellen vorhanden; eine Ausnahme bildet das Quartär mit nur 5 Probenahmestellen (Tab. 4.4).

Tab. 4.4: Anzahl der Entnahmestellen und Datensätze.

Anzahl der Entnahmestellen					
Hydrogeologische Einheit	s + mu	mo	k + li1	li2	q
Brunnen	66	2	1	0	0
Grundwassermessstelle	37	3	4	0	5
Quelle	17	14	6	17	0
Summe	120	19	11	17	5
Anzahl der Datensätze					
Hydrogeologische Einheit	s + mu	mo	k + li1	li2	q
Brunnen	151	2	1	0	0
Grundwassermessstelle	125	7	17	0	45
Quelle	73	49	13	89	0
Summe	349	58	31	89	45

Die räumliche Verteilung der Entnahmestellen ist erwartungsgemäß ungleichmäßig (Abb. 4.17). Die Mehrzahl der Brunnenstandorte konzentriert sich auf Talniederungen mit Vorflutnähe. Hier sind insbesondere die Salm im Nordosten sowie die Kyll im südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebietes zu nennen. Ferner werden mit diesen Aufschlüssen fast ausschließlich Standorte in der hydrogeologischen Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk erfasst. Im Westteil des Untersuchungsgebietes sind vergleichsweise wenige Grundwassermessstellen und Brunnen vorhanden. Von diesen Messpunkten erschließt nur eine geringe Anzahl das unterhalb des Mittleren Muschelkalks ausgebildete tiefe Grundwasserstockwerk (hydrogeologische Einheit s + mu).

Die Auswertung und Darstellung der Datensätze erfolgt differenziert nach hydrogeologischer Einheit und Art des Probenahmepunktes. Dabei werden Brunnen und Grundwassermessstellen zu einer Aufschlussart (Brunnen/GWM) zusammengefasst. Die aus diesen Entnahmestellen gewonnenen Datensätze werden bevorzugt als repräsentativ für tiefere Grundwasserleitersysteme angesehen. Datensätze unter der Bezeichnung Quellen werden hingegen als vorwiegend signifikant für oberflächennähere Grundwasserleitersysteme eingestuft.

Im Folgenden werden die Datensätze anhand der Hauptinhaltsstoffe dargestellt in

- Piper-Diagrammen (Äquivalentkonzentrationen) zur zusätzlichen Typisierung der Grundwässer
- Balkendiagrammen (jeweils Mediane der Stoffkonzentrationen)
- „Boxplots“ (jeweils Stoffkonzentrationen sowie elektrische Leitfähigkeit und pH-Wert), die eine zusammenfassende Übersichtsdarstellung liefern. Die Reihenfolge der hydrogeologischen Einheiten auf der Ordinate folgt dabei den stratigraphischen Verhältnissen. Als statistische Maßzahlen werden 25 %- und 75 %-Perzentil (box), Median, 5 %- und 95 %-Perzentil (wisker) sowie Minimum, Maximum und arithmetischer Mittelwert angegeben.

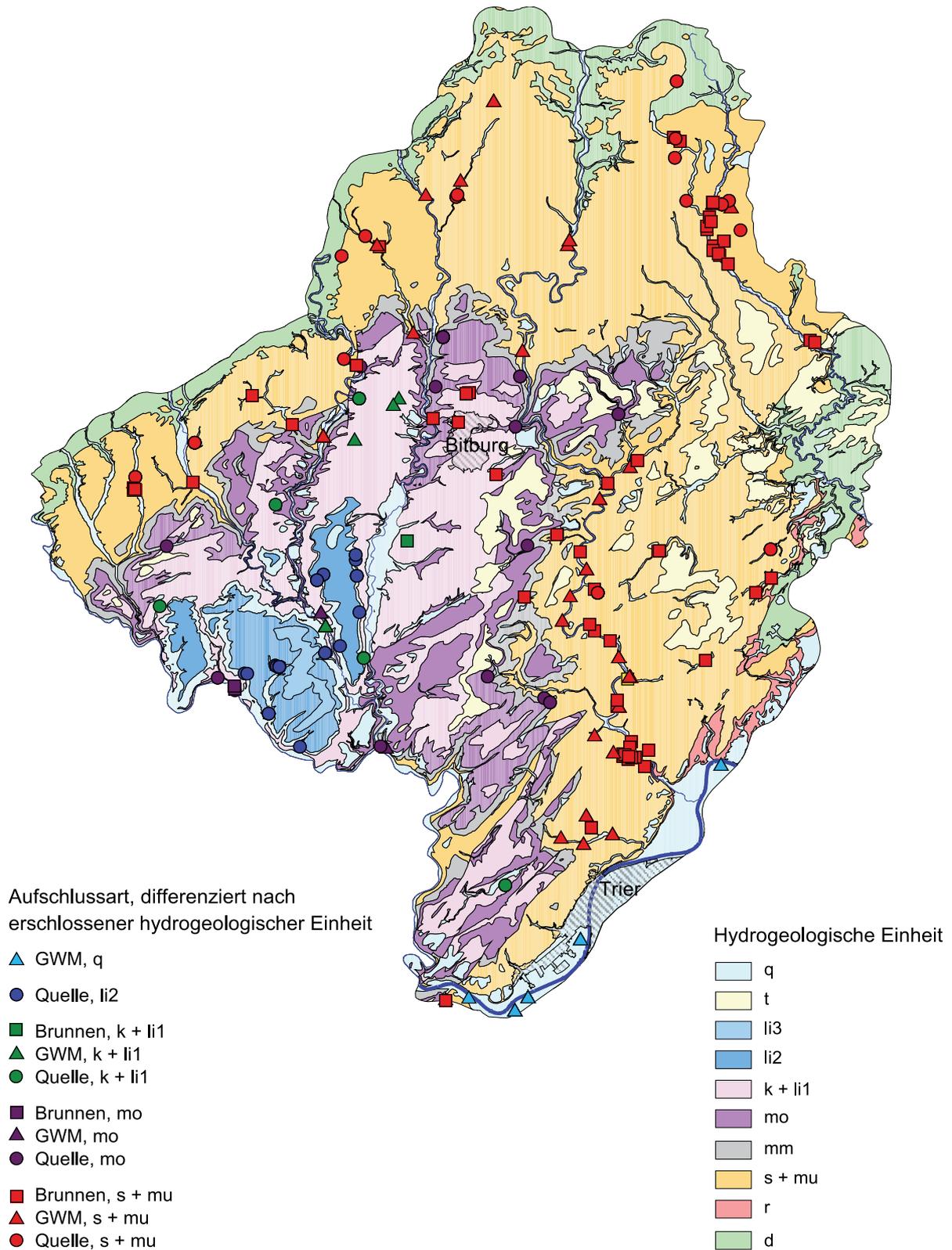


Abb. 4.17: Lage der Entnahmestellen auf der Basis einer vereinfachten Kartendarstellung der hydrogeologischen Einheiten.

4.6.1.2 Charakterisierung der Grundwässer nach hydrogeologischen Einheiten

Die wesentlichen Aspekte zur Grundwasserbeschaffenheit der hydrogeologischen Einheiten und deren Unterschiede werden kurz skizziert und auf den folgenden Seiten näher erläutert.

- Die Grundwässer der hydrogeologischen Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk erfahren ihre Prägung sowohl durch das silikatische Grundwasserleitersystem des Buntsandsteins als auch durch den karbonathaltigen Unteren Muschelkalk und hangende Grundwasserleitersysteme. Es resultieren tendenziell geringer mineralisierte Wässer mit vor allem stark variierenden Calcium- und Magnesium- sowie Hydrogenkarbonatgehalten.
- Die Grundwässer der karbonatischen bzw. karbonathaltigen Grundwasserleitersysteme (Oberer Muschelkalk sowie Keuper + Unterlias 1) zeichnen sich meist durch vergleichsweise hohe Konzentrationen an Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat aus.
- In den Wässern der quartären Grundwasserleiter sind die Chloridkonzentrationen deutlich erhöht. Diese resultieren aus der Infiltration chloridreicheren Moselwassers, stammen unter Umständen aber auch aus unmittelbaren Stoffeinträgen.
- Die Nitratkonzentrationen sind sowohl in Wässern der hydrogeologischen Einheiten Oberer Muschelkalk und Keuper + Unterlias 1 als auch in der Einheit Unterlias 2 erhöht. Hier besteht nur geringes Stoffrückhaltevermögen der Grundwasser überdeckenden Schichten und Grundwasserleiter. Die Ursache der meist geringen Nitratgehalte in den Wässern der hydrogeologischen Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk wird in der überwiegend forstwirtschaftlichen Nutzung der Böden in den Einzugsgebieten gesehen.
- Die pH-Werte der Wässer aus Brunnen und Grundwassermessstellen liegen vorwiegend über 7 und zeigen eine ausreichende Karbonatpufferung an. Das gleiche gilt für die pH-Werte der Quellwässer der hydrogeologischen Einheiten Oberer Muschelkalk, Keuper + Unterlias 1 und Unterlias 2. Die pH-Werte < 7 sind auf die hydrogeologische Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk (auf Bereiche mit ausschließlicher Buntsandsteinverbreitung) beschränkt.

4.6.1.2.1 Buntsandstein und Unterer Muschelkalk (s + mu)

Piper-Diagramm

Vor dem Hintergrund der im Vergleich eher geringen Mineralisation der Grundwässer der Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk ist die Streuung der prozentualen Anteile der Hauptinhaltsstoffe groß. Auf der Kationenseite überwiegen die Erdalkalimetalle Calcium und Magnesium, die Anteile der Alkalimetalle Natrium- und Kalium sind jedoch relativ hoch. Bei den Anionen ist das Hydrogenkarbonat häufig in größeren Anteilen vertreten, wobei auch hier erhöhte Anteile von Sulfat sowie Chlorid und Nitrat auftreten. Die Ursache für die vergleichsweise weiten Wertebereiche wird in der stofflichen Heterogenität der im Einzugsgebiet anstehenden Gesteinsabfolgen und in einer unterschiedlich starken anthropogenen Beeinflussung der Wässer vermutet. Hinsichtlich der Klassifikation nach FURTAK & LANGGUTH (1976) liegen die Grundwässer in den Feldern normal erdalkalische Wässer vom Typ „überwiegend hydrogenkarbonatisch“ sowie erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend hydrogenkarbonatisch“ und „überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch“.

Balkendiagramm und Boxplots

Im Gegensatz zu den hangenden hydrogeologischen Einheiten Oberer Muschelkalk sowie Keuper + Unterlias 1 sind bei der Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk deutliche Konzentrationsunterschiede der Stoffinhalte zwischen Proben aus Quellen und Entnahmen aus Brunnen und Grundwassermessstellen festzustellen.

Brunnen und Grundwassermessstellen

Bei den Kationen liegen die Medianwerte für Calcium bei 44 mg/l und für Magnesium bei 21 mg/l. Dabei zeigt sich eine im Vergleich zu den anderen Grundwässern relativ große Streuung der Werte. Bereits 50 % der Calciumkonzentrationswerte weisen eine Spannweite von 8 bis 63 mg/l auf, 90 % der Werte liegen zwischen 2 und 88 mg/l. Die Magnesiumgehalte liegen zwischen 4 und 33 mg/l bzw. 1 und 47 mg/l. Die Gehalte an Alkalien sind mit einem Medianwert von 7 mg/l für Natrium und 2 mg/l für Kalium deutlich geringer.

Das dominierende Anion stellt mit einem Median von 226 mg/l das Hydrogenkarbonat dar. Auch hier weisen bereits 50 % der Werte eine Streuung zwischen 55 und 335 mg/l auf, 90 % aller Wässer zeigen einen Schwankungsbereich von 3 bis 427 mg/l. Ursache für die große Spannweite der Hydrogenkarbonatkonzentrationen, wie auch die der Erdalkalimetallgehalte, ist der wechselnde Anteil karbonathaltiger bzw.-reicher Sedimente, insbesondere der Dolomite des Oberen Muschelkalks, im Einzugsgebiet. Mit einem Medianwert von 10 mg/l und 13 mg/l sind die Chlorid- und Sulfatkonzentrationen vergleichsweise gering. Mit 4 mg/l liegt die Nitratkonzentration im mittleren Bereich der natürlichen Gehalte.

Quellen

Im Gegensatz zu den Grundwässern aus Brunnen und Grundwassermessstellen werden in den Quellwässern deutlich geringere Calcium- und Magnesiumkonzentrationen von 9 mg/l bzw. 5 mg/l erreicht (Median). Entsprechend geringer sind auch die Konzentrationsschwankungen. 90 % der Calciumkonzentrationen liegen zwischen 3 und 58 mg/l. Die Magnesiumgehalte betragen für 90 % aller Wässer 1 bis 28 mg/l. Die Natriumkonzentrationen weisen einen Medianwert von 3 mg/l auf, die Kaliumkonzentrationen liegen bei ca. 1 mg/l.

Die Hydrogenkarbonatgehalte liegen mit ca. 54 mg/l (Median) erheblich unter den Werten für Brunnen und Grundwassermessstellen. Dementsprechend ist auch die Spannweite der Hydrogenkarbonatkonzentrationen geringer. 90 % der Werte liegen in einem Konzentrationsbereich von 3 bis 282 mg/l. Ursache der niedrigeren Hydrogenkarbonat- sowie Erdalkalimetallkonzentrationen ist das mehrheitliche Auftreten der Probenahmepunkte im Verbreitungsbereich des austreichenden Buntsandsteins und dem damit vorwiegend silikatisch geprägten Einzugsgebiet der Quellen. Die Sulfat- und Chloridkonzentrationen liegen mit 12 mg/l und 6 mg/l in der Größenordnung der Werte für Brunnen und Grundwassermessstellen. Die Nitratgehalte sind mit 6 mg/l für oberflächennahe Grundwasserleiter sehr gering. Ursache hierfür dürfte die überwiegend forstwirtschaftliche Nutzung in den Einzugsgebieten der Entnahmestellen sein.

Die elektrischen Leitfähigkeiten sind mit einem Median von 484 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Brunnen/Grundwassermessstellen) bzw. 115 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Quellen) im Vergleich zu den hangenden hydrogeologischen Einheiten gering. Sie liegen allerdings für 90 % aller Wässer aus Brunnen- und Grundwassermessstellen zwischen 32 und 1240 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und zeigen damit eine hohe Variabilität des Lösungsinhaltes an. Bei den Quellwässern ist der Schwankungsbereich mit Werten von 35 bis 523 $\mu\text{S}/\text{cm}$ geringer. Die pH-Werte der Brunnen und Grundwassermessstellen von 5,3 bis 7,8 (90 % der Werte) reichen vom sauren bis in den basischen Bereich. Mit einem Median von 7,2 liegen die Wässer vorwiegend im schwach alkalischen Bereich. Die pH-Werte der Quellwässer zeigen mit 4,7 bis 7,8 für 90 % der Werte ebenfalls eine relativ breite Spanne, wobei mit einem Median von 5,9 die sauren Wässer überwiegen. Ursache hierfür sind Probenahmepunkte mehrheitlich im Verbreitungsbereich des Buntsandsteins und damit eine fehlende Pufferung des vergleichsweise sauren Niederschlagswassers.

Grundwassertypen nach FURTAK & LANGGUTH (1967)

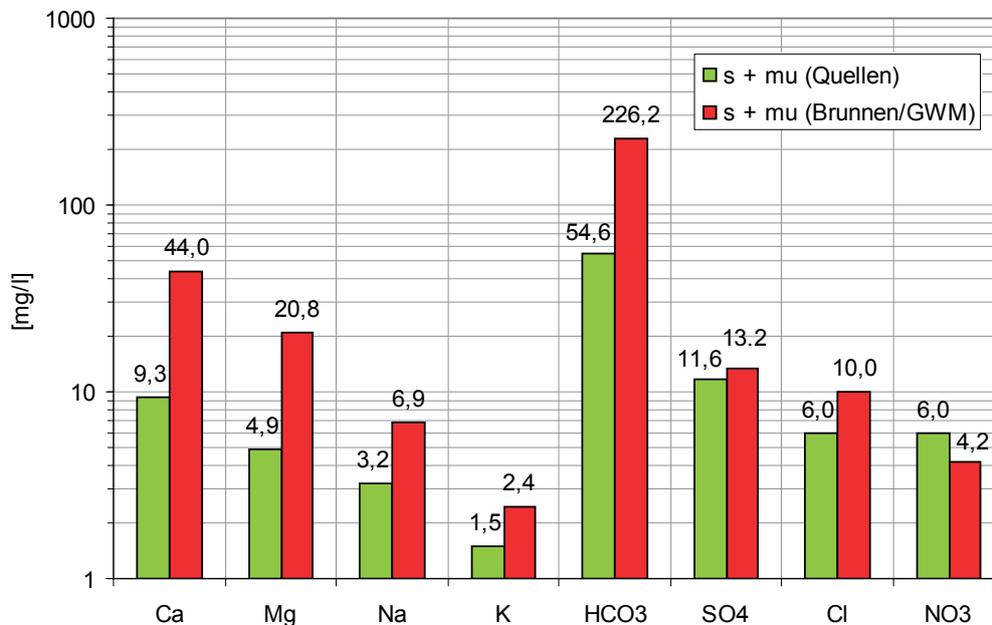
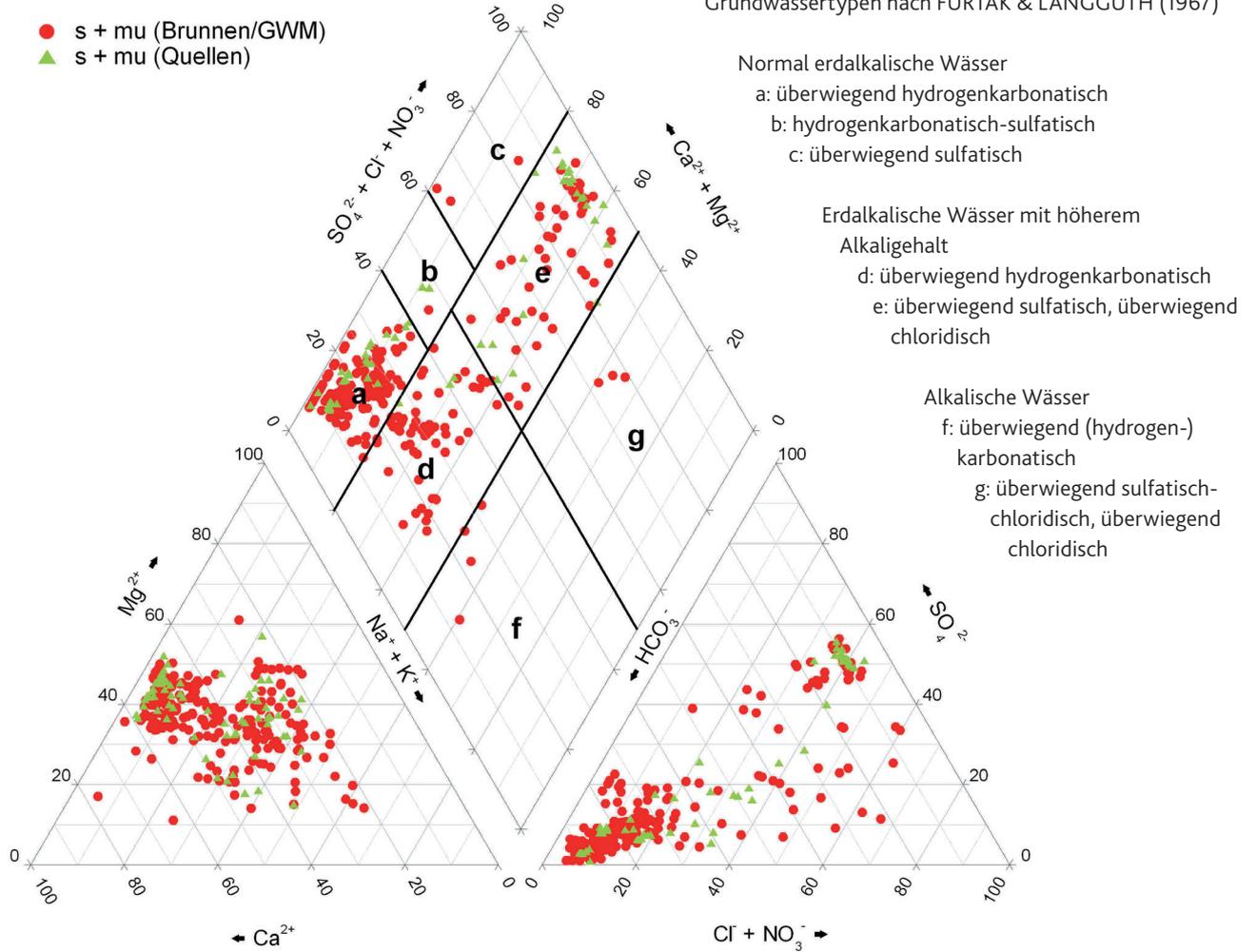


Abb. 4.18: Piperdiagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit s + mu (oben). Medianwerte der Stoffkonzentrationen für die Hauptinhaltsstoffe (unten).

4.6.1.2.2 Oberer Muschelkalk (mo)

Piper-Diagramm

Die Grundwässer des Oberen Muschelkalks weisen eine sehr einheitliche Beschaffenheit hinsichtlich der Anteile der Hauptinhaltsstoffe auf, sodass die darstellenden Punkte im Piper-Diagramm nur wenig streuen. Bei den Kationen dominieren Calcium und Magnesium, bei den Anionen Hydrogenkarbonat. Es handelt sich im Wesentlichen um normal erdalkalische Wässer vom Typ „überwiegend hydrogenkarbonatisch“.

Balkendiagramm und Boxplots

Im Gegensatz zu der liegenden hydrogeologischen Einheit Buntsandstein + Unterer Muschelkalk bestehen im Oberen Muschelkalk zwischen den Grundwässern aus Quellen sowie Brunnen und Grundwassermessstellen meist nur sehr geringe Konzentrationsunterschiede. Offenbar erhält das in dieser hydrogeologischen Einheit neu gebildete Grundwasser bereits nach kurzer Fließstrecke seine charakteristische hydrochemische Prägung. In der weiteren Beschreibung wird daher nicht zwischen Quellen und Brunnen/Grundwassermessstellen unterschieden.

Bei den Kationen überwiegen die Erdalkalimetalle Calcium und Magnesium, wobei mit 47 bzw. 50 mg/l der Magnesiumanteil im Vergleich zum Calcium mit 86 bzw. 89 mg/l bemerkenswert hoch liegt. Ursache für die hohen Magnesiumgehalte ist die ausnahmslos dolomitische Ausprägung der Karbonate des Oberen Muschelkalks. Die Gehalte an Alkalien, 6 bzw. 9 mg/l bei Natrium und 3 mg/l bei Kalium, sind vergleichsweise gering. Angesichts des karbonatischen Grundwasserleitersystems ist bei den Anionen der Hydrogenkarbonatgehalt mit 384 bzw. 390 mg/l erwartungsgemäß hoch.

Die Chloridgehalte sind mit 24 bzw. 32 mg/l vergleichsweise gering. Bei einem ebenfalls relativ geringen Medianwert von 34 bzw. 29 mg/l können die Sulfatkonzentrationen Maximalwerte bis zu 115 mg/l (Brunnen/Grundwassermessstellen) erreichen. Als Eintragsquelle können ubiquitäre Einträge über die Luft und den Niederschlag, Düngeeinträge aus der Landwirtschaft, Einträge durch sulfathaltige Sickerwässer aus dem Keuper sowie Gipsauslaugungen des liegenden Mittleren Muschelkalks genannt werden.

Ferner besteht eine Tendenz zu höheren Nitratgehalten. Für die Entnahmen aus Brunnen und Grundwassermessstellen beträgt der Median 36 mg/l, für die Quellwässer 61 mg/l. Ursache hierfür dürften aufgrund regional intensiverer Verkarstung vorhandene höhere Wegsamkeiten und ein geringes Stoffrückhaltevermögen der Grundwasserüberdeckung bei einer gleichzeitig intensiveren ackerbaulichen Flächennutzung sein.

Mit einer Spannweite von 678 bis 1033 $\mu\text{S}/\text{cm}$ für 90 % der Werte zeigen die elektrische Leitfähigkeiten bei den Brunnen und Grundwassermessstellen eine deutliche Variabilität des Lösungsinhaltes an. Der Median liegt bei 783 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Bei den Quellen ist die Schwankung mit 600 bis 946 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (90 % der Werte) ähnlich groß, der Medianwert liegt mit 806 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in der Größenordnung der Werte der Brunnen und Grundwassermessstellen. Der pH-Wert liegt für Brunnen/Grundwassermessstellen zwischen 6,7 und 8,1, für Quellen zwischen 6,9 bis 7,7 (90 % der Werte). Mit einem Medianwert von 7,5 für beide Arten der Probenahme liegen die Wässer überwiegend im alkalischen Bereich.

Grundwassertypen nach FURTA & LANGGUTH (1967)

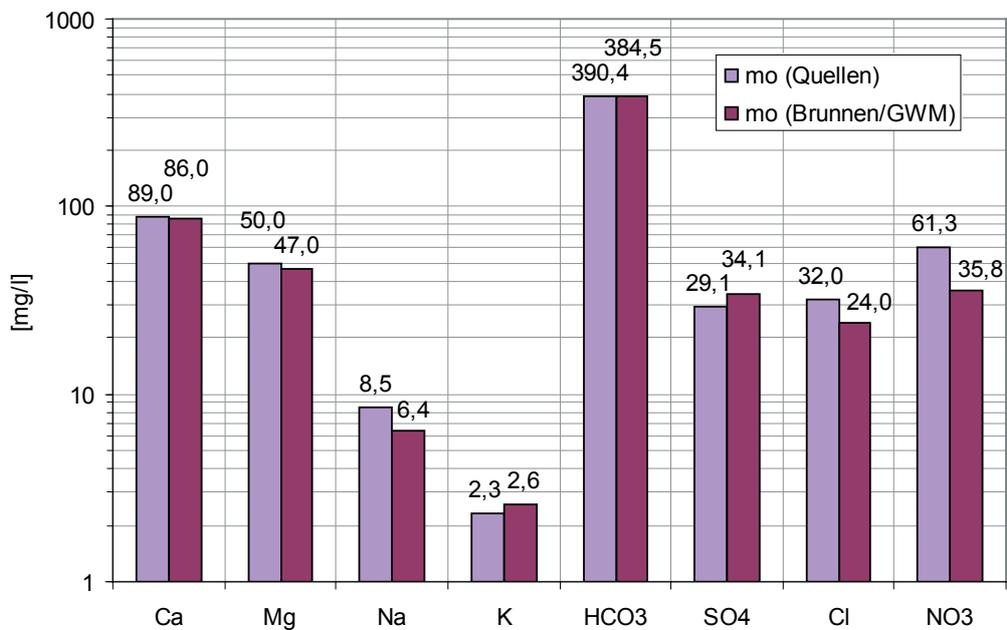
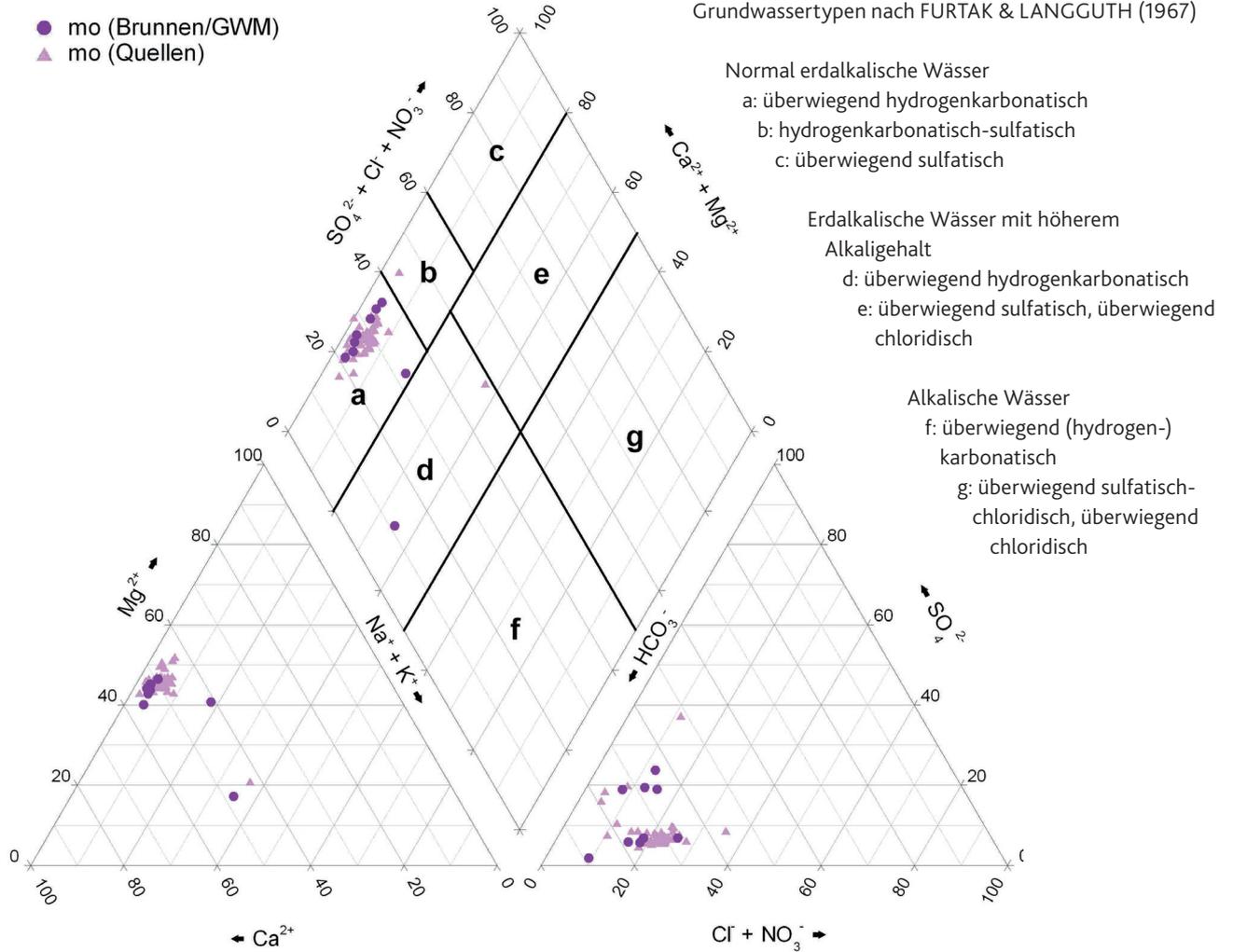


Abb. 4.19: Piper-Diagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit mo (oben). Medianwerte der Stoffkonzentrationen für die Hauptinhaltsstoffe (unten).

4.6.1.2.3 Keuper und Unterlias 1 (k + li1)

Piper-Diagramm

Bei den Hauptinhaltsstoffen der Grundwässer des Keupers dominieren Calcium und Magnesium sowie Hydrogenkarbonat. Die wenigen höheren Chlorid- und Nitratanteile sind auf anthropogene Einwirkungen zurückzuführen. Erhöhte Sulfatwerte sind eher geogenen Ursprungs, wobei diese auch durch anthropogene Stoffeinträge verursacht sein können. Nach der Klassifikation von FURTAK & LANGGUTH (1967) liegen die darstellenden Punkte im Wesentlichen im Feld der normal erdalkalischen Wässer vom Typ „überwiegend hydrogenkarbonatisch“.

Balkendiagramm und Boxplots

Zwischen den Proben aus Quellen und denen aus Brunnen und Grundwassermessstellen sind Konzentrationsunterschiede der Stoffinhalte im Wesentlichen bei den Anionen festzustellen.

Brunnen und Grundwassermessstellen

Die Calciumkonzentrationen liegen bei 106 mg/l. Die Magnesiumgehalte sind mit 52 mg/l relativ hoch und stehen mit den dolomitischen Mergeln und Dolomitbank-Einschaltungen (im Keuper) in Zusammenhang. Die Gehalte an Alkalien sind mit 5 mg/l bei Natrium und 3 mg/l bei Kalium deutlich geringer. Die Hydrogenkarbonatgehalte sind mit 391 mg/l erwartungsgemäß hoch.

Die Sulfatgehalte liegen mit 99 mg/l ebenfalls hoch und sind, zusammen mit einem höheren Calciumgehalt, häufig auf Gipsauslaugungen innerhalb der Keuperabfolge zurückzuführen, können lokal aber auch durch anthropogene Stoffeinträge verursacht sein. Die Chloridkonzentrationen liegen mit 23 mg/l sowie die Nitratgehalte mit 35 mg/l etwa im Niveau der liegenden hydrogeologischen Einheit Oberer Muschelkalk.

Quellen

Im Vergleich zu den Entnahmen aus Brunnen und Grundwassermessstellen werden in den Quellwässern mit 80 mg/l geringere Calciumkonzentrationen festgestellt. Der Magnesiumanteil ist mit 53 mg/l etwa gleich hoch. Die Natrium- und Kaliumgehalte liegen mit 6 mg/l bzw. 2 mg/l in derselben Größenordnung wie bei Brunnen/Grundwassermessstellen. Die Hydrogenkarbonatgehalte liegen bei 396 mg/l und damit im Bereich der Werte für die Brunnen und Grundwassermessstellen. Die Sulfatkonzentrationen sind mit 24 mg/l erheblich geringer. Wahrscheinlich spielt hierfür die stärkere Auslaugung im höheren Niveau der Keuperabfolge eine Rolle. Die Chloridkonzentrationen sind mit 15 mg/l gering, die Nitratgehalte sind mit etwa 13 mg/l bemerkenswert niedrig und liegen deutlich unterhalb des Wertes für die Entnahmen aus Brunnen und Grundwassermessstellen.

Die elektrische Leitfähigkeit schwankt für 90 % der Werte bei Brunnen/Grundwassermessstellen zwischen 710 und 893 $\mu\text{S}/\text{cm}$, bei Quellen zwischen 777 und 912 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Der Medianwert liegt bei 858 bzw. 876 $\mu\text{S}/\text{cm}$. 90 % aller pH-Werte liegen für Brunnen und Grundwassermessstellen zwischen 6,9 bis 8,0, für die Quellwässer ergibt sich eine Spannweite von 7,3 bis 8,1. Mit einem Median von 7,4 weisen sowohl die Wässer der Brunnen/Grundwassermessstellen wie auch der Quellen einen überwiegend alkalischen Charakter auf.

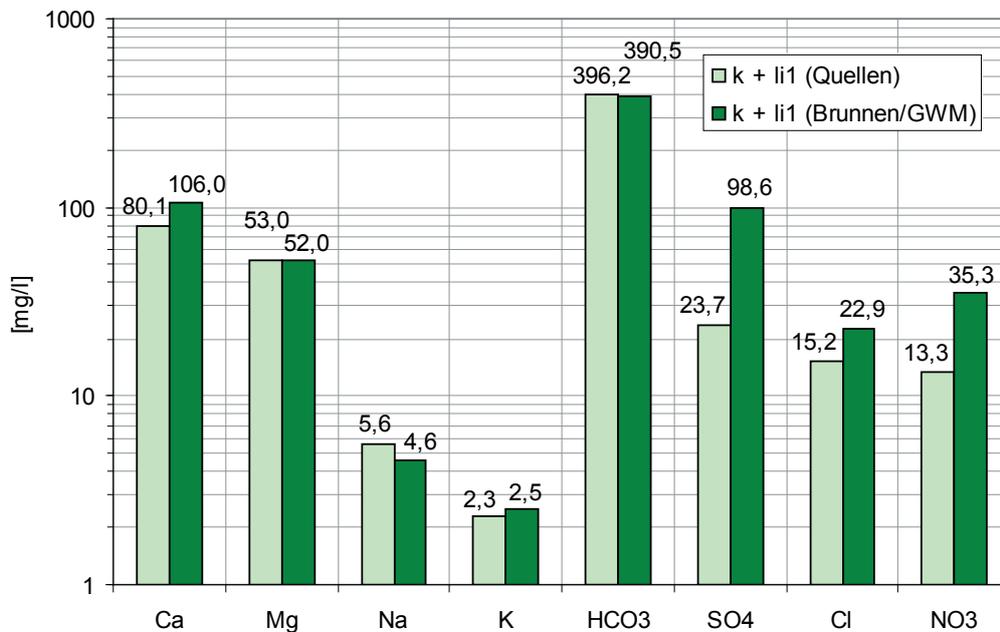
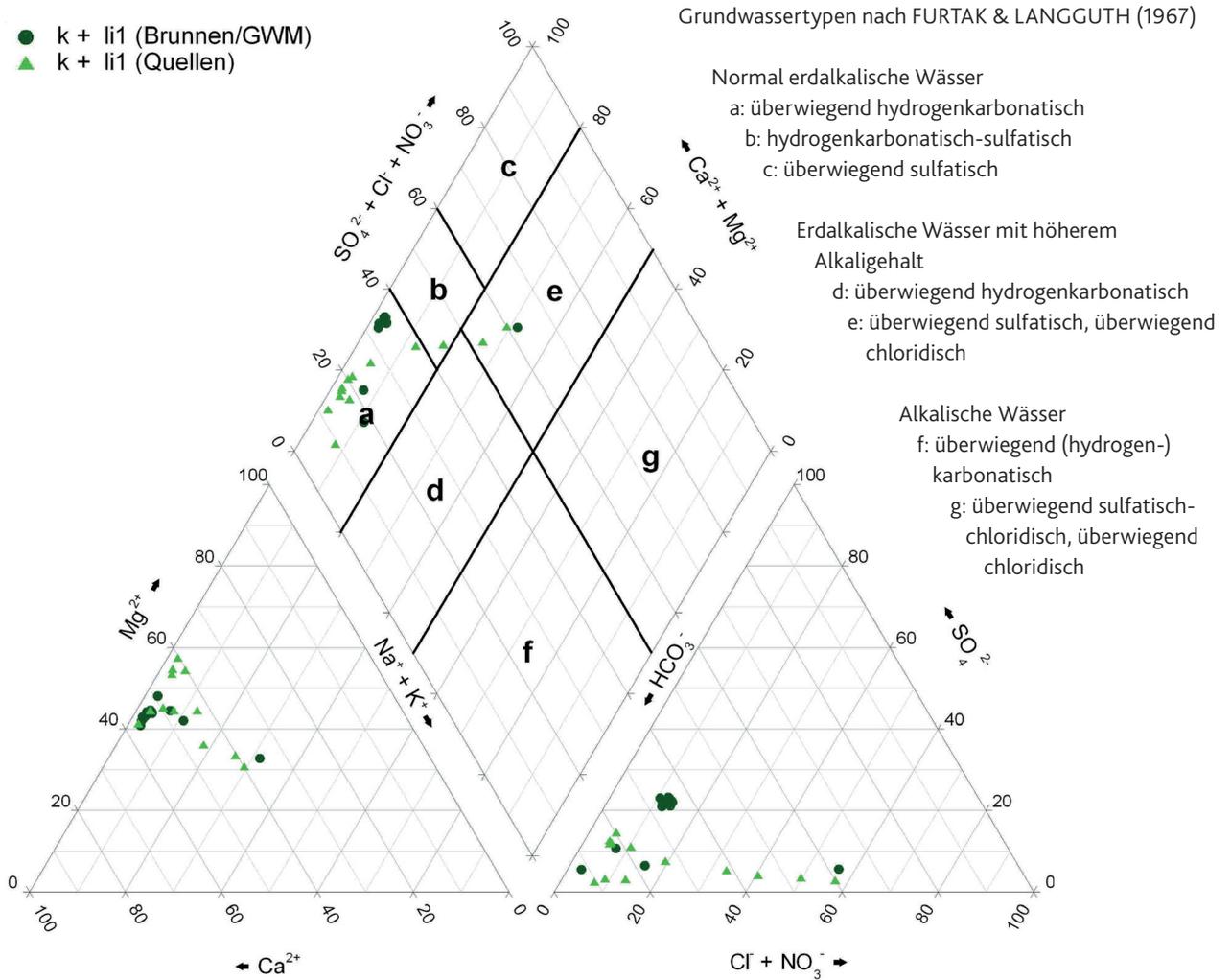


Abb. 4.20: Piper-Diagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit k + li1 (oben). Medianwerte der Stoffkonzentrationen für die Hauptinhaltsstoffe (unten).

4.6.1.2.4 Unterlias 2 (li2)

Piper-Diagramm

Bei den Wässern des Luxemburger Sandsteins dominieren auf der Kationenseite Calcium und Magnesium. Auf der Anionenseite besteht eine höhere Variabilität der Zusammensetzung. Die Wässer sind überwiegend hydrogenkarbonatisch, zeigen aber eine Tendenz zu höheren Chlorid- und Nitrat- sowie teilweise auch zu höheren Sulfatgehalten. Dementsprechend handelt es sich bei den untersuchten Wässern im Wesentlichen um normal erdalkalische Wässer vom Typ „hydrogenkarbonatisch-sulfatisch“ sowie „überwiegend hydrogenkarbonatisch“.

Balkendiagramm und Boxplots

Für den Unterlias 2 stehen nur Datensätze von Quellwässern zur Verfügung. Hinsichtlich der Medianwerte überwiegt bei den Kationen Calcium mit 45 mg/l deutlich vor Magnesium mit 19 mg/l. Dies ist dem kalkigen – nicht mehr dolomitischen – Bindemittel der Sandsteine zuzuschreiben. Der Anteil an Alkalien ist gering, wobei Natrium mit 5 mg/l etwas höhere Gehalte aufweist als Kalium (3 mg/l). Damit sind die Gehalte der Erdalkalimetalle deutlich geringer als bei den unmittelbar liegenden karbonathaltigen Einheiten, während die Gehalte an Alkalien im Bereich der aus den liegenden Einheiten bekannten Größenordnungen liegen.

Bei den Anionen ist infolge des überwiegend kalkigen Bindemittels des Sandsteins das Hydrogenkarbonat vorherrschend. Mit einem Medianwert von 134 mg/l ist der Hydrogenkarbonatgehalt relativ hoch, liegt jedoch deutlich unter den Werten der liegenden Einheiten (bis 396 mg/l). Ein bedeutender Bestandteil ist mit 57 mg/l auch Nitrat. Da die Einzugsgebiete der Lias-Quellen vielfach intensiv landwirtschaftlich genutzt werden, sind die Nitratgehalte auf überwiegend anthropogene Stoffeinträge zurückzuführen. Die höheren Sulfatwerte (31 mg/l) können auch anthropogenen oder geogenen Ursprungs sein, da der Oxidation des primär reichlich im Sandstein vorhandenen Pyrits eine bedeutende Rolle zukommt (NEUMANN-REDLIN 1971). Die Chloridkonzentrationen liegen mit 17 mg/l im Wertebereich der liegenden Einheit Keuper + Unterlias 1.

Die elektrische Leitfähigkeit zeigt mit einer geringen Spannweite von 254 bis 616 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und einem Median von lediglich 438 $\mu\text{S}/\text{cm}$ eine relativ geringe Mineralisation der Grundwässer des Luxemburger Sandsteins an. Mit einer Spannweite von 7,0 bis 8,1 zeigen die pH-Werte eine gewisse Streuung, liegen aber mit einem Median von 7,8 vorwiegend im alkalischen Bereich. Dies weist darauf hin, dass das karbonathaltige Grundwasserleitersystem eine rasche und wirksame Pufferung des zunächst sauren neugebildeten Grundwassers erfährt.

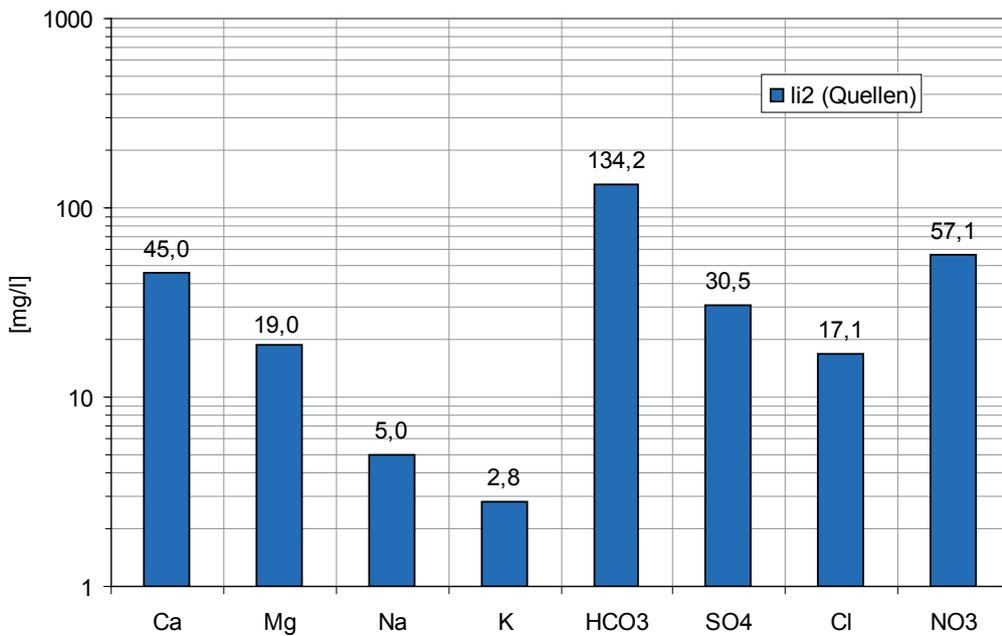
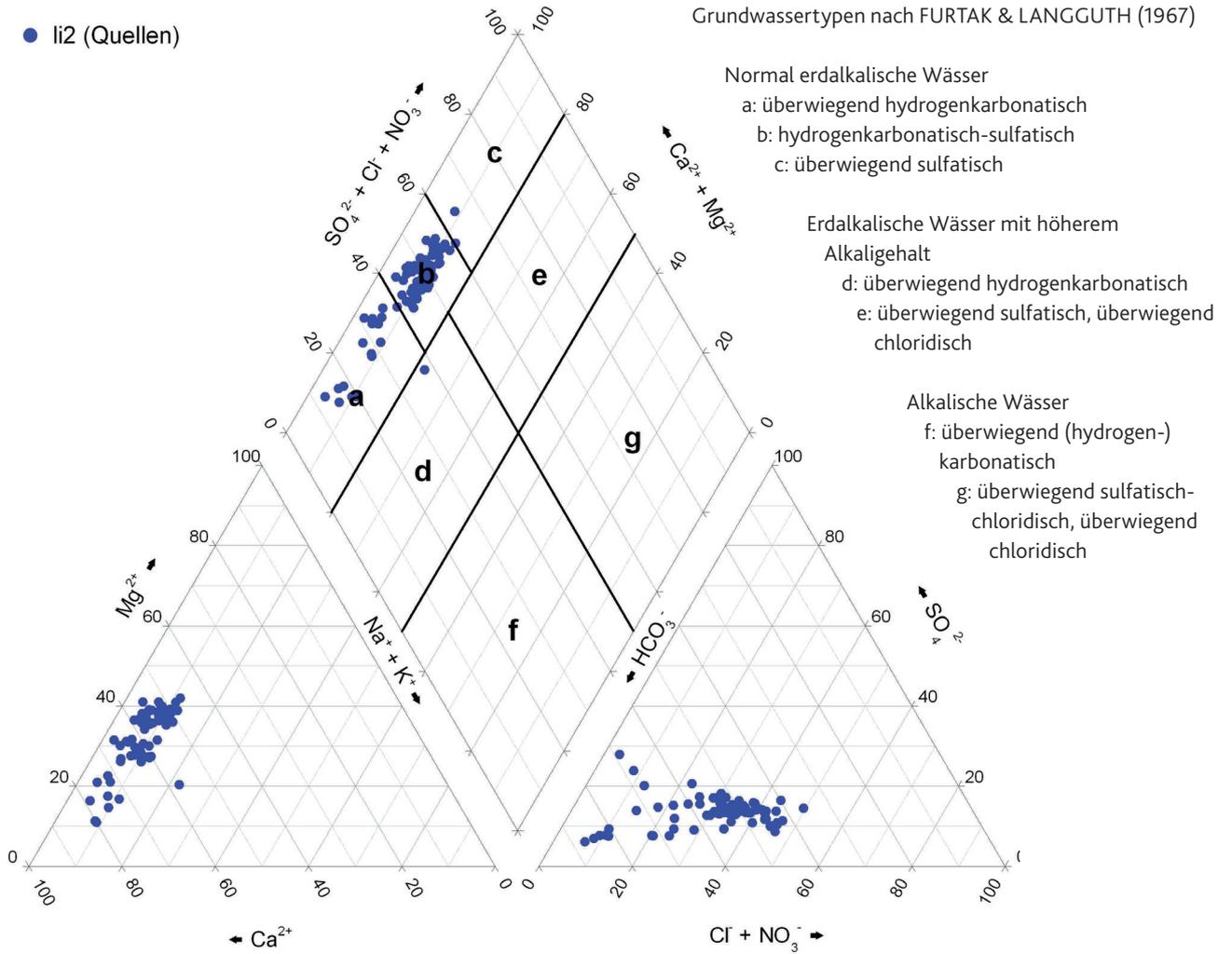


Abb. 4.21: Piper-Diagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit li2 (oben). Medianwerte der Stoffkonzentrationen für die Hauptinhaltsstoffe (unten).

4.6.1.2.5 Quartär (q)

Datensätze für das Quartär liegen nur von Grundwassermessstellen vor. Die Messpunkte liegen alle im Bereich des Moseltals.

Piper-Diagramm

Die Hauptkationen der untersuchten Wässer aus den quartären Schottern und Sanden sind Calcium und Magnesium, wobei auch Wässer mit erhöhten Natrium- und Kaliumgehalten auftreten. Im Anionen-Dreieck zeigt vor allem Hydrogenkarbonat sowie die Summe aus Chlorid und Nitrat eine große Streuung hinsichtlich des relativen Anteils. Dementsprechend handelt es sich um normal erdalkalische Wässer vom Typ „überwiegend hydrogenkarbonatisch“ und „hydrogenkarbonatisch-sulfatisch“ sowie erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch“.

Balkendiagramm und Boxplots

Bei den Kationen ist Calcium mit einem Medianwert von 118 mg/l vorherrschend. Die Magnesiumkonzentrationen treten mit 24 mg/l in den Hintergrund. Dagegen erreichen die Gehalte an Alkalien im Vergleich zu den bekannten Konzentrationsbereichen der liegenden Einheiten überdurchschnittlich hohe Werte. Insbesondere die Natriumgehalte sind mit 65 mg/l deutlich erhöht, auch Kalium liegt im Median bei 6 mg/l. Die vergleichsweise hohen Hydrogenkarbonatgehalte von 269 mg/l stehen vermutlich mit einer Lösung karbonatischer Gerölle in den Terrassen im Zusammenhang, auch beeinflusst ein Abstrom aus den Grundwasserleitersystemen der Festgesteine die Konzentration. Die Medianwerte für Sulfat mit ca. 92 mg/l sowie für Chlorid um 160 mg/l sind die höchsten in den untersuchten Wässern und zeigen, wie auch die hohen Natriumgehalte, eine erhebliche Beeinflussung der in den quartären Schottern der Moselterrasse vorkommenden Grundwässer durch unmittelbare Stoffeinträge bzw. durch die Infiltration chloridreicheren Moselwassers in den quartären Grundwasserleiter an (vgl. SCHWILLE 1973). Geringe Flurabstände und mehrheitlich fehlende Deckschichten führen zu einem gegen Schadstoffeinträge gering geschützten Grundwasservorkommen. Die Nitratkonzentrationen sind mit einem Median von 1 mg/l sehr gering, der festgestellte Wertebereich erstreckt sich jedoch bis etwa 100 mg/l.

Die elektrische Leitfähigkeiten liegen im Median bei 1074 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und zeigen mit Werten von 693 bis 1442 $\mu\text{S}/\text{cm}$ eine relativ große Spannweite. Die pH-Werte, die zwischen 7,0 und 7,7 streuen, weisen mit einem Medianwert von 7,5 auf einen überwiegend alkalischen Charakter der Grundwässer hin.

Grundwassertypen nach FURTAK & LANGGUTH (1967)

● q (GWM)

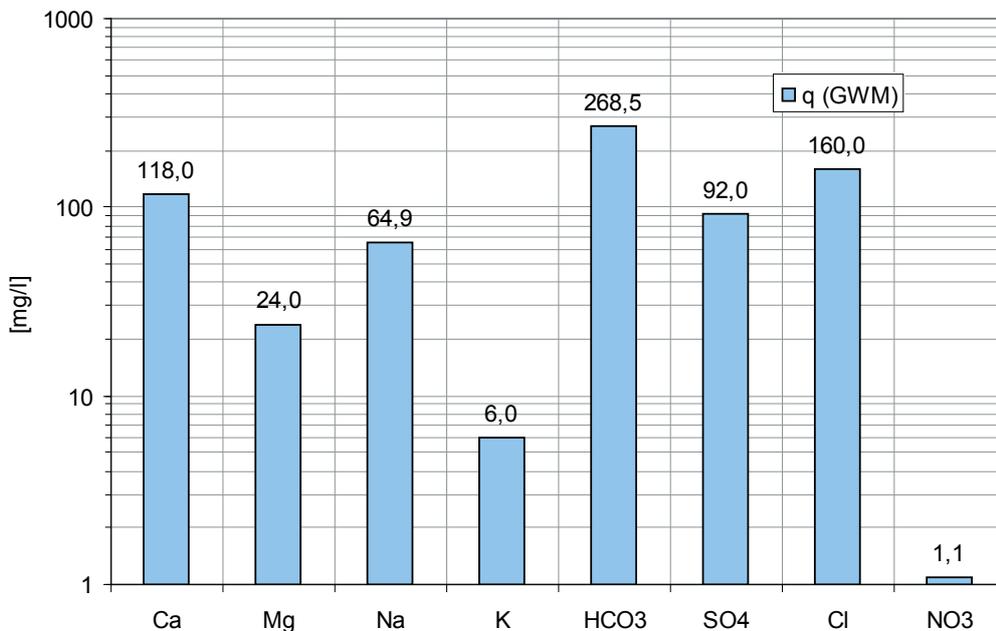
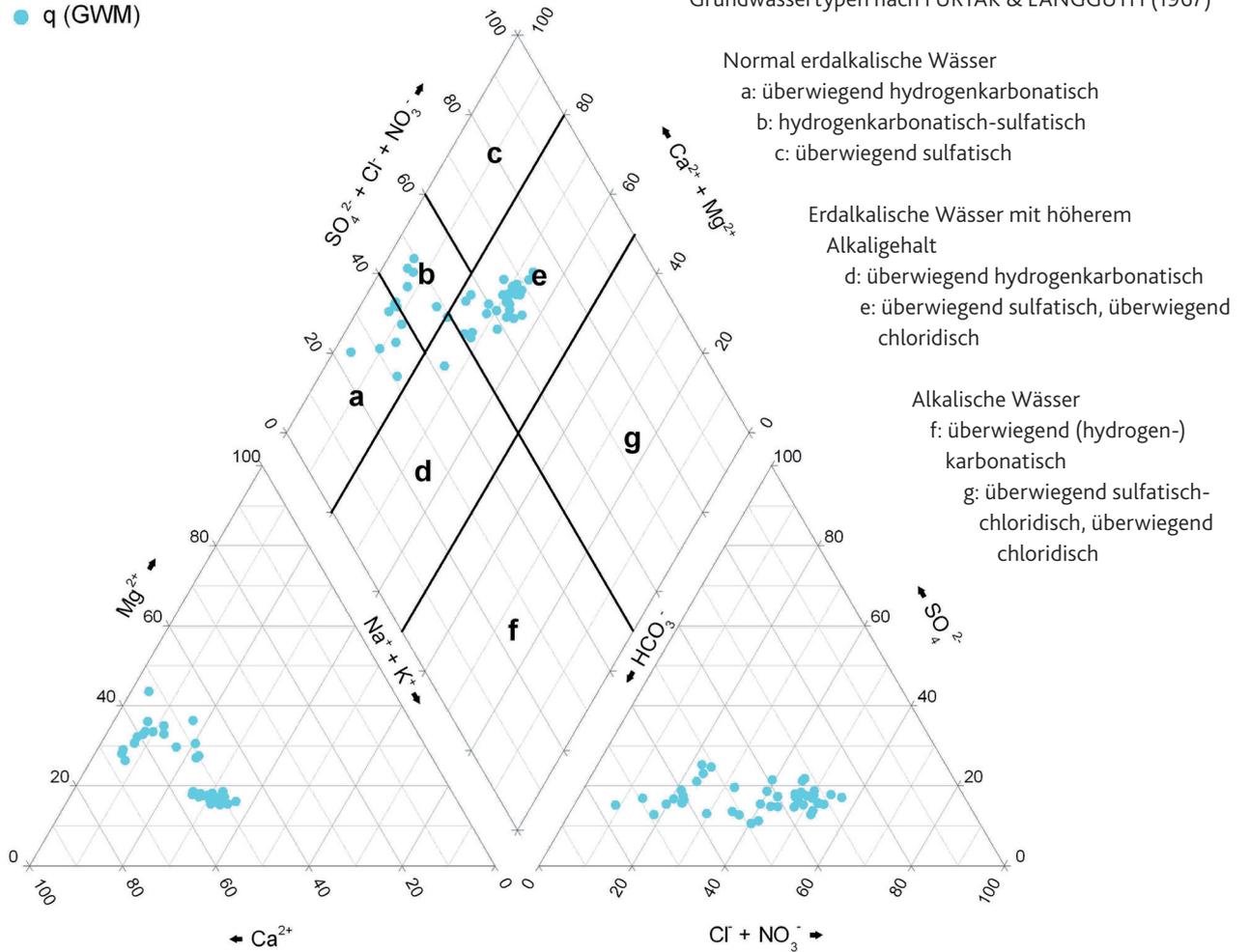


Abb. 4.22: Piper-Diagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit q (oben). Medianwerte der Stoffkonzentrationen für die Hauptinhaltsstoffe (unten).

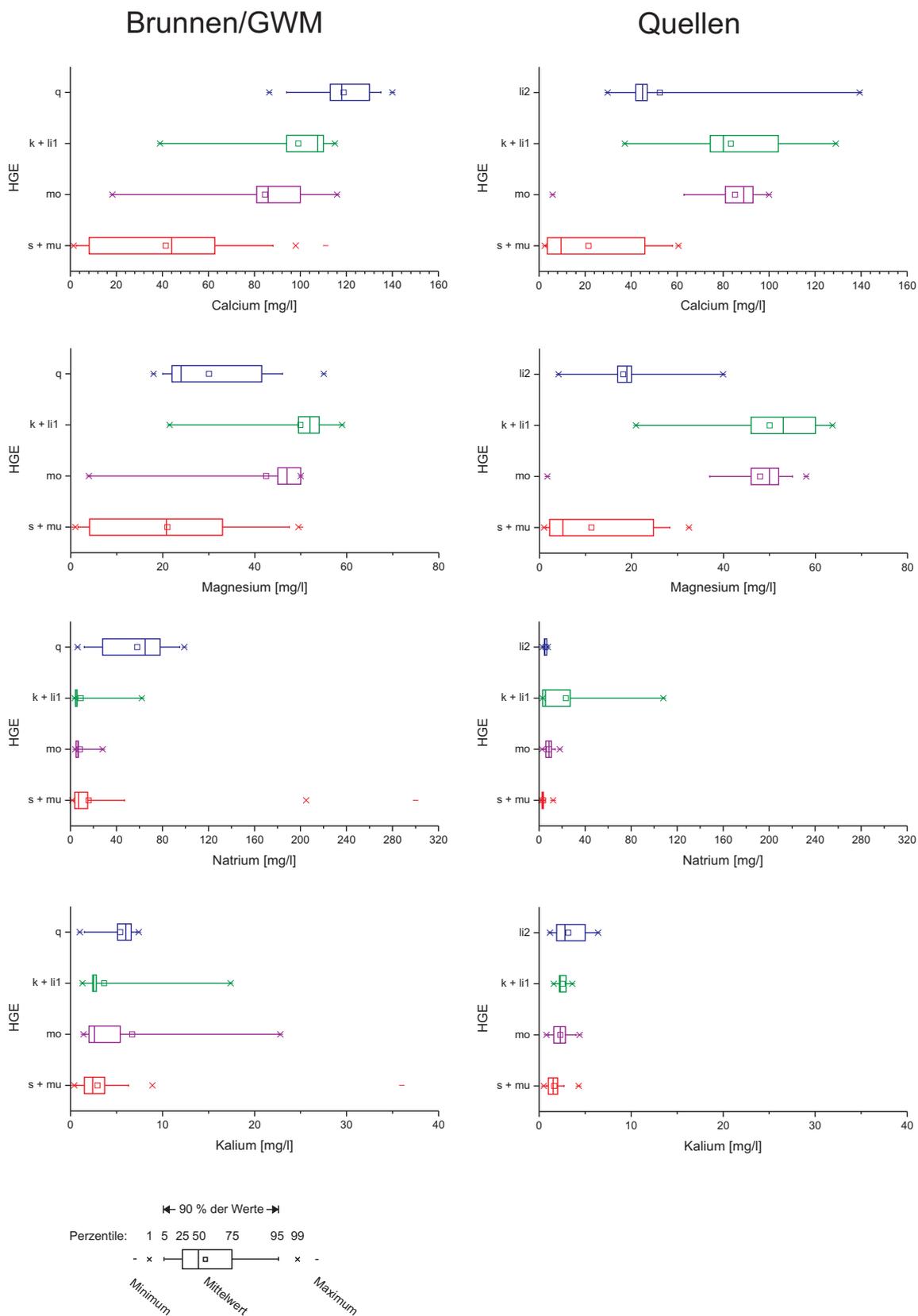


Abb. 4.23 a: Gehalte der Hauptinhaltsstoffe (Kationen) als Boxplots, differenziert nach hydrogeologischen Einheiten und Aufschlüssen.

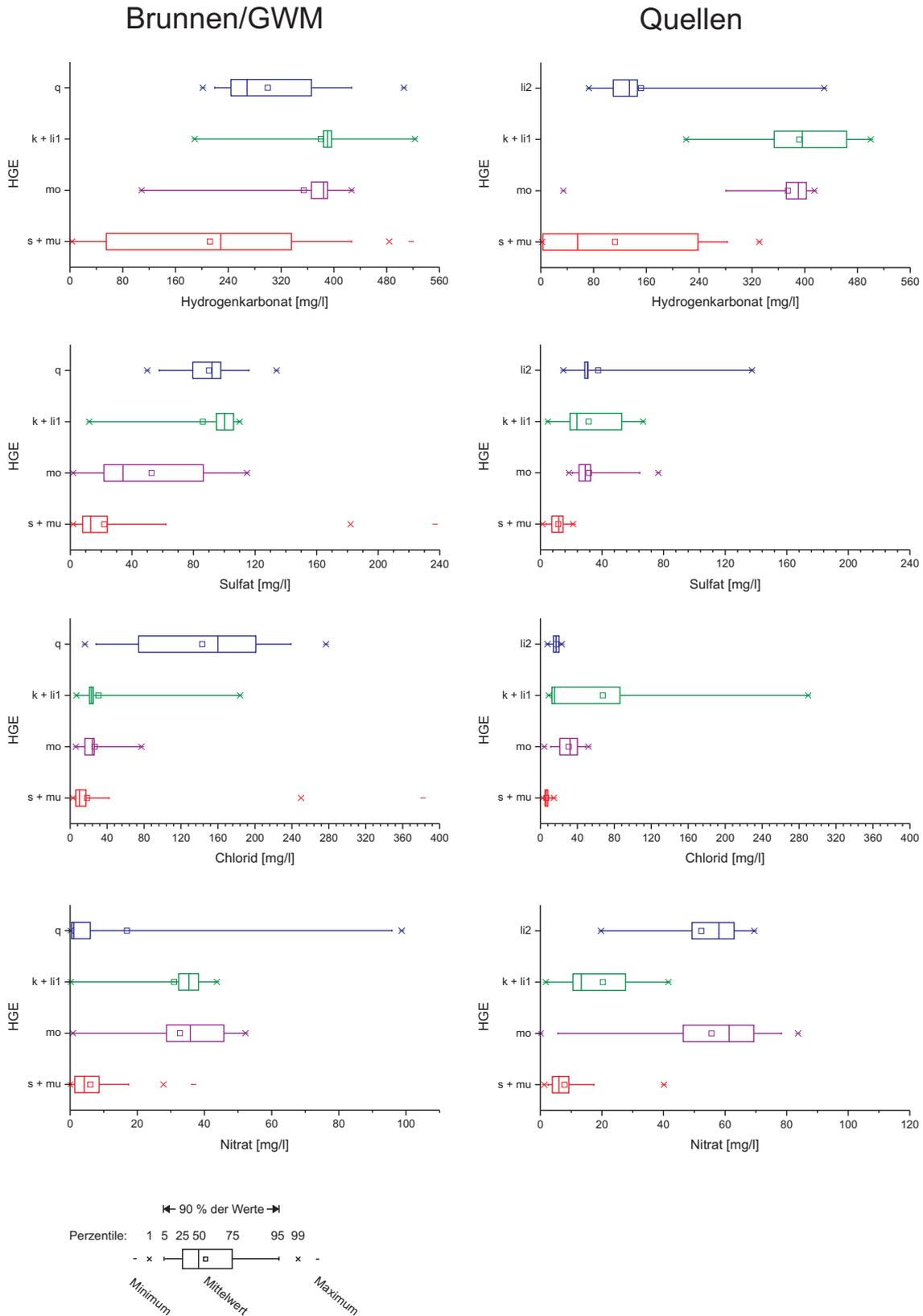


Abb. 4.23 b: Gehalte der Hauptinhaltsstoffe (Anionen) als Boxplots, differenziert nach hydrogeologischen Einheiten und Aufschlussarten.

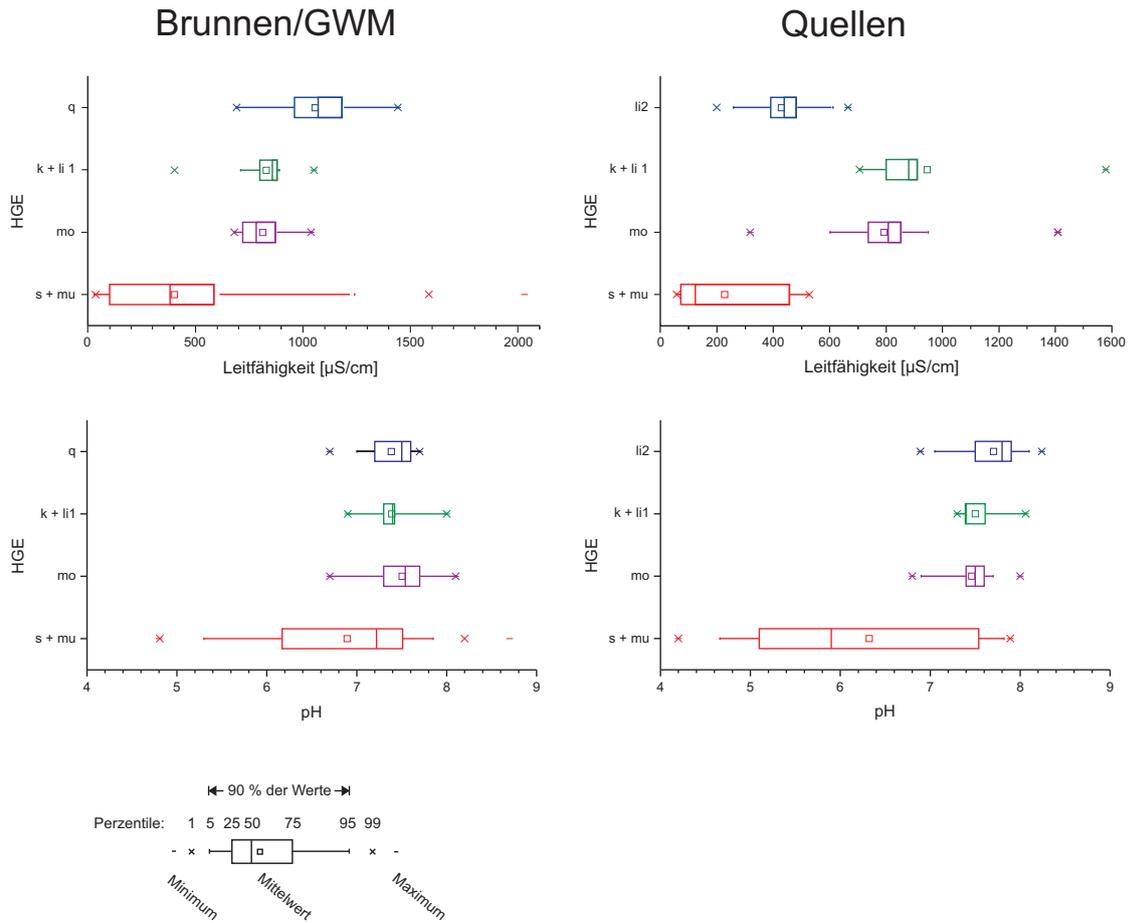


Abb. 4.23 c: Elektrische Leitfähigkeit und pH-Wert als Boxplots, differenziert nach hydrogeologischen Einheiten und Aufschlussarten.

4.6.2 Zeitreihen zur diffusen Belastung des Grundwassers mit Nitraten und zur Versauerung

In Rheinland-Pfalz gibt es 279 Grundwassermessstellen des Monitoring-Messnetzes der EU-Wasser-rahmenrichtlinie, von denen sich im Kartiergebiet 17 befinden. Sie werden regelmäßig bis zu zweimal pro Jahr untersucht. Die Untersuchungen erfolgen an einigen Messstellen zum Teil schon seit 25 Jahren, sodass parameterbezogen auch längerfristige Aussagen zur Entwicklung der Grundwasserbeschaffenheit gemacht werden können. Neben diesen EU-Messstellen befindet sich im oberen Salmatal an einem quellnahen Bachlauf eine automatische Messstation, an der seit 1989 kontinuierliche Messungen von Abfluss bzw. Grundwasserstand, Wassertemperatur, pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit erfolgen. Ergänzt werden die dortigen Messungen durch hydrochemische Begleituntersuchungen in engeren Zeitintervallen, die im Bachlauf, seiner Quelle sowie an zwei nah gelegenen Grundwassermessstellen erfolgen. Kürzere Zeitintervalle der Beschaffenheitsmessungen sind insbesondere bei Quellen erforderlich, um die entsprechenden saisonalen Beschaffenheitsänderungen des Grundwassers aufzeigen zu können.

Im Bereich des Ferschweiler Plateaus, in der hydrogeologischen Einheit Unterlias 2, wird seit 1985 das Grundwasser in einem Quelleinzugsgebiet fortlaufend unter anderem auf den Parameter Nitrat untersucht. Bei einer mittleren jährlichen Niederschlagshöhe von 700 bis 750 mm beträgt die durchschnittliche Grundwasserneubildungsrate in diesem Gebiet etwa 120 mm/a. Die regelmäßig untersuchten Quellen 4503- & 4504-Ferschweiler (Abb. 4.24) erschließen oberflächennahes Grundwasser aus dem Luxemburger Sandstein-Aquifer und weisen ein etwa 1 km² großes Einzugsgebiet auf, das überwiegend landwirtschaftlich genutzt wird. Die mittlere Schüttung beider Quellfassungen beträgt rund 110.000 m³/a.

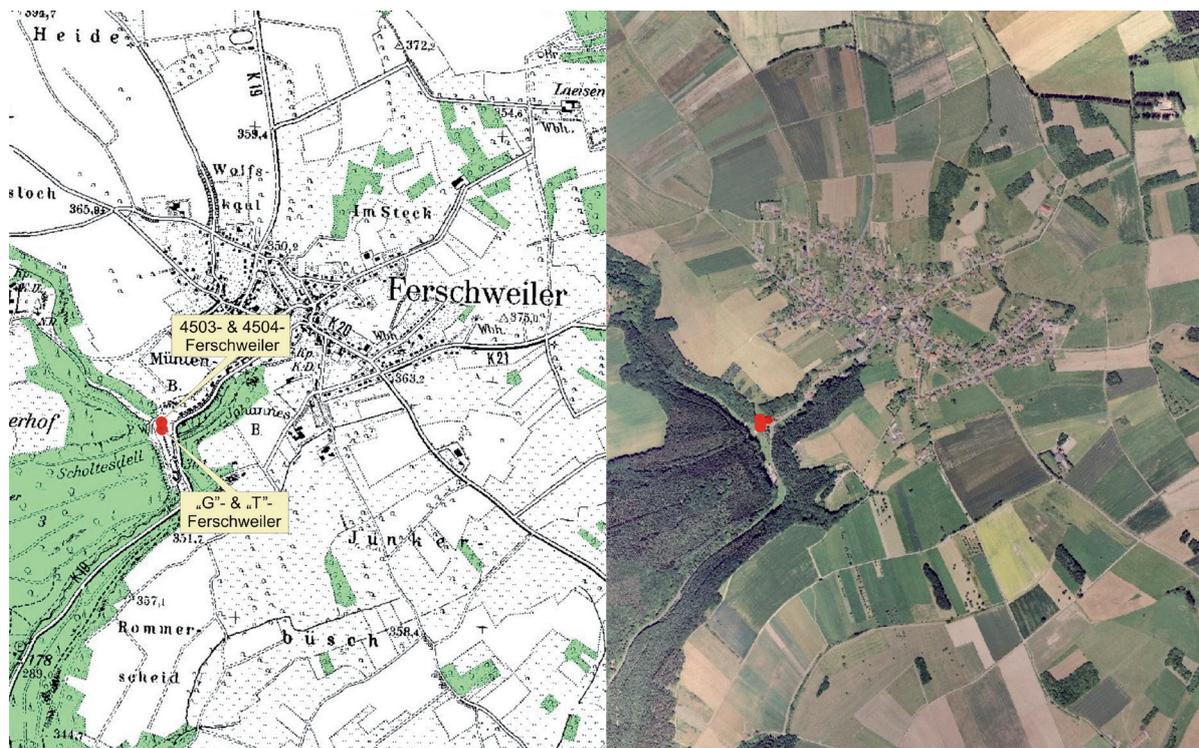


Abb. 4.24: Probenahmestellen der Quellen 4503- & 4504-Ferschweiler sowie der Quellen „G“- & „T“-Ferschweiler.

Abb. 4.25 zeigt die Quellschüttungsganglinie von 4503- & 4504-Ferschweiler. Die Quellen 4503- & 4504-Ferschweiler schütten summarisch in der Spitze bis zu 500 m³/d, während die niedrigste Schüttung in der fast 60-jährigen Beobachtung etwa 40 m³/d beträgt. Der typische jahreszeitliche Gang einer Quellschüttung mit hohen Werten im Frühjahr – der Grundwasserneubildungsphase – und niedrigsten Werten zum Spätherbst hin ist zwar noch erkennbar, wird aber deutlich vom mehrjährigen Wechsel von Grundwasserüberschuss- und defizitären Phasen überlagert.

Während Mitte der 70er Jahre des vorigen Jahrhunderts eine fast 10-jährige Phase mit überdurchschnittlicher Neubildung des Grundwassers einsetzte, fiel die Neubildung Ende der 80er Jahre wieder deutlich ab. Die Grundwasserspeicher verblieben fast 10 Jahre im Defizit und befinden sich nach einer recht kurzen Überschussphase (2001–2004) aktuell wieder in der gleichen Situation. Gegenüber dem vieljährigen Mittel ist seit Beginn dieses Jahrtausends eine unterdurchschnittliche Grundwasserneubildung festzustellen.

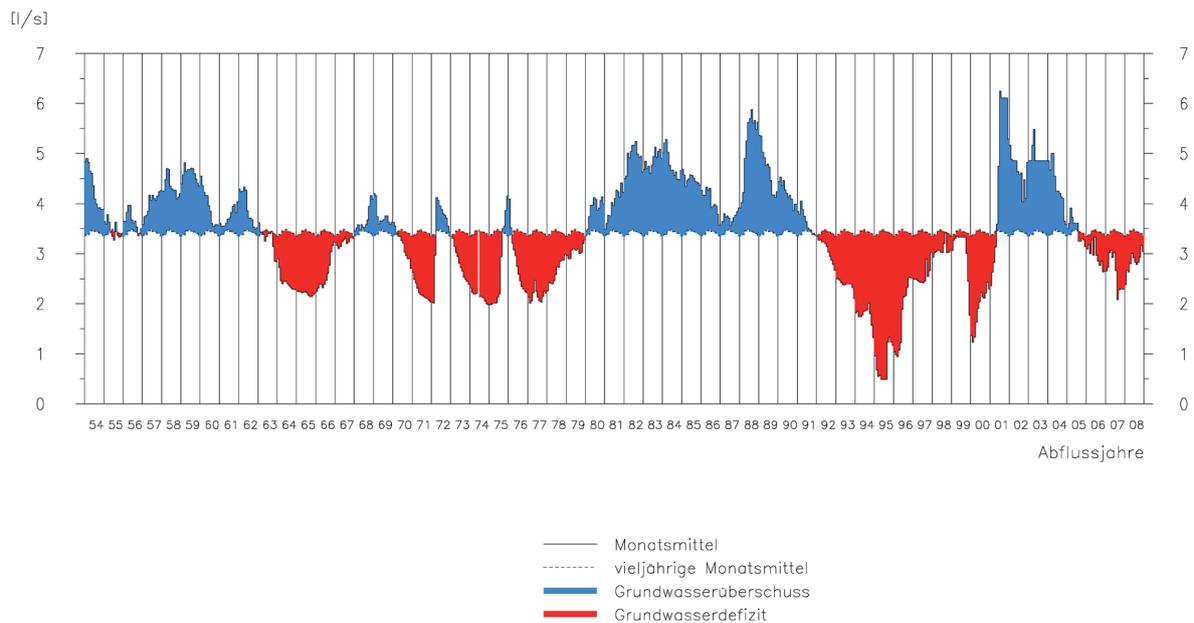


Abb. 4.25: Quellschüttungsganglinie der Quellen 4503- & 4504-Ferschweiler

Dieser vieljährige periodische Verlauf der Schüttung an den Ferschweiler Quellen paust sich durchaus auch auf die Wasserbeschaffenheit durch. Während der mehr als 20-jährigen Beobachtung der chemischen Beschaffenheit der Quellwässer zeigen die Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe keinerlei jahreszeitlichen Verlauf, wohl aber eine – wenn auch sehr gedämpfte – vieljährige Tendenz. Seit Beginn der hydrochemischen Beobachtungen im Jahr 1985 bis Mitte der 90er Jahre ist keine Tendenz zu erkennen, die Nitratwerte liegen bei unterdurchschnittlichen Grundwasserneubildungsraten um 60 bis 70 mg/l. Mit der einsetzenden Phase überdurchschnittlicher Grundwasserneubildung (etwa 1995 bis 2002) fallen die Nitratwerte um 10 bis 20 mg/l und verharren seit Beginn des Jahrtausends wieder bei Konzentrationen von nunmehr 40 bis 55 mg/l (Abb. 4.26). Alle untersuchten Quellen bei Ferschweiler zeigen dabei die gleiche Tendenz und unterscheiden sich in den Absolutwerten ihrer Nitratkonzentrationen lediglich um etwa 10 mg/l als Folge des unterschiedlichen Waldanteils im jeweiligen kleinräumigen Teileinzugsgebiet.

Da an den Quellen bei Ferschweiler mehr als 75 % der Qualitätsnorm des Grundwassers von 50 mg/l erreicht werden, muss die 1995 eingesetzte Trendumkehr entsprechend den Vorgaben der EU-Wasserrahmenrichtlinie weiter beobachtet werden. Die Qualitätsnorm für Grundwasser wird derzeit nur knapp unterschritten.

Auch bei den weiteren im Kartiergebiet liegenden Messstellen können im Bereich landwirtschaftlicher Nutzflächen Nitratwerte des oberflächennahen Grundwassers von etwa 50 bis 80 mg/l gemessen werden. Dies entspricht einem Flächensaldo – bezogen auf das Sickerwasser – von 15 bis 20 kg N/ha • a. Sehr viel höhere Nitratwerte, wie sie in der rheinhessischen Rheinniederung und insbesondere in der Vorderpfalz auftreten, sind an keiner Stelle im Kartiergebiet bekannt. Aufgrund der Grundwasserneubildungsraten, weiterer hydrologischer Randbedingungen und in Verbindung mit der Landnutzung sind sie auch nicht zu erwarten. Signifikante Tendenzen der Nitratentwicklung im Grundwasser sind in der gesamten Kartierfläche nicht zu erkennen.

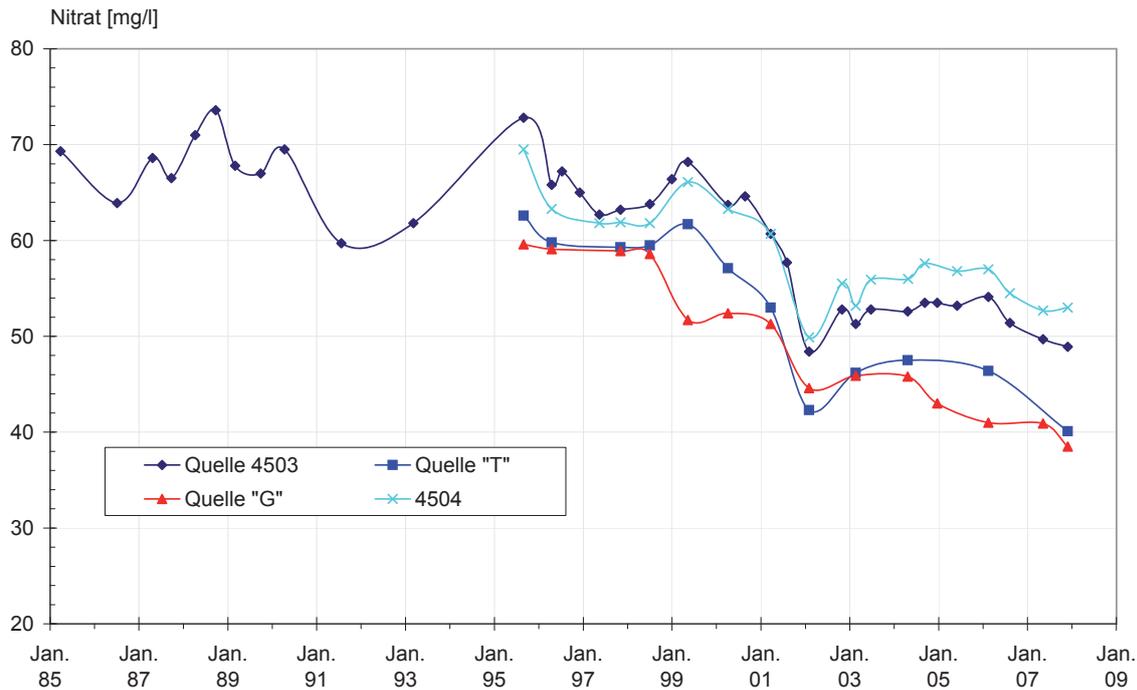


Abb. 4.26: Nitratganglinien der Quellen 4503-, 4504-, „G“- und „T“-Ferschweiler.

Auch wenn die Qualitätsnorm für Nitrat im Grundwasser nur lokal und meist nur knapp überschritten wird, gehört das Kartiergebiet dennoch zu den Landesteilen, in denen entsprechende Maßnahmenprogramme im Bereich landwirtschaftlicher Nutzflächen zur Minderung der Nitratreinträge in das Grundwasser erforderlich werden. Dies gilt sowohl nach dem Ergebnis der Bestandsaufnahme 2004 zur Wasserrahmenrichtlinie als auch nach dem Ergebnis einer Revision in 2008.

Während im Lias-Sandstein sowie im Oberen Muschelkalk und im Keuper des zentralen Bitburger Landes Nitratprobleme im oberflächennahen Grundwasser auftreten können, zeigen Oberhangquellen und quellnahe Bachläufe des Oberen und Mittleren Buntsandsteins am Nordwestrand des Projektgebietes bisweilen Versauerungserscheinungen.

Im oberen Salmthal wurde 1988 an einem quellnahen Bachlauf die hydrologische Messstation H3 eingerichtet, die seither die wesentlichsten Parameter zur Beurteilung der Gewässerversauerung im Buntsandstein (hydrogeologische Einheit s + μ) kontinuierlich misst (Abb. 4.27). Ergänzt werden diese kontinuierlichen Messungen durch hydrochemische Stichproben des Bachwassers, der zugehörigen Quelle sowie an zwei Beobachtungsrohren des Grundwassers in mehrwöchentlichem Abstand.

Aufgrund der relativ hohen Niederschläge, des kleinen Einzugsgebietes der Messstation sowie der weiteren hydrogeologischen Randbedingungen zeigt der quellnahe Bachlauf eine extreme Abflussamplitude mit einem Verhältnis von weit mehr als 1:100. Extremniederschlagsereignisse und plötzliches Tauwetter können von dem natürlichen Gerinne des Bachlaufs nicht mehr aufgenommen werden und fließen dann diffus über die Hangflächen der Salm direkt zu.

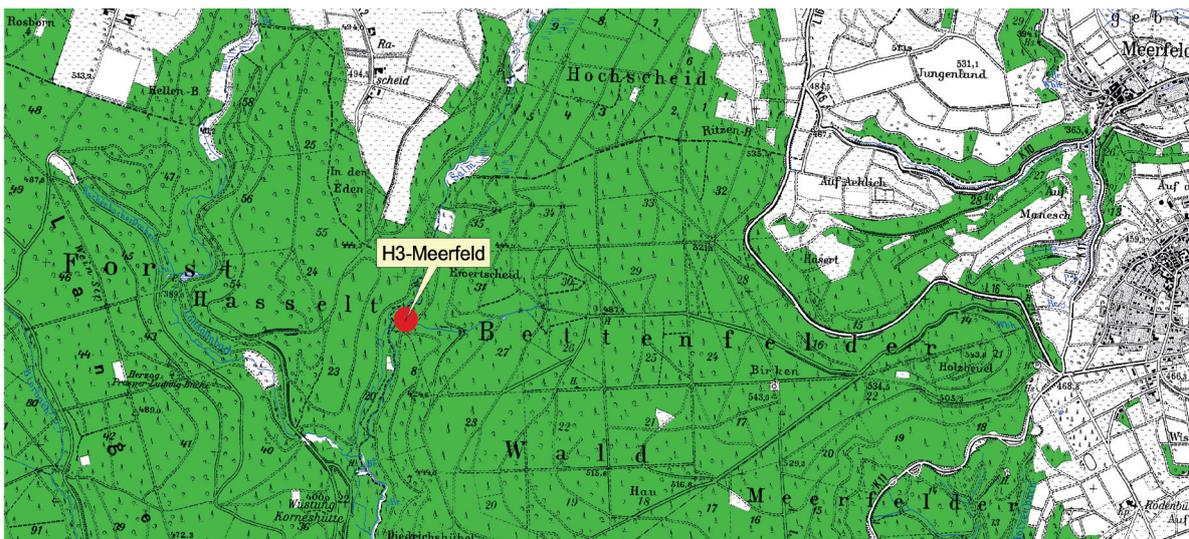


Abb. 4.27: Lage der Messstation H3-Meerfeld

Das saisonale Abflussgeschehen an H3-Meerfeld korreliert eng mit den im Bachwasser zu messenden pH-Werten (Abb. 4.28). Hohe Abflüsse im Frühjahr führen zum starken Abfall des pH-Wertes, wobei die Spanne von Frühjahrs- zu Herbstwerten eine pH-Einheit sogar überschreiten kann. Die Frühjahrs-pH-Werte (Einzelwerte) erreichten bis Mitte der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts im Minimum sehr niedrige 4,3 und bewegten sich damit im Aluminiumpufferbereich. Mit den Kompensationskalkungen der Wälder hat sich der pH-Wert seither um etwa eine pH-Einheit erhöht, erreicht aber im Frühjahr bei entsprechendem Abfluss immer noch Werte unter 5.

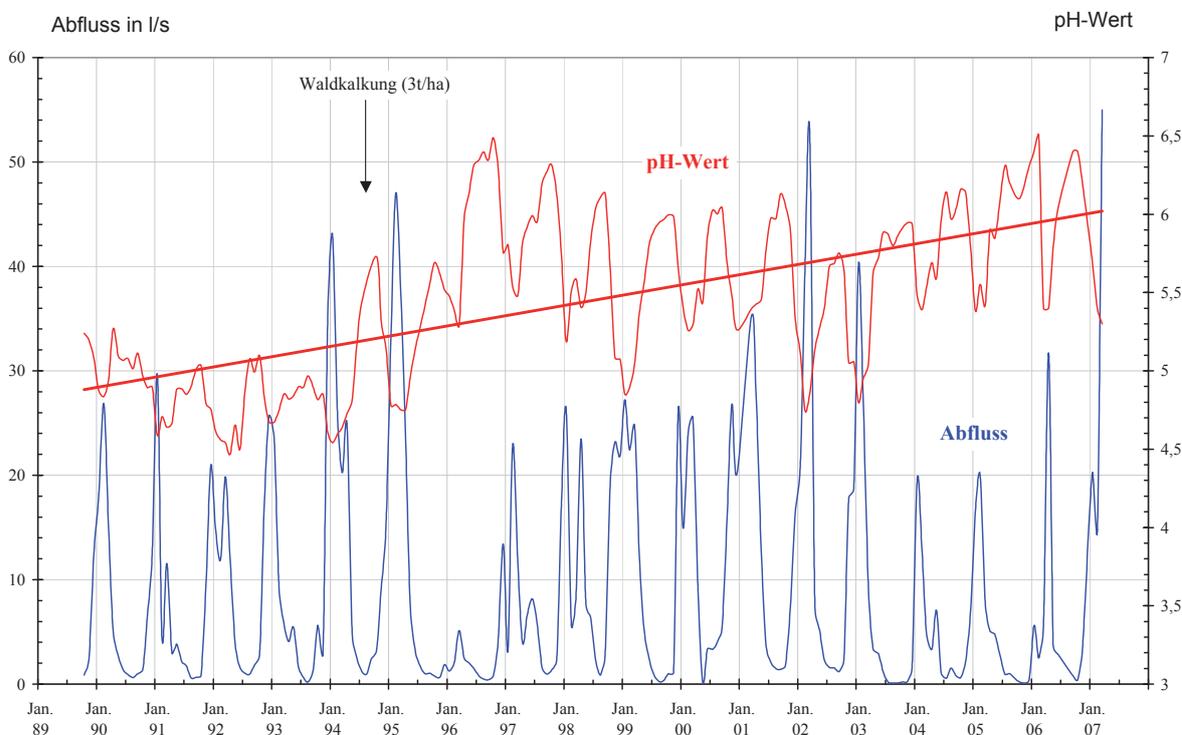


Abb. 4.28: Abfluss und pH-Wert (Monatsmittelwerte) in einem Bachlauf im oberen Salmtal (Messstation H3-Meerfeld).

Während zu Beginn der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts im Frühjahr bei hohem Abfluss und sehr niedrigem pH-Wert noch bis zu 800 µg/l Aluminium gemessen wurden und auch bei Niedrigwasserführung im Herbst 200 µg/l nicht unterschritten wurden, liegen die Frühjahrswerte in den letzten 10 Jahren in der Spitze nur noch bei 400 µg/l und gehen im Spätjahr auf Werte unter 100 µg/l zurück. In einigen wenigen Fällen wird sogar die Bestimmungsgrenze für Aluminium von 25 µg/l unterschritten. Die Belastungen des Bachwassers mit Aluminium und anderen Spurenmetallen haben sich während der 20-jährigen Beobachtungsphase annähernd halbiert. Gleichwohl wird die Grenze, die für die Fischtoxizität von Aluminium angesetzt werden muss, noch immer überschritten.

Der langfristige Erfolg der Maßnahmen zur Luftreinhaltung spiegelt sich im Verlauf der Sulfatkonzentrationen im quellenahen Bachlauf wider. Zwar schwanken die Sulfatwerte in enger Korrelation mit dem Abfluss (hoher Abfluss => höhere Sulfatwerte) mit einer Amplitude bis zu 6 mg/l, doch zeigt sich über die gesamte Beobachtungsdauer von nunmehr fast 20 Jahren eine signifikante Tendenz: Die Sulfatwerte gehen mit einer Rate von etwa 2 mg/10 a deutlich erkennbar zurück und liegen bei einer Ausgangskonzentration in 1989 von 12 bis 18 mg/l aktuell bei Werten von 10 bis 14 mg/l (Abb. 4.29).

Eine ganz ähnliche Beobachtung wie beim Sulfat ist auch beim Nitrat – einem weiteren Säure anzeigenden Anion – zu machen. Als biophile Verbindung und bei ohnehin anderen Emissionsquellen fällt die Tendenz mit 1 mg/10 a weniger stark und auch weniger signifikant aus (Abb. 4.29). Die Nitratkonzentrationen im Bachwasser erreichen im Frühjahr – auch aktuell – Spitzenwerte um 8 mg/l und liegen im Spätjahr bei Niedrigwasserabfluss bei nur noch 1 mg/l. So führt der relativ hohe Abfluss im Frühjahr 2006 nach den beiden abflussärmeren Jahren 2004 und 2005 zu einem deutlichen Anstieg der Nitratkonzentrationen im Bachwasser, da die im System zwischengespeicherten Stickstoffverbindungen ausgetragen wurden. Der Nitrataustrag aus dem etwa 1 km² großen Einzugsgebiet der Messstation erreicht eine Nitratfracht von bis zu 20 kg/d bzw. – umgerechnet auf die Fläche – rund 17 kg Nitrat-N/ha • a.

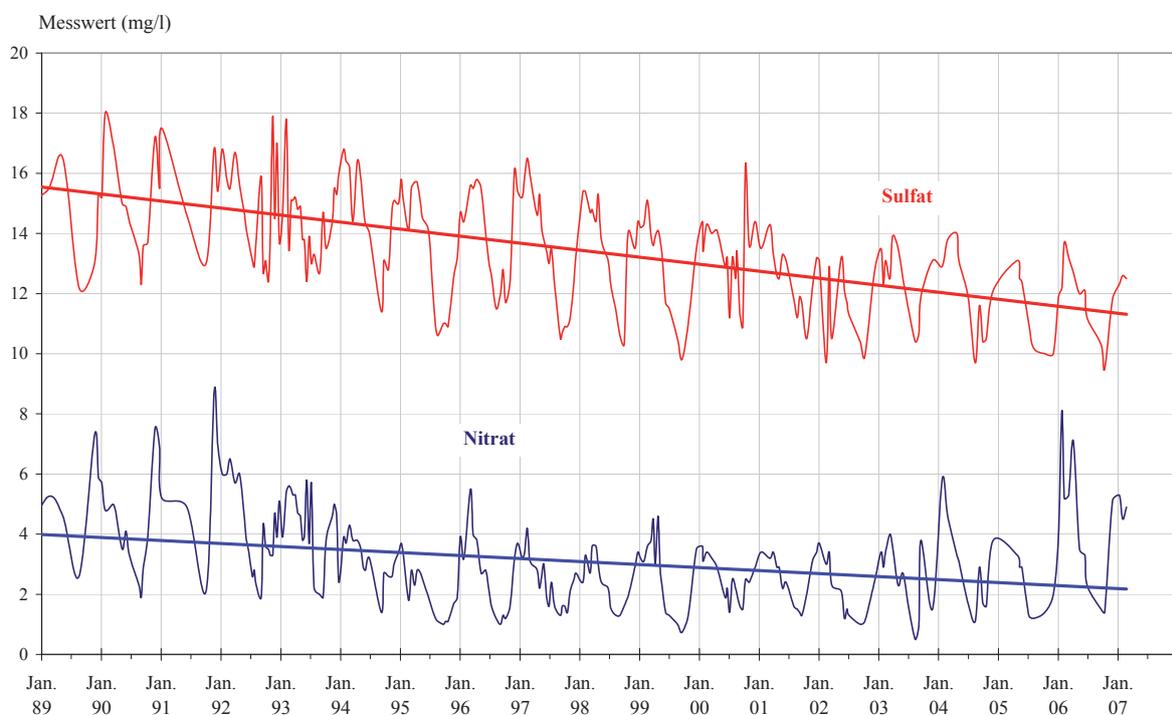


Abb. 4.29: Nitrat- und Sulfatkonzentrationen in einem Bachlauf im oberen Salmtal (Messstation H3-Meerfeld).

Die Versauerungserscheinungen insbesondere von Oberhangquellen des Oberen und Mittleren Buntsandsteins bleiben im Kartiergebiet wasserwirtschaftlich zwar ohne Bedeutung, stellen für die Biozönose aquatischer Systeme sowie die Vitalität der Waldstandorte jedoch nach wie vor ein erhebliches Problem dar. Da die natürliche Pufferkapazität der sehr basenarmen Böden und Gesteine gegenüber atmosphärischen, versauernd wirkenden Depositionen auch derzeit noch zum Teil erheblich überschritten wird, werden Kompensationskalkungen entsprechend exponierter Waldstandorte auch weiterhin erforderlich sein.

4.6.3 Mineralwässer

Als Mineralwasser werden hier nur solche Wässer bezeichnet, die einen Mindestgehalt an gelösten Feststoffen von 1000 mg/l bzw. 250 mg/l freies Kohlenstoffdioxid (CO₂) enthalten. Liegen die CO₂-Gehalte über 1000 mg/l, spricht man von Sauerlingen. Im Arbeitsgebiet sind insgesamt 14 Lokationen mit Mineralwässern bekannt, davon wurden zehn bei der Wassererschließung angetroffen, bei vier handelt es sich um natürlich austretende Quellen (Tab. 4.5 a und 4.5 b).

Tab. 4.5 a: Mineralwasserbrunnen (gelöste Mineralstoffgehalte ≥ 1000 mg/l, freies Kohlenstoffdioxid ≥ 250 mg/l). (DB-Nr. = Datenbank-Nummer)

Entnahmestelle	DB-Nr.	Rechtswert	Hochwert	Teufe [m]	Mineralgehalt [mg/l]	Temperatur [°C]	CO ₂ [mg/l]	Mineralwassertyp	prägende hydrogeol. Einheit
Bitburg Brunnen 4	357	3322336	5540671	145	1055			Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	s + mu, mm
Bohrung Eßlingen	358	3321981	5534048	65	1995	10,6	46	Ca-Mg-SO ₄	mm, mo
Versuchsbohrung bei Menningen	384	3318034	5525515	101	> 1826			Ca-SO ₄	mm, mo
Bohrung 61	450	3331824	5518606	103	2232			Ca-SO ₄	r, s + mu
Grundwassermessstelle 4171	780	3317526	5533826	30	3207	11,9		Ca-Mg-SO ₄	mo, k + li1
Grundwassermessstelle 4131	383	3316253	5523274	70,6	1557	15,3		Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	mm, mo
Grundwassermessstelle Winterbach	387	3331128	5527484	60	914	11,5	2840	Mg-Ca-HCO ₃ -Sauerling	s + mu
Grundwassermessstelle 4124 II	778	3327983	5550146	75,8	3227	11,1		Na-HCO ₃	d
Grundwassermessstelle 4144	359	3328840	5533082	198	1150	12,5		Na-Ca-Cl-HCO ₃ -SO ₄	s + mu
Grundwassermessstelle 4143	360	3329536	5536718	274	1914	10		Na-Cl	s + mu

Tab. 4.5 b: Mineralwasserquellen (gelöste Mineralstoffgehalte ≥ 1000 mg/l, freies Kohlenstoffdioxid ≥ 250 mg/l). (DB-Nr. = Datenbank-Nummer)

Entnahmestelle	DB-Nr.	Rechtswert	Hochwert	Teufe [m]	Mineralgehalt [mg/l]	Temperatur [°C]	CO ₂ [mg/l]	Mineralwassertyp	prägende hydrogeol. Einheit
St.-Martin-Quelle	362	3343060	5536020		2506	11	2100	Na-Ca-HCO ₃ -Säuerling	d
Sauerbrunnen (Quelle)	386	3321490	5522530		1961	12,5	1455	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling	s + mu
Dreesbrunnen (Quelle)	679	3338230	5536543		816	11,1	2094	Ca-Mg-HCO ₃ -Säuerling	s + mu
Quelle westlich Erlenbach	677	3340340	5530320		2071	9,2	2768	Ca-Mg-HCO ₃ -Säuerling	d, s + mu

Art und Höhe der Mineralisation hängen zum einen von der Löslichkeit der durchflossenen Gesteine, zum anderen von der zutretenden Menge an Kohlensäure ab, deren Herkunft aus dem oberen Erdmantel oder aus in der Kruste steckenden Magmenkörpern stammt. Ursache ist eine Mantelaufwölbung (plume) unter der Eifel, die während des Quartärs zum Aufstieg von Magmen und damit immer wieder zu Vulkanausbrüchen führte (SCHMINCKE 2007).

Säuerlinge treten vor allem in silikatischen Gesteinen auf, wie in den unterdevonischen Schiefern und Sandsteinen sowie im Buntsandstein. Es sind meist etwas geringer mineralisierte Wässer, die aufgrund ihrer geringen pH-Werte relativ hohe Eisen- und Manganhalte aufweisen können. Dem Typ nach sind es (eisenhaltige) Erdalkali-HCO₃-Säuerlinge (z. B. Dreesbrunnen in Niersbach).

Trifft die Kohlensäure auf Gesteine höherer Löslichkeit (Dolomite, Mergel des Muschelkalks) so nehmen die Mineralisationen sehr stark zu. Bei einigen Wässern, wie bei der GWM 4124 II in St. Thomas sowie bei der Sankt Martin-Quelle in Dreis wurde durch Ionenaustausch das Calcium oder das Magnesium durch Natrium ersetzt.

Stark bemerkbar machen sich die Gips- und Anhydriteinschlüsse im Rotliegend, Mittleren Muschelkalk und im Mittleren Keuper, die auch unterlagernde bzw. überlagernde Aquifere beeinflussen können. Es handelt sich hierbei um Ca-(Mg)-HCO₃-SO₄-Wässer oder ausschließlich um Ca-SO₄-Wässer.

In zwei tiefen Grundwassermessstellen im Buntsandstein (Grundwassermessstellen 4143 und 4144) wurden erhöhte NaCl-Werte gefunden, die darauf hindeuten, dass in Tieflagen der Trier-Bitburger Senke höher konzentrierte salinare Wässer vorhanden sind. Alle Mineralwässer sind relativ kühl, ein erhöhter Wärmefluss durch den früheren Vulkanismus ist nicht erkennbar.

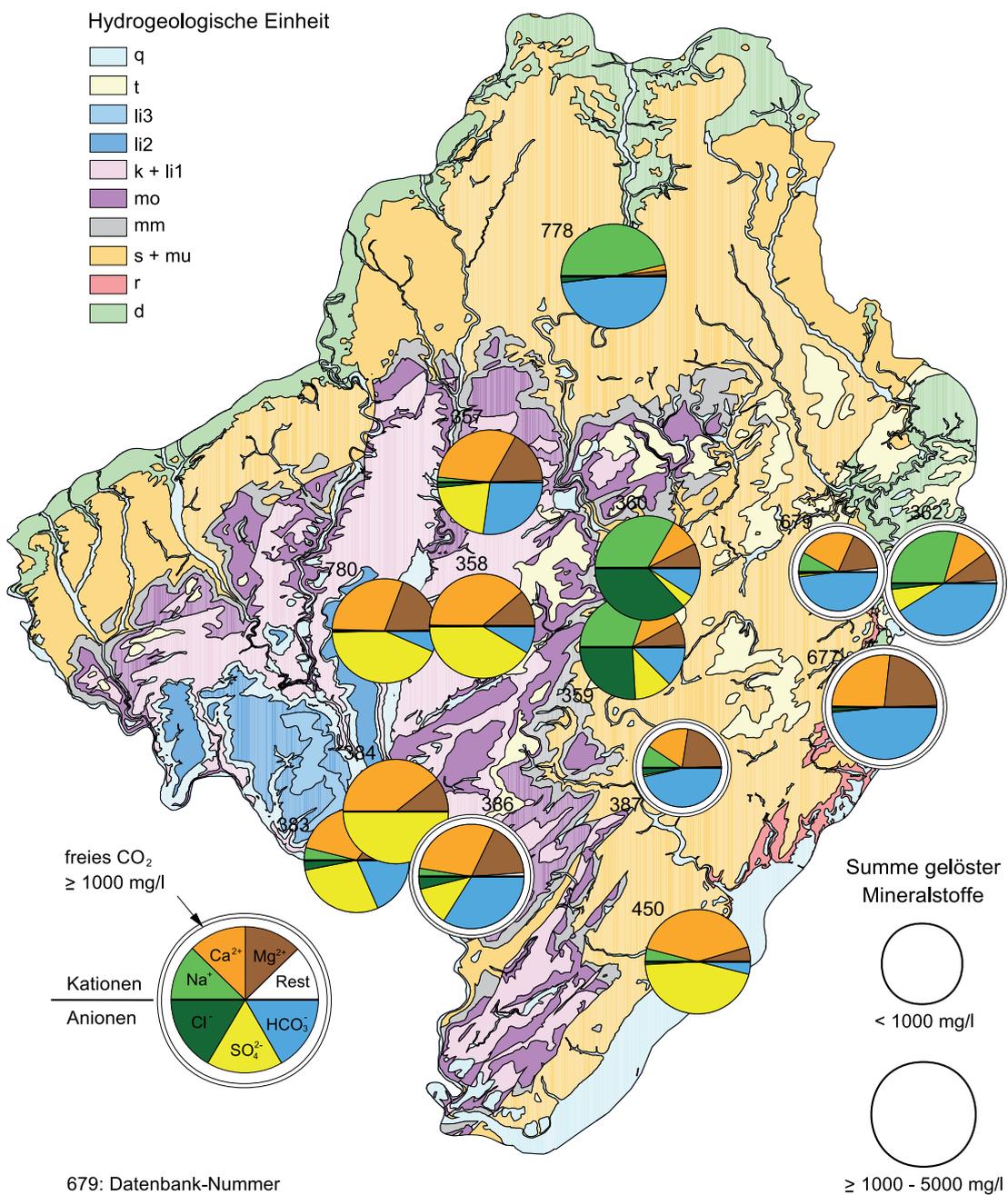


Abb. 4.30: Natürlich geprägte Mineralwasservorkommen im Projektgebiet.

SCHRIFTEN

- Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl., 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen, (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste der Bundesrepublik Deutschland) Hannover.
- Ad-hoc-AG Hydrogeologie (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. – Geol. Jb., **G 2**, 157 S., 15 Abb., 6 Tab., 10 Anl. – (Hrsg.): Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland, Hannover.
- AGHAJARI, H. (1976): Zur Stratigraphie und Tektonik des südöstlichen Oeslings in der Umgebung von Vianden (Luxemburg). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Mainz, 64 S., 15 Abb., 6 Taf., 5 Anl., Mainz. – [unveröff.].
- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998): Systematik der Böden und bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges., **86**, 180 S., Oldenburg.
- ARNOLD, G. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Fischbach-Oberraden und Baustert (Süd-Eifel) (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Univ. Bonn, 66 S. + Anh., 12 Abb., 3 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- ASHRAF, A. R. & STETS, J. (1978): Das Oberrotliegende und der Mittlere Buntsandstein bei Gladbach in ihren Beziehungen zum paläozoischen Sockel und zur Wittlicher Senke (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **6**, S. 5-34, 8 Abb., 1 Taf. (Beil.), Mainz.
- BARTELS, L. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Heiderückens (Südeifel) (Blatt 6004 Oberweis und Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Kiel, 65 S. + Anh., 26 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (Hrsg.) (1990): Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. Lehrbuch der Hydrologie, Bd. **1**, 673 S., 336 Abb., 127 Tab., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- BEHRENS, T., FÖRSTER, H., SCHOLTEN, T., STEINRÜCKEN, U., SPIES, E.-D. & GOLDSCHMITT, M. (2005): Digital Soil Mapping using Artificial neuronal Networks. – J. Plant Nutr. Soil Sci., **168**, S. 21-33, Weinheim.
- BERNERS, H.-P. (1985): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen mesokänozoischer Sedimente im Nordosten des Pariser Beckens. Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. Diss. T.H. Aachen, 321 S., 100 Abb., 25 Tab., Aachen.
- BINTZ, J. & MAQUIL, R. (1992): Carte géologique générale du Grand-Duché de Luxembourg 1 : 100 000. 3. Aufl., (Service Géologique) Luxembourg.
- BITZER, F. (2003): Gewinnungsgebiet "Eimelsborn-Butterwies" – Abgrenzungsvorschlag für ein Trinkwasserschutzgebiet. 39 S., 8 Anl., Gutachten geoconcept, Auftraggeber: Zweckverband Wasserversorgung Eifel-Mosel, Wittlich. – [unveröff.].
- BIZER, W. (1978): Zur Geologie am Westrand des Ferschweiler Plateaus in der Umgebung von Ernzen, Ferschweiler, Weilerbach und Echternacherbrück. Diplomkartierung Univ. Mainz, 40 S., 18 Abb., 1 Tab., 2 Ktn., Mainz. – [unveröff.].

- BOSOLD, A. (1996): Geologische Kartierung der Trier-Bitburger Bucht zwischen Hamm und Baustert/Südeifel (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Univ. Bonn, 64 S., 13 Abb., 3 Tab., Bonn. – [unveröff.].
- BRELIE, G. VON DER, QUITZOW, H. W. & STADLER, G. (1969): Neue Untersuchungen im Alttertiär von Eckfeld bei Manderscheid (Eifel). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**, S. 27-40, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld.
- BÜCHEL, G. (Hrsg.) (1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel 1 : 50 000. – (Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz) Mainz.
- Büro HG (Büro für Hydrogeologie und Umwelt) (2002): Antrag auf Erteilung einer Bewilligung nach §§ 25, 26 und 28 des Landeswassergesetzes in Verbindung mit § 3, Abs. 1 Nr. 6 WHG für die Entnahme von Grundwasser aus den Brunnen IV, V, VI und VIII zur Eigenwasserversorgung (Trinkwassernutzung). 15 S., 7 Anl., Gießen, Vorhabensträger: Bitburger Brauerei Th. Simon GmbH, Bitburg. – [unveröff.].
- CHAPMAN, T. (1999): A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. – Hydrological Processes, **13**, S. 701-714, 11 Abb., Chichester.
- CORDIER, S., FRECHEN, M. & HARMAND, D. (2009): The Pleistocene fluvial deposits of the Moselle and middle Rhine valleys: new correlations and compared evolutions. – Quaternaire, **20**, S. 35-47, 7 Abb., Paris.
- DEGEN, H., JUNG, L., NEGENDANK, J. & SCHMIDT, R. (1981a): Geologische Karte der [östlichen] Umgebung von Trier im Maßstab 1 : 50 000, Trier 1981, sowie in: NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung geol. Führer, **60**, 2. Aufl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- (1981b): Geologische Karte der [westlichen] Umgebung von Trier im Maßstab 1: 10 000, Trier 1981, sowie in: NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung geol. Führer, **60**, 2. Aufl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- DÈZES, P., SCHMID, S. M. & ZIEGLER, P. A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – Tectonophysics, **389**, S. 1-33, 5 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- DITTRICH, D. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1: 25 000, Blatt Nr. 8 Mersch. - Publ. Serv. Géol. Lux., **XXV**, 96 S., 30 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Luxembourg.
- (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. - Publ. Serv. Géol. Lux., **XXVI**, 223 S., 36 Abb., 6 Tab., 8 Anl., Luxembourg.
- (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25 000 Blatt Nr. 11 Grevenmacher und Blatt Nr. 13 Remich. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bul., **16**, 51 S., 3 Abb., 2 Tab., Luxembourg.
- (2004): Die ardennische Trias- und Lias-Randfazies in der Trierer Bucht (Exkursionen B1 am 15. und B2 am 16. April 2004). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **86**, S. 49-76, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (2006 + 2009): Fünf- und zweitägige Revisionskartierung im Raum Fusenich–Grewenich–Trierweiler–Sirzenich. Arbeitsbericht LGB, Mskrt., 22 S. + 8 S., 2 Anl., Mainz. – [unveröff.].

- (2008): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **36**, S. 69-104, 9 Abb., Mainz.
 - (2009): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht – Teil II. – Mainzer geowiss. Mitt., **37**, S. 77-128, 17 Abb., Mainz.
 - (in Vorb. a): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht. – Mainzer geowiss. Mitt., Mainz.
 - (in Vorb. b): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schriftenreihe deutsch. geowiss. Ges., Hannover.
 - (in Vorb. c): Strukturelle Zusammenhänge zwischen der Wittlicher Rotliegend-Senke (Eifel, Rheinland-Pfalz) und dem lothringisch-luxemburgischen Graben von Thionville. – Mainzer geowiss. Mitt., Mainz.
- DITTRICH, D., BARTELS, L. & VOGEL, K. (1997): Neue Ergebnisse zur Geologie des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens (zentrale Trier-Bitburger Mulde). Tektonik, Keuper- und Lias-Stratigraphie sowie ein Beitrag zur genetischen Deutung des Naturdenkmals „Irreler Wasserfälle“. – Mainzer geowiss. Mitt., **26**, S. 55-98, 16 Abb., 1 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D., HIMMERKUS, J. & KOBE, E. (1998): Stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse der Forschungsbohrung Dockendorf im Zentrum der Trier-Bitburger Mulde (Oberer Muschelkalk, Keuper, Unterer Lias). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**, S. 159-212, 22 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Mainz.
- DITTRICH, D., FRANKE, W. R., GAD, J., HANEKE, J., REQUADT, H., SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1 : 300 000. (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- DITTRICH, D. & SCHOCH, R. (2004): Wirbeltierreste in der ardennischen Unterkeuper-Randfazies – das Bonebed von Irsch (nördlich Bitburg/Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **32**, S. 83-112, 18 Abb., Mainz.
- DITTRICH, D., KLÖSGEN, M. & PANKNIN, A. (2005): Gipskeuper und ardennisch geprägter Schilfsandstein in der Forschungsbohrung Kranzbach/Bollendorf (Südeifel) – Neue Befunde zum Faziesmuster. – Mainzer geowiss. Mitt., **33**, S. 245-294, 24 Abb., 1 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & NORBISRATH, S. (2006): Konglomeratischer „Oberer“ Buntsandstein in den Forschungsbohrungen Roth/Our und Körperich (Südeifel) – stratigraphische Neubewertung und geologisches Umfeld. – Mainzer geowiss. Mitt., **34**, S. 73-112, 15 Abb., Mainz.
- DITTRICH, D. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **35**, S. 81-134, 20 Abb., 3 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & STETS, J. (2008): Rotliegend-Vorkommen auf der Hunsrück-Scholle im Trierer Stadtgebiet. – Mainzer geowiss. Mitt., **36**, S. 45-68, 4 Abb., 1 Anh., Mainz.
- DITTRICH, D. & HERMLE, S. (2010): Struktur- und Hydrogeologie im Umfeld der Enz-Schwinden bei Holsthum (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **38**, S. 99-146, 23 Abb., 3 Tab., Anh., Mainz.
- DÖRNER, J. W. (2002): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Bitburg-Süd – Mötsch-Scharfbillig (Süd-Eifel) (Blatt 6005 Bitburg). Diplomkartierung Univ. Bonn, 47 S., 10 Abb., 3 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].

- DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg.) (2005): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **253**, 296 S., 64 Abb., 50 Tab., 2 Taf., Frankfurt a. M.
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (1996–2005): Methode REGNIE – Regionalisierung räumlicher Niederschlagsverteilungen, http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=dwdwww_result_page&gsbSearchDocId=689622.
- EICHHORST, F. (1996): Geologische Kartierung in der Trier-Luxemburger Bucht zwischen Echternach und Irrel (Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 29 S., 1 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- ENGELHARDT, H. (1905): Über tertiäre Pflanzenreste von Vallendar am Rhein. Mit einer Einleitung von H. Behlen. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **58**, S. 295-319, Wiesbaden.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge – Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief – Boden – Paläoklima, **6**, 192 S., (Borntraeger) Stuttgart.
- FISCHER, H. & GRAAFEN, R. (1974): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 136/137 Cochem. Geograph. Landesaufnahme 1 : 200 000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands, 39 S., 1 Kte., (Bundesforschungsanstalt Landeskd. u. Raumordnung) Bonn-Bad Godesberg.
- FRANKENHÄUSER, H., FRANZEN, J. L., KAULFUSS, U., KOZIOL, M., LÖHNERTZ, W., LUTZ, H., MERTZ, D. F., MINGRAM, J., WAPPLER, T. & WILDE, V. (2009): Das Eckfelder Maar in der Vulkaneifel – Fenster in einem küstenfernen Lebensraum vor 44 Millionen Jahren. – Mainzer naturwiss. Archiv, **47**, S. 263-324, 29 Abb., 3 Tab., Mainz.
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H. R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. – Mem. IAH-Congress, 1965, **VII**, S. 86-96, Hannover.
- GAD, J., SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2008) [Beiträge von Agsten, K., Dreher, T., Schmidt, B. & Wehinger, A.]: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1: 25 000, Blatt 5611 Koblenz. Erläuterungen, 109 S., 21 Abb., 4 Tab., 1 Anlage, Mainz.
- GEISTER-FRANTZ, M. (1981): Carte Géologique du Luxembourg 1 : 25 000, Feuille No 6, Beaufort. 1. Aufl., (Service Géologique) Luxembourg.
- GIELISCH, H. (1989): Geologische Kartierung der Trias auf Bl. Mettendorf zwischen Hüttingen–Mettendorf–Niederraden. Diplomkartierung Univ. Bochum, 79 S., 39 Abb., 5 Anl., Bochum. – [unveröff.].
- GÖTZ, A. E., FEIST-BURKHARDT, S. & DITTRICH, D. (2001): Lithostratigraphie und Palynofazies des Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Anis) der Forschungsbohrung Onsdorf (Saargau). – Mainzer geowiss. Mitt., **30**, S. 43-66, 5 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Mainz.
- GOOS, H. O. K., HAUDE, R., IRRLITZ, W., KUPSCH, F., NEUMANN, C., HOYER, M. VON, WALTER, H., WEINHOLD, H. & ZELLER, M. (1966): Die Stratigraphie der Trias (oberer Buntsandstein–Steinmergelkeuper) zwischen Sierck und dem Sauertal (Luxemburg). Arbeitsbericht Univ. Tübingen, 15 S., 5 Taf., Tübingen. – [unveröff.].
- GREBE, H. (1887-1892): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000 mit Erläuterungen.
Blatt Mettendorf Nr. 6003 (1891), Erläuterungen (1892) 12 S.,
Blatt Oberweis Nr. 6004 (1887), Erläuterungen (1892) 18 S.,

- Blatt Bitburg Nr. 6005 (1891), Erläuterungen (1892) 14 S.,
 Blatt Landscheid Nr. 6006 (1891), Erläuterungen (1892) 17 S.,
 Blatt Wallendorf Nr. 6103 (1891), Erläuterungen (1892) 10 S.,
 Blatt Bollendorf Nr. 6104 (1891), Erläuterungen (1892) 16 S.,
 Blatt Welschbillig Nr. 6105 (1891), Erläuterungen (1892) 17 S.,
 Blatt Schweich Nr. 6106 (1891), Erläuterungen (1892) 17 S.,
 Blatt Trier Nr. 6205 (1888), Erläuterungen (1892) 30 S.,
 Blatt Pfalzel Nr. 6206 (1891), Erläuterungen (1892) 18 S.,
 Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- (ohne Jahr): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Blatt Manderscheid Nr. 5906, Erläuterungen, Mskrt., 17 S., Berlin. – [unveröff.]
- GREGOR, H. J. & LÖHNERTZ, W. (1984): Neue Daten zum Tertiär der Südeifel. – Kölner geogr. Arb., **45**, S. 341-346, 2 Abb., Köln.
- GREGOR, H. J. & LÖHNERTZ, W. (1986): Paläobotanische Untersuchungen im Alttertiär des linksrheinischen Schiefergebirges. – Mitt. Ver. Naturwiss. u. Math. Ulm (Donau), **34**, S. 86-112, 3 Taf., Ulm.
- GRONEMEIER, K. (1976): Das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. Geologie, Wasserhaushalt und Umweltbelastung am Beispiel von 3 Größtestflächen. Diss. Univ. Mainz, 195 S., 86 Abb., 21 Tab., 3 Beil., Mainz.
- GRZANNA, M. (1989): Die Geologie im südlichen Kylltal als Grundlage einer hydrogeologischen Analyse – Lithostratigraphie, Tektonik, Geomorphologie. Diplomarbeit Universität Trier, 159 S. + Anh., 12 Abb., 1 Tab., div. Anlagen, Trier. – [unveröff.]
- GUILLAUME, L. (1941): Contribution à la stratigraphie et à la tectonique du Lias dans la Région de Thionville. Le „Fossé de Thionville“. – Bull. Soc. Géol. France, **11**, S. 35-73, Paris.
- HARY, H., BOCK, H., DITTRICH, D. & WAGNER, J. F. (1984): Trias in Becken- und Randfazies im Luxemburger Gutland (Exkursion F am 26. und 27. April 1984). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **66**, S. 85-94, 4 Abb., Stuttgart.
- HEINRICH, E. (1995): Stratigraphie und Tektonik des Devons und der Trias zwischen Gendingen, Niedersiegen und Hoesdorf. Blatt 6103 Wallendorf und Blatt 6003 Mettendorf (Südeifel). Diplomarbeit Univ. Kiel, 62 S. + Anh., 27 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Kiel. – [unveröff.]
- (1996): Revision der Geologischen Karte 1 : 10 000 der Region zwischen Gendingen, Niedersiegen und Hoesdorf (Blatt 6103 Wallendorf und Blatt 6003 Mettendorf/ Südeifel). (GLA) Mainz. – [unveröff.]
- (1998): Vorbereitende Kompilation der GK25 Blatt 6103 Wallendorf. (GLA) Mainz. – [unveröff.]
- HEITEL, H. (1984): Geologische Profile (Oberrotliegendes bis Unterer Keuper, Quartär) und ingenieur-geologische Aspekte zu Autobahnteilstücken in der Umgebung von Trier und Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**, S. 237-260, 6 Abb., Mainz.
- HILL, J. (1980): Geomorphologische Untersuchungen im unteren Prümatal zwischen Ferschweiler und Wolsfelder Plateau. Magisterarbeit Univ. Trier, 178 S., 27 Abb., 5 Tab., 34 Fot., 6 Profile, 7 Ktn., Trier. – [unveröff.]

- HIMMERKUS, J. (1996): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Keuper bei Rittersdorf und Dockendorf (Südeifel). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 137 S. + XXI S., 50 Abb., 1 Tab., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- HÖRBELT, B. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Bitburg-Erdorf-Mettrich (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 48 S., 18 Abb., 2 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- HOYER, M. VON (1971): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Luxemburger Sandstein. – Publ. Serv. Géol. Lux., **XXI**, 61 S., 15 Abb., 7 Tab., Luxembourg.
- HOYER, M. VON & NEUMANN-REDLIN, CHR. (1971): Carte Géologique du Luxembourg 1: 25 000. Feuille No 9, Echternach. (Service Géologique) Luxembourg.
- JANTOS, K. (1999): Geologische Kartierung zwischen Ralingen und Olk (Trier-Bitburger Bucht, TK 25 : 6105 Welschbillig und 6205 Trier). Hydrogeologische und geochemische Untersuchungen im Bereich des Gipsbergwerkes Engel bei Ralingen. Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 138 S. + XVI S., 44 Abb., 31 Tab., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- JANTOS, K., THEIN, J. & DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen/Südeifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **29**, S. 231-276, 23 Abb., 1 Tab., Mainz.
- KADOLSKY, D. (1993): Der Gattung *Nystia* zugeordnete Arten im Tertiär des mittleren und westlichen Europas. – Arch. Molluskenkunde, **122** (Zilch-Festschrift), S. 335-402, 96 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M.
- KADOLSKY, D., LÖHNERTZ, W. & SOULIÉ-MÄRSCHÉ, I. (1983): Zur Paläontologie und Geologie fossilführender Hornsteine der S-Eifel (Oligozän, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166**, S. 191-217, 17 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- KAISER, D. (1975): Lithostratigraphische Korrelation und gesteinsphysikalische Parameter im Buntsandstein des Kylltals – Westeifel. Diss. Univ. Mainz, 129 S., 10 Abb., div. Tab., 4 Taf., 47 Anl., Mainz. – [unveröff.].
- KATTAWI, Z. (1969): Untersuchungen im Buntsandstein der nördlichen Trierer Bucht (auf Grund einer Kartierung 1: 25 000). Diplomkartierung Univ. Heidelberg, 49 S., 8 Abb., 1 Kte., Heidelberg. – [unveröff.].
- KELLNER, S. (1995): Stratigraphie und Tektonik der Trias zwischen Wallendorf, Biesdorf und Hommerdingen (Südeifel). Blatt 6103 Wallendorf NE und Blatt 6003 Mettendorf SE. Diplomarbeit Univ. Kiel, 63 S. + Anh., 31 Abb., 1 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- KEMPF, E. K. (1993): Hydropteriden-Floren als Zeitmarken im Rheinischen Braunkohlen-Tertiär. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **70** (Festschrift Ulrich Jux), S. 527-596, 58 Abb., Köln.
- KILLE, K (1970): Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. deutsch. geol. Ges., Sonderheft Hydrogeologie, S. 89-95, 6 Abb., Hannover.
- KLÖSGEN, M. (1997): Geologische Kartierung im Raum Bollendorf–Biesdorf–Neuafrica (Südeifel) (mit Beiträgen zu den Forschungsbohrungen Hunnenkopf und Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 45 S. + 38 i. Anh., 25 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].

- KOBE, E. (1996): Kartierung im Raum Wissmannsdorf–Brecht (Süd-Eifel). Sedimentologisch-stratigraphische Bearbeitung der Schichtenfolge vom mittleren Keuper bis unteren Jura in der Forschungskernbohrung Dockendorf (Süd-Eifel). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 155 S., 54 Abb., 4 Tab., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- KÖSTNER, F. (2003): Geologische Kartierung im Raum Bitburg–Niederstedem–Scharfbillig (Südeifel). Kartierbericht Univ. Bonn. 49 S., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- KREMB-WAGNER, F. (1988): Trinkwasserprojekt Kylltal, Ausbaustufe 2; Lithostratigraphie, tektonisches Schollenmuster, Beobachtungen an Relief, Gewässernetz. Diplomarbeit Univ. Trier, 232 S. + Anh., 41 Abb., 14 Tab., 4 Ktn., Trier. – [unveröff.].
- KREMER, E. (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. – Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, **6**, 100 S., 28 Abb., 5 Tab., 2 Ktn., Bonn.
- KRÖMMELBEIN, K. (1955): Stratigraphie und Tektonik der Salmerwald-Mulde (Devon, Eifel). – Beih. Geol. Jb., **17**, S. 7-44, 8 Abb., 3 Taf., Hannover.
- KURTZ, E. (1926): Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südrande der Kölner Bucht. Ein oberoligozänes Stromsystem. – Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. Westf., **83**, S. 97-159, 1 Kt., Bonn.
- (1932): Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. – Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 39-58, 1 Abb., Berlin.
- (1938): Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. – Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 133-144, 2 Abb., Berlin.
- Landesbodenschutzgesetz Rheinland-Pfalz (LBodSchG) vom 25.07.2005,
http://www.mufv.rlp.de/fileadmin/mufv/img/inhalte/boden/Landesbodenschutzgesetz_RP.pdf.
- LEPPIG, B. (2004): GIS gestützte Methoden zur räumlich-geometrischen Modellierung der Grundwasserdruckhöhe in Festgesteinen. – In: AZZAM, R. (Hrsg.): Ausgewählte Beiträge zu aktuellen Themen der Ingenieurgeologie und Hydrogeologie. Mitt. zur Ingenieurgeologie und Hydrogeologie, **88**, S. 11-25, 8 Abb., 1 Tab., Aachen.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000 mit Erläuterungen: Blatt Waxweiler Nr. 5904, Erläuterungen 36 S., Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, Erläuterungen 31 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- LEPPLA, A. (ohne Jahr): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000, Manuskriptkarten Blätter 5805 Mürlenbach und 5806 Daun (1919?), ohne Erläuterungen, Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin. – [unveröff.].
- LfW (Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (1989): Grundwasserbeschaffenheit – Grundwasserlandschaften, Grundmeßnetz. 91 S., 1 Kt., Mainz.
- (Hrsg.) (2002): Materialien zur Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses in Rheinland-Pfalz, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz, 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.

- LICHTENSCHIEDT, E. (1999): Zur Geologie der Umgebung von Daufenbach unter besonderer Berücksichtigung des „Devonaufbruches“ an der Deimlinger Mühle (Südeifel, Trier-Bitburger Senke). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 81 S., 49 Abb., 5 Tab., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **156**, S. 179-206, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- (1994): Grundzüge der morphologischen Entwicklung der südlichen Eifel im ältesten Tertiär. – In: NEUFFER, F. O., GRUBER, G. & LUTZ, H. (Hrsg.): Fossilagerstätte Eckfelder Maar. Schlüssel zur eozänen Entwicklungsgeschichte der Eifel. Mainzer naturwiss. Archiv, Beiheft **16**, S. 17-38, 2 Abb., Mainz.
- LOGAN, J. (1964): Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. – Ground Water, **2**, 1, S. 35-37, 2 Tab., Columbus, Ohio.
- LUCIUS, M. (1948): Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs. – Publ. Serv. Géol. Lux, **V**, 406 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Luxembourg.
- LUTZ, H.-J. (1966): Die Seiwerather Mulde (Südrand der Prümer Mulde, Devon, Eifel). Diplomarbeit Univ. Frankfurt, 95 S., 17 Abb., 7 Taf., 2 Ktn., Frankfurt a. M. – [unveröff.].
- LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2005): Hydrologischer Atlas Rheinland-Pfalz, Mainz.
- MADER, D. (1979): Stratigraphie und Faziesanalyse im Buntsandstein der Westeifel. Diss. Univ. Heidelberg, 293 S., 96 Abb., 8 Taf., 2 Anl., Heidelberg. – [unveröff.].
- MAQUIL, R., MOSAR, J. & THEIN, J. (1984): Unterdevon-Stratigraphie und variscischer Gebirgsbau im Eislek/Nord-Luxemburg (Exkursion D am 26. und 27. April 1984). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **66**, S. 57-75, 9 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart.
- MARTIN, G. (1955): Die Geologie der südwestlichen Mosel-Mulde und der benachbarten Strukturen (Rheinisches Schiefergebirge). Diss. Univ. Frankfurt, 177 S., 7 Tab., 23 Profile, 3 Ktn., Frankfurt a. M. – [unveröff.].
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. – Zürcher geograph. Schriften, **67**, 128 S., 60 Fig., 24 Tab., Zürich.
- MENZEL, L. & RÖTZER, R. (2007): SVAT-Modelle und deren Anwendung. – In: MIEGEL, K. & KLEEBERG, H.-B. (Hrsg.): Verdunstung. Beiträge zum Seminar Verdunstung am 10./11. Oktober 2007 in Potsdam. – Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, **21**, S.113-146, Hennef.
- MEYER, B. (1978): Geologische Kartierung des Kylltales zwischen Densborn und Mürtenbach/Eifel. Diplomkartierung Univ. Heidelberg, 32 S., 5 Abb., 3 Anl., Heidelberg. – [unveröff.].
- MEYER, W. (1994): Geologie der Eifel. 3. Aufl., XV + 618 S., 154 Abb., 13 Tab., 2 Beil., (Schweizerbart) Stuttgart.
- MEYER, W. & STETS, J. (1979): Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels. – Z. deutsch. geol. Ges., **130**, S. 273-288, 5 Abb., Hannover.
- MEYER, W. & STETS, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw, **81**, S. 217-221, 2 Abb., Utrecht.

- MEYERING, M. (1985): Geologische Kartierung der Trias im Gebiet der Nims zwischen Ehlenz–Ließem–Nattenheim auf Bl. 5904 Waxweiler und Bl. 5905 Kyllburg. Diplomkartierung Univ. Bochum, 61 S., 15 Abb., 3 Anl., Bochum. – [unveröff.].
- MÜLLER, H. S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Gondorf–Röhl–Philippshiem (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 67 S. + Anh., 27 Abb., 2 Tab., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- MÜLLER, J. M. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der „Wittlicher Senke“. – *Forsch. deutsch. Landeskunde*, **207**, 185 S., 16 Fig., 20 Bilder, 2 Ktn., Trier.
- MUF (Ministerium für Umwelt und Forsten) (2005): Gewässer in Rheinland-Pfalz – Die Bestandsaufnahme nach der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie. 165 S., Mainz.
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (Aul) und die Trockenwetterabflüsse (TWL). – *Wasserwirtschaft, Sonderheft* **41**, S. 12-14, Stuttgart.
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – *Sammlung geol. Führer*, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- NEGENDANK, J. F. W. & WAGNER, W. (1988): Geologische Karte 1 : 25 000, Trinkwasserprojekt Kylltal, Blatt Nord u. Blatt Süd. (Universität Trier) Trier.
- NEGENDANK, J. F. W., WAGNER, W. & KREMB-WAGNER, F. (1989): Ergebnisse der geologisch-hydrogeologischen Untersuchungen im unteren Kylltal. Erläuterungen der Univ. Trier zur Geologischen und Hydrogeologischen Karte vom Trinkwasserprojekt Kylltal. 63 S., 4 Abb., Trier. – [unveröff.].
- NEUMANN-REDLIN, C. (1971): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk und Keuper Luxemburgs – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXII**, 87 S., 31 Abb., 3 Tab., Luxembourg.
- NICKEL, B. (1994): Die palynostratigraphische Position der fluviatilen Sedimente der Kiesgrube Gut Heeg bei Manderscheid/Eifel. – In: NEUFFER, F. O., GRUBER, G. & LUTZ, H. (Hrsg.): *Fossilagerstätte Eckfelder Maar. Schlüssel zur eozänen Entwicklungsgeschichte der Eifel*. *Mainzer naturwiss. Archiv, Beiheft* **16**, S. 131-133, Mainz.
- NORBISRATH, S. (2001): Geologische Kartierung am NW-Rand der Trier-Bitburger Bucht zwischen Vian-den/Luxemburg, Körperich und Geichlingen/Südeifel (TK 25 Blatt 6003 Mettendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 71 S. + Anh., 32 Abb., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- OEHMS, S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Beilingen–Speicher (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 60 S. + Anh., 21 Abb., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- PANKNIN, A. (2003): Stratigraphie und Tektonik von Trias und Lias am Nordrand des Ferschweiler Plateaus (Süd-Eifel; Blatt 6004 Oberweis und Blatt 6104 Bollendorf). Sedimentologisch-stratigraphische Bearbeitung der Bohrung Kranzbach/Bollendorf (Süd-Eifel). Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Bonn, 158 S. + Anh., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 71**, S. 1-110, 13 Abb., 5 Tab., Berlin.

- POHL, H.-R. (2003): Geologische Kartierung der ardennischen Trias-Randfazies im Raum Oberweiss-Burg/Süd-Eifel (Blatt 6004 Oberweiss) mit speziellen Untersuchungen zur Bruch- und Staffelt tektonik. Kartierbericht LGB Mainz, 68 S. + 28 S. i. Anh., 7 Abb., 15 Säulenprof., 4 Anl., Mainz. – [unveröff.].
- PONGRATZ, E. (2000): Geologische Kartierung der Trias im Raum Bettingen–Nusbaum–Peffingen (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 50 S., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- POPPE, R. (2005) mit Beiträgen von BITZER, F.: Trinkwasserschutzgebiet „Tiefbrunnen Mötsch“. Gutachten des LGB, 39 S., 8 Anl., (Archiv des LGB, Hydrogeologie TK 25 6005) Mainz. – [unveröff.].
- QUITZOW, H. W. (1969): Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. – Beih. Geol. Jb., **82**, 79 S., 6 Abb., 4 Taf., Hannover.
- RÖSSLE, S., HIMMERKUS, J. & DITTRICH, D. (1999): Stratigraphie und Sedimentologie des Oberen Muschelkalk der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht (Forschungsbohrung Dockendorf und ergänzende Kernbohrungen südlich Bitburg). – Mainzer geowiss. Mitt., **28**, S. 143-186, 25 Abb., 1 Tab., Mainz.
- ROTH, S. (1997): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Irrel und Ralingen (Blatt 6104 Bollendorf u. Blatt 6105 Welschbillig). Diplomkartierung Univ. Bonn, 56 + VI S., 41 Abb., 1 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- RUMI, M. (1999): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Wolsfeld–Esslingen–Sülm (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 85 S., 39 Abb., 2 Tab., 2 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- SCHMINCKE, H.-U. (2007): The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany). – In: RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg.): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach, S. 241-322, 17 Abb., (Springer) Berlin.
- SCHRADER, F. (1990): Gliederung, Lagerung und Verbreitung von Rotliegend und Mittlerem Buntsandstein im östlichen Trierer Raum. – Z. deutsch. geol. Ges., **141**, S. 49-59, 5 Abb., Hannover.
- SCHRÖDER, D. (1984): Böden auf den wichtigsten bodenbildenden Gesteinen der Umgebung von Trier. – In: JÄTZOLD, R. (1984): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete, Exkursionsführer anlässlich des 19. Schulgeographentages, Trierer geograph. Studien, Sonderheft **6**, S. 89-94., Trier.
- SCHRÖDER, J. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Timmels–Konzerbrück) und Saar (Könen–Mündung). Diplomarbeit Univ. Tübingen, 55 S., 17 Abb., 1 Taf., 2 Anl., Tübingen. – [unveröff.].
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimawandel. – Zürcher geograph. Schriften, **69**, 161 S., Zürich.
- Schwille, F. (1973): Die chemischen Zusammenhänge zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser im Moseltal zwischen Trier und Koblenz. – Bes. Mitt. zum deutschen gewässerkundl. Jb., **38**, 75 S., 6 Anl., Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- SEIDEL, F. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Oberweiss, Bettingen und Ingendorf (Blatt 6004 Oberweiss). Diplomkartierung Univ. Bonn, 62 S., 7 Abb., 2 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].

- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-)Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge). Diss. Univ. Bonn, 182 S., 15 Abb., 11 Anl., Bonn.
- StBA (Statistisches Bundesamt) (1997): Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland (CD-ROM), Wiesbaden.
- STETS, J. (2004): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1: 50 000. Erläuterungen. 82 S., 7 Abb., 1 Anl., (Landesamt für Geologie und Bergbau) Mainz.
- (2006): Geologische Begehung in Trier-West (Balduinstal–Markusberg). Kartierbericht, Mskrt., 2 S., Bonn. – [unveröff.].
- STRUMPF, N. (1995): Kartierkurs der Universität Mainz in der Südeifel bei Biersdorf (TK 5904, Blatt Waxweiler) vom 27.03. bis 08.04.1995. Arbeitsbericht GLA Mainz, 86 S., div. Abb., Mainz. – [unveröff.].
- TAPP, T. (1999): Geologische Kartierung der Trias zwischen Mettendorf, Freilingen, Enzen, Bettingen und Burg. Diplomkartierung Univ. Bonn, 62 + XIV S., 15 Abb., 3 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- VOGEL, K. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens/Süd-Eifel (Blatt Bollendorf 6104). Diplomarbeit Univ. Kiel, 73 S. + Anh., 38 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- (1997): Geologische Kartierung im Gebiet zwischen Bollendorf und Ferschweiler. Manuskriptkarte und Kartierbericht, GLA, Mainz. – [unveröff.].
- (1998): Vorbereitende Kompilation der GK 25 Blatt 6104 Bollendorf. GLA, Mainz. – [unveröff.].
- WAGNER, W., NEGENDANK, J. F. W., FUCHS, G. & MITTMAYER, H. G. (1983): Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil 1: 100 000 (mit Abbaustellen der Steine-Erden-Rohstoffe). 1. Aufl., (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) Mainz.
- WARTENBERG, W. (1996): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Wolsfeld und Irrel (Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 31 S., 11 Abb., 6 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- Wasser und Boden (Gesellschaft für angewandte Geo- und Ingenieurwissenschaften) (2005): Gewinungsgebiet Lahr – Geologisches Gutachten – Erstbericht. 59 S., 35 Abb., 12 Tab., 5 Anl., Vorhabensträger: Kreiswasserwerk Bitburg-Prüm, Prüm. – [unveröff.].
- (2009): Wasserversorgungszweckverband Gruppenwasserwerk Daun – Quelle Hirschborn – Hydrogeologisches Gutachten zur fachtechnischen Abgrenzung eines Wasserschutzgebietes. 23 S., 14 Abb., Wasserversorgungszweckverband Gruppenwasserwerk Daun, Daun. – [unveröff.].
- WEIDENFELLER, M. (1990): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik und Bodenentwicklung in den Talauen der Mosel bei Trier und Nennig. Diss. Univ. Trier, FB VI, 276 S., 52 Abb., 15 Tab., 20 Fot., 5 Ktn., Trier.
- (2003): Jungquartäre Flussgeschichte der Mosel im Raum Trier. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. GeoArchaeoRhein, 4, S. 245-258, 3 Abb., 2 Tab., Münster.

- WEIDENFELLER, M., LÖHR, H. & WEILER, H. (2004): Quartärgeologie, Hydrogeologie und Geoarchäologie in den Tälern von Mosel und unterer Saar. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **86**, S. 203-235, 16 Abb., 6 Tab., Stuttgart.
- WEIDENFELLER, M., LÖHR, H. & ZÖLLER, L. (1994): Das Lößprofil Issel und seine Bedeutung für die Stratigraphie des jüngeren Quartärs der Mittelmosel. – Mainzer geowiss. Mitt., **23**, S. 139-152, 4 Abb., 3 Tab., Mainz.
- WEIDENFELLER, M., MÜLLER, M. J. & SCHRÖDER, D. (1992): Die Auenböden im Moseltal und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der jungquartären Flußgeschichte im Raum Trier. – In: MÜLLER, M. J. (Hrsg.): Beiträge zur Physischen Geographie und Landeskunde. – Flensburger Regionale Studien, Sonderheft **2**, S. 19-45, 3 Abb., 5 Tab., Flensburg.
- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier–Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**, S. 198-227, 10 Abb., Mainz.
- (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**, S. 9-42, 16 Abb., 3 Tab., Mainz.
- WERLE, O. (1974): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 148/149 Trier-Mettendorf. Geograph. Landesaufnahme 1 : 200 000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands, 68 S., 1 Kte., Bundesforschungsanstalt Landeskde. u. Raumordnung, Bonn-Bad Godesberg.
- WIENECKE, K. (1983): Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone. Diss. Univ. Bonn, 187 S., 12 Abb., 11 Anl., Bonn.
- WIESE, B. (1969): Die Terrassen des Ourtals. – Publ. Serv. Géol. Lux., **18**, 129 S., 31 Abb., 18 Fotos, 3 Ktn., Luxembourg.
- WILDE, A. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Geichlingen, Sinspelt und Mettendorf (Blatt 6003 Mettendorf). Diplomkartierung Univ. Bonn, 52 S. + Anh., 9 Abb., 3 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. Forsch. dt. Landeskunde, **104**, S. 47-54, 2 Abb., Remagen.
- ZEPP, J. (1933): Morphologie des Kyllgebietes. – Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. Westf., **90**, S. 1-69, Bonn.
- ZITZMANN, A. & GRÜNIG, S. (Hrsg.) (1987): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6302, Trier. 1. Aufl., (BGR) Hannover.
- ZÖLLER, L. (1983): Morphologie. – In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (1983): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier. Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **37**, S. 123-136, Göttingen.
- ZOLITSCHKA, B. & LÖHR, H. (1999): Geomorphologie der Mosel-Niederterrassen und Ablagerungen eines ehemaligen Altarmsees (Trier, Rheinland-Pfalz): Indikatoren für jungquartäre Umweltveränderungen und anthropogene Schwermetallbelastung. – Petermanns geograph. Mitt., **143**, S. 401-416, 16 Abb., Gotha.