

Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben

Verfahrensunterlage

Titel: Projekt ERA Morsleben
Geologische Standortbeschreibung

Autor: Stork, G.H.

Erscheinungsjahr: 1998

Unterlagen-Nr.: P 078

Revision: 00

Unterlagenteil:



Inhaltsverzeichnis		Blatt
	Verkürzte Zusammenfassung	6
1	Einleitung	7
2	Darstellung der Erkundungsmaßnahmen	9
2.1	Kartierungen und hydrologische Arbeiten	9
2.1.1	Geologische Kartierung über Tage	9
2.1.1.1	Quartärgeologische Karten	9
2.1.1.2	Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen	11
2.1.2	Morphogenetische Kartierung	13
2.1.3	Bodenkundliche Kartierung zur Ermittlung der Grundwasserneubildung	13
2.1.4	Hydrologische Untersuchungen	14
2.1.5	Geologische Grubenkartierung	16
2.2	Geophysikalische Arbeiten	19
2.2.1	Seismische Untersuchungen	19
2.2.1.1	Normalseismische Messungen	20
2.2.1.2	Flachseismische Messungen	22
2.2.2	Gravimetrische Untersuchungen	24
2.2.3	Aerogeophysikalische Untersuchungen	25
2.2.4	Seismologische Untersuchungen	30
2.2.5	Geophysikalische Bohrlochmessungen	32
2.2.6	Geothermische Untersuchungen	40
2.2.7	Elektromagnetische Reflektionsmessungen	41
2.3	Bohrungen	44
2.3.1	Altbohrungen	44
2.3.2	Bohrungen zur Standorterkundung ERAM	46
2.3.2.1	Bohrprogramm 1983-1985	46
2.3.2.2	Bohrprogramm 1988-1990	46
2.3.2.3	Bohrprogramm Quartär 1993	47
2.3.2.4	Rammkernsondierungen	47
2.3.2.5	Bohrprogramm 1994-1995	48
2.3.2.6	Bemusterung von seismischen Schußbohrungen	48
2.3.3	Bohrungen unter Tage	49
2.3.3.1	Bohrungen zur geologischen Erkundung	50
2.3.3.2	Bohrungen für geomechanische Untersuchungen	50

2.4	Untersuchungen an Gesteinsproben	52
2.4.1	Lithologische Untersuchungen	52
2.4.2	Biostratigraphische Untersuchungen	54
2.4.2.1	Mesozoikum und Tertiär	54
2.4.2.2	Quartärpalynologische Untersuchungen	58
2.4.3	Hydrogeologische Untersuchungen	60
2.4.4	Physikalische Labormessungen (Dichte, Schallgeschwindigkeiten)	61
2.5	Hydraulische Untersuchungen und hydrometrische Messungen	62
2.5.1	Fluid Logging	62
2.5.2	Hydraulische Tests	65
2.5.3	Kurzpumpversuche in Grundwassermeßstellen	66
2.5.4	Hydrometrische Messungen in Grundwassermeßstellen	66
2.5.4.1	Grundwasserstandsbeobachtungen	66
2.5.4.2	Radiohydrometrische Messungen	67
2.5.5	Durchlässigkeitsmessungen im Salinar	69
2.6	Untersuchungen an Wässern aus dem Deck- und Nebengebirge	71
2.6.1	Untersuchungen des Grundwassers	71
2.6.2	Untersuchung der Schachtzuflüsse	72
2.6.3	Hydrochemische Untersuchung der Oberflächengewässer	73
2.6.4	Isotopen- und Edelgasuntersuchungen	74
2.7	Untersuchungen von Flüssigkeiten und Gasen aus dem Salzgebirge	75
2.7.1	Untersuchungen salinärer Lösungen	75
2.7.2	Untersuchungen an Gasen	78
2.8	Modellrechnungen	80
2.8.1	Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung	80
2.8.2	Modellrechnungen zur Auswirkung klimagesteuerter geologischer Prozesse	81
3	Ergebnisse der Standorterkundung	83
3.1	Stratigraphie und Petrographie	83
3.1.1	Präzechstein	84
3.1.2	Zechstein	85
3.1.2.1	Zechstein außerhalb der Salzstruktur und Mächtigkeiten	85
3.1.2.2	Zechstein der Salzstruktur	94
3.1.2.3	Hutgestein	101
3.1.3	Trias	105
3.1.3.1	Buntsandstein	107
3.1.3.2	Muschelkalk	111

3.1.3.3	Keuper	112
3.1.4	Jura	120
3.1.4.1	Unterer Jura (Lias) ju	121
3.1.4.2	Mittlerer Jura (Dogger) jm	123
3.1.4.3	Oberer Jura (Malm) jo	124
3.1.5	Kreide	125
3.1.5.1	Alleringerslebener Schichten	126
3.1.5.2	Walbecker Schichten	126
3.1.6	Tertiär	128
3.1.6.1	Paläozän	130
3.1.6.2	Eozän	130
3.1.6.3	Oligozän	132
3.1.7	Quartär	132
3.1.7.1	Präelster	133
3.1.7.2	Elster-Kaltzeit	134
3.1.7.3	Holstein-Warmzeit	135
3.1.7.4	Saale-Komplex	135
3.1.7.5	Eem-Warmzeit	136
3.1.7.6	Weichsel-Kaltzeit	136
3.1.7.7	Holozän	138
3.2	Strukturgeologie	139
3.2.1	Regionale Tektonik	139
3.2.2	Struktureller Bau der Allertalzone	142
3.2.2.1	Strukturen im Liegenden des Zechsteinsalinars	144
3.2.2.2	Strukturen im Zechsteinsalinar	147
3.2.2.3	Struktureller Bau des Hutgesteins	154
3.2.2.4	Struktureller Bau des Deckgebirges	155
3.2.3	Lagerungsverhältnisse Lappwald	157
3.2.4	Lagerungsverhältnisse Weferlinger Triasplatte	161
3.2.5	Strukturentwicklung der Allertalzone und ihrer Umgebung	163
3.2.6	Neotektonik	176
3.2.7	Subrosion und Verkarstung (Oberkreide bis Quartär)	177
3.3	Geophysikalische Ergebnisse und Ergebnisse physikalischer Labormessungen	183
3.3.1	Seismische Geschwindigkeiten	183
3.3.2	Gravimetrie	185
3.3.3	Ergebnisse aerogeophysikalischer Untersuchungen	188

3.3.4	Geothermik im Salinar	190
3.3.5	Ergebnisse physikalischer Labormessungen	193
3.4	Durchlässigkeiten, Lösungen und Gase	196
3.4.1	Durchlässigkeitsverteilung	196
3.4.2	Lösungszutritte	198
3.4.2.1	Schachtwasserzuflüsse	198
3.4.2.2	Salinare Lösungen	200
3.4.3	Gase	202
3.5	Hydrologie	209
3.5.1	Wasserhaushalt	209
3.5.2	Beschaffenheit des Oberflächenwassers	212
3.6	Hydrogeologie und Geohydraulik	215
3.6.1	Ausbildung und hydraulische Eigenschaften des Aquifersystems	215
3.6.1.1	Lappwald-Scholle	217
3.6.1.2	Allertalzone	222
3.6.1.3	Weferlinger Triasplatte	228
3.6.1.4	Zusammenfassung der hydraulischen Parameter für das Deckgebirge des Endlagers Morsleben	230
3.6.2	Beschaffenheit des Grundwassers	233
3.6.2.1	Hydrochemische Verhältnisse	233
3.6.2.2	Isotopenhydrologische Ergebnisse	241
3.6.3	Grundwasserneubildung	242
3.6.4	Bewegung des Grundwassers	246
3.6.4.1	Basisdaten zur Bewegung des Grundwassers	246
3.6.4.2	Bewegung des oberflächennahen Grundwassers	247
3.6.4.3	Zweidimensionale vertikale Strömungsmodelle, Bewegung des tiefen Grundwassers	250
3.6.4.4	Regionales Grundwassermodell	251
4	Zusammenfassung und Bewertung der Erkundungsergebnisse	253
5	Literaturverzeichnis	256
6	Abkürzungsverzeichnis	272
7	Anlagenverzeichnis	274
	Gesamtblattzahl einschließlich Anlagen (8)	282

Verkürzte Zusammenfassung

Autor: G. - H. Stork

Titel: ERA Morsleben - Geologische Standortbeschreibung

Stichworte:

Geophysik, Hydrogeologie, Hydrologie, Kartierungen, Stratigraphie, Strukturgeologie

Text:

In einer Gesamtschau werden die einzelnen Untersuchungen und Ergebnisse, die in Fachberichten dokumentiert sind, zusammengefaßt dargestellt und bewertet. An Erkundungsmaßnahmen wurden Kartierungen, hydrologische Arbeiten, geophysikalische Arbeiten (seismische, gravimetrische, aerogeophysikalische, seismologische und geothermische Untersuchungen sowie Bohrlochmessungen), Bohrungen, Laboruntersuchungen, hydraulische Untersuchungen und hydrometrische Messungen, Untersuchungen an Wässern aus dem Deck- und Nebengebirge sowie von Flüssigkeiten und Gasen aus dem Salzgebirge durchgeführt.

Als Ergebnis der Standorterkundung werden Stratigraphie und Petrographie der Schichtenfolge vom Präezechstein bis zum Quartär und die strukturelle Entwicklung der Allertalzone und ihrer Umgebung beschrieben. Dargestellt werden auch Wasserhaushalt, Ausbildung und hydraulische Eigenschaften des Aquifersystems, Beschaffenheit und Bewegung des Grundwassers.

1 Einleitung

G.- H. STORK

Nach dem Atomgesetz ist das Bundesamt für Strahlenschutz (BfS) für die Errichtung und den Betrieb von Endlagern für radioaktive Abfallstoffe zuständig. Als Folge der Vereinigung beider deutscher Staaten am 03.10.1990 ging die Zuständigkeit für den Betrieb des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) vom Staatlichen Amt für Atomsicherheit der DDR (SAAS) auf das BfS über. Die seinerzeit erteilte Standortgenehmigung (1972) und die Genehmigung zur Errichtung des Endlagers Morsleben (1974) basierten auf einem Vergleich verschiedener Salzbergwerke und beinhalteten überwiegend bergtechnische und geotechnische Fragestellungen. Daher wurde das Zentrale Geologische Institut (ZGI) der damaligen DDR beauftragt, eine „geowissenschaftliche Analyse für den Standort des ERA Morsleben“ zu erarbeiten. Beginnend mit dem Jahr 1983 wurde ein überwiegend übertägiges, untergeordnet auch untertägliches Erkundungsprogramm durchgeführt.

Im Zeitraum von 1983 bis 1985 wurden 20 hydrogeologische bzw. quartärgeologische Bohrungen und 5 Kartierungsbohrungen niedergebracht.

Aufgrund der Empfehlung zu weiteren Untersuchungen wurde 1988 ein 40 Bohrungen umfassendes Bohrprogramm begonnen und 1990 beendet. Untersuchungen und Messungen in diesen Bohrungen dauerten bis 1991.

Nach der Übernahme des ERAM durch das BfS wurden von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Abstimmung mit dem BfS zahlreiche weitere Untersuchungen (Kartierungen, Bohrungen, geodätische und geophysikalische Messungen jeweils über- und untertage, hydrogeologische und hydrologische Messungen) initiiert. Die Arbeiten zur Geologischen Standortbeschreibung sind abgeschlossen, auch wenn noch die eine oder andere Meßreihe fortgeführt wird.

Das BfS hat die BGR beauftragt, alle Arbeiten und Ergebnisse zur geowissenschaftlichen Erkundung des Standortes Morsleben in einem Bericht zusammenzufassen. In einer Gesamtschau sollen die einzelnen Untersuchungen und Ergebnisse, die zahlreichen Fachberichten vorliegen, dargestellt und bewertet werden.

Die Gliederung des Berichtes wurde weitgehend vom BfS vorgegeben. Der erste Hauptteil (Kap. 2, Darstellung der Erkundungsmaßnahmen) gibt einen Überblick über die angewandten Arbeitsmethoden und die durchgeführten Arbeiten. Der zweite Hauptteil (Kap. 3, Ergebnisse der Standorterkundung) legt die Ergebnisse dar und wertet sie.

Eine strenge Trennung zwischen Erkundungsmaßnahmen und Ergebnissen ist nicht immer einfach. Meßergebnisse gehören z.B. sowohl zur Darstellung der Erkundungsmaßnahmen als auch zur Darlegung der Ergebnisse. Auch Kap. 3 enthält arbeitsmethodische Ausführungen, besonders dort, wo die Ergebnisse verschiedener Messungen weiterverarbeitet werden. Die Grenzziehung zwischen den Kapiteln 2 und 3 ist daher nicht frei von Entscheidungen, die auch etwas anders hätten ausfallen können.

Die Textbeiträge zu den einzelnen Fachkapiteln stammen in aller Regel von den Autoren der zugrunde liegenden Fachberichte. Die Autoren der Fachkapitel werden unter der Überschrift des jeweiligen Fachkapitels genannt. Die Namensangabe wird bei nicht der BGR angehörenden Autoren durch die Nennung der Institution ergänzt. Die Qualitätssicherung erfolgte in jedem Fall durch die BGR.

Eine große Anzahl von Firmen und Institutionen hat bei den umfangreichen Feld- und Laborarbeiten mitgewirkt. Sie werden jeweils in den einzelnen Fachkapiteln genannt und sind mit ihren Berichten im Literaturverzeichnis aufgeführt.

Der Bericht gibt den Kenntnisstand von Ende 1998 wieder. Einige Daten aus Fachberichten, die erst 1999 endgültig fertiggestellt werden, wurden inhaltlich bereits berücksichtigt.

2 Darstellung der Erkundungsmaßnahmen

Die folgenden Kapitel (2.1 bis 2.8) geben einen Überblick über die angewandten Arbeitsmethoden und die durchgeführten Arbeiten.

2.1 Kartierungen und hydrologische Arbeiten

Die verschiedenen Kartierungen sollten im Bereich des ERAM zu einer gegenüber den vorhandenen (alten) Karten verbesserten und verfeinerten Darstellung der geologischen Verhältnisse beitragen. Im hydrologischen Untersuchungsprogramm wurden Niederschlag, Verdunstung und oberirdischer Abfluß ermittelt.

2.1.1 Geologische Kartierung über Tage

2.1.1.1 Quartärgeologische Karten

H. ZIERMANN, R. ZWIRNER (WERSCHE GmbH), N. HEDERICH (GOLDER ASSOCIATES GmbH)

Die Datenbasis der quartärgeologischen Karten besteht fast ausschließlich auf Informationen aus Bohrprofilen. Andere Aufschlüsse sind außer denen in präglazialen Schottern rar und in der Regel aussagearm.

Bei den Bohrergebnissen muß zwischen den sog. Altbohrungen bis 1983 und denen in den verschiedenen ERAM-Erkundungsetappen unterschieden werden. Mit den Bohrkampagnen von 1983-85, 1988-90, 1993 und 1994-95 wurden nicht nur zuverlässige Schichtenverzeichnisse erstellt sondern auch gezielte Probennahmen für die unterschiedlichen Untersuchungsmethoden im großen Umfang möglich. Auch die bohrlochgeophysikalischen Messungen in den o.a. Bohrungen haben zur Feingliederung der Quartärprofile beigetragen.

Weiterer Kenntniszuwachs trat ein mit den Ergebnissen der Flach- und Normalseismik und, für den oberflächennahen Bereich, durch die Auswertungen der geologisch betreuten seismischen Schußbohrungen. Letztlich liefert auch die morphogenetische Kartierung Daten für eine quartärgeologische Gesamtanalyse.

Zur Darstellung der quartärgeologischen Verhältnisse wurden Karten der Quartärbasis, der Quartärmächtigkeit und der auf der Quartärbasis aufliegenden quartären Schichten sowie quartärer Leithorizonte (fluviale Terrassen, warmzeitliche Schichten und Grundmoränen) angefertigt.

Die Karten im Maßstab 1 : 10 000 zeigen den geologischen Aufbau im engeren Untersuchungsgebiet (Allertalzone zwischen Alleringersleben im SE und Walbeck im NW sowie angrenzende Gebiete der Lappwald-Scholle und der Weferlinger Triasplatte).

Karten im Maßstab 1 : 25 000 erweitern den Darstellungsbereich auf den geologischen Rahmen und umfassen die Allertalzone zwischen Ummendorf und Weferlingen sowie größere Teile der Lappwald-Scholle und der Weferlinger Triasplatte. Der geologische Rahmen wurde auf dieses größere Gebiet ausgedehnt, um Vorkommen quartärer Leithorizonte, die das Gerüst für die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse und Interpretation subrosiver Prozesse bilden, in die Auswertung einbeziehen zu können. Der komplette Kartensatz ist in ZIERMANN et al. (1998) enthalten. Als Beispiel werden hier zwei Karten im Maßstab 1 : 10 000 vorgestellt.

Karte der Mächtigkeit der quartären Sedimente

Die Karte (Anl. 1) fußt auf der Geologischen Karte im Maßstab 1 : 25 000 Blatt Helmstedt von SCHMIERER (1914) unter Berücksichtigung der Neukartierung im niedersächsischen Anteil durch JORDAN & RÖHLING (1997). Korrekturen ergaben sich dort, wo Bohrungen im Rahmen des Untersuchungsprogrammes ERAM andere Ergebnisse brachten.

Dabei wurden alle Bohrungen ausgewertet, die das Quartär durchteuft haben bzw. in denen das Quartär mehr als 1 m mächtig ist.

Die Bohrpunkte werden mit dem Wert der erreichten bzw. durchteuften Quartärmächtigkeit dargestellt. Zur besseren Veranschaulichung der Quartärmächtigkeit dienen Farbabstufungen mit Abständen von 10 m. Gebiete mit geringermächtigem Quartär sind weiter unterteilt in die Bereiche von 1 m -5 m und 5 m -10 m Mächtigkeit.

Bei der Gesamtbetrachtung fällt sofort die Allertalzone als Gebiet mit den größten Mächtigkeiten auf.

Entsprechend ihrer zentralen Lage im engeren Untersuchungsgebiet kommt einer Mächtigkeitsanomalie zwischen Morsleben über Beendorf bis etwa 1 km südlich Schwanefeld die größte Bedeutung zu. In dieser 4 km langen und meist 600 m -700 m breiten Rinne liegen die Quartärmächtigkeiten generell bei > 20 m. Sie ist in sich gegliedert durch mehrere Teilbereiche mit Mächtigkeiten von > 40 m und zwei Gebiete nördlich Morsleben mit Quartär > 60 m. Das kleinere dieser Gebiete, etwa kreisförmig, ist nur durch die Ergebnisse der Flachseismik erkannt worden, eine größere ca. 800 m lange und etwa 300 m breite Rinne ist durch Bohrungen belegt, die mit 95,6 m und 91,3 m die größten quartären Sedimentfüllungen durchteuften (Dp Mors 49A/95 bzw. Dp Mors 6/90).

Ab Schwanefeld wird auch im Allertal das Quartär nach NW geringmächtiger und kommt nur noch durch Mächtigkeiten zwischen 5 m -10 m zur Darstellung.

Karte der Verbreitung und Mächtigkeit der Elster-Grundmoränen

Auf der Karte (Anl. 2) wird die Verbreitung und die Mächtigkeit der elsterzeitlichen Grundmoränen dargestellt. Nach den präglazialen quartären Ablagerungen, die nur reliktsch im Untersuchungsgebiet erhalten geblieben sind, sind die Grundmoränen der Elster-Kaltzeit die ältesten quartären Sedimente, die eine größerflächige Verbreitung aufweisen und mehrere 10er Meter Mächtigkeit erreichen können.

Auf der Karte sind die Verbreitungen der Geschiebemergelvorkommen des älteren und jüngeren Eisvorstoßes (Elster 1 und 2) anhand von unterschiedlicher Schrägschraffur dargestellt. Bei Auftreten beider Moränen ist eine Kreuzschraffur verwendet worden. Die Mächtigkeiten sind farbig dargestellt, sie beziehen sich auf die Gesamtmächtigkeit der Geschiebemergel der 1. und 2. Elster-Vereisung.

Der Hauptteil der elsterzeitlichen Grundmoränenablagerungen befindet sich in einem Nordwest-Südost verlaufenden Rinnensystem von Schwanefeld bis östlich Morsleben. Das Rinnensystem ist inhomogen ausgebildet, weist mehrere ebenfalls überwiegend Nordwest-Südost ausgerichtete Einzelrinnen auf und enthält zahlreiche Untiefen, insbesondere südwestlich von Groß Bartensleben und nordöstlich von Morsleben, die keine elsterzeitlichen Geschiebemergel aufweisen. Die durch Bohrungen nachgewiesene größte Mächtigkeit für das Rinnensystem beträgt 50,4 m in einer Rinne nördlich von Morsleben. Eine noch größere Mächtigkeit wurde durch Auswertung seismischer Untersuchungen ermittelt. Sie beträgt 63,0 m in einer eng begrenzten Senke, ca. 1,2 km nördlich von Morsleben; die Angabe ist aber als nicht gesichert einzustufen.

Neben diesem Rinnensystem befindet sich ein weiteres Elster-Vorkommen südwestlich von Alleringersleben in einer schüsselartigen Depression, die größte Mächtigkeit beträgt dort im Zentralteil 52,0 m. Neben diesen Vorkommen befinden sich im Randbereich der Allertalzone und untergeordnet auf den Höhen des Lappwaldes sowie der Weferlinger Triasplatte mehrere kleinere geringmächtige Vorkommen.

2.1.1.2 Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen

I. BURCHARDT (GFE, Halle)

Die Karte wurde im Auftrag der BGR von GFE erstellt und für ein engeres Untersuchungsgebiet im Maßstab 1 : 10 000 und in einem erweiterten Gebiet im Maßstab 1 : 25 000 vorgelegt (BURCHARDT 1998). Zur Darstellung der Verbreitung triassischer und jurassischer Gesteine wurden in dieser Karte alle jüngeren Sedimente (Quartär, Tertiär, Oberkreide) abgedeckt. Zur Orientierung wurden jedoch die Verbreitungsgrenzen von Tertiär und Oberkreide eingetragen. Die Karte enthält auch die Höhenlinien der Erdoberfläche, das Gewässernetz und die Ortslagen.

Vom niedersächsischen Anteil lag eine aktuelle geologische Kartierung vor (JORDAN & RÖHLING 1997). Durch diese Kartierung wurde das von SCHMIERER (1914) im Bereich der Lappwaldmulde gegebene geologische Bild, das durch zahlreiche Störungen und Versätze gekennzeichnet ist, nicht bestätigt, sondern ein mehr gleichförmiger Muldenbau der Lappwaldmulde nachgewiesen, der durch einige Querstörungen in sich versetzt ist. Dieses Kartierungsergebnis wurde in weitgehend unveränderter Form in die Karte übernommen. Der von JORDAN & RÖHLING (1996) vorgestellte geologische Bau an der Oberfläche konnte durch die normalseismischen Messungen (BEST 1997) im wesentlichen bestätigt und nach der Tiefe fortgeführt werden. Im Gebietsanteil von Sachsen-Anhalt lag keine neuere geologische Kartierung vor. Hier wurde von der geologischen Kartierung durch SCHMIERER (1914) ausgegangen, Korrekturen ergaben sich dort, wo Bohrungen im Rahmen des Untersuchungsprogrammes ERAM andere Ergebnisse brachten.

Die Karte im Maßstab 1 : 25 000 (Anl. 3) umfaßt im wesentlichen die GK 25, Blatt Helmstedt (3732) und Teile der Anschlußblätter Weferlingen (3632), Calvörde (3633), Erxleben (3733), Hötensleben (3832) und Seehausen (3833).

Im Bereich der Lappwald-Scholle und der Weferlinger Triasplatte sind die auf der Karte dargestellten präkretazischen Bildungen der direkten Beobachtung zugänglich. In diesen nicht von jüngeren Sedimenten bedeckten Bereichen sind, meist durch Gesteinswechsel gekennzeichnete, Störungen im Gebirgsverband kartierbar, die an der Oberfläche überwiegend als gerichtete Talungen erscheinen. Prinzipiell setzen sich diese Störungen auch unter jüngerer Bedeckung fort. Ihr Verlauf wird dann aber unsicher. In der Karte enden daher die meisten Störungen an der Verbreitungsgrenze der Oberkreidensedimente.

Die Lappwald-Scholle gliedert sich vom Westen nach Osten in:

- Helmstedter Tertiärmulde,
- Heiligendorf–Sommerdorfer Sattel und
- Lappwald-Mulde.

Die Lappwald-Scholle wird von einer NW-SE verlaufenden Scherungsbahn gequert, die im NW als Vogelbeerberg-Störung bekannt ist, sich nördlich des Bischofswald-Horstes verfolgt und nach SE bis zur Osterberg-Störung führt (siehe auch Abb. 19). Das tektonische Grundmuster in der Lappwald-Mulde zeichnet sich durch Muldenlage des Sinemuriums und den Muldenbau modifizierende Querstörungen deutlich ab. Im Südwesten wird die Liasmulde vom Heiligendorf-Sommerdorfer Sattel begrenzt, wo Gesteine des Oberkeupers den Kern des Sattels bilden.

Das Nordwest-Südost gerichtete Hauptstörungssystem wird von einem Südwest-Nordost gerichteten Störungssystem gequert, das auf der Weferlinger Triasplatte und auch als Querstörungen auf der Lappwald-Scholle zu erkennen ist. Alle Querstörungen zeigen ein generelles Einfallen nach Nordwesten, zum nordwestdeutschen Senkungsgebiet hin.

2.1.2 Morphogenetische Kartierung

H. ZIERMANN

Im Rahmen der quartärgeologischen Gesamtbearbeitung sollte mit Hilfe erprobter und bewährter geomorphologischer Untersuchungsmethoden geprüft werden, ob reliefgebundene Indizien für junge tektonische und durch Subrosion geprägte Strukturen und Vorgänge auftreten, um diese ggf. zu beschreiben. Darüber hinaus sollte ein Beitrag zur weitergehenden Klärung der quartärgeologischen Verhältnisse und jungen Entwicklung des Gebietes geleistet werden.

Der Untersuchungsauftrag wurde an die ARGE GFE Halle/Aerocart Delitzsch erteilt. Besondere Aufmerksamkeit war zu richten:

- auf die strukturabhängigen und somit die tektonischen und lithologischen Verhältnisse des Raumes indizierenden Reliefformen und Formelemente und deren charakteristische Form- und Lagemerkmale,
- auf beobachtbare aktuelle Formungsprozesse und Prozeßindikatoren, die mit jungen Bewegungen des Deckgebirges des Salinars in einem Zusammenhang stehen könnten, sowie
- auf genetische Reliefeinheiten und mit deren Herausbildung verbundene prozeßkorrelierte Sedimente, deren Ausbildung und Lagebeziehungen als Indizien für Ereignisse der bisherigen jüngeren Genese des Raumes und für mögliche künftige geodynamische Prozesse dienen können.

Die Ergebnisse (KUGLER & VILLWOCK 1995) sind in das Kap. 3.1.7 Quartär eingeflossen.

2.1.3 Bodenkundliche Kartierung zur Ermittlung der Grundwasserneubildung

A. MARGANE

Mit dem Ziel der Ermittlung der boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerte der Grundwasserneubildung wurde die Geologische Forschung und Erkundung GmbH (GFE), Halle, zu einer bodenkundlichen Kartierung im Teileinzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld (oberirdisches Einzugsgebiet) beauftragt.

Die Arbeiten erstreckten sich zunächst nur auf den westlich der Aller gelegenen Teil sowie einen repräsentativen Streifen durch den östlich der Aller gelegenen Teil des Einzugsgebietes.

Da eine flächenhafte Differenzierung der Grundwasserneubildung in Hinblick auf die hydraulische Modellierung jedoch für das gesamte Gebiet benötigt wurde, wurde die Untersuchung später auf das gesamte oberirdische Einzugsgebiet ausgedehnt.

Ausgehend von verschiedenen zur Verfügung stehenden bodenkundlichen Kartenunterlagen wurde von der GFE zunächst eine Konzeptbodenkarte erstellt. Zur Verifizierung der Abgrenzungen und Ermittlung der bodenspezifischen physikochemischen Kennwerte wurden insgesamt 25 Schürfe und 233 Sondierungen durchgeführt. Darauf aufbauend wurde eine Karte der Bodengesellschaften erstellt.

Unter Einbeziehung der Bodennutzungsarten sowie morphologischer Faktoren wurden Grundwasserneubildungseinheiten abgegrenzt und deren Grundwasserneubildungsraten bestimmt. Grundlage hierfür war die Methode nach RENGER & STREBEL (1980) sowie RENGER & WESSOLEK (1992).

Die Ergebnisse sind in GFE (1994) sowie GFE (1997) dargestellt.

2.1.4 Hydrologische Untersuchungen

A. MARGANE

Im Rahmen des „Hydrologischen Untersuchungsprogrammes Morsleben“ wurden die Niederschlagsverteilung, die Verdunstung sowie der Abfluß der Oberflächenwässer als wesentliche Bestandteile des Wasserhaushaltes ermittelt. Mit der Erstellung eines „Wasserhaushaltsberichtes“, in dem sämtliche gemessenen Daten in Hinblick auf eine Wasserbilanz analysiert und interpretiert wurden, wurde die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz, beauftragt (BfG 1997). Die hierzu benötigten Daten stammen aus folgenden Quellen :

Niederschlag (N)

Bereitstellung durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) in Form von korrigierten Rasterdaten. Es wurden keine Meßwerte der einzelnen Meßstationen zur Verfügung gestellt.

Von der DBE wurden korrigierte Punktdaten für die Niederschlagsmeßstation am Schacht Marie zur Verfügung gestellt, welche im Dezember 1993 durch die BfG installiert wurde.

Verdunstung (V)

Die aktuelle Verdunstung wurde von der BfG mit Hilfe des Programmes VEKOS ermittelt. Eine Beschreibung des Berechnungsverfahrens ist in BfG (1997) enthalten. Die Ausgangsdaten wurden vom DWD und der DBE bereitgestellt.

Oberirdischer Abfluß (A_o)

Die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Abflußmeßstellen mit deren Beobachtungszeitraum sind zusammenfassend in Tabelle 1 dargestellt.

Vom Staatlichen Amt für Umweltschutz (STAU), Magdeburg, werden zwei Schreibpegel beobachtet, die den Oberflächenwasserabfluß in Alleringersleben/Aller (Pegelkennzahl 44000.4, beobachtet seit 1949, BfG-Bezeichnung: A01) und Weferlingen/Aller (Pegelkennzahl 440001.0, beobachtet seit 1935) registrieren. An der Meßstelle Walbeck/Aller (Pegelkennzahl 44000.8, beobachtet seit 1971, BfG-Bezeichnung: A06) erfolgten bis Ende des hydrologischen Jahres 1992/93 monatliche Messungen. Die Meßergebnisse wurden der BfG zur Verfügung gestellt.

Mit Beginn des hydrologischen Jahres 1993/94 wurden die Messungen an der Meßstation Walbeck/Aller (A06) durch die DBE aufgenommen und bis Dezember 1997 fortgeführt (wöchentlich). Darüber hinaus wurden ebenfalls mit Beginn des hydrologischen Jahres 1993/94 Durchflußmessungen an 5 periodischen Meßstellen aufgenommen (Meßstellen A02, A03, A04, A05, A07; Messung monatlich), die von der DBE eingerichtet worden waren. Die von der DBE erhobenen Daten wurden quartalsweise BfG und BGR zur Verfügung gestellt.

Tabelle 1: Abflußmeßstellen im Untersuchungsgebiet
(Lage der Abflußmeßstellen siehe Abb. 37)

Gewässer	Ortschaft	Pegelkennzahl	Pegelkennzahl	Typ	Beobachtung	
		(STAU)	(DBE)		von	bis
Aller	Alleringersleben	44000.4	A01	PS	1949	
Morslebener Graben	Morsleben	-	A02	DF	Nov 93	Dez 96
Salzbach	Groß Bartensleben	-	A03	DF	Nov 93	Dez 96
Bartenslebener Graben	Groß Bartensleben	-	A04	DF	Nov 93	Dez 96
Röthegraben	Schwanefeld	-	A05	DF	Nov 93	Dez 96
Aller	Walbeck	44000.8	A06	DF/PS	1971	
Graslebener Bach	Weferlingen	-	A07	DF	Nov 93	Dez 96
Graben nördlich Bartensleben	Groß Bartensleben	-	A08	DF	Nov 94	Dez 96
Beendorfer Graben	Beendorf	-	A09	DF	Nov 94	Dez 96
Riole	westlich Walbeck	-	A010	DF	Nov 94	Dez 96
Riole	Walbeck	-	A011	DF	Nov 94	Dez 96
Schwanenteich	Bad Helmstedt	-	A012	DF	Nov 94	Jun 95
Aller	Weferlingen	44001.0	-	PS	1935	

DF - Durchflußmessung PS - Pegelschreiber

Mit Beginn des hydrologischen Jahres 1994/95 wurden periodische Messungen (monatlich) an 5 weiteren Meßstationen aufgenommen (A08, A09, A010, A011, A012). Seit August 1994 erfolgt die Wasserstandsermittlung an der Meßstelle Walbeck/Aller (A06) mittels eines Pegelschreibers, der durch die DBE installiert wurde.

Während Hochwassers (ab einem Wasserstand von $> 0,5$ m am Pegel Alleringersleben/ Aller, A01) erfolgten wöchentliche Messungen an allen periodischen Meßstellen.

Die Durchflußmeßwerte sind dokumentiert in den Jahresberichten der BfG (BfG 1993, BfG 1994, BfG 1995, BfG 1996). Das Meßprogramm ist dargestellt in den Jahresberichten der DBE (DBE 1996a, DBE 1996b, DBE 1996c, DBE 1997).

Die aus den Abflußdaten ermittelten gewässerkundlichen Hauptzahlen sowie die Berechnung des mittleren monatlichen Niedrigwasserabflusses (MoMNQ) enthält der Wasserhaushaltsbericht der BfG (BfG 1997).

2.1.5 Geologische Grubenkartierung

J. BEHLAU

Ziel der geologischen Grubenkartierung war die Klärung der Lagerungsverhältnisse und der Stratigraphie der salinaren Schichten.

An Altunterlagen existierten lediglich Vorratskartierungen auf Kalisalze und Steinsalz aus den vierziger und fünfziger Jahren, die in den sechziger Jahren in Teilbereichen des Ost-, Südost- und Nordfeldes Bartensleben ergänzt worden waren. Diese Kartierungen umfaßten eine rein petrographische Darstellung der geologischen Einheiten auf den jeweiligen Abbausohlen. Eine Darstellung in geologischen Schnitten beschränkte sich auf die Hauptquerschläge sowie Bereiche von besonderem Interesse, wie z.B. das Südfeld in Bartensleben und das Lager H in Marie. In den siebziger Jahren wurden im Zusammenhang mit der Eignungsuntersuchung für die Endlagerung radioaktiver Abfälle weitere geologische Kartierungen durchgeführt. Ein schlüssiges geologisches Lagerstättenmodell, das den komplizierten Lagerungsverhältnissen in der Salzstruktur gerecht wurde, ergab sich hieraus nicht.

Für die Erstellung eines solchen strukturellen Modells des Endlagers Morsleben war es daher notwendig, eine Neukartierung der Grubenfelder Bartensleben und Marie durchzuführen. Um eine sichere Datengrundlage zu erhalten, sind ca. 32 km Strecken im Maßstab 1 : 100 und ca. 13 km Strecken im Maßstab 1 : 500 bzw. 1 : 1 000 neu kartiert worden. Die Kartierung erfolgte als Firstkartierung mit hochgeklappten Stößen. In besonderen Fällen wurden Detailkartierungen bis zum Maßstab 1 : 10 angefertigt. Ergänzend wurden auch Abbaukammern im Maßstab 1 : 500 bzw. 1 : 1 000 neu kartiert.

Die Neukartierung umfaßt vollständig den noch zugänglichen Teil des Grubengebäudes. Zur Interpretation der geologischen Verhältnisse in nicht mehr zugänglichen Grubenbereichen wurden Altunterlagen verwendet. Hinzu kam die Auswertung von ca. 50 Altbohrungen sowie 12 neuen geologischen Erkundungsbohrungen im Ostfeld und vier im Zentralteil Bartensleben. Zur Vorfelderkundung gegen den Salzspiegel und die Basis des Salinars sowie zur Erkundung von Internstrukturen wurde ein umfangreiches EMR-Meßprogramm in Strecken und Bohrungen durchgeführt (s. Kap. 2.2.7).

Die geologische Kartierung wurde im Zeitraum von 1992 bis 1997 von der DBE, der Großteil der EMR-Messungen von der BGR durchgeführt. Die Auswertung und Interpretation der so gewonnenen Daten erfolgte durch die BGR (BEHLAU et al. 1997). Zur stratigraphischen Einordnung der Schichten wurde die von BORNEMANN (1991) aufgestellte stratigraphische Gliederung verwendet (Tab. 2). Der große Vorteil gegenüber anderen Gliederungen ist, daß eine wesentlich detailliertere Einstufung der aufgeschlossenen Schichten möglich wird. Innerhalb dieser Gliederung wird für den Hauptanhydrit die von KOSMAHL (1969) aufgestellte Gliederung benutzt. Sie erlaubt eine detaillierte Ansprache und sichere Anwendung bei der Kartierung und Bohrkernaufnahme.

Das aus der geologischen Kartierung sowie der Auswertung von Bohrungen und EMR-Messungen resultierende Lagerstättenmodell wurde als geologisch-tektonisches Kartenwerk im Maßstab 1 : 2 000 angelegt. Für das Grubenfeld Bartensleben wurden die vier Hauptsohlen, im Südfeld bis zur 7. Sohle, für das Grubenfeld Marie die -231 m-Sohle und Teile der -185 m-Sohle bzw. der -291 m-Sohle sowie die 500 m-Sohle dargestellt. Für die Salzstruktur im Bereich des Grubengebäude wurden Tiefenlinienpläne des Salzspiegels und der Oberfläche des Staßfurtkarbonats sowie eine geologische Karte am Salzspiegel (Anl. 4) konstruiert. Für die Darstellung der Geologie am Salzspiegel wurden auch die Ergebnisse der übertägigen Bohrungen verwendet, soweit diese das Salinar erreicht haben. Zur Konstruktion der Begrenzungen der Salzstruktur flossen Ergebnisse der seismischen Untersuchungen (Kap. 2.2.1) ein. Um ein räumliches Bild der Lagerungsverhältnisse im Salinar zu erreichen, wurden 21 geologisch-tektonische Profile mit einem mittleren Abstand von ca. 250 m erstellt (Anl. 5).

Tabelle 2: Zechsteingliederung für den Standort Morsleben nach BORNEMANN (1991)

Abteilung	Gruppe	Formation	Altes Symbol	Neues Symbol	*
Zechstein 4					
Aller-Folge			z4	z4	z4
	Rosensalz - Schneesalz		Na4 γ – Na4 β	z4SS/RS	z4NA
	Basissalz		Na4 α	z4BS	
	Pegmatitanhydrit		A4	z4PA	z4AN
	Roter Salzton		T4	z4RT	z4RT
Zechstein 3					
Leine-Folge			z3	z3	z3
	Tonmittelsalz		Na3 Im	z3TM	z3NA TM
	Schwadensalz		Na3 δ	z3SS	z3NA SS
	Anhydritmittelsalz		Na3 η	z3AM	z3NA AM
	Buntes Salz		Na3 ζ	z3BT	
	Bank-/Bändersalz		Na3 ϵ – Na3 δ	z3BK/BD	z3NA BK/BD
	Orangesalz		Na3 γ	z3OS	z3NA OS
	Liniensalz		Na3 β	z3LS	z3NA LS
	Basissalz		Na3 α	z3BS	z3NA BS
	Hauptanhydrit		A3	z3HA	z3AN
	Leine-Karbonat		Ca3	z3LK	z3CA
	Grauer Salzton		T3	z3GT	z3GT
Zechstein 2					
Staßfurt-Folge			z2	z2	z2
	Gebänderter Deckanhydrit		A2r	z2DA	z2DA
	Decksteinsalz		Na2r	z2DS	z2DS
	Kalifflöz Staßfurt		K2	z2SF	z2SF
	Kies. Übergangsschichten		Na2k	z2UE	z2NA UE
	Hangendsalz		Na2 γ	z2HG	z2NA HG
	Hauptsalz		Na2 β	z2HS	z2NA HS
		Kristallbrockensalz		z2HS3	
		Streifensalz		z2HS2	
		Knäuelsalz		z2HS1	
	Basissalz		Na2 α	z2BS	z2NA BS
	Basalanhydrit		A2	z2BA	z2AN
	Staßfurt-Karbonat		Ca2	z2SK	z2CA
Zechstein 1					
Werra-Folge			z1	z1	z1
	Werra-Anhydrit		A1	z1WA	z1AN
	Werra-Karbonat		Ca1r	z1WK	z1K
	Kupferschiefer		T1	z1KS	z1T
	Werra-Konglomerat		C1	z1KG	z1C

* in BALZER (1998) verwendete Symbole

2.2 Geophysikalische Arbeiten

2.2.1 Seismische Untersuchungen

G. BEST, M. ZIRNGAST

Zur flächenhaften Erfassung geologischer Horizonte wurden zwei Untersuchungsprogramme konzipiert, die einmal der Erkundung des generellen Strukturbaus und des geologischen Rahmens dienen sollen (Kap. 2.2.1.1 Normalseismische Messungen) und zum anderen der Erkundung der speziellen Lagerungsverhältnisse im Dach der Salzstruktur (Kap. 2.2.1.2 Flachseismische Messungen). Das Gebiet war bisher seismisch noch nicht vermessen. Lediglich im Süden wird es von einer normalseismischen Messung berührt, die im Rahmen der erdölgeologischen Exploration durchgeführt wurde.

Ermittlung der seismischen Geschwindigkeiten

Aus der weiteren Umgebung bis ca. 30 km Entfernung zum Endlager liegen die Ergebnisse von 13 geschwindigkeitsvermessenen Bohrungen ausgewertet vor (KÖRNER 1993). Da diese Bohrungen nur für die ruhiger gelagerten Bereiche der Weferlinger Triasplatte und der Lappwald-Mulde relevant sind und in den stark gestörten Bereichen der Allertalstruktur mit wechselnden Geschwindigkeiten gerechnet werden mußte, wurden in allen Bohrungen der Bohrkampagne 1994/95, deren Endteufe tiefer als 150 m lag, Geophonversenkmessungen durchgeführt. Die Lage der Bohrungen ist in Abb. 2 dargestellt. Die Ergebnisse dienen der Identifizierung der Reflexionshorizonte, und liefern Geschwindigkeiten für die Tiefenwandlung der reflexionsseismischen Profile.

Die Messungen wurden im Zeitraum vom Februar bis Dezember 1995 von der Firma THOR Geophysikalische Prospektion GmbH und der Firma Western Atlas nach Vorgaben der BGR durchgeführt. Die Anregung erfolgte sprengstofflos. In der Regel erfolgte die Messung im offenen Bohrloch (open-hole) während zwei Bohrungen erst nach dem Ausbau im verrohrten Bohrloch (cased-hole) gemessen wurde. Die Signalaufnahme erfolgte mit einem Einzelgeophon, das an die Bohrlochwand gepreßt wurde bzw. mit einer frei im Bohrloch hängenden 12-kanaligen Hydrophonkette. Die Meßabstände betragen beim Einzelgeophon 4 m (Ausnahme Dp Mors 45A: 5 m), bei der Hydrophonkette 2 m. Um die Vergleichbarkeit der Messungen im offenen und verrohrten Bohrloch zu testen, wurde in der Dp Mors 55A neben einer open-hole Messung mit Einzelgeophon nach dem Meßstellenausbau eine cased-hole Messung ebenfalls mit Einzelgeophon durchgeführt.

Zusätzlich wurde bei den Messungen eine Geophonauslage mit 12 Spuren auf der Erdoberfläche aufgebaut. Sie diente der Ermittlung der oberflächennahen Geschwindigkeiten in der Verwitterungsschicht und als Referenz zur Bestimmung der Abrißzeiten der Oberflächenquelle.

Die Ersteinsätze wurden von den Meßfirmen bestimmt. Daraus ließen sich die vertikalen Laufzeiten und die Intervallgeschwindigkeiten für die Meßabstände errechnen. Die Bestimmung der Zweiweglaufzeiten für die in den Bohrungen bestimmten Schichtgrenzen wurde dann in der BGR mit dem Programm GVM (KOSCHYK 1996) durchgeführt. Die Tiefenlage der Schichtgrenzen wurde den vorläufigen Schichtenverzeichnissen (GOLDER ASSOCIATES 1995 - 1996a) entnommen. Des weiteren wurden aus den Laufzeitdifferenzen und den Tiefenangaben der erbohrten Schichtgrenzen die Intervallgeschwindigkeiten (V_i) für die wichtigsten stratigraphischen Einheiten errechnet.

2.2.1.1 Normalseismische Messungen

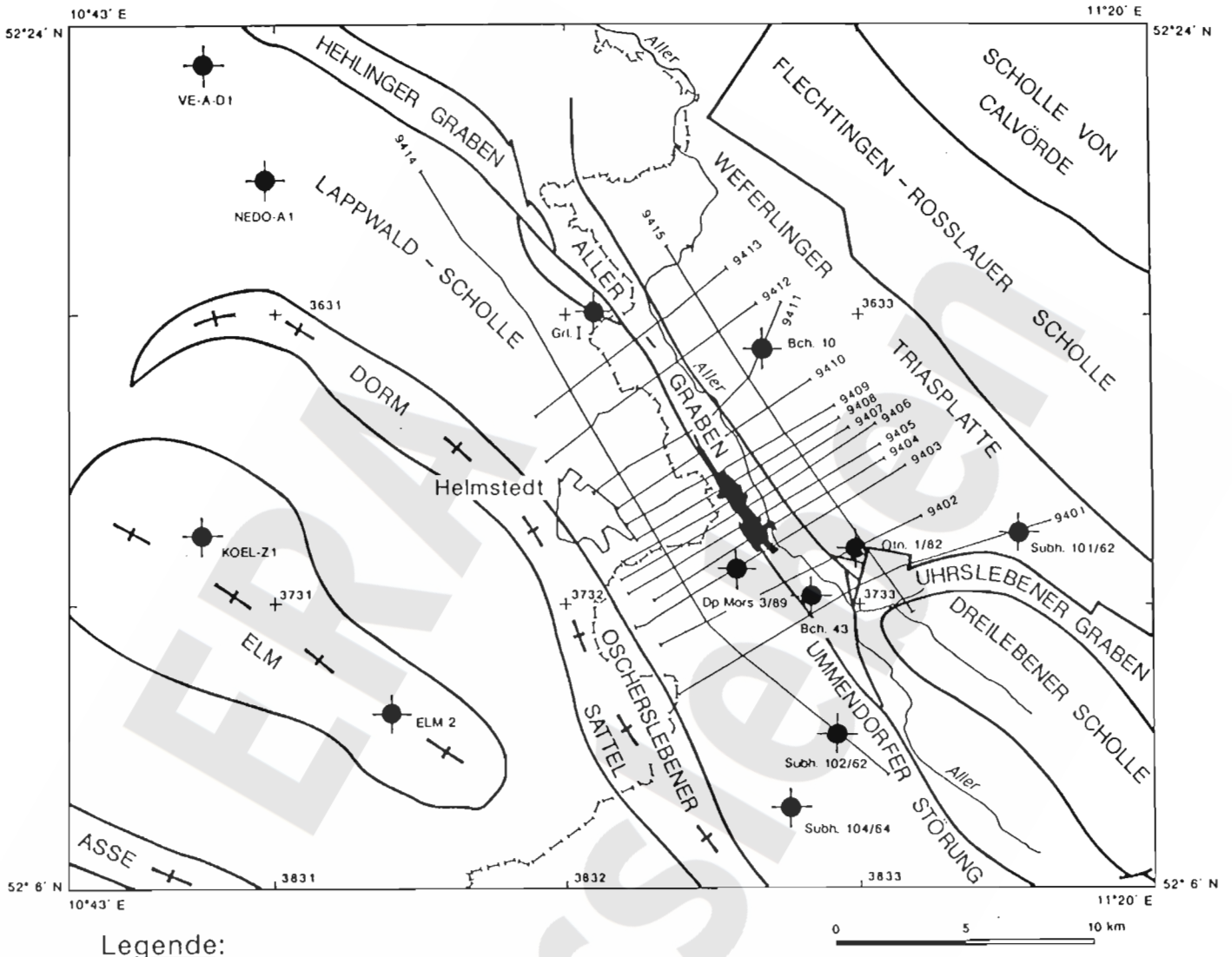
G. BEST

Zur Präzisierung der Kenntnisse über den Aufbau und die Lagerungsverhältnisse des Nebengebirges und der Zechsteinbasis im Bereich der Allertalzone im näheren und weiteren Standortbereich des Endlagers wurde ein Untersuchungskonzept erstellt. Das Konzept sah vor, anhand von SW-NE verlaufenden Querprofilen und zwei diese Querprofile verbindenden Längsprofilen mit Hilfe normaler 2-D-Seismik die Struktur erstmalig zu vermessen. Der durchschnittliche Profilabstand war im engeren Bereich um den Endlagerstandort ca. 500 m und im äußeren Bereich 1 500 m - 2 500 m. Die Lage der normalseismischen Profile ist in Abb. 1 dargestellt.

Der Meßauftrag wurde an GECO-PRAKLA erteilt.

Zur Vermessung wurde eine 120-kanalige Messapparatur verwendet, die es erlaubte, bei einem Geophongruppenabstand von 20 m eine Auslage von 1 200 m nach jeder Seite aufzubauen. Bei einem Schußpunktabstand von 40 m führte dies zu einer nominellen 30-fache Überdeckung. Zur Energieanregung diente im allgemeinen Sprengstoff mit einer Ladung von 0,5 kg - 1,0 kg pro Schuß; in Ortschaften wurde das Vibroseis-Verfahren eingesetzt (BEST 1997). Das beim Erstellen der bis zu 30 m tiefen Schußbohrungen anfallende Bohrgut wurde zur geologischen Kartierung mit verwendet.

Die Messungen wurden im Oktober 1994 begonnen und erstreckten sich mit einer 3-monatigen Unterbrechung bis zum März 1995. Die Processing-Arbeiten waren Ende 1995 beendet, so daß seit Anfang 1996 alle reflexionsseismischen Daten zur Auswertung vorlagen (FRICKE & JUNG 1995).



Legende:

- | | | | |
|---|---------------------|---|---|
|  | Struktur - Grenzen |  | Grubengebäude
Bartensleben und Marie |
|  | Salz - Antiklinen |  | Tiefbohrungen |
|  | Morsleben - Seismik | | |
|  | Landesgrenze | | |

Abb. 1: Lage der normaleismischen Profile und ausgewählte Tiefbohrungen

Die Qualität der Ergebnisse war im allgemeinen ausreichend zur Lösung der gestellten Fragen. Allerdings traten erwartungsgemäß Qualitätsverluste im Bereich dichter Bebauung und einem Gebiet mit Verkarstung (Weferlinger Triasplatte) auf. Im Allertal war die Durchdringung der Salzstruktur wegen der starken, z.T. wechselnden Schichtneigungen im Oberbau schwierig, so

daß hier zur Klärung der Lagerungsverhältnisse der Zechsteinbasis auf einigen Profilen „Salzstockunterschießungen“ durchgeführt wurden (FLÖRCHINGER et al. 1996).

2.2.1.2 Flachseismische Messungen

M. ZIRNGAST

Zur Ermittlung des Oberflächenreliefs des Hutgesteins und (soweit möglich) der Strukturen im Deckgebirge wurde von der BGR ein Untersuchungskonzept erstellt. Es sah ein Meßnetz mit 19 Profilen quer zum Streichen der Allertalstruktur und drei Längsprofilen im Strukturbereich vor. Die Querprofile sollten dabei die Flanken der Salzstruktur erfassen, wobei als Planungsgrundlage für die Profillängen die von KÄBEL et al. (1987a) angegebenen Strukturgrenzen berücksichtigt wurden. Nachträglich wurden im Gebiet südwestlich des Grubengebäudes die Querprofile verlängert und mit einem zusätzlichen Längsprofil im Lappwald verknüpft. Da aus Vorversuchen bekannt war, daß der komplizierte Aufbau der Allertalzone eine reflexionsseismische Erkundung erschwert, sollten Testmessungen auf dem ersten Profil erfolgen.

Der Meßauftrag wurde an die Gesellschaft für Geowissenschaftliche Dienste mbH (GGD) erteilt. Am 14.10.1994 begannen die Feldmessungen mit den Testmessungen auf dem Profil 9405 f (s. Abb. 2). Aufgrund der Ergebnisse dieser Messungen wurden folgende Richtwerte der Feldparameter festgelegt:

Split-spread Aufstellung,

Geophongruppenabstand: 6,25 m,

Sprengpunktabstand: 12,5 m,

96 angeschlossene Kanäle.

Die Anregung erfolgte in der Regel mit 125 g Dynamit im oberen Aquifer bzw. in einer Zwischenschicht mit P-Wellengeschwindigkeit um 1100 m/s über dem ersten Aquifer. In Bereichen, in denen beide Anregungshorizonte nicht erreicht werden konnten, wurden die Ladungen in Flachbohrungen in einer konstanten Tiefe von 6 m unter der Geländeoberkante eingebracht. In Gebieten, in denen Sprengungen nicht möglich waren, kamen Oberflächenquellen (Fallgewicht, Vorschlaghammer) zum Einsatz.

In der Zeit vom 17.10.1994 bis 18.03.1995 wurden auf insgesamt 25 Profilen ca. 97 Kilometer zweidimensionale normaleismische Messungen durchgeführt. Die Lage aller Profile ist in Abb. 2 dargestellt. Die Ergebnisse aus der Datenverarbeitung sind im Endbericht aufgeführt (GAERTNER et al. 1995).

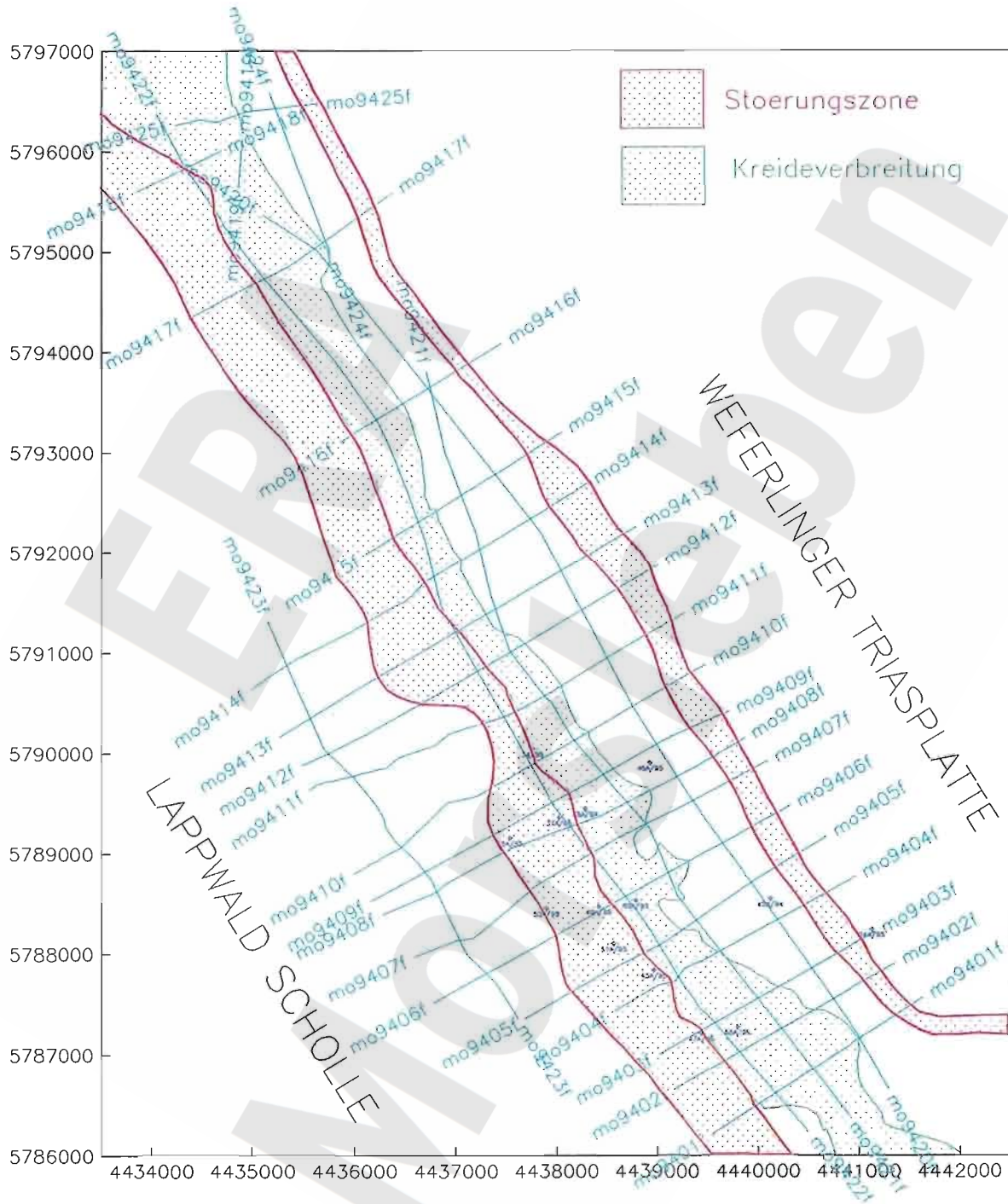


Abb. 2: Übersichtskarte der Allertal-Struktur mit Lage der flachseismischen Profile und Bohrungen mit Geophonversenkmessungen

Die Qualität der Meßergebnisse ist stark durch die schnell wechselnden Lagerungsverhältnisse im Verlauf der Querprofile beeinflusst. Gute Ergebnisse wurden in den Bereichen des Lappwaldes, in denen flache Lagerung vorherrscht, erzielt. Lediglich in Bereichen, in denen nur eine Oberflächenquelle eingesetzt werden konnte, ist die Datenqualität geringer, obwohl dort der Anregungsabstand von 12,5 m auf 6,25 m reduziert wurde. Bei Annäherung an den extrem gestörten Bereich über der Westflanke der Salzstruktur nimmt die Datenqualität ab. In der Störungszone selbst sind keine interpretierbaren Reflektoren vorhanden. Östlich davon im Bereich der Salzstruktur sind die Signale von unterschiedlicher Qualität. Die Lockersedimente, die die Salzstruktur unmittelbar überdecken (Alleringerslebener Schichten und jüngere Sedimente), weisen meist keine Reflexionen der internen Schichtung auf und können häufig nur durch das für diese Abfolge typische verwaschene Reflexionsbild abgegrenzt werden. Das Verbreitungsgebiet des Keupers über dem östlichen Strukturbereich zeigt - bedingt durch die Störungshäufigkeit - nur kurz durchhaltende Reflektoren. Die Salzstrukuroberfläche ist durch kräftige Reflektoren, verursacht durch das Hutgestein, gekennzeichnet. Von der Basis der Salzstruktur zeugen nur stellenweise undeutliche Reflexionen, während die Zechsteinbasis unter der Weferlinger Triasplatte durch kräftige Reflektoren gekennzeichnet ist. Im Deckgebirge darüber sind nur in einigen Profilen Reflexionen der Triasabfolgen vorhanden, die im Westen an einer Störungszone enden, die deutlich nach Westen einfallende Trennflächen zeigt. Grund dafür ist wahrscheinlich die schlechte Schußankoppelung in dem verkarsteten Röt-Muschelkalk (siehe auch BEST 1997). In den Profilen im Bereich der Walbecker Sandgruben (mo 9415f - mo 9419f) tritt eine deutliche Verschlechterung der Signalqualität auf, so daß die Interpretation in diesem Bereich nur mit Hilfe der Bohrerergebnisse möglich ist. Grund für die schlechte Datenqualität in diesem Gebiet ist neben der komplizierten Lagerung die wegen des Quarzsandabbaus erfolgte tiefe Grundwasserabsenkung, wodurch eine schlechte Schußankopplung gegeben ist.

2.2.2 Gravimetrische Untersuchungen

D. LOTSCH

Im Rahmen der geowissenschaftlichen Untersuchung des ERAM und seines regionalen Umfeldes wurden die aus dem gravimetrischen Meßprogramm der Flechtingen-Roßlauer Scholle und des benachbarten Nordteiles der Subherzynen Senke vorliegenden gravimetrischen Daten einer Neubearbeitung unterzogen. Das Bearbeitungsgebiet wird begrenzt

im Norden durch	h 57 96000,	im Süden durch	h 57 79800
im Westen durch	r 44 33200,	im Osten durch	r 44 49400

und überdeckt damit eine Fläche von 16,2 km * 16,2 km mit der Allertalzone und dem ERAM im Zentrum.

Grundlage der Neubearbeitung waren die mit einer Dichte von $2,3 \text{ g/cm}^3$ auf NN reduzierten Bouguerwerte der Messungen des VEB Geophysik Leipzig aus den Jahren 1981-1982, die von der Geophysik GmbH Leipzig zur Verfügung gestellt wurden. Der verhältnismäßig dichte Meßpunktabstand von 200 m - 300 m gestattete, das Bearbeitungsgebiet mit einem engmaschigen Gitter mit einem Gitterpunktabstand von 200 m zu überziehen. Der Bearbeitungsablauf war:

- Berechnung der Bouguerschwereverteilung in einem regulären Quadratgitter mit 200-m-Gitterpunktabstand aus der vorgegebenen irregulären Punktverteilung. Zum Einsatz kam dabei auf einem PC das 2-D Mapping System der GEOSOFT Inc.
- Trennung regionaler und lokaler Anteile des Bouguerschwerefeldes durch Wellenlängenfilterung. Genutzt wurde dabei eine Eigenentwicklung eines Programms auf einer VAX-Anlage zur 2-D Filterung mit Filtern, die wahlweise hinsichtlich der Wellenlänge und/oder der Richtung selektiv eingesetzt werden können. Durchgeführt wurden Hochpaßfilterungen mit den Grenzwellenlängen 4,5 km und 3 km zur Ausgliederung der lokalen oberflächennahen Anteile.
- Ergebnisdarstellung in Form von Isolinienkarten in den Arbeitsmaßstäben 1:25 000 und z.T. 1:10 000 sowie in Form von nicht maßstabsgerechten Übersichtsdarstellungen im GEOSOFT 2-D Mapping System.
- Iterative Modellierung des gravimetrischen Lokalfeldes auf der Grundlage eines in ein Dichteprofil gewandelten geologischen Schnittes mit Hilfe des PC-Programmsystems MAGIX der INTERPEX Limited.

Die Ergebnisse werden in Kap. 3.3.2 dargestellt.

2.2.3 Aerogeophysikalische Untersuchungen

B. RÖTTGER

In der Zeit vom 14.10. bis 24.10.1991 wurde eine geophysikalische Befliegung im Bereich des ERAM durchgeführt. Die Befliegung erfolgte mit dem Meßhubschrauber der BGR. Mit den geophysikalischen Methoden der Elektromagnetik und der Magnetik wurde ein ca. 240 km^2 großes Gebiet vermessen (Abb. 3).

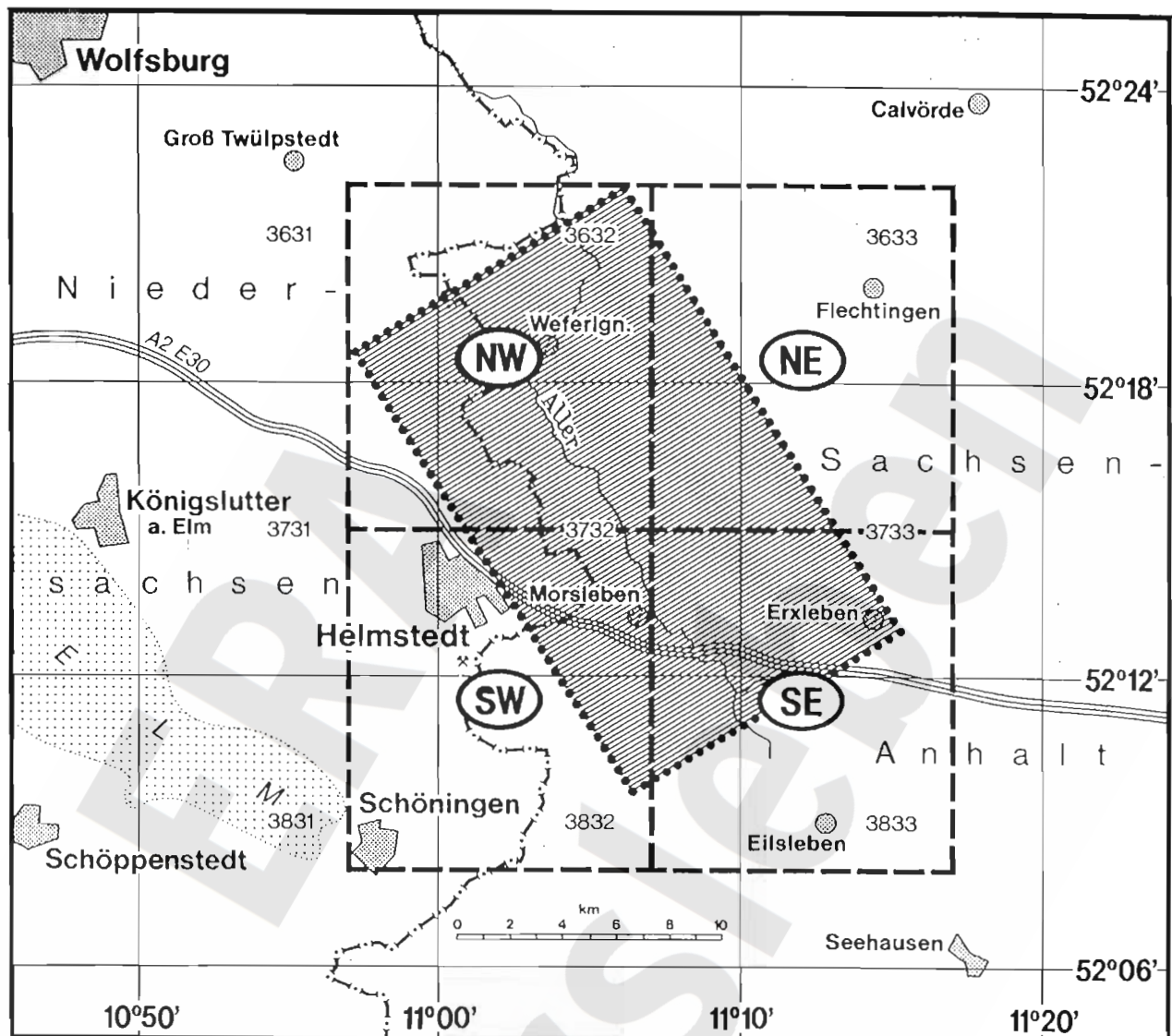


Abb. 3: Lageplan des aerogeophysikalischen Meßgebietes Morsleben
(Richtung der Schraffur entspricht der Richtung der Meßprofile)

Die Flughöhe lag zwischen 50 m und 70 m. Die Kenngrößen zur Befliegung sind in Tab. 3 aufgeführt.

Tabelle 3: Kenngrößen zur Befliegung des aerogeophysikalischen Meßgebietes Morsleben

Zeitraum der Befliegung	14.10. - 24.10. 1991
Anz. der Meßflüge	9
davon Kontrollflüge	1
Anzahl der Meßprofile	100
davon Querprofile	8
Profilrichtung Meßprofile	56°/236°
bzw. Querprofile	146°/326°
Profilabstand Meß-/Kontrollflug	200 m / 1000 m
Profillänge	12 km
Gesamtflugleistung	1360 Profilkilometer
Gesamtfläche	12x20 km = 240 km ²

Durch die gleichzeitige Anwendung verschiedener aerogeophysikalischer Methoden (3-Frequenz Elektromagnetik-Meßsystem, hochauflösendes Cäsium Magnetometer) sollten Erkenntnisse über die Lithologie des Deckgebirges und das Vorkommen saliner Grundwässer gewonnen werden.

Magnetik

In den Profildarstellungen längs des Flugweges, sowie in den Isolinienkarten, werden die Anomalien ΔT der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes dargestellt. Bei der Messung dieses Feldwertes werden aber noch andere Magnetfelder mit erfaßt und müssen dementsprechend korrigiert werden. So setzt sich der an einem Ort $P(r)$ zum Zeitpunkt t mit dem Hubschrauber-Meßsystem gemessene Wert T der Totalintensität aus folgenden Anteilen zusammen:

$$T(r,t) = F(r) + \Delta T(r) + \Delta V(t) + \delta \quad \text{durch Umstellung folgt daraus} \quad \Delta T(r) = T(r,t) - F(r) - \Delta V(t) - \delta$$

mit

$$F(r) = \text{magnetisches Hauptfeld (IGRF)}$$

$$\Delta T(r) = \text{anomaler lokaler Beitrag des erdmagnetischen Feldes im Meßgebiet}$$

$$\Delta V(t) = \text{anomaler, zeitlicher Beitrag (Tagesvariation)}$$

$$\delta = \text{Restfehler (u.a. magnetisches. Eigenfeld des Hubschraubers)}$$

Aus der oben genannten Beziehung ergibt sich, daß neben der Tagesvariation $\Delta V(t)$, gemessen an einer geeigneten Bodenstation, vornehmlich das internationale geomagnetische Referenzfeld (IGRF) $F(r)$, von jedem im Hubschrauber gemessenen Totalfeldwert $T(r,t)$ subtrahiert werden

muß. Der verbleibende (Rest-) Fehler δ wird mittels eines statistischen Verfahrens vor der Darstellung der magnetischen Totalintensität $\Delta T(r)$ dann noch weitgehend minimiert.

Elektromagnetik (EM)

Das Prinzip der EM-Meßmethode besteht darin, aus Messungen eines induzierten elektromagnetischen Wechselfeldes die Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund zu berechnen. Dazu wird ein in der BGR entwickelter (sog. φ_a, z^*)-Algorithmus verwendet. Dabei handelt es sich um ein Inversionsverfahren für eine angenäherte, aber schnelle Berechnung von Widerstands- und Tiefenwerten aus den im Flug gemessenen Werten („inphase“ - und „out-of-phase“). Die gemessenen Eingangsdaten werden zunächst längs jeder einzelnen Fluglinie dargestellt und parallel in Werte des scheinbaren Widerstandes φ_a und des scheinbaren Abstandes D_a umgewandelt (MUNDRY 1984). Aus diesen Werten läßt sich in einem weiteren Schritt für jede Frequenz die Schwerpunkstiefe z^* der induzierten Ströme berechnen (SENGPIEL 1988).

Für jede beliebige Widerstandsverteilung $\varphi(z)$ läßt sich nun durch Interpolation mit Hilfe von kubischen Splines ein scheinbarer Widerstand φ_a und die zugehörige Schwerpunkstiefe z^* als Funktion der Meßfrequenz angeben. Die Interpolation mit Splines gewährleistet, daß die approximierte Kurve durch die tatsächlich gemessenen Punkte für die drei hier benutzten Frequenzen 386, 3548 und 32922 Hz verläuft. Aus der weiteren Kenntnis des Funktionsverlaufes $\varphi_a(z^*)$ lassen sich sodann für jede beliebige Tiefe durch Interpolation und begrenzte Extrapolation Widerstandswerte entlang eines Flugprofils gewinnen.

Bei der Auswertung wurden 75 Widerstandswerte für ein Tiefenintervall von 0 bis 150 m unter Gelände mit einem Tiefenabstand von jeweils 2 m berechnet. Dieses Verfahren wurde an jedem Meßpunkt längs des Flugweges wiederholt. Der Meßpunktabstand des Helikopter-Systems betrug dabei nur rund 10 m (bei vier Messungen pro Sekunde). Wenn man die erhaltenen 75 vertikalen Widerstandswerte bestimmten Farben zuordnet, so erhält man eine Farbsäule mit der Widerstandsverteilung am jeweiligen Meßort. Ordnet man nun noch alle Farbsäulen nebeneinander an, so führt dies zu einer Darstellung der vertikalen Widerstandsverteilung längs einer bestimmten Meßstrecke (Abb. 4).

Der Widerstandsverteilung mit den dazugehörigen Tiefenwerten (in m über NN) sind UTM-Koordinaten zugeordnet, wobei auf der oberen Abszisse die UTM-Rechtswerte und auf der unteren die UTM-Hochwerte sowie die Länge des Profils angegeben sind. Die Schwerpunkstiefen für die jeweiligen Frequenzen sind durch drei kräftige Linien in den Farben weiß (32 922 Hz), rot-violett (3 548 Hz) und schwarz (385 Hz) dargestellt. Die Oberkante des farbigen Bereichs stellt die überhöhte (25-fach) Topographie entlang des Profils dar.

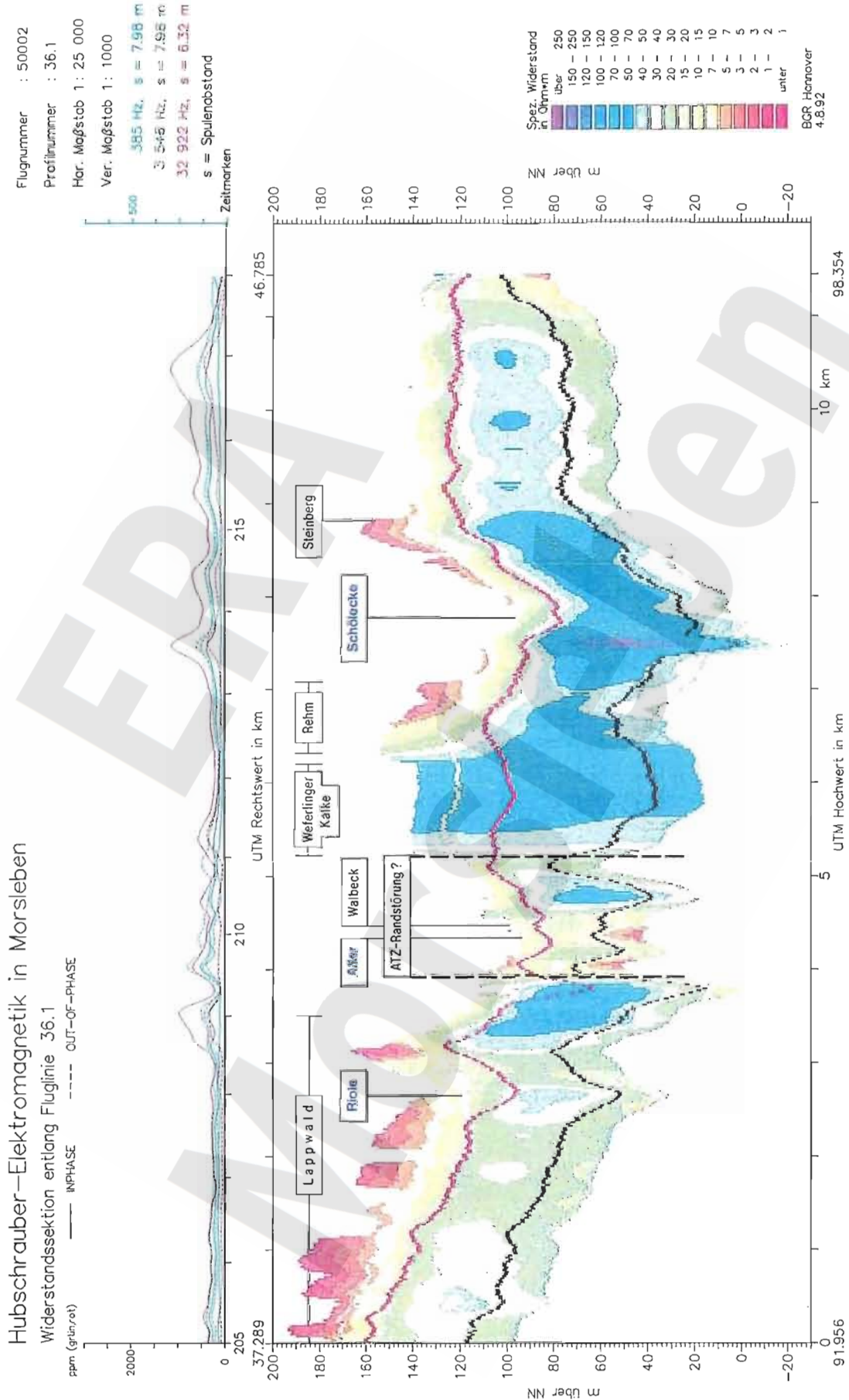


Abb. 4: Vertikalschnitt der Widerstandsverteilung entlang des aerogeophysikalischen Meßprofils 36.1 (ATZ = Allertalzone)

Über dem farbigen Teil der Abbildung werden die gemessenen Amplituden zusammen mit einer Zeitmarkenachse abgebildet. Diesen gemessenen „inphase“- und „out of phase“- Werten werden je nach benutzter Meßfrequenz unterschiedliche Farben und Skalen-Achsen zugeordnet.

2.2.4 Seismologische Untersuchungen

G. LEYDECKER

Der Standort Morsleben liegt in der erdbebengeographischen Region Altmark, nördlich der Region Harz (LEYDECKER & AICHELE 1998). Die Seismizität in Norddeutschland ist sehr gering, wie die Karte mit den Erdbebenepizentren für den Zeitraum 800-1994 verdeutlicht (Abb. 5). Nach dem Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 - 1994 (LEYDECKER 1986, 1998) ereigneten sich im Umkreis von 50 km um den Standort lediglich sieben Beben; sechs davon vor dem 17. Jahrhundert, das letzte im Jahr 1908. Die kleinste Epizentralentfernung betrug ca. 25 km, die maximale Intensität VI MSK (Tab. 4).

Tabelle 4: Erdbeben im Umkreis von 50 km um Schacht Bartensleben (Koordinaten des Schachtes 52° 13.48' N / 11° 6.13' E)

DATUM			HERDZEIT		KOORDINATEN Grad Minuten			STÄRKE		DIST	LOKATION
JAHR	MO	TA	ST	M	BREITE N	LÄNGE E	Q km	INT (MSK)	RS km		
997					52° 06'	11 36	>± 30	VI		37	Altmark
1012					52° 30'	11 30	± 30	V-VI	100	41	Altmark
1298					52° 06'	11 36	± 30	IV		37	Magdeburg
1409	08	23	22		52° 06'	11 24	± 30	VI		25	Magdeburg
1562					52° 24'	11 32	± 30	IV-V		35	Altmark
1576	04	27	10	30	52° 08'	11 38	± 10	IV	30	38	Magdeburg
1908	11	6	00	26	51° 47'	11 08	± 5	III		48	Quedlinburg

MO = Monat, TA = Tag, ST = Stunde, M = Minute, Q = Qualität des Epizentrums
 INT = makroseismische Intensität, MSK = Intensitätsskala nach Medvedev-Sponheuer-Karnik,
 RS = Schütterradius, DIST = Entfernung zu Morsleben

Um die Frage nach einer gegenwärtigen mikroseismischen und damit auch tektonischen Aktivität beantworten zu können, wurde Ende 1981 in Grubengebäude Bartensleben die Station ALT, bestehend aus einem kurzperiodischen Vertikalseismometer mit der Eigenfrequenz 1 Hz installiert.

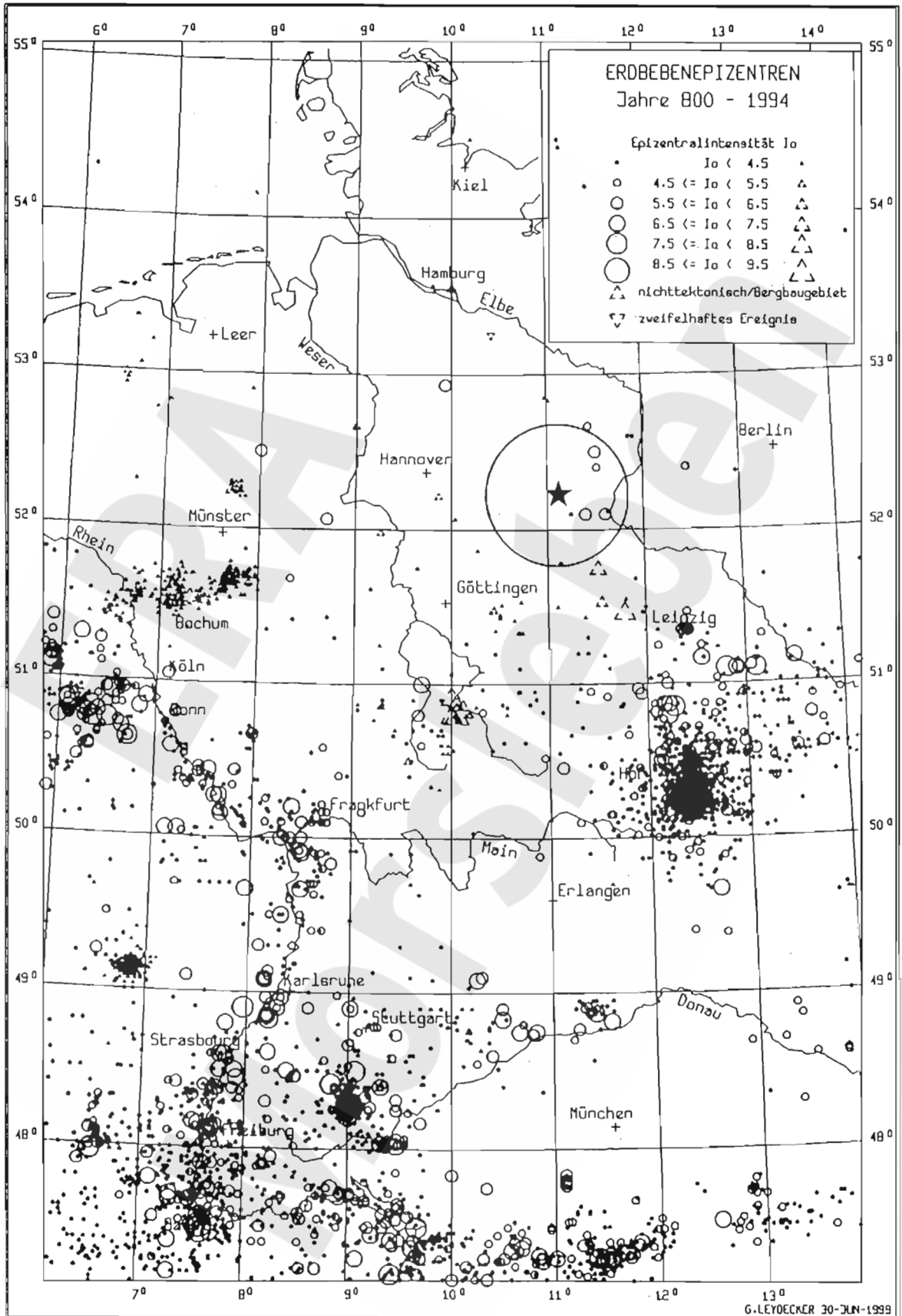


Abb. 5: Karte der Erdbebenepizentren für den Zeitraum 800 - 1994 (LEYDECKER 1986, 1998) I_0 = Epizentralintensität, ★ = Standort Morsleben, Kreisradius 50 km.

Die Daten des Seismometers wurden über Standleitung zum Zentralinstitut für die Physik der Erde nach Potsdam übertragen und gemeinsam mit den Daten des seismischen Stationsnetzes der DDR ausgewertet. Wegen ihres Aufstellungsortes tief unter Tage war die Bodenunruhe sehr gering und ALT zählte in der DDR zu den Stationen mit den besten Registrierbedingungen. Der Betrieb der Station wurde bis Ende 1991 beendet, somit liegt ein zehnjähriger Beobachtungszeitraum von 1982 bis 1991 vor.

Da die Station ALT nur aus einem einzigen Vertikalseismometer bestand und die beiden nächsten Stationen des DDR-Netzes 85 km bzw. 164 km entfernt waren, konnten Erdbeben aus dem Umfeld des ERAM nur dann an den für eine Ortung erforderlichen drei Stationen registriert werden, wenn ihre Magnitude mindestens 2,0 betrug. Schwächere seismische Ereignisse, die nur in der Station ALT registriert wurden und folglich nicht lokalisierbar waren, wurden von den Bearbeitern auf Grund verschiedener Indizien, - z.B. Auftreten während der allgemeinen Arbeitszeit, Ausbildung von Oberflächenwellen, bestimmtes Muster im Seismogramm, Nähe zu bekannten Steinbrüchen - als von Steinbruchsprengungen ausgehend bewertet.

Als Ergebnis der zehnjährigen Überwachung läßt sich feststellen, daß im Untersuchungsgebiet ca. 100 km um den Standort Morsleben kein einziges natürliches Erdbeben mit einer Magnitude größer gleich 2,0 aufgetreten ist; schwächere Erdbeben können nicht ausgeschlossen werden. Damit bestätigen sowohl die instrumentellen Messungen als auch die aus Jahrhunderten überlieferten Beobachtungen, daß es sich bei dem Standort Morsleben und seiner Umgebung um ein Gebiet sehr geringer Seismizität handelt.

2.2.5 Geophysikalische Bohrlochmessungen

F. SCHILDKNECHT

Mit Hilfe geophysikalischer Bohrlochmessungen in unverrohrten Bohrungen wurden physikalische Parameter der durchteuften Formationen sowie der Bohrungen ermittelt. Die Interpretation dieser Daten diente :

- der lithologischen Charakterisierung der durchteuften Formationen sowie der tiefenrichtigen Festlegung von Schichtgrenzen,
- der stratigraphischen Korrelierung von Bohrlöchern oder Bohrlochabschnitten,
- der Identifikation und Ortung von Störungs- und Kluftsystemen,
- der Berechnung hydraulischer Kennwerte, wie Formationswasserdichte und Porosität,
- der Bestimmung von Kompressionswellengeschwindigkeiten als Eingangsgrößen für die Interpretation der reflexionsseismischen Untersuchungen,

- der Definition und Kontrolle von Ausbauvorgaben und
- der Bestimmung von Vertikalität und Kaliber des Bohrlochs.

Die Messungen (Logs) und die Auswertung der Untersuchungskampagne 1994/95 wurden im Auftrag des BfS von der Firma Western Atlas / Atlas Wireline Services durchgeführt. Alle eingesetzten Sonden und Apparaturen waren Eigenentwicklungen von Western Atlas, alle Messungen wurden digital aufgezeichnet. Atlas Wireline Services stationierte während des Untersuchungsprogramms einen Meßwagen mit Personal im Untersuchungsgebiet. Bohrlochkorrekturen und Sofortinterpretationen konnten so direkt am Bohrloch oder im Bohrcamp ausgeführt werden. Dies erleichterte den Ablauf der Arbeiten beträchtlich.

Neben diesen neu gemessenen Logs wurden Messungen der Jahre 1988-1990, die im Rahmen eines Untersuchungsprogramms der früheren DDR registriert worden waren, vom BfS der Firma BLM Storkow (Gesellschaft für geophysikalische und geoökologische Messungen) zur Überarbeitung und Re-Interpretation mit folgender Zielstellung übergeben:

- Sicherung der Daten und Aufbereitung für moderne Datenträger (Digitalisierung),
- Verbesserung der graphischen Darstellung der Ergebnisse,
- Umrechnung der Einheiten auf die im Westen üblichen Standards,
- Durchführung von Bohrlochkorrekturen und
- geophysikalisch-petrophysikalische Interpretation mit dem Ziel der Bestimmung von Gesteinsparametern.

Das Standardmeßprogramm war für alle Aufschlußbohrungen der Untersuchungskampagne 1994/95 identisch. Es umfaßte folgende Meßverfahren:

- Gamma-Ray-Log (GR): Messung der Intensität der vom Zerfall natürlicher Isotope herrührenden Gamma-Strahlung der durchteuften Formationen. Die Messungen dienen der Bestimmung von Schichtgrenzen, der Korrelation von Schichtgrenzen in benachbarten Bohrlöchern und der Berechnung der Tongehalte der Gesteine. Die GR-Intensität ist Eingangsgröße für die Ermittlung der tonkorrigierten Porosität, einem Porositätswert nahe der effektiven Porosität, aus geophysikalischen Bohrlochmeßergebnissen
- Spontaneous Potential-Log (SP, gemessen in Kombination mit DLL): Messung der sich im Bohrloch spontan einstellenden elektrischen Potentiale. Ziel: Bestimmung von Schichtgrenzen.
- Z-Density-Log (ZDL): Messung der Intensität der Rückstreuung der von einer in der Sonde mitgeführten Gammaquelle (^{137}Cs) ins Gebirge emittierten Gammastrahlung. Quelle und beide Sensoren der Sonde werden während der Messung mit einem Auslegerarm an die Bohrlochwand gedrückt. Die Messung ist das verlässlichste Bohrlochverfahren zur Bestim-

mung von Formationsdichten und Gesteinsporositäten. Über die zusätzliche Erfassung des photoelektrischen Effektes (PE) liefert diese Messung Informationen über die lithologische Zusammensetzung.

- Dual-Latero-Log (DLL): Ermittlung des elektrischen Formationswiderstands (R_t) in zwei verschiedenen Eindringtiefen durch Einspeisung fokussierter Ströme bei kontrollierter elektrischer Spannung in durchfahrene Formationen. Der Meßstrom wird über die Armierung des Kabels der Sonde, das bis ca. 20 m oberhalb der Sonde durch eine Gummiummantelung isoliert ist, zurückgeführt. Die Messung wurde in Kombination mit dem SP-Log gefahren. Der Zielparameter R_t ist die Basis für die Bestimmung der Dichte des Formationswassers.
- Compensated-Neutron-Log (CN): Eine Quelle schießt schnelle Neutronen in die untersuchte Formation. Wasserstoff in der Formation bremst diese ab bis auf epithermisches Niveau. Proportionaldetektoren registrieren die Intensität zurückgestreuter epithermischer Neutronen. Sie ist ein Maß für den Wasserstoffgehalt der Formation und damit weitgehend invers proportional dem Wasser- oder Kohlenwasserstoffgehalt der Formation. Der Meßwert stellt in wasser- oder ölgesättigten Formationen einen Porositätsindikator dar und wird bei der lithologischen Interpretation mit verwandt.
- Dual Induction Focussed Log (DIFL): Ermittlung des elektrischen Formationswiderstands (R_t) mit zwei Eindringtiefen durch Registrierung der elektromagnetischen Antwort der durchfahrenen Schichten auf induktiv von der Sonde erzeugte Ringströme ums Bohrloch. Sende- und Empfangsspulen sind in der Sonde vereint. Die Messung wurde in Kombination mit einem fokussierenden Meßsystem (s.o.) geringer Eindringtiefe zur Bestimmung bohrlochnaher Widerstände als Korrekturgröße der anderen Widerstandsverfahren gefahren. Der Zielparameter R_t ist die Basis für die Bestimmung der Dichte des Formationswassers.
- 4-Arm-Kaliber-Log (4CAL): Ermittlung des Bohrlochkalibers durch Messung der Spreizwinkel zweier federnd gelagerter Armpaare. Kaliberwerte dienen in erster Linie als Eingangsgrößen zur Korrektur von Einflüssen des Bohrlochs auf andere Meßverfahren.
- Directional-Survey-Log (DIR): Mit Beschleunigungsmessern wird die Neigung des Bohrlochs bestimmt. Durch die gleichzeitige Azimut-Bestimmung mit einem magnetischen Meßverfahren ist der räumliche Verlauf des Bohrlochs rekonstruierbar.

Die verschiedenen elektrischen Meßverfahren ergänzen sich hinsichtlich ihrer Einsatzbedingungen und ermöglichen auch in Formationen mit großen Leitfähigkeitskontrasten die Erfassung zuverlässiger Meßwerte. Während die induktiven Meßverfahren besonders zuverlässig in gut leitfähigen Formationen auch bei gering oder nicht leitender Bohrlochspülung arbeiten, arbeiten die fokussierenden Systeme besonders zuverlässig im Bereich von Formationen mit

geringer Leitfähigkeit im Vergleich mit der Spülung. Durch unterschiedliche Eindringtiefen wird der Einfluß des Bohrlochs auf die Meßwerte minimiert.

Das Sondermeßprogramm ergänzte das Standardmeßprogramm durch Meßverfahren, mit denen in ausgewählten Bohrungen besonderen Fragestellungen nachgegangen werden sollte. Dieses Programm umfaßte, je nach Fragestellung, eines oder mehrere der folgenden Meßverfahren:

- Fluid-Conductivity-Log (FCON, gemessen in Kombination mit TEMP und GR): Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit von Wasser oder Spülung im Bohrloch. Diese Messungen wurden mit dem Ziel der Lokalisierung von Klüften, der Abschätzung der hydraulischen Kluffttransmissivität und der elektrischen Leitfähigkeit des Klufftwassers eingesetzt. Gleichzeitig mit den Leitfähigkeitswerten wird die Temperatur des Wasser bzw. der Spülung aufgezeichnet. (Kap. 2.5.1, Fluid Logging)
- Borehole-Compensated-Acoustic-Log (AC): Bestimmung der Laufzeit elastischer Kompressionswellen beim Durchlaufen eines Streckenintervalls in Bohrlochnähe. Die Messungen dienen der Bestimmung seismischer Geschwindigkeiten für die reflexionsseismischen Untersuchungen (Kap. 2.2.1). Sie gehen darüber hinaus bei der lithologischen Interpretation mit ein und führen zu Porositätswerten, die ggf. die Werte aus CN und ZDL ergänzen.
- Temperature-Log (TEMP): Messung der Temperatur sowie des Temperaturgradienten im Bohrloch. Das Log wird gemeinsam mit FCON gefahren. Die Meßwerte dienen der Korrektur der elektrischen Leitfähigkeit der Spülung auf eine Standardtemperatur und geben Hinweise auf Wasserzutritte (Klüfte) ins Bohrloch.
- Circumferential-Borehole-Imaging-Log (CBIL): Ultraschallabtastung der Bohrlochwand mit einer rotierenden Sender-Empfänger-Einheit. Amplitude und Laufzeit des akustischen Signals werden aufgezeichnet. Klüfte und wechselnde elastische Eigenschaften durchteufte Formationen werden in ihrer räumlichen Orientierung sichtbar. Die Messungen dienen zur Klärung strukturgeologischer Fragestellungen sowie zur Detektion und zur Bestimmung der räumlichen Orientierung von Schicht- und Kluffflächen. Sie liefern zusammen mit den Fluid Logging Messungen Informationen zur Festlegung der Packerintervalle der hydraulischen Tests (Kap. 2.5.2)
- Spectrallog (SL): Spektrale Messung der Intensität der durch den Zerfall natürlicher radioaktiver Isotope von der Formation emittierten Gammastrahlung. Die Messung erlaubt die Bestimmung der Konzentration von ^{40}K , ^{238}U und ^{232}Th der durchmessenen Formationen. Die Werte dienen als Eingangsgrößen bei der lithologischen Interpretation der Bohrlochmessungen. - SL-Messungen wurden besonders in den Bohrungen eingesetzt, in denen die Qualität der Ergebnisse der ZDL-Messungen z.B. aufgrund starker Auskesselungen der Bohrlochwand eingeschränkt waren.

Soweit möglich wurden im Standard- und Sondermeßprogramm die Bohrungen jeweils in ihrer gesamten Länge vom Rohrschuh des Standrohres bis Endteufe vermessen. Je nach hydraulischem Testprogramm und der Notwendigkeit des Einbaus von Zwischenrohrtouren wurde dies abschnittsweise oder in einem Meßgang (run) realisiert.

Das Zusatzmeßprogramm umfaßte Kalibermessungen (4CAL) die außerhalb des Standardmeßprogramms geplant waren, um vor einem geplanten hydraulischen Test geeignete Teufenabschnitte für das Setzen der Packer zu bestimmen. Daneben wurden im Zusatzmeßprogramm Kaliber- und Vertikalitätsmessungen in Nebenbohrungen > 100 m Teufe durchgeführt. Sie dienten dann der Volumenberechnung der Ringraumverfüllung beim Ausbau der Bohrungen zu Grundwassermeßstellen und der Erfassung des Bohrlochverlaufs.

Daneben wurden Bohrlochmessungen eingesetzt um die Ausbauqualität fertig erstellter GWM zu überprüfen. Die Dichtigkeit von Aufsatzrohren, die Position eingebauter Filterrohre sowie eingebrachter Filterschüttungen und Tonsperren im Ringraum von GWM wurde mit geeigneten Meßverfahren überprüft und ggf. nachgebessert.

Bei allen open-hole-Messungen, mit Ausnahme von CBIL, wurden beim Durchfahren des Bohrlochs 10 Meßwerte pro Meter registriert. Beim CBIL werden 250 Meßwerte pro Umdrehung einer Sende/Empfangseinheit (Transducer) erfaßt. Bei 6 Umdrehungen pro Sekunde ergibt das 1500 Meßpunkte pro Sekunde. Die vertikale Meßpunktdichte ist beim CBIL fahrgeschwindigkeitsabhängig.

Korrekturen der Meßdaten

Bohrlochmeßdaten werden nicht nur durch die Formationseigenschaften sondern zusätzlich durch die Bohrlochkontur, veränderte Bereiche in Bohrlochnähe (Infiltration) und durch die Spülung im Bohrloch beeinflusst. Durch meßtechnische Vorkehrungen, wie Abschirmung der radioaktiven Sonde, Anpressung der Sensoren mit Auslegerarm an die Bohrlochwand oder spezielle Sondengeometrien mit mehreren Sensoren wurde dieser Bohrlocheinfluß minimiert. Zusätzliche rechnerische Korrekturen wurden eingesetzt, um den Einfluß variierender Bohrlochkaliber zu berücksichtigen.

- Keinerlei Korrektur benötigen 4CAL-, DIR-, AC-, CBIL- FCON- und TEMP-Meßwerte.
- Bei den Widerstandsverfahren wurde der Einfluß der Bohrspülung auf der Basis von Kalibermessungen und dem bekannten spezifischen Widerstand der Spülung eliminiert.
- GR, ZDL und CN wurden unter Verwendung der Kaliberdaten auf frischwassergefüllte Standardbohrungen mit 7 7/8 Zoll Kaliber umgerechnet, SL auf eine frischwassergefüllte 6 Zoll Bohrung.

Zur Korrektur der mit den verschiedenen Verfahren gemessenen Parameter wurde ein Rechenprogramm der Firma Atlas Wireline Services eingesetzt (WDS, Encorr, Rev 10.7) Das Programm basiert auf einer Vielzahl von z.T. empirischen Tabellen und Formeln, die im Firmenhandbuch „Log Interpretation Charts“, Western Atlas, Reprint 7/94 zusammengestellt sind.

Auswertung der Messungen

Zur Auswertung der gemessenen Logs wurde das Rechenprogramm CRA (Complex Reservoir Analysis) der Firma Atlas Wireline Services eingesetzt. Es berechnet Porosität, Wassersättigung, Tongehalt und Mineralvolumina in Abhängigkeit von Eingabe- und Steuerdaten. Dabei kann der Auswerter neben den vier Bestandteilen Sandstein, Kalkstein, Dolomit und Anhydrit der Formation, deren Volumenanteil standardmäßig ausgewiesen wird, bis zu vier weitere auszuweisende Bestandteile (Minerale) definieren. Die Definition dieser Minerale fußte auf der Beschreibung in den vorläufigen Schichtenverzeichnissen. Das Programm macht ausgiebig Gebrauch von Crossplot-Techniken.

Darstellung der Ergebnisse:

Die Ergebnisse der Bohrlochmessungen mit Ausnahme des CBIL sind für jede Bohrung in einem geophysikalischen Abschlußbericht zusammengefaßt (GOLDER ASSOCIATES 1996-1997c). Neben Angaben zur Bohrung und zum Meßprotokoll sowie technischen Angaben zu Korrekturen und Interpretationen enthalten die Berichte Kopien der Meßkurven (1 : 100) sowie eine Zusammenfassung der Interpretationsergebnisse in einem Farbplot, dem Epilog, im Maßstab 1 : 200.

Das Epilog faßt zusammen:

- bis zu 8 Volumenanteile der verschiedenen Minerale der durchteuften Formationen in Form einer Säulendarstellung der Lithologie,
- die von CRA ermittelte tonkorrigierte Porosität, neben den Kalksteinporositäten aus ZDL und ggf. aus AC,
- die Formationswiderstände aus DIFL und DLL,
- die scheinbare Matrixdichte und
- die zur Interpretation benutzten Meßkurven in verkleinerten Maßstab.

Darüber hinaus wurden von Atlas Wireline Services für jedes Bohrloch Disketten mit Datenfiles im LAS-Format ausgeliefert, die alle im Epilog graphisch dargestellten Daten umfassen.

Die aus den Directional-Survey-Log (DIR) resultierenden Daten zur Abweichung des Bohrlochs aus der Vertikalen sind in einer separaten Darstellung (DIRSUR) dem Abschlußbericht

angelegt. Diese Darstellung besteht in einer Draufsicht, zwei Seitenansichten sowie einer Ansicht, die die absolute Abweichung im Teufenverlauf darstellt.

Die CBIL-Ergebnisse sind in gesonderten Fachberichten niedergelegt (WESTERN ATLAS 1996-1997).

Re-Interpretation der Daten des Bohr- und Meßprogramms 1988-1990

Durch VEB Bohrlochmessung im Kombinat Geophysik wurden 36 Bohrungen bohrlochgeophysikalisch vermessen. Bei 33 Bohrungen wurden die Messungen digital aufgezeichnet, die drei übrigen Bohrungen, Dp Mors 3/89, Mors 12/90 und Mors 20/90 wurden wegen ihrer großen Teufe mit einer analog registrierenden Apparatur vermessen.

Die an die Fa. BLM übertragenen Aufgaben umfaßten:

- im DDR Datenformat digital vorliegende Daten ins aktuelle LAS-Format (log-Ascii-Standard) zu transferieren und vom Magnetband auf Disketten zu kopieren,
- Analogmessungen und Meßabschnitte, deren Datensätze nicht mehr lesbar waren, zu digitalisieren,
- die Datensätze zu bearbeiten und auszuwerten sowie
- Kurzberichte zu jeder Bohrung zu erstellen und Rohdaten und Auswertungsergebnisse hierin darzustellen.

Im Untersuchungsprogramm 1988-1990 wurde das folgende Meßprogramm realisiert:

- Kalibermessungen (CAL), entspricht 4-CAL im Untersuchungsprogramm 1994/95,
- Spülungswiderstand (SAL), entspricht FCON-log im Untersuchungsprogramm 1994/95,
- Widerstandsmessungen (KN-0,25/GN-1,00, LL7 synthetisch),
KN (Kleine Normale) und GN (Große Normale) sind 4-Pol Meßverfahren zur Bestimmung des Formationswiderstands R_t . LL7 entsteht aus der Überlagerung verschiedener mit der Sonde gemessener Einzelpotentiale und entspricht dem Signal fokussierender Sonden (wie DLL). In den tieferen Bohrungen wurde das Widerstandsmeßprogramm durch 4-Pol Messungen mit Gradientensonden (OK und UK) ergänzt. Dies sind Sonden mit einer speziellen Elektrodengeometrie zur Bestimmung von Schichtgrenzen.
- Gamma-Ray Messungen (GR), entspricht GR im Untersuchungsprogramm 1994/95,
- Gamma-Gamma Messungen (GG), entspricht ZDL im Untersuchungsprogramm 1994/95,
- Neutron-Neutron Messungen (NN), entspricht CN im Untersuchungsprogramm 1994/95,
- Akustik-Log (AC), entspricht AC im Untersuchungsprogramm 1994/95.

Kalibrierung und Bohrlochkorrektur:

Die Kalibrierung der radioaktiven Sonden erfolgte für die Messungen entsprechend den Standards der DDR. Während GG- und NN-Werte problemlos weiterverarbeitet werden konnten, stellte die Kalibrierung der Gamma-Sonde ein besonderes Problem dar, da sich die ehemals im Osten üblichen Einheiten, GE (Gamma-Einheit) und die im Westen üblichen API-units, auf Normalquellen unterschiedlicher Energien beziehen. Durch nachträgliche Messung mit Sonden des gleichen Typs in Modellen bekannter API-Strahlung wurden empirische Umrechnungsfaktoren GE/API bestimmt. BLM gibt die hierdurch entstandenen zusätzlichen relativen Fehler mit 5 % - 7,5 % an.

Nachträgliche Bohrlochkorrekturen waren nicht in allen Fällen möglich. Während für die GR-Messungen meist Korrekturfaktoren aus DDR-Zeiten vorlagen, war die Elimination der Bohrlochbeeinflussung der GG-Meßwerte nur bei der Dual-Spacing-Sonde 2GGS60 möglich, sofern bei ihrem Einsatz beide Meßwerte aufgezeichnet waren. Dies war jedoch nur selten der Fall, so daß nur in wenigen Fällen eine kalibrierkorrigierte, der CN-Dichte entsprechende, Formationsdichte angegeben werden konnte.

Bei offensichtlicher Ungenauigkeit der aufgezeichneten Kaliberwerte wurden in einigen Fällen Kaliberlogs durch Addition von Korrekturwerten, die durch Vergleich der Sondenmeßwerte in Rohren mit bekannten Kalibern mit den tatsächlichen Werten ermittelt wurden, empirisch korrigiert. Ebenso wurden die Meßwerte der Widerstandssonden in einigen Bohrungen durch Multiplikation mit empirischen Faktoren (0,59 - 3.1) aneinander angeglichen. Bei den reinterpretierten Meßkurven muß daher mit einer höheren Ungenauigkeit gerechnet werden als bei den Logs der Untersuchungskampagne 1994-1995.

Meßwertaufbereitung und Interpretation

Ziel der Neubearbeitung der Meßdaten von 1988-1990 war es, Tongehalte, Porositäten, Schichtgrenzen und Gesteinszusammensetzungen der durchhörten Formationen zu bestimmen.

Da trotz gleicher Meßverfahren verschiedene Sondentypen für die Messungen eingesetzt wurden, war die Vergleichbarkeit der Interpretationsergebnisse der verschiedenen Bohrungen angesichts der großen Heterogenität des Untersuchungsgebiets nicht von vornherein gesichert. Um Vergleichbarkeit sicherzustellen, wurde von der „inneren Kontrolle“ der Messungen ausgiebig Gebrauch gemacht:

- durch Vergleich von überlappenden Bereichen mehrere Runs in einer Bohrung,
- durch Vergleich der Logging-Ergebnisse mit bekannten petrophysikalischen Wertebereichen charakteristischer Horizonte und
- durch Vergleich mit den Ergebnissen der lithologischen Kernansprache.

Zur Aufbereitung und Interpretation wurden zwei Rechenprogramme eingesetzt.

- 1) MEDAUF der Firma BLM für Glättung von Meßkurven, Porositätsbestimmung aus NN und Konvertierung der Datenformate.
- 2) QLA2 der Firma Geographix/Schlumberger für Ausführung von Meßwert und Teufenkorrekturen sowie Berechnung von Tongehalt, Porosität (soweit nicht aus NN) und Gesteinszusammensetzung.

Die Berechnung der Formationswiderstände erfolgte manuell. Aus den schichtweise bestimmten Größen Spülungswiderstand, Bohrlochdurchmesser und Sondenmeßwert wurden Stufenkurven für den Formationswiderstand berechnet.

Darstellung der Ergebnisse

Für jede gemessene Bohrung wurde ein geophysikalischer Kurzbericht (FRICKE & VOLKMAR 1995) erstellt, in dem die wesentlichen Auswerteschritte zusammengefaßt sind. Die Ergebnisse der Interpretation und die bearbeiteten Meßkurven sind graphisch in Darstellungen, ähnlich den Epilogs von Atlas Wireline Services, im Maßstab 1 : 200 zusammengefaßt. Die lithologische Information, die auch hier in einem Säulendiagramm dargestellt ist, umfaßt wegen des geringeren Meßumfangs der früheren Untersuchungen lediglich die relativen Anteile an Wasser (Porosität), Ton und Sand, bzw. Anhydrit und Halit.

Den Berichten liegen die korrigierten Meßkurven im Maßstab 1 : 200 bei sowie die Crossplots, die zur Interpretation angefertigt wurden.

2.2.6 Geothermische Untersuchungen

C. GRISSEMANN

Zur Erfassung des Temperaturfeldes wurden die Gebirgstemperaturen im Bereich des Grubengebäudes (Grubenfeld Bartensleben und Südfeld Marie) in 45 untertägigen Bohrungen mittels beweglicher Bohrlochsonden ermittelt. Um von der jahrzehntelangen Bewitterung möglichst unbeeinflusste, natürliche Gebirgstemperaturen erfassen zu können, wurden für die geothermischen Messungen nur Bohrungen verwendet, die mindestens 40 m, zum Teil auch 150 bis über 350 m von den Strecken ins Gebirge reichen (GRISSEMANN et al. 1998).

Die Bohrlochsonden trugen bis zu vier Platin-Widerstands-Temperaturfühler, von denen drei an der Bohrlochwand anlagen, während der vierte die Lufttemperatur (bzw. in laugegefüllten Bohrlöchern die Laugetemperatur) in der Bohrlochachse erfaßte. Der Meßpunktabstand in den Bohrungen betrug 1,5 m, die Meßzeit jeweils 1 - 2 Minuten.

Trotz hoher Genauigkeit der Einzelmessungen ($< 0,01^{\circ}\text{C}$) ist die Endgenauigkeit der Erfassung der wahren Gesteinstemperatur durch mehrere Faktoren auf $0,1^{\circ}\text{C}$ begrenzt (Angleichzeit der Fühler, Wärmekapazität der Sonde mit Gestänge, Temperaturdifferenz zwischen Luft- (bzw. Lauge-) und Bohrlochwand-Temperatur, Turbulenz der Luft, Reibung der Wandfühler, Beschaffenheit der Bohrlochwand, Verdunstung von Feuchtigkeit).

Ergänzend zu den Temperaturmessungen im Grubengebäude wurden im Labor die Wärmeleitfähigkeiten der verschiedenen Salzgesteine bestimmt (Kap. 3.3.5).

2.2.7 Elektromagnetische Reflektionsmessungen

R. THIERBACH

Die geologische Erkundung von Salzlagerstätten mittels EMR (elektromagnetisches Reflektionsmeßverfahren, Untertage-Radar) erfolgt in Kali- und Steinsalzbergwerken seit etwa 20 Jahren routinemäßig (THIERBACH 1974, THIERBACH & MAYRHOFER 1979, BEER 1990). Die Messungen erfolgen von untertägigen Strecken, Abbauhohlräumen und Bohrungen aus. Das Meßverfahren ermöglicht die Ortung von Reflektoren, die geologischen Grenzschichten oder sonstigen petrophysikalischen Heterogenitäten (Feuchtzonen, Anreicherungen von Tonmineralen u. a.) entsprechen. Unter Verwendung von Peilantennen ist die Ermittlung der räumlichen Lage von Reflektoren möglich.

Die EMR-Methode beruht auf dem Pulsradarprinzip. Von einer Sendeantenne wird ein Sendepuls in das Gebirge abgestrahlt, durchdringt das umgebende Medium und wird an Grenzflächen reflektiert. Die reflektierten Impulse werden von der Empfangsantenne aufgenommen und in einer Registriereinheit in ihrer zeitlichen Abfolge aufgezeichnet. Das Meßprinzip ist in Abb. 6 dargestellt.

Bei bekannter Wellengeschwindigkeit können anhand der gemessenen Laufzeiten die Entfernungen der Reflektoren (Grenzflächen) bestimmt werden. In Steinsalz- und Kalilagerstätten können wegen der meist sehr niedrigen elektrischen Leitfähigkeit dieser Gesteine Reichweiten von einigen 100 m erreicht werden. Innerhalb einer Salzstruktur haben Tonsteine, Anhydrit, Dolomit, feuchte Gesteinspartien und laugeführende Klüfte deutlich andere elektrische Eigenschaften als Salzgestein. Sie bilden daher gute Reflektoren, deren Lage mit der EMR-Methode bestimmt werden kann.

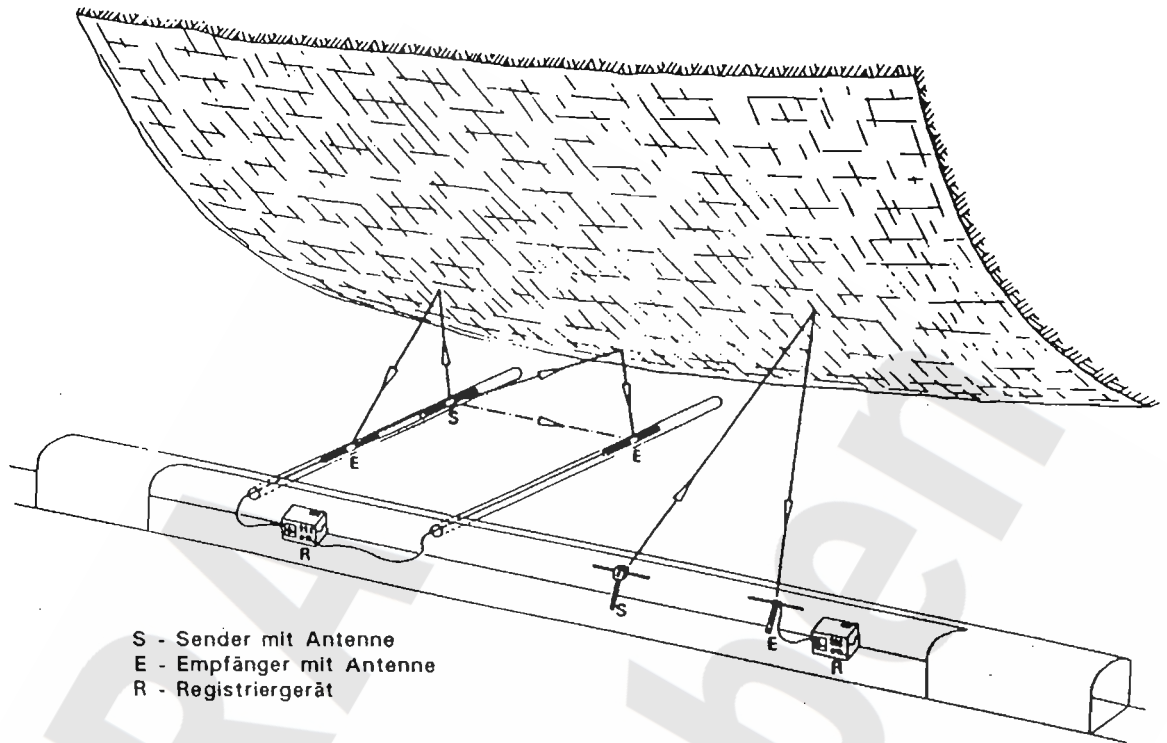


Abb. 6: Meßprinzip EMR (Untertage-Radar)

links: Bohrlochmessung mit Radarsonde und zusätzlicher Empfangsantenne im zweiten Bohrloch für Durchstrahlungs- und Weitwinkelmessungen.

rechts: Streckenmessung mit Dipolantennen. Aufstellung der Antennen in „Reihe“ mit variablem Abstand (bistatische Anordnung).

In beiden Grubenfeldern des ERAM wurden ca. 24 km Streckenprofile und zahlreiche Bohrungen mit mehr als 6 km Gesamtlänge mit der EMR-Methode vermessen. An diesen Untersuchungen ist die K+S Consulting Kassel mit Messungen über ca. 5,5 km Streckenprofil beteiligt.

Die mit dem EMR-Verfahren erzielbaren Ergebnisse werden durch die geologische Gesamtsituation und durch das Grubengebäude beeinflusst. Tongesteine und Anhydrite, z.B. Grauer Salztön (z3GT) und Hauptanhydrit (z3HA) an der Basis der Leinefolge, sind ebenso wie Hohlräume markante Reflektoren, aber auch Barrieren für die weitere Wellenausbreitung. Der Salzspiegel oder die Salinarbasis konnten daher im allgemeinen nur dann mit EMR erfaßt werden, wenn sie nicht von diesen geologischen Einheiten oder Gruben Hohlräumen abgeschirmt werden. Demnach ist der Salzspiegel vorwiegend von den Großstrukturen der Leinefolge (z.B. Ostmulde) und die Salinarbasis von denjenigen der Staßfurtfolge (z.B. Ostsattel) zu erreichen.

Der Salzspiegel konnte in Einzellängen von zusammen ca. 15 km in söhlicher Lage in einem mittleren Niveau von -140 m NN nachgewiesen werden. Die durch die Abfolge Basalanhydrit/Staßfurtkarbonat gekennzeichnete Salinarbasis weist im Gegensatz zum Salzspiegel kein einheitliches Niveau auf. Vielmehr besteht eine unregelmäßige Teufenzunahme von Osten nach Westen um ca. 150 m. Die Salinarbasis wurde im östlichen Teil des Grubengebäudes im Niveau -450 m NN bis -495 m NN, im westlichen Teil des Grubengebäudes in Tiefen von -600 m NN bis -630 m NN geortet.

Die Ergebnisse sind dokumentiert worden (THIERBACH et al. 1997, GRISSEMANN et al. 1998a, EISENBURGER et al. 1998) und in die geologische Bearbeitung und Darstellung (Kap. 3.1.2.2 und 3.2.2) eingeflossen.

2.3 Bohrungen

2.3.1 Altbohrungen

H. ALBRECHT, H. KÄBEL

Die Altbohrungen wurden im Rahmen der Suche und des Aufschlusses von Zechsteinsalzen, sowie zur Suche und Erschließung von Grundwasser und Rohstoffen der Steine- und Erden-Industrie abgeteuft.

Den Anfang bildeten die Erkundungsbohrungen auf Kalisalze vor ca. 100 Jahren, die Anlaß zum Abteufen der Schächte Marie (1897/1898) und Bartensleben (1910/1912) gaben. Diese Bohrungen wurden vorwiegend in der Allertalzone niedergebracht und haben neben der Salzstruktur das Hutgestein, das mesozoische und das känozoische Deckgebirge über dem Salzstock erschlossen. In den Erläuterungen zur geologischen Karte (SCHMIERER 1914) sind die Schichtenverzeichnisse von 33 auf Blatt Helmstedt (3732) gelegenen Bohrungen und dem Schachtprofil des Schachtes Bartensleben (Hmt 25) dokumentiert.

Die in den oberkretazischen Walbecker Schichten enthaltenen Quarzsande sind seit 1925 Gegenstand des Abbaues im Raum Walbeck. Aus der Zeit vor 1945 existieren nur Angaben über 13 Bohrungen, die im westlichen Vorfeld des Sandwerkes Walbeck in den Jahren 1926/27 abgeteuft wurden. Um die Vorratsbasis für die nach dem 2. Weltkrieg ständig steigende Nachfrage zu sichern, wurden von 1953 bis 1980 in mehreren Etappen im Raum südwestlich von Grasleben bis westlich von Schwanefeld 254 Erkundungsbohrungen auf Glassande niedergebracht.

Die im Nordwestteil der Allertalzone isoliert voneinander vorkommenden obereozänen Silberberg-Schichten (u.a. am Probstberg und am Fuchskuhlenberg) waren wegen der Eignung ihrer sandig glaukonitischen Schluffe als Bindeton für die Gießereiindustrie nach 1945 ebenfalls Ziel lagerstättenkundlicher Untersuchungen. In drei Etappen (1952, 1964 und 1967) wurden im Raum Walbeck - Schwanefeld insgesamt 134 Trockenbohrungen mit Endteufen von bis zu 25 m abgeteuft.

Östlich von Walbeck wurde in den Jahren 1953 bis 1957 das Muschelkalkvorkommen mit Bohrungen erkundet, welches heute noch in Abbau steht. Eine Erkundung von Zementrohstoffen fand im gleichen Raum 1959 statt. Westlich von Alleringersleben wurden Erkundungen kleineren Ausmaßes zum Abbau von pleistozänen Kiesen durchgeführt.

Daneben sind als weitere wichtige geologische Aufschlüsse die Wassererschließungsbohrungen hervorzuheben. Im Untersuchungsgebiet wurden von 1946 bis 1980 für die Wasserwerke Helmstedt 45 Bohrungen im Lappwald niedergebracht, für die Wasserwerke Beendorf im Zeitraum 1978 bis 1985 15 Bohrungen im Allertal. Darüber hinaus konnte eine Anzahl sonstiger Bohrun-

gen unterschiedlicher Zielsetzung für die Standortbeschreibung nutzbar gemacht werden, zum Beispiel Flachbohrungen im Zuge der Allerkanalisierung.

Die systematische Erfassung der Altbohrungen im Standortbereich des Endlagers Morsleben und in seinem geologischen Umfeld fand 1987 durch einen speziellen Dokumentationsband des Zentralen Geologischen Instituts (ZGI) in Berlin einen ersten sichtbaren Ausdruck (KÄBEL et al. 1987b). Während der jüngsten Erkundungsphase nahm die BGR nicht nur eine Überprüfung und Vervollständigung der Altdaten vor; in vielen Fällen wurde durch Korrelation mit den stratigraphischen und strukturellen Ergebnissen der jüngsten Untersuchungskampagnen eine stratigraphische Neueinstufung der alten Schichtenbeschreibungen möglich und auch vorgenommen. Im Rahmen der geologischen Bearbeitung wurden die Kopfdaten der Altbohrungen und ihre geologisch-stratigraphischen Grunddaten als Bestandteil der projektspezifischen Geowissenschaftlichen Grunddatenbank (GGD) dokumentiert.

Der erste Schritt dazu war eine erneute Recherche in dem die gesamte ehemalige DDR umfassenden, bis 1990 fortgeschriebenen Datenspeicher GGA (Grunddaten Geologischer Aufschlüsse), der beim ZGI geführt wurde. Ziel dieser Recherche war die Erfassung aller im erweiterten Untersuchungsgebiet vorhandenen Bohrungen. Die Kopfdaten zur Bohrungsidentifikation wurden in der Tabelle „Bohrungs-ID“ (BID) der Datenbank GGD abgelegt. Für den niedersächsischen Anteil des Untersuchungsgebietes wurden die Daten aus dem Bohrarchiv des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB) übernommen.

Bei einem Vergleich der so erhaltenen Daten für die Bohransatzpunkte (Koordinaten, Höhen) ergaben sich bei einer Reihe von Bohrungen Differenzen zu den Angaben in Schichtenverzeichnissen, Bohrakten, Ergebnisberichten, Veröffentlichungen u.ä.. Solche Differenzen können auf verschiedene Weise entstanden sein, unter anderem

- durch Übertragungsfehler bei Übernahme der Daten in den Datenspeicher,
- durch Abgreifdifferenzen bei verschiedenen Bearbeitern nicht vermessener Bohrungen und
- durch Abgreiffehler bei Benutzung von sekundären Unterlagen (Berichte, Karten).

Diese Differenzen waren Anlaß, die Koordinaten und Höhenangaben aller in die Datenbank übernommenen Bohrungen anhand der in den Archiven von BGR/NLfB und des Geologischen Landesamtes Sachsen-Anhalt vorhandenen Unterlagen zu überprüfen. In den allermeisten Fällen gelang eine eindeutige Identifizierung der jeweils richtigen Angaben für den Bohransatzpunkt, entweder durch Einsicht in die Vermessungsprotokolle oder durch Vergleich der Koordinaten und Höhen mit den Angaben in den Originalen der Lagepläne. Nur in ganz wenigen Fällen war es nicht möglich, aus zwei bis drei unterschiedlichen Angaben den Bohransatzpunkt eindeutig zu identifizieren. In diesen Fällen haben sich die wissenschaftlichen Bearbeiter der

BGR nach Lage der Dinge und nach bestem Wissen und Gewissen für die wahrscheinlichste der unterschiedlichen Angaben entschieden.

2.3.2 Bohrungen zur Standorterkundung ERAM

H. KÄBEL, außer 2.3.2.6

2.3.2.1 Bohrprogramm 1983-1985

Das im Auftrag des Kombinates Kernkraftwerke Greifswald durchgeführte und durch das ZGI geologisch begleitete und dokumentierte Bohrprogramm verfolgte zwei Ziele:

- a) Beitrag zur Analyse des regionalen geologischen Baus und der Grundwasserverhältnisse im engeren und weiteren Umfeld des Endlagers (20 Bohrungen von ca. 30 bis 100 m Teufe, Hy xx/Jahreszahl),
- b) Erkundung des Deckgebirges im engeren Standortbereich (5 Kartierungsbohrungen von ca. 250 bis 350 m Teufe, Kb xx/Jahreszahl).

Die Bohrungen wurden vollständig gekernt und bohrlochgeophysikalisch nach einem Standardprogramm, die Kartierungsbohrungen teilweise auch mittels akustischem Bohrlochfernsehen vermessen. Die Schichtenverzeichnisse sind im Dokumentationsband 1 des ZGI zu dieser Erkundungsphase enthalten (KÄBEL et al. 1987b). Alle Bohrungen wurden biostratigraphisch untersucht. 16 Bohrungen wurden zu Grundwasserbeobachtungsrohren ausgebaut.

2.3.2.2 Bohrprogramm 1988-1990

Dieses ebenfalls vom Kombinat Kernkraftwerke Greifswald in Auftrag gegebene und vom ZGI geowissenschaftlich betreute Bohrprogramm umfaßt die Lokationen Dp Mors 1 bis 32. Die Bohrungen Dp Mors 1 bis 14 befinden sich im engeren Standortbereich, während die übrigen weiträumige geologische Zusammenhänge und Entwicklungsaspekte verfolgten und oft weiter als 7 km vom Endlagerbergwerk entfernt liegen. Durch die Einrichtung von Grundwassermeßstellen (GWM) in drei Nebenbohrungen sowie durch fünf struktur- und hydrogeologisch begründete Zusatzbohrungen an der Lokation Dp Mors 5 (Übergang von den Keuper- und Juraschollen zu den mächtigen Quartär- und Kreidesedimenten nahe Schacht Bartensleben) stehen insgesamt 40 Bohraufschlüsse zur Verfügung. 11 Bohrungen wurden geohydraulisch getestet, 18 zu GWM ausgebaut. Die Endteufen der Bohrungen betragen: 23 Bohrungen 10 m bis 100 m; 8 bis 200 m; 5 bis 300 m; 1 bis 400,5 m; 1 bis 447,5 m; 1 bis 750 m und 1 bis 1 163,4 m. Sechs Bohrungen erreichten den Salzspiegel, eine (Dp Mors 20) durchteufte die Salzstruktur in der Allertalzone, die tiefste Bohrung (Dp Mors 3) durchteufte das Salzausdünnungsgebiet des Zechsteins auf der Lappwald-Scholle.

Die biostratigraphischen Untersuchungen und Schichtenverzeichnisse der Bohrungen lagen zunächst - bedingt durch organisatorische Umbrüche der Nachwendezeit - lediglich als Zwischenergebnisse und Kurzdokumentation vor. Die primären Unterlagen (u.a. Bohrlochgeophysik und Bohrkernmaterial) waren jedoch für eine spätere geowissenschaftliche Nachbearbeitung verfügbar. Die Bohr- und Testergebnisse dieser Erkundungsetappe bildeten eine wesentliche Grundlage für den Kenntnisstandsbericht zum hydrogeologischen Modell (BALZER et al. 1993). Die fachliche Sicherung und Auswertung bohrlochgeophysikalischer Daten aus dem Bohrprogramm ist im Kap. 2.2.5 dargestellt. Auf der Grundlage dieser Ergebnisse erfolgte anschließend eine Neubearbeitung der Schichtenverzeichnisse. Insbesondere die neu berechneten Meßkurven und das abgeleitete Litholog ermöglichten eine deutlich exaktere Grenzziehung zwischen den Schichtenfolgen und deren Korrelation mit den Bohrergebnissen der Bohretappe 1994 bis 1995, als dies vorher der Fall war. Die neu bearbeiteten Schichtenverzeichnisse wurden den Bohrakten beigelegt.

2.3.2.3 Bohrprogramm Quartär 1993

Als Teil des von BGR und BfS konzipierten Gesamtprogramms wurden im Herbst 1993 14 quartärgeologische Flachbohrungen (Dp Mors 75/93 bis 84/93, 84A/93, 85/93, 90/93 und 91/93) mit einer Gesamtbohrmeterzahl von 245,9 m abgeteuft. Erkundungsziel war die Untersuchung der Sedimente in der Alleraue und der weichselkaltzeitlichen Niederterrasse, das Erfassen von Vorkommen limnischer Bildungen, die Ermittlung von Schuttdeckenmächtigkeiten und die Erkundung von Vorkommen präglazialer Flußschotter mit dem geowissenschaftlichen Ziel, aussagesichere Daten für quartärgeologische Karten und Analysen (Subrosion, Neotektonik) zu schaffen. Die Endteufen der Bohrungen schwanken zwischen 5 m und 20 m, in drei Fällen erreichen sie 25 m - 27 m. Die Schichtenverzeichnisse und Angaben zu den Probenuntersuchungen sind in LOTSCH et al. (1996) enthalten.

2.3.2.4 Rammkernsondierungen

Die Notwendigkeit, eine ausreichende Datenbasis für die Anfertigung der abgedeckten geologischen Karte und der quartärgeologischen Karten sowie für Interpretationen bei der morphogenetischen Kartierung verfügbar zu machen, führte 1994 zur Durchführung von 74 Rammkernsondierungen. Im Vordergrund stand dabei für das Quartär die lithofazielle Differenzierung der Bildungen, für das Tertiär die stratigraphische Untersuchung der Abfolgen in voneinander isolierten Vorkommen zur zeitlichen Fixierung eventueller Subrosionsphasen oder von Bewegungen der Salzstruktur und ihres geostrukturellen Rahmens, für die Oberkreide die Probengewinnung aus zuvor stratigraphisch nicht datierten Vorkommen und für Jura und Trias die oberflächennahe geologische Kartierung.

Die Schichtenverzeichnisse und Kurzergebnisse der Probenuntersuchungen sind gemeinsam mit den quartärgeologischen Bohrungen in LOTSCH et al. (1996) dokumentiert.

2.3.2.5 Bohrprogramm 1994-1995

Das 1994 und 1995 realisierte Bohrprogramm (Tab. 5) orientierte sich vor allem an den Erkundungsanforderungen für eine Sicherheitsbewertung des Endlagerstandortes im Hinblick auf die hydrogeologische Modellierung. Es war mithin hydrogeologisch dominiert und sollte daneben vor allem zur Analyse der jüngeren Entwicklungsgeschichte mit ihren subrosiven und neotektonischen Aspekten beitragen. Auch zur Entwicklung der Salzstruktur mit den Wechselwirkungen von Tektonik, Halokinese, Subrosion und Paläogeographie liefern die Bohrergebnisse wichtige Informationen. Es wurden 72 Haupt- und Nebenbohrungen an 42 Lokationen abgeteuft.

Die zwei tiefsten Bohrungen befinden sich auf der Lappwald-Scholle und enden im Steinsalz des Unteren Gipskeupers (Dp Mors 55A) bzw. im Unteren Muschelkalk (Dp Mors 52A). Das Steinsalz der Salzstruktur innerhalb der Allertalzone wurde durch drei Bohrungen erschlossen (Dp Mors 40A, 45A, 46A). Von weiteren 13 Bohrungen bis in das Hutgestein gelangten 8 Bohrungen bis dicht an seine Basis (Dp Mors 34A, 37A, 42A1, 43A, 47A, 65A, 69A, 72A). 12 Lokationen in der Allertalzone sind mit mehr als 50 m Gesamtmächtigkeit der Lockersedimente von besonderer Relevanz für die Bearbeitung von Quartär und Kreide, wobei vier Aufschlüsse sogar Mächtigkeiten über 100 m aufweisen (Dp Mors 38A, 49A, 69A, 86A).

Die geologische Dokumentation dieser Bohrungen ist in den Bohrakten (Geologische Feldaufnahme, Endgültiges Schichtenverzeichnis, Kurzschichtenverzeichnis mit Bohrsäule, Probenentnahme- und Probenuntersuchungsdokumentation u.a.) sowie in LOTSCH (1998b) zusammengestellt. In 22 Bohrungen fanden geohydraulische Tests statt. 66 Bohrungen wurden als Grundwassermeßstellen ausgerüstet.

2.3.2.6 Bemusterung von seismischen Schußbohrungen

H. ALBRECHT

Bei der Herstellung der Schußbohrungen für die seismischen Messungen (Kap. 2.2.1) entstanden durch den Einsatz des Lufthebeverfahrens Bohraufschlüsse in guter Qualität. Im Untersuchungsgebiet gab es deshalb entlang der seismischen Profile für kurze Zeit geologische Aufschlüsse bis in eine Tiefe von 15 m bis 27 m, die durch ihre enorme Dichte (12,5 m Schußbohrlochabstand auf den flachseismischen und 25 m auf den tiefenseismischen Profilen) besonders geeignet waren, unter flacher Bedeckung ausstreichende Schichtgrenzen zu kartieren. Um die Informationen aus diesen Aufschlüssen zu sichern, wurden die Profile kurz nach dem Boh-

ren der Schußlöcher abgegangen. Dabei wurde das von den Bohrmannschaften in 3 m Teufenabstand abgelegte Bohrgut bemustert und dokumentiert. Eine Beschreibung des gesamten Bohrgutes war wegen der Fülle des Bohrgutes und der nicht eindeutig zuordnenbaren Teufen nicht möglich und aus fachlicher Sicht auch nicht nötig. Vom bearbeitenden Geologen wurden nur die längs des jeweiligen Profils in der Teufe beobachtbaren Gesteins-, Fazies- und Formationsänderungen aufgenommen, auf die Entnahme von Proben konnte weitgehend verzichtet werden. Nur bei Aufschlüssen mit unerwarteten geologischen Verhältnissen, in einigen Fällen auch zur Absicherung der Feldansprache des Bohrgutes, wurden Proben für lithologische und stratigraphische Untersuchungen entnommen. Die Erkenntnisse aus der Bemusterung der Schußbohrungen haben wesentlich zur Erhöhung der Qualität der Kartierergebnisse beigetragen.

Alle Profile von Schußbohrungen, die als Belegpunkte für die Erarbeitung von Karten und Schnitten verwendet wurden, werden in der Datenbank GGD wie normale Bohrungen geführt.

2.3.3 Bohrungen unter Tage

J. BEHLAU

In den Grubenfeldern Bartensleben und Marie sind zahlreiche Bohrungen zur geologischen und lagerstättenkundlichen Erkundung sowie für geotechnische Untersuchungen gestossen worden. In den vierziger bis frühen sechziger Jahren dienten sie der Erkundung des geologischen Baus der Salzstruktur und dem Aufsuchen bauwürdiger Steinsalzbereiche. Diese Bohrungen erreichten Längen von über 700 m. Hinzu kamen Tastbohrungen von wenigen Metern bis 10 m Länge. Sie dienten der Gehaltsbestimmung der Salzminerale im Bereich von Abbauen.

In den neunziger Jahren wurde im Rahmen der geologischen Grubenkartierung (Kap. 2.1.5.1) ein Bohrprogramm mit einer Gesamtlänge von ca. 3 100 m, speziell zur geologischen Erkundung des Ostfeldes und für eine Detailaussage im Bereich des Abbau Ia vier Bohrungen mit ca. 665 m Gesamtlänge, durchgeführt. Ein umfangreiches geotechnisches Bohrprogramm (Kap. 2.3.3.2) dient der Bestimmung von Gesteinsparametern.

Im Bohrkataster sind alle wichtigen markscheiderischen, technischen und geologischen Daten verzeichnet. Die markscheiderischen Daten umfassen Lage, Länge, Neigung, etc. Bei den technischen Daten sind z.B. Angaben über die Bohranlage oder den Kerngewinn zu finden. Die geologischen Daten enthalten die Schichtenverzeichnisse und Angaben über Gas- oder Lösungszutritte. Hinzu kommen allgemeine Angaben wie Bohrjahr oder Erwähnung in Berichten oder Karten.

2.3.3.1 Bohrungen zur geologischen Erkundung

J. BEHLAU

Alle Bohrungen zur geologischen Erkundung sind als Kernbohrungen gestoßen worden. Die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen dieser Bohrungen flossen in das geologische Lagerstättenmodell ein und führten zu einer detaillierten Darstellung. Bei den Altbohrungen bestand die Schwierigkeit, daß die ursprünglichen geologischen Schichtenverzeichnisse oft nicht mehr vorhanden waren. In vielen Fällen standen nur die aus der damaligen Auswertung resultierenden geologischen Sohlenrisse zur Verfügung. Auch lagen nicht mehr alle markscheiderischen Daten wie z.B. Neigung der Bohrung vor. Die vorhandenen Schichtenverzeichnisse konnten nur bedingt auf die dem heutigen Stand der Wissenschaft entsprechende Stratigraphie umgesetzt werden.

Die neuen geologischen Erkundungsbohrungen im Ostfeld waren notwendig, da die Aussagen, die über die Streckenkartierung gewonnen wurden, für eine zuverlässige Modellvorstellung nicht ausreichten. In den anderen Grubenbereichen konnten die Daten der Altbohrungen durch die Streckenkartierungen sicher umgesetzt werden. Dabei waren die neuen geologischen Daten, die aus den geotechnischen Bohrungen herangezogen werden konnten, hilfreich.

Zusätzlich wurden in den Bohrungen zur geologischen Erkundung EMR- und Temperaturmessungen durchgeführt (Kap. 2.2.6 und 2.2.7). Anhand der EMR-Messungen war es möglich, Lücken zwischen Aufschlußbereichen zu schließen. In den noch zugänglichen Altbohrungen wurden neue Lagevermessungen der Bohrungen durchgeführt, um die Meßergebnisse lagerichtig darstellen zu können.

Insgesamt konnte durch die Ergebnisse aus den Bohrungen das durch die Neukartierung der Strecken entstandene geologische Lagerstättenmodell ergänzt und ins Vorfeld projiziert werden.

2.3.3.2 Bohrungen für geomechanische Untersuchungen

H. SCHNIER

Zur Erkundung des geomechanischen Verhaltens des Gesteins und Gebirges wurde ein umfangreiches Untersuchungsprogramm aufgestellt und durchgeführt. Diese Untersuchungen erfolgten in der Grube selbst oder in Laboratorien. Im Einzelnen fanden folgende Messungen statt, für die Bohrungen notwendig waren:

- Gebirgsspannungsmessungen mittels Hydrofrac, Überbohrmethode nach BGR, Dilatometer, Schlitzentlastungs- und Langzeitspannungsmessungen,

- Verformungsmessungen u.a. durch Stangenextensometer sowie Inkrementalextensometer und Inklinometer,
- Permeabilitätsmessungen durch Packertests,
- Bestimmung von Auflockerungszonen um Hohlräume durch Permeabilitäts- und dynamische Messungen,
- Mikroakustikmessungen,
- Temperaturmessungen,
- Ermittlung dynamischer Parameter und
- Kriech- und Festigkeitsuntersuchungen.

Soweit möglich wurden Bohrungen für mehrere Untersuchungsziele genutzt. Für die Temperaturmessungen konnten auch Altbohrungen verwendet werden, die teilweise jedoch aufgewältigt werden mußten. Die Längen der neu erstellten Bohrungen betragen je nach Meßziel und Erkundungshorizont wenige Meter bis über 150 m; die Mehrzahl lag unter 40 m. Insgesamt wurden für das geotechnische Erkundungsprogramm (ohne die notwendigen Vorbohrungen und die Untersuchungen für die Verfüll- und Verschlußmaßnahmen) ca. 250 Bohrungen geteuft. Etwa 2/3 von ihnen wurde als Kernbohrung ausgeführt und für die Interpretation der Messungen geologisch kartiert; damit liefern sie zusätzlich Informationen über den geologischen Aufbau der Salinarstruktur.

2.4 Untersuchungen an Gesteinsproben

2.4.1 Lithologische Untersuchungen

H. ZIERMANN

Aus den Bohrungen zur Standorterkundung ERAM (Kap. 2.3.2) konnten zahlreiche Proben gewonnen werden. Die Beprobung war darauf ausgerichtet, die lithologisch/petrographische Ausbildung der Sedimente näher zu erfassen, analytisch zu bestimmen und genetisch-fazielle Fragen zu klären.

Im einzelnen wurden folgende Untersuchungsmethoden angewendet:

– Korngrößenanalyse (Sieb- und Schlämmanalyse):

Zielstellung: Abgrenzung glazifluvial/fluviatiler gegenüber glazilimnisch/limnischen Ablagerungen; Prüfung, ob charakteristische Unterschiede zwischen den drei Grundmoränen zu erkennen sind bzw. ob eine Abgrenzung zwischen der Drenthe-Grundmoräne und den Fließerden, die beide häufig die Oberfläche einnehmen und daher stark verwittert sind, gegeben ist; Bestimmung von Durchlässigkeiten (k_f -Wert) für Proben aus Quartär und Oberkreide.

Insgesamt wurden über 600 Analysen durchgeführt.

– Schwermineralanalytische Untersuchungen

Zielstellung: Kennzeichnung klastischer Sedimente im sandigen Bereich; rekonstruieren des Einzugsbereiches charakteristischer Schwermineralarten fluviatiler Lockergesteine; Analyse des Milieus von Schwermineralassoziationen betreffs regionaler Herkunft, klimatischer Faktoren, Verwitterungsauslese und evtl. Alterstellung.

Aus 5 Bohrungen wurden 19 Proben untersucht (Fraktionen 0,1 mm - 0,2 mm und 0,064 mm - 0,1 mm).

– Karbonatgehaltsbestimmung:

Zielstellung: Abgrenzung zwischen Mudden, Kalkmudden und Seekreiden; Prüfung, ob sich die drei verschiedenen alten Grundmoränen anhand unterschiedlicher Kalkgehalte unterscheiden lassen.

Insgesamt wurden 153 Proben untersucht.

– Untersuchungen des Gehaltes an organischen Kohlenstoff (C_{org}):

Zielstellung: Abgrenzung zwischen Schluff, Schluffmudde, Torfmudde, Torf; Charakterisierung der Bildungsbedingungen (glazilimnisch, limnisch). (Während bei den glaziären Schichten der minimale Gehalt an organischem Kohlenstoff auf umgelagerte Braunkohlensubstanz zurückzuführen ist, weisen im limnischen Bereich abgelagerte Schichten, u. a. Tor-

fe und Mudden, erhebliche Kohlenstoffanteile auf, die Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen zulassen.)

Das Holstein-Interglazialprofil der Bohrung Dp Mors 49A/94 wurde mit 75 Proben sowie einige RKS-Bohrungen mit 12 weiteren Proben untersucht.

– Geröllpetrographische Untersuchungen:

Zielstellung: Klärung der Geröllzusammensetzung, Genese und Stratigraphie von fluviatilen, untergeordnet auch von glazifluviatilen Ablagerungsfolgen; Abgrenzungen altquartärer Schotter („Präglazial“) von der weichselzeitlichen Niederterrasse mit ihren typischen Geröllbeständen.

Untersucht wurden die Fraktionen 4 mm - 10 mm und 10 mm - 20 mm. In der Hauptkornfraktion 4 mm - 10 mm wurden je Probe 800 – 1 200 Gerölle ausgezählt, um auch Nebenkomponten, die Leitgeröllcharakter haben können, ausreichend zu erfassen. Dabei wurden folgende Gesteinsgruppen unterschieden:

Quarz, Flint, Kristallin, Schiefergebirge, Nordische Sedimente, Lokales Mesozoikum, Rest.

Insgesamt wurden 178 Proben geröllpetrographisch untersucht.

– Geschiebekundliche Untersuchungen:

Zielstellung: Kennzeichnen der drei altersverschiedenen Grundmoränen [qe(1)//gm; qe(2)//gm; qD//gm] nach ihrem Geschiebeinhalt; Zuverlässige Unterscheidung der Geschiebemergel untereinander; Erkennen von Konvergenzen im Geschiebebestand der drei Moränen.

Bestimmt wurden die Fraktionen 4 mm - 10 mm und 10 mm - 20 mm, wobei die Fraktion 4 mm - 10 mm aufgrund der größeren Kornzahlen entscheidend für die stratigraphische Einstufung ist.

Insgesamt wurden aus den Bohrungen zur Standorterkundung ERAM mehr als 400 Proben geschiebekundlich untersucht. Die Ergebnisse der lithologischen Untersuchungen sind in den endgültigen Schichtenverzeichnissen dokumentiert (LOTSCH 1998b).

2.4.2 Biostratigraphische Untersuchungen

2.4.2.1 Mesozoikum und Tertiär

J. M. FENNER

Für biostratigraphische Untersuchungen wurden über 900 Proben vor allem aus Bereichen, in denen die Lithologie und die Interpretation der geophysikalischen Bohrlochmessungen keine eindeutige stratigraphische Zuordnung erlaubten, auf verschiedene Fossilgruppen untersucht.

Auswahl der Mikrofossilgruppen

Nach Möglichkeit wurde nicht nur eine Mikrofossilgruppe zur Einstufung benutzt, sondern andere Mikrofossilgruppen zur Absicherung dieser Alterseinstufung herangezogen.

Zur Bearbeitung auf Kalknannofossilien und kalkige Mikrofauna wurden nur kalkhaltige Proben gegeben. Da es sich bei einem großen Teil der untersuchten Sedimente um sandige und karbonatfreie Ablagerungen handelt, wurde bevorzugt mit organischen Mikrofossilien (Pollen, Sporen und Dinoflagellaten) gearbeitet.

In den seltenen Fällen, wo Makrofossilien wie z.B. Ammonitenfragmente, Belemnitenfragmente, Echinodermenreste und Bivalvenreste und -abdrücke in den Kernen vorkamen, wurden auch diese bestimmt und zur Alterseinstufung der Sedimente herangezogen.

In der Trias, von der überwiegend terrestrische Ablagerungen zur stratigraphischen Einstufung vorlagen, waren die Pollen und Sporen am besten zur Datierung geeignet. Das Auftreten marinen Planktons wurde vermerkt, um so marin beeinflusste Zwischenphasen zu dokumentieren.

Im Jura wurden die wiederum primär von Pollen und Sporen gelieferten Einstufungen vereinzelt durch Ammonitenergebnisse präzisiert und gelegentlich durch kalkige Mikrofauna, Dinoflagellaten, Belemniten und Kalknannofossilien abgesichert.

Die kalkige Oberkreide (? Turon, Santon) bis in das Obercampan ließ sich am genauesten mit Kalknannofossilien einstufen, unterstützt durch Dinoflagellaten- und Pollen/Sporen-Bearbeitungen sowie die Bestimmung einzelner Funde von Echinodermenresten und Belemnitenfragmenten.

Im Tertiär erwiesen sich für das Paläozän und Eozän die Dinoflagellaten als am geeignetsten für die stratigraphische Einstufung. Im marinen Unteroligozän ließ sich die Alterseinstufung mit Dinoflagellaten meist mit der Mikrofauna bestätigen. Auch die Bestimmung von Bivalven hat hier bei der stratigraphischen Einstufung geholfen. Terrestrische Ablagerungen wie z.B. Chatt oder Miozän wurden mit Sporomorphen eingestuft.

Verwendete biostratigraphische Schemata

Die Einstufung der Sedimente folgte für Obertrias und Jura Palynomorphenzonierungen, die nach Ergebnissen aus Bohrungen in der Nordsee aufgestellt und in die Chronostratigraphie nach HAQ et al. (1987) eingehängt worden sind, bzw. ausgewählten, stratigraphisch aussagekräftigen Arten. Diese beiden Schemata beruhen stark auf den jeweiligen Erfahrungen der Bearbeiter aus unterschiedlichen Ablagerungsmilieus. Sie benutzen deshalb verschiedene Arten. Trotz der Unterschiede in den verwendeten Leitarten zeigte die Alterseinstufung der Proben für den Jura gute Übereinstimmung. Für die Einstufung der überwiegend terrestrischen Ablagerungen des Keupers hat nur die Kenntnis der lokalen Entwicklung in Ostdeutschland zu genaueren Einstufungen geführt.

Auch für die Oberkreide lag ein biostratigraphisches Schema mit Dinoflagellatenzonen vor, das auf Ergebnissen aus der Bearbeitung von Bohrungen in der Nordsee beruht sowie Ergebnisse aus WILLIAMS & BUJAK (1985), POWELL (1991) und WILLIAMS et al. (1993) inkorporiert hat. Diese Zonierung ist mit der Kalknannofossilzonierung von SISSINGH (1977) und der speziellen Kalknannofossilzonierung für das Campan von BURNETT (1990) sowie gegen die internationale Zeitskala nach HAQ et al. (1987) korreliert.

Für die marinen Ablagerungen des Paläogen (Alttertiär) wurde die Kalknannofossilzonierung von MARTINI (1971) mit der Einhängung in die internationale Zeitskala nach HAQ et al. (1987) benutzt. Zusätzlich zu diesem Schema wurden weitere Leitarten verwendet. Für die Dinoflagellaten wurden die biostratigraphischen Einstufungen nach der von KÖTHE (1990) leicht modifizierten Zonierung von COSTA & MANUM (1988) angegeben.

Für die Pollen und Sporen wurde eine für das Tertiär aufgestellte Zonierung verwendet. Bei den Pollenzonen muß man sich bewußt sein, daß diese Zonen durch Vergesellschaftungen und nicht nach dem Leitfossilprinzip definiert worden sind, da Landpflanzen in ihrer Verbreitung und Häufigkeit sehr stark von dem lokalen Klima beeinflusst werden.

Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in die geologischen und tektonischen Karten und Interpretationen eingeflossen. Hilfreich und notwendig erwiesen sich die biostratigraphischen Einstufungen besonders in den sandig-siltigen Sedimenten, bei denen es auf Grund der lithologischen Ähnlichkeit zu Fehlansprachen kommen kann.

Aus der Trias fielen die zur Untersuchung eingereichten Sedimente fast ausschließlich in den Keuper. Nur eine Probe ist wahrscheinlich als Buntsandstein einzustufen und eine Probe zweifelhaft als Mittlerer Muschelkalk. Auf Grund der überwiegend terrestrischen Ablagerung er-

weist sich selbst für Sporomorphe nur ein Teil der Proben als fossilführend. Innerhalb des Keupers wurden im Steinmergelkeuper Oolithe gefunden, von denen sich palynologisch die Einstufung in den Steinmergelkeuper (km4) bestätigen ließ.

Aus dem Jura sind marine Ablagerungen aus Lias bis unterem Dogger sowie aus dem oberen Malm in der Allertalzone erhalten. Terrestrische Ablagerungen des Obersinemuriums wurden mit Pollen/Sporen nachgewiesen.

Für mehrere Bohrungen (z.B. Dp Mors 40A) hat die biostratigraphische Einstufung inverse Lagerung von Schichten oder Schichtwiederholung ergeben, z.B. Oberrhät über einer Abfolge von mittlerem Keuper (Schilfsandstein) und Dogger (Bajocium - Bathonium).

Ein besonderer Bearbeitungsschwerpunkt waren die Kreideablagerungen und die Beantwortung der Frage nach dem Alter der Alleringerslebener Schichten. Diese, im unteren Teil konglomeratisch - brecciösen, Sande wurden seit jeher auf Grund von Makrofossilfunden: *Goniotheuthis quadrata* und *Belemnitella mucronata* und auf Grund des Vergleiches der Pollen-/Sporenvergesellschaftungen aus den die Alleringerslebener Schichten überlagernden Walbeker Schichten (? Unter-Maastricht) mit den durch Kalknannofossilien als Ober-Maastricht eingestuften Nenndorfer Floren und der Gulpenkreide in Holland, in die Oberkreide, das Campan, gestellt (EWALD 1858, SCHMIERER 1914, KRUTZSCH 1965, KRUTZSCH & MIBUS 1973, KEDVES & HERNGREEN 1980, KRUTZSCH & PROKOPH 1992, KIENEL 1994). Mikrofaunistische Untersuchungen an Proben der Bohrungen (Dp Mors 49A/95 und Dp Mors 69A/95) hatten aber Ostrakoden des Paläozän (?Dano-Mont und ?Thanet) und paläogene, benthische Foraminiferen nachgewiesen. Auch Proben aus den Alleringerslebener Schichten der Bohrungen Dp Mors 38A/95, 71A/94 wurden an Hand von Foraminiferen in das unterste Paläozän eingestuft. Das Vorkommen dieser Paläozänarten war nicht systematisch an Proben gebunden, in denen Kontamination mit Quartär vorlag. Weiterhin zeigte ein Teil der Belemniten in den Alleringerslebener Schichten Aufarbeitungsspuren und vereinzelt auch Anbohrung, so daß eine massive Umlagerung von kreidezeitlichen Sedimenten in paläozäne denkbar schien. Da eine derartige, jüngere Einstufung der Alleringerslebener Schichten Konsequenzen für die tektonische Interpretation dieses Teiles der Allertalstruktur bedeutet hätte, wurde diesen Hinweisen auf eine Einstufung in das Paläozän durch Untersuchung aller verfügbaren Fossilgruppen nachgegangen.

Die Untersuchung der Kalknannofossilien sowie der Dinoflagellaten und Pollen und Sporen ergab aber eine normale stratigraphische Abfolge von älteren kreidezeitlichen Ablagerungen zu jüngeren. Bei den auch in diesen Fossilgruppen ganz vereinzelt gefundenen tertiären Formen handelt es sich nicht um paläozäne Formen. Vielmehr deuteten diese vereinzelt Exemplare, wo die Arten einen genaueren Altershinweis erlauben, auf Eozän, Oligozän, Miozän und

Quartär. Unter den Pollen und Sporen fehlen charakteristische Paläogenformen. Die stratigraphisch jüngeren Komponenten (Tertiär und Quartär) traten meist in Proben auf, wo in den Bohrungen Klüfte und Bewegungsbahnen dokumentiert waren, oder in oberflächennahen Sedimenten mit Quartärbeimengung. Von benthischen Foraminiferen sind Arten gefunden worden, die man als charakteristisch für die paläozäne Flachwasserspezies ansieht. Es ist allerdings möglich, daß das Auftreten dieser Arten stark faziell kontrolliert ist und sie bereits früher, als es aus der Literatur bekannt ist, auftreten könnten. Aus diesen Gründen wird in diesem Bericht ein paläozänes Alter für die Alleringerslebener Schichten für unwahrscheinlich gehalten, und die eindeutig tertiären Komponenten als spätere Beimengung bewertet.

Die stratigraphische Einstufung der Kreideablagerungen mit Kalknannofossilien und Dinoflagellaten in dem Untersuchungsgebiet innerhalb der Allertalzone ergab eine normale stratigraphische Abfolge von Altern und ließ zwei Phasen mariner Sedimentation während der Oberkreide erkennen. Die erste Phase mariner Sedimentation mit Kalksteinen, Mergeln, Kalkareniten und Tonen fällt in den Zeitraum Cenoman - Santon und ist in Relikten innerhalb der Allertalzone erhalten geblieben sowie in aufgearbeiteten Brocken in den Alleringerslebener Schichten dokumentiert. Auch die an Toneisensteingeröllen reichen Kalksteine, die in Bohrung Dp Mors 20/88 angetroffen wurden, fallen in diese Sedimentationsphase.

Über diese älteren Oberkreideablagerungen transgredierte während der zweiten Phase mariner Sedimentation in der Oberkreide die Alleringerslebener Schichten (oberes Untercampan bis Untermaastricht).

Für sie ergab sich folgende Abfolge:

<u>lithologische Einheiten</u>	<u>stratigraphische Einstufung</u>
- überwiegend graue Fein- und Feinstsande	Obercampan - Untermaastricht
- überwiegend grüngraue, braungrüne Feinsande	ob. Untercampan - Obercampan
- überwiegend Glaukonitsande, z.T. konglomeratisch-brecciös	ob. Untercampan
- konglomeratisch-brecciöse Folge	ob. Untercampan

Die mikropaläontologischen Ergebnisse zeigen, daß es zwischen diesen beiden Phasen mariner Sedimentation in der Oberkreide sowohl zu einer Änderung im Klima wie auch in den Ablagerungsbedingungen gekommen ist. Während in der Sedimentationsphase Cenoman bis Santon die biogene Sedimentation dominiert, überwiegt im Campan-Maastricht der Eintrag klastischer, terrigener Komponenten. Der marin/terrigen-Index (m/t) der Palynomorphen erreicht in der ersten Sedimentationsphase nur in den hellen Mergeln (?Turon) hohe Werte. Sonst sind flachere marine Bedingungen vorherrschend gewesen. Für die Kalkarenite macht das häufige Vor-

kommen von *Tasmanites* spp. Ablagerung in einem randlichen Meeresbecken mit vom Normalmarinen abweichender Salinität wahrscheinlich. Die vollständiger erhaltenen Ablagerungen der zweiten Phase mariner Sedimentation lassen im m/t-Index der Palynomorphen einen Transgressions- Regressionszyklus erkennen, wobei die höchsten m/t-Werte sowie die größte Planktonhäufigkeit und -Diversität in den Mergeln des obersten Untercampan bis unteren Obercampan erreicht werden.

In Bezug auf das Klima lassen sich für die ältere Oberkreide aridere Bedingungen aus dem z. T. massenhaften Auftreten von Pollen der Classopolles-Gruppe (= *Circulina* spp.) unter den Sporomorphen, altertümlichen mesozoischen Gymnospermen, ableiten sowie der Gegenwart von dickwandigen Schließzellen und stark kutinisierten Kutikelfragmenten. Es handelt sich bei diesen Classopolles nicht um aufgearbeitete Formen, da hier die in dem Oberjura so massenhaft vorkommenden Tetraden nur selten gefunden wurden. Das zusätzliche Auftreten von mediterranen Formen (z.B. *Nypha*) zeigt dazu auch relativ warmes Klima an.

Für die obere Oberkreide deutet das Vorkommen von Sphagnen auf humidere Bedingungen und die Existenz von Sümpfen, und das Auftreten von Süßwasserzygoten auf fluviatilen Eintrag.

Für das Tertiär wurden bisher aus dieser Gegend marine Ablagerungen für das untere Untereozän und vom oberen Mitteleozän fast kontinuierlich bis in das untere Oligozän dokumentiert. Sie enthalten häufig aufgearbeitete marine Komponenten aus dem Paläozän, Untereozän, Oberkreide und Jura - Unterkreide. Marines Neochatt konnte in einer Probe (FS 21-289) nachgewiesen werden.

2.4.2.2 Quartärpalynologische Untersuchungen

J. STRAHL

Für die Altersdatierung quartärer Sedimente wurde die paläoökologische Untersuchungsmethode der Pollen- und Sporenanalyse benutzt [u.a. BERGLUND (ed.) 1986, IVERSEN 1993, LANG 1994], da Pollen und Sporen die häufigsten fossilen pflanzlichen Mikroreste in diesen Ablagerungen verkörpern und mit relativ geringem labortechnischem Aufwand angereichert werden können. Mit Hilfe der Pollenanalyse können nicht nur qualitative Aussagen bezüglich des Vorkommens und der Verbreitung bestimmter Familien, Gattungen bzw. sogar Arten von Blüten- und Sporenpflanzen, sondern auch über ihre quantitativen Anteile in fossilen Vegetationsgemeinschaften getroffen werden. Die Zusammensetzung von Pollenspektren, die sich aus der mikroskopischen Auszählung palynologischer Einzelpräparate ergeben, erlaubt die Rekonstruktion fossiler Pflanzengemeinschaften und daraus resultierend, sowohl Äußerungen über ein warm- bzw. auch kaltzeitliches Landschaftsbild, als auch zum damalig herrschenden Klima. Desweiteren liefert die Kenntnis der sogenannten Lokalfloora und -fauna (Sumpf- und Wasser-

pflanzen sowie Reste verschiedener Algen, Plankton u.a. Mikroorganismen) Informationen über den Sedimentationsraum selbst (beispielsweise Nährstoffgehalte, Gewässertiefe, Temperaturverhältnisse). Die Pollenspektren der Einzelproben finden letztendlich ihre graphische Zusammenfassung in Pollendiagrammen. Mittels dieser Diagramme können exemplarisch Bewaldungsabfolgen ausgehalten werden, die für jede pleistozäne Warmzeit charakteristisch ausgebildet sind. Basierend auf diesen Bewaldungsabfolgen kann eine Unterscheidung holsteinzeitlicher, eemzeitlicher und holozäner Ablagerungen erfolgen. Dabei ist jedoch auf Besonderheiten in der jeweiligen Vegetationsentwicklung zu achten, da der Aufbau einer Waldgesellschaft und ihrer Untergemeinschaften nicht nur grundlegend durch das jeweils herrschende Klima, sondern auch entscheidend durch das besiedelte Bodensubstrat kontrolliert wird. Die relativchronologischen Aussagen der Pollenanalyse wurden bei den aktuellen Arbeiten z.T. durch absolute Altersdatierungen (U/Th-Methode) holsteinzeitlicher Torfe der Bohrung Dp Mors 49A/95 (228 ± 16 ka und 220 ± 11 ka) gestützt.

Im Rahmen des Erkundungsprogrammes wurden 1187 Proben quartärpalynologisch ausgewertet (STRAHL 1998). Sämtliche Resultate flossen in die quartärgeologischen Untersuchungen im oberen Allertal ein, insbesondere im Hinblick auf die Stratifizierung und Trennung elsterzeitlicher und saalezeitlicher Geschiebemergel und deren Zwischenmittel mittels warmzeitlicher Sedimente. So konnten sowohl Ablagerungen des Holstein-Interglazials im engeren Sinne des Aller-Interglazials (?= Dömnitz-Interglazial; Dp Mors 49A/95, 68A/95, 69A/95, 72A/95, 5Z2/90, 5Z5/90, 6/90, 15/90, 17/89, Hy Mors 20/85), des Eem-Interglazials, des Brørup-Interstadials (Dp Mors 18/89) und des Holozäns (Dp Mors 44B/94, 46A/95, 15/90, 17/89, 18/89, 7/90) als auch kaltzeitlich resedimentierte Profilabschnitte (Dp Mors 33B/95, 38A/95, 44B/95, 49A/95, 49B/95, 67A/95, 69A/95, 72A/95, 74A/95, 86A/95, 5Z2/90, 5Z5/90, 6/90, 15/90, 17/89, 18/89, 20/85, 7/90) ausgehalten werden. Vermutlich aus einem Spätelster-Interstadial stammendes Sediment ist in den Bohrungen Dp Mors 74A/94 und 86A/95 nachgewiesen.

Die Gliederung der holsteinzeitlichen Sedimente wurde aufgrund der besonderen vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im oberen Allertal neugefaßt und mit den durch ERD (1973a, c, 1995) und MÜLLER (1974) bzw. MEYER (1974) für das Gebiet der ehemaligen DDR bzw. für Niedersachsen aufgestellten Gliederungen verglichen. Für die dömnitzzeitlichen Ablagerungen der Bohrungen Dp Mors 15/90 und 17/89 sowie Hy Mors 20/85 wurde der Begriff Aller-Interglazial gewählt, da der in den genannten Profilen überlieferte Warmzeitabschnitt des Dömnitz-Interglazials im engeren Sinne (ERD 1973a, b) selbst nicht erhalten ist und mit dem Reinsdorf-Interglazial (URBAN 1995) zwar floristische Übereinstimmung besteht, dieses Interglazial jedoch bisher eine unsichere geologische Position besitzt. Für die Gliederung der eem-

zeitlichen Abfolge und des Brørup-Interstadials in der Bohrung Dp Mors 18/89 lag die Gliederung von LITT (1990, 1994) zugrunde. Die holozänen Ablagerungen wurden aufgrund des weitgehend jungsubatlantischen Alters der Proben nicht in Pollendiagrammen dargestellt. Die Zuordnung der Einzelproben und zusammenhängenden Profilabschnitte zu den Waldzeiten des Holozäns basierte hier auf der Gliederung von FIRBAS (1949).

2.4.3 Hydrogeologische Untersuchungen

U. LANGKUTSCH

An Kernproben aus dem Bohrprogramm 1994 - 1995 wurden hydrogeologisch begründete Laboruntersuchungen (Sieb- und Sedimentationsanalysen, Durchströmungsversuche, Dünnschliffuntersuchungen und Porositätsbestimmungen) vorgenommen.

Ziel der Untersuchungen war die Ermittlung hydraulischer Parameter (Durchlässigkeit, Porosität). Soweit es sich bei den Proben um Lockergesteinsmaterial (Quartär, Kreide) handelt, dienen die Laborergebnisse der Ableitung von hydraulischen Parametern für diese Formationen bzw. für hydrostratigraphische Einheiten. Für Festgesteinsproben sind Laborergebnisse (Permeabilität, Porosität) nicht auf den größeren Maßstab einer Formation bzw. einer hydrostratigraphischen Einheit übertragbar, weil die hydraulischen Systemeigenschaften in der Regel von Klüften dominiert werden. Die hydraulischen Gebirgseigenschaften im Festgestein werden deshalb methodisch durch hydraulische Tests im Bohrloch untersucht. Die hydraulischen Kennwerte von ausgewählten Festgesteinsproben liefern ergänzende, dem Gesamtverständnis dienende Informationen für die hydraulische Parameterisierung hydrostratigraphischer Einheiten.

Eine zusammenfassende Ergebnisdokumentation erfolgte in LANGKUTSCH et al. (1997).

– Korngrößenanalyse (Sieb- und Schlämmanalyse):

Die Probenahme erfolgte unter Berücksichtigung geologischer und hydrogeologischer Zielstellungen. Somit stehen der hydrogeologischen Bewertung zahlreiche Daten (k_f -Werte) aus der geologischen Bearbeitung von Quartär und Kreide zur Verfügung. Insgesamt wurden über 600 Sieb- und Schlämmanalysen auf der Grundlage der gültigen DIN-Normen ausgeführt. Aus den Korngrößenverteilungen wurden mittels verschiedener empirischer Formeln (HAZEN 1892; BEYER 1964; US-Bureau of Soil [in MALLET & PACQUANT 1954]) Durchlässigkeiten (k_f -Werte) berechnet.

– Durchströmungsversuche:

Zur Parameteridentifizierung bindiger Erdstoffe aus dem Lockergesteinsbereich (Schluffe, Geschiebemergel, stark schluffige Sande) und Kernmaterials aus dem Festgesteinsbereich

(jurassische und triassische Sand-, Ton- und Schluffsteine) wurden 74 Durchströmungsversuche durchgeführt. Entsprechend der petrographischen Zusammensetzung wurde das Probenmaterial in einer Säulenkammer (Sand, Sandstein) bzw. in einer Triaxialkammer (Ton, Schluff, Mergel, Ton- und Schluffstein) eingebaut und strömungstechnisch untersucht.

– Dünnschliffuntersuchungen:

An die Stelle der Sieb- und Sedimentationsanalyse tritt bei Festgesteinen die Dünnschliffuntersuchung. Mit dieser Untersuchungsmethode werden Abschätzungen über die Porosität und Klüftigkeit der Probe getroffen. Dabei werden die Form und Größe der Poren und Klüfte und deren Verbindung untereinander analysiert. An den verschiedenen Testgesteinen wurden 31 Dünnschliffuntersuchungen durchgeführt.

– Porositätsbestimmungen:

Für 29 ausgewählte Proben wurde eine laborative Porositätsbestimmung vorgenommen. Hierbei wurde (a) die entwässerbare Porosität mittels Wassersättigung (Tränkungsverfahren) und (b) die durchströmbare Porosität mit einem Quecksilberporosimeter bestimmt.

2.4.4 Physikalische Labormessungen (Dichte, Schallgeschwindigkeiten)

H. SCHNIER

Im Zuge der kriech- und festigkeitsmechanischen Laboruntersuchungen werden an allen Proben die Dichten und Ultraschalllaufzeiten bestimmt. Dazu werden die Bohrkern auf einer Drehbank auf die für die Versuche notwendigen Maße schonend abgedreht. Die Toleranzen der Längen und Durchmesser der Prüfzylinder betragen wenige hundertstel mm. Die Proben werden vermessen und gewogen. Aus dem Gewicht und dem Volumen wird die Dichte ermittelt. Diese wird für die Bestimmung dynamischer Parameter, die halbquantitative Abschätzung des Mineralbestandes der Proben und als Eingangswert für numerische Berechnungen benötigt.

Die im Labor bestimmten Ultraschalllaufzeiten der Gesteine dienen zur Bestimmung dynamischer Parameter, als Eingangswerte für dynamische Berechnungen und zur qualitativen Abschätzung des Zustandes der Prüfzylinder. Für diese Messungen wird ein Piezokristallschwinger in einem Sender angeregt und die Laufzeit der Schwingungen durch die Probe bis zu einem Empfänger, der ebenfalls mit einem Piezokristall ausgestattet ist, gemessen. Durch unterschiedliche Anregungsrichtungen werden P- (Primär- oder Kompressions-) Wellen und S- (Sekundär- oder Scher-) Wellen erzeugt und über die Laufzeiten und Probenlängen die Geschwindigkeiten berechnet.

2.5 Hydraulische Untersuchungen und hydrometrische Messungen

2.5.1 Fluid Logging

F. SCHILDKNECHT

Ein wesentliches Ziel des Untersuchungsprogramms von 1994-1995 lag in der Ermittlung hydrogeologischer Parameter als Basis zur Modellierung der Grundwasserbewegung. Neben dem geophysikalischen Bohrlochmeßprogramm (Kap. 2.2.5), sowie einer großen Anzahl hydraulischer Tests (Kap. 2.5.2.), wurden hierzu Fluid Logging Messungen eingesetzt.

Das Deckgebirge besteht überwiegend aus Festgestein, in der Hauptsache aus hydraulisch geringleitenden Ton-, Tonmergel- und Sandsteinen. Insbesondere die Ton- und Tonmergelsteine sind durch sehr geringe Matrixdurchlässigkeiten gekennzeichnet ($k_f < 10^{-11}$ m/sec). Eine eventuelle, relevante Wasserbewegung ist unter solchen Gegebenheiten an die Existenz lokaler hydraulischer Leitfähigkeitsanomalien, wie sie Klüfte und Kluftsysteme darstellen, gebunden.

Drei kluftensible Verfahren wurden im Untersuchungsprogramm eingesetzt:

- Analyse der Bohrkerne der Aufschlußbohrungen (geologische Feldaufnahme),
- Circumferential Borehole Imaging Log (CBIL), eine akustische Abtastung der Bohrlochwand. Sie gestattet eine Ortung und räumliche Darstellung von Klüften und Kluftsystemen sowie eine Charakterisierung offen/geschlossen.
- Fluid Logging.

Als einziges dieser Verfahren bietet Fluid Logging neben der Kluftortung die Möglichkeit, in-situ-Aussagen zur ihrer hydraulischen Wirksamkeit zu gewinnen. Mit dem Verfahren lassen sich auch geringleitende Klüfte, die mit keinem der anderen Verfahren erkannt werden, sehr genau (< 1 m) lokalisieren und charakterisieren. Fluid Logging wurde in Morsleben eingesetzt, um leitfähige Bereiche, insbesondere hydraulisch wirksame Klüfte, nachzuweisen und eine Abschätzung der Transmissivitäten zu liefern. Die Ergebnisse dienen als Grundlage bei der Planung der nachfolgenden hydraulischen Tests.

Versuchsdurchführung und Meßwerterfassung:

Beim Fluid Logging werden Wassereintritte in ein zu untersuchendes Bohrloch durch eine Absenkung des Wasserspiegels im Bohrloch induziert. Die aus dem Gebirge vorzugsweise auf Klüften eintretenden Wässer bewegen sich in Richtung der oben im Bohrloch hängenden Pumpe. Diese Wasserbewegung wird mit geeigneten Meßsonden im gesamten Bohrloch über einen längeren Zeitraum beobachtet. Aus der Geschwindigkeitsverteilung der Wasserströmung im Bohrloch können die Lokationen mit Wasserzutritten (Klüfte) bestimmt werden. Eine weiterge-

hende Analyse ermöglicht es, Kluftransmissivitäten zu bestimmen, sofern die hydraulischen Potentiale der Zutrittsstellen bekannt sind.

Da Änderungen der Strömungsgeschwindigkeit, die aus Zuflußraten $< 0,1\text{L}/\text{min}$ resultierten, sicher erfaßt werden sollten, konnten herkömmliche Flowmeter zur Messung der Wasserbewegung nicht eingesetzt werden. Die Messung erfolgte statt dessen indirekt. Durch einen kompletten Austausch der Bohrspülung wurde ein Salinitätskontrast zwischen Spülung und Formationswasser hergestellt. Ins Bohrloch eintretendes Formationswasser wird dadurch als Anomalie der gemessenen elektrischen Leitfähigkeit erfaßt. Die strömungsabhängige Ausbreitung dieser Anomalien wurde mit einer kombinierten Salinometer/Temperatursonde mit jeweils mehreren Meßfahrten registriert. Zusätzlich erfaßte die Sonde die Wassertemperatur und die natürliche Gammastrahlung der durchfahrenen Formationen. Die Meßwerte wurden digital aufgezeichnet.

Die indirekte Bestimmung der Strömungsverhältnisse im Bohrloch über die Messung der Leitfähigkeitsverteilung bietet, im Gegensatz zu einer direkten Geschwindigkeitsmessung, bei der numerischen Analyse eines Meßkurvensatzes die Möglichkeit, neben der Bestimmung der Zutrittsstellen und der Kluftransmissivität die Salinität der zutretenden Wässer abzuschätzen. Durch die begleitende Gammamessung war die Teufenkorrelation zwischen den verschiedenen Meßfahrten gewährleistet und es konnte ein Abgleich mit anderen Bohrlochmessungen erfolgen.

Die Deutlichkeit, mit der sich die einzelnen Zutritte im Log abzeichnen, hängt vom Leitfähigkeitskontrast ab. Die Geschwindigkeit, mit der sich die Leitfähigkeitsanomalien im Bohrloch in Richtung der Pumpe bewegen, ist proportional der Fließrate der zugehörigen Zutrittsstelle (Kluft). Um die Auflösung dicht beieinander liegender Zuflußstellen mit unterschiedlichen Zuflußraten zu gewährleisten, müssen die zeitlichen Abstände und die Anzahl der einzelnen Meßfahrten einer Fluid Logging Messung den Bedingungen im jeweiligen Bohrloch angepaßt werden. Kleine Zuflußraten erfordern größere zeitliche Abstände, um den Einfluß der Verwirbelung durch die Sondenfahrten zu reduzieren und um eine repräsentative Entwicklung der Anomalien zu erfassen. Bohrlöcher mit starken Zuflüssen müssen dagegen in engen zeitlichen Abständen geloggt werden.

Auswertung der Leitfähigkeitslogs:

Zur Auswertung und Analyse der Messungen wurde ein von der Firma GEONUMERIX modifiziertes Rechenprogramm (HALE & TSANG 1988) eingesetzt. Das Programm basiert auf der eindimensionalen Transportgleichung, die Advektion und Dispersion im Bohrloch einschließt:

$$K \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} - v \frac{\delta C}{\delta x} + G = \frac{\delta C}{\delta t}$$

v : Strömungsgeschwindigkeit

C : Konzentration des Elektrolyts

K : Dispersionskoeffizient

G : Quellterm, der von der Menge des zufließenden Kluftwassers q_i und dessen Konzentration C_i an den einzelnen Zuflußstellen abhängt.

Die Gleichung ist gültig unter der Bedingung laminarer Strömung im Bohrloch. Zu beachten ist, daß die Dispersion beim Fluid Logging nicht allein von der Fließgeschwindigkeit im Bohrloch abhängt, sondern daß zusätzliche Verwirbelung durch die Bewegung der Sonde in Rechnung gestellt werden muß. Die angegebene Transportgleichung wird im Auswerteprogramm BORE numerisch mit der Methode der Finiten Elemente gelöst. BORE simuliert auf der Basis einer angenommenen Verteilung von Zutrittsstellen, spezifischer Zuflußraten und Leitfähigkeiten die Ausbreitung des eindringenden Kluftwassers und berechnet synthetische Kurven der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung im Bohrloch. Durch rechnerische Variation der Zuflußstellenverteilung, der Zuflußraten q_i und der elektrischen Leitfähigkeit des Kluftwassers wird das gemessene Leitfähigkeits-Log durch die synthetische Kurve approximiert.

Zum Zeitpunkt der Messungen lagen noch keine gemessenen Flurabstände von Ruhewasserspiegeln vor. Die während des Fluid Loggings eingestellten Potentialabsenkungen mußten deshalb auf der Basis des vorliegenden Isohypsenplans (BALZER et al. 1993) festgelegt werden. Spätere hydraulische Tests zeigten dann in einigen Bohrlöchern Unterschiede von mehreren Metern zwischen hydraulischen Potentialen verschiedener Kluftzonen. Dies belegt die effektive hydraulische Trennung der Kluftzonen durch die dazwischen liegenden ungeklüfteten Bereiche. Ein Vergleich der angetroffenen Potentiale mit den eingestellten Absenkungen erweist, daß in solchen Fällen die eingestellte Absenkung manchmal nicht ausreichte, um Zuflüsse aus Kluftzonen mit niedrigen Potentialen zu stimulieren. Diese Bohrlochabschnitte zeigten während des Fluid Loggings keine auffälligen Wasserzutritte, obwohl sie sich in den nachfolgenden hydraulischen Tests als Zonen erhöhter Transmissivität darstellten.

Die Umrechnung der Zutrittsraten einzelner Klüfte in Klufttransmissivitäten erfolgte nach einer Formel von THIEM (1906). Die Bestimmung der Transmissivitäten auf der Basis der Fluid Logging Messungen war ein Nebenprodukt und hatte eher orientierenden Charakter.

Die Ergebnisse der Fluid Logging Messungen sind in die Bewertung der hydraulischen Eigenschaften (Kap. 3.6) eingeflossen.

2.5.2 Hydraulische Tests

R. JUNG, U. LANGKUTSCH

Im Rahmen des Bohr- und Testprogramms 1994/95 wurden in 22 Bohrungen insgesamt 76 hydraulische Tests ausgeführt. Dabei wurden insgesamt rd. 2345 m Bohraufschluß getestet. Ziel der hydraulischen Tests war die Bestimmung der Permeabilität und des Formationsdruckes der verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Deckgebirges einschließlich des Hutgesteins. Bei einzelnen Tests wurden auch Fluidproben gewonnen. Alle Tests wurden in speziellen Bohrlochberichten (GOLDER ASSOCIATES 1996e) dokumentiert.

Den Schwerpunkt dieser Untersuchungen bildete das Hutgestein mit 34 Einzeltests und summarisch 904 Testmetern - das sind 38,6 % der Gesamttestmeter.

Als Testverfahren wurde die in der Erdölindustrie entwickelte Drillstem-Testmethode angewendet, wobei die zu testenden Bohrlochabschnitte mittels Packer abgedichtet wurden. Vereinzelt wurden auch Slug- und Druckpultests gefahren. Zur Gewinnung von Fluidproben wurden zusätzlich auch längere Pumpphasen ausgeführt.

Die Auswertung der Testdaten erfolgte mit dem Programm INTERPRET/2 der Fa. Scientific Software. Für die Auswertung von Puls- und Slugtestphasen wurde das Programm FLOWDIM der Fa. GOLDER Associates verwendet. Beide Programme stellen den derzeitigen Stand der Technik dar. Die während der Testauswertung gewonnenen Erfahrungen und die durchgeführten Sensitivitätsanalysen zeigen, daß mit der verwendeten Apparatur und Methode Gebirgspermeabilitäten bis hinab zu etwa 10^{-18} m^2 (10^{-11} m/s) sicher bestimmt werden konnten. Bei hohen Permeabilitäten ergab sich eine Obergrenze der bestimmbaren Permeabilität von ca. 10^{-11} m^2 (10^{-4} m/s).

Der Formationsdruck der Testformationen konnte für Permeabilitäten $> 10^{-15} \text{ m}^2$ im allgemeinen gut bestimmt werden. Für niedrigere Permeabilitäten ist die Unsicherheit teilweise sehr groß.

Auch im Rahmen des Bohrprogramms 1988-1990 wurden bereits hydraulische Testdaten gewonnen. Eine zusammenfassende Auswertung erfolgte im Auftrag des BfS (KLOSKA 1998).

Die durchgeführten sogenannten Gestänge-Lift-Tests waren klassische Drillstem-Tests, überwiegend aber Fließtests, bei denen die Produktion von Bohrlochfluid mittels „Gaslift“ erzeugt wurde. Diese Tests erfolgten sowohl im offenen Bohrloch als auch in abgepackerten Testintervallen. Wegen der unempfindlicheren Fließratenbestimmung ist die Genauigkeit der Permeabilitätsbestimmung geringer als bei dem neueren Untersuchungsprogramm einzuschätzen.

2.5.3 Kurzpumpversuche in Grundwassermeßstellen

U. LANGKUTSCH

Im Rahmen des Bohrprogramms 1994/95 wurden an allen 66 neu errichteten Grundwassermeßstellen (GWM) - 40 GWM in Stammbohrungen plus 26 GWM in Nebenbohrungen - sogenannte Kurzpumpversuche (KPV) durchgeführt. Die KPV werden in speziellen Berichten dokumentiert (GOLDER ASSOCIATES 1996-1997d).

Die GWM dienen prioritär der Ermittlung hydrochemischer Daten und hydraulischer Potentiale und nachgeordnet der hydraulischen Parameteridentifikation. Im Lockergestein wurden die GWM anhand von Kernbefunden verfiltert; für den Ausbau im Festgestein wurden Bereiche gewählt, die nach den Ergebnissen der Fluid Logging Messung und/oder Geohydrauliktests als höherpermeabel eingestuft werden konnten. Somit spiegeln die durch die KPV ermittelten kf-Werte im Lockergesteinsbereich in der Regel die größten Permeabilitäten des jeweiligen Komplexes, im Festgestein die Kluftdurchlässigkeit einer oder mehrerer Kluftzonen dieser Formation wider.

Die Kurzpumpversuche wurden mit dem Programm INTERPRET/2 ausgewertet. Die Permeabilitätsangaben beziehen sich auf die durch die Kiesstrecke der GWM definierte hydraulisch wirksame Intervalllänge. Dabei ist zu berücksichtigen, daß bei den Kurzpumpversuchen die Annahme (Voraussetzung) einer horizontalen zylindrischen Fließbedingung häufig nicht erfüllt ist. Unter Beachtung dieser Einschränkungen stellen die ermittelten KPV-Permeabilitäten eine zusätzliche diskrete hydraulische Information dar.

Eine Zusammenstellung der GWM, ihrer Filterstrecken, deren stratigraphischer und petrographischer Zuordnung sowie der ermittelten KPV-Durchlässigkeiten erfolgte in LANGKUTSCH et al. (1998).

2.5.4 Hydrometrische Messungen in Grundwassermeßstellen

2.5.4.1 Grundwasserstandsbeobachtungen

A. MARGANE

Die im Rahmen der Untersuchungen zur Standorterkundung des ERA Morsleben erforderlichen Messungen der Grundwasserspiegelhöhen an den Grundwassermeßstellen (GWM) erfolgten i.w. durch die DBE und wurden quartalsweise der BGR zur Verfügung gestellt. Die Lage der GWM sowie die Meßwerte sind in den Jahresberichten der DBE dargestellt (DBE 1996a, DBE 1996b, DBE 1996c, DBE 1997). Das Beobachtungsprogramm umfaßte insgesamt 127 Grundwassermeßstellen:

- 15 GWM und 8 Brunnen der Stadtwerke Helmstedt (*Meßstellenreihe Hy Hmt*; die Messungen erfolgten als monatliche Lichtlot-Stichtagsmessungen),
- 4 stillgelegte Brunnen der Trinkwasserversorgungs GmbH Magdeburg (TWM; ehemals MAWAG) und 3 GWM des Meßstellennetzes „Salzhalde Marie“ (*Meßstellenreihe Hy Beo*; die Messungen erfolgten als monatliche Lichtlot-Stichtagsmessungen),
- 3 GWM (Hausbrunnen) des Staatlichen Amtes für Umweltschutz (STAU), Magdeburg (*GWM des STAU*; die Messungen erfolgten als monatliche Lichtlot-Stichtagsmessungen),
- 94 GWM der DBE (*Meßstellenreihen Dp Mors (79 Meßstellen) und Hy Mors (15 Meßstellen)*). Diese GWM wurden schrittweise nach Fertigstellung der Bohrungen des Bohrprogramms 1994/95 (*Dp Mors 33 bis 94*) bzw. Sanierung der Bohrungen aus den Bohrprogrammen 1983-85 und 1989-90 (*Dp Mors 1 bis 32, Hy Mors 1 bis 17*) in das Beobachtungsprogramm aufgenommen. Die Messungen erfolgten i.d.R. als monatliche Lichtlot-Stichtagsmessungen.

Die Länge der Meßreihen ist unterschiedlich :

- Für die GWM der *Meßstellenreihe Hy Hmt* liegen Messungen seit Anfang der 70er bzw. Anfang der 80er Jahre vor.
- Die GWM der *Meßstellenreihe Hy Beo* werden seit Ende 1992 bzw. Anfang 1993 gemessen.
- Die Beobachtung der *GWM des StAU* erfolgt seit Ende der 50er bzw. Anfang der 60er Jahre.
- Die vor 1992 fertiggestellten GWM der *Meßstellenreihen Dp Mors und Hy Mors* werden seit frühestens Ende 1992 beobachtet.
- Die im Rahmen des neuen Bohrprogramms erstellten GWM der *Meßstellenreihe Dp Mors* wurden zwischen Mai und November 1995 in das Beobachtungsprogramm aufgenommen.

Die Grundwasserganglinien aller o.g. 127 GWM sind in LANGKUTSCH et al. (1997) wiedergegeben. Die Ergebnisse der direkten Porenwasserdruckmessungen sind in SCHILDKNECHT (1997) dargestellt.

2.5.4.2 Radiohydrometrische Messungen

F. SCHILDKNECHT

Zur direkten Bestimmung der Grundwassergeschwindigkeit und der Strömungsrichtung des Grundwassers wurden im Untersuchungsprogramm Morsleben radiohydrometrische Einbohrlochmessungen durchgeführt. Dabei handelt es sich um ein Tracerverdünnungsverfahren, das mit Hilfe einer speziellen Sonde in einzelnen Pegelbohrungen, die die zu untersuchenden Aquifere erschließen, eingesetzt wird. Die Bohrungen müssen ausgebaut und entwickelt sein, so daß sie vom Grundwasser mit geringem Filterwiderstand sandfrei durchströmt werden können. Die

Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeit wird über die Bestimmung der Verdünnung eines radioaktiven Tracers bei der Durchströmung der Pegelbohrung vorgenommen. Hierzu wird die Wassersäule im Meßhorizont homogen radioaktiv markiert und die Konzentrationsabnahme des Markierungsstoffs (Tracer) in Abhängigkeit von der Zeit gemessen. Aus zwei Konzentrationen C_0 und C , die im zeitlichen Abstand t erfaßt wurden, berechnet sich die Filtergeschwindigkeit q nach:

$$q = \left(\frac{\pi r}{2 \alpha t} \right) \ln \left(\frac{C_0}{C} \right)$$

C_0 : Tracerkonzentration zur Zeit $t=0$

C : Tracerkonzentration zur Zeit t

r : Innenradius des Filterrohrs

α : Korrekturfaktor, zur Berücksichtigung des Bohrlochausbaus

Die Richtungsabhängigkeit der Strahlung des eingesetzten Tracers nach seinem Abfluß aus dem Testintervall zeigt die Strömungsrichtung des Grundwassers im Pegel und auch im Gebirge an. Dabei wird eine stationäre, horizontale Grundwasserströmung vorausgesetzt.

Die Meßkampagne fand zwischen der 27. und 29. Kalenderwoche 1996 statt. Insgesamt wurden 61 Verdünnungsversuche in 36 Grundwassermeßstellen realisiert, davon 24 in Porenwasserleitern, 24 in Kluftwasserleitern und 13 in geringpermeablen Medien mit unklarem Charakter (Kluft- oder Porenwasserleiter).

Technische Durchführung

Die Versuche wurden mit einer speziellen Traceronde durchgeführt, die zur Messung auf die gewünschte Tiefe in der GWM gefahren wurde. Sie enthält in ihrem zentralen Teil ein vom Grundwasser durchströmtes Meßvolumen von ca. 0,5 m Höhe. Dieses Meßvolumen wird durch Packer vom übrigen Bohrloch isoliert, bevor eine Lösung NH_4Br mit dem radioaktiven Isotop ^{82}Br injiziert wird. Mit einer Mischspirale wird der Inhalt des Meßvolumens laufend homogenisiert. Die Abnahme der Tracerkonzentration im Meßvolumen durch den Tracerabfluß mit dem Grundwasserstrom wird mit einem in einen Bleikollimator integrierten Szintillationsdetektor als Funktion der Zeit registriert. Nach dem Abfluß des Tracers aus dem Meßvolumen wird die horizontale Richtungsverteilung der Strahlungsintensität erfaßt, indem die Kollimatoröffnung durch einen Motor um ihre vertikale Achse gedreht wird. Die azimutale Position der Kollimatoröffnung wird dabei in Bezug auf die von einem Kompaß vorgegebene Nordrichtung bestimmt. Die Bleiabschirmung des Kollimators absorbiert die rückwärtige Strahlung, so daß

die Intensität der durch das Fenster registrierten Strahlung die Verteilung des Tracers im Gebirge und damit die Abstromrichtung wiedergibt.

Das Meßprinzip gestattet die Bestimmung von Filtergeschwindigkeiten zwischen ca. 0,001 m/Tag und 100 m/Tag. Die untere Grenze ist dabei durch die zunehmende Bedeutung der Tracerverdünnung durch molekulare Diffusion gegenüber der durch Grundwasserabfluß gegeben. Der Meßfehler im gesamten Meßbereich der Strömungsgeschwindigkeit wird mit < 5 %, der Fehler der Richtungsbestimmung mit < 15° (Bogenmaß) angegeben. Eventuelle Vertikalströmungen des Grundwassers im Filterrohr werden durch einen Bypass kurzgeschlossen und ggf. durch Kontrolldetektoren in beiden Packern angezeigt.

2.5.5 Durchlässigkeitsmessungen im Salinar

J. R. WEBER

Um die hydraulischen Eigenschaften des Salinars zu ermitteln, wurden Bohrlochtests durchgeführt. Für einen solchen Test wird ein ausgewähltes Teufenintervall vom übrigen Bohrloch durch Packer getrennt und ein Testfluid in das abgepackerte Intervall injiziert. Dadurch ändert sich in Abhängigkeit von der Gebirgspermeabilität der Druck im Testintervall. Beim Constant-Rate-Test, der nur für hochdurchlässige Formationen geeignet ist, wird das Testfluid mit konstanter Rate injiziert. Die Steigung des dabei gemessenen Druckverlaufs im halblogarithmischen Netz ist der Permeabilität proportional. Beim Pulstest, der besonders für geringpermeable Formationen geeignet ist, wird der Druck im Testintervall sehr schnell erhöht und das Intervall geschlossen. Wenn Testfluid aus dem Intervall in das Gebirge eindringt, sinkt der Druck im Bohrloch, und zwar um so schneller, je höher die Gebirgspermeabilität ist. Beim Pulstest wird die Permeabilität indirekt bestimmt durch den Vergleich des gemessenen Druckverlaufs mit den für verschiedene Permeabilitäten berechneten Druckverläufen.

Für die durchzuführenden Bohrlochtests wurden Versuchsausrüstungen entwickelt, die zur Messung von Permeabilitäten $\geq 10^{-20} \text{ m}^2$ geeignet sind. Dieser Wert war als relevante Untergrenze der Permeabilität für die hydraulische Charakterisierung des ERAM festgelegt worden.

Tests in Bohrungen mit über 4 m Teufe wurden mit Doppelpackern durchgeführt. Die Doppelpacker enthalten im 1,5 m langen Testintervall und im Bohrloch tiefsten Meßsonden mit Sensoren für Druck und Temperatur. Die Länge der Dichtelemente (Packer) beträgt 1 m.

Die Packer werden hydraulisch mit Stickstoff gesetzt, der Setzdruck beträgt ca. 2 MPa. In den abgepackerten Bohrlochabschnitt wurde entweder Stickstoff mit bis zu 0,5 MPa oder Salzlösung mit bis zu 1 MPa injiziert. Es wurden Pulstests und Constant-Rate-Tests mit Testdauern von einigen Tagen, in Einzelfällen einigen Wochen, durchgeführt.

Mechanisch setzbare Einzelpacker wurden für Tests in Bohrungen bis 2 m Länge verwendet. In diesen Bohrungen wurde jeweils im Bohrlochtiefsten ein 11 cm langes Testintervall abgesperrt. Auch in diesen Tests erfolgte die Druckmessung im Testintervall. Diese Kurzintervalltests wurden als einstündige Pulstests durchgeführt.

Da in geringdurchlässigen Gesteinen mit Permeabilitäten um 10^{-20} m^2 nur wenige Dezimeter des Gebirges von einem hydraulischen Bohrlochtest erfaßt werden, mußten permeabilitätsrelevante Kriterien benannt werden, anhand derer gemessene Permeabilitätswerte auf größere Gebirgsbereiche extrapoliert werden können.

Als permeabilitätsrelevante Kriterien werden die Gesteinsart und die mechanische Beanspruchung berücksichtigt. Dabei werden die Gesteinsarten Steinsalz, Salzton und Anhydrit unterschieden. Hinsichtlich der mechanischen Beanspruchung werden unverritzte Gebirgsbereiche von aufgelockerten Bereichen unterschieden. Typische Auflockerungszonen bilden sich in Grenzbereichen von Schichten mit unterschiedlichem Verformungsverhalten, in Schweben und Pfeilern im Grubengebäude sowie im Nahbereich um Einzelhohlräume heraus.

Hydraulische In-situ-Tests wurden in mehr als 20 Bohrungen mit Längen zwischen 3,5 m und 60 m durchgeführt, in denen die permeabilitätsrelevanten Kriterien in typischer Weise anzutreffen sind. Tests im Nahbereich um Einzelhohlräume wurden in 66 Bohrungen mit Längen bis 2 m durchgeführt.

2.6 Untersuchungen an Wässern aus dem Deck- und Nebengebirge

2.6.1 Untersuchungen des Grundwassers

G. SCHWAMM

Beprobung des Grundwassers

Seit 1981 sind zur hydrochemischen Untersuchung des Grundwassers Proben aus Grundwassermeßstellen (GWM) und zwischenzeitlichen Testen der Bohraufschlüsse, aus Haus- und kommunalen Versorgungsbrunnen sowie aus Quellaustritten gezogen worden. Die Beprobungen erfolgten in einzelnen Serien, die im zeitlichen Zusammenhang mit dem Fortgang der verschiedenen Bohrprogramme zur Standorterkundung ERAM stehen.

Im Zeitraum 1981-1983 wurden in einem relativ weit gefaßten Untersuchungsraum kommunale, Wirtschafts- und Hausversorgungsbrunnen sowie Quellenaustritte durch das ZGI in Vorbereitung auf das Bohrprogramm 1983-1985 beprobt.

Die Beprobungsserie 1983-1986 umfaßte neben den jetzt neu eingerichteten GWM des Bohrprogrammes 1983-1985 noch verschiedene Versorgungsbrunnen im engeren Umfeld des Endlagers.

In der Serie 1989/90 wurden ausschließlich Proben aus den GWM und Testen der Neuaufschlüsse des Bohrprogramms 1988-1991 gezogen.

Im Zeitraum 11/1992-06/1993 wurden eine Auswahl von GWM der Bohrprogramme 1983-1985 und 1988-1990, der Pegelnetze der Stadtwerke Helmstedt, des Wasserwerkes Beendorf und des Staatlichen Umweltamtes Magdeburg sowie alle Brunnen des Wasserwerkes Helmstedt beprobt. Durch den Einsatz kleinkalibriger regelbarer Unterwassermotorpumpen wurden die Probenahmemöglichkeiten erweitert und verbessert. Die computergestützte detaillierte Protokollierung des Beprobungsablaufes in Form einer laufenden Erfassung der Förderstatistik und verschiedener Repräsentanzkriterien und der Nachweis der Probenmengen und -behandlung bedeuten einen erheblichen Qualitätssprung für die Beurteilbarkeit der Grundwasserrepräsentanz der Wasserproben einerseits und der Funktionstüchtigkeit bzw. Sanierungsbedürftigkeit einzelner GWM andererseits.

Auf der wesentlichen Grundlage des GWM- und Brunnenbestandes der vorgenannten Beprobungsserie 1992-1993 wurden im Zeitraum 10/1994-12/1995 (einzelne Nachträge in 06/1996) durch die DBE zwei Beprobungsdurchgänge absolviert.

Im Zeitraum 12/1994-11/1995 wurden im Rahmen des Hauptbohrprogramms 1994-1995 erstmalig die 66 neu erstellten GWM (GOLDER ASSOCIATES 1996-1997c) und die 14 grundwasserergiebigen Tests (GOLDER ASSOCIATES 1995-1996b) beprobt. Die sogenannte

Zweit- und Drittbeprobung der GWM des Hauptbohrprogramms 1994-1995 führte in 1996 (Nachträge in 01/ und 03/1997) die DBE durch.

Grundwasseranalytik

Die Wasseranalytik wurde in verschiedenen Laboratorien durchgeführt. Die Liste der Untersuchungsparameter war im Zeitraum 1981-1990 mit den Hauptionen und einigen traditionellen Summenkriterien wenig umfänglich. Die Analysendokumentation ist in KÄBEL et al. (1987b) erfolgt. Mit Beginn der Beprobungsserie 11/1992-06/1993 kam ein aus den Erfahrungen der BGR an anderen Endlagerstandorten abgeleitetes und weitaus umfassenderes Untersuchungsspektrum zur Anwendung. Die Analysendokumentation erfolgte in BGR (1994, 1996, 1997).

Bei den Beprobungsserien seit 10/1994 wurden zur Wahrung eines hohen Analysenstandards an einem Drittel der Proben im BGR-Labor Paralleluntersuchungen durchgeführt. Der kontrollierende Ergebnisvergleich erfolgte sofort nach der Analysenerstellung. Über die obligatorisch zu dokumentierende Ionenbilanzkontrolle überprüften sich die Labore bezüglich der Hauptionen ständig selbst (KANTOR 1997).

2.6.2 Untersuchung der Schachtzuflüsse

H. KÄBEL

Wässer aus dem Deckgebirge gelangen in die Schachtröhren Bartensleben und Marie entweder in Form diffuser Sickerung durch die Schachtmauerung oder in Form konzentrierter Zutritte aus Rohren, die durch das Mauerwerk in das anstehende Gebirge hineinreichen. Die diffus eindringenden Sickerwässer sammeln sich in Traufrinnen, die dem Mauerwerk eng anliegen, und kommen von hier über ein gemeinsames Fallrohr in Sammelbecken, aus dem periodisch die Hebung nach Übertage erfolgt. Aus den Rohren leitet man die Zuflüsse über die nächstgelegene Traufrinne und das Fallrohr in diese Sammelbecken.

Im Schacht Bartensleben befinden sich 11 Traufrinnen und vier Austrittsstellen, von denen zwei ständig geschlossen sind (außer bei Probenahme), die in ein Pumpenbecken entwässern. Im Schacht Marie gibt es 8 Traufrinnen und 7 Austrittsstellen, von denen zwei die Hauptmengen in ein Pumpenbecken liefern.

Die regelmäßige Mengen- und Beschaffenheitsüberwachung der Schachtzuflüsse wird seit 1977 in den Jahresberichten zur Betriebssicherheit dokumentiert (jährliche durchschnittliche und Gesamtzuflüsse, halbjährliche Analysen der Hauptkomponenten, beides bezogen auf die Sammelbecken). Mit dem Einbau von Pegelmeßgeräten der BGR, die stündlich bis zu 8 Parameter registrieren können, in die Sammelbecken der Schächte Bartensleben (Ende 1994) und Marie (Anfang 1996), sind die Gesamtzuflüsse wesentlich genauer erfaßt.

Differenzierte Mengen- und Beschaffenheitsuntersuchungen für alle Traufrinnen und Rohre fanden in 1994 und 1996 durch die Betriebsgeologen statt (jeweils mindestens drei Messungen pro Traufrinne bzw. Rohr und Jahr). Eine hydrogeologische Bewertung der Meßergebnisse hat die BGR vorgenommen (KÄBEL 1998).

2.6.3 Hydrochemische Untersuchung der Oberflächengewässer

A. MARGANE

Ziel der Untersuchungen war der Vergleich der chemischen Zusammensetzung der Oberflächenwässer mit der der Grundwässer in verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes, um den hydraulischen Zusammenhang beider zu überprüfen. Das Untersuchungsprogramm umfaßte eine Beprobung von insgesamt 9 Oberflächenwassermeßstellen.

Das Staatliche Amt für Umwelt (STAU), Magdeburg, beprobt monatlich 2 Oberflächenwassergütemeßstellen an der Aller:

- Alleringersleben (STAU-Kennzahl 410935), beobachtet seit April 1972 und
- Schwanefeld (STAU-Kennzahl 410950), beobachtet seit November 1980.

Die Analysen umfassen u.a. die Hauptionen Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, NO₃ sowie erst seit 1992 Na und K. Die Analyseergebnisse wurden BfG und BGR vom STAU zur Verfügung gestellt.

An 7 weiteren Stellen wurde zwischen März 1995 und Dezember 1996 das Oberflächenwasser vierteljährlich sowie an 3 Stellen in unregelmäßigen Abständen durch die DBE beprobt und analysiert.

Es handelt sich um die Meßstellen:

- Morslebener Graben (AO2),
- Bartenslebener Graben (AO4),
- Röhthegraben (AO5),
- Aller bei Walbeck (AO6),
- Graben nördlich Bartensleben (AO8),
- Rirole (AO11) sowie
- vier Meßstellen entlang des Salzbaches (AO3: Brücke an der Straße nach Bartensleben; S1: Zufluß zum ERAM-Gelände, S2: Zulauf zum Sammelbecken, S3: Austritt aus ERAM-Gelände an der Straße Morsleben-Beendorf).

Einzelheiten zu den Probenahmen sind dokumentiert in den Jahresberichten der DBE (DBE 1996a, 1996b, 1996c, 1997). Die Analysen umfassen die Hauptionen Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄,

HCO₃, CO₃, NO₃, Fe₂, Mn sowie Sr, Br, NH₄, NO₂, H₂PO₄, BO₂, F, SiO₂, Al, Cd, Cu, Pb, Zn, Ba, Co, Li, Sc, Be, Cr, Ni und V als weitere Parameter.

2.6.4 Isotopen- und Edelgasuntersuchungen

C. SONNTAG (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg)

Im Zuge des geologischen Bohrprogramms 1994/95 wurden Isotopen- und Edelgas-Untersuchungen sowie Salinitätsbestimmungen an Grundwässern und Porenlösungen aus gering und sehr gering wasserleitenden Sedimentgesteinen im unteren Teil des Deckgebirges über der Allertal-Salzstruktur und in ihrem Nebengebirge (Lappwald und Weferlinger Triasplatte) durchgeführt. Darüber hinaus wurden Porenlösungen in Hutgesteinsproben untersucht.

Bei Pumpversuchen und hydraulischen Bohrlochtests wurden Wasserproben zur Isotopenanalyse (Tritium, ¹⁴C incl. ¹³C, δ D und δ ¹⁸O) mit gängigen Probennahme-Methoden gewonnen sowie Proben zur Bestimmung der gelösten Edelgase He, Ne, Ar, Kr, Xe incl. wichtiger Edelgasisotope. Die Salinität dieser Proben ist durch hydrochemische Analysen bekannt. Erwartungsgemäß konnten nur wenige Grundwasserproben aus den tiefen, gering wasserleitenden Sedimentschichten gewonnen werden. Zur Spurenstoffuntersuchung in den gering und sehr gering wasserleitenden Sedimentgesteinen wurden daher methodisch neue Wege beschritten (SONNTAG 1999). Hierzu wurde anstelle von gepumptem Grundwasser die Porenlösung in frischen Bohrkernproben auf gelöstes Salz, stabile Isotope (δ D und δ ¹⁸O) und auf die gelösten Edelgase untersucht und so Vertikalprofile dieser Inhaltsstoffe in hoher Tiefenauflösung gewonnen, die den natürlichen Wasser- und Stofftransport widerspiegeln.

Hauptziel der Untersuchungen war eine Altersdatierung der Grundwässer und der Porenlösungen.

Bestimmungen des Tritiumgehaltes ermöglichen wegen der geringen Halbwertszeit des Tritiums von 12,4 Jahren lediglich eine Altersdatierung bis zu einem Alter von wenigen Jahrzehnten. Die Bestimmung der Gehalte von ¹⁴C incl. ¹³C ermöglicht eine größenordnungsmäßige Abschätzung des maximalen Wasseralters bis zu einigen 10 000 Jahren. Die Zusammensetzung der Sauerstoffisotope und die Bestimmung von δ D erlaubt Rückschlüsse auf die Umgebungstemperatur zum Zeitpunkt der Entstehung des Grundwassers und damit eine Einteilung in kaltzeitlich (prä-holozän) und warmzeitlich gebildete Grundwässer. Die Bestimmung der Edelgasgehalte ermöglicht eine größenordnungsmäßige Datierung sehr alter (1 000 000 Jahre) Wasser.

Isotopen- und Edelgasdatierungen wurden an 80 Grundwasserproben und 24 Porenlösungen aus frischen Bohrkernen vorgenommen. Die Ergebnisse sind in Kap. 3.6.2.2 dargestellt.

2.7 Untersuchungen von Flüssigkeiten und Gasen aus dem Salzgebirge

2.7.1 Untersuchungen salinärer Lösungen

G. STIER-FRIEDLAND (BfS)

Im Grubengebäude des ERAM gibt bzw. gab es an verschiedenen Stellen Vorkommen salinärer Lösungen. Diese traten auf beim Auffahren der untertägigen Hohlräume der Gruben Bartensleben und Marie sowie während und als Folge ihrer verschiedenen Nutzung. Die überwiegende Anzahl der Lösungsvorkommen ist inzwischen versiegt bzw. ausgetrocknet.

Zu Zeiten der DDR wurden die Vorkommen salinärer Lösungen hinsichtlich einer möglichen Gefahr für den Betrieb der Gruben bewertet. Dies geschah unter Berücksichtigung der bergbaulichen und geologischen Gegebenheiten im Bereich der einzelnen Lösungsvorkommen sowie auf Grundlage chemischer Analysen der salinären Lösungen. Als Ergebnis der Bewertung wurden die Lösungszutrittstellen im Lager „H“, der „Bunten First“ und im Abbau 1a (siehe Abb. 7) überwacht. Nach Übergang der Zuständigkeit für das ERAM auf das BfS im Jahr 1990 wurden diese drei Bereiche auf Grundlage eines speziellen Untersuchungsprogramms regelmäßig weiterhin überwacht. Zusätzlich wurden zwei weitere Zutrittstellen salinärer Lösungen im Grubengebäude (Bremsbergfuß und Abbaustrecke 5, 1. Sohle; siehe Abb. 7) in diese Untersuchungen aufgenommen.

Die Zutrittsraten salinärer Lösungen an den fünf regelmäßig überwachten Zutrittstellen betragen im Jahr 1998:

- Lager „H“ (Grubenteil Marie): ca. 9,8 m³, entspricht ca. 27 L/d,
- Abbau 1a (Grubenteil Bartensleben): ca. 0,6 m³, entspricht ca. 2 L/d,
- „Bunte First“ (Grubenteil Marie): Summe der drei aktiven Tropfstellen: ca. 11 L, entspricht ca. 0,03 L/d,
- Abbaustrecke 5, 1. Sohle (Grubenteil Bartensleben): ca. 9 L, ¹⁾
- Bremsbergfuß (Grubenteil Marie): ca. 2 L. ¹⁾

¹⁾ Zutritt aus abgepackertem Bohrloch, das nur zeitweise geöffnet wurde

Beim Lager „H“ handelt es sich um das Kaliflöz Staßfurt (z2SF), das Anfang dieses Jahrhunderts stellenweise abgebaut wurde. Der Abbau wurde dabei örtlich von unten bis nahe an den Salzspiegel geführt.

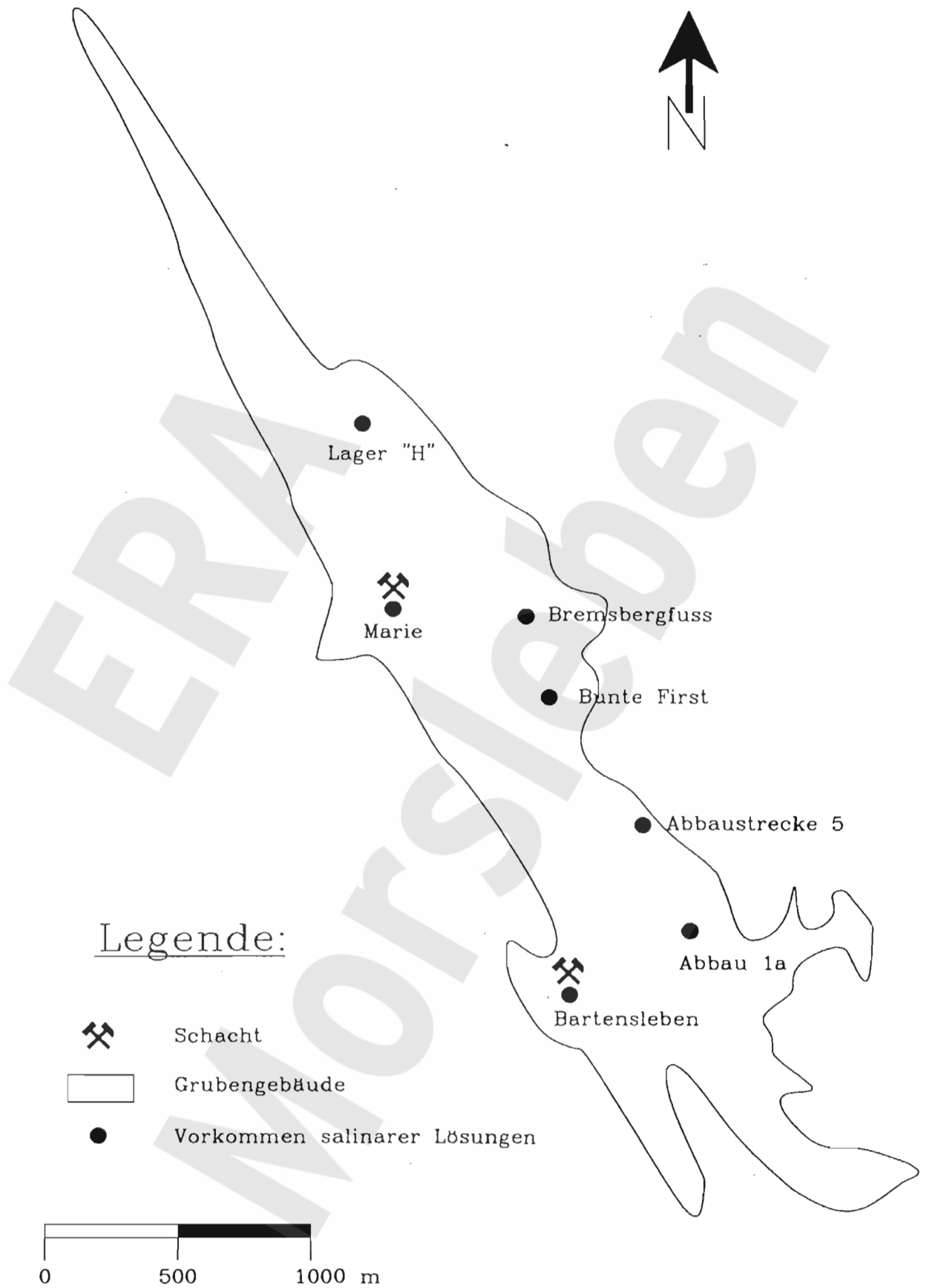


Abb. 7: Langjährig überwachte Vorkommen salinärer Lösungen im Grubengebäude der Schichtanlagen Bartensleben und Marie

An einer Stelle des Lagers „H“ traten erstmals 1907 salinare Lösungen im Grubengebäude zu. Der Abstand zwischen Grubengebäude und Salzspiegel beträgt dort ca. 30 - 40 m. Seitdem treten in diesem Bereich des Lagers „H“ salinare Lösungen mit schwankender Zutrittsrate im Grubengebäude zu. Die durchschnittliche Zutrittsrate salinärer Lösungen im Lager „H“ liegt für die letzten 25 Jahre bei ca. 15 m³/Jahr (entspricht ca. 1,7 L/h).

Im Abbau 1a trat der erste Zutritt salinärer Lösungen 1962 beim Anfahren einer Kammer im Steinsalz auf. Die geologischen Gegebenheiten im Bereich des Abbaus 1a sind in Abb. 8 wiedergegeben. Aufgrund dieser Gegebenheiten sind die zutretenden salinären Lösungen wahrscheinlich im Hauptanhydrit (Leine-Anhydrit, z3HA) gespeichert, der ca. 4 m von der Kammer entfernt vorkommt. Der Abstand zwischen den Lösungszutrittstellen im Grubengebäude und dem Salzspiegel beträgt ca. 90 m.

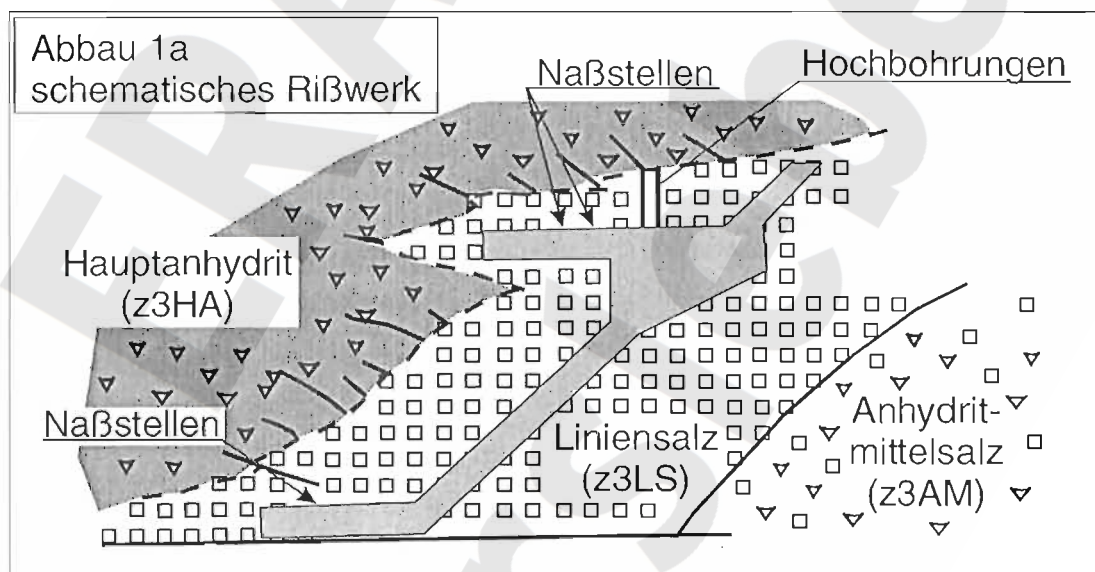


Abb. 8: Geologischer Schnitt durch die Zutrittstelle Abbau 1a nach SCHWANDT (1973/74)

Unter Federführung des BfS wurde ein Verzeichnis aller in den zugänglichen Teilen des Grubengebäudes bestehender Lösungsvorkommen (Tropfstellen und Standlösungen) erstellt, das die Vorkommen in einheitlicher Form dokumentiert (Lösungskataster, BfS 1995). In diesem Lösungsverzeichnis sind auch alle inzwischen versiegten bzw. eingetrockneten Lösungsvorkommen enthalten, soweit sie noch als solche erkannt werden konnten. Auf Grundlage der im Grubengebäude erfaßten Daten der Vorkommen salinärer Lösungen wurden die Lösungsvorkommen dahingehend bewertet, ob sie durch anthropogen in das Grubengebäude eingebrachte Wasser bzw. Feuchtigkeit entstanden sind, oder ob es sich um salinare Lösungen aus dem Salzgebirge handelt. In den meisten Fällen konnten die salinären Lösungen plausibel durch berg-

baubedingtes Einbringen von Wässern in die Gruben, durch Einbringen von Wässern im Rahmen der Hühnermast in der Grube Marie, oder durch feuchte „Wetter“ erklärt werden. In den Fällen, in denen auch nach Überprüfung der örtlichen Gegebenheiten eine anthropogene Herkunft der salinaren Lösungen nicht eindeutig erklärt werden konnte, wurden die Lösungsvorkommen beprobt und chemisch analysiert.

Die geologischen Gegebenheiten im Bereich der fünf regelmäßig beprobten Lösungszutrittstellen wurden detailliert von KÄBEL (1998) beschrieben und bewertet.

2.7.2 Untersuchungen an Gasen

P. GERLING

Zur Untersuchung der molekularen und isotopischen Zusammensetzungen wurden 10 Gasproben analysiert. Neun Proben stammen von untertägigen Standorten aus den Gruben Bartensleben und Marie, eine Probe fiel beim Test einer Übertagebohrung an. Ziel der Untersuchungen war, über eine genetische Charakterisierung Hinweise auf den Ort und möglicherweise auch auf den Zeitraum der Gasbildung zu erhalten:

- Vier Gasproben (G01, G02, G04, G05) stammen aus der Bemusterungsbohrung in Abbaustrecke 5 der Grube Bartensleben. Die 9 m tiefe Bohrung ist im Liniensalz (z3LS) angesetzt und endet im Übergang zum Hauptanhydrit (z3HA). Die ersten zwei Gasproben (G01, G02) dieser Serie wurden im November 1991, zwei weitere (G04, G05) wurden im Februar 1992 genommen. Bei der Probennahme wurden Gassammelrohre an eine Abbläseinrichtung angeschlossen. Nach 54 s trat - außer Lösung - erstes Gas zu, nach ca. 15 min wurden aus permanentem Gaszufluß zwei 1 Liter-Gasproben genommen. Dichte und Temperatur der gleichzeitig ausgetretenen Lösungen betragen $1,334 \text{ g/cm}^3$ – $1,336 \text{ g/cm}^3$ bzw. 19 °C – 20 °C . Die Proben G04 und G05 stammen von derselben Entnahmestelle. G04 wurde nach 51 s, G05 aus permanentem Gaszutritt nach 3:10 min genommen. Die zugetretene salinare Lösung hatte eine Dichte von $1,343 \text{ g/cm}^3$ und eine Temperatur von $19,2 \text{ °C}$ (vor Ort gemessen mit kombiniertem Aräometer-Thermometer).
- Die Gasprobe G03 wurde am 07. November 1991 aus Bohrung IV A 60 (460 m-Sohle) der Grube Marie entnommen. Die Zuordnung des Gases zu einer stratigraphischen Einheit ist nicht möglich, da die Bohrung die Horizonte Hauptsalz (z2HS), Kalilager Staßfurt (z2SF), Grauer Salzion (z3GT), Hauptanhydrit (z3HA) und Liniensalz (z3LS), z.T. mehrfach durchörtert hat.

- Eine Probe stammt aus der Bohrung 17YEA63RB607. Hier traten bei 14,6 m, bei 18 m und bei 34 m Gase aus dem Hauptanhydrit (z3HA) zu. Es handelt sich um eine Erkundungsbohrung aus dem Flachen 4 (Ostfeld Bartensleben, 4. Sohle) nach Osten.
- Eine Probe stammt aus Bohrung 12YER61RB606 (Abbau 3, Ostfeld Bartensleben, 2. Sohle). In dieser Bohrung ist in den 3 Abschnitten 44 m, 96 m (beides Hauptanhydrit, z3HA) und 250 m (Staßfurt-Karbonat, z2SK) Gas zugetreten.
- Zwei weitere Proben von untertage (G06, G07) wurden am 31.08.1998 am Packer der Bohrung 12YER61RB626 (Erkundungsbohrung von der 2. Sohle Bartensleben nach Osten) gewonnen. Die Zutrittsstelle befand sich im Hauptanhydrit (z3HA4) bei 129 m Bohrteufe.
- Schließlich wurde eine Probe aus einer Übertagebohrung analysiert. In Bohrung Dp Mors 51A wurde Ende Januar/Anfang Februar 1995 im Keuper das Teufenintervall 211 m - 271 m getestet. Probe 51 A Test 1 wurde am 30.01.1995 genommen. Sie stammt aus dem beim hydraulischen Test geförderten Grundwasser.

2.8 Modellrechnungen

2.8.1 Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung

P. VOGEL

Das Deckgebirge über dem Salzstock ist Teil der geologischen Barriere zwischen den im Salzstock eingelagerten radioaktiven Substanzen und der Biosphäre. Das Deckgebirge besteht aus geologischen Schichten, deren Poren oder Klüfte mit Grundwasser gefüllt sind. Das Grundwasser ruht nicht, da unterschiedliche Grundwasserspiegelstände in den Talniederungen und den topographischen Hochlagen eine natürliche Bewegung des Grundwassers verursachen. Das Grundwasser ist daher das entscheidende Medium für einen denkbaren Transport von Radionukliden in die Biosphäre. Die quantitative Bestimmung der großräumigen Grundwasserbewegung bildet einen Bestandteil der Analyse zur Langzeitsicherheit des Endlagers. Ein für derartige Untersuchungen und Prognosen geeignetes Instrumentarium stellen Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung dar.

Die physikalischen Grundlagen der Theorie der Grundwasserbewegung beruhen auf den Erhaltungssätzen für Masse und Energie der Flüssigkeit und ihrer Inhaltsstoffe sowie auf dem Darcyschen Filtergesetz, welches die Bewegung des Grundwassers mit den sie verursachenden Druckunterschieden in Beziehung setzt. Die mathematische Formulierung führt auf partielle Differentialgleichungen, zu deren Lösung man sich numerischer Verfahren bedient. Derartige Lösungsalgorithmen sind in Form einschlägiger Rechenprogramme verfügbar. Sie stellen bei der konkreten Durchführung von Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung ein wesentliches Hilfsmittel dar (s. Kap. 3.6).

Die Eingabedaten für solche Rechenprogramme fußen auf den Ergebnissen der hydrogeologischen Bearbeitung (s. Kap. 3.6): Im wesentlichen werden Verbreitung und Mächtigkeit der hydrogeologischen Schichteinheiten und deren hydraulische Parameter, der Grundwasserspiegelplan sowie die räumliche Begrenzung des geohydraulischen Fließsystems in Eingabedaten für das numerische Rechenmodell umgesetzt.

Zur Berechnung der Grundwasserbewegung wird das Modellgebiet in einzelne Elemente unterteilt, die hinsichtlich ihrer hydraulischen Eigenschaften als homogen betrachtet werden. Je feiner die Diskretisierung ist, um so besser kann die Geometrie des hydrogeologischen Modells nachgebildet werden. Im allgemeinen wird jede hydrogeologische Schichteinheit durch mindestens eine Elementlage dargestellt. Entsprechend der räumlichen Verbreitung und Mächtigkeit der Schichteinheiten werden die Form und die Lage der sie im Modell repräsentierenden Elemente festgelegt. Die hydraulische Charakterisierung jeder hydrogeologischen Schichtein-

heit erfolgt durch die Angabe ihrer Durchlässigkeit oder Permeabilität sowie durch die Angabe ihrer effektiven Porosität.

Die Ränder des modellierten Gebietes sind der jeweiligen hydrogeologischen Situation angepaßt: Die Modellbasis wird i.a. mit der räumlichen Verbreitung von Grundwasserstauern identifiziert, Wasserscheiden werden durch undurchlässige seitliche Modellränder dargestellt. Weitere Randbedingungen werden dort vorgegeben, wo ein Wasseraustausch über die Modellgrenze möglich ist. Im Grundwassermodell betrifft das vor allem die Oberfläche. Ausgehend vom Grundwasserspiegelplan werden die mittleren Grundwasserstände in Drücke umgerechnet. Mit Hilfe dieser Druckangaben werden dann die Randbedingungen an der Modelloberfläche festgelegt.

Wesentliche Ergebnisse jeder Modellrechnung sind die räumliche Verteilung des Druckes und das Grundwasserströmungsfeld. Je nach Fragestellung und verwendetem Modellcode enthalten die Rechenergebnisse darüber hinaus auch Angaben zur räumlichen Verteilung der Grundwasserdichte. Möglichkeiten zur Überprüfung eines Grundwassermodells bestehen z.B. im Vergleich berechneter Drücke, Strömungsgeschwindigkeiten oder Grundwasserdichten mit den tatsächlichen Gegebenheiten. Aus dem errechneten Grundwasserströmungsfeld lassen sich Bahnlinien ermitteln. Derartige Fließwegberechnungen zeigen die möglichen Ausbreitungswege mit den zugehörigen Freisetzungsgebieten und liefern die Bandbreiten entsprechender Grundwasserfließzeiten.

2.8.2 Modellrechnungen zur Auswirkung klimagesteuerter geologischer Prozesse

J. GERARDI

Untersuchungen des Paläoklimas des Quartärs zeigen, daß die Entstehung von Glazialen und Warmzeiten im Zusammenhang mit langfristigen astronomischen Zyklen steht. Daher werden sich solche langfristigen Klimaveränderungen auch in Zukunft fortsetzen. Die geologischen Prozesse Subrosion und Erosion werden ihrerseits von den klimatischen Begleitumständen gesteuert. Für einen Zeitraum von ca. 150 000 Jahren, in dem eine Klimaveränderung bis zu einer Eisbedeckung und eine nachfolgende Deglaziation erwartet wird, wurden die geologischen Prozesse Subrosion und fluviatile Erosion zur Quantifizierung ihres zukünftigen Ausmaßes mit Hilfe numerischer Rechenmodelle untersucht.

Bei den Subrosionsrechnungen wird von der grundlegenden Annahme ausgegangen, daß eine Veränderung des Klimas das Ausmaß der Subrosion über das Grundwasserströmungsmuster und die Strömungsgeschwindigkeiten beeinflusst. In verschiedenen Untersuchungen wurde gezeigt, daß insbesondere unter glazialen Bedingungen die Grundwasserströmungsgeschwin-

digkeiten als Folge eines regionalen Abschlusses von Exfiltrationszonen um mehrere Größenordnungen zunehmen können. In den hier durchgeführten Modellrechnungen wurde die Entwicklung eines Glazials durch mehrere zeitlich aufeinanderfolgende Klimabilder charakterisiert. Die Rechenergebnisse zeigen, daß unter den klimatischen Bedingungen eines kontinuierlichen Permafrostes die Infiltration im Allertal das höchste Ausmaß an Subrosion bewirkt.

Durch die Extrapolation der rekonstruierten topographischen Entwicklung ergibt sich eine Prognose der in Zukunft zu erwartenden Erosionsleistung der Aller im Bereich des ERAM. Die heutige Form des Längsprofils der Aller wird hauptsächlich durch fluviatile Erosion als Folge tektonischer Aktivität (Hebung) erklärt. Für die fluviatile Erosion sind langfristig eher tektonische als klimatische Prozesse ausschlaggebend. Abhängig vom betrachteten tektonischen Szenarium kann das Deckgebirge bis zu mehreren Metern erodiert werden. Die subglaziale Erosion kann in den kommenden einigen 10 000 Jahren keine Rolle spielen.

Insgesamt läßt sich aufgrund der Rechenergebnisse feststellen, daß die zukünftige flächenhafte Subrosion und fluviatile Erosion die Mächtigkeit der geologische Barriere des ERAM nur geringfügig reduzieren werden.

3 Ergebnisse der Standorterkundung

3.1 Stratigraphie und Petrographie

G.-H. STORK

Die Schichtenfolge im Bereich des ERAM wird vom Liegenden zum Hangenden, also von unten nach oben, beschrieben. Dabei werden für jede Schicht deren räumliche Verbreitung, Aufschlüsse, Gesteinsausbildung und die Gegebenheiten zur Zeit der Ablagerung dargestellt. Die Beschreibung der Schichtenfolge berücksichtigt in ihrem Detaillierungsgrad die Bedeutung der Schichten für das Endlager. Einen Überblick über die vorkommenden Schichten gibt Tab. 5. Die Altersangaben (MENNING 1997) vermitteln eine Vorstellung von der Dauer geologischer Zeiträume.

Tabelle 5: Im Untersuchungsgebiet vorkommende stratigraphische Einheiten

Zeitalter	Formation	Einheit	Beginn vor ca.
Känozoikum	Quartär	Holozän	10 000 Jahren
		Pleistozän	2 Mio Jahren
	Tertiär	Oligozän	33 Mio Jahren
		Eozän	55 Mio Jahren
		Paläozän	65 Mio Jahren
Mesozoikum	Kreide	Maastricht	71 Mio Jahren
		Campan	83 Mio Jahren
	Jura	Malm	158 Mio Jahren
		Dogger	180 Mio Jahren
		Lias	206 Mio Jahren
	Trias	Keuper	231 Mio Jahren
		Muschelkalk	240 Mio Jahren
		Buntsandstein	251 Mio Jahren
Paläozoikum	Perm	Zechstein	258 Mio Jahren
		Rotliegend	300 Mio Jahren
	Karbon	Namur	327 Mio Jahren
		Dinant	354 Mio Jahren
	Devon	Oberdevon	375 Mio Jahren
		Mitteldevon	392 Mio Jahren

3.1.1 Präzechstein

G. BEST

Zur Untersuchung des Präzechsteins wurde kein spezielles Untersuchungsprogramm angesetzt. Das Liegende des Zechsteins ist jedoch nicht nur von den nahegelegenen Aufschlüssen des Flechtinger Höhenzuges, sondern auch aus einigen älteren Kali-Bohrungen, aus den Morsleben-Bohrungen Dp 3/89 und 20/88 sowie aus zahlreichen Erdöl- und Erdgas-Suchbohrungen bekannt (BANDLOWA 1992). Nach den Aufschlüssen der engeren und weiteren Umgebung kennt man die Schichtenfolge vom Mitteldevon (Bohrung Huy-Neinstedt 1/85) bis zum höchsten Oberrotliegend.

Das Mitteldevon besteht aus marinen Tonsteinen mit eingeschalteten Kalksteinen, Radiolariten sowie Phosphoritlagen. Im Oberdevon treten kieselige Tonschiefer und Diabase auf, eine Fazies die noch bis ins Unterkarbon (Dinant 1) anhielt. Vom höheren Unterkarbon (Dinant 2) bis zum Oberkarbon (Namur) entwickelte sich die typische Kulmfazies, die aus Tonschiefern, Grauwacken und vereinzelt Quarziten besteht. Kohleführendes Oberkarbon wurde nicht nachgewiesen.

Die devonischen Ablagerungen gehören zu einem Bereich des rhenoherynischen Geosynklinaltroges, der noch durch die varistische Orogenese erfaßt wurde. Während des Unterkarbons lag das Untersuchungsgebiet im Bildungsbereich des varistischen Flyschtroges, der im Oberkarbon bereits von Hebungs- und Erosionsvorgängen erfaßt wurde. Damit endete die varistische Ära und damit das „mobilistische“ Stadium im Untersuchungsgebiet.

Mit dem Unterrotliegend (Autun) beginnt das Tafelstadium der mitteleuropäischen Senke und damit der Beginn der intraplattentektonischen Entwicklung. Die Tafelentwicklung wird durch bruchhaftes Einsinken von Gräben und Halbgräben, sogenannten „rifts“ eingeleitet. Aus dem Autun sind sowohl Sedimente als auch Vulkanite bekannt. Die Sedimente gelten als die Molasse des varistischen Orogens. Im subherzynen Becken sind bislang jedoch prävulkanische Sedimente mit Rotliegend-Alter bzw. Zwischensedimente noch nicht nachgewiesen. Die Effusiva können hier bis 1 000 m mächtig werden. Nachgewiesen sind Rhyolithe und Andesite sowie Porphyrite, Tuffe und vulkanische Brekzien. Entsprechend den Vorstellungen von HOFFMANN (1990) werden die basalen Partien noch ins Stefan gestellt.

Sedimentäres Oberrotliegend (Autun und Saxon) überlagert die Vulkanite flächenhaft. Es beginnt mit den feinklastischen und pyroklastischen Bebertal-Schichten. Mit den konglomeratischen Sedimenten der Erleben-Schichten („Unteres Konglomerat“) endet das Autun in diesem Bereich.

Das Saxon beginnt mit dem „Flechtlinger Bausandstein“ (Äquivalent der Parchim-Schichten der Havelfolge), der stratigraphisch und genetisch mit dem äolisch gebildeten Schneeverdingen-Sandstein Westdeutschlands und Hollands verglichen werden kann. Die das Rotliegend abschließenden Eisleben-Schichten (Äquivalente der Eldena- bis Mellin-Schichten der Elbe-Folge) enthalten Sandsteine und Konglomerate und enden mit den feinklastischen Sandsteinschiefern.

Die im Subherzyn auftretenden Saxon-Sedimente können als geringmächtige randliche Vertretung der im norddeutschen Becken bis zu 2,5 km mächtigen Havel- und Elbe-Folge aufgefaßt werden. Im Subherzyn erreicht die gesamte postvulkanische Rotliegend-Folge nur eine maximale Mächtigkeit von ca. 610 m, wobei ca. 440 m auf das sedimentäre Autun und nur max. 170 m auf das Saxon entfallen.

3.1.2 Zechstein

G.-H. STORK

Mit Beginn des Zechsteins wurde ganz Norddeutschland, das im Rotliegend weitgehend eingebnet worden war, zu einem Meeresbecken. Die Verbindung zum offenen Weltmeer lag im Bereich der Nordsee. Wiederholte Erweiterungen und Verengungen der Verbindungsstraße gliederten den Zechstein in natürlich begrenzte Zyklen. Bei fortschreitender Verdampfung des Meerwassers erhöhte sich die Konzentration gelöster Stoffe soweit, daß es zur chemischen Ausfällung in der Reihenfolge der jeweiligen Löslichkeit kam. Zuerst wurden Karbonate, dann Anhydrit, danach Steinsalz und zuletzt die leicht löslichen Kali- und Magnesiumsalze ausgefällt. Eine detaillierte Darstellung des Zechsteins in der Salzstruktur Allertal - anhand der untertägigen Aufschlüsse - erfolgt in Kap. 3.1.2.2.

3.1.2.1 Zechstein außerhalb der Salzstruktur und Mächtigkeiten

G. BEST

Infolge der Fließfähigkeit der Zechsteinsalze repräsentieren die heutigen Zechstein-Vorkommen entweder übernormale oder unternormale Mächtigkeiten. Die Salzstruktur Oberes Allertal wird von zwei Leistenschollen (Lappwald-Scholle und Weferlinger Triasplatte) flankiert, die genetisch als Salzabwanderungsgebiete bezeichnet werden müssen. Die in diesen Schollen noch vorhandenen Salzreste des Zechsteins entsprechen in Mächtigkeit und Ausbildung den für Randsenken typischen Relikten aus Anhydrit, Ton und Steinsalz, die durch Fließvorgänge intensiv tektonisiert wurden und stratigraphisch nicht mehr auflösbar sind.

Die ursprüngliche Zechstein-Mächtigkeit ist nur durch grobe Schätzungen festzulegen. Nach den Ergebnissen des IGCP-Projektes 86 (BLESS et al. 1992) beträgt die primäre Mächtigkeit

des Staßfurt-Salinars hier mehr als 400 m. Von der Analyse der faziellen Ausbildung der Zechsteinrelikte in den Randsenken und der Salzstruktur kann für das gesamte Arbeitsgebiet ein ursprüngliches Beckenprofil mit einer Primärmächtigkeit von 500 m - 700 m rekonstruiert werden. Als Anhaltspunkte für die Einschätzung dienen:

- Mächtigkeit des basalen Zechsteins (z1KS bis z2BA) von 50 m - 60 m,
- Staßfurtkarbonat in Stinkschiefer-Ausbildung,
- Leinekarbonat in magnesitischer Ausbildung und
- Salinarentwicklung noch bis zum Ohre-Salinar möglich.

Ein Ostwest-Trend der Mächtigkeitsentwicklung ist im Bereich des ERAM nicht nachweisbar; der Flechtinger Höhenzug trat als paläogeographische Schwelle nicht in Erscheinung. Nach Süden muß mit einer Abnahme der primären Salzmächtigkeit unter Zunahme der Werraanhydrit-Mächtigkeit gerechnet werden (REMPEL 1993).

Vorhandene Restmächtigkeiten:

Die Darstellung erfolgt anhand der tiefengewandelten und vereinfachten reflexionsseismischen Profile 9401 - 9413 (Abb. 9 - 13). Abb. 9 enthält die Legende für alle Profile; die Lage der Profile geht aus Abb. 1 hervor.

Gegenwärtig sind in der Salzstruktur Allertal noch maximal 450 m - 550 m saline Gesteine vorhanden (nach Abzug der Mächtigkeiten des basalen Zechsteins), wobei östlich der staffelförmigen Sockelstörungen auf der Hochscholle nur 350 m - 400 m vorhanden sind. Östlich der Ostrandstörung nimmt die Salzmächtigkeit rasch weiter ab und geht im größten Teil der Werfeler Triasplatte auf weniger als 50 m zurück. Lediglich in einem unterschiedlich schmalen, die Salzstruktur Allertal begleitenden „Salzstockfuß“ kann es zu einem Anschwellen der Salzmächtigkeit auf 100 m - 250 m kommen.

Auch die Westflanke der Salzstruktur wird nach Seismik von einem „Salzstockfuß“ begleitet, der eine max. Breite von 500 m und eine max. Höhe von 250 m aufweist (Abb.: 11, Profil 9407).

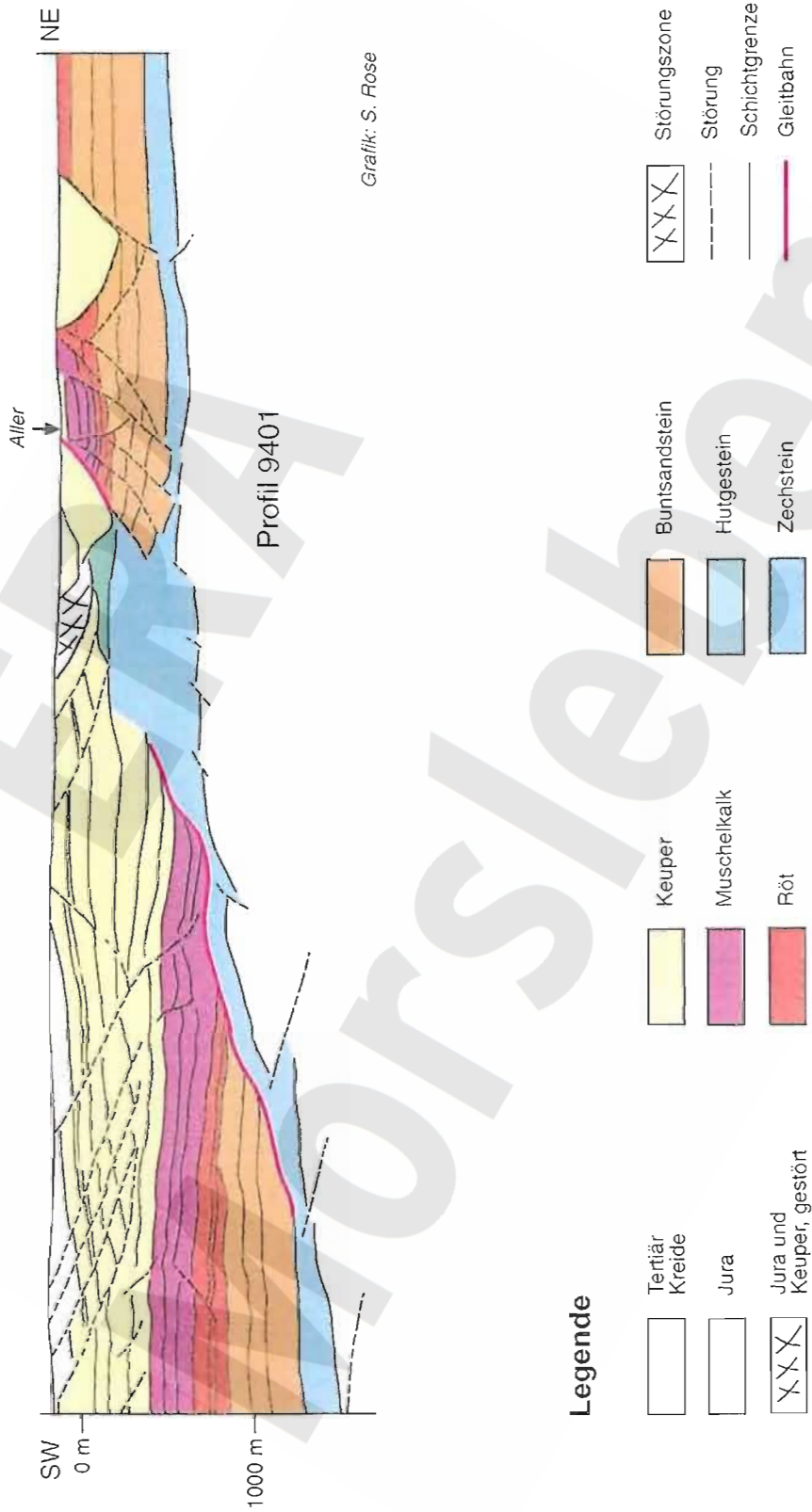
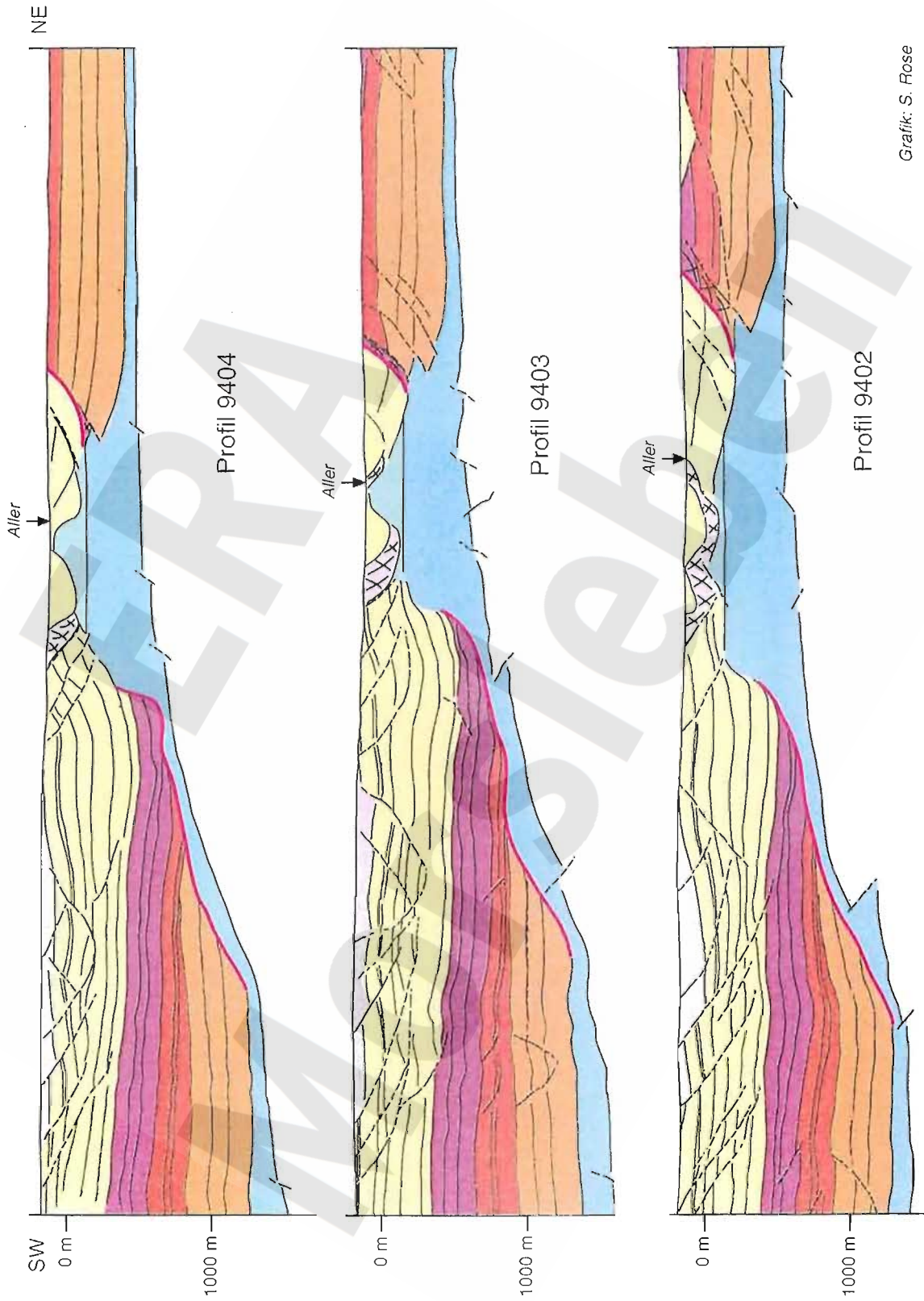
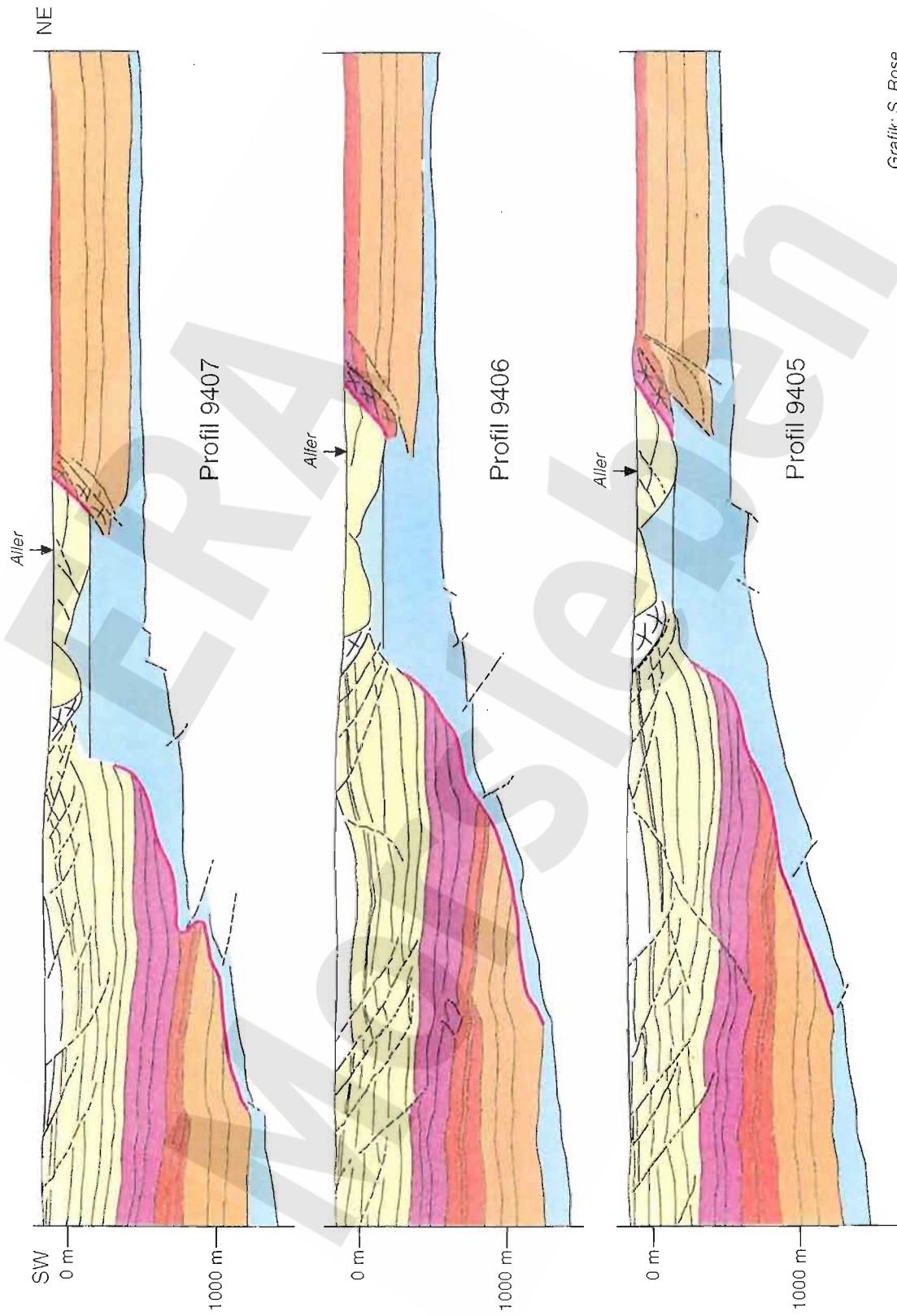


Abb. 9: Tiefengewandeltes und vereinfachtes reflexionsseismisches Profil 9401 und Legende zu den Profildarstellungen



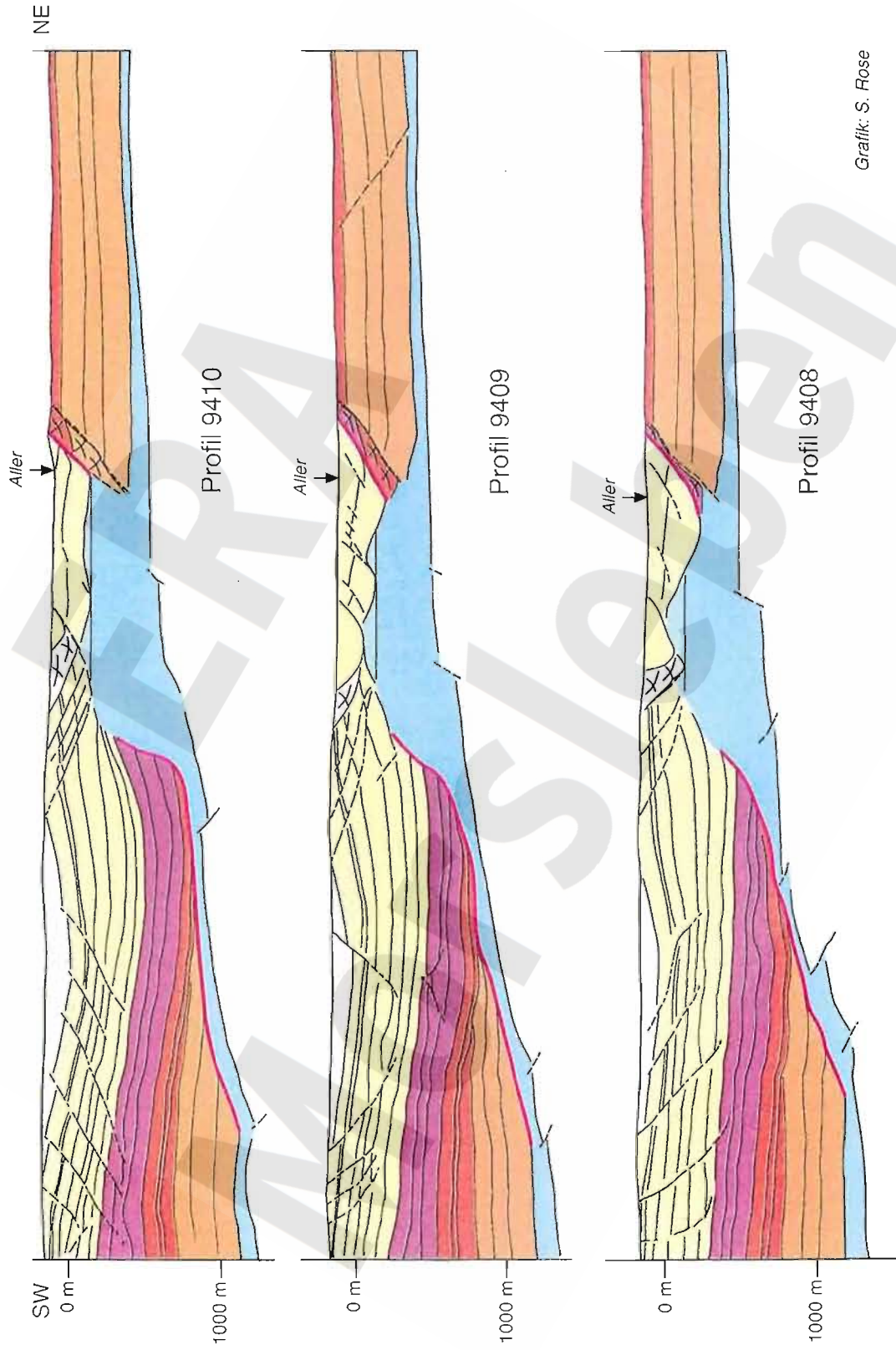
Grafik: S. Rose

Abb. 10: Tiefengewandte und vereinfachte reflexionsseismische Profile 9402, 9403 und 9404, Legende s. Abb. 9



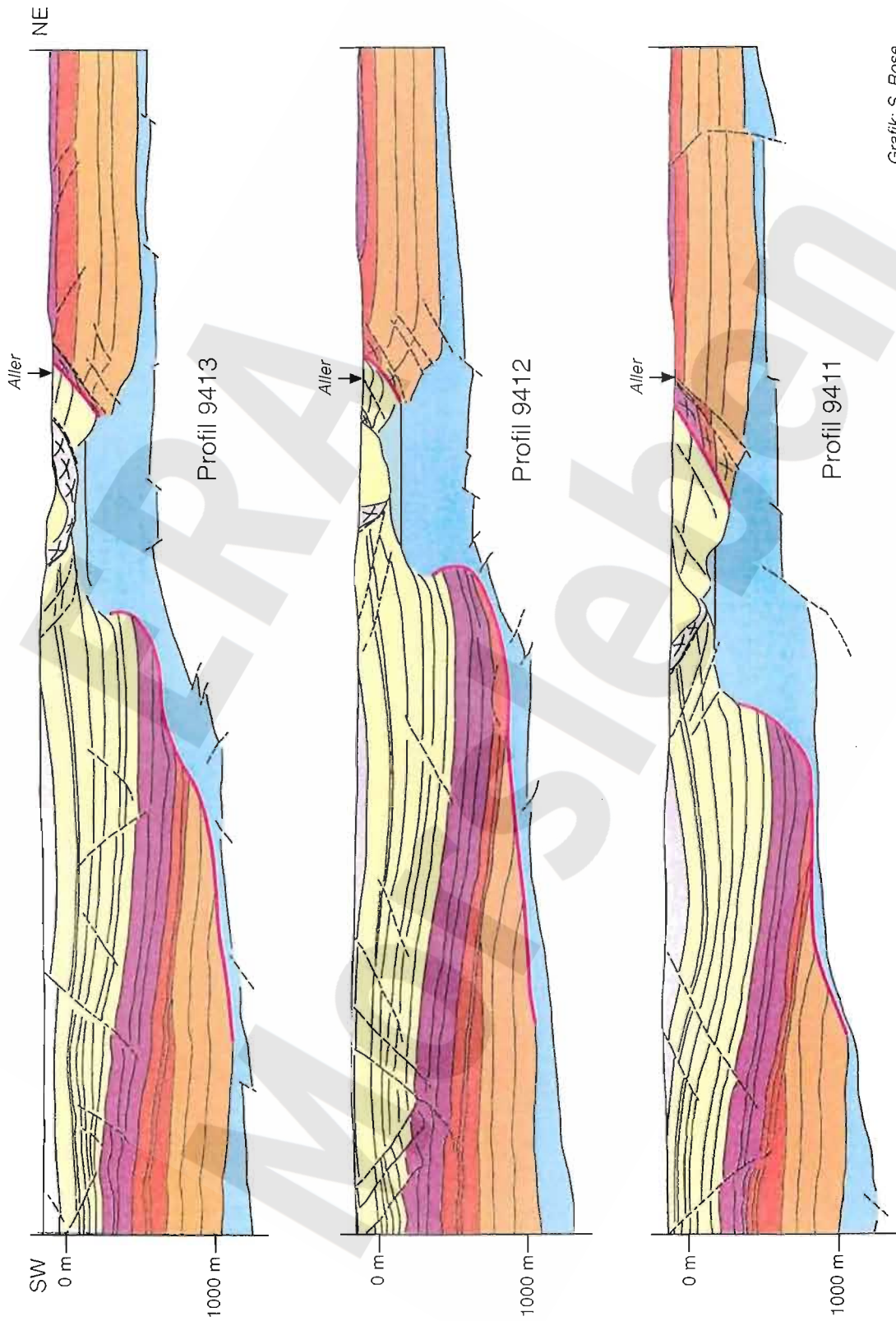
Grafik: S. Rose

Abb. 11: Tiefengewandelte und vereinfachte reflexionsseismische Profile 9405, 9406 und 9407, Legende s. Abb. 9



Grafik: S. Rose

Abb. 12: Tiefengewandelte und vereinfachte reflexionsseismische Profile 9408, 9409 und 9410, Legende s. Abb. 9



Grafik: S. Rose

Abb. 13: Tiefengewandte und vereinfachte reflexionsseismische Profile 9411, 9412 und 9413, Legende s. Abb. 9

Hier sind die Verhältnisse jedoch komplizierter. Westlich der Salzstruktur (Grenze im Niveau der Keuperbasis) nimmt die Zechsteinmächtigkeit zunächst ab (Abb. 14). Durch die triaszeitliche Extensionstektonik (BEST 1996) ist es zu einem störungsbedingten Verschweißen („fault weld“ nach DUVAL et al. 1992) der Störungsbahn mit dem präsalinaren Zechstein gekommen, wie es in den Bohrungen Dp Mors 3/89 und Subherzyn 102/62 nachgewiesen ist. Die basale Störungsfläche der Trias liegt allerdings nicht überall flächenhaft dem Basalanhydrit auf, sondern überspannt infolge der Rauigkeit des durch zahlreiche Störungen gegliederten Untergrundes auch Bereiche mit Reliktsalzvorkommen, die zwickelförmig den Raum zwischen der Störungsbahn und der Oberfläche des Basalanhydrits ausfüllen (Abb. 10, Profil 9402 ; Abb. 11, Profil 9405).

Weiter im Westen nimmt die Salzmächtigkeit wieder zu in Form eines schwachen Restsalzkissens, das als Ausläufer des Heiligendorfer Salzkissens (BALDSCHUHN & KOCKEL 1996), einer Zwischenstruktur zwischen Allertalzone und Dorm-Offlebener Sattel anzusehen ist. Im untersuchten Anteil des Heiligendorfer Salzkissens kann die Restmächtigkeit des Zechsteinsalzes bis auf 150 m ansteigen. Dieses Salzvolumen ist durch die Verschweißung der Störungsbahn mit dem Untergrund weitgehend von der Salzstruktur Allertal „abgeklemmt“.

Sowohl die Zechsteinbasis als auch die Basis der Störungsbahn steigen nach Osten zur Salzstruktur Allertal hin deutlich an. In den meisten Schnittlagen ist eine relativ glatte Auflagerung der Störungsbahn auf dem Untergrund repräsentiert (Abb. 12, Profile 9409, 9410; Abb. 13, Profil 9411) und die verbleibende Reliktsalzmächtigkeit ist weniger als 50 m. An einigen Stellen ist es in dieser Anstiegszone jedoch zu Verdickungen gekommen (Abb. 13, Profile 9412, 9413). Dies könnte mit dem sporadischen Vorhandensein separierter Anhydritklippen (bis über 100 m Mächtigkeit sind aus den Grubenaufschlüssen bekannt) zusammenhängen.

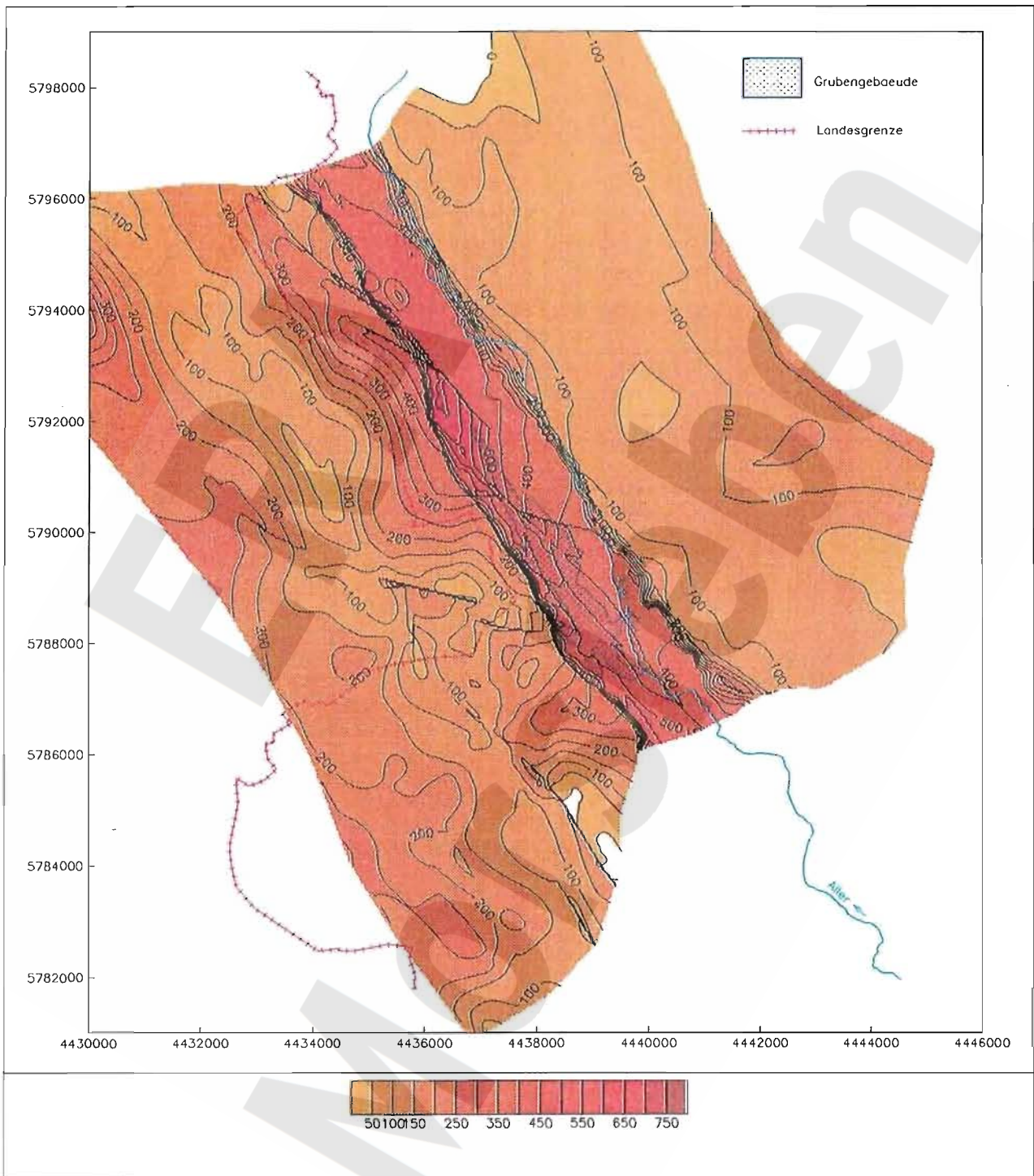


Abb. 14: Vorhandene Restmächtigkeit des Zechsteins (einschließlich Hutgestein) im Arbeitsgebiet.

Mächtigkeitsangaben in m.

3.1.2.2 Zechstein der Salzstruktur

J.BEHLAU

Im Bereich des Endlagers Morsleben sind Schichten von der Werra- bis zur Aller-Folge aufgeschlossen. Die Werra-Folge ist nur in Bohrungen erreicht worden, während von der Staßfurt- bis zur Aller-Folge auch Streckenaufschlüsse existieren. Die Streckenaufschlüsse der Aller-Folge beschränken sich im wesentlichen auf den westlichen Grubenbereich.

Werra-Folge (z1)

Die Werra-Folge tritt strukturbildend nicht in Erscheinung. In Bohrungen finden sich Relikte des Werra-Konglomerates (z1KG) und des Kupferschiefers (z1KS) zusammen ca. 7 m mächtig. In metermächtigen Einheiten ist das Werra-Karbonat (z1WK), eine graue Wechsellagerung von Karbonatlagen und tonig-bituminösen Lagen aufgeschlossen. Die einzelnen Lagen werden zentimetermächtig. Der ca. 45 m mächtige Werra-Anhydrit (z1WA) wird in vier Zyklen mit wechselndem Karbonatanteil und unterschiedlicher Ausbildung untergliedert. Das Werra-Steinsalz ist im Untersuchungsgebiet nicht verbreitet. Für die in der Salzstruktur aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit der Werra-Folge ergeben sich ca. 50 m – 55 m.

Staßfurt-Folge (z2)

Staßfurt -Karbonat (z2SK)

Die Staßfurtfolge beginnt mit dem Staßfurt-Karbonat. Es wird nur wenige Meter mächtig und ist mit tonig-bituminösen Lamellen durchsetzt.

Basalanhydrit (z2BA)

Der folgende Basalanhydrit besitzt eine Mächtigkeit von ca. 3 m und ist ein fast reiner Anhydrit (> 80 % Anhydritgehalt).

Basissalz (z2BS)

Den Übergang zum Staßfurt-Steinsalz bildet das Basissalz. Unten ist es orangebraun gefärbt und geht nach oben in weißgraue Farben über. Es erscheint massig, z.T. fleckig durch sulfatische Einlagerungen.

Staßfurt-Karbonat, Basalanhydrit und Basissalz sind nur in Bohrungen aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit liegt im Meterbereich.

Hauptsalz (z2HS)

Das Hauptsalz gliedert sich in drei Abschnitte; die älteste Einheit ist das Knäuelsalz (z2HS1), gefolgt vom Streifensalz (z2HS2) und dem Kristallbrockensalz (z2HS3). Da die Abgrenzung auf Grund des wechselnden Anhydritgehalts, der Farbschichtung und der Kristallausbildung vorgenommen wird, ist die Grenzziehung z.T. fließend. Faltenstrukturen sind häufig schwer zu erkennen. Das Hauptsalz besteht zu ca. 90 % - 95 % aus Steinsalz, der Rest wird von Anhydritlinien und -flocken eingenommen, die die Schichtung nachzeichnen. Die Gesamtmächtigkeit des Hauptsalzes hat nach regionalen Untersuchungen primär gut 400 m betragen. Seine Mächtigkeit in der Salzstruktur ist sehr unterschiedlich.

Das Knäuelsalz (z2HS1) ist ein klares, farbloses bis milchig-trübes Salz, in dem Anhydritfetzen und -linien Knäuel und Nester bilden. Es besitzt graue, dunkelgraue bis schwarze Anhydritverunreinigungen in Form von Anhydritlinien, Anhydritflockenlinien und Anhydritlagen. Gelegentlich treten bis zu 10 cm mächtige Reinsalzbänke auf.

Das Streifensalz (z2HS2) besitzt eine geringere Anhydritführung als das Knäuelsalz. Es ist klar ausgebildet. Die Kristallgrößen betragen 5 mm bis 30 mm. Das Steinsalz ist von Anhydritflocken und -lagenrelikten mit z.T. interner Schichtung durchzogen. Die Relikte reihen sich zu Linien im Abstand von 2 cm bis 7 cm auf. Die einzelnen Anhydritflocken sind graubraun bis dunkelgrau. Sie sind oft richtungslos angeordnet und zeichnen die Schichtung nur undeutlich nach.

Das Kristallbrockensalz (z2HS3) ist klar bis milchig-trüb. Kennzeichnend ist das massenhafte Auftreten von Steinsalz-Kristallbrocken und -augen. Sie schwimmen in einer fein- bis mittelkristallinen Steinsalzmatrix (Kristallgröße: 5 mm bis 30 mm). Es treten graue bis dunkelgraue Relikte von Anhydritlinien auf, deren Mächtigkeit zwischen ca. 1 mm bis 3 mm schwankt. Die Relikte zeichnen eine durch die Kristallbrocken unterbrochene Schichtung nach. Die Steinsalz-Kristallbrocken besitzen einen Durchmesser von 3 cm bis 15 cm. Sie sind teilweise intern feingeschichtet. Die Feinschichtung dokumentiert eine Rotation der Brocken zur Schichtung.

Hangendsalz (z2HG)

Das Hangendsalz weist nur noch wenige anhydritische Beimengungen auf. Es ist farblos klar bis schwach gelblich gefärbt; bereichsweise mattglänzend. Die Kristallgröße beträgt 1 mm bis 20 mm, im Hangenden bis 10 cm. Im Liegenden des Hangendsalzes finden sich Anhydritfasern und -flocken, die hell- bis dunkelgrau gefärbt sind. Mit Annäherung an das hangende Kaliflöz Staßfurt nehmen kieseritische Linien zu. Es können auch geringe Mengen Polyhalit vorkommen. Die Mächtigkeit des Hangendsalzes liegt zwischen 0,5 m und 5 m.

Kieseritische Übergangsschichten (z2UE)

Die Kieseritischen Übergangsschichten bestehen aus einem grauen bis milchig-trüben Steinsalz. Es bildet mit Kieseritschnüren und -lagen im Abstand von 1 cm bis 10 cm eine deutliche Wechsellagerung. Zum Hangenden werden die Kieseritstreifen häufiger, der Kieseritanteil (> 20 %) nimmt zu. Kieseritknollen bis 50 mm Durchmesser bedingen eine unruhige Schichtung. Auch Sylvinit ist schwach vertreten (1 % - 3 %). Im unteren Teil treten vereinzelt Anhydritlagen auf. Insgesamt liegt der Anhydritanteil nur noch bei ca. 0,5 %. Die Mächtigkeit der Kieseritischen Übergangsschichten beträgt ca. 0,5 m bis 1,5 m, wobei die Mächtigkeiten um 0,5 m dominieren. In Grubenaufschlüssen blüht der Kieserit perlschnurartig in feinen weißen Streifen aus.

Kaliflöz Staßfurt (z2SF)

Das Kaliflöz Staßfurt tritt in zwei verschiedenen Faziestypen in Erscheinung, im westlichen Grubenteil als sylvinitisches-kieseritisches Hartsalz, im Osten als Trümmercarnallit. Die Faziestypen können lateral wie vertikal ineinander übergehen oder Mischformen bilden.

In der Hartsalzausbildung besteht das Flöz aus einer Wechsellagerung von Kieserit-, Steinsalz- und Sylvinitbänken. Die gemittelten Anteile sind ca. 60 % - 70 % Kieserit, 15 % - 30 % Halit, 10 % - 20 % Sylvinit. Zum Hangenden nimmt der Kieseritanteil auf ca. 30 % ab, der Sylvinitanteil bis auf > 30 % zu. Die Mächtigkeit beträgt 1 m - 2 m, ist aber in großen Bereichen bis auf 0,1 m reduziert.

In der Ausbildung als Trümmercarnallit besteht die Matrix aus rot bis rotorangem Carnallit (60 %) in xenomorpher Ausbildung. Weiterhin kommen zentimetergroße Bruchstücke von Steinsalz (24 %) und Kieserit (14 %) vor. Sylvinit und Anhydrit treten nur in sehr geringen Mengen (< 1 %) auf. Im Trümmercarnallit tritt oft eine Reliktschichtung durch abgerissene Steinsalz- und Kieseritlagen auf. Als mobilste Gesteinseinheit kann der Trümmercarnallit Mächtigkeiten von Dezi- bis Zehnermeter erreichen. Die großen Mächtigkeiten finden sich meist als Anstauung vor verstellten Hauptanhydritschollen.

Decksteinsalz (z2DS)

Das Decksteinsalz kann rötlich gefärbt sein, der Gehalt an Anhydritlinien und -fetzen nimmt wieder zu. Insgesamt handelt es sich um ein recht reines Steinsalz (ca. 95 % Halit). Das Decksteinsalz kann Mächtigkeiten bis ca. 2 m erreichen.

Gebänderter Deckanhydrit (z2DA)

Der Gebänderte Deckanhydrit besteht aus einer Wechsellagerung von grauem Tonstein und fleischfarbenem Anhydrit. Die Mächtigkeit beträgt 1,8 m bis 2,5 m. Er bildet den Abschluß der Staßfurt-Folge.

Leine-Folge (z3)

Im Grubengebäude ist die gesamte Leine-Folge aufgeschlossen. Die Kaliflöze Ronnenberg, Bergmannsseggen und Riedel sind in diesem Gebiet jedoch nicht ausgebildet.

Grauer Salzton (z3GT)

Die älteste Einheit der Leine-Folge, der Graue Salzton, ist ein graues Tongestein, das zu ca. 30 % aus Quarz und zu 30 % aus Glimmer (Illit) besteht. Als Nebengemengteile treten hauptsächlich Halit, Chlorit, Serpentin und Turmalin auf. Im Liegenden kommen bräunlich gefärbte Schluff- und Feinsandsteinlagen vor. Zum Hangenden wird der Graue Salzton ein reiner Tonstein. Die häufig auftretenden Klüfte sind mit Halit oder Carnallit verheilt. Die mittlere Mächtigkeit liegt bei ca. 2 m. Der Graue Salzton ist oft ausgedünnt oder z.B. vor dem Hauptanhydrit angestaut.

Leine-Karbonat (z3LK)

Das Leine-Karbonat ist ein Magnesitgestein, das dunkelgrau bis schwarzbraun gefärbt ist. Zum Hangenden kommt ein Anhydritanteil hinzu. Die Mächtigkeit beträgt ca. 1 m.

Hauptanhydrit (z3HA)

Der Hauptanhydrit untergliedert sich in dreizehn Zonen (KOSMAHL 1969). Die Zonen 1 bis 7 sind dunkel- bis schwarzgrau gefärbt und besitzen einen relativ hohen Magnesitanteil, der z.T. in größeren Aggregaten vorkommt. Diese Zonen zeichnen sich durch eine relativ gleichmäßige Schichtmächtigkeit aus. Die Zonen 8 bis 11 sind grau gefärbt und können stark unterschiedliche Mächtigkeiten besitzen. Im Bereich der Anhydritklippen kann die Hauptanhydritzone 11 abnorme Mächtigkeiten annehmen. Der gesamte hellgraue Gesteinskomplex der Anhydritzonen 8 bis 11 ist von zahlreichen Carnallitsprenkeln durchsetzt, die, herausgelöst, Poren hinterlassen. Die häufig auftretenden Klüfte sind mit Sylvit, Steinsalz und Carnallit, selten mit Ton gefüllt.

Die Basis des Hauptanhydrits weist gemeinsam mit der liegenden Schichtenfolge z2DA-z3LK eine ebene Lagerung auf, während die Oberfläche morphologisch sehr differenziert gestaltet ist. Die variable Morphologie der Hauptanhydritoberfläche ist durch Mächtigkeitsdifferenzierungen der Anhydritzonen 8 bis 11 bedingt. Die Mächtigkeit des normal entwickelten Hauptanhy-

dritts liegt bei ca. 40 m - 50 m. Im Klippenbereich kann die Mächtigkeit bis auf ca. 100 m anwachsen.

Als Anhydritklippen werden - nach FULDA (1929) und HEMMANN (1968) - die Bereiche bezeichnet, in denen das Anhydritmittel 3 des Anhydritmittelsalzes direkt dem Hauptanhydrit auflagert. Die Hauptanhydritzonen 12 und 13 sind hier nicht ausgebildet. Die Hauptanhydritzone 11 zeigt eine Steinsalz-Anhydrit-Sonderfazies. Der Top der Steinsalz-Anhydrit-Fazies wird von einer ca. 0,3 m mächtigen Anhydritleistenbank gebildet. Die Steinsalzfolgen des Linien-, Orange- und Bank/Bändersalzes fallen in diesen Bereichen aus. Die Trennfuge zwischen Hauptanhydrit 11 und dem Anhydritmittel 3 ist mit Tonstein und oft mit Carnallitit besetzt. Es fehlen die Anhydritmittel 1 und 2, sowie die zugehörigen Reinsalzbereiche. Die Folge des Anhydritmittelsalzes beginnt dann mit dem Anhydritmittel 3.

Basissalz (z3BS)

Das 0,2 m - 1,5 m mächtige Basissalz besteht aus hellorangem bis rotbraunem und weißgrauem Steinsalz. Darin treten hell- bis schwarzgraue tonflockenführende Anhydritlinien auf. Es ist nicht überall verbreitet. Wenn das Basissalz auftritt, dann stets im Kontakt zur Anhydritzone 13, über den Zonen 11 und 12. Es ist jedoch nicht über mächtigen Klippenbereichen, sondern eher am Klippenfuß verbreitet, wo die Anhydritzonen 8 bis 13 nur ca. 20 m bis 30 m mächtig sind.

Liniensalz (z3LS)

Das Liniensalz besteht aus einer Wechsellagerung von 5 cm – 10 cm mächtigen Steinsalzbänken, die durch schwarzgraue 1 mm – 4 mm mächtige Anhydritlinien scharf begrenzt werden. Die Trennung der Steinsalzbänke kann auch an zu Linienbündeln zusammengefaßte Anhydritlinien erfolgen. Das Steinsalz ist weißgrau bis gelbgrau gefärbt. Die Kristallgröße liegt bei 1 mm – 10 mm. Am Kontaktbereich (bis 1,5 m) zum Hauptanhydrit ist das Steinsalz rötlich gefärbt. Der Linienabstand kann sich in diesem Bereich bis auf ca. 1 cm verringern. Die Mächtigkeit des Liniensalzes beträgt zwischen 3 m und 22 m.

Orangesalz (z3OS)

Das Orangesalz besteht aus einem farblosen bis weißgrauen Steinsalz, das eine Kristallgröße von 2 mm – 20 mm besitzt. Es wird durch 1 mm – 50 mm breite Anhydrittrübeln mit diffusem Saum und bereichsweise scharf begrenzte Anhydritflockenlinien gegliedert. Die Linien treten in einem Abstand von 3 cm – 50 cm auf und zeichnen die Schichtung nach. Beim Orangesalz handelt es sich um einen recht reinen Halit (> 95 %), der Anhydritgehalt liegt nur bei etwa 1 %. Die Mächtigkeit des Orangesalzes liegt zwischen 6 m und 12 m.

Bank-/Bändersalz (z3BK/BD)

Das Bank-/Bändersalz zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von Bänken gröberer und feinerer Kristallinität des Halit aus. Die Bänke sind zwischen 2 cm und 20 cm mächtig. Außerdem treten Anhydritflocken- und Anhydritrübelineien auf. Die Mächtigkeit des Bank-/Bändersalzes beträgt 6 m bis 15 m.

Anhydritmittelsalz (z3AM)

Das Anhydritmittelsalz (z3AM) beginnt nach der Definition von HERDE (1953) an der Basis des ersten Anhydritmittels (z3AM1/ah) und endet am Top des letzten Anhydritmittels. Im Untersuchungsgebiet sind sechs Anhydritmittel aufgeschlossen (bis zum z3AM6/ah). Zwischen den Anhydritmitteln befinden sich fünf Steinsalzbereiche (z3AM1-5/na), die sich in reine (Reinsalzzonen) und unreine, mit Anhydritlagen durchsetzte Bereiche (Zwischenmittel) gliedern lassen. Reinsalzzonen und Zwischenmittel der einzelnen Anhydritmittel sind in ihrer Ausbildung vergleichbar. Die Anhydritmittel 1 und 2 sowie die sie unmittelbar überlagernden Anhydritmittelsalze sind nicht überall ausgebildet. Die Folge des Anhydritmittelsalzes ist ca. 30 m mächtig. Die Reinsalzzonen bestehen aus orangem Steinsalz mit einer Kristallgröße bis 10 mm. Untergeordnet können Anhydritlinienrelikte und Schmitzen auftreten. Die Matrix der Zwischenmittel ist ein orangebräunliches Steinsalz mit einer Kristallgröße bis 7 cm. Darin treten Anhydritlinien und -linienbündel in einem Abstand von 3 cm – 20 cm auf. Die Anhydritlinien sind oft zerrissen oder durch Schieferung ausgelenkt, so daß ein flaseriges Gefüge entsteht.

Schwadensalz (z3SS)

Das Schwadensalz läßt sich lithostratigraphisch in eine Wechselfolge von fünf Reinsalzzonen und fünf Schwadenzonen gliedern. Die Folge setzt mit einer Reinsalzzone ein. Die Reinsalzzonen bestehen aus orangem Steinsalz. Sie können vereinzelt Tonflocken und Anhydritlinienreste enthalten. Das Steinsalz der Schwadenzonen ist orange bis rotbraun. Es ist mit zerrissenen Anhydritlinienresten und Anhydritfetzen schwadenartig durchsetzt. Vereinzelt kommen dunkelroter Polyhalit und bräunliche Tonflocken vor. Die Mächtigkeit des Schwadensalzes beträgt 2 m – 14 m.

Da das Kaliflöz Riedel fehlt, ist der Übergang zwischen Schwaden- und Tonmittelsalz z.T. fließend.

Tonmittelsalz (z3TM)

Das Tonmittelsalz gliedert sich in drei Tonmittel und zwei Reinsalzzonen. Die Abfolge beginnt und endet mit einem Tonmittel. Die Tonmittel bestehen aus einer orangen bis dunkelbraunen

Steinsalzmatrix, die eine Farbstreifung zeigt. Die Farbstreifung kommt durch rotbraune Tonflocken und graue Anhydritflocken zustande, die linienartig ausgebildet sind. Die Reinsalzzonen enthalten im orangem Steinsalz nur vereinzelt und unregelmäßig verteilt Tonflocken. Die Mächtigkeit des Tonmittelsalzes beträgt 2,5 m – 6 m.

Aller-Folge (z4)

Die Aller-Folge wird in Morsleben nur wenige Meter mächtig und ist auf den westlichen Bereich des Grubengebäudes beschränkt. Aufgeschlossen sind Schichten bis zum Rosensalz.

Roter Salzton (z4RT)

Der liegende Teil des Roten Salztons setzt sich aus einer Wechsellagerung von rotbraunen Tonbänken, grünlichgrauen, schluffigen Feinsandbänken und Anhydritbänken zusammen. Dieser Bereich erscheint durch Steinsalzeinlagerungen zellig. Der hangende Teil ist ein rotbrauner, ungeschichteter, mit Steinsalz und Carnallit durchsetzter Tonstein. Vereinzelt treten Anhydritknollen bis 8 cm Durchmesser auf. Insgesamt ist der Rote Salzton 0,5 m – 3 m mächtig.

Pegmatitanhydrit (z4PA)

Der Pegmatitanhydrit ist ein hellgraues, kryptokristallines, mit rötlichen Steinsalzzwickeln durchsetztes Anhydritgestein. Im Hangenden treten Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips in einer rötlichen Steinsalzmatrix auf. Die Mächtigkeit des Pegmatitanhydrits beträgt bis zu 80 cm.

Basissalz (z4BS)

Das Basissalz setzt sich aus orangem Steinsalz zusammen, das im Liegenden Anhydritflocken und Anhydritlinienreste aufweist. Zum Hangenden gehen die Anhydritflocken in Tonflocken mit Polyhalit über. Der Bereich schließt mit einer zentimetermächtigen roten Tonsteinlage ab. Das Hangende wird wieder von rötlichorangem Steinsalz gebildet, das mit Anhydrittrübe- und Anhydritflockenlinien durchzogen ist. Die Mächtigkeit des Basissalzes liegt bei ca. 1,8 m.

Schnee- bis Rosensalz (z4SS/z4RS)

Eine lithologische Trennung von Schneesalz und Rosensalz war nicht möglich. Der Bereich besteht aus einem farblosen bis schwach rosa gefärbten sehr reinen Halit (> 97 %). Es tritt eine schwache Farbstreifung auf. Die Gesamtmächtigkeit liegt im Meterbereich.

3.1.2.3 Hutgestein

D. BALZER

Die wesentliche Grundlage der geologischen Bearbeitung des Hutgesteins bildet die lithologische bzw. abgeleitet die lithostratigraphische Bohrkernbemusterung sowie die Bestimmung tektonischer Elemente. Darüber hinaus wurden die Schichtenverzeichnisse aller einschlägigen Bohrungen sowie die Ergebnisse bohrlochgeophysikalischer Messungen benutzt. Für die Bestimmung der Oberfläche der Salzstruktur (= Hutgestein + Salinar) wurden die Ergebnisse der flachseismischen Messungen im Untersuchungsgebiet (ZIRNGAST 1997) verwendet. Die normalen normalseismischen Messungen (BEST 1997) haben hier keine verwendbaren Ergebnisse geliefert.

Das Hutgestein der Allertal-Salzstruktur hat sich ab dem Keuper im Ergebnis folgender Prozesse entwickelt:

- Diffusiv gesteuerte Lösung der leichtlöslichen Salzgesteine und Akkumulation der nicht- oder nur schwerlöslichen Bestandteile (Residuen) sowie deren Zementation durch Neukristallisation von Anhydrit in sulfatübersättigten, hochkonzentrierten NaCl-Lösungen. Dieser Prozeß wird als Salinarsubrosion bezeichnet. Die Akkumulation und die Zementation erfolgten zu Beginn der Salinarsubrosion an der Grenzfläche zwischen den überlagernden Deckgebirgsschichten (sofern Deckgebirgsschichten vorhanden waren, sonst Erosion) und dem Salinar bzw. nachfolgend nach unten anbauend an der Grenzfläche zwischen dem schon vorhandenen Hutgestein und dem Salinar, dem Salzspiegel. In der Allertal-Salzstruktur liegt der Salzspiegel heute bei durchschnittlich -140 m NN.
- Die anhydritischen Residuen wurden nachfolgend durch descendente humide (ungesättigte) Grundwässer partiell oder vollständig hydratisiert. Dieser Vergipsungsprozeß wird als Humidsubrosion bezeichnet.

Im Hutgestein werden bestimmte Schichten des Zechsteins, deren stratigraphischer Leitwert auch nach einer subrosiven Überprägung erhalten bleibt, als zechsteinzeitliche Leithorizonte bezeichnet. Im Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur sind dies Deckanhydrit, Grauer Salzion, Leine-Karbonat, Hauptanhydrit, Aller-Anhydrit und Roter Salzion. Infolge der Fließbewegung des Salinars und der daraus resultierenden Aufsattelung des Staßfurt-Salzes bzw. der Einmündung des Leine-/Aller-Salzes können einzelne dieser Leithorizonte im Hutgestein sowohl stark ausgedünnt bzw. unterdrückt als auch überdurchschnittlich mächtig sein. Teilweise wurden auch mehrere Durchgänge eines solchen Leithorizontes erbohrt. Nachfolgend wird die Ausbildung der Leithorizonte im Hutgestein beschrieben.

Deckanhydrit

Der Deckanhydrit wurde im Hutgestein in Mächtigkeiten von 0,12 m bis 2,30 m erbohrt. Er zeigt nur noch andeutungsweise den primären Schichtenverband als Wechsellagerung von mm- bis cm- mächtigen Tonsteinlagen (partienweise schwach schluffig) und sulfatischen Partien. Die ursprünglich cm- bis dm- mächtigen Anhydrit- bzw. Anhydrit-Kieserit-Folgen sind nach der Hydratation im Hutgestein in Gestalt flaseriger bis brecciöser Gipseinlagerungen ausgebildet, wobei Ton bzw. Tonstein die Matrix bildet. Die Grenzziehung zum stratigraphisch jüngeren Grauen Salzton bzw. zum Leine-Karbonat ist nicht in jedem Falle mehr eindeutig möglich. Die Farbe des Deckanhydrits im Hutgestein variiert von grau bis olivgrau mit Einschaltungen weißgrauer Sulfat-Bestandteile.

Grauer Salzton

Die erbohrten Mächtigkeiten des Grauen Salztones im Hutgestein liegen zwischen 0,5 m und 4,6 m. Der Graue Salzton im Hutgestein ist analog dem Deckanhydrit gegenüber seiner Textur in der Salzstruktur verändert worden. Die feinschichtige Textur kann nur noch reliktsch beobachtet werden. In den Aufschlüssen im Hutgestein dominiert eine massige Textur. In Verbindung mit dem Leine-Karbonat (Bruchstücke) tritt der Graue Salzton (Matrix) auch brecciös auf. Der Schluffanteil ist durchgehend schwach, Einlagerungen von Gips sind häufig. Die Farbe des Grauen Salztones im Hutgestein ist grau bis schwarzolivgrau.

Leine-Karbonat

Das Leine-Karbonat im Hutgestein wurde in Mächtigkeiten von 0,16 m bis 2,20 m erbohrt. Es ist in zwei texturellen Varianten aufgeschlossen, die auch ineinander übergehen können:

- als cm- geschichtete bis dünnbankige Folge mit dünnlagigen Tonsteineinschaltungen
- als brecciöse Folge von Karbonat-Bruchstücken (im Durchmesser von 1 cm - 10 cm) in einer tonigen Matrix des Grauen Salztones.

Das magnesitische Karbonat weist immer eine feinkristalline bis dichte Struktur auf. Die Farbe des Leine-Karbonates ist grau bis braungrau, durchsetzt mit weißgrauen Sulfatanteilen.

Hauptanhydrit

Die erbohrte Mächtigkeit des Hauptanhydrits zeigt die größte Spannbreite aller Leithorizonte im Hutgestein. Sie reicht von 25 m bis 81 m, in extremer Steilstellung bis 100 m.

Die lithostratigraphische Gliederung des am Aufbau des Hutgesteins beteiligten Hauptanhydrits erfolgte nach BALZER (1992) in fünf Zonen (Zone α - ϵ sowie Schwarze Tonlage und Kammshale). Auf Grund der zyklischen Entwicklung des Hauptanhydrits sind eindeutige Hinweise

auf die Lagerungsverhältnisse (normale und inverse Lagerung) und ein mögliches Störungsinventar gegeben. Im Hutgestein tritt der Hauptanhydrit nur noch zonenweise in seiner ursprünglichen anhydritischen Fazies auf. Durch Einwirkung von ungesättigten Grundwässern auf die Anhydritgesteine wurden diese partiell oder nahezu vollständig vergipst (hydratisiert).

Für den Hauptanhydrit im Hutgestein können folgende Zonen unterschieden werden:

- Frühdiagenetische Sulfat-Karbonat-Verdrängungsgefüge (Sabkha-Fazies): Hauptanhydrit Zone α mit Karbonat (Magnesit)-Fetzen-Anhydriten (Gipsen) und Gekröse-Anhydriten (Gipsen);
- Kompaktionsgefüge und differentielle Kompaktionsgefüge: Hauptanhydrit Zone β mit laminitischen Anhydriten (Gipsen);
- Zementitgefüge: Hauptanhydrit Zone γ mit gestört laminitischen Anhydriten bzw. Gipsen, Zone δ mit Massenanhydriten bzw. -gipsen (mit wolkigen, grobmaserigen, grobflaserigen oder marmorierten Texturen) und Zone ϵ mit Steinsalz-Anhydrit, der nicht mehr in seiner primären Fazies im Hutgestein ausgebildet ist (Anhydritmikrit bzw. Massengips mit reliktschen frühdiagenetischen Texturen);
- Schwarze Tonlage und Anhydrit (Gips)-Kammschale.

Aller-Anhydrit

Die erbohrte Mächtigkeit des Aller-Anhydrits im Hutgestein schwankt zwischen 0,5 m und 1,0 m. Der Aller-Anhydrit, in primärer Fazies zweigegliedert in einen cm-mächtigen felsitischen Fuß an der Basis und den durch hämatitische Reaktionssäume um den Steinsalz-Zement fleckig texturierten Anhydrit im Topbereich, unterliegt bei subrosiven Einflüssen auf Grund seines primär hohen Salzzement-Gehaltes einer intensiven Veränderung. In Kopplung mit einer stofflichen Verdrängung durch Gips infolge Hydratation ist die Abgrenzung des Aller-Anhydrits von sulfatischen Residuen mitunter zusätzlich erschwert.

Roter Salztone

Die erbohrte Mächtigkeit des Roten Salztone im Hutgestein variiert zwischen durchschnittlich < 1 m und 5 m, vereinzelt sind Mächtigkeiten von 10 m - 15 m zu beobachten. In der Gefügeausbildung dominiert ein massiger (ungeschichteter) Texturtyp. Mit zunehmendem Schluff- bis (selten) Feinsandstein-Anteil sind Flaserungstexturen, selten auch Feinschichtungstexturen zu beobachten. Eine brecciöse Textur kann lagen- und/oder partienweise auftreten. Die Farbe des Roten Salztone schwankt von rotbraun bis dunkelorangebraun. Daneben treten in nahezu jedem Profil grüngraue Reduktionsflecken oder -lagen unterschiedlicher Größe (Durchmesser im mm- bis cm-Bereich) bzw. Mächtigkeit (cm- bis untergeordnet dm-Bereich) auf.

Ein weiteres Textur-Merkmal des Roten Salztones ist durch die unregelmäßige Einlagerung diffus verteilter sulfatischer Knollen gegeben, die in sekundärer Gips-Fazies, selten auch noch in der primären Anhydrit-Fazies ausgebildet sind und im Habitus als rundlich-oval mit wulstigen Ausbuchtungen beschrieben werden können. Die Farbe der Knollen ist grau bis grauweißrot, untergeordnet weißrosa. Ihre Durchmesser schwanken von < 1 cm bis 10 cm. Die Struktur ist sowohl in der Anhydrit- als auch in der Gips-Fazies feinkristallin bis dicht. Der Rote Salzton wird sehr häufig von lagigen bis bankartigen sowie brecciösen Einlagerungen sulfatischer Residuen im cm- bis dm-Bereich durchsetzt. Die Farbpalette dieser Rückstandsgesteine reicht von grau bis weißrosa. Neben den sulfatischen Residuen sind sehr häufig Einlagerungen von Faser-gips im Roten Salzton zu beobachten.

Residuales Hutgestein

Die lithologische bzw. lithostratigraphische Abgrenzung residualer Bildungen des Staßfurt-Steinsalzes gegen residuale Bildungen des Leine- bzw. Aller-Steinsalzes ist auf der Grundlage textueller Merkmale nur bedingt möglich, da in der primären Salinarfazies nur wenige tonige und anhydritische „marker beds“ existieren.

Im Staßfurt-Steinsalz sind primär keine tonigen oder anhydritischen Einlagerungen zu finden, die auch nach einer Subrosion im resultierenden Hutgestein von stratigraphischem Leitwert wären. Dünnlagige tonige Residuen im grauen bis schwarzen, niemals im rötlichbraunen oder grünlichgrauen Farbspektrum besitzen keinen stratigraphischen Leitwert.

Die residualen Bildungen des Kalilagers Staßfurt, mit ihren charakteristischen Residualbreccien aus anderen Untersuchungen bekannt (z.B. LANGBEIN & SEIDEL 1960), konnten im gesamten Kernmaterial aus dem Hutgestein der Allertal-Salzstruktur nicht bestimmt werden.

Dagegen existieren in den residualen Gesteinsfolgen des Leine-/Aller-Steinsalzes Möglichkeiten der lithostratigraphischen Indizierung. Im Verlauf der Salinarsubrosion können die anhydritischen marker-Horizonte der Anhydritmittelsalz-Zone (Anhydritmittel) des Leine-Steinsalzes in ihrem Korngefüge oder bei Hydratation im Stoffbestand verändert werden, ihre frühdiagenetisch-sedimentären Texturen bleiben dagegen auch nach einer intensiven subrosiven Überprägung innerhalb residualer Schichtenfolgen signifikant.

Ein weiteres Kriterium für die stratigraphische Indizierung von residualen Bildungen des Leine-/Aller-Steinsalzes sind schichtungsparelle (flaserungsparelle) Einlagerungen von rotbraunen bis braunen, untergeordnet grüngrauen bis grauen Tönen oder Tonsteinen in den sulfatischen Rückständen, die fleckhaft, augenartig (linsenartig) oder in mm- bis cm-mächtigen Lagen auftreten können. Primär sind solche Einlagerungen nur für die Tonmittelsalz-Zone des Leine-

Steinsalzes und für den höheren Bereich des Aller-Steinsalzes (Tonbrockensalz) leitend, so daß auch hier stratigraphische Hinweise gegeben sind.

3.1.3 Trias

I. BURCHARDT (GFE Halle)

Gesteine der Trias sind auf der Weferlinger Triasplatte, auf der Lappwald-Scholle und in der Allertalzone vertreten. Auf der Weferlinger Triasplatte streichen Buntsandstein und Muschelkalk zutage aus, auf der Lappwald-Scholle Keuper in der Umrandung der Liasmulde. In der Allertalzone sind keuperzeitliche Sedimente in einer ca. 1 km breiten Zone nordöstlich der Hutgesteinsaufragung verbreitet. Sie liegen hier dem Hutgestein direkt auf und streichen teilweise zutage aus, teilweise sind sie von känozoischen Schichten überlagert (vergl. Anl. 7). Eine Kartendarstellung ist in Anl. 3 „Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen“ gegeben. Der nachfolgende Text gibt die notwendigen Erläuterungen zu dieser Karte.

Auf der **Weferlinger Triasplatte** liegen die Sedimente des Buntsandsteins und Muschelkalks in normaler Abfolge auf dem abtauchenden Paläozoikum der Flechtingen-Roßlauer Scholle auf. Die Schichten sind flach nach SW geneigt. Die Triasplatte ist von einem System SW-NE streichender Störungen durchzogen, die an der Nordostrandstörung der Allertalzone enden.

Östlich von Walbeck liegt, wie der Aufschluß des Kalk-Tagebaues erkennen läßt, der Muschelkalk in muldenförmiger Lagerung mit NW-SE streichender Muldenachse im Buntsandstein. Diese Mulde läßt sich nach den normalseismischen Messungen parallel zur Nordostrandstörung der Allertalzone weiter über Bartensleben nach SE verfolgen. Nordöstlich der Muldenachse fällt das Deckgebirge flach nach SW ein. Südwestlich grenzt die Mulde an die Salzstruktur Allertal.

Den SW-Rand der sonst flach gelagerten Weferlinger Triasplatte bildet eine 100 bis 300 m breite Zone, in der sich das Fallen der Sedimente von NE nach SW zunehmend versteilt und Fallwerte von 60° - 67° SW (höchste gemessene Werte an der Oberfläche) in unmittelbarer Nähe des NE-Randes der Allertalzone erreicht. Diese Zone ist auch in den seismischen Profilen erkennbar; sie setzt sich zur Tiefe hin fort. Aufgebaut wird sie an der Oberfläche von Gesteinen des Röt und sporadisch auftretenden Schollen von Muschelkalk. Diese Zone ist eine Bewegungszone, in der Gesteine der Triasplatte steil nach Südwesten abgeschleppt worden sind.

Die **Lappwald-Scholle** wird im Südwesten und Nordosten durch Salzstrukturen begrenzt. Dies sind im Südwesten und Westen die Struktur Beienrode/Dorm und der Helmstedt-Barneberger (Oschersleben-Egelner) Sattel sowie im Nordosten die Salzstruktur Allertal. Die im Untergrund

der Lappwald-Scholle ehemals vorhandenen Salze des Zechsteins sind größtenteils mobilisiert worden und in diese Salzstrukturen abgewandert.

Auf der Lappwald-Scholle streichen keuperzeitliche und jurassische (liassische) Sedimente in einer Muldenstruktur zutage aus, jüngere ehemals vorhandene Sedimente unterlagen der Abtragung.

Die seismischen Profile (BEST 1997) lassen erkennen, daß die Zechsteinoberfläche im Gebiet der Lappwald-Scholle bei -1200 m NN bis -1400 m NN liegt und flache bzw. schwach geneigte Lagerung zeigt. Auf die Zechsteinoberfläche lagern sich ausgehend vom Unteren Buntsandstein nach NE in Richtung Salzstruktur immer jüngere Schichtglieder auf und stoßen ab etwa Muschelkalk an den Salzstrukturrand.

Entsprechend sind auch die überlagernden Schichten durch flache bis schwach nach NE geneigte ruhige Lagerung gekennzeichnet, nur am SW-Rand der Salzstruktur Allertal sind sie durch aufgedrungene Zechsteinsalze lokal steiler aufgerichtet bzw. aufgeschleppt worden. Während die Schichten des Buntsandsteins, Muschelkalks und Unteren Keupers in mächtigkeitskonstanten Folgen entwickelt sind, beginnt im Unteren Gipskeuper von SW nach NE zur Salzstruktur Allertal hin eine allmähliche Mächtigkeitszunahme der Schichten. Verstärkt tritt diese Mächtigkeitszunahme ab dem Steinmergelkeuper auf. Die Schichtenfolge von Basis Steinmergelkeuper bis Oberfläche Unterrhät nimmt beispielsweise in ihrer Mächtigkeit von 100 m im SW der Lappwald-Scholle auf ca. 300 m im NE zu. Auch im mittleren Oberrhät und im Jura sind entsprechende Mächtigkeitsunterschiede im seismischen Bild erkennbar.

In der **Allertalzone** sind keuperzeitliche Sedimente in der schon erwähnten Keuperscholle nordöstlich der Hutgesteinsauftragung und in einem schmalen Streifen am SW-Rand der Allertalzone im Bereich einer Zone subrosionsbedingter Versturz- und Gleitmassen verbreitet.

Die Keuperscholle nordöstlich der Hutgesteinsauftragung ist durch einen muldenförmigen Bau gekennzeichnet, der nordöstliche Muldenflügel ist durch die Abscherungsfläche am SW-Rand der Weferlinger Triasplatte geprägt, der südwestliche Flügel durch den Salzaufstieg im Zentralbereich der Salzstruktur Allertal. Die Scholle beinhaltet Gesteine von der Basis des Unteren Keupers bis zum Mittelrhät-Sandstein. An ihrer Oberfläche bestehen die ältesten Gesteine im nordöstlichen Randbereich aus oberem Gipskeuper, der Hauptteil wird von Schichten des unteren und mittleren Steinmergelkeupers eingenommen. Zwischen Groß Bartensleben und Schwanefeld befinden sich jüngere Schichten des oberen Steinmergelkeupers bis hin zum Mittelrhät-Sandstein in Oberflächennähe, weil die Muldenachse von Alleringersleben bis Schwanefeld generell nach NW abtaucht.

Am SW-Rand der Salzstruktur Allertal sind die Deckgebirgsschichten bei fortschreitender Subrosion/Erosion niedergebrochen, verürzt oder abgeglitten. Diese Zone subrosionsbedingter Verurz- und Gleitmassen grenzt im Südwesten an die einheitlich mit ca. 10° - 20° nach SW einfallende Schichtenfolge der Lappwaldmulde, im Nordosten endet sie an der Grenze der Kreideverbreitung. Ihre untere Begrenzung ist das Subrosionsniveau des Zechsteinsalzes (ca. - 140 m NN) bzw. die darüber liegende Oberfläche des Hutgesteins.

In dieser Zone sind die Schichtenfolgen stark verstellt bis zerbrochen, sie weisen teilweise steile Lagerung auf. Der südwestliche Teil wird von keuperzeitlichen, der nordöstliche Teil von jurassischen Bildungen eingenommen.

Der Streifen mit keuperzeitlichen Bildungen läßt sich als Schollenmosaik mit generellem NW-SE-Streichen parallel des NE-Randes der Lappwald-Scholle verfolgen. Er enthält Gesteine des Unter-, Mittel- und Oberrhät, die verurztmassenartigen Charakter haben. Die Schichten in den Einzelschollen lassen nach unten eine zunehmende Versteilung des Fallens erkennen (bis 55° in Bohrung Dp Mors 40B/95, bis 80° in Bohrung Dp Mors 40A/95); die die Schollen begrenzenden Störungen fallen steiler ein. In dem nach NE anschließenden Streifen fallen die jurassischen Schollen steil bis saiger ein, teilweise sind sie sogar überkippt.

3.1.3.1 Buntsandstein

Unterer Buntsandstein (suC + suB)

Der Untere Buntsandstein gliedert sich in die Calvörde-Folge (suC) und die darüber liegende etwa 100 m mächtige Bernburg-Folge (suB). In diesem Bericht wird die Calvörde-Folge unter Einbeziehung des Bröckelschiefers (suC + zB) als Äquivalent der Nordhausen-Folge aufgefasst.

Die Calvörde-Folge besteht aus einer Wechselfolge rotbrauner, kalkfreier bis schwach kalkiger Ton- und Schluffsteine, mit seltenen stärker feinsandigen und stärker karbonatischen Lagen (Rogensteine) im dm-Bereich.

Die Bernburg-Folge besteht aus einer Wechselfolge rotbrauner, kalkfreier bis schwach kalkiger Ton- und Schluffsteine, in die vor allem im unteren Bereich Lagen von Kalkrogenstein und seltener Feinsandstein eingeschaltet sind.

Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins liegt im Bereich des ERAM mit 285 m - 290 m deutlich unter den Mächtigkeiten südlich und südwestlich davon; am SW-Rand der Subherzynen Senke wird der Untere Buntsandstein über 300 m mächtig. Er wurde nur auf der Weferlinger Triasplatte nachgewiesen, in der Allertalzone und am Nordostrand der Lappwald-Scholle

fehlt der Untere Buntsandstein, im übrigen Bereich der Lappwald-Scholle liegt er in Tiefen > 1 000 m.

Mittlerer Buntsandstein (smV, smS)

Vom Mittleren Buntsandstein sind die Volpriehausen-Folge (smV) und die Solling-Folge (smS) ausgebildet, seine mittlere Mächtigkeit beträgt knapp 150 m. Die weiter westlich im Weser-Trog vorhandenen Detfurth- und Hardeggen-Folge fehlen infolge der Hardeggen-Diskordanz und werden durch einen grauen Tonstein (smST1) ersetzt.

Die Basis der Volpriehausen-Folge bildet der ca. 19 m mächtige Volpriehausen-Sandstein (smVS). Es handelt sich um einen rötlichbraunen, kalkfreien bis schwach kalkigen Fein- bis Mittelsandstein, der an der Basis oft grobsandig ausgebildet ist. Es besteht eine Wechsellagerung mit nach oben zunehmenden rotbraunen, kalkfreien bis schwach kalkigen Schluff- und Tonsteinen im dm-Bereich.

Als Volpriehausen-Wechselfolge (smVW) schließt sich nach oben eine ca. 54 m mächtige rotbraune Folge von kalkigen bis kalkigen tonigen Schluffsteinen an, die Lagen von Feinsandstein, z.T. mittelsandig, im dm-Bereich führt. Die hangenden Avicula-Schichten (smVA) sind im Mittel 25 m mächtig und bauen sich aus dunkelrotbraunen, daneben grauen, Schluff- und Tonsteinen auf, die in Wechselfolge (dm-Bereich) Fein- bis Mittelsandsteine, Rogensteine und Kalksteine führen. In der Bohrung Dp Mors 8/89 konnten die Avicula-Schichten bis in ihren oberen sandig-tonigen Teil (smVA3) nachgewiesen werden.

Die Basis der Solling-Folge bildet ein ca. 2 m mächtiger grauer bis dunkelgrauer Schluff- bis Tonstein (smST1), der in der Bohrlochmessung (Gamma-Log) gut zu erkennen ist. Der folgende Solling-Bausandstein (smSS) ist ein rötlichbraungrauer bis braungrauer meist kalkiger Fein- bis Mittelsandstein mit Übergängen zu Kalksandstein. Er führt im dm-Bereich Lagen von rotbraunen bis grauen kalkfreien Schluffsteinen. Seine Mächtigkeit beträgt ca. 20 m. Der Übergang zur hangenden Solling-Wechselfolge ist unscharf, da nach oben der Anteil an Feinsandsteinlagen abnimmt.

Die Solling-Wechselfolge (smSV) hat ca. 28 m Mächtigkeit. Sie besteht aus einer Tonstein-Schluffstein-Feinsandstein-Wechselfolge im dm- bis m-Bereich. Die Ton- und Schluffsteine sind kalkfrei und zeigen rotbraune Farben. Die Feinsandsteine sind als Schmitzen bis Lagen eingeschaltet, sie sind schwach kalkig bis kalkig und zeigen graue bis braungraue Farben; teilweise tritt Linsen- und Schrägschichtung auf. Partiiell zeigt das Gestein Großporen bis 1 cm Durchmesser.

Der Mittlere Buntsandstein wurde nur auf der Weferlinger Triasplatte durch Bohrungen erreicht. Die Hebung am Ende des Mittleren Buntsandsteins und die Herausbildung der Hardegen-Diskordanz haben die Mächtigkeitsverteilung des Mittleren Buntsandsteins geprägt.

Oberer Buntsandstein (so)

Die stratigraphische Gliederung des Oberen Buntsandsteins bzw. Röts beruht auf seiner lithologischen Ausbildung. Als Grundlage der Bearbeitung wurde die im Geologischen Landesamt von Sachsen-Anhalt verwendete Gliederung von SCHULZE (1964) übernommen, sie ist äquivalent mit der lithostratigraphischen Gliederung in Niedersachsen (PREUSS et al. 1991).

Es wird vom Hangenden zum Liegenden untergliedert in

- Myophorien-Folge (soMy),
- Pelitröt-Folge (soP),
- Salinarröt-Folge (soS).

Die primäre mittlere Mächtigkeit der Salinarröt-Folge beträgt ca. 115 m, im abgelaugten Bereich (s.u.) wird sie nur gut 30 m mächtig. Ihre Basis wird von dem ca. 3 m mächtigen Basistonmergel (soCA) gebildet. Es handelt sich um meist graue bis dunkelgraue dolomitische Schluffsteine mit Dolomitbänken. In höheren Teilen der Basistonmergel können sich graue bis hellgraue feinkristalline Kalksteine entwickeln, die neben einem geringen Glaukonitgehalt Reste von Foraminiferen, Ostracoden und Mollusken führen können (Dp Mors 93A u. 94A/95). Selten in Zwickeln auftretender Gips ist sekundärer Natur.

Das folgende Sulfat 1a (soAN1a) beinhaltet Anhydrit und Gips und ist etwa 2 m mächtig. Dieses Sulfat ist in der Bohrlochmessung gut abgrenzbar.

Das darüber folgende Rötsteinsalz (soNA) ist im Gebiet der Weferlinger Triasplatte abgelaugt. Reste davon sind in der Bohrung Otn 1/82 erhalten, es wurden 12 m Rötsteinsalz erbohrt; die Salzoberfläche liegt dort bei –53,9 m NN. Im Gebiet der Lappwald-Scholle wurde das Rötsteinsalz durch seismische Messungen nachgewiesen, es sind ca. 100 m primäre Salzmächtigkeit anzunehmen. Die Ablaugungsrückstände des Rötsteinsalzes bestehen aus brekzienartigen bis geschichtet erscheinenden grauen Gipsen, die wechselnde Anteile von dunkelgrauen dolomitischen Tonsteinen bis Dolomitmergelsteinen und auch Fasergips führen. Sie haben Mächtigkeiten von 15 m - 17 m, wobei ein Zwischenmittel aus grauem Tonstein gut erkennbar ist. Im abgeglittenen Bereich der Weferlinger Triasplatte zur Allertalzone hin wurden die Ablaugungsrückstände in der Bohrung Kb Mors 1/84 mit 40,2 m erbohrt, die höheren Mächtigkeiten sind hier durch die Steilstellung der Schichten infolge der Gleitvorgänge zu erklären.

Das folgende Sulfat 1b (soAN1b) beinhaltet Anhydrit und Gips und ist ca. 2 m mächtig.

Zwischen dem Sulfat 1b und dem Sulfat 2 tritt ein ca. 3 m mächtiges Tonmittel (Ton- bis Schluffstein, dolomitisch mit Gips) auf, das die Fazies des hangenden Myophoriendolomites vorwegnimmt. Das hangende Sulfat 2 (soAN2) ist ca. 2 m mächtig und baut sich aus Anhydrit und Gips auf.

Über der Salinarröt-Folge beginnt die Pelitröt-Folge mit dem Myophoriendolomit (soMD). Er ist ein grauer bis dunkelgrauer dolomitischer Ton- bis Schluffstein bis Dolomitmergelstein von ca. 17 m Mächtigkeit. Im Myophoriendolomit tritt in der Bohrung Dp Mors 94A/95 ein 0,3 m mächtiger hellviolettbrauner Feinsandstein auf; dieser sandige Horizont wurde auch in der Bohrung Dp Mors 3/89 beobachtet. Der Myophoriendolomit ist mit mm- bis cm-mächtigen Gips-schlieren bis -lagen durchsetzt. Die folgende lithologische Einheit, das Sulfat 3 (soAN3), hat eine mittlere Mächtigkeit von 8 m und besteht aus grauen, grüngrauen, auch schwarzrotbraunen Schluffsteinen, die in einzelnen Lagen stärker Gips führen. Die lithologische Zone ist im Log gut abgrenzbar.

Der anschließende obere Teil der Pelitröt-Folge, bestehend aus Unterer Violettfolge (soUV), Roter Werksfolge (soRW), Sulfat 4 (soAN4) und Oberer Violettfolge (soOV) ist nicht exakt gliederbar und wurde in den Schichtenverzeichnissen als soRW und UV sowie soOV und soAN4 zusammengefaßt. Es handelt sich um eine ca. 64 m mächtige Folge von dunkelviolettbraunen, rotbraunen und graugrünen bis grauen Ton- bis Schluffsteinen mit partiellen Gips- und Fasergipseinschaltungen.

Die über den dunkelgrauen Myophoriendolomiten liegende, vorwiegend rotbraun bis dunkelviolettbraun gefärbte Pelitröt-Folge ist die kartierbare Einheit so2 (roter Röt) der geologischen Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen. Bei der Darstellung der Kartierergebnisse wurde der graue Myophoriendolomit aus Gründen der Übersichtlichkeit der Salinarröt-Folge angegliedert.

Die ca. 20 m mächtigen Myophorienschichten (soMY) bestehen aus braungrauen, grüngrauen und rotgrauen Tonmergel-, Dolomitmergel- und Dolomitsteinen; sie wurden in der Bohrung Dp Mors 3/89 durchbohrt.

3.1.3.2 Muschelkalk

Der Muschelkalk wurde nach der Thüringer Gliederung (vgl. a. SCHULZE 1964) gegliedert, sie entspricht der von Niedersachsen (PREUSS et al. 1991).

Unterer Muschelkalk (mu)

Der Untere Muschelkalk zeigt sich als grauer plattig-knaueriger Kalkstein mit Zwischenlagen von Tonstein im mm-Bereich; partienweise ist er oolithisch ausgebildet. Die Untergliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Wellenkalk und nach den auftretenden Oolith-, Terebratel- und Schaumkalk-Bänken ist möglich und wurde in der Bohrung Dp Mors 3/89 angewendet, in der er mit einer Gesamtmächtigkeit von 102 m durchbohrt wurde.

Im Steinbruch nordöstlich von Walbeck, am Kleppersberg, Generalsberg, Kalkberg und Springberg ist der Untere Muschelkalk der direkten Beobachtung zugänglich. Am Kalkberg ist von KIRSCHMANN (1913) ein Ceratit gefunden worden, was ein Hinweis dafür ist, daß auch Oberer Muschelkalk am südwestlichen Randbereich der Vorkommen von überwiegend Unterem Muschelkalk auftreten kann.

Mittlerer Muschelkalk (mm)

Der Mittlere Muschelkalk besteht aus einer Wechselfolge von grauen Dolomitmergelsteinen, grauweißen Anhydritsteinen und dunkelgrauen Tonsteinen, die sich in die Sulfatbereiche 1 - 5 (mmAN1 - 5) und Karbonatbereiche 1 - 6 (mmCA1 - 6) gliedern läßt. Im Sulfat 1 befindet sich das Steinsalz des Mittleren Muschelkalkes (mmNA), das in Bohrung Dp Mors 3/89 mit 38,9 m (bei einer Gesamtmächtigkeit des Mittleren Muschelkalkes von 90,2 m) und in Bohrung Dp Mors 52A/95 mit 12,8 m Mächtigkeit angetroffen wurde. Das Salz enthält ein dolomitisch-anhydritisches Zwischenmittel von 3 m - 5 m Mächtigkeit. Beide Bohrungen befinden sich am Nordostrand der Lappwald-Scholle und zeigen vermutlich reduzierte Salzmächtigkeiten. In den seismischen Profilen ist im Bereich der Lappwald-Scholle eine (primäre) Mächtigkeit des Salzes von ca. 60 m abzulesen.

In Aufschlüssen bzw. in Oberflächennähe hat sich der Mittlere Muschelkalk nicht nachweisen lassen. Das von SCHMIERER (1914) 1 km östlich von Alleringersleben kartierte Vorkommen hat sich im Zuge der Aufnahme von Schußbohrungen der Seismik als grauer Geschiebemergel erwiesen.

Oberer Muschelkalk (mo)

Der Obere Muschelkalk hat im Untersuchungsgebiet eine mittlere Mächtigkeit von 67 m und beinhaltet an der Basis einen ca. 6 m mächtigen Kalkstein mit wenigen Ton- und Schluffstein-

lagen (Trochitenkalk, mo1) und darüber folgend plattige graue bis dunkelgraue Kalksteine, die im cm-Bereich mit schluffigen Tonsteinen wechsellagern (mo2). In den oberen ca. 5 m des Profils treten vorwiegend Schluffsteine und Dolomitmergelsteine mit partienweise vorkommenden Lagen und Linsen von schluffigem Feinsandstein auf (Übergangsschichten). In den Bohrungen Dp Mors 3/89 und Dp Mors 52A/89 wurde der Obere Muschelkalk mit 57,6 m und 66,3 m angetroffen.

3.1.3.3 Keuper

Unterer Keuper (ku)

Die Gliederung des Unteren Keupers erfolgt nach der Gliederung in Thüringen und im Subherzyn (RICHTER 1936, BEUTLER 1980). Bei der geologischen Feldaufnahme wurden die einzelnen lithologischen Horizonte nicht ausgehalten. Es wurde in den Schichtenverzeichnissen gegliedert in:

- Oberen Lettenkeuper, kuo (Grenzdolomitregion),
- Mittleren Lettenkeuper, kum (Hauptlettenkohlsandstein),
- Unterer Lettenkeuper, kuu (Untere Lettenkohlschichten).

Die Unteren Lettenkohlschichten bestehen aus grauen bis dunkelgrauen Schluff- und Tonsteinen, mit wolkig auftretenden graugrünen und dunkelrotbraunen Farben. Linsen und Lagen von Feinsandstein und Dolomitmergelstein treten im cm-Bereich auf. Das Gestein ist durchsetzt mit kohligem Flittern, Pflanzenhäcksel und Großpflanzenresten, partienweise sind fossilführende Lagen mit Molluskenresten und Fischschuppen eingeschaltet.

Der Hauptlettenkohlsandstein beinhaltet neben schwach bis stark schluffigen Feinsandsteinen Schluff- und Dolomitmergelsteine. Neben grauen bis schwarzgrauen Farben treten vor allem in den Sandsteinen rotbraune bis braunrote Farben auf. Gelegentlich kommen mm- bis cm-große Hämatitkonkretionen vor, ebenso Lagen mit kohligem Flittern und Pflanzenhäcksel.

Die Grenzdolomitregion führt partienweise Dolomitsteinlagen und -bänke in dunkelgrauen, dunkelgrüngrauen und dunkelrotgrauen Schluff- bis Tonsteinen. Hämatitkonkretionen bis 5 cm Durchmesser treten auf, ebenso Lagen mit kohligem Flittern und Pflanzenhäcksel. Feinsandsteinlagen sind nur untergeordnet vorhanden.

Die Gesteine des im Mittel 57 m mächtigen Unteren Keupers stehen im engeren Untersuchungsgebiet nicht in Oberflächennähe an.

Mittlerer Keuper (km)

Bei der Abgrenzung des Mittleren Keupers bestehen zwei Auffassungen. In traditioneller Weise umfaßt der Mittlere Keuper die Schichtenfolge von der Obergrenze Grenzdolomit (ku) bis zur Rhätbasis. Es werden vier Formationen in dieser Untergruppe zusammengefaßt:

- km4: Steinmergelkeuper
- km3: Oberer Gipskeuper
- km2: Schilfsandstein
- km1: Unterer Gipskeuper

Durch WILL (1953, 1969) wurde ein anderer Abgrenzvorschlag unterbreitet. Dieser sieht vor, den Steinmergelkeuper (Saurichtys-Schichten) in den Oberen Keuper zu stellen und als Mittleren Keuper nur das salinar geprägte Schichtglied, bestehend aus Unterem Gipskeuper, Schilfsandstein und Oberem Gipskeuper, aufzufassen. Zur Basis des Steinmergelkeupers ist weiter zu bemerken, daß sie grundsätzlich eine wichtige und markante Diskordanzfläche darstellt (altkimmerische Hauptdiskordanz, BEUTLER & SCHÜLER 1978). Da sich aber die Auffassung von WILL in NW-Deutschland nur zögernd durchsetzt, wird aus traditionellen Gründen der Steinmergelkeuper im Sinne des km4 zum Mittleren Keuper gestellt.

Unterer Gipskeuper (kmGu)

Die Gliederung des Unteren Gipskeupers erfolgte nach der Thüringer Gliederung (SCHRÖDER 1940, BEUTLER 1980). Unter Zuhilfenahme der geophysikalischen Bohrlochmessung können folgende Horizonte in der im Mittel gut 120 m mächtigen Folge unterschieden werden:

- Obere Hauptgipsschichten und Engelhofer Platte (kmHGo und EP),
- Untere Hauptgipsschichten / Basis: Bleiglanzbank (kmPB) (kmHGu),
- Grundgipsschichten (kmGR).

Der Untere Gipskeuper baut sich aus dunkelgrauen bis schwarzgrauen, partienweise dunkelrotgrauen und dunkelgrüngrauen schwach dolomitischen, kalkfreien Tonsteinen auf, die partienweise Knollen, Linsen und Lagen von Gips im mm- bis cm-Bereich führen.

Eingelagert sind stärker Gips bis Anhydrit führende Bereiche, die auch m-mächtige Sulfatbänke bilden können. Im oberen Teil der Folge ist primär Steinsalz vorhanden, welches bis 11 m Mächtigkeit nachgewiesen worden ist (Bohrung Dp Mors 3/89); es fehlt in Bereichen, die der Subrosion unterlagen.

Schilfsandstein (kmS)

Dem Schilfsandstein wurde die Thüringer Gliederung zugrunde gelegt (BEUTLER 1982). Eine Interngliederung bietet sich durch die Farben an:

- Obere rotbraune Folge, ca. 33 m,
- Untere graue Folge, ca. 12 m.

Daraus ergibt sich die durchschnittliche Mächtigkeit des Schilfsandsteins mit ca. 45 m.

Der Schilfsandstein wurde nach oben und unten durch die letzte bzw. erste erkennbare Sandsteinbank abgegrenzt.

Der Schilfsandstein besteht aus rotbraunen und grauen feinsandigen überwiegend karbonatfreien Schluffsteinen mit stärker feinsandigen Bereichen bis Feinsandstein-Einlagerungen im 1 m - 5 m-Bereich. Die Feinsandsteine sind schluffig, selten schwach schluffig und zeigen mitunter Schrägschichtung. Im oberen Teil ist die Folge durchsetzt von Hämatit, teils in mm-großen Knollen, daneben treten Schmitzen von kohligter Substanz auf und vereinzelt Gipsknollen im mm-Bereich. Teilweise sind primär offene Porenräume im Feinsandstein durch zirkulierende sulfatische Wässer mit Gips gefüllt worden.

Beim Schilfsandstein handelt es sich um Deltabildungen. Der Sedimentationsraum bei Morsleben befand sich am äußeren Deltarand, wo der Sandeintrag nur noch gering war. Unterschiedliches Vorgreifen der Sandschüttungen im Delta macht eine lithologische Differenzierung nach Feinsandstein, Schluff- und Tonstein durch Kernaufnahme und Bohrlochmessung gerade noch möglich. Die Mächtigkeit beträgt im Ostteil der Lappwald-Scholle ca. 45 m.

Oberer Gipskeuper (kmGo)

Dem oberen Gipskeuper wurde die Thüringer Gliederung zugrunde gelegt (BEUTLER 1980).

Danach wird vom Hangenden zum Liegenden gegliedert in:

- Heldburggipsmergel (kmHG),
- Bunte Heldburgmergel (kmBH),
- Lehrbergschicht (kmL),
- Rote Wand und Berggipsschichten (kmR und kmBG).

Mit Hilfe geophysikalischer Bohrlochmessungen ist die Gliederung gut möglich. Die Grenze zum hangenden Steinmergelkeuper wurde an die Oberkante der letzten auftretenden Gipsbank (in der Regel ca. 20 cm mächtig) gelegt.

Der obere Gipskeuper besteht aus dunkelgrauen und dunkelrotbraunen Ton- und Schluffsteinen, in die Gipsknollen und -linsen in mm- bis cm-Bereich eingeschaltet sind. Daneben treten Gips- und z.T. Anhydritbänke im m-Mächtigkeitbereich auf. In den Heldburggipsmergeln herrschen

graue Farben vor, in den Bunten Heldburgmergeln schalten sich rotbraune Farben ein. Die Lehrbergschicht gibt sich durch einen etwas höheren Karbonatgehalt zu erkennen. In den Berggipsschichten/Rote Wand treten auf mehrere m mächtigen Strecken rotbraune Farben auf.

Primär enthält die Schichtenfolge an der Basis der Heldburggipsmergel und im Bereich der Bunten Heldburgmergel mehrere Meter mächtige Steinsalzschieben, die aber nur noch in der Bohrung Dp Mors 3/89 mit 8,9 m Salz (kmHG) und 1,2 m Salz (kmBH) angetroffen wurden. Im Subrosionsbereich des Gipskeuper-Steinsalzes treten dunkelgraue plastische Tone auf, die wechselnd Gips führen und als Residualbildungen verformt, auch brecciiert sein können.

Die primäre Mächtigkeit des oberen Gipskeupers kann mit 95 m - 100 m angenommen werden. An der Oberfläche treten Gesteine des oberen Gipskeupers unmittelbar südwestlich des Generalsberges auf, wo Gips in einer sehr kleinen Grube abgebaut wurde.

Steinmergelkeuper (kmSM)

Der Steinmergelkeuper ist im Untersuchungsgebiet im Mittel über 160 m mächtig und umfaßt die Schichtenfolge zwischen der Oberfläche des Heldburggipsmergels und der Oberfläche der Korrelationseinheit f nach WOLBURG (1969) bzw. des Kielsberg-Member nach DUCHROW (1968). Die obere Abgrenzung des Steinmergelkeupers ist oft problematisch, da die basalen Bildungen des Unterrhät sehr oft enge lithologische Beziehungen zum Steinmergelkeuper aufweisen; sie unterscheiden sich vom Liegenden durch stärkere fazielle Differenzierungen. Der Nachweis einer Kappung des Liegenden begründet weiterhin die Abgrenzung.

Der lithostratigraphische Begriff Steinmergelkeuper hat sich in Thüringen gebildet. Hier ist von DOCKTER et al. (1970) die Gliederung in

- Oberer Bunter Steinmergelkeuper kmSM(3),
- Mittlerer Grauer Steinmergelkeuper kmSM(2),
- Unterer Bunter Steinmergelkeuper kmSM(1)

vorgenommen worden. Der Farbumschlag von bunten zu grauen Gesteinsfarben soll sich jedoch nicht absolut synchron vollziehen, so daß diese Gliederung nicht regional verfolgbar ist. Die Farbgliederung des Steinmergelkeupers hat sich bei der Kernaufnahme als nützlich erwiesen und wurde auch als Grundgliederung beibehalten, weil im Untersuchungsgebiet die Farbwechsel in den Bohrungen horizontbeständig erscheinen.

Mit Hilfe der geophysikalischen Bohrlochmessung läßt sich der Steinmergelkeuper weiter untergliedern. Nach WOLBURG (1969) kann der mittlere und obere Steinmergelkeuper in sechs Korrelationseinheiten (a-f) unterteilt werden. Von DUCHROW (1968) sind im Weserbergland,

Osnabrücker Bergland einzelne Schichtglieder als „Glieder“ bzw. „Formation“ bezeichnet worden, die hier mit gleichem Namen und der Bezeichnung „Member“ verwendet werden:

- Kielsberg-Member,
- Steinbach-Member,
- Hagedorn-Member, im oberen Teil mit Dunkler Bank (DB),
- Valdorf-Member,
- Egge-Member.

Die Gliederung des Steinmergelkeupers im Untersuchungsgebiet basiert auf den Gesteinsfarben und dem Gamma-Log. Palynologische Untersuchungen brachten keine Gliederungsmöglichkeiten, es konnte nur die Steinmergelkeuperfazies (auch hinaufreichend ins Unterrhät) als km⁴ bestimmt werden (BURCHARDT 1998).

Der Untere Bunte Steinmergelkeuper besteht aus überwiegend dunkelrotgrauen, untergeordnet grauen, kalkfreien, meist dolomitischen Schluff- bis Tonsteinen mit wenigen Dolomitmergelsteinlagen im dm-Bereich. Selten treten auch Kalksteinlagen im cm- bis mm-Bereich auf.

Der Mittlere Graue Steinmergelkeuper besteht aus grauen bis dunkelgrauen Ton- bis Schluffsteinen, in denen sehr untergeordnet, aber wahrscheinlich horizontbeständig, rotgraue Partien auftreten. Die Gesteine sind kalkfrei bis schwach kalkig und dolomitisch und führen einige horizontbeständige Dolomitmergelsteinbänke sowie Tonsteinlagen im m-Bereich.

Der Obere Bunte Steinmergelkeuper besteht aus dunkelrotgrauen, untergeordnet grünlichgrauen, schluffigen, kalkfreien bis schwach kalkigen, teilweise dolomitischen Tonsteinen mit Dolomitmergelsteinbänken im cm- bis dm-Bereich.

Im Steinmergelkeuper treten relativ häufig brecciierte Bereiche von Dezimeter bis über mehrere Meter Mächtigkeit auf. Die Brecciiierung wird zum Teil als synsedimentär gedeutet (kein Farbwechsel im Gestein, nach Gamma-Log normaler stratigraphischer Verband). Im Gesteinsverband und besonders, wenn Steinmergelkeuper über Hutgestein liegt, sind auch brecciierte Bereiche etwas dunkelgrauer gefärbt und lassen zumeist im Gamma-Log Störungen des normalen stratigraphischen Schichtaufbaues erkennen.

Der Steinmergelkeuper in der Allertalzone (über dem Hutgestein) ist durch salztektonische und subrosive Bewegungen stärker zerrüttet, wenn auch in den Bohrprofilen die stratigraphische Aufeinanderfolge der Schichtglieder oft gewahrt geblieben ist. In gleicher Weise liegt ein stärkerer Zerrüttungsgrad am SW-Rand der Allertal-Salzstruktur vor.

Oberer Keuper (Rhät) ko

Der Obere Keuper wird synonym mit dem Wort Rhät gebraucht, um an althergebrachten Begriffen (Oberrhätssandstein, Mittelhätssandstein) festhalten zu können. Hier wird der Begriff Rhät im Sinne der germanischen Trias gebraucht, der die orthostratigraphischen Stufen des Rhät (mit *Avicula contorta*) und Teile des Nor (mit *Anodontophora postera*) umfaßt. Im Gegensatz zu WILL (1969) und einigen späteren Autoren wird aus traditionellen Gründen und wegen des besseren Vergleiches mit älteren geologischen Bearbeitungen (geologische Karten) daran festgehalten, die Unterfläche des Oberen Keupers an die Oberfläche des Steinmergelkeupers zu legen. Diese Grenze ist inzwischen nach dem Gamma-Log der Bohrlochgeophysik gut definiert (WOLBURG 1969) und braucht nicht mehr allein nach dem Kriterium sandfrei/sandführend (SCHOTT 1942) vorgenommen zu werden, zudem es sich hierbei um eine Faziesgrenze handelt. (Detailliertere Erläuterungen zur Gliederung des Rhät siehe BURCHARDT 1998).

Unterer Oberkeuper (Unterrhät) ko(1)

Eine Gliederung des Unterrhät war im nordwestdeutschen Raum lange Zeit nicht möglich (SCHOTT 1942). Im Ergebnis ihrer Kartierungsarbeiten auf dem niedersächsischen Teil des Blattes Helmstedt (3732) der GK 25 konnten JORDAN & RÖHLING (1996) eine Gliederung auf lithologischer Basis vorlegen, nach der das Unterrhät vom Hangenden zum Liegenden wie folgt gegliedert wird:

- Dolomitmergelfolge,
- Unterrhätssandstein,
- GrüneWechselfolge,
- Bunte Dolomitmergel.

Die Bohrung Dp Mors 56A/94 schloß Gesteine des Unterrhät auf, die nicht unmittelbar gegliedert werden konnten, da Leithorizonte nicht erkennbar waren und im Profil keine sandigen Einschüttungen auftreten. Deshalb wurde am Unterrhätprofil dieser Bohrung eine Gliederung nach aufsteigenden Sequenzen entwickelt (ko(1)1 - 9), die im folgenden problemlos auf die anderen Bohrungen im Untersuchungsgebiet übertragen werden konnte. Die Gliederung basiert auf der geophysikalischen Bohrlochmessung, in der der Verlauf des Gamma-Log deutliche Sequenzen erkennen läßt. Eine Sequenz zeigt an der Basis hohe natürliche Radioaktivität (Tongehalt), die nach oben hin abnimmt und durch die folgende Sequenz abgeschnitten wird. In diesen Sequenzaufbau können sich sandige Schüttungen einschalten, die auch teilweise zur Ausbildung von Feinsandsteinen führen. Klastische und chemische (karbonatische) Sedimentation entwickeln sich dabei auf getrennten Wegen und greifen jeweils unterschiedlich innerhalb

der Sequenz vor, so daß in noch nicht näher zu kennzeichnenden Gebieten die sandigen Schüttungen stark unterdrückt sein können. Auch die Ausbildung von Kalksteinen hat nur in bestimmten Gebieten stattgefunden.

Diese Gliederung des Unterrhät ist eine Lokalgliederung, die sich auf den Raum westlich und nördlich von Helmstedt anwenden läßt. Innerhalb dieses Raumes sind die Mächtigkeiten der einzelnen Folgen relativ konstant und lassen keine Tendenz der Mächtigkeitsentwicklung erkennen. Bezogen auf den nordwestdeutschen Raum hat man es hier mit maximalen Unterrhät-Mächtigkeiten zu tun (Detailliertere Erläuterungen zur Gliederung des Rhät siehe BURCHARDT 1998).

Die insgesamt etwa 120 m mächtige Folge des Unterrhät beginnt mit den ca. 25 m mächtigen Bunten Dolomitmergeln (ko(1)1), die aus grünlichgrauen bis rotgrauen Schluff- und Tonsteinen bestehen, teilweise dolomitisch sind und Lagen von Dolomitmergelsteinen und Dolomitstein im dm-Bereich führen. Im südlichen Teil des Gebietes (Bohrung Dp Mors 3/89) treten Lagen von braungrauem bis grauem Feinsandstein mit Schmitzen und Lagen von Schluff- und Tonstein auf. Nach Norden hin (Bohrung Dp Mors 56A/89) fallen Sandstein-Einlagerungen vollständig aus.

Als Grüne Wechselfolge (ko(1)2 - 5), schließt sich eine ca. 35 m mächtige grau bis grüngrau gefärbte, dolomitische Schluffstein-Tonstein-Wechselfolge an, die Lagen von Dolomitmergelsteinen und im südlichen Teil des Gebietes (s.o.) Lagen von Feinsandstein führt.

Die folgende ca. 20 m mächtige Zone des Unterrhätssandsteines (ko(1)6 - 7), enthält im südlichen Teil des Gebietes den Hauptteil der Feinsandeinlagerungen, die m-mächtige Bänke bilden können. Die Folge ko(1)7 ist die am grobklastischsten ausgebildete Zone im Unterrhät.

Die obere 30 - 35 m Mächtigkeit erreichende Dolomitmergel-Folge (ko(1)8 - 9) entspricht etwa dem Mergelhorizont von SCHMIERER (1914). Über einem grauen Tonstein folgen grünlichgrau bis graue dolomitische Schluff- bis Tonsteine mit eingelagerten Dolomitmergelsteinen, die teilweise schwach kalkig sind. Der Kalkgehalt der Gesteine nimmt über graue Mergelsteine nach dem Hangenden zu und gipfelt in dichten feinkristallinen Kalksteinen. In den Kalksteinen tritt eine 0,3 m mächtige Lage, teilweise aufgelöst in Knauern, von dunkelgrauem Hornstein auf.

Mittlerer Oberkeuper (Mittelrhät) ko(2)

Die lithostratigraphische Gesamtmächtigkeit des mittleren Oberkeupers liegt bei etwa 90 m, gegliedert wurde nach SCHOTT (1942). Der im Gamma-Log der Bohrlochmessung deutlich abgliederbare Flasersandstein wurde (vgl. hierzu JORDAN & RÖHLING 1996) im Mittelrhät

belassen. Der Mittelrhät-(Haupt-)Sandstein konnte durch einen eingeschalteten schluffigen Horizont von ca. 7 m Mächtigkeit in einen oberen und unteren Teil weiter gegliedert werden. Dieser Horizont ist im Gamma-Log deutlich erkennbar und kann in älteren Aufschlußbeschreibungen nachvollzogen werden.

Vom Hangenden zum Liegenden besteht somit folgende Untergliederung:

- Flasersandstein ko(2c)Fl,
- oberer Mittelrhät-Tonstein ko(2c)t,
- Mittelrhät-Sandstein, oberer Teil ko(2b)o,
- schluffiger Horizont ko(2b)u,
- Mittelrhät-Sandstein, unterer Teil ko(2b)u,
- unterer Mittelrhät-Tonstein ko(2a).

Der mittlere Oberkeuper beginnt mit dem hellolivgrauen bis dunkelgrauen schluffigen bis stark schluffigen kalkfreien bis kalkigen unteren Mittelrhät-Tonstein ko(2a), der in Lagen und Bändern im dm-Bereich Schluffstein und Feinstsandstein führt. Zum Hangenden hin schalten sich verstärkt Sandsteinlagen und Sandsteinbänke ein (die Grenze zum hangenden Mittelrhätsandstein wurde dort gezogen, wo die Sandsteinbänke dominieren).

Der folgende untere Mittelrhätsandstein ko(2b)u besteht aus olivgrauen, gelbgrauen, hellbraunen und teilweise bunt erscheinenden Fein- bis Feinstsandstein mit schluffig-tonigem bis quarzitischem Bindemittel. Relativ häufig treten Schlieren bis Lagen von Ton- bis Schluffstein auf. Die Sandsteine sind überwiegend bankig (Werkstein).

Der schluffige Horizont ko(2b)u¹, gebildet aus grüngrauen bis grauen Schluff- und Tonsteinen mit cm- bis dm-mächtigen Sandsteinlagen, trennt den unteren vom oberen Mittelrhätsandstein.

Im oberen Mittelrhätsandstein ko(2b)o dominieren bindemittelarme Feinsandsteine, die z.T. mittelsandige Partien führen. In den Feinsandsteinen treten kohlige Bröckchen bis 1 mm-Größe auf, die Analogien zum „hellen Lias-Sandstein mit Kohle“ des Lias zeigen.

Im oberen Teil dieses Sandsteins gibt es auch cm- bis dm-mächtige schwarze kohlig-tonig schluffige Lagen (Rhätkohle), die südwestlich von Morsleben und im Brunntental Gegenstand eines bescheidenen Kohlebergbaues waren. Es handelt sich um linsenartig an- und abschwelende Kohleschmitzen und -flözchen mit reichlich Schwefelkies/Markasit. Es sind 6 cm - 50 cm dicke Flöze beschrieben worden, die in der fiskalischen Grube Rudolf abgebaut wurden (JORDAN & RÖHLING 1996). Die Feinsandsteine sind größtenteils bankig, sie wurden in mehreren Brüchen als Werkstein abgebaut.

Der obere Mittelrhät-Tonstein ko(2c)t ist im Gamma-Log scharf vom liegenden Mittelrhätsandstein abgesetzt und besteht aus braungrauen, kalkfreien, tonigen Schluffsteinen, teilweise Tonsteinen mit Schlieren und dünnen Lagen von Feinsandstein.

Der Flasersandstein ko(2c)Fl besteht aus einem braungrauen bis hellgrauen kalkfreien Fein- bis Feinstsandstein mit feinsandigen Schluffsteinlagen im dm- bis cm-Bereich.

An der Oberfläche sind Gesteine des Mittelrhät am Nordostrand der Lappwaldmulde mehrfach aufgeschlossen gewesen, jedoch sind die alten Sandsteinbrüche verfallen, so daß nur noch kleine Teile zugänglich sind.

Oberer Oberkeuper (Oberrhät) ko(3)

Im oberen Oberkeuper wurde die lithostratigraphische Gliederung des oberen Rhät nach Symbolschlüssel Geologie (PREUSS et al. 1991) angewendet, die der Dreigliederung von SCHOTT (1942) entspricht. Die Oberkante des Oberkeupers wurde an die Basis des Planorbis-Sandsteins gelegt.

Der ca. 14 m mächtige untere Oberrhät-Tonstein ko(3a) besteht aus grauen kalkfreien Ton- und Schluffsteinen mit Einschaltungen von schluffigem Feinsandstein im cm- bis dm-Bereich.

Der Oberrhät-Sandstein ko(3b) ist im Mittel ebenfalls 14 m mächtig und beinhaltet graue bis dunkelgraue schluffige kalkfreie Feinsandsteine, die in Wechsellagerung (dm- bis m-Bereich) mit feinsandigen Schluffsteinen auftreten.

Der obere Oberrhät-Tonstein ko(3c) ist im Mittel 20 m mächtig und ein dunkelgrauer, allgemein kalkfreier Tonstein mit Flasern und Bändern von z.T. schluffigem Feinsandstein. Der obere Oberrhät-Tonstein gibt sich im Gamma-Log gut zu erkennen, sandige Einlagerungen treten vorwiegend im hangenden Teil auf.

3.1.4 Jura

I. BURCHARDT (GFE Halle)

Eine Kartendarstellung ist in Anl. 3 „Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen“ gegeben. Der nachfolgende Text gibt die notwendigen Erläuterungen zu dieser Karte.

In der Lappwaldmulde ist die autochthone Schichtenfolge des unteren Jura vom Hettangium bis in das Sinemurium hinein erhalten geblieben.

Die jüngeren Schichtenfolgen des Lias ab oberem Sinemurium, der Dogger und der Malm kamen zwar im Untersuchungsgebiet zur Sedimentation, treten aber nur als zumeist steil stehende oder stark geneigte Teilschollen auf, die am SW-Rand der Allertalzone in der Zone subrosionsbedingter Versturz- und Gleitmassen zu finden sind. Ebenso sind auch Gesteine des Hettangi-

ums und Sinemuriums als allochthone Schollen in der Allertalzone vorhanden. Die allochthonen Schollen beinhalten jeweils nur Teile der normalen stratigraphischen Abfolge und lassen sich nicht zu einem lückenlosen Profil rekonstruieren. Die von jurassischen Bildungen eingenommene Zone kann als schmaler Streifen entlang des südwestlichen Teiles der Allertalzone verfolgt werden. Die Altersdatierungen der Schichten lassen innerhalb des Streifens gelegentlich die Abfolge von Lias im Südwesten über Dogger zu Malm im Nordosten erkennen, wobei keinesfalls eine kontinuierlich-stratigraphische Abfolge besteht sondern nur Teilschollen aneinandergereiht sind, die nach Nordosten ein immer jüngeres Alter zeigen. Bemerkenswert ist auch eine erkennbare Abfolge in den Massenanteilen. Gesteine des Lias sind häufig anzutreffen, solche des Doggers seltener und die des Malm nur sporadisch.

3.1.4.1 Unterer Jura (Lias) ju

Hettangium juhe

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Hettangiums beträgt etwa 100 m, in Muldenlagen auch etwas mehr. Es umfaßt die Schichtenfolge zwischen Unterfläche Planorbisbank und Unterfläche Arietensandstein. Der Planorbis-Sandstein ist am Kernmaterial von Bohrungen erkennbar, er bildet sich auch gut im Gamma-Log ab. Der Fund eines *Psiloceras* im Jagen 135 bei Walbeck (SCHMIERER 1914) kann nur wenige Meter östlich der Bohrungen Hy Hmt 19/70 und Hy Hmt 20/70 gelegen haben, da beide Bohrungen knapp oberhalb des Planorbis-Sandsteins ansetzen.

Einen Leithorizont bildet der im oberen Teil des Hettangiums auftretende helle Lias-Sandstein mit Kohle, der im Gamma-Log der Bohrlochmessungen deutlich zu erkennen und auch an der Oberfläche gut kartierbar ist. Über dem hellen Lias-Sandstein mit Kohle tritt ein weiterer Sandsteinbänke führender Horizont auf, der den Angulatenschichten (Angulaten-Sandstein, Gryphäen-Sandstein) zugeordnet werden kann.

Die Basis des Hettangiums wird von einem 1 m - 2 m mächtigen grauen bis gelbgrauen, teilweise schwach kalkigem, schluffigen Feinsandstein gebildet (Planorbis-Sandstein juhep). Die darüber liegende Untere Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (juheu) wird von grauen bis dunkelgrauen, kalkfreien bis schwach kalkigen Ton- bis Schluffsteinen eingenommen, in denen Feinst- und Feinsandstein in Form von Schlieren und Lagen bis zum dm-Bereich vorkommen können.

Der folgende helle Liassandstein mit Kohle (juhel) ist ein hell- bis dunkelgrauer, teilweise auch gelblich-bräunlicher, kalkfreier Feinsandstein, der Kohlebröckchen bis 1 mm Größe führt (bis etwa 2 %). Es treten auch inkohlte Pflanzenreste, Holz und stellenweise reichlich rostrote Li-

monitkongretionen auf. Die Bohrloch-Logs lassen erkennen, daß er ein tonig-schluffiges Zwischenmittel enthält.

Darüber liegt eine Schichtenfolge aus grauem bis gelblichgrauem Schluffstein und überwiegend schluffigem Feinsandstein, der teilweise schwach kalkig ist, in ihrem oberen Teil zum überwiegenden Teil aus grauschwarzen, feingebänderten, z.T. auch rotbraun-graustichigen Tonsteinen, in die auch dunkelgraue Mergel- und grünlichgraue Sandsteine eingeschaltet sind (Mittlere Tonstein-Sandstein-Wechselfolge juheo).

Etwa 15 m im Hangenden des hellen Lias-Sandsteins tritt in dieser Schichtenfolge eine über 2 m mächtige Partie bankigen, gelblichgrauen Schluff- bis Feinsandsteins mit Abdrücken von Gryphaeen auf. Dieser z.T. auch mittelkörnige Gryphaeen-Sandstein (Angulaten-Sandstein juhea) bzw. Muschelsandstein ist in den Bohrlochmessungen gut zu identifizieren. In der Bohrung Hy Hmt 3/65 ist der untere Teil dieses Sandsteins schwach kalkig ausgebildet, im höheren Teil enthält er quarzgefüllte Drusen sowie verkieselte Schalenreste. In der Bohrung Dp Mors 47A/95 wurde bei 130,2 m Tiefe ein Gryphaeen führender Horizont angetroffen.

Sinemurium jusi

Die Mächtigkeit des in der Lappwaldmulde autochthon anstehenden Sinemuriums beträgt ca. 80 m. Es beginnt mit dem etwa 5 m - 8 m mächtigen Arieten-Sandstein. Dieser ist in Bad Helmstedt (kleine Klippe zwischen Haus Pluderbusch und dem Theater) als rostig-ockerfarben verwitternder plattiger eisenschüssiger Schluff- bis Kalksandstein ausgebildet. Er enthält massenhaft abgerollte, bis 1 mm große Toneisenstein-Trümmer; an Fossilien finden sich einzelne Ammoniten und zahlreiche Muschelabdrücke wie Pseudomonotis und Gryphaeen.

In der Lappwaldmulde nördlich und östlich von Helmstedt ist der Arieten-Sandstein vorwiegend schluffig ausgebildet und Sandstein führende Bereiche beschränken sich nach den Logs der Bohrungen nur auf zumeist drei 1 m - 3 m mächtige Bänke. Der höhere Teil des in der Lappwaldmulde erhalten gebliebenen Sinemuriums umfaßt ca. 50 m dunkelgraue, feinsandige, schwach kalkige Ton- bis Schluffsteine mit Toneisenstein-Geodenlagen und geringmächtigen Einschaltungen von Kalkstein.

Pliensbachium jupl

Im Bereich der zumeist steil stehenden oder stark geneigten jurassischen Teilschollen am Südwestrand der Allertalzone sind an einzelnen Punkten bzw. Abschnitten von Bohrungen Schichten mit Pliensbach-Alter paläontologisch nachgewiesen worden. Es handelt sich um graue bis schwarzgraue, seltener olivgraue, wechselnd schluffige überwiegend kalkfreie glimmerführende Tonsteine mit Toneisenstein-Kongretionen und -Lagen. Gelegentlich treten feinsandige bis

quarzitische Lagen und Kalkmergelsteine auf, vereinzelt auch Schmitzen und Konkretionen (bis 1 mm) von Pyrit wie auch kohleführende Lagen mit Pflanzenhäcksel.

Toarcium jutc

Auch Schichten des Toarcium sind nur vereinzelt in den Teilschollen am Südwestrand der Allertalzone nachgewiesen worden. Sie bestehen aus dunkel- bis schwarzgrauen, schluffigen, schwach kalkigen Tonsteinen bis tonigen Schluffsteinen, die Mergelsteine, feste Kalkmergelsteine und Kalksteinbänkchen führen können. Faunistische Reste (Wurmsspuren, Belemniten- u. Ammonitenbruchstücke, Muscheln) sind makroskopisch erkennbar. Gelegentlich treten bis zu einige cm große olivgraue bis olivbraune kalkig-sideritische Knollen auf, die unregelmäßig eingelagert sind.

3.1.4.2 Mittlerer Jura (Dogger) jm

Die Gesteine des Mittleren Jura liegen nur am Südwestrand der Allertalzone als Rutsch- und Abgleitmassen vor und zeigen nur Teile der primären Schichtenfolge. Die Vorkommen beschränken sich auf einzelne Punkte bzw. Bohrungen, an bzw. in denen Mittlerer Jura nachgewiesen worden ist

Ein charakteristisches Gestein ist der Dogger-Beta-Sandstein (Oberaalenum). Er ist als hellgrauer kalkfreier mürber Feinsandstein in dem verfallenen Steinbruch 1 km nordwestlich von Beendorf aufgeschlossen. Das gleiche Gestein tritt im oberen Abschnitt der Bohrung Dp Mors 59A/95 und in der Bohrung Dp Mors 33A/95 auf.

Dieser Sandstein ist fossilfrei, eine paläontologische Altersbestimmung ist daher nicht möglich. Zu Feinsandsteinen der Oberkreide, mit denen der Dogger-Beta-Sandstein verwechselt werden könnte, bestehen Unterschiede in der Schwermineralassoziation.

Der Dogger-Beta-Sandstein des oberen Aaleniums ist ein ≥ 30 m mächtiger hellgrauer kalkfreier mürber Feinsandstein mit Anteilen von Mittelsand. Er enthält nur partienweise Schlieren von Ton und Schluff sowie flaserige Einlagerungen von kohligem Substanz.

Unter dem Sandstein liegt in der Bohrung Dp Mors 59A/95 ein dunkelgrauer, schwach schluffiger, kalkfreier Tonstein mit Lagen und Schmitzen von Fein- und Mittelsandstein, der dem liegenden Aalenium zuzuordnen ist.

Höhere Teile des Doggers (Bajocium-Bathonium) wurden durch die Bohrung Dp Mors 30/90 aufgeschlossen. Es ist eine graue bis dunkelgraue, dunkelbraungraue, z.T. schwarzgraue Wechselfolge von wechselnd stark sandigen Schluff- bis Tonsteinen, die z.T. bituminös und schwach

bis stark kalkig ausgebildet sind, teilweise auch als Mergelstein vorliegen. Es treten bis mehrere mächtige Lagen und Bänke von Kalkfeinsandstein, teilweise auch Sphärosideritlagen auf.

3.1.4.3 Oberer Jura (Malm) jo

Der Obere Jura wird vom Hangenden zum Liegenden gegliedert in die Stufen:

- Tithon joti,
- Kimmeridge joki,
- Oxford joox.

Die erhalten gebliebenen Rutsch- und Abgleitmassen zeigen nur Teile der primären Schichtenfolge, die sich stratigraphisch dem Bereich Oxford bis Kimmeridge zuzuordnen sind. Ein sicherer Nachweis von Tithon kann nicht erbracht werden.

Der Korallenoolith ist nach Fossilfunden von SCHMIERER (1914) mit *Zeilleria humeralis* A. ROEM. in das obere Oxford zu stellen, wobei das Vorkommen von *Natica globosa* ROEM. (für Kimmeridge charakteristisch) auffällt. Oberkimmeridge wurde in der Bohrung RKS Mors 3/93 nachgewiesen und ist damit der höchste sichere stratigraphische Nachweis im Jura.

Der Korallenoolith von Beendorf ist ein graubrauner bis bräunlichgrauer bankiger Kalkdolomitstein, der schwach oolithisch erscheint. In Oberflächennähe ist das Gestein mit zumeist mm-großen Löchern durchsetzt, die mit gelbbraunem Eisenhydroxid gefüllt sind; die weitere Verwitterung ergibt ein gröber löchriges mürbes Material mit sandigem Zerfall.

Auf den Schichtflächen zeigt das Gestein massenhaft Stielglieder von Crinoiden (*Apiocrinus*) und erinnert stark an die Trochitenschichten des Oberen Muschelkalkes. Eben solche kalkigen Dolomite sind zwischen Belsdorf und Alleringersleben zu finden.

Östlich des Aufschlusses im Beendorfer Korallenoolith liegen noch, durch Baugruben erfaßt, grünlichgraue schluffige Tone, die paläontologisch nicht eingestuft werden konnten. Ebenfalls nicht eingestuft werden konnte ein grau-grüner bis grauolivfarbener toniger kalkfreier Schluff bis Schluffstein in Bohrung RKS Mors 33/94. Vermutlich das gleiche Gestein, jedoch kalkführend, wurde in der Bohrung RKS Mors 3/94 angetroffen und als brackischer Oberkimmeridge bestimmt.

Als jüngste Bildungen des Jura, auf den mittleren Kimmeridge folgend, werden von SCHMIERER (1914) außerordentlich mächtige Mergel von grauer, grünlicher und rotbrauner Farbe aus dem Gebiet südlich von Grasleben im äußersten NW des Untersuchungsgebietes angegeben, deren Alter paläontologisch nicht bestimmt werden konnte.

3.1.5 Kreide

D. LOTSCH

Im Untersuchungsgebiet fehlt die gesamte Unterkreide. Relikte von marinen Tonmergeln des Ober-Turon bis Unter-Coniac (PROKOPH in KRUTZSCH & PROKOPH 1992) und von KIRSCHMANN (1913) aus dem Raum südlich von Beendorf erwähnte Funde von Inoceramen des Cenoman bis Turon belegen, daß die Allertalzone wie der gesamte Raum zwischen Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle während der älteren Oberkreide vom Meer bedeckt war. Sedimente vom Alter des Ober-Coniac, des Santon und des Unteren Unter-Campan wurden in der Allertalzone und in ihrer näheren Umgebung noch nicht festgestellt.

Sedimente der jüngeren Oberkreide sind im Gebiet zwischen dem Harz und der Flechtingen-Roßlauer Scholle nur in voneinander isolierten Relikten nachgewiesen worden. Die im Oberen Unter-Campan und im Ober-Campan entstandenen marinen Alleringerslebener Schichten und die im Zeitraum Oberes Ober-Campan bis Unter-Maastricht abgelagerten brackisch-lagunären bis limnisch-fluviatilen Walbecker Schichten der Allertalzone sind möglicherweise auch im Uhrslebener Graben erhalten geblieben. Zeitlich und paläogeographisch-faziell äquivalente Ablagerungen sind im Beienroder Becken überliefert. Die jüngere Oberkreide in der Allertalzone und im Beienroder Becken sind durch die Lappwald-Scholle voneinander getrennt.

Die paläogeographische Entwicklung während der jüngeren Oberkreide läßt sich für den geologischen Rahmen des Untersuchungsgebietes wie folgt skizzieren:

Vor dem Oberen Unter-Campan fand eine Regression des Meeres statt und im Anschluß daran eine tiefgreifende Abtragung. Die nachfolgende Transgression erfolgte in der Allertalzone mit den Unteren Alleringerslebener Schichten über Hutgestein der Salzstruktur und dessen aus Keuper und Jura bestehende Deckschichten, im Beienroder Becken mit der Beienrode-Formation über das Hutgestein des Beienroder Diapirs sowie über Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Lias. Die Flechtingen-Roßlauer Scholle war zumindest in ihrem äußersten NW-Teil noch vom Meer überflutet, hat aber möglicherweise eine Halbinsel gebildet. Der primäre SE-Rand des von NW vorstoßenden Meeres hat wahrscheinlich noch südöstlich der Linie Eilsleben-Erxleben gelegen.

Die vom Beienroder Becken aus gesehen nach NE und nach SE zunehmende Randnähe ergibt sich aus der nach NIEBUHR & ERNST (1991) im südlichen und nordwestlichen Teil des Beckens mergelig-tonigen und der im nordöstlichen Teil ausschließlich sandigen Entwicklung der Beienrode-Formation sowie aus der ebenfalls durchgehend sandigen Ausbildung der Oberen Alleringerslebener Schichten der Allertalzone. Auf eine Meeresverflachung weist die im nördlichen und nordwestlichen Teil des Beienroder Beckens deutliche Kornvergrößerung im oberen

Abschnitt der Beienrode-Formation hin. In das Schema einer zunehmenden Meeresregression fügen sich zwanglos die Unteren und Oberen Walbecker Schichten der Allertalzone und die Walbeck-Formation des Beienroder Beckens ein.

3.1.5.1 Alleringerslebener Schichten

Die Lockergesteine der Alleringerslebener Schichten (krAL) wurden im Unter- und Ober-Campan (krca) abgelagert. Sie lassen sich in die Unteren und Oberen Alleringerslebener Schichten gliedern.

Untere Alleringerslebener Schichten

Die marinen Unteren Alleringerslebener Schichten (krALu) sind die ältesten flächenhaft verbreiteten kretazischen Bildungen im Untersuchungsgebiet. Sie gehören in das Obere Unter-Campan (krcauo) und sind, wie die gesamte jungoberkretazische Schichtenfolge, hier auf die Allertalzone begrenzt, aber wahrscheinlich auch im Groß Rodenslebener Graben vorhanden. Sie bestehen aus einer unregelmäßigen etwa 3 m - 30 m mächtigen Wechselfolge aus jeweils nicht horizontbeständigen Konglomeratbänken und -lagen, mit Bänken und Lagen von Sanden und Sandsteinen, Schluffen bis Schluffsteinen und Tonen bis Tonsteinen.

Obere Alleringerslebener Schichten

Die marinen Oberen Alleringerslebener Schichten (krALo) sind bis 90 m mächtig und überlagern die Unteren Alleringerslebener Schichten ohne Schichtlücke. Sie reichen vom Oberen Unter-Campan bis ins Ober-Campan (krcauo-krcao).

Die Oberen Alleringerslebener Schichten bestehen aus wechselnd schluffigen, schwach mittelsandigen und schwach glaukonitischen, unten kalkhaltigen, oben entkalkten Feinsanden.

In einer mehr oder weniger horizontbeständigen gröbersandigen Lage treten Gerölle bis Feinkiesgröße auf (Quarz, Ton- und Schluffstein). Gamma-Logs zeigen in bestimmten Abschnitten Anomalien, die auf diffuse oder in mm-dünnen Lagen auftretende Anreicherungen von Schwermineralen zurückzuführen sind. Die Oberen Alleringerslebener Schichten sind stark durchsetzt mit Wühlspuren und partienweise bioturbat völlig entschichtet.

3.1.5.2 Walbecker Schichten

Die Walbecker Schichten (krWA) überlagern die Oberen Alleringerslebener Schichten konkordant und anscheinend ohne Schichtlücke. Sie reichen vom Ober-Campan bis Unter-Maastricht (krcao-krmau).

Untere Walbecker Schichten

Die Unteren Walbecker Schichten (krWAu) reichen vom Ober-Campan bis Unter-Maastricht (krcao-krmau) und haben nach den aus der Allertalzone vorliegenden Bohrprofilen scheinbare Mächtigkeiten bis zu 111 m. Sie bestehen aus einer weitgehend monotonen Abfolge von wechselnd feinsandigen, kalkfreien Mittelsanden.

In den Bohrkernen erwiesen sich die Mittelsande als überwiegend ungeschichtet. Nur in Partien mit stärker feinsandigen oder mit grobsandigen Einschaltungen war Schichtung erkennbar. Im Beienroder Becken in der Walbeck-Formation auftretende feinsandige Mittelsande werden von NIEBUHR & ERNST (1991) nach granulometrischen Auswertungen einem mäandrierenden Flußsystem bis Delta-Bereich zugeordnet. Auch die Unteren Walbecker Schichten wurden im fluviatilen Bereich bis Deltabereich abgelagert.

Obere Walbecker Schichten

Die Oberen Walbecker Schichten (krWAo) lassen sich in den Basishorizont (krWAo1), die Wechselfolge (krWAo2) und die Obere Quarzsandfolge (krWAo3) untergliedern. Sie werden ins Untermaastricht (krmau) gestellt. Jüngere spätoberkretazische Ablagerungen als die Obere Quarzsandfolge der Oberen Walbecker Schichten sind in der Allertalzone nicht nachgewiesen worden.

Im Raum westlich von Alleringersleben bis nördlich von Beendorf wurden keine Oberen Walbecker Schichten angetroffen. Nach der Mächtigkeitsentwicklung der Alleringerslebener und der Unteren Walbecker Schichten in diesem Raum sowie nach der Teufenlage der Oberkreidebasisfläche sind die Oberen Walbecker Schichten hier postsedimentär wahrscheinlich vollständig abgetragen worden.

Die Oberen Walbecker Schichten wurden nur im Raum südwestlich von Walbeck bis Grasleben nachgewiesen, wo sie an zwei heute voneinander getrennte Verbreitungsgebiete gebunden sind. Ihr Hauptverbreitungsgebiet befindet sich südwestlich einer Hutgesteinshochlage in der jungoberkretazischen Subrosionshauptsenke; das zweite kleinere liegt nordöstlich der Hutgesteinshochlage. Die maximale scheinbare Mächtigkeit der Oberen Walbecker Schichten beträgt ca. 130 m. Sie überlagern die Unteren Walbecker Schichten mit scharfer Erosionsdiskordanz.

Der bis ca. 11 m mächtige Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten besteht aus wechselnd schräg und horizontal geschichteten fluviatilen sandigen Kiesen und kiesigen Sanden.

Die daran anschließende bzw. den Basishorizont lokal vertretende bis ca. 60 m mächtige Wechselfolge aus im Delta-Bereich abgelagerten Feinsanden, Schluffen und Tonen bildet den mittleren Abschnitt der Oberen Walbecker Schichten.

Der obere Abschnitt der Oberen Walbecker Schichten, die bis ca. 84 m mächtige Obere Quarzsandfolge, ist nur in den am stärksten eingesenkten Anteilen der Subrosions-Hauptsenke erhalten geblieben. Die Obere Quarzsandfolge überlagert die Wechselfolge ohne Winkel-, wahrscheinlich aber mit Erosionsdiskordanz und besteht aus im fluviatilen bis limnischen Milieu entstandenen wechselnd feinsandigen Mittelsanden, in die stellenweise geringmächtige Bänke, Lagen und Linsen von Braunkohle eingeschaltet sind.

3.1.6 Tertiär

D. LOTSCH

Ablagerungen des Tertiärs sind in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte nur noch in räumlich voneinander isolierten Vorkommen mit deutlich reduzierter Abfolge erhalten geblieben. Auf der Lappwald-Scholle fehlt autochthones Tertiär östlich des Helmstedter Tertiärausbisses gänzlich.

Marines Unter- und Ober-Paläozän waren sehr wahrscheinlich zwischen Harz und dem Nordrande der Flechtingen-Roßlauer Scholle primär nicht entwickelt. Die Karstspaltenfüllung von Walbeck mit ihrer spätunter- bis frühoberpaläozänen Wirbeltierfauna weist auf zu dieser Zeit festländische Bedingungen hin. Die Fossilien belegen, daß die hier primär sehr wahrscheinlich vorhanden gewesenen jungoberkretazischen Walbecker und Alleringerslebener Schichten zu dieser Zeit bereits wieder abgetragen waren.

In der Allertalzone besaßen die jungoberpaläozänen bis frühuntereozänen limnisch-fluviatilen Fuchskuhlenberg-Schichten eine größere primäre Verbreitung als die heute überlieferten Vorkommen. Sie greifen im südwestlichen Randbereich des Vorkommens westlich von Schwanefeld diskordant über die Alleringerslebener und evtl. auch über die Walbecker Schichten hinweg. Daraus resultiert, daß die jungoberkretazische Schichtenfolge auch in der Allertalzone außerhalb ihres heutigen Verbreitungsgebietes schon vor dem Unter-Eozän wahrscheinlich fast vollständig abgetragen war. Die Erhaltung der Fuchskuhlenberg-Schichten im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld ist ebenso wie deren dortige heutige Verbreitung mit Subrosion verbunden. Sehr wahrscheinlich altersgleich sind die auf der Weferlinger Triasplatte östlich und südöstlich von Hödingen auftretenden und Mittleren Buntsandstein überlagernden ebenfalls limnisch-fluviatilen Hödinger Schichten. Jüngere Unter-Eozän-Sedimente als die Fuchskuhlenberg-Schichten und die Hödinger Schichten sowie tiefmitteleozäne Bildungen sind in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte bisher nicht nachgewiesen worden.

Jungmitteleozäne marine Ablagerungen, die Annenberg-Schichten, sind in mehreren voneinander isolierten und durch postsedimentäre Abtragung mächtigkeitsreduzierten Relikten in der Allertalzone westlich von Schwanefeld und nordwestlich von Walbeck, auf der Weferlinger

Triasplatte wahrscheinlich bei Weferlingen nachgewiesen worden. In der Allertalzone transgredieren sie über Keuper und Jura, bei Weferlingen über Unteren Muschelkalk. In erheblich vollständigerer Erhaltung sind sie in der Helmstedter Tertiärsenke überliefert. Auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle, die während des Tertiärs bis zum Ende des Mittel-Eozäns eine Festlandsschwelle bildete, fehlen jungmitteleozäne Ablagerungen.

Zwischen den mit Beginn der jungmitteleozänen Transgression abgelagerten Annenberg-Schichten und dem gleichfalls noch jungmitteleozänen unteren Abschnitt der Gehlberg-Schichten befindet sich zumindest im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld eine Schichtlücke.

Obereozäne marine Ablagerungen, d.h. der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten und die Silberberg-Schichten, sind in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte in den gleichen Vorkommen wie die marinen jungmitteleozänen Bildungen überliefert, aber weiter verbreitet und transgressiv über diese und über älteres Tertiär oder Prätertiär hinweggreifend. Silberberg-Schichten und mindestens stellenweise auch der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten sind auch in Relikten auf dem SW-Teil des Rotliegenden der Flechtingen-Roßlauer Scholle erhalten geblieben. Sie fehlen aber vollständig auf dem gesamten breiten Kulmausstrich auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle von Flechtingen bis Roßlau. Dieser Hauptteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle bildete auch noch während des gesamten Ober-Eozäns eine Festlandsschwelle.

Vor der Transgression des oberen Abschnittes der Gehlberg-Schichten erfolgte eine Meeresregression. Anschließend an die Regression bzw. im Zuge dieser Transgression wurden die Annenberg-Schichten und der untere Abschnitt der Gehlberg-Schichten in unterschiedlichem Maße erodiert.

In der stratigraphischen Sukzession folgen über den Silberberg-Schichten die unteroligozänen Rupel-Schichten. In der Allertalzone sind bisher keine autochthonen biostratigraphisch datierten Vorkommen der Rupel-Schichten nachgewiesen worden, während auf der Weferlinger Triasplatte Rupel-Schichten in Erosionsrelikten erhalten geblieben sind.

Aus dem Vorhandensein zahlreicher Erosionsrelikte der Rupel-Schichten im Gebiet zwischen Harz und dem Südrand der Flechtingen-Roßlauer Scholle folgt, daß die Rupel-Schichten primär schollen- und weitgehend auch salzstrukturübergreifend von Norden bis mindestens an den Nordrand des Unterharzes verbreitet gewesen waren und damit auch die Lappwald-Scholle, die Allertalzone, die Weferlinger Triasplatte und die Flechtingen-Roßlauer Scholle bedeckten.

Sicher authochthone Ablagerungen oberoligozänen Alters sind in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle nicht nachgewiesen worden,

obwohl auch das marine Ober-Oligozän über die Flechtingen-Roßlauer Scholle hinweg bis in das Subherzyna Becken hinein oder bis an den Nordrand des Harzes verbreitet war.

Miozäne Sedimente fehlen im gesamten Raum zwischen Altmark-Senke und Harz und damit auch in der Allertalzone und den begleitenden Struktureinheiten.

3.1.6.1 Paläozän

Karstspaltenfüllung von Walbeck

Die aus dem Untersuchungsgebiet bisher ältesten bekannten Tertiär-Ablagerungen stammen aus einer kleinen Karstspalte im Unteren Muschelkalk von Walbeck. Nach WEIGELT (1939) bestand die Spaltenfüllung aus mergeligen, zuoberst sehr lehmigen Sanden und hellgrauen, kalkhaltigen Residualtonen, die deutlich voneinander abgegrenzt waren. Aus den mergeligen Sanden wurde eine sehr individuenreiche, aber relativ artenarme Wirbeltierfauna mit stratigraphisch wichtigen Säugetierresten von WEIGELT (1942, 1960) beschrieben. Nach RUSSEL (1964) ist die Walbecker Fauna spätunterpaläozän oder frühoberpaläozän.

3.1.6.2 Eozän

Fuchskuhlenberg-Schichten (teoFU)

In der Allertalzone westlich von Schwanefeld wurden am Rand des Fuchskuhlenberges in mehrfachem Wechsel Sande, Schluffe und Tone nachgewiesen. Ein frühuntereozänes Alter dieser limnisch-fluviatilen Bildungen ist am wahrscheinlichsten, doch kann ein schon oberpaläozänes Alter nicht völlig ausgeschlossen werden. Ihre Mächtigkeit kann bis > 22 m betragen. Lokal streichen sie an der Geländeoberfläche aus, Tagesaufschlüsse sind jedoch nicht vorhanden.

Die Fuchskuhlenberg-Schichten lassen eine Gliederung in zwei Abschnitte erkennen:

Der untere Abschnitt besteht aus einer unregelmäßigen Wechsellagerung von Feinsanden, Schluffen und Tonen, der obere Abschnitt aus wechselnd feinsandigen Mittelsanden.

Ein weiteres sehr kleines Vorkommen von Fuchskuhlenberg-Schichten nordwestlich von Allertal enthält ca. 7 m mächtige kohlige Schluffe.

Die Fuchskuhlenberg-Schichten enthalten kein marines Phytoplankton und sind unter limnischen bis fluviatilen Bedingungen entstanden.

Hödinger Schichten (teoHD)

Die auf der Weferlinger Triasplatte in einem kleinen Vorkommen östlich von Hödingen aufgeschlossenen < 10 m mächtigen Fein- und Mittelsande sind sehr wahrscheinlich altersgleich mit den Fuchskuhlenberg-Schichten der Allertalzone.

Von diesem Vorkommen durch eine ca. 130 m breite Aufragung von Mittlerem Buntsandstein getrennt, treten am West- und Südrand des Steinberges Sande auf, die von SCHMIERER (1914a) wie die vom Sportplatz Hödingen dem Unter-Oligozän zugeordnet wurden. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei ebenfalls um Hödinger Schichten.

Annenberg-Schichten (teoGA)

Die jungmitteleozänen marinen Annenberg-Schichten konnten bisher nur in der Tertiärsenke westlich von Schwanefeld festgestellt werden. Sie bestehen aus bis ca. 15 m mächtigen, wechselnd kalkhaltigen oder kalkfreien tonig-schluffigen Glaukonitsanden bzw. sandigen Tonen mit einer oder mehreren basalen Geröllagen.

Gehlberg-Schichten (teoGB)

Der etwas jüngere, aber ebenfalls noch jungmitteleozäne, untere Abschnitt der Gehlberg-Schichten wurde westlich von Schwanefeld, weiter verbreitet als die Annenberg-Schichten, sowie im Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck und sehr wahrscheinlich auch auf der Weferlinger Triasplatte westlich von Bregenstedt und südlich von Weferlingen nachgewiesen. Die wenige Meter mächtigen Schichten bestehen aus glaukonitischen, graugrünen bis dunkelgraugrünen Schluffen oder Feinsanden

Der obere Abschnitt der Gehlberg-Schichten ist auch in den in der Allertalzone, auf der Weferlinger Triasplatte und auf dem Rotliegend-Anteil der Flechtingen-Roßlauer Scholle erhalten gebliebenen Tertiärvorkommen vorhanden. Die marinen Sande wurden nach ihrer geologischen Position bisher als Basissande der Silberberg-Schichten bezeichnet. Sie erreichen im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld Mächtigkeiten bis zu 17 m, im Tertiärvorkommen von Hörsingen - Erxleben - Ivenrode nur bis zu 4 m.

Silberberg-Schichten (teoSB)

Die Silberberg-Schichten (MARTINI & RITZKOWSKI 1968, 1969) sind in wahrscheinlich allen auf den geologischen Karten von Preußen, Blatt Helmstedt (3732), Blatt Erxleben (3733) und Blatt Weferlingen (3632) als marines Unter-Oligozän kartierten Vorkommen vorhanden.

Die im Tertiärvorkommen westlich von Schwanefeld bis ca. 13 m und in den Tertiärvorkommen nordwestlich von Walbeck und von Hørsingen - Erxleben - Ivenrode bis ca. 9 m mächtigen Silberberg-Schichten bestehen aus kalkhaltigen Schluffen.

3.1.6.3 Oligozän

Sicher unteroligozäne Ablagerungen wurden in der Allertalzone bisher noch nicht festgestellt. Rupel-Basissande und die darauf folgenden Rupel-Tone sind jedoch in mehreren Vorkommen auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle erhalten geblieben. Nicht geklärt werden konnte, ob die von der Bohrung Dp Mors 24/89 westlich von Bregenstedt (Blatt 3733) angetroffenen nur wenige Zentimeter mächtigen marinen oberoligozänen Sande zusammen mit dem darunterlagernden Oberen Rupel-Ton autochthon sind oder eine glazigene Scholle darstellen.

3.1.7 Quartär

H. ZIERMANN, R. ZWIRNER (WERSCHE GmbH)

Der subherzyne Raum ist durch ein enges Nebeneinander von mesozoischen, tertiären und quartären Sedimenten gekennzeichnet. Letztere bilden eine durchlöchernde Sedimentdecke, die von präquartären Aufragungen durchspießt wird. Dies trifft auch auf die Situation im Untersuchungsgebiet zu, in dem sich auf den Struktureinheiten des Lappwaldes, der Allertalzone und der Weferlinger Triasplatte das Quartär unterschiedlich entwickelt hat. Es umfaßt hier Schichten vom Altquartär bis zum Holozän mit Mächtigkeiten bis ca. 96 m, wobei sich die höheren Mächtigkeiten auf die Allertalzone konzentrieren.

Das Quartär kann im Untersuchungsgebiet in drei Zeitabschnitte unterteilt werden.

Die ältere Einheit umfaßt den Zeitraum bis zum Vorstoß des Elster-Eises („Präglazial“). Zur mittleren Einheit gehören die Elster-Kaltzeit, der Holstein-Komplex und die Saale-Kaltzeit. Der jüngere Abschnitt beginnt mit der Eem-Warmzeit, setzt sich fort mit der Weichselkalkzeit und endet im Holozän.

Das Untersuchungsgebiet wurde dreimal vom Inlandeis überdeckt. Dieses reichte mit seinen maximalen Vorstößen jeweils bis zum Harznordrand. Neben den weitverbreiteten glaziären Serien, deren Mächtigkeiten und Verbreitung stark wechseln, sind auch limnische Ablagerungen von interglazialer und fluviatiler Bildung relativ weit verbreitet. Das Neben- und Übereinander der eiszeitlichen Schichten infolge Sedimentation, Erosion durch fluviatile und glazifluviatile Prozesse, Gletscherexaration sowie Subrosion ist typisch für das Quartär im untersuchten Gebiet.

3.1.7.1 Prälster

Die ältesten quartären Ablagerungen des Untersuchungsgebietes sind fluviatile präglaziale Kiese von 1 m - 2 m Mächtigkeit. Da sie kein nordisches Material enthalten, werden sie in der Literatur vielfach als „präglaziale“ Schotter bezeichnet. Ihre genaue stratigraphische Stellung ist unbekannt; das jüngste Alter wäre frühelsterzeitlich, wahrscheinlich sind sie jedoch älter. Ein jungtertiäres Alter ist allerdings nicht zu begründen.

Die prälsterzeitlichen Bildungen treten nur punktuell als reliktsiche Vorkommen ehemals größerer Schotterterrassen auf. Ihre Höhenlagen wechseln beträchtlich. Sie liegen zwischen +95,7 m NN und ca. +171 m NN bzw. +155 m NN in glazigen ungestörter Lagerung.

Nach ihren unterschiedlichen Geröllzusammensetzungen lassen sich drei Gruppen präglazialer Schotter unterscheiden.

In der ersten Gruppe im Raum südöstlich von Morsleben bilden die Schotter aus den untersuchten Aufschlüssen schotteranalytisch eine Einheit. Sie führen keine Feuersteine, der Quarzanteil liegt gleichmäßig bei 18 %. Kristallin und Vulkanite sind mit jeweils 8 % - 9 % relativ einheitlich vertreten. Der Kieselschieferanteil von 10,3 % - 13,5 % streut nur unwesentlich. Da Kieselschiefer in der Flechtinger Scholle nicht auftreten, müssen sie aus dem Harzvaristikum hergeleitet werden. Die petrographische Hauptgruppe der Schotteranalysen bilden Sandsteine und Quarzite. Nach Diagenese, Tracht, Oberflächenpolitur und Abrollungsgrad der Quarzite wird auch hier eine Herkunft aus dem Harzpaläozoikum als sehr wahrscheinlich angenommen. Die Sandsteine stammen aus dem Rotliegenden, dem Buntsandstein und vor allem aus dem Rhät.

Eine zweite Gruppe untereinander ähnlicher, feuersteinfreier Schotter bilden die Gerölle in den Bohrungen Dp Mors 62A/94, RKS Mors 33/94 und der alten Kiesgrube Bartensleben. Die Schotterbasis liegt zwischen +113,8 m NN und +126,8 m NN. Wesentliche Unterschiede zur ersten Gruppe bestehen in den sehr niedrigen Werten der Porphyrygruppe (Vulkanite: 1,7 % - 3,9 %), und der kristallinen Gesteine (1,5 % - 3,7 %) bei etwas erhöhten Quarzanteilen. Die Stellung dieser Schottergruppe in der präglazialen Terrassenabfolge ist gegenwärtig noch nicht restlos geklärt. Bei einem linearen Verlauf des frühelsterlichen bis altquartären Flußsystems errechnet sich zwischen den Aufschlüssen am Eisenbahneinschnitt südlich Morsleben und der Bohrung RKS Mors 33/94 ein Gefällewert von 2,1 %, was in etwa der heutigen Aller im gleichen Talabschnitt entspricht. Zwischen den Bohrungen RKS 33/94 und Dp Mors 62/94 beträgt das Paläoflußgefälle aber 8 %. Dieser auffällige Unterschied kann nur durch glazigene Verstellung des Schotterkörper, durch subrosive Absenkung oder durch die Annahme verschieden alter Schotterkörper erklärt werden.

Eine dritte Gruppe von Schottern umfaßt 4 Aufschlüsse auf der Weferlinger Triasplatte. Die Geröllgemeinschaften aller Lokalitäten sind sehr ähnlich, so daß sie mit Sicherheit einem gemeinsamen Fluß zugeordnet werden können, obgleich die Schotterbasis mit +130 m NN und ca. +171 m NN erheblich differiert. Auffällig im Schotterbestand sind die hohen Gehalte an Vulkaniten (7,8 % - 12,7 %), die von der dicht benachbarten Flechtinger Scholle hergeleitet werden dürften, und die hohen Kieselschiefer-Gehalte bis zu 22 % gegenüber ca. 10 % bis 13 % in den anderen beiden präglazialen Schottergruppen.

Aus den liegenden Schottern entwickelt sich über Fein- und Mittelsande eine ca. 16 m mächtige Abfolge aus sandigen bis tonigen Schluffen. Nach Schwermineralanalysen dominieren in diesen Schluffen die stabilen Minerale Turmalin und Zirkon. Die Schwermineralzusammensetzung ist eindeutig nicht glaziär geprägt; da der Anteil an instabilen Mineralen, wie Hornblende und Augit, bei Annahme eiszeitlicher Quartärablagerungen erheblich höher sein müßte als ermittelt; er nimmt erst mit zunehmendem Alter der Sedimente u.a. durch Verwitterungsauslese deutlich ab. Die sandig-schluffigen Sedimente werden genetisch als fluviatil bis kaltzeitlich limnisch interpretiert. Die Herkunft der dominanten stabilen Schwerminerale Turmalin und Zirkon kann problemlos auf granitoide Gesteine des Harzes (HOPPE 1951, MÜLLER et al. 1988) zurückgeführt werden, womit sich Schotteranalyse und SM-Untersuchungen in ihrer Aussage widerspruchsfrei ergänzen.

3.1.7.2 Elster-Kaltzeit

Die Gletscher des Elster-Eises bedeckten das Gebiet des Allertales und weit darüber hinaus zweimal. In zahlreichen Bohrungen konnten zwei elsterzeitliche Grundmoränen nachgewiesen werden. Die Elster-Gletscher hatten am Nordrand des höheren Harzes ihre südliche Verbreitungsgrenze und überschritten nur den flacheren Ostteil des Unterharzes in Richtung Thüringen. Über die Reichweite des Zurückschmelzens des Eises des älteren Elster-Stadials (qe(1)) ist keine sichere Aussage möglich. Sicher ist allerdings, daß zwischen dem älteren und jüngeren Elster-Stadial (qe(2)) keine interglazialen und/oder interstadialen Bildungen nachzuweisen sind. Zwischen beiden Vorstößen sind lediglich glazifluviatile bis glazilimnische Sedimente abgelagert und mit zumeist geringeren Mächtigkeiten erbohrt worden.

Die glaziären Sedimente der Elster-Kaltzeit haben den größten Anteil am Aufbau der quartären Schichtenfolge. Der Hauptanteil dieser Sedimente befindet sich in einem NW-SE verlaufenden System von Depressionen zwischen Schwanefeld bis südlich Alleringersleben in der Allertalzone. Weitere Mächtigkeitsmaxima liegen in zwei geschlossenen Senkungsräumen im erweiterten Untersuchungsgebiet zwischen Wefensleben und Eilsleben.

Die Ablagerungen der Elster-Kaltzeit bestehen zum überwiegenden Teil aus Geschiebemergeln des älteren (qe(1)) und jüngeren (qe(2)) Elster-Stadials und erreichen Maximalmächtigkeiten von ca. 75 m. Beide Grundmoränen kommen häufig übereinanderlagernd vor. Dazwischen ist verbreitet ein Sandmittel ausgebildet, das bis zu 15 m mächtig wird. Jede Grundmoräne für sich kann bis fast 40 m Dicke erreichen. Ohne Zwischenmittel direkt übereinanderliegend, kann die Gesamtmächtigkeit der Grundmoränen über 50 m betragen. Die Nachschüttbildungen des jüngeren Elster-Stadials bestehen aus Schmelzwassersanden sowie überwiegend aus schluffigen bis feinsandigen glazilimnischen bis limnischen Beckenbildungen, die z. T. ohne Sedimentationslücke zu den holsteinzeitlichen Ablagerungen überleiten. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Schmelzwassersande beträgt 2 m - 5 m, die glazilimnischen Bildungen erreichen maximal 12 m Mächtigkeit.

Die Ergebnisse der seit 1983 ausgeführten geschiebekundlichen Untersuchungen (Kap. 2.4.1) haben dazu beigetragen, die beiden Moränen anhand ihres Geschiebebestandes zu unterscheiden und so die Profile für die Schichtenschnittkonstruktion (ZIERMANN et al. 1998) zu gliedern.

3.1.7.3 Holstein-Warmzeit

Die Ablagerungen der Holstein-Warmzeit bilden den wichtigsten stratigraphischen Leithorizont im Quartär. Ihre Verbreitung ist an die Allertalzone gebunden. Es handelt sich um eine im Dezimeter- bis Meterbereich wechselnde Folge von Sand-, Schluff-, Ton-, Torf- und Kalkmudden, Seekreide und Torf mit einer Gesamtmächtigkeit von max. 12 m (Dp Mors 17/89). Im Bereich des ERAM variiert die Mächtigkeit der Schichten zwischen 1,1 m und 6,4 m. Hier kamen auch die vollständigsten Profile zur Ablagerung, wo in mehreren Bohrungen (z.B. Dp Mors 49A/95) eine Sedimentation über den gesamten Zeitraum des Interglazials belegt ist.

3.1.7.4 Saale-Komplex

Die unteren Schichten des Saale-Komplexes umfassen die Bildung der Fuhne-Kaltzeit und der Dömnitz-Warmzeit. Sie sind den holsteinzeitlichen Bildungen sehr ähnlich und nur in den Bereichen vertreten, die auch während der Holstein-Warmzeit Sedimentationsräume waren.

Im Raum Morsleben sind nur ca. 1 m mächtige Ablagerungen der Fuhne-Kaltzeit vertreten, im Gebiet zwischen Ummendorf und Eilsleben (Dp Mors 15/90 und Dp Mors 20/89) wurden Fuhne- und Dömnitz-Ablagerungen subrosionsbedingt bis zu 30 m mächtig.

Während der anschließenden **Saale-Kaltzeit** war das Untersuchungsgebiet nur einmal von Eis bedeckt. Aus diesem Zeitabschnitt sind Vorschüttbildungen, die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums und Nachschüttbildungen im Untersuchungsgebiet erhalten geblieben.

Vorschüttbildungen sind relativ wenig verbreitet, meist geringmächtig bis ca. 8 m und setzen sich aus Schmelzwassersanden und glazilimnischen Beckenschluffen zusammen.

Mit dem Übergang zur Saale-Kaltzeit setzte eine starke Klimaverschlechterung ein. Die Solifluktion beseitigte auf dem Lappwald und der Weferlinger Triasplatte sowie auf den Talhängen zum Allertal interglaziale Böden und mögliche hochgelegene holsteinzeitliche Sedimentbecken und stellte den Schutt für die periglaziäre Aufschotterung bereit. Die frühsaalezeitliche Haupt- oder auch Mittelterrasse wurde in den Tälern akkumuliert. Diese Terrasse begleitet in weiter Verbreitung die mitteldeutschen Flußläufe. Im Allertal ist sie sedimentologisch nicht belegbar.

Die jüngsten glazigenen Prozesse der Gletscherexaration fanden zur Saale-Kaltzeit statt. Im Untersuchungsgebiet ist nur die älteste Grundmoräne (Drenthe-Stadium) ausgebildet. Das Saale-Eis stieß aus NE vor und erreichte den Harznordrand. Geringe Mächtigkeiten bis max. 14 m, im Mittel nur 2 m - 6 m, z.T. aber durch periglaziären und fluviatilen Sedimentabtrag weiter mächtigkeitsreduziert, haben geringe Auswirkungen auf den schon weitgehend quartärversiegelten Untergrund. Die Annahme von Ausräumungen alter Quartärflächen auf der Weferlinger Triasplatte und dem Lappwald ist realistisch; im Allertal selbst senkte sich die Saale-Grundmoräne in die weitgespannte holsteinzeitliche flache Niederung ein.

Durch erosiv-denudative Vorgänge ist die Grundmoränendecke in größere und kleinere Teilflächen, z.T. inselartig aufgelöst. Glazifluviatile Sande aus der Abschmelzphase des Drenthe-Eises treten in mehreren, z.T. weitflächigen, Arealen der Weferlinger Triasplatte mit Mächtigkeiten von 5 m - 10 m auf. Neben zahlreichen kleinflächigen Vorkommen in der Allertalzone sind größerflächige Areale besonders auf dem Lappwald südlich der Eisenbahnstrecke Marienborn-Helmstedt und im Grenzbereich zum Lappwald nördlich Beendorf vorhanden.

3.1.7.5 Eem-Warmzeit

Ablagerungen dieses Zeitabschnittes sind nur aus dem Seelschen Bruch nördlich Ummendorf bekannt. Sie liegen außerhalb des Allertales in einem gesonderten, drenthezeitlichen Exarationsbecken. Die limnischen Sedimente setzen sich aus einer Wechselfolge von Seekreide bis Kalkmudden und untergeordnet Schluffmudden zusammen, ihre Mächtigkeit liegt im dm- bis m-Bereich, die Kalkmudden werden auch bis zu 5 m mächtig. Die Farben wechseln zwischen schwarzbraun und hellgrau. Die Sedimente sind überwiegend schluffig und dann stark kalkhaltig. Die Gesamtmächtigkeit einschließlich des Weichselfrühglazialanteils beträgt etwa 15 m.

3.1.7.6 Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichselkaltzeit lag das Untersuchungsgebiet im Periglazialbereich. Durch Denudation wurden auf der Hochfläche teilweise die präquartären Bildungen freigelegt, wobei die

an der Oberfläche liegenden Schichten mehr oder weniger durch Solifluktion, Kryoturbation, Frostverwitterung, Erosion und Akkumulation überformt wurden. Es entstanden Fließerden und Frostschutt, die besonders am westlichen Hanganstieg des Allertals und auf der Lappwald-Scholle verbreitet sind und dort Mächtigkeiten von 2 m - 6 m erreichen. Anschließend, z.T. auch zeitgleich, erfolgte eine fast flächendeckende äolische Ablagerung von Löß und Sandlöß, die an den Hängen des Allertals in Schwemmlöß übergeht. Auch die Schotter der Niederterrasse der Aller wurden in diesem Zeitraum sedimentiert. Sie sind als Leithorizont von Bedeutung und werden deshalb ausführlicher beschrieben.

Die Flußschotter der Niederterrasse bestehen aus Grobsand bis Feinkies, sind hellgelbgrau, grau und hellbraungrau gefärbt, mittelsandig, schwach feinsandig, schlufffrei bis schwach schluffig, schwach mittel- und grobkiesig, im Basisbereich sind einige Steine angereichert. Die Schotter sind kalkfrei bis schwach kalkhaltig, eine Schichtung ist in ihnen nicht oder nur undeutlich erkennbar. Sie haben eine durchgängige Verbreitung im Auenbereich des Allertals und den morphologisch sichtbaren Niederterrassenflächen, unterliegen z.T. aber beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen von 1,5 m - 7,6 m.

Die weichselzeitliche Niederterrasse hat sich in den mesozoischen und quartären Untergrund erosiv eingeschnitten; dabei wurden erhebliche Sedimentmengen erodiert und talabwärts transportiert. In dieser Frühphase der jüngeren Talentwicklung wurden im engeren Talbereich weitflächig quartäre Leithorizonte zerstört, insbesondere der Holstein-Komplex und die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums. Der Geröllbestand der Niederterrasse ist von dem der glazialen Schmelzwasserbildungen stark unterschiedlich, so daß die gegenseitige Abgrenzung unproblematisch ist. Dies ist für die Aussagesicherheit zur Lage der Basisfläche der Niederterrasse im Hinblick auf ihre subrosive Verstellung von Bedeutung.

Die Ergebnisse der geröllpetrographischen Untersuchungen an Schottern der Niederterrasse zwischen Walbeck und Morsleben sowie bei Ummendorf charakterisieren die generelle Entwicklung der Niederterrasse. Dominierendes Element sind auch hier die Rhätsandsteine.

Auf einen wesentlichen Umstand, der das Sedimentangebot für die Niederterrasse beeinflusst, muß noch hingewiesen werden. Die Aller wurde in erheblichem Maße mit Sedimenten belastet, die dem Fluß seitwärts aus den Tälern des Lappwaldes und der Weferlinger Triasplatte zugeführt wurden. So treten erhöhte Muschelkalkanteile an der Ostseite des Tales auf, während in der Talmitte und an der Westseite Rhätsandsteine im Geröllbestand deutlich überwiegen. Wo die Wasserführung des Flusses nicht ausreichte, die niveofluviatilen Sande und Kiessande kurzer Seitentäler und die Fließerden, die besonders von lappwaldseitigen Hängen sich in das Tal vorgeschoben haben, zu sortieren, verzahnen sich Schotter mit Fließerden, die wiederum Flußgerölle aus älteren Terrassen enthalten können.

3.1.7.7 Holozän

Im Holozän können drei altersverschiedene Sedimentkörper unterschieden werden:

Fluviatile Schotter der Aller

Bei den fluviatilen Schottern handelt es sich um maximal 2 m mächtige Flußsande, die aus Mittel- bis Grobsand bestehen, hellbraungrau bis hellgelbgrau gefärbt und schwach feinsandig, vereinzelt auch kiesig sind. Bei nur wenigen Steinen enthalten sie einen hohen Anteil an Lokalgeröllen.

Die holozänen fluviatilen Schotter der Aller sind geröllstatistisch von denen der weichselzeitlichen Niederterrasse im allgemeinen nicht zuverlässig zu unterscheiden, da der Fluß zu beiden Zeiten das gleiche Einzugsgebiet hatte. Beide Sedimentkörper unterscheiden sich nur durch das im Holozän fehlende Fließerdeangebot und eine in der Warmzeit geringere Sedimentationsrate, woraus die geringe Mächtigkeit der Flußsande resultiert.

Schluffmudde, Kalkmudde und Seekreide

Unter stehender bzw. schwach fließender Wasserbedeckung außerhalb des Flußbettes werden nach der spätglazialen Erosionsphase limnisch-fluviatile, zumeist organogene, bindige Sedimente auf den zum Teil erodierten Flächen der Niederterrasse bzw. auf der durch Auslaugung abgesenkten und deshalb nicht erodierten Niederterrassenoberfläche abgelagert. Es handelt sich dabei um Schluffmudde, Kalkmudde und Seekreide in Wechsellagerung im dm- bis m-Bereich. Die Farben wechseln je nach Sedimenttyp von schwarzbraun über dunkelbraun, grünlichgrau und olivgrau nach weißgrau. Das Sediment ist kalkfrei bis stark kalkhaltig und besteht zu ca. 80 % aus Schluffmudde. Sie ist überwiegend massig ausgebildet und durchschnittlich 1 m – 2 m, max. 6 m mächtig, aber nicht flächendeckend verbreitet.

Auelehm

Der Auelehm besteht aus blaugrauem, olivgrauem und dunkelbraunem, zum Teil auch rostbraunem Schluff. Er wird maximal 3 m mächtig, zumeist jedoch nur 0,5 m - 2,0 m, und ist ungeschichtet und massig ausgebildet. Im Bereich zwischen Alleringersleben und Beendorf ist er ganzflächig in der Aueniederung über holozänen Schluffmudden und weichselzeitlicher Niederterrasse verbreitet. Ziegel- und Scherbenreste belegen einen anthropogenen Einfluß.

Das Auesediment (Auelehm i.w.S.) ist die am weitesten verbreitete holozäne Ablagerung. Eine eindeutige Abgrenzung von den limnisch-fluviatilen Bildungen ist wegen des allmählichen Überganges der organogenen Bestandteile von Mudde in basisnahen muddigen Auelehm zum Teil schwierig.

3.2 Strukturgeologie

3.2.1 Regionale Tektonik

G. BEST

Das Gebiet zwischen Harznordrand und Flechtingen - Roßlauer Scholle (= Subherzynes Becken) wird aus 6 etwa dem Harznordrand parallel verlaufenden Krustenblöcken von 7 - 15 km Breite aufgebaut. Die Ränder dieser tektonischen Einheiten sind mit schmalen, langgestreckten Salzstrukturen („Brachyantiklinen“, „Schmalsättel“) besetzt (von NE nach SW):

- Allertalzone,
- Strukturzug Beienrode-Staßfurt mit den Einzelstrukturen: Dorm, Offlebener Sattel, Oscherslebener Sattel, Egelner Sattel,
- Asse-Heseberg-Struktur,
- Ascherslebener Sattel,
- Strukturzug Harli, Quedlinburger Sattel.

Bei entsprechender Breite der Schollen haben sich Salzkissen („Breitsättel“, „Beulen“) auf den Krustenblöcken gebildet wie Elm, Heiligendorfer Salzkissen, Fallstein, Huy und Hakel, (Abb. 15).

Die Westbegrenzung des Subherzynen Beckens wird von der östlichsten Randstaffel der Gifhorner Störungszone gebildet, die ebenfalls mit einer Reihe von Salzstrukturen besetzt ist (Werla-Burgdorf, Neindorf, Salzdahlum, Lehre, Ehmén).

Die südwestliche, nordöstliche und südöstliche Umrandung des subherzynen Beckens wird vom Paläozoikum (Präezechstein) gebildet; die Beckenachse hebt nach Südosten in Richtung des Paschlebener Grauwackenvorsprunges heraus.

In einem SW-NE-Querschnitt (BALDSCHUHN et al. 1996) wird der asymmetrische Bau dieses Beckens deutlich: Der präsalinare Untergrund fällt von seinem Tagesausstrich entlang des Flechtinger Höhenzuges bis auf über 3 000 m vor dem Harznordrand ab (Abb. 16).

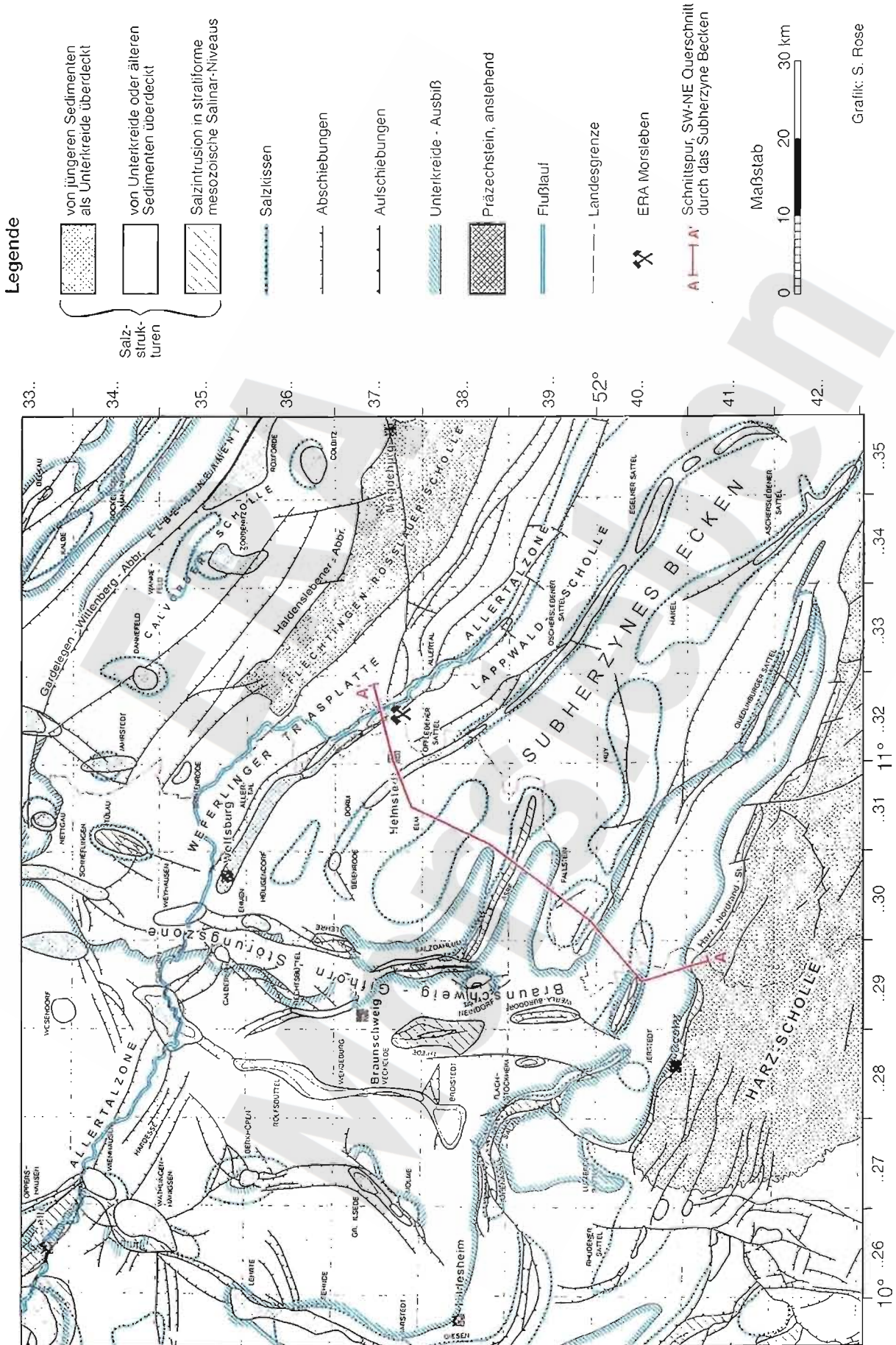
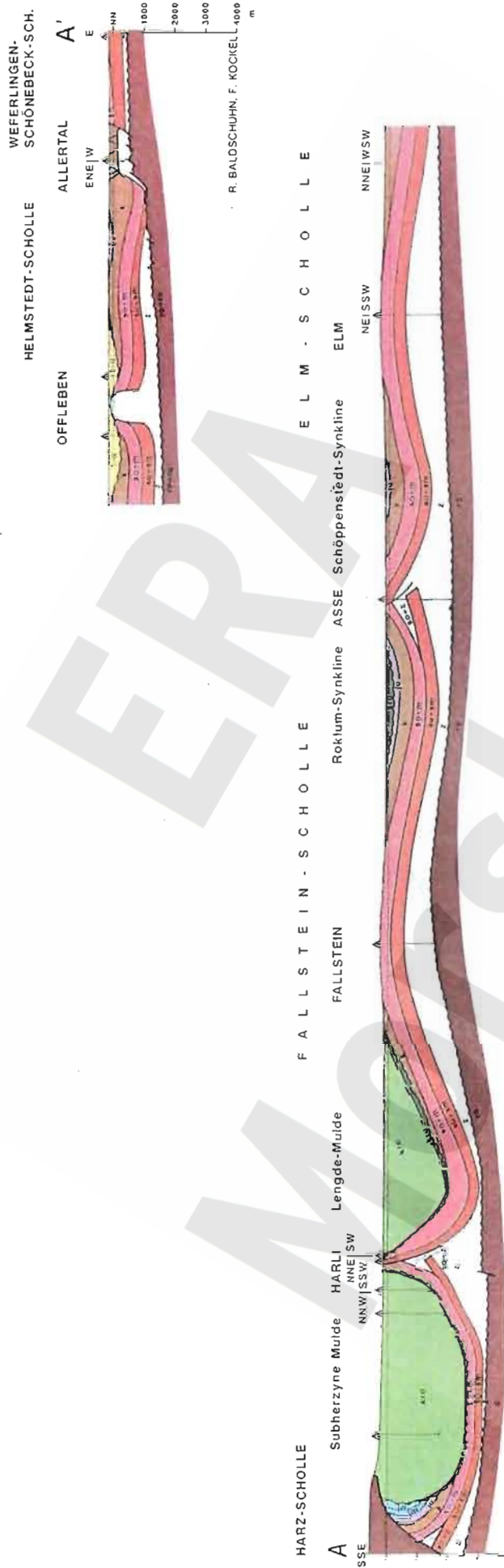


Abb. 15: Strukturgeologische Übersichtskarte des Allertals und seiner weiteren Umgebung, modifiziert nach BALDSCHUHN et al. (1996)



Legende:

c	Karbon	jo	Malm
ru	Unterrotliegend	kru	Unterkreide
ro	Oberrotliegend	kro	Oberkreide
z	Zechstein	t	Tertiär
su	Unterer Buntsandstein	q	Quartiär
sm	Mittlerer Buntsandstein		
so	Röt		
m	Muschelkalk		
k	Keuper		
ju	Lias		
jm	Dogger		

Abb. 16: SW-NE Querschnitt durch das Subherzyna Becken nach BALDSCHUHN et al. (1996), Lage s. Abb. 15

3.2.2 Struktureller Bau der Allertalzone

G. BEST

Östlich der Braunschweig-Gifhorer Störungszone erstreckt sich die Allertal-Salzstrukturzone von Wolfsburg über eine Länge von etwa 50 km nach SE (Abb. 15). An ihrem südöstlichen Ende, dem oberen Allertal, ist sie im Rahmen der Suche nach Kali-Lagerstätten in ihren Grundzügen bereits zu Anfang dieses Jahrhunderts erforscht und wiederholt dargestellt worden, u. a. von SCHMIERER (1909), KIRSCHMANN (1913), KOERT (1923), WOLDSTEDT (1925), BRINKMEYER (1925) und ZWANZIG (1928).

Im oberen Allertal, wo zwischen der Weferlinger Triasplatte und der Lappwald-Scholle jüngere Schichten über der Salzstruktur erhalten geblieben sind, werden auch die Bezeichnungen Allerspalte, Allergraben verwendet. Südlich von Morsleben teilt sich die Störungszone auf: Die eigentliche Allertalzone setzt sich entlang der Ummendorfer Störung fort (Abb. 1). Im Bereich des Steinberghorstes (Abb. 19) spaltet sich der Uhrlebener Graben (auch Groppendorfer Keupergraben) nach Osten ab. Südlich des Uhrlebener Grabens befindet sich die Dreilebener Scholle, die von BURCHARDT (1990) als mobile Gleitscholle angesehen wird.

Im folgenden wird nur der auf Blatt Helmstedt (3732) der TK 25 gelegene Abschnitt der Allertalzone behandelt.

Die Salzstruktur kann hier als eine salzgefüllte Spalte mit etwa trapezförmigem Querschnitt beschrieben werden. Sie hat an ihrer Basis eine Breite von ca. 2,5 km, an ihrer Oberkante eine Breite von ca. 1,5 km bei einer Höhe von 400 m - 600 m. Die begrenzenden Seitenflächen werden durch die Nordostrand- bzw. die Südwestrandstörung gebildet, welche beide mit unterschiedlichen Winkeln nach SW einfallen.

Die Nordostrandstörung, die nach den Ergebnissen der Reflexionsseismik mit ca. 45° nach SW einfällt, wird von einer 100 m - 400 m breiten Zone zerrütteter Gesteine aus Muschelkalk und Buntsandstein begleitet. Diese Störungsfläche wird als Abrißfläche bei der keuperzeitlichen Floßtektonik (BEST 1996) angesehen.

Ihr Gegenpart findet sich heute unter der Lappwald-Scholle und ist flach mit dem liegenden basalen Zechstein verschweißt (s. Kap. 3.1.2.1).

Die Südwestrandstörung wird von einer an der Buntsandsteinbasis ansetzenden flachliegenden Störungsbahn gebildet, die nach NE ansteigend bis zur Oberkante der Salzstruktur nacheinander sämtliche Schichtglieder der Trias durchschneidet.

Durch einen Grubenaufschluß ist bekannt, daß zwischen dem Keuper der Lappwald-Scholle und dem Zechstein-Salzkörper noch geringmächtige Reste von stark zerschertem Rötsalinar

auftreten können (BORNEMANN et al. 1997), die während des Abgleitvorgangs oder der späteren Kompression/Inversion entlang der Gleitbahn „verschmiert“ wurden.

Früher war unter dem Begriff „Südwestrandstörung“ eine bis zur Tagesoberfläche reichende Störungsbahn angesehen worden, welche die dislozierten Jura-Relikte im NE von der ungestörten Lappwald-Mulde im SW abgrenzen sollte. Neuerdings wird angenommen, daß die Südwestrandstörung am Salzspiegel endet. Dort stellen sich in einem die Salzstruktur begleitenden etwa 500 m breiten Streifen antithetisch (NE) einfallende Störungsbahnen ein, an denen die Gesteine der Lappwald-Scholle in Richtung auf die Salzstruktur versetzt sind. Die Störungsbahnen erscheinen im seismischen Bild um so flacher, je weiter sie von der Salzstruktur entfernt sind und versteilen in Richtung Allertal. Gleichzeitig nimmt zum Allertal hin der Komplikationsgrad zu; z. T. ist es durch subrosionsbedingte Abgleitvorgänge zu stratigraphischen Umstapelungen und zu Versturzmassen gekommen (vgl. BURCHARDT 1998).

Oberhalb des Salzspiegels, der bei etwa -140 m NN festgestellt wurde, ist ein Hutgestein (BALZER 1998) ausgebildet, das im Zentrum seine größte Mächtigkeit aufweist (bis zu 230 m) und sowohl nach Westen als auch nach Osten an Mächtigkeit abnimmt. Die zentrale Hutgesteinsauftragung unterteilt die geologische Füllung des Allertals in einen südwestlichen und nordöstlichen Streifen. Der südwestliche Streifen wird von einem langgestreckten, 500 m – 1 000 m breiten und bis zu 200 m tiefen Trog gebildet, der vorwiegend mit Sedimenten der Alleringerslebener und Walbecker Schichten sowie Tertiär und Quartär gefüllt ist (LOTSCH 1998a, ZIERMANN et al. 1998). Die Südwestbegrenzung dieses „Kreidetroges“ ist eine Grenzfläche, welche die triassischen und jurassischen „Versturz- und Gleitmassen“ von den Lockersedimenten (Kreide bis Quartär) trennt. Während die Südwestbegrenzung größtenteils steil, z. T. überkippt bzw. durch Gleitvorgänge überfahren ist, liegt die Nordostflanke des Trogs im allgemeinen konkordant dem Hutgestein auf. In der Achse des Troges liegen Alleringerslebener Schichten bis unterhalb von 50 m unter NN direkt dem Hutgestein auf; randlich können geringmächtige allochthone Relikte des Lias und Keuper zwischengeschaltet sein.

Nordöstlich der zentralen Hutgesteinshochlage bedeckt Keuper die Salzstruktur bis zur Nordostrandstörung. Diese Keuperbedeckung ist im Hinblick auf die Strukturentwicklung als syn- bis postkinematische Bedeckung zu sehen und ergibt zusammen mit Mächtigkeitsvariationen einen Hinweis auf die erste Bildung der Allertalspalte. Das Einfallen der Keuperschichten ist mit 20° - 30° nach Nordosten auf die Randstörung gerichtet. Die unmittelbar der Salzstruktur auflagernden Keuperschichten bestehen aus Unterem Gipskeuper bis Steinmergelkeuper. Nur randlich im Bereich der Nordostrandstörung wurden Unterer Keuper und Muschelkalk im Kontakt zur Salzstruktur angetroffen. Zahlreiche Störungen und Brekzienzonen führen zu einer Zerstückelung der Schichtung in diesen Gesteinen, so daß kartierbare Flächen durch die Refle-

xionsseismik - mit Ausnahme der die Grenze zum Hutgestein bildenden Basisfläche - nicht abgebildet werden konnten.

Das Liegende der Salzstruktur wird von der Obergrenze der präsalinaren Zechsteinfolge (Basalanhydrit) gebildet, da sich die Schichtenfolge älter als das Staßfurt-Steinsalz infolge ihrer Rigidität nicht an dem halokinetischen Geschehen beteiligt hat.

Aus den verschiedenen eingesetzten Meßverfahren (Reflexionsseismik, Salzstockunterschließung auf 3 Querprofilen (FLÖRCHINGER et al. 1996), EMR-Messungen (THIERBACH et al. 1997) und den Ergebnissen von Bohrungen ergibt sich in größerem Maßstab ein aussagekräftiges Bild über die Tiefenlage der Zechsteinbasis im Strukturbereich. Demnach stellt die Oberkante des „Sockels“ eine im allgemeinen glatte Basisfläche dar, die im Ostteil nur mit schwacher Neigung (ca. 2° - 5°) nach SW einfällt. An zahlreichen teils parallel zum Allertal, teils mehr nach Westen abbiegenden Störungen ist die Zechsteinbasis nach SW um ca. 100 m - 250 m versetzt, wobei sich das Einfallen der Zechsteinbasis bis auf 20° versteilt (Abb. 17). Zur Kartierung der Tiefenlage der Zechsteinbasis mußte zwischen den Aufschlußpunkten interpoliert werden.

Die Struktur des Sockels hat starken Einfluß auf die Internstruktur des Zechsteinsalinars ausgeübt. Über den Hauptabbrüchen im Sockel liegt der stark isoklinal gefaltete Westteil der Salzstruktur, während östlich dieser Sockelstörungen sich der ruhiger gebaute Ostteil der Salzstruktur anschließt (BEHLAU et al. 1997). Aus dem Strukturplan (Abb. 17) ist auch zu entnehmen, daß der generelle Trend des Anstieges der Zechsteinbasis nach Osten auch durch kleinere grabenartige Bereiche unterbrochen wird.

3.2.2.1 Strukturen im Liegenden des Zechsteinsalinars

Die Zechsteinbasis liegt konkordant jedoch mit einer Schichtlücke dem Oberrotliegenden auf (Kupferschiefer-Transgression). Nach den Bohrungen Dp Mors 3/89, 20/88 und der Untertagebohrung Marie U 1/53 sowie den etwas weiter entfernt liegenden Erdölbohrungen Ostingersleben 1, Subherzyn 101 und 102 wird das unmittelbare Liegende von den feinklastischen Sandsteinschiefern der Eisleben-Schichten gebildet, die in mehr oder weniger konstanter Mächtigkeit den Zechstein unterlagern (vgl. Kap. 3.1.1). Diese Subparallelität der Rotliegend-Reflektoren ermöglichte eine Betrachtung der Lagerungsverhältnisse anhand der reflexionsseismischen Profile (Abb. 18).

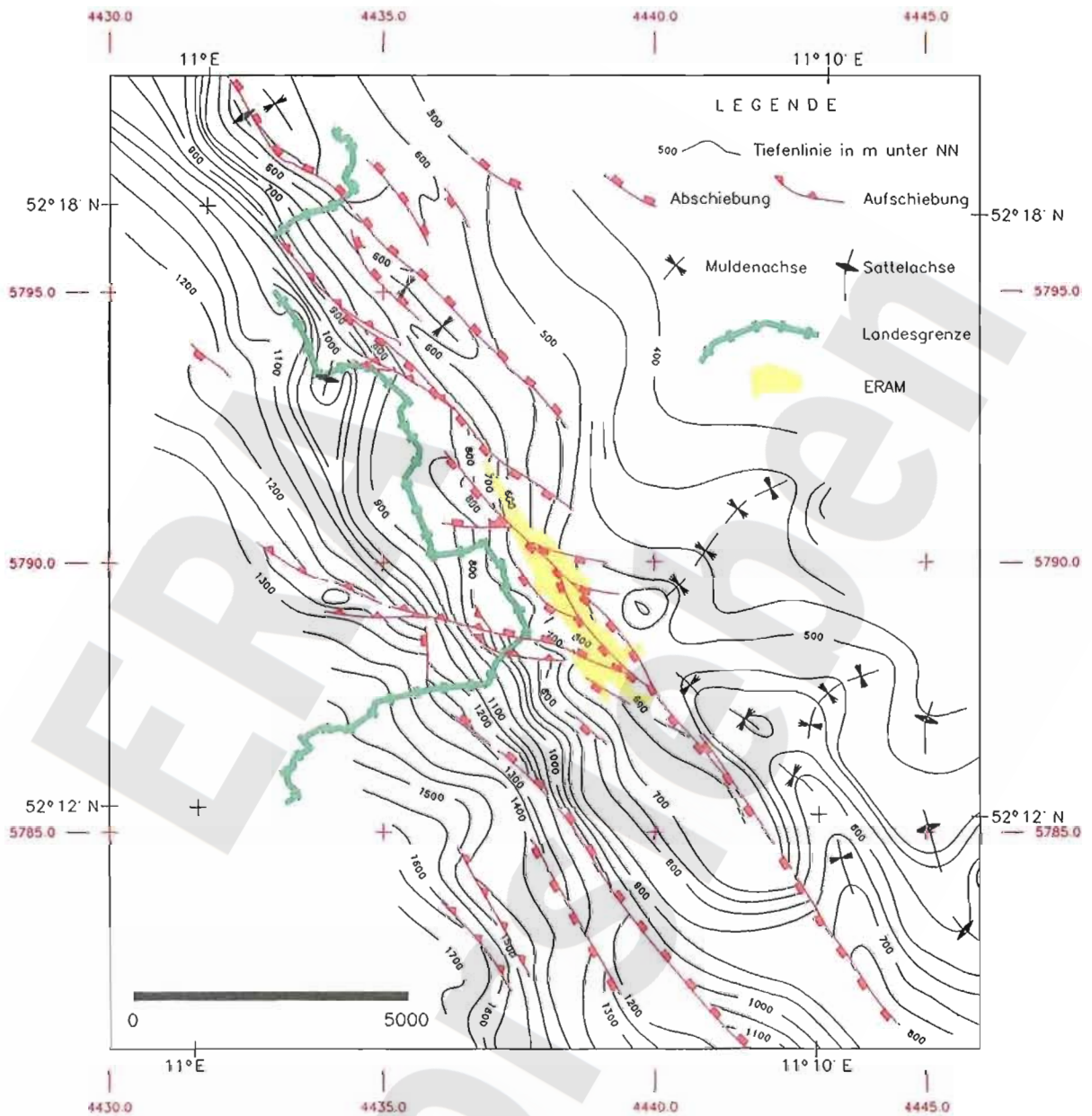
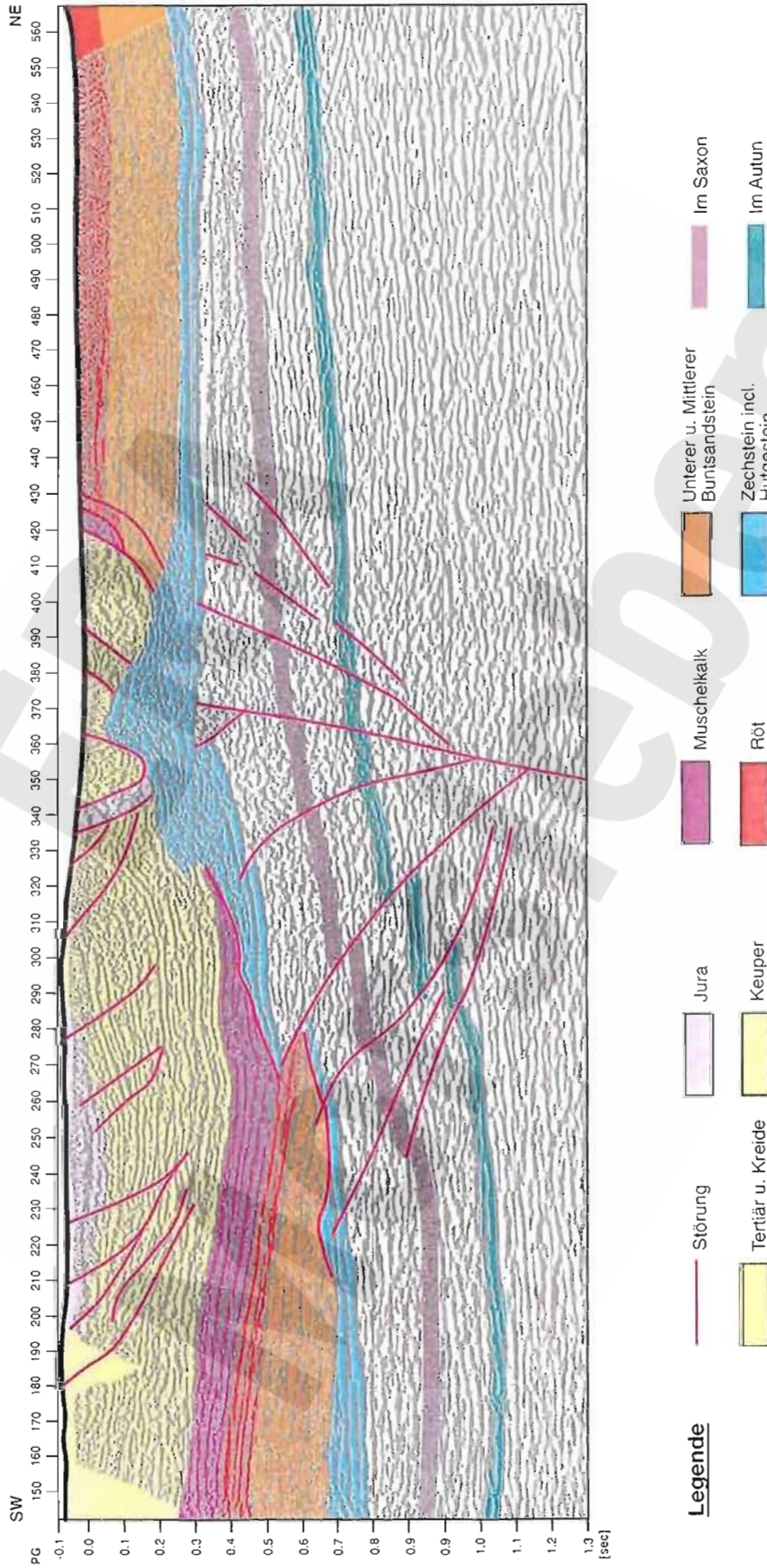


Abb. 17: Strukturplan der Zechsteinbasis

Die strukturelle Analyse der Sockelstrukturen führte zu folgenden Beobachtungen:

- Die an der Zechsteinbasis festgestellten Versätze setzen sich als gleichsinnige und gleichgroße Versätze in den Rotliegend-Schichten fort.
- Aus der Geometrie der Störungen folgt, daß sowohl relative Ab- als auch relative Aufschiebungen auftreten.
- Das Störungsmuster ist weitgehend entkoppelt vom postsalinaren Oberbau. Der Puffer ist die mobile Salzschieht des Zechsteinsalinars.



Grafik: S. Rose

Abb. 18: Reflexionsseismisches Profil MORS 9407 durch die Allertalstruktur „Blumenstruktur“ (positive flower structure nach HARDING 1985).
Lage s. Abb. 1

- Die Form des nach unten konvergierenden Störungsbündels (Abb. 18) unter der Salzstruktur entspricht dem einer positiven Blumenstruktur (positiv flower structure) nach HARDING (1985).
- Im Kartenbild (Strukturplan der Zechsteinbasis, Abb. 17) kann beobachtet werden, daß die einzelnen Störungen sich „en echelon“ ablösen, soweit dies mit Hilfe von 2-D-Seismik feststellbar ist.

Als Ergebnis der Strukturbetrachtung des Präsalinars ist festzustellen:

Das sich in den seismischen Schnitten und im Strukturplan der Zechsteinbasis abzeichnende Störungsmuster weist auf einen kompressiven, linkslateralen Beanspruchungsplan (transpression) hin, der bei der oberkretazischen Inversionstektonik (s. Kap. 3.2.5) entstanden sein dürfte.

3.2.2.2 Strukturen im Zechsteinsalinar

J. BEHLAU

Die Salzstruktur ist in sich durch einen ausgeprägten Nordwest - Südost streichenden vorwiegend isoklinalen Faltenbau gegliedert. Die Sättel werden im Kern aus den salinaren Einheiten der Staßfurt-Folge aufgebaut, während in den Mulden Einheiten von der Leine- bis zur Aller-Folge vorkommen. In den Grubenfeldern Bartensleben und Marie werden die Großfalten von Westen nach Osten wie folgt bezeichnet:

Bartensleben

Westmulde
westlicher Schachtsattel
Südmulde
östlicher Schachtsattel
Hauptmulde
Ostsattel
Ostmulde
Randsattel I
Randmulde
Randsattel II

Marie

Westsattel
Westmulde
Schachtsattel
Hauptmulde
Störung Lager K
Ostmulde
Randsattel I

Im südwestlichen Bereich der Salzstruktur herrscht ein nordostvergenter, im Nordosten ein steiler Faltenbau nahezu ohne Vergenz vor. Die Vergenzänderung tritt mit Erreichen des Ost-sattels ein.

Ausschlaggebend für den isoklinalen Bau sind die Salzgesteine der Staßfurt-Folge, die allein wegen ihrer großen Mächtigkeit gegenüber den Schichten des Zechstein 3 und 4 die halotektonischen Bewegungen initiieren und steuern. Das Kaliflöz Staßfurt, als mobilste Einheit zwischen den beiden unterschiedlichen Schichtkomplexen, gleicht die unterschiedlichen Bewegungen durch Anstau oder extreme Ausdünnung aus.

In den Grubenfeldern Bartensleben und Marie ist der Hauptanhydrit im Vergleich zu anderen Salzstrukturen weit verbreitet. Der in Schollen zerlegte Hauptanhydrit bleibt im Sinne einer tektonischen Selektion als relativ spröder und immobil Körper in den Scharnier- bzw. tieferen Bereichen der Mulden zurück. In der Regel werden nur vereinzelte Hauptanhydritschollen kleinerer Dimension von den mobileren Salzen mit ins Hangende geschleppt.

Die Gesteine der Leine- und Aller-Folge reagieren im westlichen Grubenfeld mit einem sehr engständigen isoklinalen Faltenbau auf den Aufstieg der Schichten der Staßfurt-Folge. Dabei können Schichten, vorwiegend an den westlichen Faltenschenkeln, völlig unterdrückt bzw. stark ausgewalzt werden. Der Hauptanhydrit reagiert auf Grund seines spröden Verhaltens bruchhaft auf die Faltung der übrigen salinaren Gesteine. Der Grad der Zerblockung nimmt entsprechend in Richtung auf die Hauptbewegungszone (Hauptmulde und westliche Randfalten) zu.

Charakteristisch für die Großfalten in den Grubenfeldern Bartensleben und Marie sind die lokal stark variierenden Abtauchwerte der Faltenachsen. Das hat zur Folge, daß die Mulden bis in unterschiedliche Teufen reichen.

Im Bereich des Grubenfelds Bartensleben/Marie ergeben sich im Gefolge der Auffaltung der Salzstruktur die für duktil verformbare Gesteinsschichten charakteristischen polyphasen Faltungen. Im Bereich der Schichten der Staßfurt-Folge wurden zwei Faltengenerationen definiert. Die Leine- und Aller-Folgen zeigen deutlich mehr als zwei Faltengenerationen.

Das generelle Streichen der Großfaltenachsen folgt mit NW-SE dem Streichen der Allertalzone. Sie entsprechen der ursprünglichen Anlage der Salzstruktur und sind somit die Achsen der ältesten Faltengeneration. Im Salinar können die Hauptfalten bzw. derer Äquivalente über den gesamten aufgeschlossenen Bereich verfolgt werden. „en echelon“-Faltung. Sie ist besonders auf den tieferen Sohlen ausgeprägt, auf denen größere Hauptanhydritschollen anstehen.

Der in Schollen zerlegte Hauptanhydrit wird von plastischeren Salzen quasi umflossen. Die in den Schichten der Leine-Folge kartierten Kleinfalten, die in einem erheblichen Winkel zu den

Hauptfaltenachsen stehen - teilweise sogar senkrecht zu diesen - sind als Schleppe- oder Stauchfalten vorwiegend an den Hauptanhydritschollen zu verstehen.

Die Falten höherer Ordnung entstehen durch Interferenz dieser Falten und der in Strukturrichtung entstandenen älteren Falten-Generation. Der „en echelon“-Faltungsstil wird besonders im Nordfeld Bartensleben deutlich.

Im westlichen Teil des Salinars herrscht eine Isoklinalfaltung im Sinne einer Schleppefaltung an der Salinarflanke vor (Anl. 6). Sehr deutlich wird dieser Befund in den Aufschlüssen des Westfeldes Marie. Da hier keine Hauptanhydritschollen in die Faltung mit einbezogen werden, liegt kein signifikanter Kompetenzunterschied zwischen den Schichten vor. Die faltenachsenparallele Schieferung ist ein Hinweis, daß die Kinematik dieses Bereichs durch eine Scherfaltung geprägt wird.

Die im Westfeld Bartensleben aufgeschlossenen Hauptanhydrite sind als mitgeschleppte vereinzelte Schollen von begrenzter Größe anzusehen. Das Hutgestein ist über den westlichen Randfalten deutlich geringmächtiger bzw. kaum vorhanden. Das heißt, der Hauptanhydrit erreicht nur in vereinzelten Schollen den Salzspiegel.

Die Befunde decken sich mit den Ergebnissen von BEST (1996), der darauf hinweist, daß die Lappwald-Scholle keuperzeitlich, im Sinne der „raft tectonic“, von der Triasplatte abgeglitten ist. Die westlichen Randfalten sind damit die tektonisch am höchsten deformierten Bereiche des Salinars. Die Hauptanhydritschollen bleiben in den Muldenböden zurück. Die Faltenbreite beträgt z.T. nur wenige Dezimeter bis Meter bei einer Faltenhöhe bis in den 100 m-Bereich hinein. Zudem deutet der Faltenbau im westlichen Teil des Grubenfeldes Bartensleben auf eine größere laterale Bewegung in Strukturrichtung (NW - SE) hin. Das äußert sich in Anstauungen des Kaliflözes Staßfurt und stark verstelltem und zerbrochenen Hauptanhydrit. Hiervon ist besonders die Westflanke der Hauptmulde betroffen.

Nach Osten geht die Kinematik in eine Biegescherfaltung über. Zum einen nehmen die Kompetenzunterschiede zwischen den Schichten durch das erhöhte Vorkommen des Hauptanhydrits deutlich zu, zum anderen macht sich der Einfluß der Salinarflanke nicht mehr so stark bemerkbar. Als Abscherhorizont in der Nähe des Hauptanhydrits, der kompetentesten Einheit, kommen im Liegenden das Kaliflöz Staßfurt, besonders in trümmercarnallitischer Ausbildung, der Gebänderte Deckanhydrit und der Graue Salzton sowie im Hangenden die Grenze zum Liniensalz in Frage. Auf Grund dieser Kinematik lassen sich an der Westflanke der Hauptmulde die Hauptanhydritschollen bis zum Salzspiegel verfolgen. Über dieser Großfalte sind auch die größten Mächtigkeiten des Hutgesteins anzutreffen. Das gilt in axialer Richtung über die gesamte Ausdehnung der Salzstruktur.

Allgemein geht die isoklinale Faltung der Schichten des Zechstein 2 bis 4 von Westen nach Osten in eine nahezu offene Faltung über. Die Faltenhöhen gehen hier deutlich zurück, die Faltenbreiten nehmen zu.

Die Internfaltung im Zechstein 3 bis 4 der Hauptmulde ist weiterhin als isoklinal zu bezeichnen und weist immer noch einen hohen scherenden Bewegungsanteil auf. Die Faltung in den Einheiten der Leine- und Aller-Folge innerhalb der Ostmulde ist als offen zu bezeichnen.

Da der Ostsattel im Südostfeld Bartensleben nicht mehr als Großfalte in Erscheinung tritt und im nördlichen Nordfeld Bartensleben abtaucht, wird er als kompressive Aufsattelung innerhalb der Hauptmulde gedeutet. Als Großfalte ist der Ostsattel nur im Bereich der Ostquerschläge entwickelt, wo die Schichten des Zechstein 2 den überlagernden Hauptanhydrit durchstoßen haben. Die Faltenbreite und -höhe des Ostsattels geht nach SE und NW deutlich zurück. Dadurch bedingt erreichen die Hauptanhydritschollen im Ostfeld Bartensleben nicht den Salzspiegel. Entsprechend steht über dem Ostfeld das Hutgestein nur in geringerer Mächtigkeit an.

Eine Sonderstellung nimmt die Störung Lager K ein. Das Lager K wird durch Trümmern carnallitit aufgebaut. An seinen Flanken sind Reste vom Grauen Salzton und Hauptanhydritbruchstücke mit geschleppt worden. Die umliegenden Schichten laufen vorwiegend diskordant auf die Störung auf.

Die Entstehung des Ostsattels, des Lagers K und des Quersattels im Grubenfeld Marie muß im Zusammenhang mit der Kompressionsphase gesehen werden, die in der Oberkreide diesen Teil des Norddeutschen Beckens erfaßt hat (BEST & ZIRNGAST 1998). Durch diese Kompression kam es zu einem Zustrom von Zechstein-Evaporiten aus dem SW, aus dem Bereich der Lappwald-Scholle. Der Hauptteil, bezogen auf das Grubenfeld Bartensleben/Marie, floß unter dem West- und dem Nordfeld Bartensleben zu. Das hatte zur Folge, daß die vorhandenen Großfalten gestaucht und verschoben wurden. Diese Strukturen sind im Nachgang der bereits angelegten Hauptfaltung entstanden. Durch die Trägheit der vorhandenen salinaren Schichten kam es an den Rändern dieses Zustrombereichs zu Querfaltungen verschiedener Dimensionen.

Als Großfalte entstand der Quersattel im Grubenfeld Marie, weniger stark entwickelt sind solche Großfalten im Nord- und im Südostfeld Bartensleben. Da unter dem Grubenfeld Marie die Sockelstörung weiter im W liegt, reichte der Platz zur Entwicklung einer dem Ostsattel ähnlichen Großfalte nicht aus. Die Spannung entlud sich über das Aufreißen der Störung Lager K. Der Bewegungssinn ist hauptsächlich durch eine Blattverschiebung zu charakterisieren. Da diese Störung direkt über dem Übergang von der Hochscholle zur Tiefscholle des Sockels liegt, haben an ihr auch vertikale Bewegungen stattgefunden. Die Bewegungsbeträge an dieser Stö-

runge liegen im 100 m-Bereich. Die Störung Lager K ist somit als Äquivalent des Ostsattels im Grubenfeld Marie anzusehen.

Im Grubenfeld Marie sind auch die östlichen Randfalten durch engständigere Faltung gekennzeichnet. Nördlich des Profils 19 (Anl. 5) scheinen weit im E der Salzstruktur größere Hauptanhydritschollen bis zum Salzspiegel zu reichen. Dieser Bereich liegt aber weit vom Grubengebäude und somit den Aufschlußlokalitäten entfernt, so daß dieser Schluß nur über die im Osten erhöhte Hutgesteinsmächtigkeit gezogen werden kann.

Im Grubenfeld Bartensleben/Marie können drei Bereiche ausgehalten werden, in denen die Faltenachsen in unterschiedliche Richtungen abtauchen. Nordwestlich des Profils 17 (Anl. 5) tauchen die Faltenachsen nach NW ab. Südlich des Profils 17 tauchen die Faltenachsen nach SE ab. Im Südostfeld Bartensleben ist südlich des Profils 1.3 ein erneutes Abtauchen der Faltenachsen nach NW zu beobachten. Für das Süd- und Westfeld Bartensleben konnte dieser Trend auf Grund mangelnder Aufschlüsse nicht nachgewiesen werden.

Im Bereich des Grubenfeldes Marie ist eine Achsenkulmination festzustellen. In dieser strukturellen Hochlage sind mächtige Einheiten der Staßfurt-Folge bis in das Salzspiegelniveau zu vermuten. Generell sind im Grubenfeld Marie mächtigere Einheiten der Staßfurt- und weniger der Aller-Folge aufgeschlossen. Für den Bereich des Grubenfeldes Bartensleben ergibt sich eine Achsendepression. In dieser strukturellen Tieflage sind die Einheiten der Leine- und Aller-Folge weiter verbreitet als die der Staßfurt-Folge.

Generell scheint sich der Einfluß des präsalinaren Sockels prägend im Falten- und tektonischen Bau des Salinarkörpers durchzuzeichnen. Die strukturelle Hochlage liegt etwa über den kompressiv beanspruchten Strukturen im Sockel. Die östlichen Großfalten liegen tektonisch geschützt auf der Hochscholle. Daraus ergibt sich auch der relativ geringe Anteil von Scherbewegungen im Faltenbau des Ostfeldes.

Der Zufluß des Salinars kam hauptsächlich von SW, aus den Bereichen unterhalb der Lappwald-Scholle. Dafür spricht sowohl die Lage der Basis der Staßfurt-Folge als auch die starke Vergenz der Falten. Aus dem Nordosten fand nur eine geringe Zuwanderung in die Struktur statt, das wird sowohl durch den aufrechten Faltenbau als auch durch die mächtigen Einheiten der Aller-Folge, die im Hangenden des Ostfeldes vorkommen, nachgewiesen. Ein weiterer Nachweis ergibt sich daraus, daß nicht genügend Hauptsalz der Staßfurt-Folge zur Verfügung stand, um Durchbrüche durch die überlagernden Schichten der Leine- und Aller-Folge im Bereich der Sättel zu erzeugen.

Für die Salzstruktur im Bereich des Grubenfeldes Bartensleben/Marie heißt das, daß der Hauptanteil des zugewanderten Salzes in dem Bereich Westliche Randfalten bis Ostsattel auf-

gestiegen und beim bzw. nach dem Aufstieg subrodiert wurde. Darauf deuten auch die großen Hutgesteinsmächtigkeiten über dem Faultensystem von der Süd- bis zur Hauptmulde hin.

Insgesamt ergibt sich, daß die Salzstruktur in der Allertalzone eine vorwiegend tektonische Bildung ist. Eine Diapirbildung im halokinetischen Sinn hat daher nur bedingt stattgefunden (BEHLAU et al. 1997).

Begrenzung der Salzstruktur im Liegenden und Hangenden

Basis der Staßfurt-Folge; Oberfläche Staßfurt-Karbonat

Die Oberfläche des Staßfurt-Karbonats (z2SK) ist nur in geologischen Erkundungsbohrungen angetroffen worden. In diesen Bohrungen konnte durch EMR-Messungen ein für die Basis der Staßfurt-Folge charakteristischer Doppelreflex festgestellt werden, der über das gesamte Grubengebäude wiederzufinden war. Der erste schwächere Reflektor konnte nicht immer sicher aufgenommen werden, er stammt vom Top des Basalanhydrits (z2BA). Der zweite, stärkere kommt vom Top des Staßfurt-Karbonats und ist in größerer Verbreitung gemessen worden. Entsprechend ist die Schichtfläche des Staßfurt-Karbonats der Bezugshorizont für den Tiefenlinienplan. Auf diese Weise konnten die aus der Seismik bekannten Werte untermauert und verfeinert werden.

Im Grubenfeld Bartensleben liegt das Staßfurt-Karbonat im West- und Südfeld bei ca. -670 m NN und fällt nach Westen in Richtung der Lappwald-Scholle mit ca. 9° ein. Unter dem Zentralteil liegt die Grenze bei ca. -550 m NN. Dieser Bereich wird durch Sockelstörungen, die Horst- und Grabenstrukturen bilden, charakterisiert. Das Staßfurt-Karbonat liegt im Bereich des Ostfeldes bei ca. -470 m NN. Der Übergang zum Zentralteil, im Bereich Grenze Hauptmulde zu Ostsattel, wird durch einen Verwurf mit einer Sprunghöhe im 100 m-Bereich gebildet.

Die Grenze Hoch- zu Tiefscholle verläuft vom östlichen Südostfeld unter dem Bereich der Hauptmulde zum Ostsattel, dem Nordfeld bis ins Grubenfeld Marie und unterquert hier die Lokalitäten Bunte First, Lager K und Lager H (nördlich 3. Nordquerschlag) und setzt sich nach NW unter dem nördlichsten Teil der Nordstrecke fort.

Die Tiefenlagen des Staßfurt-Karbonats unter dem Grubenfeld Marie sind denen unter dem Grubenfeld Bartensleben in ihrer Lage ähnlich. Auf der Hochscholle im Osten liegen die Werte bei ca. -450 mNN und auf der Tiefscholle bei ca. -640 m NN. In beiden Teilbereichen fällt die Tiefscholle mit ca. 9° nach Westen ein.

Die Werra-Folge ist mit ca. 50 m bis 60 m Mächtigkeit vertreten. Damit verbleibt für das Salinar zwischen Salzspiegel und Präsalinar (Rotliegend) im Westen eine Gesamtmächtigkeit von

ca. 580 m, die zum Westrand der Salzstruktur hin zunimmt. Die Gesamtmächtigkeit im Osten beträgt ca. 390 m.

Salzspiegel

Der Salzspiegel liegt weitgehend flachsöhlig bis leicht gewellt in einem mittleren Niveau von -140 m NN. Im äußersten Norden des Grubenfelds Marie zeigt der Salzspiegel Tendenzen, nach NNW einzufallen ($< 3^\circ$). Insgesamt wurde der Salzspiegel durch EMR-Messungen auf Profillängen erfaßt, die zusammen über 8 km ergeben. Dazu kommen 20 übertägige Bohrungen, in denen der Salzspiegel aufgeschlossen ist bzw. in denen es deutliche Hinweise auf dessen Lage gibt. Damit ist die Lage des Salzspiegels über dem Grubengebäude des Endlagers weitgehend bekannt.

Das Kaliflöz Staßfurt besitzt durch die engständige Faltung, besonders im Westen der Salzstruktur, am Salzspiegel einen ausgedehnten und komplizierten Ausstrich. Durch EMR-Messungen konnte auch in diesen Bereichen nachgewiesen werden, daß der Salzspiegel im mittleren Niveau von -140 m NN liegt. An einigen Stellen konnten Übertiefungen des Salzspiegels, z.T. bis ca. 35 m, nachgewiesen werden. Diese lagern der Hauptmulde westlich vor. Damit liegen sie in den Schichten des Kristallbrockensalzes, des Kaliflöz Staßfurt und des Decksteinsalzes. Die markantesten Übertiefungen befinden sich über dem Hauptquerschlag Bartensleben, der Hmt 4/- und dem 3. Nordquerschlag im Bereich des Lager H im Grubenfeld Marie. Kleinere Übertiefungen befinden sich um die Bohrungen Hmt 25/- und Dp Mors 42A1/95.

Als Ursache für die Übertiefung des Salzspiegels ist nicht allein der Ausstrich des Kaliflöz Staßfurt am Salzspiegel zu sehen, da entsprechende EMR-Messungen in Bereichen, in denen nur das Kaliflöz ohne die Schichten des Gebänderten Deckanhydrits bis einschließlich des Hauptanhydrits vorkommt, einen ebenen Salzspiegel in ca. -140 m NN anzeigen. Wahrscheinlich kommt eine bestimmte Kombination der Schichten von Kaliflöz Staßfurt und dem Hauptanhydrit als Ursache für die Übertiefungen in Frage, die eine Ablaugung in diesem Bereich beschleunigt. Begünstigend wirkt ebenfalls eine überkippte Lagerung, wie im Profil 3.1 des Hauptquerschlags Bartensleben zu erkennen ist. Allerdings müssen noch spezielle örtliche Gegebenheiten eine Rolle spielen, denn im Profil 13 (Anl. 5) des Ostquerschlags Marie ist ein im Normalniveau liegender Salzspiegel westlich der Hauptmulde gemessen worden.

3.2.2.3 Struktureller Bau des Hutgesteins

D. BALZER

Ausgehend von den bekannten Lagerungsverhältnissen in der Allertal-Salzstruktur (Kap. 3.2.2.2), der Vergenz der salinaren Internstrukturen und der damit im Zusammenhang stehenden möglichen Stapelung von Strukturen lassen sich in den Hutgesteinsaufschlüssen anhand der lithostratigraphischen Abfolgen die Lagerungsverhältnisse von salinartypischen Sattel- und/oder Muldenstrukturen ableiten. Mit der Identifizierung von residualen Strukturen im Hutgestein anhand lithostratigraphischer Abfolgen können diese in Beziehung zu den Internstrukturen im Salinarkörper gesetzt werden. Eine Korrelation zwischen residualen und salinaren Strukturen erfolgt dabei unter Berücksichtigung oben genannter Vergenzeigenschaften sowie der herzynischen Streichrichtung der salinaren Strukturen.

Im Gegensatz zu den salinaren Internstrukturen lagern in den subrosiven oder residualen Strukturen im Hutgestein deren lithostratigraphische Steinsalzäquivalente in Gestalt geringermächtiger residualer Schichtenfolgen. Da diese nur bedingt eine stratigraphische Zuordnung gestatten, liegt die Voraussetzung für eine strukturgeologische Analyse im Hutgestein vor allem in der Bestimmung der Lagerungsverhältnisse der zechsteinzeitlichen Leithorizonte Deckanhydrit, Grauer Salzton, Leine-Karbonat, Hauptanhydrit im Hangenden oder im Liegenden residualer Bildungen. In Residual-Profilen ohne diese Leithorizonte ist die Grenzfläche zwischen residualen Sattel- und Muldenstrukturen somit nur unsicher zu bestimmen.

Für die Entwicklung räumlicher Vorstellungen zum geologischen Bau des Hutgesteins wurden zehn geologische Schnitte durch das Hutgestein im Maßstab 1 : 2 000 quer zum Streichen der Allertal-Struktur erarbeitet (BALZER 1998). Ein Beispiel zeigt Anl. 7.

Über alle geologischen Schnitte hinweg prägt eine herzynisch streichende Hochlage (von ca. +20 m NN bis > +80 m NN) im Zentralteil des engeren Untersuchungsgebietes die Morphologie des Hutgesteins. Von dieser zentralen Aufwölbung fällt die Hutgesteinsoberfläche in nordöstliche bzw. südwestliche Richtung zwar insgesamt stetig auf das Salzspiegelniveau von durchschnittlich -140 m NN ab, im regionalen Vergleich sind jedoch zum Teil deutliche morphologische Undulationen in der Hutgesteinsoberfläche durch unterschiedlich mächtiges Hutgestein beiderseits der zentralen Hutgesteinsaufwölbung erkennbar.

Die Hutgesteinsmächtigkeit kann im Gebiet der zentralen Hutgesteinshochlage bis zu 230 m betragen. Die Achse der maximalen Hutgesteinsmächtigkeit deckt sich mit dem Verlauf der Hutgesteinshochlage. Im Süden, zwischen Alleringersleben und Beensdorf, verläuft die Achse der Hutgesteinshochlage östlich von Morsleben und Beendorf und erreicht bis +80 m NN.

Nördlich Beendorf ist die Hochlage etwas nach Osten versetzt und verläuft eher im Ostteil der Allertalstruktur, wobei die höchsten Höhen nur +40 m über NN erreichen. Nach Norden nehmen die Höhen noch weiter ab und erreichen im Raum Walbeck nur noch maximale Werte um 0 m NN.

In allen geologischen Schnittkonstruktionen durch das Hutgestein zeigt sich, daß die zentrale Hochlage im Hutgestein insbesondere an die Schichtenfolgen der residualen Strukturen der Südmulde, des Östlichen Schachtsattels und der Hauptmulde sowie - untergeordnet - der Ostmulde gebunden ist.

Die morphologisch tiefer gelegenen Bereiche des Hutgesteins werden südwestlich der zentralen Hutgesteinsaufwölbung durch die Gesteine der residualen Strukturen des Westsattels (nicht immer ausgebildet), der Westmulde, des Westlichen Schachtsattels (nicht immer ausgebildet) sowie untergeordnet der Südmulde aufgebaut und nordöstlich der zentralen Hutgesteinsaufwölbung durch die Gesteine der residualen Ostmulde sowie der nordöstlich angrenzenden residualen Randsattel- bzw. Randmulden-Strukturen (nicht immer ausgebildet).

3.2.2.4 Struktureller Bau des Deckgebirges

G. BEST, M. ZIRNGAST

Westlich der Hutgesteinshochlage wird die Salzstruktur von gravitativ abgeglittenen Keuper- bzw. Jura-Gesteinen bedeckt, falls nicht Alleringerslebener Schichten direkt dem Hutgestein aufliegen. Die im Bereich der Weststrandstörung direkt auflagernden Trias- und Juragesteine sind aus ihrem ursprünglichen Verband gerissene Schollen, die wechselndes, z. T. sehr steiles Einfallen zeigen; stratigraphische Umstapelungen, z. B. Keuper über Lias, Jura über Oberkreide, etc. wurden beobachtet. Eine deutliche Zunahme der Störungshäufigkeit und der Klüftigkeit ist hier durch die CBIL-Messungen (WESTERN ATLAS 1996 - 1997; VOIGT 1996) nachgewiesen. In der abgedeckten geologischen Karte (Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen, Anl. 3) ist der Bereich des subrosiv lagerungsgestörten Deckgebirges durch eine rote Linie von der Lappwald-Scholle abgetrennt.

Östlich der Hutgesteinshochlage lagern die Schichten des Keupers direkt dem Hutgestein auf. Die Schichtflächen fallen mit 17° - 30° überwiegend nach NE ein. Das Schichteinfallen verflacht sich nach oben. Die Anzahl der Störungen ist geringer als in den unmittelbar am westlichen Strukturrand gelegenen Bohrungen, aber höher als in den ruhig gelagerten Bereichen der Lappwald-Scholle. In den Bohrkernen wurden zahlreiche Harnischflächen festgestellt. Die Hauptstreichrichtung der Klüfte ist NNE-SSW, ein zweites Maximum wird von NW-SE-streichenden Klüften gebildet. Stressfeldbedingte Gesteinsausbrüche in Bohrungen zeigen für

den Keuper des Allertalgrabens eine NNE-SSW gerichtete Hauptspannung, parallel zur Hauptstreichrichtung der Klüfte.

Die als jungoberkretazisch eingestuften Ablagerungen in der Subrosionssenke (Oberkreidetrog), die Alleringerslebener und Walbecker Schichten, werden zwischen Alleringersleben und Beendorf durch die Hutgesteinshochlage und im Raum westlich von Walbeck bis südöstlich von Grasleben durch eine NNW-SSE verlaufende sehr schmale Jura-Auftragung in eine Haupt- und eine Nebenmulde gegliedert. Im Gebiet von Schwanefeld sinkt die Oberkreidebasisfläche auf ca. –85 m NN ab, im nordwestlich daran anschließenden Raum bis Grasleben auf ca.–160 m NN. Dort erreichen die kretazischen Bildungen eine Mächtigkeit von ca. 270 m.

Die Abfolge beginnt meist mit einer Subrosionsbrekzie aus Keuper- und diversem Juramaterial. Diese Schichten werden z. T. zu den Alleringerslebener Schichten gerechnet; bei größerer Mächtigkeit wurden sie als eigenständige lithologische Einheit (subrosiv gestörter Jura), in den Schnitt- und Kartendarstellungen ausgeschieden. Die unteren Alleringerslebener Schichten treten nur am Ostrand der Senke zu Tage, am SW-Rand keilen sie in der Tiefe aus. Nach den konstruierten geologischen Schnitten fällt die Basisfläche der Alleringerslebener Schichten im allgemeinen zwischen 0° und 30° ein, wobei flachere Einfallswerte überwiegen. Nur in der südlichen Ostmulde werden Einfallswerte bis 70° konstruiert. Häufig wurden jedoch Einfallswerte von Schichtflächen gemessen, die steiler als die konstruktiv ermittelten Schichtneigungen sind. Die starken Neigungen der Basisfläche, die stark wechselnden Neigungen der Internstrukturen und die beobachteten Klüfte und Harnischflächen belegen eine postsedimentäre subrosive Verstellung der Trogfüllung.

Die Walbecker Schichten sind nur in den am stärksten eingesenkten Arealen der Subrosionssenke erhalten geblieben, südlich von Morsleben und nördlich von Beendorf. Im mittleren Bereich werden die Alleringerslebener Schichten unmittelbar von bis zu ca. 50 m mächtigeren Quartärsedimenten diskordant überlagert.

Im Bereich der Quarzsandgruben von Walbeck ist eine mindestens 900 m lange und an der Oberfläche ca. 50 m breite NNW-SSE-streichende Rippe aus Juragesteinen nachgewiesen, die das Relikt einer Scheitelgrabenbildung darstellen könnte (LOTSCH 1998a). Beiderseits dieses leicht spitzwinklig zum Generalstreichen der Allertalzone verlaufenden Jura-Reliktes entstanden asymmetrische Senken mit Kreideablagerungen in erhöhter Mächtigkeit.

Ablagerungen zweifelsfrei tertiären Alters finden sich innerhalb der Allertalzone nur in zwei isolierten Vorkommen westlich von Schwanefeld (Fuchskuhlenberg) und nordwestlich von Walbeck. Die Tertiärvorkommen liegen zum allergrößten Teil außerhalb des Verbreitungsgebietes der Oberkreide auf Keuper bzw. Jura im östlichen Teil der Allertalzone. Die Abfolge

beginnt mit den untereozänen Fuchskuhlenberg-Schichten, gefolgt von mitteleozänen Annenberg-Schichten, mittel- bis obereozänen Gehlberg- und spätobereozänen Silberberg-Schichten. Im größten Teil dieser maximal 500 m ausgedehnten Vorkommen transgredieren die oberen Gehlberg-Schichten auf Prätertiär. Die Basis dieser schüsselförmigen weniger als 50 m mächtigen Tertiär-Vorkommen liegt zwischen +70 m NN und +75 m NN und steigt an den Rändern bis auf ca. +115 m NN an.

Quartäre Schichten überdecken diskordant ältere Ablagerungen vom Zechstein bis zum Tertiär. Auffälligstes Element der Quartärbasis ist ein rinnenartiges Gebilde, das von Morsleben, wo mit ca. +24 m NN seine größte Tieflage erbohrt wurde, in NW-Richtung bis südwestlich von Großbartensleben zu verfolgen ist, sich dann heraushebt und in einem höheren Niveau, z. T. in zwei Arme aufgeteilt, bis in den Raum südlich Schwanefeld reicht. An der SW-Flanke der Allertalzone steigt die Quartärbasis rasch an; Einfallswerte der Quartärbasisfläche bis zu 25° sind nachgewiesen.

Im oberen Allertal sind tiefversenkte Quartärbasisflächen bei Wefensleben (ca. +65 m NN), zwischen Ummendorf und Eilsleben („Ummendorfer Kessel“ ca. +30 m NN) und bei Seehausen (ca. +30 m NN) vorhanden. Eine weitere auffällige Depression der Quartärbasis liegt im Seelschen Bruch über einer abgesenkten Muschelkalk-Platte der Dreilebener Gleitscholle zwischen Wefensleben, Uhrleben und Hakenstedt.

3.2.3 Lagerungsverhältnisse Lappwald

Zwischen der Allertalzone und dem Strukturzug Beienrode - Egel (Abb. 15) befindet sich eine der Leistenschollen des Subherzyns, die im Ganzen als Lappwald-Scholle bezeichnet wird. Auf dieser in sich weitgehend intakten Platte wurde das Deckgebirge infolge von tektonischen Beanspruchungen und Salzbewegungen im Laufe der postpermischen strukturellen Entwicklung deformiert. Im Südwesten steigen die mesozoischen Deckschichten zum Strukturzug Offlebener Sattel an, verursacht durch den Aufstieg des Permsalinars, ebenso nach Nordosten zur Allertalzone. Der Begriff „Lappwaldmulde“ bezieht sich auf die muldenförmige Lagerung des Deckgebirges zwischen den beiden Salzstrukturzonen. Im nordwestlichen Bereich der Lappwald-Scholle befindet sich, bedingt durch das Divergieren der beiden Störungszonen, noch eine Zwischenstruktur, das Heiligendorfer Salzkissen, dessen schwacher Ausläufer als Sommersdorfer Sattel noch bis in das Untersuchungsgebiet hineinreicht. Auf den übrigen Flächen der Lappwald-Scholle ist das Permsalz weitgehend ausgewandert (s. Kap. 3.1.2.1).

Der Strukturbau des postpermischen Deckgebirges ist durch einen ausgesprochenen Stockwerksbau gekennzeichnet (BEST 1997). Die einzelnen Stockwerke zeigen gleichsinniges Ver-

halten. Wechsel der Einfallrichtungen treten an der Rötbasis (Salzhorizont) und dem Mittleren Muschelkalk (Salzhorizont) auf.

Diese Horizonte wirkten bei der tektonischen Entwicklung in Trias und Kreide als Entkopplungs (detachment)-Horizonte. Dabei haben die Salzhorizonte die Bewegungen aufgenommen. Erbohrt wurden die Bewegungsbahnen des Rötalsalzhorizontes (Dp Mors 3 und Subherzyn 102) und des Muschelkalk-Salinarhorizontes. Sowohl das Muschelkalksalinar als auch das Rötalsalinar zeigen starke tektonische Beanspruchung (tektonische Reduktion bzw. Ausquetschung des Steinsalzes). Besonders der Muschelkalk-Salinarhorizont, von dem neuere Kernuntersuchungen vorliegen (Dp Mors 52), zeigt tektonische Brekzierung, Boudinage und Horizontalharnische. An diesen Gleithorizonten konnte der tiefermesozoische Sedimentstapel bei der keuperzeitlichen Floßtektonik unterschiedlich weit auseinandergleiten, so daß die Geometrie der Südweststrand-Störung sich aus einer anfangs steilen Abschiebung bis hin zu einer liegenden Störungsbahn verformen konnte. Auch die Salinarhorizonte des Oberen und Unteren Gipskeupers zeigen, sofern sie nicht durch Subrosion verändert wurden, Anzeichen von sekundären Gefügeänderungen, die sich am besten durch schichtparallele Gleitvorgänge erklären lassen.

Zahlreiche Störungen im oberflächennahen Bereich (Abb. 19) klingen nach unten aus und verlieren sich im Mittleren Keuper; nur wenige durchschlagen den Muschelkalk und reichen bis an die Buntsandsteinbasis. Aus Untersuchungen des NLFb auf dem niedersächsischen Anteil des Blattes TK 3732 Helmstedt, sowie den Blättern 3731 Süpplingen und 3631 Groß Twülpstedt geht hervor, daß diese Störungen im Lappwald zu einem System langanhaltender Störungen gehören, die von Nordwesten kommend als Lappwald-Störung und Vogelbeerberg-Störung durchziehen und beim Bischofswald-Horst in die Allertalzone einmünden. Weitere Störungen, wie die Brunnental-Störung, die Heinenbach-Störung und die Halbmeilenberg-Störung scheinen genetisch zum gleichen System zu gehören. Sie spalten sich von der Vogelbeerberg-Störung bzw. der Lappwald-Störung ab und biegen nach Ostnordost schwenkend ins Allertal ein. Im Südwest-Nordost Querschnitt anhand der seismischen Profile hat dieses Störungssystem einen nach unten konvergierenden grabenartigen Charakter und ist streckenweise mit der Aufwölbung des Heiligendorfer Salzkissens verknüpft.

Ein ähnliches Störungssystem, das die Allertalstruktur westlich begleitet, wurde von BALDSCHUHN & KOCKEL (1996) als Profil 119 abgebildet. Südöstlich der Stadt Celle, wo das Deckgebirge noch vollständiger vorhanden ist, läßt sich die Begleitstruktur der Allertalzone als jungmesozoischer Grabenzug (Bildungszeit: Malm/Unterkreide) interpretieren, der oberkretazisch (im Santon) invertiert wurde. Ähnliche Ursachen müssen auch für das Vogelbeerberg/Lappwald-Störungssystem angenommen werden. Die Oberflächenkartierung und der Strukturplan der Liasbasis zeigen, daß die Lappwaldmulde im Bereich des Vogelbeer-

berg/Bischofswald-Horstes von einer horizontalen Scherungsbahn (wrench-zone) durchschnitten wird, an der die Liasbasis deutlich zerstückelt ist.

Dies weist darauf hin, daß während der oberkretazischen Inversionsbewegung auch Horizontalbewegungen stattgefunden haben, die sich jedoch stockwerksgebunden unterschiedlich auswirken.

CBIL-Messungen*

Die in den Bohrungen durchgeführten akustischen Bohrlochmessungen (VOIGT 1996) bestätigen den aus den normalseismischen Messungen grob umrissenen Strukturbaue und präzisieren ihn in einigen Details. Es zeigte sich, daß die Schichtflächen in den Bohrungen auf der Ostflanke der Lappwaldmulde (Bohrungen Dp Mors 56A, 55A, 52A) generell mit 10° - 30° nach Westen bzw. Südwesten einfallen. Dabei wurde ein Trend des Versteilens der Einfallswerte von unten nach oben festgestellt, was mit dem Divergieren der Schichtflächen von Keuper und Jura in Richtung Allertalzone zusammenhängt.

Mit Annäherung an das Allertal ist eine Zunahme der Störungshäufigkeit zu beobachten sowie sprunghafte Änderungen der Einfallrichtungen (Bohrungen Dp Mors 37A, 40A, 51A und 43A). Der Hauptteil der Störungen folgt dem Streichen der Allertalzone und fällt nach Nordosten in Richtung Allertal ein. Nordost-Südwest-streichende Störungen parallel zur Richtung der regionalen Stressfeldkomponente sind vermutlich dem horizontalen in-situ-stress-regime zuzuordnen.

Im Keuper der Allertalzone ändern sich die gemessenen Fallrichtungen nach Nordnordost bis Nordost bei einem Einfallen von 17° - 32° (Bohrungen Dp Mors 45A und 46A).

Die Schichtenfolge auf der Lappwald-Scholle endet mit dem Lias. Jungmesozoische Schichten sind abgetragen; der Tertiäerausbiß der Helmstedter Ostmulde liegt außerhalb des Bearbeitungsgebietes bei etwa +140 m NN bis +160 m NN. Quartär ist nur als dünne, löcherige Decke vorhanden. Die Basis des Quartärs auf der Lappwald-Scholle liegt zwischen ca. +140 m NN und ca. +180 m NN.

* CBIL = Circumferential-Borehole-Imaging-Log, s. Kap. 2.2.5

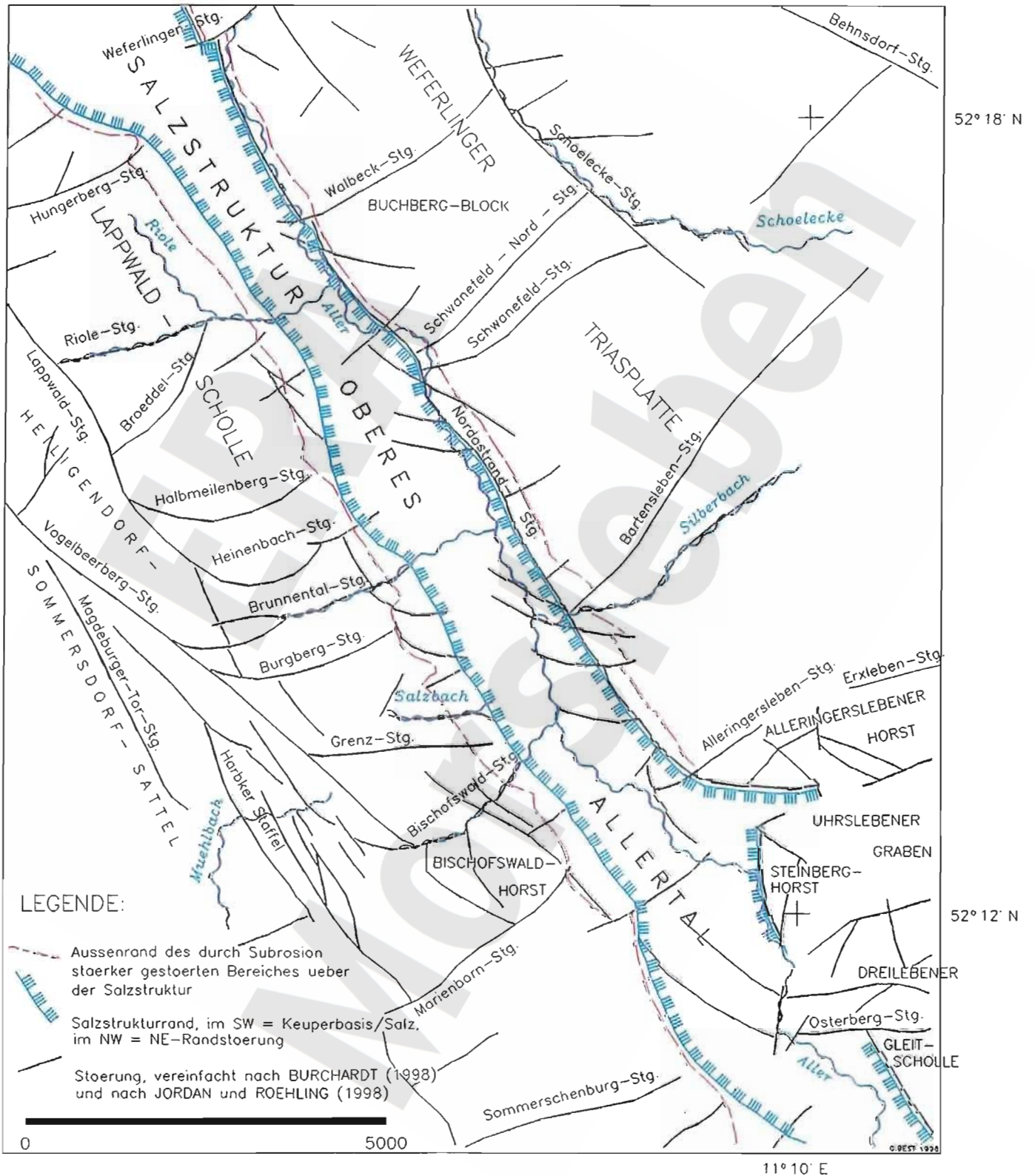


Abb. 19: Oberflächennahe Störungen

3.2.4 Lagerungsverhältnisse Weferlinger Triasplatte

Als „Weferlinger Triasplatte“ wird das nordwestliche Teilstück der Weferlingen-Schönebecker Scholle bezeichnet. Die nordöstlichste der Nordwest-Südost streichenden Leistenschollen der subherzynen Senke (TGL 34 331/01) wird im Südwesten von der Allertalzone und im Nordosten von der Flechtingen – Rosslauer Scholle begrenzt (Abb. 15).

Nach der geologischen Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1 : 200 000, Bl. N-32-XXXVI Magdeburg, grenzt die Behnsdorfer-Störung Rotliegendgesteine unter Ausfall des Zechsteins gegen die Trias-Schichten ab. Südlich Behnsdorf verläuft diese Nordostrand-Störung der Weferlingen-Schönebecker Scholle innerhalb des Rotliegend-Ausstrichs.

Von der Allertalzone spaltet bei Alleringersleben eine weitere Störung, die Alleringersleben-Störung ab (Abb. 19) und verläuft als Erxleben-Störung nach Südosten auf der Weferlingen-Schönebecker Scholle (Abb. 15).

Auf der Weferlinger Triasplatte sind die triassischen Schichten innerhalb der subherzynen Senke am stärksten herausgehoben. Durch das generelle Einfallen des Untergrundes nach Südwesten streichen in Richtung Nordosten nacheinander die Schichten des Oberen, Mittleren und Unteren Buntsandsteins aus, parallel zum Nordwest-Südost-Generalstreichen der Leistenschollen. Bei Weferlingen ist, bedingt durch ein geringfügiges Einfallen der Platte nach Nordwesten, Muschelkalk erhalten. Durch die stärkere tektonische Zergliederung am Südostende der Weferlinger Platte sind zwischen Erxleben und Wefensleben weitere Muschelkalkvorkommen vorhanden (Steinberghorst, Alleringerslebener Horst, Dreilebener Scholle) zwischen denen Keupergräben eingesenkt sind (z. B. der Uhrlebener Graben).

Genetisch stellt die Weferlinger Triasplatte ein Salzabwanderungsgebiet dar, von dem das ursprünglich vorhandene Salzvolumen (vgl. Kap. 3.1.2.1.1) fast vollständig verschwunden ist.

Da alle großen Störungszonen des Subherzyns mit Salzstrukturen besetzt sind (s. Kap. 3.2.1), ist davon auszugehen, daß die Flechtinger Störungzone ebenfalls mit einer Salzstruktur besetzt war, die heute vollständig abgetragen ist. Dies bedeutet zusammen mit dem regionalen Anstieg der Zechsteinbasis nach Nordosten, daß prinzipiell mit einer Migration des Permsalinars auch nach Nordosten gerechnet werden kann. Nach BEHLAU et al. (1997) ist wegen der weitgehend offenen Internstruktur und der mächtigen Anteile der Allerfolge im Hangenden des Ostfeldes ein nennenswerter Zustrom von der Weferlinger Triasplatte auszuschließen.

In den Strukturplänen der basalen Triashorizonte (z. B. Buntsandsteinbasis) ist die flachmuldenförmige Lagerung der Trias angedeutet. Die Achse der flacheingemuldeten Triasplatte ist an Nordwest-Südost-streichenden Querstörungen (Weferlingen-, Walbeck-, Schwanefeld-, Bar-

tensleben-, Alleringersleben- und Erxleben-Störung) versetzt. Die Störungsbeträge liegen zwischen 20 m und 50 m; es treten sowohl einfache Abschiebungen als auch Rückaufschiebungen (reverse faults) auf.

Mit ca. -220 m NN liegt bei Walbeck die Basis des Mittleren Buntsandsteins am tiefsten. Die Rötbasis liegt durchweg über NN, nur im Nordosten fällt sie bis auf ca. -40 m NN ab.

Die mesozoische Schichtenfolge endet mit der tieferen Trias; Röt ist noch flächenhaft verbreitet, während der Muschelkalk nur noch in drei Vorkommen vorhanden ist, bei Weferlingen, Walbeck und östlich Alleringersleben. Die plateau-artigen Erosionsrelikte liegen auf drei durch Störungen bzw. Erosionsränder begrenzten Teilschollen.

Am höchsten liegt das Muschelkalk-Vorkommen von Alleringersleben mit einer Basishöhe von ca. +140 m NN bis ca. +160 m NN; es ist leicht nach Süden verkippt. Das zweite, südlich der Walbeck-Störung liegende Vorkommen hat Basishöhen von ca. +120 m NN bis ca. +140 m NN und fällt leicht nach Südwesten ein. Das dritte, nördlich der Walbeck-Störung liegende Vorkommen ist am tiefsten abgesenkt und hat den breitesten Ausstrich. Seine Basis liegt bei ca. +110 m NN in der Nähe der Störungszone und fällt mit ca. 2° leicht nach Nordwesten ein. In der Ortslage von Weferlingen werden Werte von ca. +50 m NN erreicht.

Die ältesten Tertiärablagerungen stammen aus einer Karstspalte bei Walbeck. Es handelt sich um terrestrische Spaltenfüllungen mit Säugetierresten des späten Unterpaläozäns bis frühen Oberpaläozäns, einer Zeit aus der wegen eines Meeresspiegel-Tiefstandes mit einer festländischen Phase in der gesamten Region gerechnet werden muß.

Jünger sind die überwiegend untereozenen Hödinger Schichten, die östlich von Weferlingen in den Mittleren Buntsandstein und in das Röt eingesenkt sind. Weiter verbreitet sind marine mitteleozäne und obereozäne Ablagerungen bei Bregenstedt, östlich von Bartensleben, die in einem ca. 10 km x 10 km großen stark zerlappten Vorkommen über Mittlerem und Unterem Buntsandstein auf das Paläozoikum der Flechtingen-Roßlauer Scholle übergreifen. Die Höhenlage der Basisfläche liegt zwischen Hörsingen und Erxleben bei +153 m NN bis +148 m NN und fällt nach SE bei Magdeburg auf ca. +50 m NN ab.

Die Quartärbasis auf der Weferlinger Triasplatte liegt zwischen ca. +80 m NN und ca. +100 m NN in einer durch Auslagerung des Rötsalinars verursachten Depression. Außerhalb dieser Depression steigt die Quartärbasis bis auf ca. +150 m NN in einem ausgedehnten Areal zwischen Bartensleben, Hörsingen Bregenstedt und Eimersleben. Hier handelt es sich um bis 30 m mächtige Elster- bis Saale-zeitliche Ablagerungen.

Die Weferlinger Triasplatte ist durch Störungen gegliedert, die in der abgedeckten geologischen Karte (Anl. 3) und der Karte der oberflächennahen Störungen (Abb. 19) dargestellt sind. Die

markantesten Gliederungselemente sind mehrere SW-NE streichende Querstörungen, an denen z. T. nur geringfügige Versätze stattgefunden haben (Weferlingen-, Walbeck-, Schwanefeld-, Bartensleben-, Alleringersleben- und Erxleben-Störung).

Zwei der Querstörungen, die Walbeck-Störung und die Schwanefeld-Nord-Störung sind besonders auffallend. Die Walbeck-Störung wird von einer nordwestlich vorgelagerten Flexur begleitet, in der laut geologischer Karte 1 : 25 000 auch höhere Muschelkalk-Schichtglieder erhalten sind. An der Schwanefeld-Nord-Störung ist der Buchberg-Block (Abb. 19) gegenüber dem südlich anschließenden Block herausgehoben. Bei der Bearbeitung des seismischen Verbindungsprofils MORS 9415 zeigte sich, daß diese Oberflächenphänomene mit tiefreichenden listrischen Störungsflächen assoziiert sind, die bereits im Rotliegenden als nordfallende synsedimentäre Abschiebung wirksam waren. Da diese Störungen nur in einem seismischen Profil angetroffen wurden, kann über Verlauf und Bedeutung der Störungen bei der unterpermischen Strukturbildung nur spekuliert werden. Vermutlich handelt es sich um parallel zum varistischen Strukturstreichen angelegte Störungsbegrenzungen einer „intramontanen Senke“, an denen die Karbonoberfläche nach Norden absank. Die Störungen wurden postpermisch (vermutlich oberkretazisch) revers reaktiviert.

3.2.5 Strukturentwicklung der Allertalzone und ihrer Umgebung

G. BEST

Der heutige Zustand des postpermischen Deckgebirges ist das Ergebnis sämtlicher tektonischer Impulse, welche die europäische Tafel seit dem Perm erfahren hat. Sie wirkten sich in Subsidenz und Sedimentation, Hebung und Erosion sowie in Dehnungs- bzw. Kompressionsvorgängen aus. Die Bewegungsabläufe an der Struktur „Oberes Allertal“ können nur zum geringsten Teil aus den heute noch vorhandenen Relikten des Deckgebirges rekonstruiert werden. Auf der Lappwald-Scholle hat die Erosion bis auf den Jura herunter gegriffen, auf der Weferlinger Scholle bis auf Buntsandstein bzw. Muschelkalk, während im engeren Bereich des Allertals keuperzeitliche oder jüngere Sedimente dem Zechstein auflagern. Es bleibt infolge der lückenhaften stratigraphischen Überlieferung und Erosion nur die Möglichkeit, in Analogie zu vollständiger erhaltenen Sedimentprofilen im weiteren Umfeld der Allertalzone Abschätzungen über die abgetragenen geologischen Abschnitte (Tab. 6) vorzunehmen.

Die geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ von der Trias bis heute (10 Bilder) wird in den Abb. 20 - 25 dargestellt.

Tabelle 6: Mächtigkeitsabschätzung der abgetragenen mesozoischen Schichten

Schichten	Mächtigkeiten
Cenoman und Turon	ca. 250 m
Alb	ca. 300 m - 400 m
Valangin bis Apt	ca. 100 m - 600 m
„Wealden“	ca. 50 m - 300 m
Malm	ca. 20 m - 400 m
Dogger	ca. 300 m - 400 m
Lias	ca. 400 m - 500 m

Entwicklung im Zeitraum Trias bis Unterkreide

Zur Zeit der tieferen Trias lag das Gebiet am Ostabhang der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Dies zeigt sich z. B. an einer Zunahme der Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins (Differenz Röt-basis zur Volpriehausenbasis) sowie an einem etwas vollständigeren stratigraphischen Umfang des Mittleren Buntsandsteins auf der Weferlinger Triasplatte gegenüber der Lappwald-Scholle. Die Subsidenzunterschiede waren allerdings nur gering. Für den Mittleren Buntsandstein muß mit einer Mächtigkeitszunahme von 20 m - 30 m gerechnet werden (Abb. 20, Bild a). Ob die Mächtigkeitszunahme durch bruchhafte Deformation gesteuert war, oder ob ein allmählicher Übergang erfolgte, lässt sich mangels ausreichender Bohrungsaufschlüsse nicht entscheiden.

Die Wirksamkeit der Eichsfeld-Altmark-Schwelle auf die Subsidenzverteilung hielt bis zum Unteren Keuper an (Abb. 20, Bild b). Im Unteren Gipskeuper erfolgte eine Reorganisation der Subsidenzareale und das Sedimentationszentrum verlagerte sich in den Bereich der Braunschweig-Gifhorner Störungszone (KOCKEL 1991).

Aus allen geologischen Schnitten, die die Allertalzone in ihrer nordwestlichen Fortsetzung in Niedersachsen queren (z. B. BALDSCHUHN et al. 1996) ist abzuleiten, daß die Südwestschollen entlang der Störungszone vom Oberjura bis zum Ende des Mittelalbs als Tiefschollen fungierten, d. h. daß die Absenkungsbeträge auf den Südwestflanken vom mittleren Keuper an stets größer als auf den Hochschollen waren. Dies gilt im gesamten Verlauf der Allertalzone und darf daher auch auf die Verhältnisse im oberen Allertal übertragen werden.

In diesem von Extensionstektonik geprägten Zeitraum kam es zu Dehnungsbrüchen, Abschiebungen und Spaltenbildung bis hin zu einem Auseinanderdriften des Deckgebirges und zum ersten Einströmen von Zechsteinsalz in die entstandenen Spalten.

Bild b: Ende Unterer Keuper

- Wirksamkeit der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bis zum Unteren Keuper.

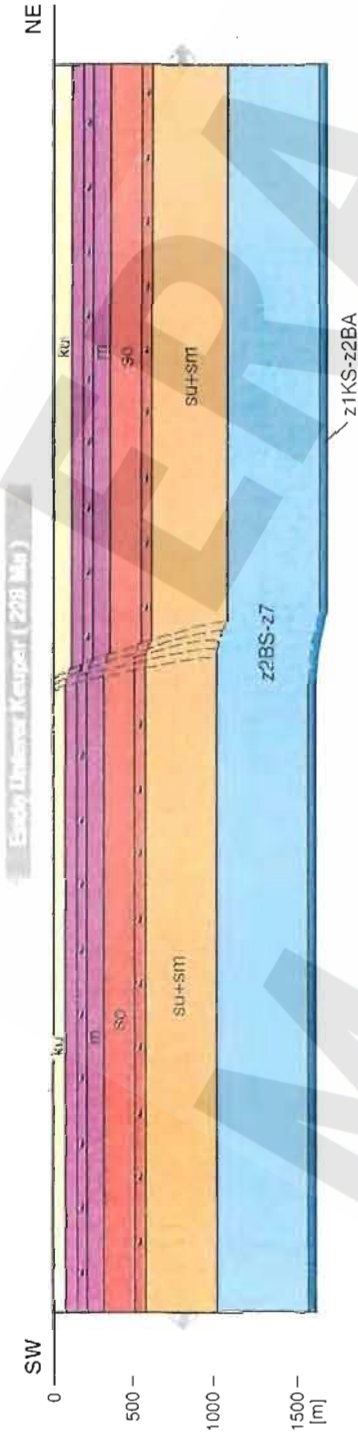
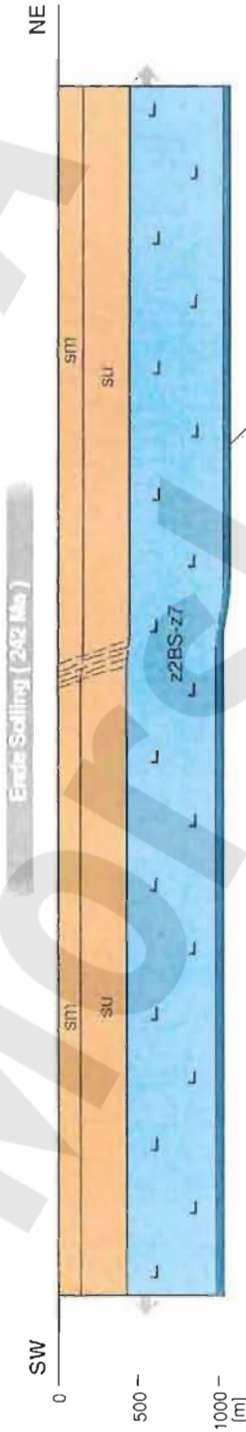


Bild a: Ende Solting

- Primäre Mächtigkeitsunterschiede durch Einfluß der Eichsfeld-Altmark-Schwelle im Westen.



Grafik: S.Rose

Ma = Million Jahre vor heute



Legende

	Störung		Eozän		Turon		Untere Kreide		Steinmergel-keuper		Keuper
	Schichtgrenze		Dan		Cenoman		Wealden		Oberer Gipskeuper		Muschelkalk
	Diskordanz		Maastricht		Alb		Malm		Schiffsandstein		Oberer Buntsandstein
	Halit (in z. so. mm)		Campan		Apt		Dogger		Unterer Gipskeuper		Untere u. Mittl. Buntsandstein
	Caprock		Santon		Barrême		Lias		Mittlerer Keuper		Staßfurt-Steinsalz bis Bröckelschiefer
	Oligozän		Coniac		Valangin		Rhät		Unterer Keuper		Kupferschiefer bis Basalanhidrit

Abb. 20: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in 10 Bildern. Bild a: Ende Solting; Bild b: Ende Unterer Keuper

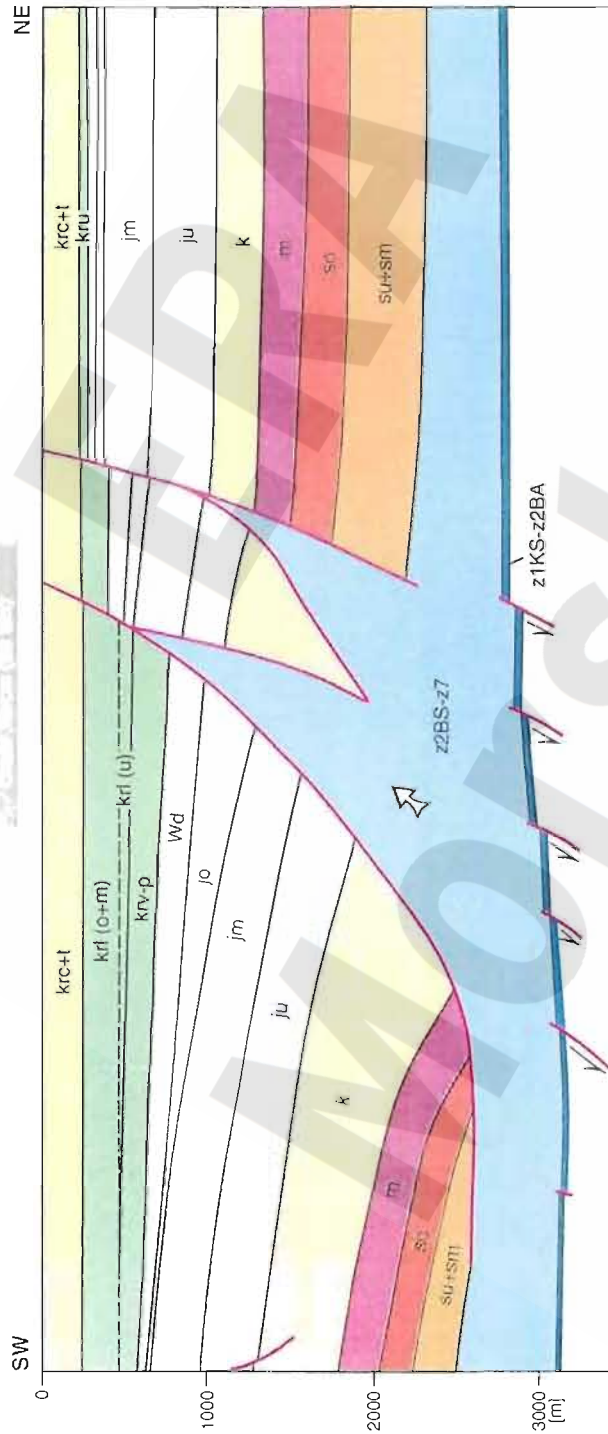


Bild d: Ende Turon

- Ende der Extensionstektonik im Alb.
- Weiteste Trennung der Deckgebirgsschollen bis Ende Turon.
- Bildung von „sekundären Rand-senken“.

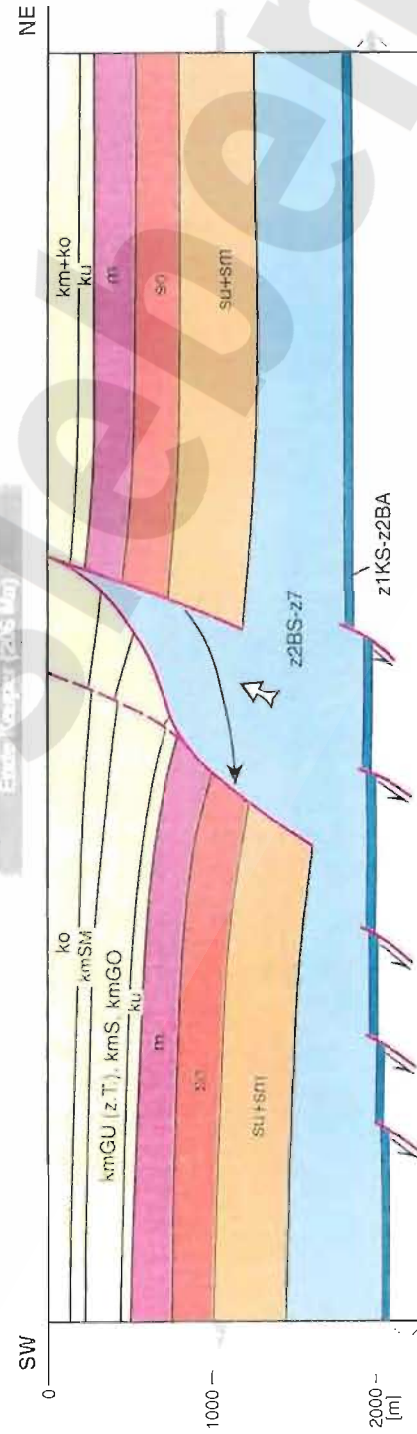


Bild c: Ende Keuper

- Beginn der Trennung der Deckgebirgsschollen im Mittleren Keuper.
- Erstes Einströmen des Zechsteinsalzes. Mächtigkeitzunahme des Keupers in Richtung auf die Störungszone.

Grafik: S.Rose

Abb. 21: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in 10 Bildern. Bild c: Ende Keuper; Bild d: Ende Turon

Der Zeitpunkt des Beginns der Dehnungstektonik im Oberen Allertal kann anhand der randsenkenartigen Mächtigkeitzunahme in Richtung auf die Störungszone hin (Abb. 21, Bild c) und der ersten Überdeckung des Zechsteinsalzes mit „neoautochthonen“ Sedimenten als im Unteren Gipskeuper (225 Ma) festgelegt werden (BEST 1996). Teile der postkinematischen Auflagerung sind im Ostteil der Allertalstruktur zwischen Bartensleben und Alleringersleben noch heute erhalten. Vermutlich war bis zum Ende des Unteraltals das Salz an der Allertalspalte weiter aufgestiegen.

Entwicklung im Zeitraum Mittelalt bis Oberkreide

Nach einer Zeit gleichmäßiger Absenkung im Zeitraum Mittelalt bis Turon (Abb. 21, Bild d) kehrte sich das tektonische Regime im niedersächsischen Becken - zu der auch das gesamte Subherzyn gehörte - vollständig um.

Alle bis dato vorhandenen Senkungsgebiete (Gräben, Halbgräben, Senken mit erhöhter Subsidenz) wurden von dem Inversionsereignis des Mittelsantons und den begleitenden Kompressions- und Hebungsbewegungen erfaßt. Diese bisher aus vergleichenden Betrachtungen (Mächtigtkeitsanalysen, regionale Trendanalysen) abgeleiteten Theorien werden durch neuere Messungen im geologischen Umfeld erhärtet: Aus einer ersten Interpretation des DEKORP-Profiles „BASIN 96“, Profil-km 200 - 340 geht zweifelsfrei hervor, daß Harznordrand, Haldenslebener- und Gardelegener-Abbruch zu einem tektonischen System gehören, das mit der Heraushebung des Harzes in der Oberkreide ursächlich zusammenhängt. Intrakrustale Reflektoren, die zum Harznordrand konvergieren, zeigen eine Krustenverkürzung an, die eine Kompression und unterschiedlich starke Heraushebung der einzelnen Großschollen (Subherzyne Scholle, Flechtlingen-Roßlauer Scholle, Calvörder Scholle) zur Folge hatte.

Apatit-Spaltspurenanalysen (THOMSON et al. 1997) haben genauere Vorstellungen über die Hebungsbeträge und den Zeitpunkt der Heraushebung des Harzes erbracht. Die Autoren konnten zeigen, daß die seit dem Mittelsanton (85 Ma) stattgefundenene Heraushebung zu einer Abtragung von etwa 4 km am Harznordrand geführt hat und daß der Harzblock Teil des Niedersächsischen Beckens gewesen ist.

Für den Bereich der Allertalstruktur bedeutet dies, daß die Lappwald-Scholle bis zum Unter-campan (Abb. 22, Bild e) ihre stärkste Versenkung erlebt hatte. Die hohen seismischen Geschwindigkeiten des Buntsandsteins von 4 330 m/sec bis 4 600 m/sec (KÖRNER 1993) und die hohen Inkohlungswerte des Kupferschiefers von 1,2 % bis 1,4 % Rx (Kap. 2.7.2) lassen sich mit einer damaligen höchsten Versenkungstiefe von etwa 3 500 m – 4 000 m für die Zechsteinbasis erklären.

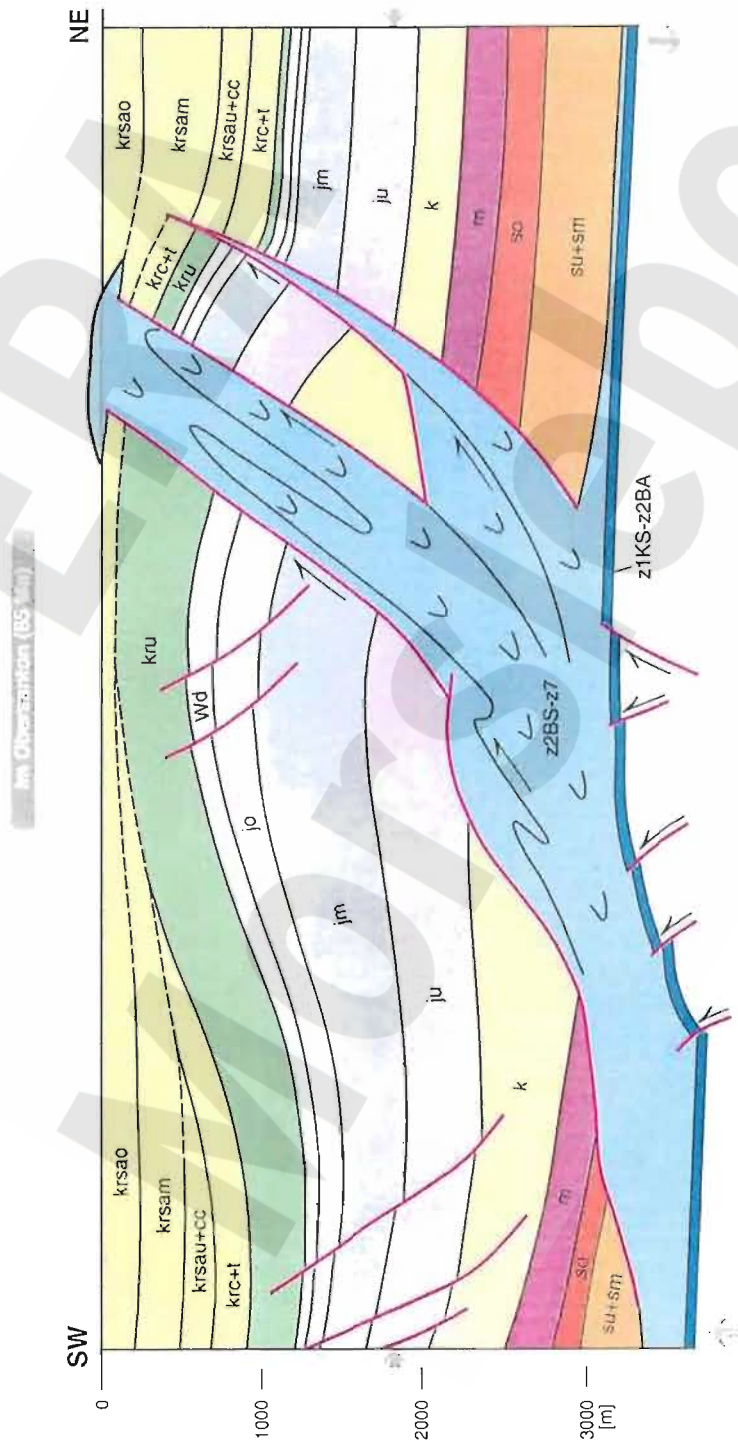


Bild e: Im Obersanton

- Kompression und Inversion der Allertalzone.
- Tiefste Versenkung, starke Kompaktion und Inkohlung.
- Bildung der *flower structure* im Subsalinar.
- Strukturprägung mit Salzaufpressung (und ?-Austritt).
- Internfaltung und Überschiebung.
- Bildung von „Randtrögen“.

Grafik: S.Rose

Abb. 22: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in 10 Bildern. Bild e: Im Obersanton

Für die Weferlinger Triasplatte muß man aufgrund der hohen seismischen Geschwindigkeiten eine Versenkungstiefe in ähnlicher Größenordnung annehmen; die maximalen Versenkungstiefen wurden hier vermutlich erst in der höheren Oberkreide erreicht.

Der tektonische Impuls des Mittelsantons führte zu einer Umkehr der Subsidenztrends nicht nur am Harznordrand und an den großen Schollenrändern von Haldensleben und Gardelegen, sondern auch an den einzelnen Leistenschollen des Subherzyns, z. B. auch an der Allertalzone, die von einer nach Südwesten abschiebenden Abschiebungszone zu einer nach Nordosten aufschiebenden Aufschiebungszone umgestaltet wurde. Dabei wurden die nordöstlich den Störungszonen vorgelagerten Blöcke, die bis dahin durch geringe Sedimentmächtigkeiten gekennzeichnet waren, zu Tiefschollen bzw. „Becken“ (Randtröge vor Schollenrändern) umgestaltet. Vielfach ist zu beobachten, daß die ehemalige Tiefscholle an den alten Abschiebungsbahnen zurückbewegt wird und auf die jetzt tieferliegende ehemalige Hochscholle auf bzw. überschoben wurde. Zahlreiche Beispiele entlang der Allertalzone belegen dies.

Die Inversionsbewegungen sind nach BETZ et al. (1987), ZIEGLER (1987), DROZDZEWSKI (1988), WREDE (1988) durch intraplattentektonische Kompressionsvorgänge verursacht, z. T. verbunden mit Blattverschiebungen entlang den Schollenrändern (strike-slip-Bewegungen).

Dabei wurden die im früheren Mesozoikum durch Dehnungstektonik angelegten Becken und Tröge, die mit den ersten Versuchen der Atlantiköffnung zusammenhängen („failed rifts“), bevorzugt umgestaltet. Diese sogenannten Aulakogene, die Schwachstellen mit ausgedünnter Kruste in der kontinentalen Platte darstellen, wurden komprimiert und „ausgestülpt“. Die an und in diesen Schwachstellen vorhandenen Salzstrukturen gerieten ebenfalls von einem Extensions- in ein Kompressionsregime und wurden remobilisiert. Dies führte zur Bildung von lappenförmigen Salzüberhängen bei zahlreichen Salzstrukturen im Niveau der Oberkreide und zur Ausbildung von Salzkeilen im Röttniveau (BALDSCHUHN et al. 1998).

Obwohl zahlreiche Salzstrukturen im älteren Mesozoikum bereits angelegt („durchgebrochen“) waren, bildeten sich bei tangentialen Druck in der Oberkreide neue Überhänge aus, die z. T. weit in die Oberkreide-Rand-Senken vorrückten. Zahlreiche Beispiele für solche Strukturen finden sich auf den geologischen Schnitten des geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Salzstrukturen Verden, Lilienthal, Otter-Todtshorn, Ostervesede, Stemmen, Scheeßel) sowie in der Altmark (BENOX et al. 1997). Neben dem Mittelkeuper war nach JARITZ (1973) die Zeit der Oberkreide die Hauptphase der Salzbewegung Norddeutschlands überhaupt.

Man kann davon ausgehen, daß ähnlich wie am Persischen Golf das Salz gletscherartig in die Randsenken ausfloß.

Bereits BETTENSTAEDT (1969) hat für den Lehrter Salzstock ein Modell entwickelt, bei dem der submarine und subaerische Austritt von Zechsteinsalinar im Santon-See dargestellt ist, wobei jüngere Oberkreidestufen auf den Salzgletscher übergriffen (onlap).

Ob es zu solchen Salzaustritten auch an der Allertalzone gekommen ist, bleibt ungewiss; fest steht jedenfalls, daß in dieser Zeit die Salzstruktur „Oberes Allertal“ kompressiv beansprucht wurde. Als schwächstes Glied des Gesteinspaketes reagierte das Salz auf den tektonischen Druck und wurde aus der Tiefe in ein höheres Niveau umgelagert. Dabei wurde die ehemals breitere Allertalspalte z. T. wieder zusammengeschoben und das Salz in NE-vergente Isoklinalfalten gelegt.

Die im Mittelsanton eingeleitete Kompressions- und Hebungstendenz der ehemaligen Tief-scholle hielt bis zum Ende der Oberkreide an. Auf der jetzigen Hochscholle wird die ober-kretazische Schichtenfolge durch lückenhafte Sedimentation, unterbrochen von Emersions- und Abtragungsphasen, gekennzeichnet.

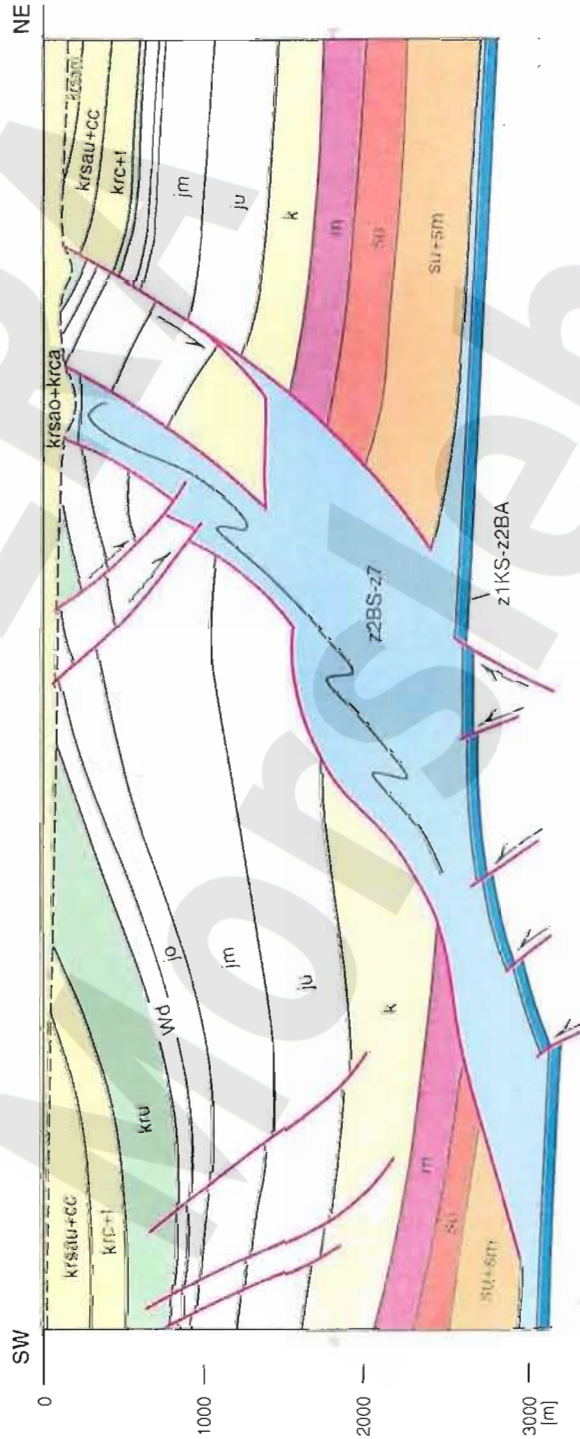
Im Oberen Campan geriet, bedingt durch einen weltweiten Meeresspiegelanstieg (HAQ et al. 1988), das niedersächsische Becken in den Bereich hochmariner, küstenferner Sedimentation (Abb. 23, Bild f).

Dabei entstanden auch im südlichen Niedersachsen typische Schreibkreidesedimente, die aus Coccolithen/Foraminiferen-Schlämmen bestehen. Auch die invertierten Zonen wurden von Campan-Sedimenten bedeckt (BALDSCHUHN et al. 1991). Das Campan transgredierte ähnlich der Dammer Kreide bei Diepholz auf einer weitgehend abgetragenen Struktur.

Die stärkste Hebung des niedersächsischen Beckens fand am Ende des Obermaastricht statt. Nach Abschätzungen aus den Ergebnissen des geotektonischen Atlas von NW-Deutschland wurde das südliche niedersächsische Becken in dieser Zeit in einer Größenordnung von 1000 m herausgehoben und gleichzeitig auf Meeresspiegelniveau abgetragen.

Bedingt durch eine Kippung der ganzen norddeutschen Scholle nach Norden und der damit verbundenen ersten regionalen Abtragung geriet zu dieser Zeit der Dachbereich der Struktur zum erstenmal in den Bereich der tiefen Subrosion bzw. Ablaugung (Abb. 24, Bild g). Es erscheint möglich, daß der eigentlichen Subrosion ein Ereignis der Scheitelgrabenbildung vorausging, das mit Salzvolumenverlusten im Scheitelbereich einher ging. Vorgänge dieser Art können an zahlreichen Salzstrukturen Norddeutschlands und der Nordsee beobachtet werden. Die Platznahme bzw. der Einbau der Oberkeuper- bis Jura-Schollen auf dem Scheitel der damaligen Salzstruktur geschah vermutlich zu dieser Zeit.

- Bild f: Im Campan**
- Durch fortdauernde Kompression und Hebung erfolgte Abtragung auf Lappwaid-scholle und Weferlinger Triasplatte.
 - Salzvolumenverluste, Beginn des Einsinkens von Deckgebirgsschollen.
 - Marine Sedimentation.



Grafik: S. Rose

Abb. 23: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in 10 Bildern. Bild f: Im Campan

Entwicklung im Känozoikum

Im Tertiär fanden weitere strukturbildende Prozesse statt, die sich innerhalb des Beckens in regionalen Diskordanzen und an den Beckenrändern, Inversions- und Salzstrukturen durch Schichtlücken dokumentieren. Während dieser Hebungs- und Senkungsvorgänge, die sich in relativen Abfällen bzw. Anstiegen des Meeresspiegels auswirkten, wechselte vermutlich auch der Beanspruchungsstil der intrakontinentalen Platte zwischen Kompressions- und Dehnungsphasen.

Nach Unterlagen des geotektonischen Atlas von NW-Deutschland wurde im Unterpaläozän das Gebiet Südniedersachsens dabei in einer Größenordnung von 500 m abgetragen; eine Heraushebung deutlich über den Meeresspiegel fand zu dieser Zeit noch nicht statt.

Durch einen Meeresspiegelanstieg im höheren Dan wurden weite Teile Norddeutschlands marin überflutet. Die Sedimente aus dieser Zeit wurden allerdings noch im Mittelpaläozän wieder flächenhaft abgetragen, so daß „Danomont“ nur in Gebieten mit persistierender Subsidenz sowie in Randsenken von Salzstöcken und in Subrosionssenken erhalten geblieben ist.

Die Salzstruktur Oberes Allertal geriet durch eine Netto-Abtragung von ca. 1 500 m seit dem Campan endgültig in den Bereich der Subrosion. Die zuvor abgelagerten Schreibkreidesedimente des Campans und auch ältere Kreidestufen, die auf der Weferlinger Scholle in großer Mächtigkeit vorhanden waren, wurden abgetragen und umgelagert.

Der diagenetische Zustand der noch weichen Oberkreidesedimente am Ende des Maastrichts und auch noch im Mittelpaläozän führte zu einer Aufarbeitung und Umlagerung von Oberkreide-Sedimenten¹. Als Ergebnis dieser Umlagerung mit sehr kurzen Transportwegen ohne Aufarbeitung und Sortierung durch fließendes Wasser entstanden mergelig-konglomeratische Lagen in den „Unteren Alleringerslebener Schichten“. In der durch Extension und Subrosion über der Salzstruktur entstandenen Furche lagern diese Schichten z.T. auf allochthonen Jura- und Keuperschollen, z. T. direkt auf der Salzstruktur (Abb. 24, Bild h) auf. Ähnlich einem Sedimentbrei bildeten sich unsortierte und unregelmäßige Konglomerate mit Bestandteilen verschiedener Oberkreidestufen (FENNER 1998), wobei sowohl die Klasten als auch die Matrix aus Oberkreidematerial bestehen.

Das Gebiet blieb im Untereozän weiterhin im Bereich der Meeresspiegelschwankungen, aber auch unter Subsidenzbedingungen, so daß mit einer flächenhaften Überdeckung von 200 m - 600 m Untereozän-Sedimenten zu rechnen ist (Abb. 25, Bild i).

¹ Auf die Problematik der Altersdatierung der Alleringerslebener Schichten wird in Kap. 2.4.2 hingewiesen.

Bild h: Im älteren Paläogen

- Regression an der Kreide/Tertiärgränze.
- Heraushebung um weitere ca. 500 m.
- Flächenhafte Abtragung.
- Meeresspiegelanstieg im höheren Dan.
- Linnische Bildungen in Subrosionssenkten (z.B. Walbecker Sande).

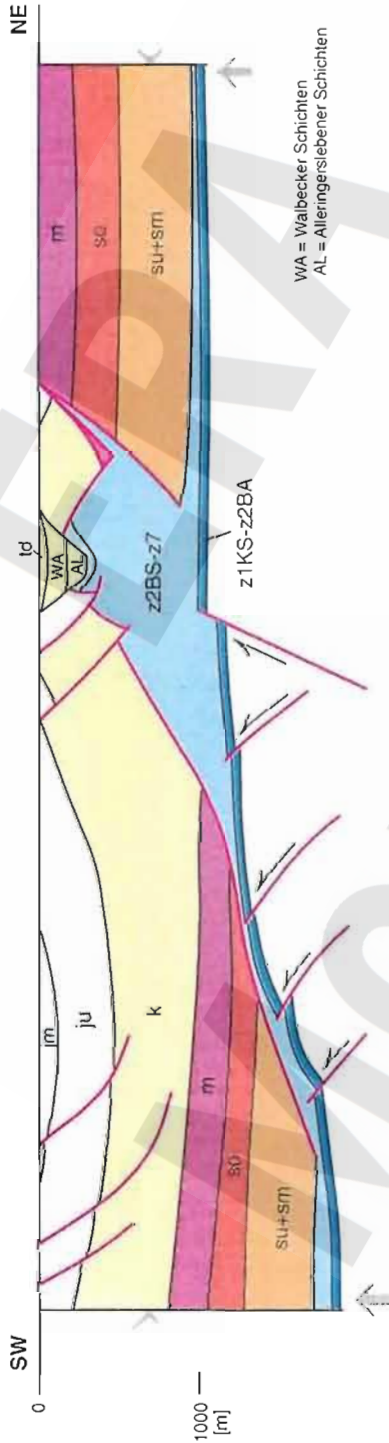
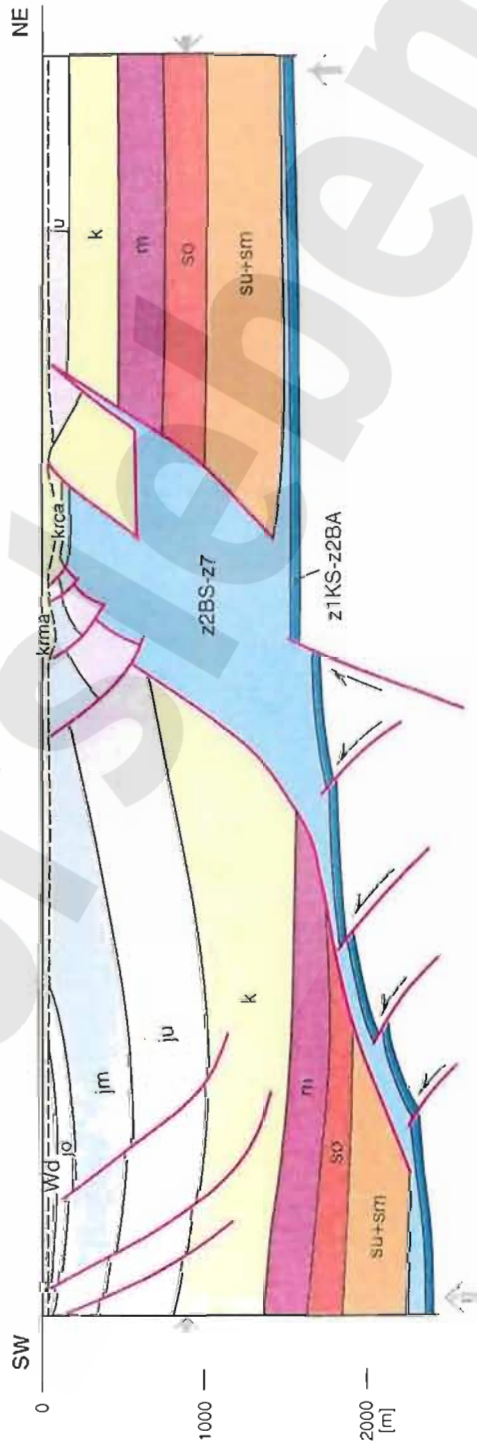


Bild g: Im Maastricht

- Starke Heraushebung (bis zu 1 000 m) und flächenhafte Erosion.
- Randmarine bis paralinische Sedimentation bei Meeresspiegelhochständen.
- Abgleiten der Mesozoikumschollen und Platznahme im Dach der Struktur.



Grafik: S. Rose

Abb. 24: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in 10 Bildern. Bild g: Im Maastricht; Bild h: Im älteren Paläogen

Die Faziesverhältnisse wechselten zwischen ästuarinen Bildungen mit Braunkohlen und marinen Tonmergeln als Zeugnisse des untereoziänen Meeresspiegelhochstandes. Aus der Verbreitung und der Ausbiss-Situation des Helmstedter Tertiärvorkommens kann geschlossen werden, daß die heutige Form des Vorkommens in den Oschersleben-Helmstedter Tertiärmulden eine Folge nachfolgender Erosion (Kappung) darstellt (RITZKOWSKI & LIETZOW 1996) und daß die ursprüngliche Verbreitung auch über das Allertal nach Osten hinwegging.

Weitere strukturbildende Impulse am Ende des Untereozäns, des Obereozäns und des Unteroligozäns führten wieder zur Einsenkung weiter Teile des Norddeutschen Tertiärbeckens, zur Hebung seiner Ränder und zu zahlreichen Schichtlücken an den wieder aktivierten Salzstrukturen. Dabei wurden im Raum Morsleben die zuvor abgelagerten alttertiären Sedimente weitestgehend wieder abgetragen.

Die in Subrosionsposition konservierten Walbecker und Alleringerslebener Schichten gerieten jedoch nicht in das Erosionsniveau sondern blieben wegen ihrer starken Einsenkung von der Abtragung verschont. Die Transgression im Latdorf führte zum Übergreifen direkt auf Keuper, Jura-Schollen oder Walbecker Schichten, auch die Rupelmeertransgression, die dem stärksten Meeresspiegelanstieg im Alttertiär entspricht, ist im Allertal und seiner Umgebung nachgewiesen.

Vermutlich erst seit der mittelmiozänen Beschleunigung der Bewegungsraten überwog die Hebung gegenüber der Abtragung („Exhumierung“), so daß die heutige oligozäne Basisfläche, die als Maß für die seitdem stattgefundene Verstellung genommen werden darf, in verschiedenen Höhenlagen bis zu +140 m NN anzutreffen ist. Es zeigt sich, daß sowohl die Schollenteilung des Untergrundes als auch die Salzbewegungen modifizierend auf die heutige Höhenlage der oligozänen Basisfläche eingewirkt haben (LOTSCH 1998a).

Im Quartär wurde die heutige Morphologie (Abb. 25, Bild j) herausgearbeitet, wobei es im Allertal durch verstärkte Ausräumung und weitergehende Subrosion zu Quartärmächtigkeiten bis fast 100 m gekommen ist (ZIERMANN et al. 1998).

Bild j: Neogen bis heute

- Heraushebung über den Meeresspiegel.
- Subaerische Erosion.
- Abtragung der alltertiären Bedeckung.
- Wiederbeginn der Subrosion im späten Tertiär. Exaration und Subrosion im Quartär.

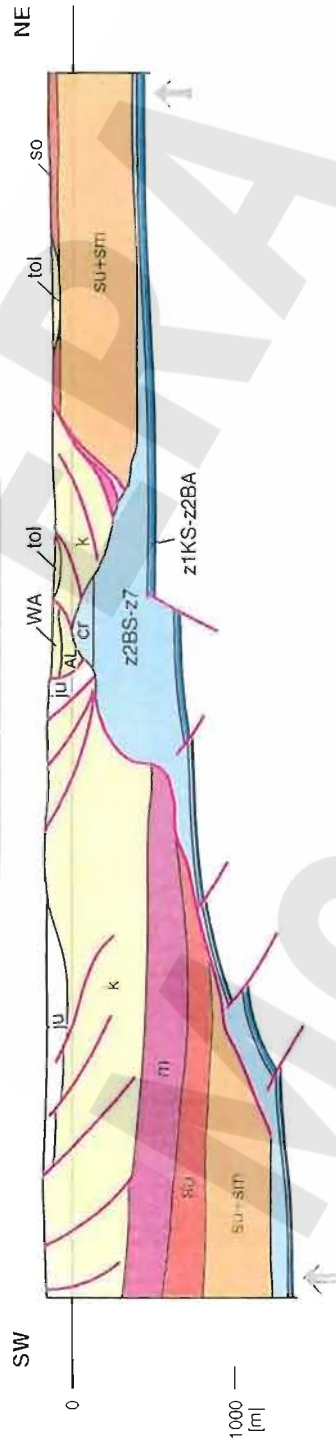
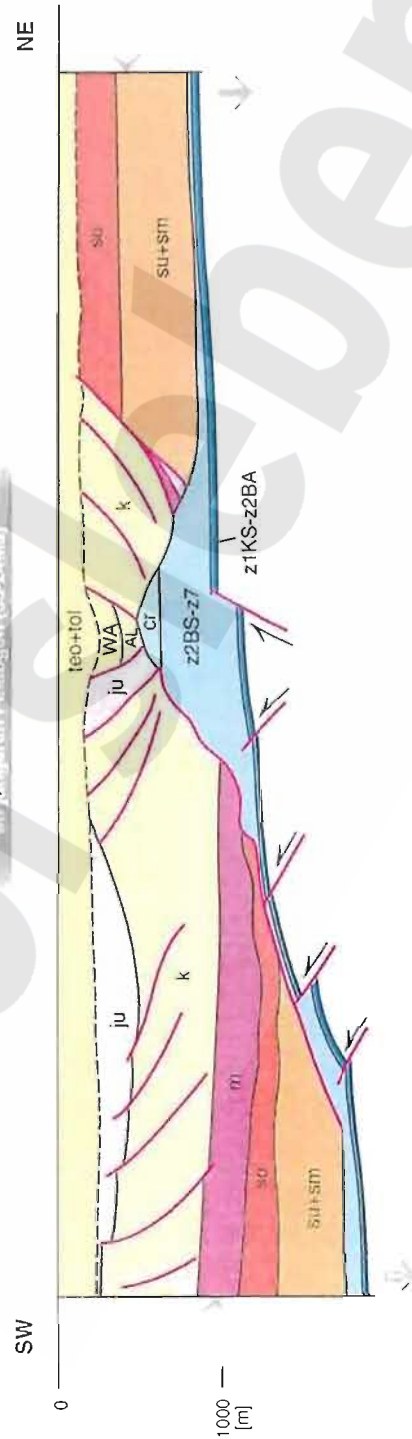


Bild i: Im jüngeren Paläogen

- Limnische bis paralimische Sedimentation im Untereozän.
- Marine Bedeckung vom Mioleozän bis zum Oberoligozän.
- Plombierung der Subrosion.



Grafik: S.Rose

Abb. 25: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in 10 Bildern. Bild i: Im jüngeren Paläogen; Bild j: Neogen bis heute

3.2.6 Neotektonik

G. BEST, M. ZIRNGAST

Die tektonische Entwicklung Norddeutschlands erlebte im späten Tertiär und im frühen Quartär eine Beschleunigung. Nach Unterlagen des Nordsee-Atlas (KOCKEL 1995) fand eine Einsenkung des zentralen Nordseebereiches von über 1 000 m ab dem späteren Tertiär (Mittelmiozän) statt. Dies hatte eine Heraushebung der Beckenränder (Süddeutschland, Ostsee, Dänemark, England) in gleicher Größenordnung zur Folge.

Vermutlich erst seit der mittelmiozänen Beschleunigung der Bewegungsraten überwog die Hebung gegenüber der Abtragung („Exhumierung“), so daß die heutige oligozäne Basisfläche, die als Maß für die seitdem stattgefundene Verstellung genommen werden darf, in verschiedenen Höhenlagen anzutreffen ist. Es zeigt sich, daß sowohl die Schollenteilung des Untergrundes als auch in geringerem Maße Salzbewegungen modifizierend auf die heutige Höhenlage der oligozänen Basisfläche eingewirkt haben.

Nach der von LOTSCH (1998a) durchgeführten Analyse der Höhenlagen der obereozänen bis oligozänen Transgressionsfläche liegt sie im NW-Teil des Tertiärvorkommens von Hörsingen-Erxleben (Weferlinger Triasplatte) mit ca. +150 m NN am höchsten. Von hier aus sinkt sie nach SE bis Magdeburg um ca. 90 m - 100 m ab. Nach NE zur Flechtingen-Roßlauer Scholle fällt sie um ca. 20 m - 30 m und nach NW in den Raum Behndorf-Behlsdorf, noch auf der Weferlinger Triasplatte gelegen, ebenfalls um ca. 20 m - 30 m ab. Auch die Transgressionsfläche der Rupelbasis erreicht mit ca. +155 m NN bis ca. +165 m NN im Raum Hörsingen-Erxleben ihre höchste Lage. Von hier sinkt sie bis an den Nordrand der Flechtingen-Roßlauer Scholle bei Althaldensleben um ca. 110 m ab. Geringere Beträge wurden für die Differenz der Höhenlagen der präglazialen Kiese bei Hörsingen und bei Althaldensleben ermittelt (85 m - 100 m). Die Weferlinger Triasplatte und die Flechtingen-Roßlauer Scholle sind demzufolge im Zeitraum nach dem Oligozän schwach und nach Ablagerung der präglazialen Kiese stärker als einheitliche Scholle herausgehoben worden. Die Hebungen endeten wahrscheinlich präsaalekaltzeitlich. Für diese Annahme sprechen die geschlossene Verbreitung der elsterzeitlichen Ablagerungen auf der tektonisch tiefer gelegenen Scholle von Calvörde gegenüber der nur relikhaften und an Salzstrukturen gebundenen Verbreitung im südwestlich anschließenden Gebiet. In der Verbreitung der saalezeitlichen Ablagerungen ist dieser Unterschied im betreffenden Gebiet nicht mehr festzustellen.

Das weitflächige Fehlen oder die nur geringe Mächtigkeit quartärer Sedimente, insbesondere von elsterkaltzeitlichen Geschiebemergeln zwischen der Allertalzone und dem NE-Rande der Flechtingen-Roßlauer-Scholle, außerhalb der Räume mit subrosionsbedingter Überlieferung

quartärer Sedimente ist ein weiterer Beleg für die aus der Verbiegung der Höhenlage der präglazialen Kiese resultierende postelsterkaltzeitliche Hebung der Weferlinger Triasplatte und der Flechtingen-Roßlauer Scholle mit anschließenden Abtragungen. Die Haldenslebener Störung wirkte als Schollengrenze.

Auch die Allertalzone stellt für neotektonische Bewegungen eine Schollengrenze dar, wie man aus der noch mit Tertiär bedeckten Fortsetzung der Allertalzone in Niedersachsen ableiten kann (z. B. Strukturen Wietze, Wolthausen). Bei Helmstedt liegt die als Bezugshorizont gewählte Transgressionsfläche am Ostrand der Ostmulde bei ca. +140 m NN bis +160 m NN und läge heute bei ca. +250 m NN auf der Lappwald-Scholle. Dies ergibt eine Rekonstruktion der geologischen Schnitte zu Blatt Helmstedt (JORDAN & RÖHLING 1997). Durch quartäre Abtragung ist der heutige Ausbiß des Miozäns zurückgeschnitten.

Aus Feinnivellements für die bergmännische Überwachung des Grubengebäudes und seiner weiteren Umgebung ermittelte rezente Bewegungen belegen ein uneinheitliches Bild von Senkungen und Hebungen und liefern keine belastbaren Aussagen zu rezenten geologisch bedingten Senkungserscheinungen im Bereich der Allertalzone.

3.2.7 Subrosion und Verkarstung (Oberkreide bis Quartär)

D. LOTSCH

Die aus Bohrungen und Übertageaufschlüssen stammenden Nachweise von Dolinen, Schloten und Spalten im Hutgestein weisen auf eine Verkarstung der oberen Partien des Hutgesteins hin. Der zeitliche Ablauf der Verkarstung läßt sich nicht vollständig, aber doch mit einigen wichtigen Etappen rekonstruieren.

Die Transgression der Unteren Alleringerslebener Schichten im Oberen Unter-Campan setzt eine Peneplain voraus, die im Zeitraum Postconiac bis Früh-Unter-Campan entstanden sein muß. Die primär auch auf der Salzstruktur Allertal abgelagerten frühoberkretazischen Sedimente waren jedenfalls vor dem Oberen Unter-Campan bereits abgetragen und das heutige Liegende der Unteren Alleringerslebener Schichten aus Hutgestein, Jura und Keuper freigelegt. Während dieser Zeit ohne Sedimentation hat die Verkarstung des Hutgesteins wahrscheinlich eingesetzt oder sich fortgesetzt. Das stark wechselnde Einfallen in den Unteren Alleringerslebener Schichten weist auf Einstürze im verkarsteten Hutgestein hin, während das in den Oberen Alleringerslebener Schichten nach oben rasch abnehmende Einfallen eine Unterbrechung der Verkarstung (Sulfatsubrosion) bzw. die Ausfüllung oder Plombierung von Karsthohlräume anzeigt. Unter den weitgehend linnisch-fluviatilen Sedimentationsverhältnissen während und nach der Ablagerung der Walbecker Schichten wurde die Verkarstung erneut aktiviert, wie die

Trichterbildungen (Dolinen) in den Unteren und Oberen Walbecker Schichten in den Walbecker Sandgruben belegen. Die Dolinen sind anscheinend auf den nordöstlichen Flankenbereich der Oberkreide-Hauptsenke begrenzt. Da der Versatz zwischen den Dolinenfüllungen und der umgebenden Schichtenfolge ca. 30 m - 40 m beträgt, könnte die Dolinenbasis um diesen Betrag in die Hutgesteinsoberfläche eingesenkt sein.

Die nächste Verkarstungsetappe umfaßt sehr wahrscheinlich den Zeitraum von Beginn des Paläozän bis zur jungmitteleozänen Transgression. Beleg dafür ist der Nachweis von paläozänen bis untereoziänen Palynomorphen, die aus mit konglomeratischen Sedimenten ausgefüllten Karstschloten (Dp Mors 20/88) isoliert wurden. Das Fehlen mitteleozäner oder jüngerer mikrobotanischer Fossilien in diesen Schlotenfüllungen macht eine postuntereoziäne Einspülung des Sedimentmaterials in die Karstschloten wenig wahrscheinlich. Da freiliegende Bereiche der Hutgesteinsoberfläche anschließend von der jungoberkretazischen Schichtenfolge primär vollständig bedeckt waren, müssen vor der Einschwemmung von paläozänem bis untereoziänem Sedimentmaterial in die Karstschloten folgende Bedingungen erfüllt gewesen sein:

- Abtragung der jungoberkretazischen Schichtenfolge auf der Hutgesteinshochlage bis auf geringmächtige Relikte von Unteren Alleringerslebener Schichten bzw. bis zur lokalen Freilegung des Hutgesteins;
- Ablagerung von paläozänen bis untereoziänen Sedimenten über dem freiliegenden Hutgestein.

Im Raum Beendorf-Alleringersleben ist das Hutgestein auch heute noch weitflächig von der jungoberkretazischen Schichtenfolge, zumindest aber von Unteren Alleringerslebener Schichten, und außerhalb der heutigen Oberkreide-Verbreitung von Keuper bzw. Jura bedeckt. Als Herkunftsräume der in die Karstschloten eingeschwemmten Paläozän- bis Unter-Eozän-Sedimente kommen daher nur die kleinen Flächen von Hutgestein in Betracht, die heute direkt von quartären Ablagerungen überlagert werden bzw. randlich angrenzende Flächen mit relativ geringmächtigen Unteren Alleringerslebener Schichten. Sie befinden sich über der Hutgesteinshochlage. Hier war die Hutgesteinsoberfläche vor Bildung der paläozänen bis untereoziänen Sedimente lokal freigelegt. Sie liegt im Raum östlich von Morsleben und damit nördlich der Bohrung Dp Mors 20/88 zwischen ca. +80 m NN und ca. +100 m NN. Da die Basis der Karstschlotte in der Bohrung Dp Mors 20/88 bei -92,6 m NN liegt und sehr unwahrscheinlich ist, daß diese Bohrung zufällig den tiefsten Punkt des Karstspaltensystems mit oberkretazischen und paläozänen bis untereoziänen Schlotenfüllungen angetroffen hat, beträgt der heutige Höhenunterschied zwischen dem in Betracht kommenden Herkunftsgebiet der Einschwemmungen und der Basis des Karstspaltensystems mindestens ca. 190 m. Auf glaziale Subrosion in der jungoberkretazischen Hauptsenke, speziell im Bereiche der Bohrung Dp Mors 20/88, entfallen

ca. 37 m - 40 m, wobei sich dieser Betrag aus der Höhendifferenz der Basisfläche der präglazialen Schotter in dieser Bohrung und auf den benachbarten Hangschultern der Aller ergibt (Abb. 26). Der verbleibende Betrag von ca. 150 m würde zu einem nicht näher bestimmbareren Anteil auf die postuntereozäne bis spättertiäre subrosiv bedingte Einsenkung der jungoberkreatazischen Hauptsenke entfallen, während der Restbetrag angeben würde, wie tief das Paläo-Entlastungsgebiet der Karstwässer unter den Einsickerungsflächen gelegen hat.

Postuntereozäne tertiäre Spalten- oder Schlottenfüllungen im Hutgestein wurden bisher nicht festgestellt. Postobereozäne tertiäre Spalten- oder Schlottenfüllungen sind nicht zu erwarten, da im Zuge der Transgressionen der spätobereozänen Silberberg-Schichten und der anschließenden unteroligozänen Rupel-Schichten sowie durch den darüberfolgenden oberoligozänen bis miozänen Schichtenkomplex die Hutgesteinsoberfläche vollständig plombiert wurde. Erst nach vollständiger Abtragung dieser Schichtenfolge im späten Jungtertiär bis Präglazial wurde die Hutgesteinsoberfläche lokal erneut freigelegt.

Eindeutige Belege für die Fortsetzung der Subrosion des Allertaldiapirs bis in das Quartär ergeben sich aus der Höhenlage der präglazialen Kiese (LOTSCH 1998a, Tab. 4). In der Bohrung Dp Mors 20/88 folgen über Unteren Walbecker Schichten von +95,7 m NN bis +104,9 m NN präglaziale Kiese. Gegenüber den präglazialen Schottern auf den Hangschultern der Aller sind die präglazialen Schotter in der Bohrung Dp Mors 20/88 um ca. 40 m abgesenkt (Abb. 26).

Der Anteil der flächenhaften Subrosion ist nur schwer von der lokal engbegrenzten Subrosion zu trennen. Die Basis des glazialen Quartärs liegt in benachbarten Bohrungen 13,3 m bis 8,5 m höher als die Basis der präglazialen Kiese in der Bohrung Dp Mors 20/88. Dieser Betrag ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf engbegrenzte Subrosion mit Dolinenbildung im Bereich der Bohrung Dp Mors 20/88 zurückzuführen. Der durch flächenhafte glaziale Subrosion verursachte Einsenkungsbetrag der Basis dieser Kiese würde danach für die Bohrung Dp Mors 20/88 ca. 27 m - 31 m betragen. Dieser Betrag von 27 m - 31 m stimmt sehr gut überein mit der Differenz zwischen der Höhenlage der Basis der präglazialen Kiese in der Bohrung Dp Mors 62A/94 / 62A1/94 und auf den Hangschultern der Aller im Raum Morsleben-Alleringersleben.

Die Basis der präglazialen Kiese in der Bohrung RKS Mors 33/94 nördlich Beendorf ist dagegen nur um 7 m - 12 m eingesenkt. Die Ursachen für die hier geringere glaziale subrosive Einsenkung könnten im unterschiedlichen lithologischen Aufbau des Deckgebirges oder des Hutgesteins liegen.

Nach den Lagerungsverhältnissen und den Mächtigkeiten der quartären Schichten im Raum Alleringersleben-Schwanefeld ist es wahrscheinlich, daß die Subrosion hier im wesentlichen vor Sedimentation der holsteinwarmzeitlichen Bildungen erfolgte (ZIERMANN et al. 1998).

Da das absolute Alter der präglazialen Kiese nicht bekannt ist und die Datierungen des Beginns der Holstein-Warmzeit stark differieren, wäre eine Berechnung der Subrosionsraten mit einem zu großen Fehler behaftet.

Zwischen Grasleben und dem Raum westlich Schwanefeld sind die Quartär-Mächtigkeiten mit fast durchweg < 10 m äußerst gering. Im nach SE daran anschließenden Raum bis Seehausen wechseln Abschnitte mit Quartär-Mächtigkeiten von > 20 m - max. 100 m mehrmals mit Abschnitten mit Quartär-Mächtigkeiten < 20 m, wobei größere Gebiete mit hohen Quartär-Mächtigkeiten auftreten. Im Gebiet südlich Schwanefeld bis Morsleben liegt keine zusammenhängende Depression mit einem einheitlichen Senkungszentrum vor, sondern ein stark gegliedertes Relief der Quartärbasis mit mehreren unterschiedlich tiefen Senkungszentren und dazwischen flacheren Abschnitten. Auch die Gebiete mit geringen Quartär-Mächtigkeiten weisen engräumige Depressionen mit schwacher Eintiefung gegenüber der Umgebung auf.

Im Raum südlich Schwanefeld bis Morsleben werden die Depressionen im Isopachenbereich unterhalb von ca. 20 m ausschließlich von bis ca. 50 m mächtigem elsterkaltzeitlichen Geschiebemergel mit gelegentlich auftretenden geringmächtigen glazifluviatilen Einlagerungen ausgefüllt. Im Raum Wefensleben-Seehausen wird der in lokalen Eintiefungen bis ca. 40 m mächtige elsterkaltzeitliche Geschiebemergel von bis ca. 40 m mächtigen Bildungen der Holstein-Warmzeit und unteren Saale-Kaltzeit überlagert (ZIERMANN et al. 1998).

Im Raum Bartensleben (Blatt 3732) treten mächtigere elsterkaltzeitliche Ablagerungen über Oberem Buntsandstein und im Raum Altenhausen-Bischofswald (Blatt 3733) über Zechstein und Unterem Buntsandstein auf. Bis ca. 20 m mächtige eemwarmzeitliche Sedimente im Seelischen Bruch (Blatt 3832) werden unmittelbar von Mittlerem Muschelkalk unterlagert.

Die Bindung mächtigerer quartärer Sedimente an die Allertalzone bzw. an Gebiete mit subrosionsfähigen Gesteinen, das stark wechselnde Relief der Quartärbasis in der Allertalzone mit der Herausbildung unregelmäßig umgrenzter langgestreckter und kesselartiger Depressionen (ZIERMANN et al. 1998, Anlage 3) und der Nachweis mächtiger holsteinwarmzeitlicher Sedimente im Raum Wefensleben-Seehausen können als Belege für den ursächlichen Zusammenhang zwischen Mächtigkeitsentwicklung und Konservierung der quartären Sedimente und der intraquartären Subrosion der Salzstruktur Allertal sowie der Fortsetzung der Verkarstung ihres Hutgesteins, für die intraquartäre Verkarstung auch des hochliegenden Zechsteins vor dem SW-Rand der Flechtingen-Roßlauer Scholle und für die intraquartäre Subrosion von Salzgesteinen des Oberen Buntsandsteins und des Mittleren Muschelkalks gewertet werden.

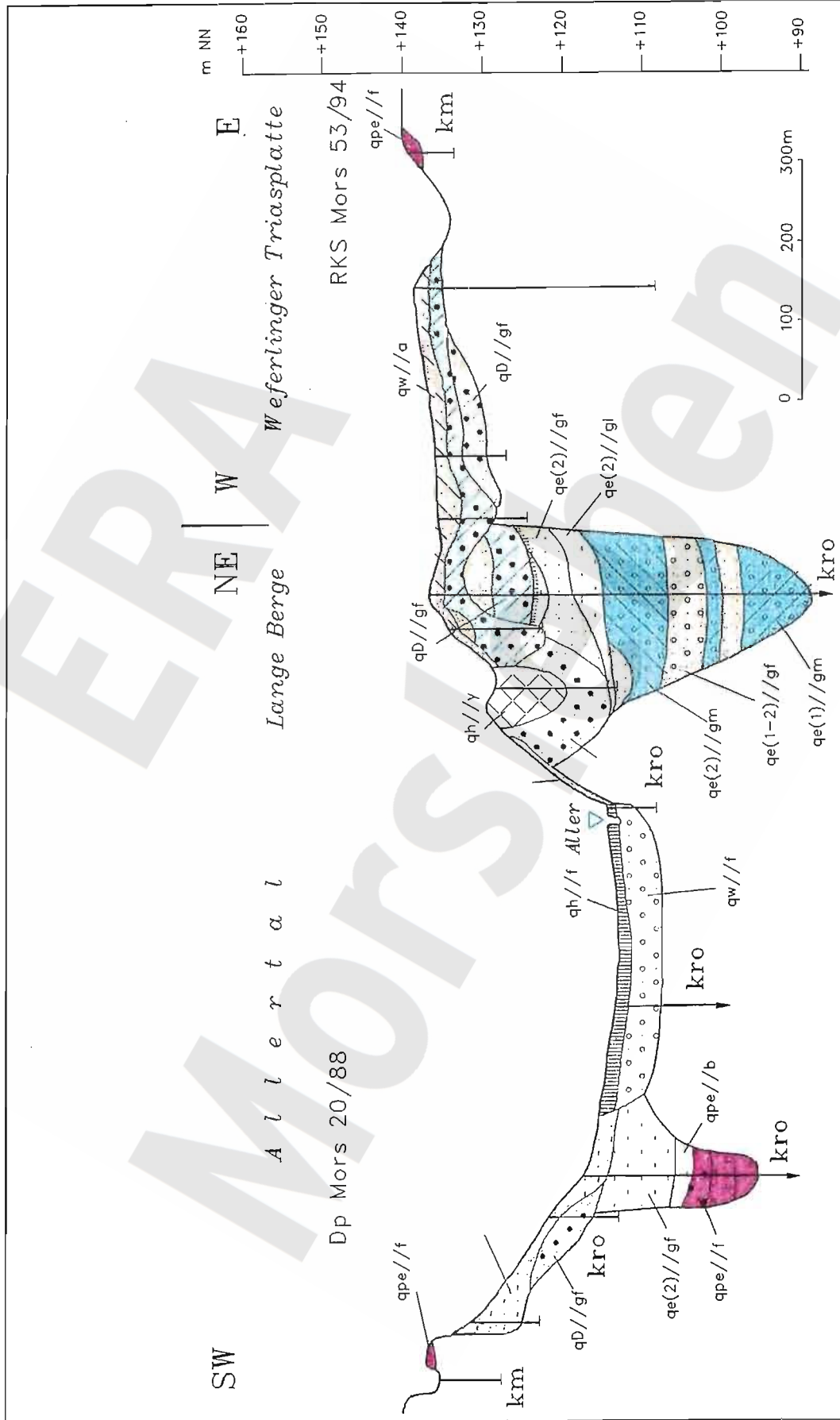


Abb. 26: Höhendifferenz präglazialer Schotter (qpe//f) in der Bohrung Dp Mors 20/88 und auf den Hangschultern des Allertals (10-fach überhöht)

Zu berücksichtigen ist jedoch auch die eindeutig auf elsterkaltzeitliche Exaration zurückzuführende, z.T. tiefgreifende Ausräumung jungoberkretazischer Sedimente in den Räumen Beendorf-Morsleben und Wefensleben-Seehausen, die nordnordwestlich von Morsleben im Bereich der Senkenachse der jungoberkretazischen Hauptsenke bis in die Oberen Alleringerslebener Schichten hinabreicht und maximale Beträge von 95 m - 100 m erreicht. Bemerkenswert ist dabei, daß sich die Achse der jungoberkretazischen Hauptsenke mit den Bereichen der tiefsten exarativen elsterkaltzeitlichen Ausräumung nur teilweise deckt. Das gilt wahrscheinlich auch für die jungoberkretazische Nebensenke im NE. Bei einem in breiter Front von NE vorstoßenden elsterkaltzeitlichen Gletscher wäre es schwer vorstellbar, daß bei gleichem Liegenden, also mächtigen jungoberkretazischen Sedimenten, gebietsweise, wie im Raum Beendorf-Morsleben, starke exarative Ausräumungen erfolgten, gebietsweise, wie im Raum westlich Schwanefeld bis Grasleben, dagegen überhaupt keine exarativen Ausräumungen stattfanden. Daher kann angenommen werden, daß der elsterkaltzeitliche Gletscher bevorzugt vorgezeichnete Depressionen zum Vorstoß nach SE benutzte, wie die wahrscheinlich subrosiv vorgeprägte Rötensenke von Klein Bartensleben und anschließend im Allertal präexistierende, aber wahrscheinlich nur flache Subrosionshohlformen, in denen dann beträchtliche Tiefenexaration erfolgte. Die starke Differenzierung der Basisfläche und der Mächtigkeiten der elsterkaltzeitlichen Ablagerungen ist allerdings ohne Beteiligung subrosiver Prozesse schwer vorstellbar.

3.3 Geophysikalische Ergebnisse und Ergebnisse physikalischer Labormessungen

3.3.1 Seismische Geschwindigkeiten

M. ZIRNGAST

Die Geophonversenkmessungen hatten das Ziel, die Zuordnung der Reflektoren (im Zeitbereich) zu den erbohrten Schichtgrenzen (im Tiefenbereich) zu ermöglichen. Dies erfolgte mit den errechneten Zweiweglaufzeiten. Ein weiteres Ziel war die Ermittlung von Geschwindigkeitsgesetzen zur Tiefenwandlung der in den Zeitsektionen kartierten Schichtgrenzen. In den untersuchten stratigraphischen Abfolgen wurden folgende Intervallgeschwindigkeiten ermittelt:

Quartär: Die Geschwindigkeiten schwanken zwischen 678 m/s und 1 632 m/s. Da die oberflächennahe Verwitterung und das Ausgangsmaterial, die beide die Werte beeinflussen, sehr schnell wechseln, lassen sich keine regionalen Geschwindigkeitsbereiche aushalten. Bei der Interpretation der Seismik wurde nur relativ mächtiges Quartär berücksichtigt, so daß eine Intervallgeschwindigkeit von 1 300 m/s, wie in der Dp Mors 69 in der mächtigsten durchteuften Quartärabfolge ermittelt, für die Tiefenwandlung am geeignetsten erscheint.

Kreide: Die als Kreide zusammengefaßten Lockersedimente der Walbecker und Alleringerslebener Schichten konnten in der Seismik nicht untergliedert werden, so daß nur ein Geschwindigkeitswert für die Tiefenwandlung benötigt wurde. Die Werte schwanken meist um 2 000 m/s. Lediglich in den tiefliegenden, verfestigten Unteren Alleringerslebener Schichten der Bohrung Dp Mors 69 wurden Werte von 2 788 m/s ermittelt. Für die Tiefenwandlung wurde eine Intervallgeschwindigkeit von 2 000 m/s benutzt.

Jura: Für einen Geschwindigkeitsansatz können nur die Intervallgeschwindigkeiten aus dem Lias berücksichtigt werden, da der ungegliederte Jura fraglich ist und der Wert für Malm einen zu geringen Tiefenbereich repräsentiert. Die Jura-Geschwindigkeiten stammen alle aus der westlichen Störungszone. Die Werte liegen um 2 300 m/s und zeigen eine schwache Teufenabhängigkeit. Für die autochthonen Liasschichten der Lappwald-Scholle wurde eine überregional ermittelte Intervallgeschwindigkeit von 2 500 m/s (KÖRNER 1993) für die Tiefenwandlung benutzt.

Oberer Keuper: Die Intervallgeschwindigkeiten des Oberen Keupers, die über einen größeren Teufenbereich gemessen wurden, liegen zwischen 2 300 m/s und 2 570 m/s. Für die Tiefenwandlung wurde eine Intervallgeschwindigkeit von 2 350 m/s bzw. 2 400 m/s gewählt, da große Teile des Oberen Keupers in der zerrütteten westlichen Störungszone liegen und Auflockerungen geringere Geschwindigkeiten bedingen.

Steinmergelkeuper: Die Intervallgeschwindigkeiten schwanken zwischen 2 937 m/s und 3 058 m/s und zeigen eine geringe Zunahme zur Tiefe hin. Für die Tiefenwandlung wurde ein mittlerer Wert von 2 800 m/s bzw. 2 900 m/s gewählt.

Oberer Gipskeuper: Die über größere Tiefenintervalle errechneten Geschwindigkeiten liegen meist bei 3 500 m/s. Lediglich die ebenfalls für ein relativ mächtiges Schichtpaket von ca. 90 m ermittelte Intervallgeschwindigkeit der Dp Mors 46 liegt mit 2 619 m/s deutlich niedriger. Im Gegensatz zu den anderen Bohrungen, die am Westrand der Struktur liegen, steht diese Bohrung im Keuperbereich über der Struktur östlich der Kreideverbreitung.

Schilfsandstein: Die Intervallgeschwindigkeiten schwanken zwischen 2 474 m/s und 3 222 m/s, wobei die aus größerer Tiefe ermittelten Werte im oberen Bereich liegen.

Hutgestein: Die in repräsentativen Tiefenintervallen ermittelten Geschwindigkeiten schwanken zwischen 4 273 m/s und 5 845 m/s.

Für die Schichten unterhalb des Schilfsandsteins (Unterer Gipskeuper bis Zechstein) liegt aus den Geophonversenkmessungen jeweils nur eine Messung aus einem ausreichend großen Tiefenintervall vor:

Unterer Gipskeuper:	3 563 m/s,
Unterer Keuper:	3 643 m/s,
Oberer Muschelkalk:	4 697 m/s,
Röt:	2 085 m/s,
Mittlerer Buntsandstein:	3 273 m/s,
Zechstein:	5 796 m/s.

Der für das Röt ermittelte Wert liegt deutlich zu niedrig. Das ist wahrscheinlich durch Auflockerung infolge Auslaugung bedingt. Der Wert für den Zechstein stammt aus der Bohrung Dp Mors 45A und ist typisch für Anhydrite, die hier erbohrt wurden.

Da die Geophonversenkmessungen in den Schichten vom Unteren Gipskeuper bis Zechstein keine repräsentativen Geschwindigkeiten lieferten, wurden überregional ermittelte Geschwindigkeiten verwendet. Die Teufenabhängigkeit der Geschwindigkeiten wurde dabei mit folgendem Geschwindigkeitsgesetz berücksichtigt:

$$V_z = V_{NN} + K * z$$

(V_z = Intervallgeschwindigkeit in Tiefe z , V_{NN} = Anfangsgeschwindigkeit

K = Geschwindigkeitsgradient, z = Tiefe).

Es wurden folgende Werte benutzt:

Schicht	VNN	K
Keuper:	3 200 m/s	0,5
Muschelkalk:	4 500 m/s	0,3
Buntsandstein:	3 800 m/s	0,4
Zechstein/Hutgestein:	4 500 m/s	0,01

3.3.2 Gravimetrie

D. LOTSCH

Das gravimetrische Lokalfeld in der Allertalzone wird durch folgende geologische Elemente geprägt:

- den 1-2 km breiten Salzkörper der Allertalstruktur mit der durchschnittlichen Lage des Salzspiegels von -140 bis -150 m NN und einer Unterflächenlage von -600 bis -900 m NN
- des bis ca. 220 m mächtige Hutgestein mit stark differenzierten Mächtigkeiten
- der je nach Lage der Hutgesteinsoberfläche und in Abhängigkeit von den Mächtigkeiten von Oberkreide bis Quartär sehr unterschiedlich mächtigen Keuper- und Jurasedimenten,
- die bis ca. 250 m mächtigen, weitgehend aus Sanden bestehenden Oberkreidesedimente, und
- die bis ca. 95 m mächtigen, sehr heterogen zusammengesetzten Quartärsedimente.

Auf der Grundlage der von STIEWE (1992) vorgenommenen geologischen Interpretation der Anomalienbilder und der vorliegenden Bohrergebnisse erfolgte durch LOTSCH (in BALZER et al. 1993) eine erste geologische Umsetzung der Karte der Bouguerschwere, Hochpaßfilterung Wellenlänge < 3 km, im Maßstab 1:10 000, für das engere Untersuchungsgebiet in eine Isobathenkarte der Oberkreide-Basis. Die gravimetrische Karte diente auch als eine Grundlage für den Ansatz von Bohrungen, u.a. für die Bohrung Dp Mors 86A/95, die im Bereich einer mehr oder weniger isolierten negativen Schwereanomalie außerhalb der bis dahin bekannten Oberkreide-Verbreitung mächtige Oberkreide antraf.

Für ein ausgewähltes Gebiet zwischen Alleringersleben und Morsleben wurde das Lokalfeld, Wellenlänge < 3 km, mit drei unterschiedlichen Glättungsgraden dargestellt (Abb. 27).

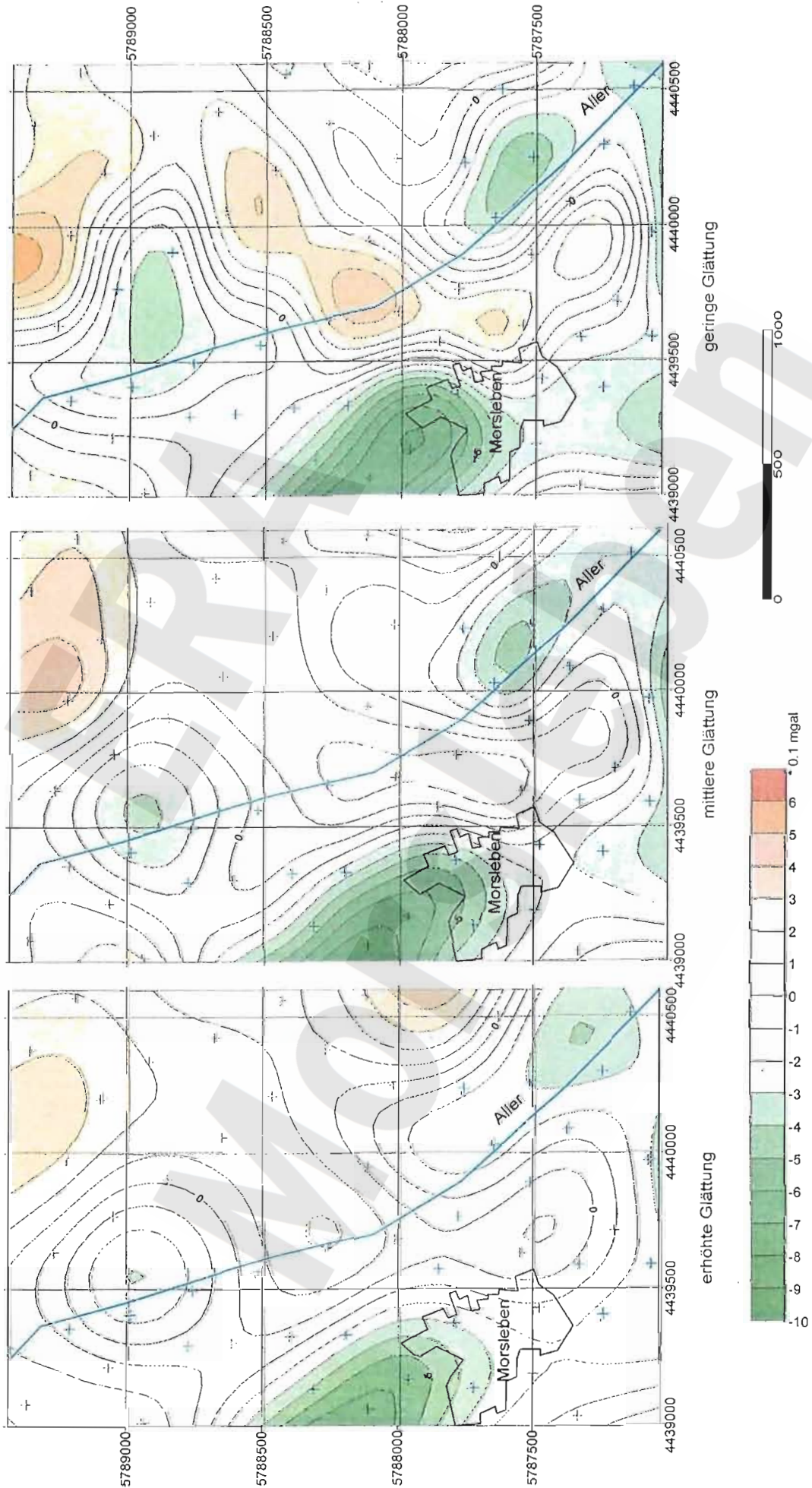


Abb. 27: Einfluß der Gitterberechnung auf die Anomalienform und -amplitude im gravimetrischen Lokalfeld $\lambda < 3$ km im Raum Morsleben

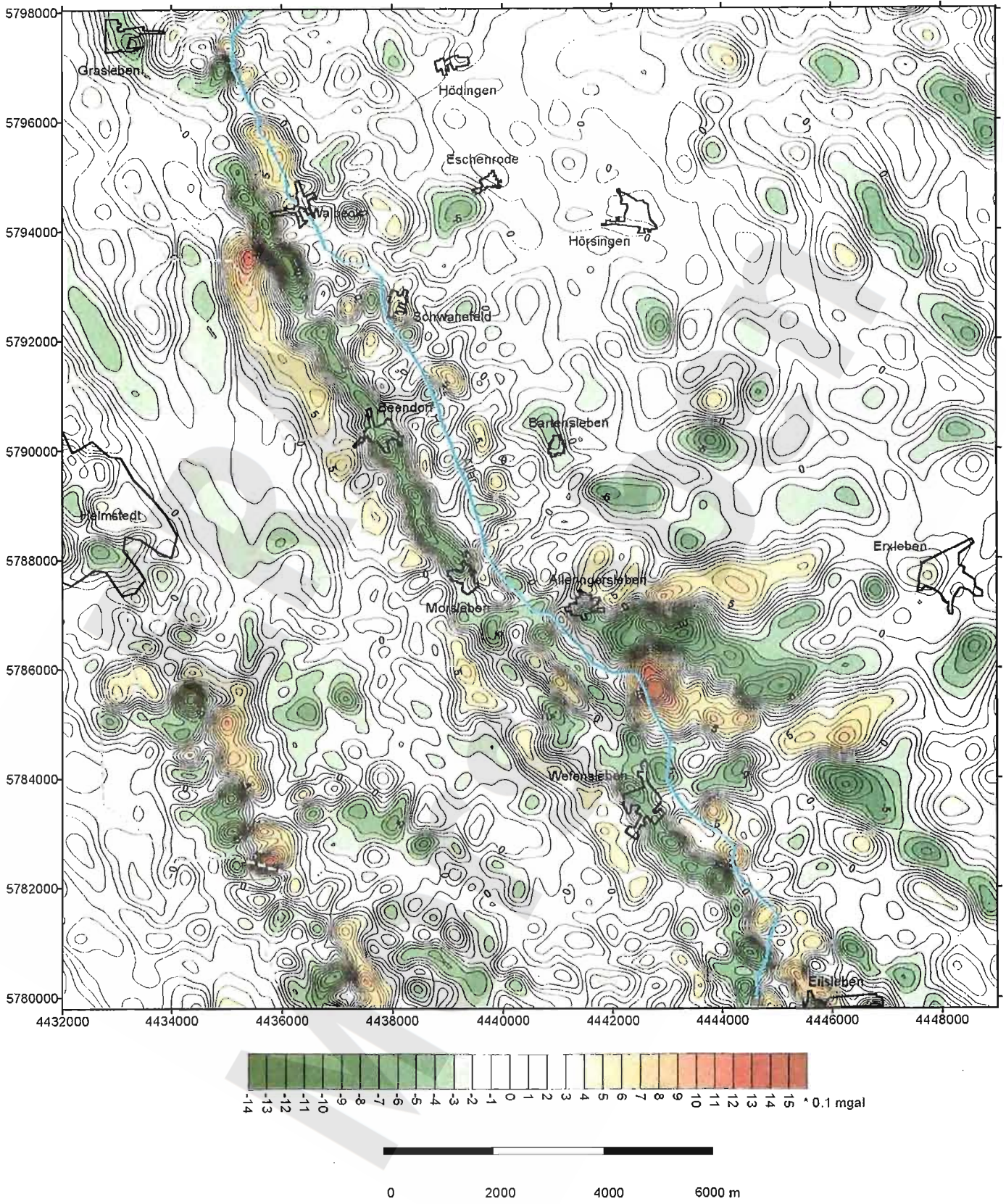


Abb. 28: Lokalfeld der Bonguerschwere im Raum Morsleben

Dabei zeigte es sich, daß mit geringer Glättung die differenzierteste Darstellung im Verlauf der Isogammen erfolgt. Die mittels geringer Glättung erzeugten Isogammenkarte des Lokalfeldes der Bouguerschwere, Hochpaßfilter Wellenlänge < 3 km für das gesamte gravimetrische Untersuchungsgebiet (Abb. 28), wurde daher als Unterlage für die geologischen Kartenkonstruktionen der Oberkreide- und der Quartär-Ablagerungen verwendet.

Dem Verlauf der geologischen Strukturen entsprechend, wird das Lokalfeld der Bouguerschwere im Raum Morsleben von steilherzynisch verlaufenden Schwerestrukturen geprägt. Die Allertal-Salzstruktur tritt durch einen markanten Zug von differenziert gegliederten negativen Anomalien in Erscheinung, in den bei Alleringersleben der W-E streichende und ebenfalls durch negative Anomalien gekennzeichnete Uhrlebener Graben einmündet.

3.3.3 Ergebnisse aerogeophysikalischer Untersuchungen

B. RÖTTGER

Die aus den einzelnen Meßprofilen gewonnenen geophysikalischen Daten wurden nach einer flächenhaften Interpolation in verschiedenen thematischen Karten (Maßstab 1 : 25 000, jeweils vier farbig gestaltete Blätter) dargestellt. Es handelt sich um die Karten:

- der magnetischen Totalintensität ΔT in nT,
- der Schwerpunkttiefe z^* , bzw. des scheinbaren spezifischen Widerstandes φ_a für die Frequenz 386 Hz,
- der Schwerpunkttiefe z^* , bzw. des scheinbaren spezifischen Widerstandes φ_a für die Frequenz 3548 Hz,
- der Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes für die Tiefen 10, 30 und 50 m unter Geländeniveau
- des Flugweges.

Als Beispiel ist in Abb. 29 eine stark verkleinerte Karte des scheinbaren spezifischen Widerstandes für die Frequenz 386 Hz dargestellt. Die Ergebnisse der Befliegung sind in RÖTTGER et al. (1992) dokumentiert.

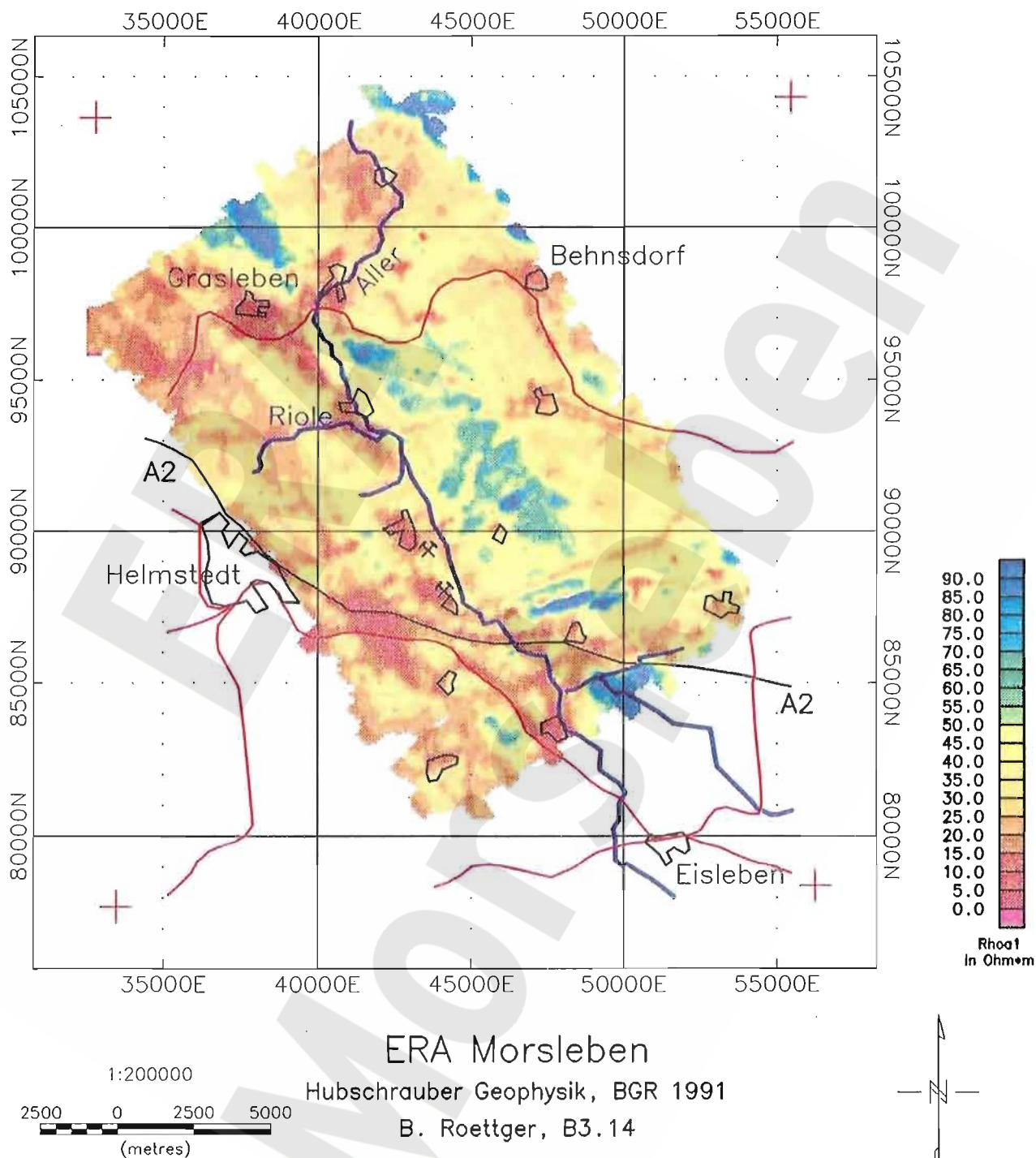


Abb. 29: Karte des scheinbaren spezifischen Widerstandes für die Frequenz 386 Hz

Eisenbahnlinien	rot
Autobahn A2	schwarz

3.3.4 Geothermik im Salinar

C. GRISSEMANN

Geothermisches Modell der Allertal-Zone

Das natürliche geothermische Feld im Salinar und dessen Umgebung ist eine Folge der Kontraste zwischen den Wärmeleitfähigkeiten der Salzgesteine (s. Abschnitt 3.3.5), des Präzechstein-Sockels, der mesozoischen und känozoischen Umgebungsgesteine und des Deckgebirges.

Eine geothermische Modellrechnung, die auf einem schematisierten geologischen Schnitt der Allertalzone und den für die einzelnen Gesteinsgruppen charakteristischen Wärmeleitfähigkeitswerten beruht (DELISLE, in GRISSEMANN et al. 1998), gibt einen Überblick über die im Untergrund zu erwartende Temperaturverteilung (Abb. 30):

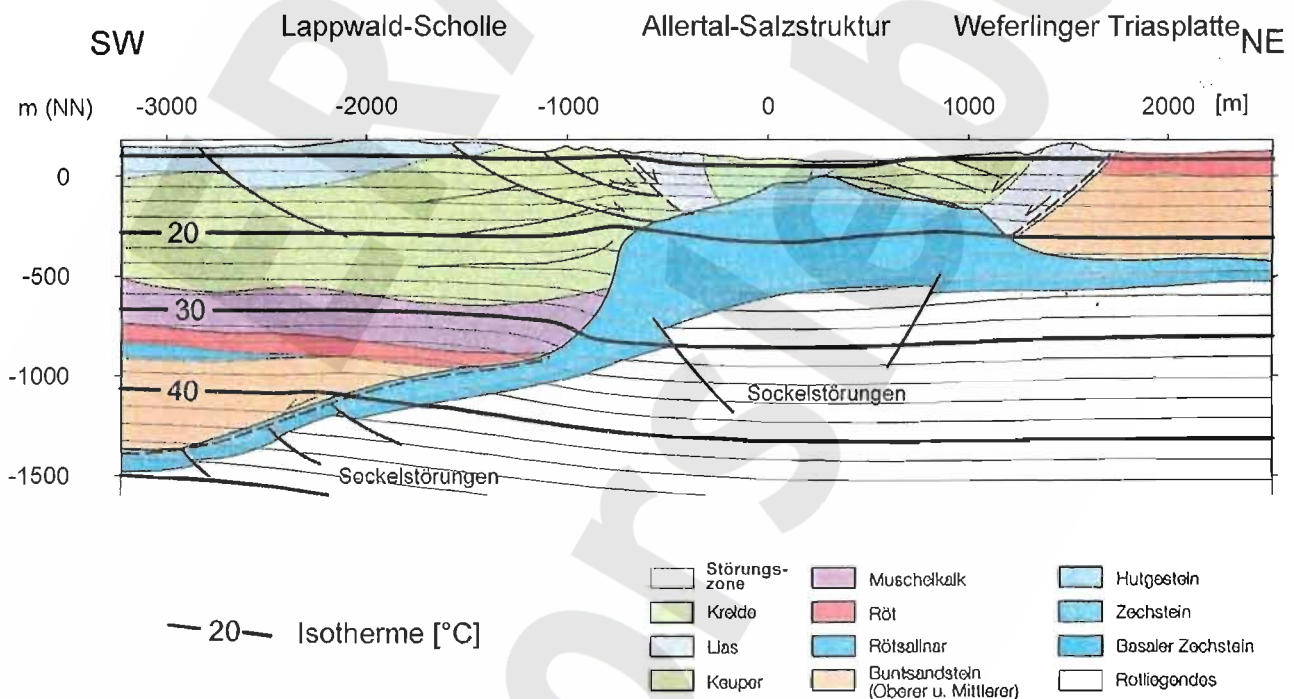


Abb. 30: 2D-Modellberechnung des Isothermenverlaufs im Bereich der Allertal-Salzstruktur. Berechnungsgrundlagen: generalisierter geologischer Querschnitt; 8°C mittlere Jahres-temperatur an der Erdoberfläche; 60 mW/m² gleichmäßiger Wärmestrom in großer Tiefe; Wärmeleitfähigkeiten in W/(m*K): Präsalinärer Sockel 3,2; Zechsteinsalinar 5,5; Buntsandstein 2,4; jüngere Sedimente und Deckgebirge 2,1.

Der Verlauf der Isothermen wird zunächst im wesentlichen von der Mächtigkeit der mesozoischen und känozoischen Schichten bestimmt, die der Tiefenlage des an der Allertalstörung von SW nach NE aufsteigenden paläozoischen Sockels entspricht. Die jüngeren Sedimente, die

den aufsteigenden Erdwärmestrom deutlich weniger gut leiten als der paläozoische Sockel, wirken als Wärmestauer. In ihrem Verbreitungsgebiet sind die Temperaturen umso höher, je mächtiger das Schichtpaket ist. Dementsprechend liegt die berechnete 40°-Isotherme im SW der Allertalzone, wo die Hangendschichten des Zechsteins über 1 500 m Mächtigkeit erreichen, nur ca. 1 000 m unter Gelände, während sie unter der nur ca. 500 m mächtigen Weferlinger Triasplatte im NE auf ca. 1 400 m u. G. absinkt. Im Niveau -1 000 m NN beträgt die horizontale Temperaturdifferenz ca. 5°.

Die Sockel-Anomalie wird von der geothermischen Anomalie der eigentlichen Allertal-Salzstruktur überlagert. Der hohe Wärmeleitfähigkeitskontrast der Salzgesteine gegenüber den umgebenden Sedimenten ($> 2 : 1$) führt zu einer lokalen Konzentration des aufsteigenden Wärmestromes im Inneren des Salinars (bezeichnet als „Kamineffekt“) und damit einhergehend zu charakteristischen Verzerrungen des Temperaturfeldes. Diese äußern sich im schlecht leitenden Deckgebirge in einer dichteren Scharung der Isothermen (erhöhter Vertikalgradient), im gut leitenden Inneren des Salinars dagegen in einem größeren Abstand der Isothermen (geringer Vertikalgradient) bei gleichzeitiger Ausbuchtung nach unten und einem Wiederanstieg in Richtung zu den Salzflanken. Infolge der verhältnismäßig geringen Teufenerstreckung des Allertal-Salinars sind jedoch die berechneten Anomaliebeiträge (ca. -2° an der Salzbasis) im Vergleich zu anderen, mächtigeren, Salzstöcken relativ gering (GIESEL & HOLZ 1970).

Im Salinar beobachtete Gebirgstemperaturen

Die für geothermische Messungen genutzten geologischen Erkundungsbohrungen liegen im Bereich des Ostfeldes, im Südostfeld und im Westfeld des Grubengebäudes Bartensleben sowie im Südfeld Marie (GRISSEMANN et al. 1998). In der Vertikalen wird durch sie der Teufenbereich von -225 m NN bis -480 m NN erfaßt. Die Gebirgstemperaturen liegen in der schmalen Spannweite von 18,1° C bis 22,4° C.

Die Abb. 31 zeigt das Temperaturfeld in dem durch Steilbohrungen über die gesamte vertikale Erstreckung des Grubengebäudes am besten untersuchten Ostfeld. Für die Zusammenfassung der Meßergebnisse wurden die Bohrungen, beziehungsweise ihre Temperaturen, aus Entfernungen von ± 200 m auf eine ungefähr in der Höhe des Ostquerschlages verlaufende W-E Vertikalebene projiziert.

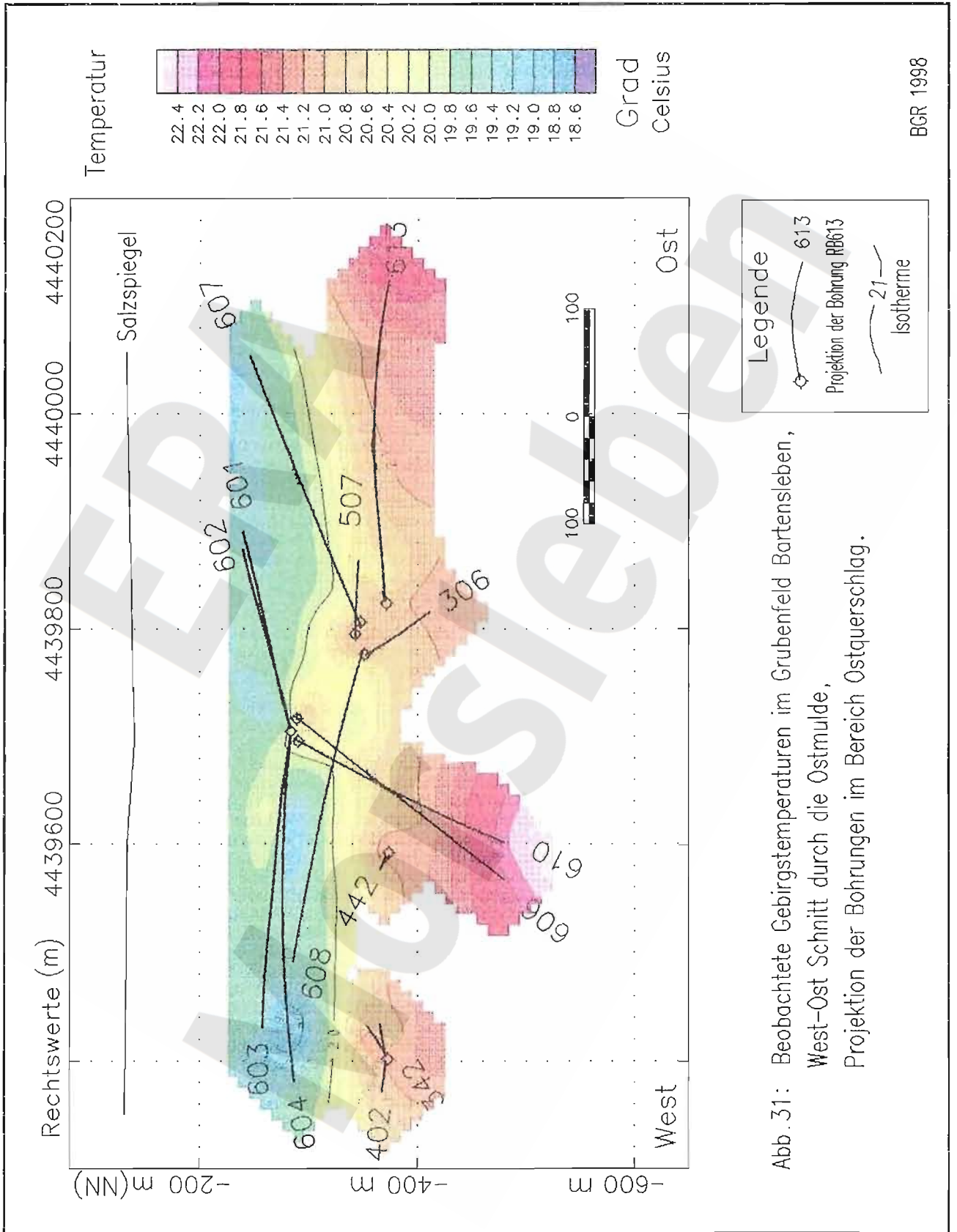


Abb. 31: Beobachtete Gebirgstemperaturen im Grubenfeld Bartensleben, West-Ost Schnitt durch die Ostmulde, Projektion der Bohrungen im Bereich Ostquerschlag.

Abgesehen von nicht relevanten interpolationsbedingten Effekten ist das Temperaturfeld als Überlagerung von drei wesentlichen Anteilen zu interpretieren:

- der Zunahme der ungestörten Gebirgstemperaturen zur Tiefe hin entsprechend der im Salz herrschenden geothermischen Tiefenstufe,
- einer der Modellrechnung entsprechenden Zunahme der Temperaturen in Richtung zur östlichen Salzflanke und
- einer durch den Grubenbetrieb bedingten Erwärmung im Nahbereich der Bohrorte.

Die ungestörte Temperatur T in Abhängigkeit von der West-Ost Koordinate X (in m, Nullpunkt im Schacht Bartensleben) und der Tiefe Z (m u. NN) wird näherungsweise beschrieben durch:

$$T(X,Z) = 15,26 + 0,000805 \cdot X - 0,0127 \cdot Z \text{ } ^\circ\text{C}$$

Im Niveau der 2. Sohle (-291 m NN) liegen in der Ostmulde die ungestörten Gebirgstemperaturen demnach bei etwa $19,8^\circ\text{C}$ und im Niveau der 4. Sohle (-372 m NN, ca. 500 m unter Gelände) bei $20,8^\circ\text{C}$. Legt man eine Wärmeleitfähigkeit von $5,3 \text{ W}/(\text{K}\cdot\text{m})$ zugrunde (charakteristischer Wert für die beiden Gesteinskomponenten Steinsalz und Anhydrit), dann berechnet sich der vertikale Wärmestrom in der Ostmulde zu

$$q_z = -k \cdot \text{grad } T \approx 67 \text{ mW} / \text{m}^2.$$

Im Nahfeld der Strecken und Abbaue sind die Gesteinstemperaturen durch die Bewetterung erheblich gestört. Am Stoß werden bis zu $1,5^\circ$ über den ungestörten Gebirgstemperaturen liegende Werte gemessen. Die Erwärmung reicht bis in eine radiale Entfernung von ca. 40 m. Die Wetter geben also seit langer Zeit Überschußwärme, die von der Schachtheizung und von der Betriebswärme der untertage arbeitenden Maschinen stammt, an das Gebirge ab. Bei einer früheren geothermischen Vermessung, die noch vor dem zwischen 1975-1978 erfolgten Einbau der Schachtheizung stattfand, wurden noch umgekehrte Verhältnisse beobachtet, nämlich eine Abkühlung bis in eine radiale Entfernung von ca. 13 m (THIELE 1972).

3.3.5 Ergebnisse physikalischer Labormessungen

Wärmeleitfähigkeit

C. GRISSEMANN

Die Kenntnisse der Wärmeleitfähigkeit der Salzgesteine ist zur Berechnung eines Modells der ungestörten Gebirgstemperaturen und zur Auswertung von Bohrlochtemperaturmessungen erforderlich. An 47 Proben aus dem Salinar wurde ein Wertebereich von ca. $1 - 7 \text{ w}/(\text{m}\cdot\text{k})$ ermittelt (Tab. 7).

Tabelle 7: Wärmeleitfähigkeit von Proben aus dem Salinar bei 20°C in W/(K*m).

Gestein	Mittelwert (Anzahl)	Streubereich
Leinekarbonat	7,4 (2)	---
Anhydrit	5,3 (6)	5,0 - 5,8
Steinsalz	5,2 (15)	4,8 - 5,7
Kaliflöz (Hartsalz)	4,5 (13)	3,7 - 5,1
Kaliflöz (Carnallit)	1,5 (8)	1,0 - 2,1
Salzton	1,7 (3)	1,5 - 1,7

Bei einer Referenztemperatur von 20°C wurde mit 7,4 W/(K*m) der höchste Wert an zwei Proben Leinekarbonat beobachtet. Die Wärmeleitfähigkeitswerte von Steinsalz streuen bis 10 % um einen Mittelwert von 5,2 W/(K*m). Die Wärmeleitfähigkeit des Anhydrits umfaßt bei einem Mittelwert von 5,3 W/(K*m) annähernd denselben Streubereich und unterscheidet sich somit nicht signifikant von der von Steinsalz. Etwas niedriger liegt die Wärmeleitfähigkeit der Hartsalze in sylvinitischer und kieseritischer Ausbildung mit einem Mittelwert von 4,5 W/(K*m). Die niedrigsten und einzigen gegenüber Steinsalz deutlich kontrastierenden Werten weisen Carnallit mit ca. 1,5 W/(K*m) und Salzton mit 1,7 W/(K*m) auf. In Kaliflözen wechselnder Zusammensetzung ergeben sich entsprechend dem Carnallitgehalt örtlich unterschiedliche Mischwerte.

Feuchtigkeitsgehalte erhöhen die Wärmeleitfähigkeit um wenige Prozente, in einem Ausnahmefall bis 25 %. Die Wärmeleitfähigkeit der Salzgesteine ist temperaturabhängig, sie sinkt mit steigender Temperatur. Der an den Morsleben-Proben gemessene Temperaturverlauf entspricht den aus anderen Salzstrukturen und aus der Literatur bekannten Ergebnissen.

Dichte und Ultraschallwellengeschwindigkeit

H. SCHNIER

Dichten und Ultraschalllaufzeiten sowie die daraus abgeleiteten Werte sind gesteinspezifische Parameter. Sie geben indirekt Auskunft über den Mineralbestand und den Gefügestand der jeweiligen Probe. Durch den Bohrvorgang, den Transport und untergeordnet durch die Bearbeitung der Bohrkerns wird das Gefüge in mehr oder weniger starkem Umfang verändert. Dies kann sich auf die Dichte und die Wellengeschwindigkeiten dahingehend auswirken, daß etwas

zu geringe Dichten (bis ca. $0,02 \text{ g/cm}^3$) und zu niedrige Geschwindigkeiten (bis wenige 100 m/s) bzw. eine Totalabsorption der eingebrachten Schwingungsenergie festgestellt werden.

Im Salinarkörper wurden die wesentlichen stratigraphischen Einheiten für Kriech- und festigkeitsmechanische Untersuchungen beprobt. Zusammenfassend lassen sich petrographisch Steinsalz, Kalisalz in carnallitischer und kieseritischer Fazies, Anhydrit und Salzton unterscheiden. Das Steinsalz hat eine Reindichte von $2,16 \text{ g/cm}^3$, der Anhydrit von ca. $2,9 \text{ g/cm}^3$, der Carnallit von $1,60 \text{ g/cm}^3$ und der Sylvinit bzw. Kieserit des Hartsalzes von ca. $1,9 \text{ g/cm}^3$ bzw. $2,57 \text{ g/cm}^3$. Tab. 8 enthält Richtwerte der Dichten und Ultraschallwellengeschwindigkeiten von Steinsalz des Zechsteins 2 und 3 ($z_2, z_3 / ^\wedge na$), von Carnallit ($z_{2SF} / ^\wedge ct$), von Hartsalz ($z_{2SF} / ^\wedge hs$), vom Hauptanhydrit ($z_{3HA} / ^\wedge ah$), vom Deckanhydrit ($z_{2DA} / ^\wedge ah$) und grauem Salzton ($z_{3GT} / ^\wedge t$). Diese Werte basieren auf der Auswertung von Messungen an ca. 1000 Probekörpern.

Tabelle 8: Dichten und Ultraschallwellengeschwindigkeiten von Proben aus dem Salinar

Stratigraphie	Petrographie	Dichte g/cm^3	P-Welle m/s	S-Welle m/s
$z_2, z_3 / ^\wedge na$	Steinsalz	2,18	4550	2600
$z_{2SF} / ^\wedge ct$	Carnallit	1,89	4250	2400
$z_{2SF} / ^\wedge hs$	Hartsalz	2,14 / 2,25*	4300 / 4800*	- / 2650*
$z_{2DA} / ^\wedge ah$	Anhydrit	2,70	5500	3050
$z_{3GT} / ^\wedge t$	Salzton	2,42	4350	2550
$z_{3HA} / ^\wedge ah$	Anhydrit	2,91	5750	3300

* sylvinitisches / kieseritisches Hartsalz

3.4 Durchlässigkeiten, Lösungen und Gase

3.4.1 Durchlässigkeitsverteilung

J. R. WEBER

Die im Grubengebäude durchgeführten hydraulischen Bohrlochtests belegen, daß die Permeabilitätsverteilung aus der Verteilung der permeabilitätsrelevanten Kriterien Gesteinsart und mechanische Beanspruchung folgt (Kap. 2.5.5). Die Ergebnisse sind in WEBER & WALLNER (1998) dokumentiert. Zusammengefaßt ergab sich:

Steinsalz im unverritzten Zustand besitzt keine Durchlässigkeit größer 10^{-20} m^2 . Dieses Resultat wird sowohl mit Gas als auch mit Salzlösung als Strömungsmedium erzielt.

Die Auflockerungszone um Strecken (Streckenquerschnitte um 20 m^2) ist weniger als 1 m mächtig. Dieses Ergebnis wurde sowohl in mehrere Jahrzehnte alten Strecken gefunden, wie in solchen Strecken, die wenige Wochen zuvor nachgeschnitten worden waren. An den meisten der untersuchten Lokationen wurde eine Ausdehnung senkrecht zum Stoß bzw. zur Firste von ca. 50 cm ermittelt. In Teufen um 20 cm werden Permeabilitäten bis 10^{-15} m^2 angetroffen.

Die Auflockerungszonen um große Abbaukammern reichen nur stellenweise weiter in das Gebirge hinein. Im nördlichen Zentralteil wurden bis zu 2 m Teufe erhöhte Durchlässigkeiten festgestellt, wobei mehrere permeable Bereiche vorkommen, die stoßparallel ausgedehnt sind und senkrecht dazu nicht miteinander kommunizieren. Die Ausdehnung der Auflockerungszone um Einzelhohlräume entspricht damit ungefähr der in gebirgsmechanischen Berechnungen ermittelten Größe.

Die Tests zur Untersuchung der Auflockerung im Schweben-/Pfeilersystem ergeben, daß in Schweben stark erhöhte Permeabilitäten bis über 10^{-15} m^2 vorkommen können. Dabei sind die Durchlässigkeiten nicht gleichmäßig erhöht, sondern es treten hochdurchlässige Bereiche im kleinräumigen Wechsel (dm-Bereich) mit geringdurchlässigem Gebirge auf. In einem Pfeiler im intensiv durchörterten Zentralteil werden keine erhöhten Permeabilitäten gefunden. Der Einfluß der Schwebensituation wird auch in zwei benachbarten Bohrungen zwischen 1. und 2. Sohle deutlich. Eine der Bohrungen verläuft in einem Bereich, in dem sich Abbaukammern überdecken. Die wenige Meter benachbart angesetzte zweite Bohrung durchteuft dagegen keinen Überdeckungsbereich. In der Bohrung, die in der Überdeckungszone verläuft, wird eine wesentlich stärkere Permeabilitätserhöhung festgestellt. Die Permeabilitätserhöhung ist deshalb der dort vorliegenden Schwebensituation zuzuschreiben und nicht als Auflockerung um einen Einzelhohlraum zu interpretieren. Die Testergebnisse stehen in Übereinstimmung mit Resultaten gebirgsmechanischer Berechnungen für den Zentralteil.

Bohrlochtests in Bohrungen an der Westflanke der Hauptmulde und an der Ostflanke der Süd- mulde ergeben, daß die Grenze Steinsalz/Anhydrit nicht permeabilitätswirksam ist. Die Kerne zeigen, daß am Übergang Steinsalz/Anhydrit durch Hineinkriechen des Salzes in die Risse im Anhydrit diese verschlossen werden.

Im Anhydrit wurden stark wechselnde Permeabilitäten von $\leq 10^{-20} \text{ m}^2$ bis in den Bereich $\geq 10^{-15} \text{ m}^2$ gemessen. Diese Permeabilitätsvariation tritt im allgemeinen kleinräumig auf (Me- terbereich). Der am Kernmaterial erkennbare Porenraum, der in offenen und teilverheilten Klüften vorkommt, ist nicht als abbaubedingt/entspannungbedingt einzustufen.

In einem Test mit Gas wurde Salzton in einem stark abbaubeeinflußten Zustand angetroffen, der sich aus der geringen Entfernung (ca. 1 m) des Testintervalls zum Stoß und der Lage am Rand der Hauptmulde ergibt. Die festgestellte Permeabilität ist kleiner als 10^{-20} m^2 . In einem Test mit Salzlösung wurde eine Permeabilität von 10^{-19} m^2 beobachtet.

Wegen der nachgewiesenen Übereinstimmung der Permeabilitätsverteilung mit der Verteilung der permeabilitätsrelevanten Kriterien Gesteinsart und mechanische Beanspruchung, läßt sich die Durchlässigkeitsverteilung aus den Ergebnissen gebirgmechanischer Berechnungen unter Berücksichtigung der jeweils vorliegenden Gesteinsart ableiten. Für die Durchführung ge- birgsmechanischer Berechnungen einzelner Grubenteile wird ein für den betrachteten Gruben- teil charakteristischer Schnitt erstellt, in dem die räumliche Verteilung der unterschiedlichen Gesteine und die Hohlraumgeometrien in charakteristischer Weise vorliegen (WEBER & WALLNER 1998). An solchen Schnitten läßt sich die Durchlässigkeitsverteilung darstellen. Aus dem Ergebnis der Rechnung und der Gesteinsverteilung folgt für den Zentralteil Bartensle- ben die in Abb. 32 dargestellte Permeabilitätsverteilung.

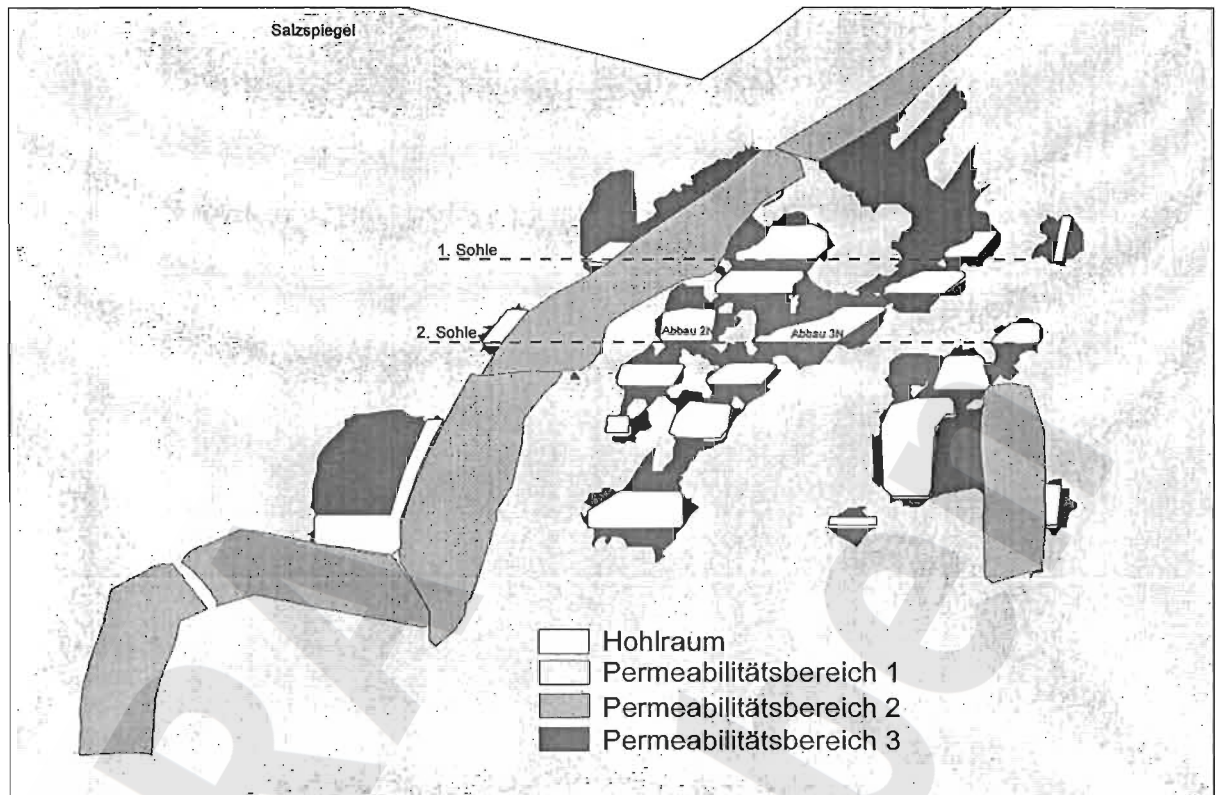


Abb. 32: Permeabilitätsverteilung im Zentralteil Bartensleben, Vertikalschnitt nördlich des Ostquerschlages, Blickrichtung Norden.

(Permeabilitätsbereiche 1: $\leq 10^{-20} \text{ m}^2$, 2: $\leq 10^{-20} \text{ m}^2$ bis $\geq 10^{-15} \text{ m}^2$, 3: $\geq 10^{-15} \text{ m}^2$)

3.4.2 Lösungszutritte

3.4.2.1 Schachtwasserzuflüsse

H. KÄBEL

Zuflüsse der Schachtröhre Marie

Die Schachtzuflüsse sind an die Schichten des Mittleren Jura gebunden und enden an dessen Basis bei ca. 130 m Teufe. Die diffus durch das Mauerwerk dringenden oder aus Entlastungsbohrungen kommenden Zuflüsse (Hauptmenge) gelangen in ein Sammelbecken. Die Gesamtzuflüsse werden aus den abgepumpten Mengen berechnet und betragen im Durchschnitt der letzten 20 Jahre ca. 15 L/min (bei einer Varianz der Jahresmittelwerte zwischen ca. 12 L/min und ca. 17,5 L/min). Eine Entlastungsbohrung bei 130 m Teufe erbringt ca. die Hälfte bis zwei Drittel der Gesamtzuflußmenge (Angaben nach [REDACTED] 1996). Die zulaufenden

Schachtwässer sind Süßwässer mit Dichten von $0,999 \text{ g/cm}^3$ bis $1,001 \text{ g/cm}^3$ und ermittelten Gesamtgehalten der gelösten Salze von $1,58 \text{ g/L}$ bis $2,25 \text{ g/L}$.

Das Gefälle der Grundwasseroberfläche im Umfeld des Schachtes Marie spricht für eine Herkunft der Wässer aus dem höheren Keuper der Lappwald-Scholle (KÄBEL 1998).

Zuflüsse der Schachtröhre Bartensleben

Das Schachtmauerwerk wird an vielen Stellen diffus von Deckgebirgswässern durchdrungen, die in 11 Traufrinnen erfaßt und über eine Falleitung dem Pumpbecken auf der 1. Sohle zugeführt werden. Außerdem gibt es vier mit Absperrventilen versehene Bohrungen, von denen zwei über längere Zeiträume in eine Traufrinne ausflossen.

Menge und Beschaffenheit der Zuflüsse korrespondieren in eindeutiger Weise mit den hydrogeologischen Charakteristika der Gesteine, die im jeweiligen Teufenabschnitt hinter der Schachtmauerung anstehen. Das folgt aus differenzierten Mengenmessungen und Probenahmen, die 1994 und 1996 durch DBE an den Traufrinnen und Bohrungen durchgeführt und von KÄBEL (1998) ausgewertet wurden. Tabelle 9 vermittelt dazu einen Überblick.

Tabelle 9: Menge und Dichte der Zuflüsse im Schacht Bartensleben, geologisch differenziert nach Beobachtungen von 1994 und 1996

Geologisches Schachtprofil		Schachtwasserzuflüsse	
Schicht, Symbol	Teufe, m	Menge, L/min	Dichte, g/cm^3
Steinmergelkeuper kmSM	0 - 69	0,8 - 1,5	1,000 bei 20 m 1,01 - 1,05 bei 40 m 1,05 - 1,08 bei 60 m
Oberer Gipskeuper kmGo	69 - 178	0,2	1,03 - 1,06 bei 80 m 1,03 - 1,045 bei 157 m
Schilfsandstein kmS	178 - 220	5,0 - 5,2	1,023 bei 178 m 1,027 bei 200 m 1,033 bei 220 m
Unterer Gipskeuper kmGu	220 - 254	0,03	1,065 - 1,13
Hutgestein	254 - 270	keine Zuflüsse im Schacht	

Die auf die jährlich abgepumpten Mengen bezogenen durchschnittlichen Gesamtzuflüsse liegen seit 1971 zwischen $5,5 \text{ L/min}$ (1981) und $7,25 \text{ L/min}$ (1974). Aus der hydrogeologischen Differenzierung der fünf vollständigen Stichtagsmessungen an den Traufrinnen kann man schlußfolgern, daß die Zuflußschwankungen maßgeblich durch den Steinmergelkeuper bestimmt werden, während die Zuflüsse aus dem Schilfsandstein zwar den größeren Mengenanteil liefern, aber die Gesamtschwankungen weitaus weniger beeinflussen.

Die Beschaffenheit des Grundwassers im Steinmergelkeuper weist eine auffällige geogene Differenzierung auf. Die Dichtewerte im Schilfsandstein werden ebenfalls als Ausdruck einer natürlichen Beschaffenheitsdifferenzierung interpretiert.

Das Fehlen von heutigen Zuflüssen aus dem Hutgestein stimmt mit dem Fehlen von Vermerken über Wasserzuflüsse während des Schachtabteufens aus diesem Intervall im Abteuftagebuch überein. Aus dem Tagebuch ergeben sich die höchsten je dokumentierten Gesamtschachtwasserzuflüsse mit ca. 14 L/min im November/Dezember 1912, d. h. ca. 10 Monate nach dem Durchteufen des Deckgebirges bis zum Steinsalz.

3.4.2.2 Salinare Lösungen

G. STIER-FRIEDLAND (BfS)

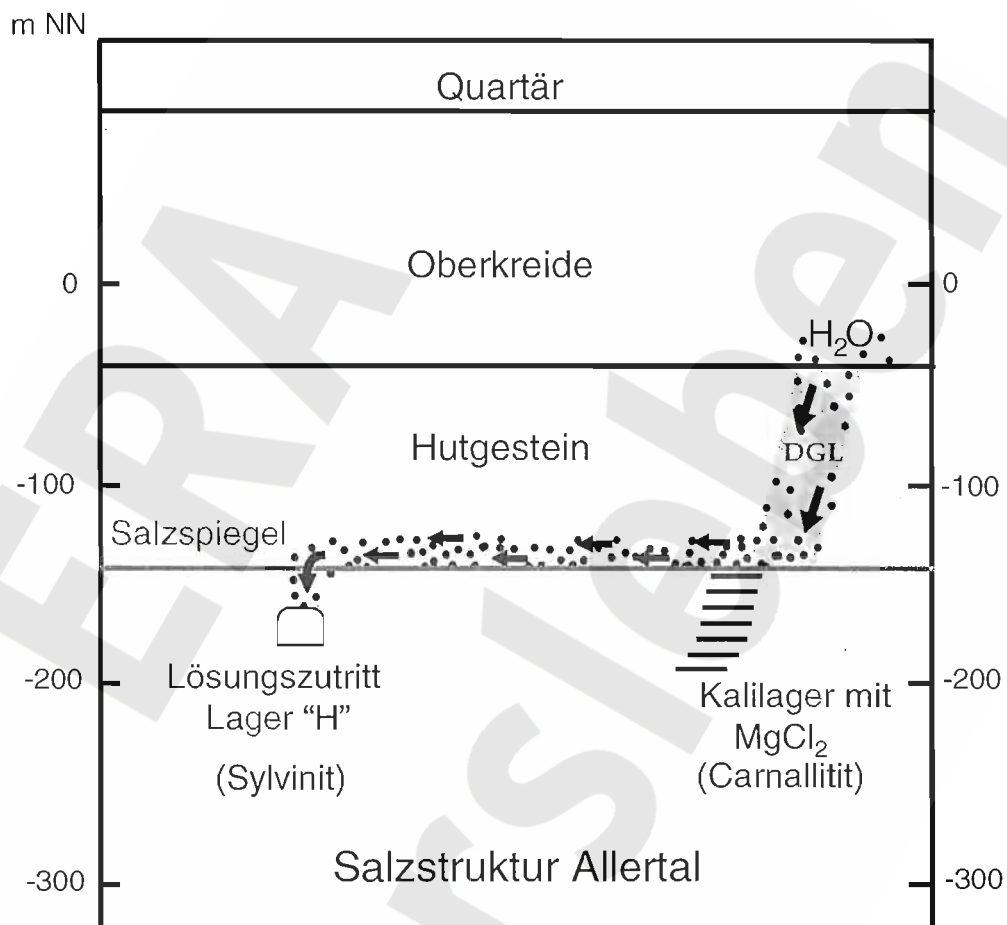
Auf Grundlage der seit 1991 regelmäßig durchgeführten chemischen Analysen der salinaren Lösungen der in Kap. 2.7.1 angeführten fünf Zutrittstellen im Grubengebäude der Schachtanlagen Bartensleben und Marie (HERRMANN 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998) wurden die salinaren Lösungen genetisch interpretiert (HERRMANN 1992, 1996, SIEMANN 1996). Das zusammengefaßte Ergebnis ist in Tab. 10 dargestellt.

Tabelle 10: Genetische Interpretation der langjährig überwachten Vorkommen salinärer Lösungen im Grubengebäude der Schachtanlagen Bartensleben und Marie

Name der Lokalität	Genese
Lager „H“	Lösungen mit Wegsamkeiten zum Deckgebirge
Abbau 1a	Restlösungen (Metamorphoselösungen ?)
„Bunte First“	Versatzlösungen, Wetterlösungen, untergeordnet technologische Lösungen sowie Metamorphoselösungen und Restlösungen
Abbaustrecke 5	Restlösung
Bremsbergfuß	Restlösung

Zwischen der Zutrittstelle salinärer Lösungen im Lager „H“ und dem Salzspiegel besteht zum Deckgebirge eine hydraulisch wirksame Verbindung. Es wurde nachgewiesen, daß wegen des spezifischen Stoffbestandes der im Lager „H“ zutretenden gesättigten salinaren Lösungen deren Wasseranteil aus dem Deckgebirge stammt. Aufgrund der Hauptkomponenten der salinaren Lösungen wurde nachgewiesen, daß die salinaren Lösungen durch Auflösung carnallitischer Salzgesteine geprägt wurden (HERRMANN 1992). Entsprechende Gesteine stehen jedoch

nicht im Bereich der Zutrittstelle im Lager „H“ an. Somit müssen die Deckgebirgswässer ein am Salzspiegel austreichendes carnallitisches Kaliflöz anlösen und danach am Salzspiegel bis in den Bereich der Tropfstellen im Lager „H“ migrieren. Dort gelangen sie durch Mikrorisse im geringmächtigen Salzgestein zwischen Salzspiegel und Grubengebäude bis zu den Tropfstellen im Grubengebäude (siehe Abb. 33).



DGL = Schichtenfolge Deckanhydrit, Grauer Salzton, Leinekarbonat

Abb. 33: Schematischer Schnitt im Bereich der Zutrittstelle Lager „H“. Mögliche Wegsamkeiten für Wasser bzw. Lösungen zwischen dem Deckgebirge und Grubengebäude, verändert nach HERRMANN (1992)

Bei den Zutritten salinärer Lösungen im Abbau 1a handelt es sich um Restlösungen von konzentriertem und chemisch verändertem Meerwasser (HERRMANN 1992). Diese hatten keinen Kontakt mit Wässern aus dem Deck- und Nebengebirge. Aufgrund der Lage der Zutrittstelle im stark durchbauten Zentralteil der Grube Bartensleben ist jedoch trotzdem erhöhte Aufmerksamkeit (Überwachung) geboten. Aussagen zur künftigen Entwicklung der Lösungszutritte, z. B.

hinsichtlich evtl. Grundwässereinflüsse aus dem Deckgebirge, sind mittels geochemischer Analysen nicht möglich.

Alle sonstigen chemischen Analysen von Zutrittstellen salinärer Lösungen oder Standlösungen im Grubengebäude erbrachten keine Hinweise auf eine weitere hydraulisch wirksame Verbindung zwischen dem Grubengebäude und dem Deck- bzw. Nebengebirge. Eine ausführliche geologische Beschreibung und Bewertung der Lösungszutritte findet sich in KÄBEL (1998).

3.4.3 Gase

P. GERLING

Datenbasis

Die molekularen Zusammensetzungen der untersuchten 10 Gase sind in Tab. 11 zusammengestellt. Der Gassammelbehälter mit der Probe aus Bohrung 12YER61RB606 enthielt nur Luft. Ebenso war die Wiederholungsprobe aus Bohrung RB626 (KW-Nr. 121830) in starkem Maße durch Luft kontaminiert. Alle übrigen Gase enthielten mehr oder weniger hohe Anteile von Luft, die jedoch über den Sauerstoffgehalt herausgerechnet wurden. Derart bereinigt, dominiert in allen Gasen der Stickstoff mit Gehalten zwischen 68 % und 99 %. Als weiteres Nicht-Kohlenwasserstoffgas trat Kohlendioxid in sehr geringen Gehalten (< 0.16 %) auf.

Tabelle 11: Molekulare Zusammensetzungen der untersuchten Gase aus Morsleben (luftfrei gerechnet)

KW-Nr.	Probe	N ₂ (vol%)	CO ₂ (vol%)	CH ₄ (vol%)	C ₂ H ₆ (vol%)	C ₃ H ₈ (vol%)	i-C ₄ (vol%)	n-C ₄ (vol%)	i-C ₅ (vol%)	n-C ₅ (vol%)
114334	G01/061191/5	76.01	0.11	23.60	0.29	0.02	0	<0.01	<0.01	<0.01
114335	G02/061191/5	74.52	0.00	25.15	0.31	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
114336	G03/071191/7a	88.08	0.02	11.37	0.41	0.12	0.03	0.05	0.02	0.01
114581	G04/060292/5	82.86	0.08	16.96	0.11	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
114582	G05/060292/5	76.99	0.16	22.62	0.25	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
116571	17YAE63RB607	92.62	0.05	7.32	0.01	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
118450	12YER61RB606	-- Probe enthält nur Luft --								
118812	Dp Mors51 A	99.92	0	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
121829	G06/310898/RB626	68.83	0.07	30.87	0.16	0.01	0.03	0.03	0.01	<0.01
121830	G07/310898/RB626	—	0.06	0.36	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01

Die gasförmigen Kohlenwasserstoffanteile in den Proben bestehen in erster Linie aus Methan, an höheren Homologen tritt bei den meisten Proben insbesondere Ethan auf. Allein in Probe G03 sind Propan, Butane und Pentane in nennenswerten Konzentrationen vertreten. Die molekularen Zusammensetzungen der gasförmigen Kohlenwasserstoffgase drücken sich auch in den Verhältnissen Methan durch Ethan plus Propan [$C_1/(C_2+C_3)$] aus (Tab. 12). Dieser sogenannte „Bernard-Parameter“ ist ein sehr einfacher, aber auch wirkungsvoller Parameter zur Charakteri-

sierung von KW-Gasen (s.u.).

Soweit die Gasmengen ausreichend waren, wurden an den verschiedenen Komponenten der Gase aus Morsleben Isotopenverhältnisse bestimmt (Tab. 12). Bei diesen Kennwerten treten gelegentlich Auffälligkeiten auf, die entweder auf genetische Verschiedenheiten oder aber auf Probleme der Probennahme bzw. Probenlagerung zurückzuführen sind. Vor jeglicher Interpretation müssen die Daten insbesondere im Hinblick auf letztgenannte Probleme sorgfältig geprüft werden. Als auffällig ist hier zum Beispiel die Gasprobe G04 zu nennen, die, obwohl aus dem gleichen Bereich (Lösungszutrittsstelle Abbaustrecke 5) wie die Proben G01, G02 und G05 stammend, eine deutlich stickstoffreichere und gleichzeitig methanärmere Gaszusammensetzung aufweist. Außerdem ist die KW-Zusammensetzung deutlich methanreicher und die Isotopenverhältnisse von Methan, Ethan, Kohlendioxid und Stickstoff sind signifikant verschieden von denjenigen der anderen Proben. Eine mögliche Erklärung hierfür bietet die Kenntnis, daß dieses Gas im Gegensatz zu den übrigen drei Proben bereits sehr früh nach Öffnung der Ablaßeinrichtung entnommen wurde (s. Kap. 2.7.2). Konsequenterweise ist Vorsicht bei der Interpretation der Genese geboten (s.u.). Ein weiteres Beispiel für eine zurückhaltende Interpretation ist das Gas aus der Bohrung 17YAE63RB607. Derart methanreiches Gas mit einem solch positiven Isotopenverhältnis im Kohlenstoff des Methan (-17.5 ‰) tritt gelegentlich in von thermochemischer Sulfatreduktion betroffenen Erdgasen auf. Diese Gase enthalten aber - im Gegensatz zu der hier vorliegenden Probe - in der Regel erhebliche Mengen an H₂S. Die beiden Gasproben aus Bohrung RB626 wurden am gleichen Tag im Abstand von etwa 2 Stunden gewonnen, so daß dieses Vorkommen trotz der Luftkontamination von Probe G07 durch das Gas G06 hinreichend charakterisiert wird.

Tabelle 12: Bernard-Parameter $C_1/(C_2+C_3)$ sowie Kohlenstoff-, Wasserstoff- und Stickstoffisotopenverhältnisse von Gasen aus Morsleben

KW-Nr.	Probe	#	$C_1/(C_2+C_3)$	$\delta^{13}C_1$ (‰)	$\delta^{13}C_2$ (‰)	$\delta^{13}C_3$ (‰)	$\delta^{13}CO_2$ (‰)	δD_{C_1} (‰)	$\delta^{15}N$ (‰)
114334	G01/061191/5	1	77	-27.8	-31.2	-26.6			
114335	G02/061191/5	2	77	-27.8	-31.9			-158	
114336	G03/071191/7a	3	22	-27.1	-31.3	-27.1		-129	
114581	G04/060292/5	4	148	-24.9	-28.7		-19.4	-142	2.9
114582	G05/060292/5	5	85	-27.2	-31	-25.8	-17.4	-153	5.2
116571	17YAE63RB607	6	950	-17.5			-12.4	-113	
118450	12YER61RB606	7			-- Probe enthält nur Luft --				
118812	Dp Mors51A	8	26	-31.4					
121829	G06/310898/RB626	9	187	-20.0	-27.0	-20.8	-1.0	-123	
121830	G07/310898/RB626	10	150	-21.9			-2.0		

Gasgenese

Gasförmige Kohlenwasserstoffe lassen sich in der Regel recht gut durch ihre molekularen und isotopischen Zusammensetzungen genetisch charakterisieren. In einem etablierten Diagramm werden beispielsweise die Bernard-Parameter $C_1/(C_2+C_3)$ den $\delta^{13}C$ -Werten des Methans gegenübergestellt (Abb. 34). Die Gase aus Morsleben können anhand der Kennfelder in diesem Diagramm als eindeutig „thermisch aus organischer Substanz gebildet“ klassifiziert werden. Darüber hinaus erlauben die Datenpunkte eine Abschätzung, wonach die meisten Gase vermutlich Mischgase aus je einer marin und einer terrestrisch gebildeten organischen Vorläufersubstanz sind. Die Gasproben # 3, 9 und 10 scheinen dagegen nur aus einer kohligten Substanz zu stammen. Das Gas aus Bohrung 17YAE63RB607 (# 6) befindet sich außerhalb der Kennfelder und ist daher in Klammern gesetzt.

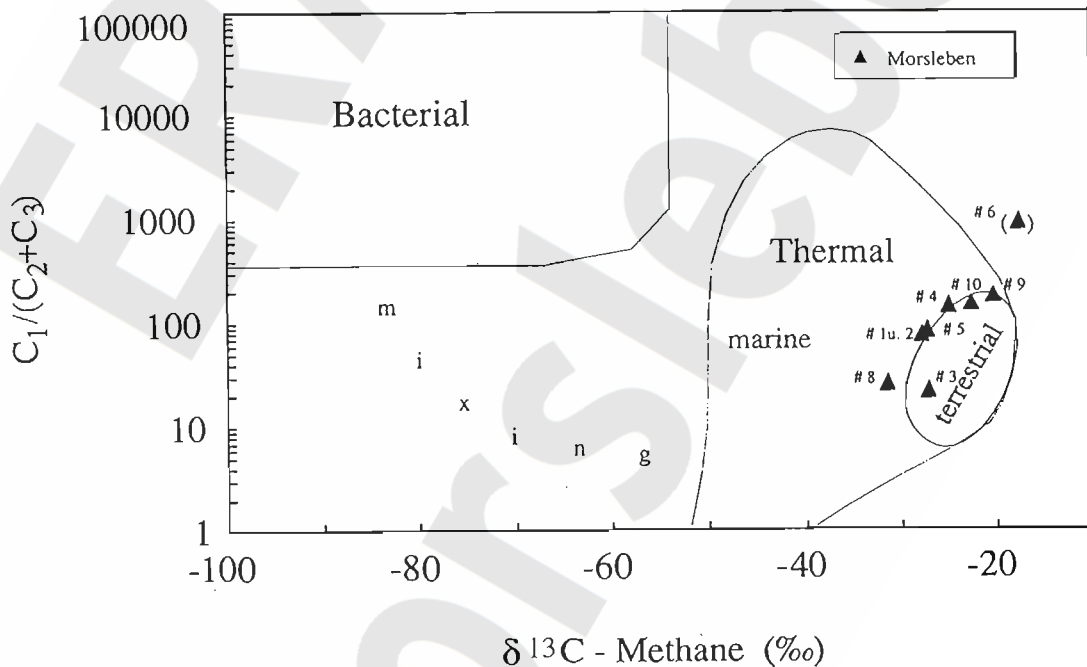


Abb. 34: Genetische Klassifizierung von Gasen aus Morsleben anhand ihrer molekularen Gaszusammensetzungen $C_1/(C_2+C_3)$ und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse des Methans (Die Nummerierung der Gasproben entspricht derjenigen in Tab. 12)

Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse gasförmiger KW sind ausgezeichnete Indikatoren für Typ und Reife ihres produzierenden Muttergesteins. Durch Gegenüberstellung dieser Parameter von beispielsweise Methan und Ethan wurden von BERNER & FABER (1997) Reifelinien für Gase aus marin bzw. terrestrisch abgelagerten Muttergesteinen entwickelt (Abb. 35). Die Lage dieser Reifelinien im Diagramm, und damit auch die abzulesende Maturität, ist variabel in Abhängigkeit vom C-Isotopenverhältnis des organischen Ausgangsmaterials. Kogenetisch gebildetes

Methan und Ethan aus einem einzigen Muttergestein sollte in diesem Diagramm, entsprechend dem Typ und der Maturität des Muttergesteins bei der Gasgenese, auf einer der abgebildeten Reifelinien liegen. Oftmals sind diese Gase jedoch Mischgase aus mehr als einem Muttergestein und liegen daher in der Regel neben den dargestellten Reifelinien. In derartigen Fällen können rein rechnerisch - unter Einbeziehung der molekularen und isotopischen Zusammensetzungen der Mischungspartner - die Anteile dieser Partner in dem Mischgas bestimmt werden. Eine dementsprechend erstellte Mischungslinie durch die Gasproben aus Morsleben ist in Abb. 35 ausgehalten. Als Mischungspartner wurde in diesem Fall Rotliegend-Erdgas aus der großen Lagerstätte Altmark angenommen. Durch die molekulare und isotopische Zusammensetzung dieses Erdgases wurde eine Abstammung aus oberkarbonischer, terrestrisch abgelagerter organischer Substanz zweifelsfrei nachgewiesen (GERLING et al. 1995). Als zweiter Mischungspartner kommt im Prinzip allein eine organische Substanz aus dem Zechstein infrage. Wenngleich dem Kupferschiefer eine gewisse Bedeutung zukommt, wird das organische Material aus dem Staßfurtkarbonat eher als Quelle in Betracht gezogen, zumal sowohl im Thüringer Becken als auch in der Lagerstätte Fallstein - das nächste Erdölfeld ca. 35 km südwestlich von Morsleben - eindeutig im Zechstein entstandene Erdöle und teilweise auch Erdgase produziert werden.

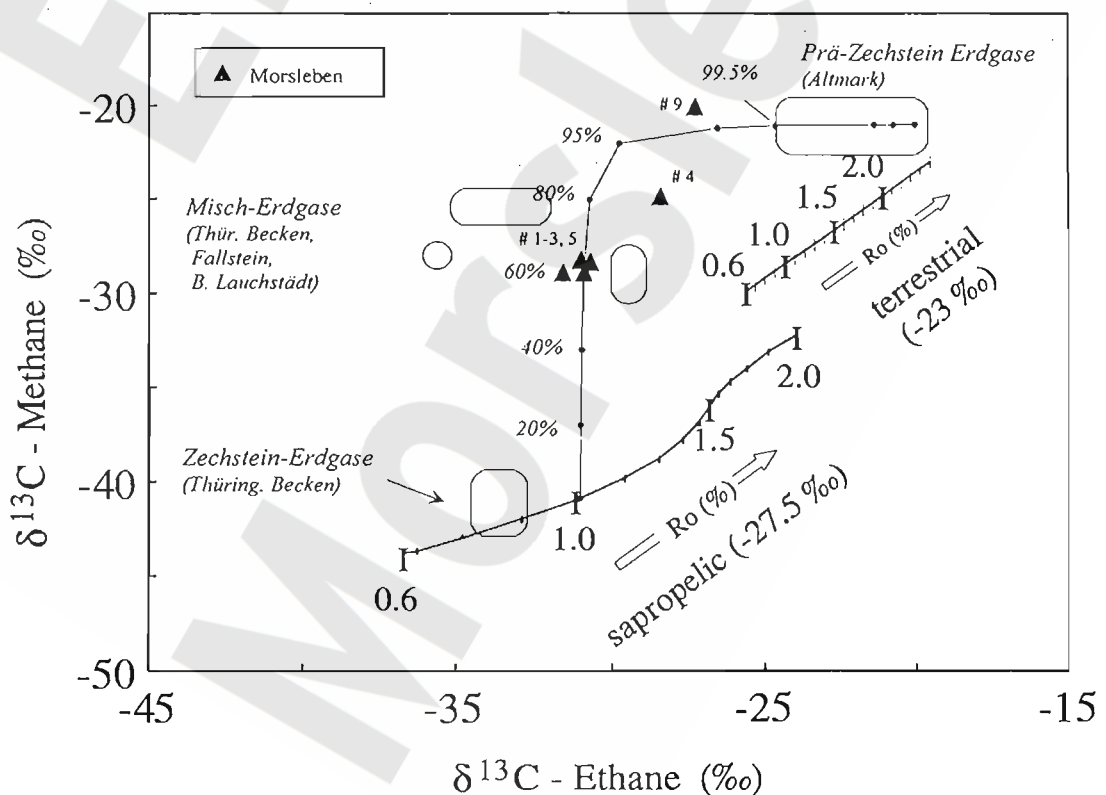


Abb. 35: Kohlenstoffisotopenverhältnisse von Methan und Ethan (nach: BERNER & FABER 1997)
(Die Nummerierung der Gasproben entspricht derjenigen in Tab. 12)

Durch Iteration wurde eine Mischungslinie von den Altmark-Erdgasen durch die Gase von Morsleben hin auf die Reifelinie für marin abgelagerte Muttergesteine geführt. Entsprechend dieser Mischungslinie stammen die

Gasproben # 1-3 und # 5 aus Morsleben (Bartensleben und Marie) zu etwa 60 % aus dem Prä-Zechstein und zu etwa 40 % aus dem Zechstein selbst. Die Gase entsprechen damit recht gut den Misch-Erdgasen vom Fallstein, aus Bad Lauchstädt und aus einzelnen Lagerstätten des Thüringer Beckens (GERLING et al. 1996). Demgegenüber enthalten die Gasproben # 4 und # 9 sogar 80 – 95 % Gasanteile aus dem Prä-Zechstein.

In Abb. 35 wurde das Kohlenstoff-Isotopenverhältnis der organischen Substanz im Zechstein mit Hilfe entsprechender Werte eines Erdöles vom Fallstein (-27.2 ‰ bis -26.2 ‰) festgelegt (nach CLAYTON 1991). Aus dem Verlauf der Mischungslinie müssen wir die Maturität des Zechstein-Mischungspartners mit etwa 1 % Ro (Vitrinitreflexion) annehmen. Dieser Wert bedeutet eine signifikante Abweichung von den gemessenen Maturitäten von etwa 1.4 % - 1.5 % Ro im Kupferschiefer von Morsleben (Tab. 13). Die Diskrepanz läßt sich auch nicht mit den Teufendifferenzen von etwa 60 m zwischen Basis Zechstein und dem Staßfurtkarbonat erklären. Wenn wir eine Lateralmigration aus östlicher Richtung (vergl. die z1T-Maturitäten von Alvensleben und Dreileben in Tab. 13) ausschließen können, könnte das in Morsleben angetroffene Gas bereits in geologischer Vergangenheit – als nämlich die Maturität der organischen Substanzen etwa 1 % Ro betrug – in die heutigen 'Speicher' eingeflossen und dort verblieben sein.

Tabelle 13: Vitrinitreflexionswerte von Kupferschieferproben aus dem Raum Morsleben

K-Nr.	Bohrung	Ro (%)	Stratigraphie	TK	Teufe (m)
20255	Alvensleben-5E/58	0.95	z1T	3733	42.57
	Dreileben-3/70	0.87	z1T	3833	796
20536	Morsleben-20/88	1.38	z1T	3732	725.15
20537	Morsleben-3/89	1.56	z1T	3732	1129.1
19150	Subherzyn-104/64	1.17	z1T	3832	1687.6

Als Hauptbestandteil aller untersuchten Gase wurde Stickstoff angetroffen. Basierend auf Isotopenmessungen an Pyrolyseprodukten (von Kohlen und anderen Muttergesteinen) wie auch an Erdgasen und Erdölbegleitgasen ist es inzwischen möglich, durch eine Gegenüberstellung von $\delta^{15}\text{N}$ -Werten und Stickstoffgehalten in Gasen eine Genesebestimmung vorzunehmen (Abb. 36).

An zwei der uns übergebenen Proben konnte eine derartige Analyse durchgeführt werden. Unglücklicherweise handelt es sich in einem Fall um das Gas G04, dessen Werte bereits bei der Schilderung der Datenbasis kritisch beleuchtet wurden. Von daher ist dieses Gas auch nicht in Abb. 36 dargestellt. Das Gas G05 indiziert durch seine Lage in Abb. 36 – analog zu den Diskussionen der KW-Gase – eine Mischgenese aus einer terrestrisch abgelagerten organischen Substanz und einem Anteil von Stickstoff aus dem Zechstein selbst.

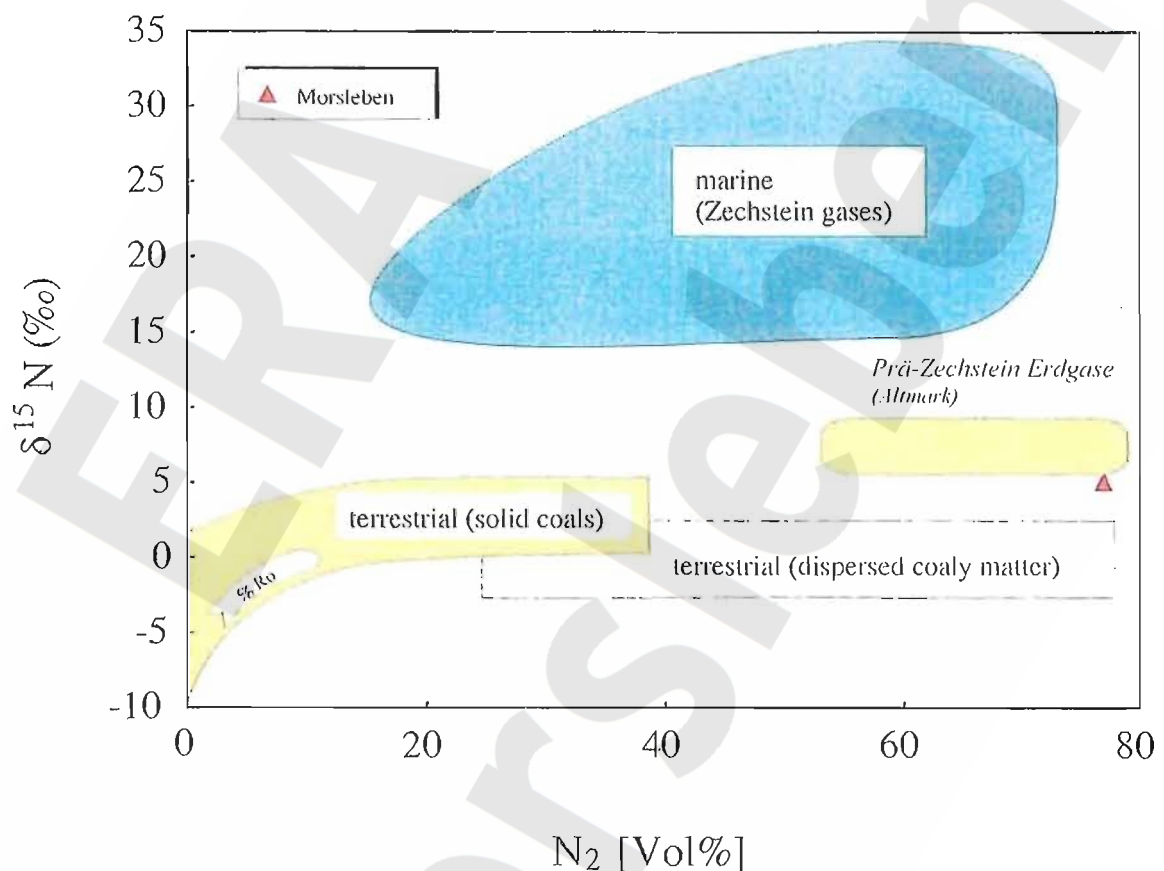


Abb. 36: Genetische Charakterisierung von Stickstoff (nach GERLING et al. 1997)

Fazit

Die untersuchten Gase aus untertägigen Bohrungen des ERA Morsleben sind Mischgase, ähnlich den Inhalten verschiedener Erdgaslagerstätten der Umgebung (z.B. Fallstein, Bad Lauchstädt, einige Lagerstätten des Thüringer Beckens). Als Mischungspartner – mit teilweise unter-

schiedlichen Gasanteilen – werden einerseits die marin abgelagerten organischen Substanzen des Zechsteins, andererseits terrestrisch abgelagerte organische Substanzen des Oberkarbon postuliert.

Die Maturitätsdifferenz zwischen der Indikation anhand der KW-Gase und der gemessenen Maturität der organischen Substanzen im Zechstein von Morsleben kann einerseits durch eine paläo-Platznahme des Gases an seiner heutigen Position andererseits durch eine Lateralmigration aus Bereichen östlich von Morsleben erklärt werden.

Das Keuper-Testgas (# 8) aus der von Übertage abgeteuften Bohrung Dp Mors 51A enthält vergleichsweise wenig KW-Gase (< 0.1 %) und ist ebenfalls isotopisch verschieden von den untertägigen Gasen aus dem Zechstein. Das Gas ist eindeutig thermisch entstanden, sehr wahrscheinlich liegt jedoch eine andere Genese oder aber ein anderes Mischungsverhältnis vor.

3.5 Hydrologie

3.5.1 Wasserhaushalt

A. MARGANE

Die Wasserbilanz eines Gebietes läßt sich (in Anlehnung an AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG 1977) berechnen als :

$$N + Z - V_a - A_o - A_z - A_u - E - \Delta S_{gw} - A_{gw} = 0$$

worin	N	= Niederschlag
	V_a	= aktuelle Verdunstung
	A_o	= oberirdischer Abfluß
	A_z	= Zwischenabfluß
	A_u	= grundwasserbürtiger Abfluß, Grundwasserneubildung
	E	= Entnahmen
	Z	= Zuleitungen (in die Vorfluter)
	ΔS_{gw}	= Vorratsänderung im Grundwasser
	A_{gw}	= Zu- oder Abstrom von Grundwasser

Wie in Kapitel 2.1.3 und 2.1.4 dargestellt wurden die Glieder des Wasserhaushaltes nach verschiedenen Methoden berechnet. Jedoch beziehen sich die Angaben z.T. auf unterschiedliche Gebiete (s.u.). Die Abflußmessungen an der Aller erfolgten an den Stationen Alleringersleben, Walbeck und Weferlingen. Für die Bilanzrechnungen wurden die nächstgelegenen Meßstationen Alleringersleben und Walbeck ausgewählt. Daher beziehen sich die folgenden Angaben auf das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck, im weiteren EZG_o -ALL_WAL genannt, welches eine Fläche von 58,6 km² hat. Das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen, im weiteren EZG_o -ALL_WEF genannt, hat eine Fläche von 97,3 km². Die Angaben zur Grundwasserneubildung beziehen sich auf das unterirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck, im weiteren EZG_u -ALL_WAL genannt (58,2 km²). Die Ausdehnung der o.g. Gebiete ist in Abb. 37 dargestellt.

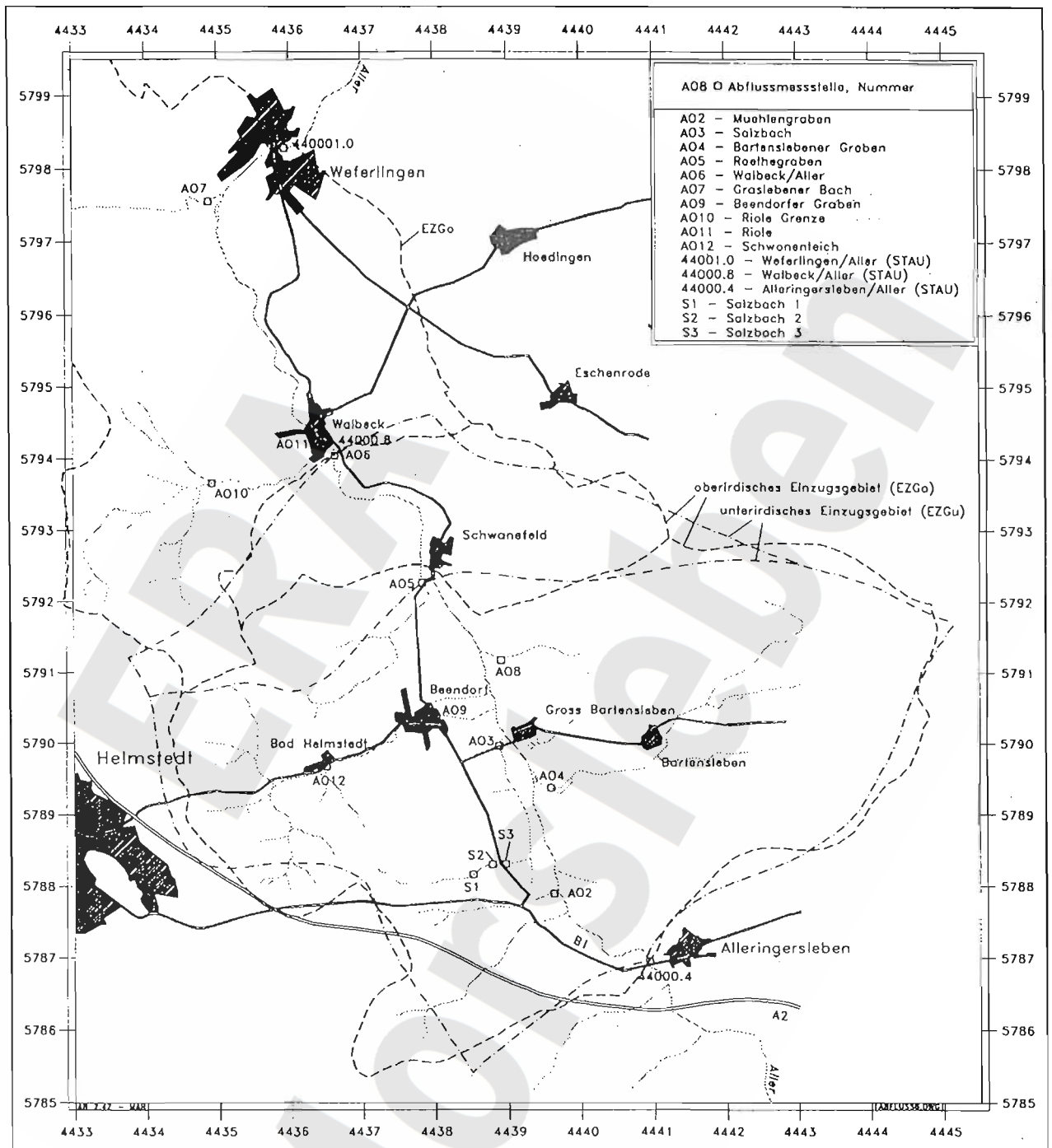


Abb. 34: Lage der Abflußmeßstellen und Gebietsgrenzen der Wasserhaushaltsberechnungen

Niederschlag

Von BfG (1997) wurde der bodengleiche Niederschlag für den Zeitraum 1972-1995 ermittelt. Für das EZG₀-ALL_WAL ergibt sich ein mittlerer Niederschlag von 641 mm/a oder 37,56 mio m³/a, für das EZG₀-ALL_WEF ein mittlerer Niederschlag von 651 mm/a. Die jährlichen Schwankungen sind jedoch erheblich (EZG₀-ALL_WAL: 460-934 mm/a).

Aktuelle Verdunstung

Die Berechnung der aktuellen Verdunstung ist i.d.R. am problematischsten. Vom DWD wurde sie mit dem Programm VEKOS für das EZG_o-ALL_WAL für den Zeitraum 1988-1995 zu 517 mm/a ermittelt (BfG 1997). Der mittlere Niederschlag für diesen Zeitraum beträgt 664 mm/a. Rechnet man dies auf den Zeitraum 1972-1995 um, so erhält man eine aktuelle Verdunstung von etwa 499 mm/a. In Tabelle 14 wurde sie aus o.g. Gründen als Differenz zu den übrigen besser quantifizierbaren Wasserhaushaltsgliedern berechnet. Danach ergibt sich eine aktuelle Verdunstung von 446 mm/a oder 26,16 mio m³/a.

Oberirdischer Abfluß

Da Abflußmessungen für den Pegel Walbeck/Aller erst seit November 1993 vorliegen, mußten die Daten für Walbeck für den Zeitraum 1972 bis Oktober 1993 anhand der Messungen an den anderen Pegeln generiert werden (BfG 1997). Die mittlere Abflußhöhe beträgt demnach 171 mm/a oder 9,98 mio m³/a, zwischen Alleringersleben und Weferlingen 163 mm/a. Um aus der Abflußhöhe den Direktabfluß zu ermitteln, ist hiervon der grundwasserbürtige Abfluß, also die Grundwasserneubildung (s.u.) abzuziehen. Somit beträgt der Direktabfluß etwa 84 mm/a oder 4,92 mio m³/a. Bestandteil des Direktabflusses ist der Zwischenabfluß (A₂). Er wird auf etwa 20 % des Direktabflusses geschätzt (ca. 17 mm/a).

Grundwasserneubildung

Wie in Kapitel 3.6.3 dargestellt wurde im EZG_o-ALL_WAL aus Abflußmessungen und mit dem Programm GWD eine Grundwasserneubildung von etwa 87 mm/a oder 5,06 mio m³/a berechnet.

Entnahmen

Laut BfG (1997) betragen die Grundwasserentnahmen im EZG_v-ALL_WAL aus den Wasserwerken Helmstedt und Beendorf 1,24 mio m³/a bzw. 21 mm/a.

Zuleitungen (in die Vorfluter)

Die Zuleitungen im Zeitraum 1972-1995 betragen etwa 0,16 mio m³ bzw. 2,7 mm/a.

Vorratsänderung im Grundwasser

Die Grundwasserentnahme im Zeitraum 1972-1995 ist tendenziell leicht rückläufig. Dieser Rückgang beträgt etwa 0,0148 mio m³/a oder - 0,25 mm/a.

Zu- oder Abstrom von Grundwasser

Der Zu- und Abstrom von Grundwasser ist nur schwer zu quantifizieren. Da jedoch die Fläche des oberirdischen Einzugsgebietes (58,6 km²) nahezu der des unterirdischen Einzugsgebietes (58,2 km²) entspricht, läßt sich dieser Bestandteil des Wasserhaushaltes vernachlässigen.

Wasserbilanz

Zusammenfassend ergibt sich die in Tab. 14 dargestellte Wasserbilanz.

Tabelle 14: Wasserbilanz für das Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck

Wasserhaushaltsglied	Abkürzung	Menge [mm/a]	Menge [mio m ³ /a]
Niederschlag	N	641	37,56
aktuelle Verdunstung	Va	446	26,16
oberirdischer Abfluß	Ao	84	4,92
Grundwasserneubildung	Au	87	5,06
Entnahmen	E	21	1,24
Zuleitungen	Z	2,3	0,160
Vorratsänderung im Grundwasser	dSqw	-0,25	-0,0148
Zu- oder Abstrom von Grundwasser	Aqw	0	0
Bilanz		0	0

3.5.2 Beschaffenheit des Oberflächenwassers

A. MARGANE

Das Oberflächenwasser im Untersuchungsgebiet ist geprägt durch Zutritte von NaCl-Wässern aus Salzablaugungsprozessen (s.u.) sowie von CaSO₄-Wässern aus Gips-Lösungsprozessen. Der Chloridgehalt der Aller nimmt durch Zutritte aus dem Untersuchungsgebiet von im Mittel etwa 140 mg/L bei Alleringersleben auf nahezu 200 mg/L bei Schwanefeld zu. Der Sulfatgehalt erhöht sich von im Mittel etwa 410 mg/L auf etwa 490 mg/L.

Während der Chloridgehalt der Aller bei Alleringersleben eine relativ geringe Schwankung aufweist, ist die Schwankungsbreite an der Meßstation Schwanefeld erheblich. Dies ist auf die stoßweise Einleitung von NaCl-Wässern aus den Schächten Bartensleben und Marie zurückzuführen. Die Schwankungen der Sulfatgehalte der Aller sind an beiden o.g. Stationen erheblich (zwischen etwa 200 mg/L und 800 mg/L).

Messungen der elektrischen Leitfähigkeit zu verschiedenen Zeiten entlang der Aller ergaben, daß sich diese signifikant durch die Zutritte des Bartenslebener Grabens (oder Hauptgraben,

südlich Groß Bartensleben), des Salzbaches sowie des Grabens nördlich Groß Bartensleben erhöht (Abb. 38). Während über den Salzbach (AO3, Salzbach 1, Salzbach 2, Salzbach 3) überwiegend NaCl-Wässer aus Grubenwässern und der Ernst-Andreas Solquelle der Aller zufließen (s.u.), handelt es sich bei den aus östlicher Richtung zusetzenden Wässern um Ca-SO₄-(HCO₃)-Wässer (AO4, AO8). Der Salzbach weist eine erhöhte Mineralisation auf (AO3: Ionensumme: 41,2 meq/L) hat jedoch aufgrund der geringen Größe der Teileinzugsgebietes nur einen relativ geringen Abstrom (BfG 1997; MQ: 0,02 m³/s). Die Mineralisation im Bartenslebener Graben und im Graben nördlich Groß Bartensleben ist ebenfalls leicht erhöht (AO4: Ionensumme: 20,6 meq/L, AO8: Ionensumme: 25,6 meq/L). Jedoch weist der Bartenslebener Graben aufgrund der Größe des Teileinzugsgebietes (17,4 km²) den höchsten Abfluß des oberirdischen Einzugsgebietes überhaupt auf (MQ: 0,09 m³/s).

Die Wässer des Morslebener Grabens (AO2) weisen eine mittlere Mineralisation auf (Ionensumme: 13,3 meq/L) und sind vom Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Typ.

Bei den außerhalb des Einzugsgebietes der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld untersuchten Oberflächenwässern handelt es sich ebenfalls um Mischwässer mittlerer bis geringer Mineralisation, z.T. vom Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Typ (AO5, Röthegraben, Ionensumme: 10,5 eq/L) bzw. Na-Ca- HCO₃-Cl-SO₄- Typ (A11, Riole, Ionensumme: 10,0 meq/L).

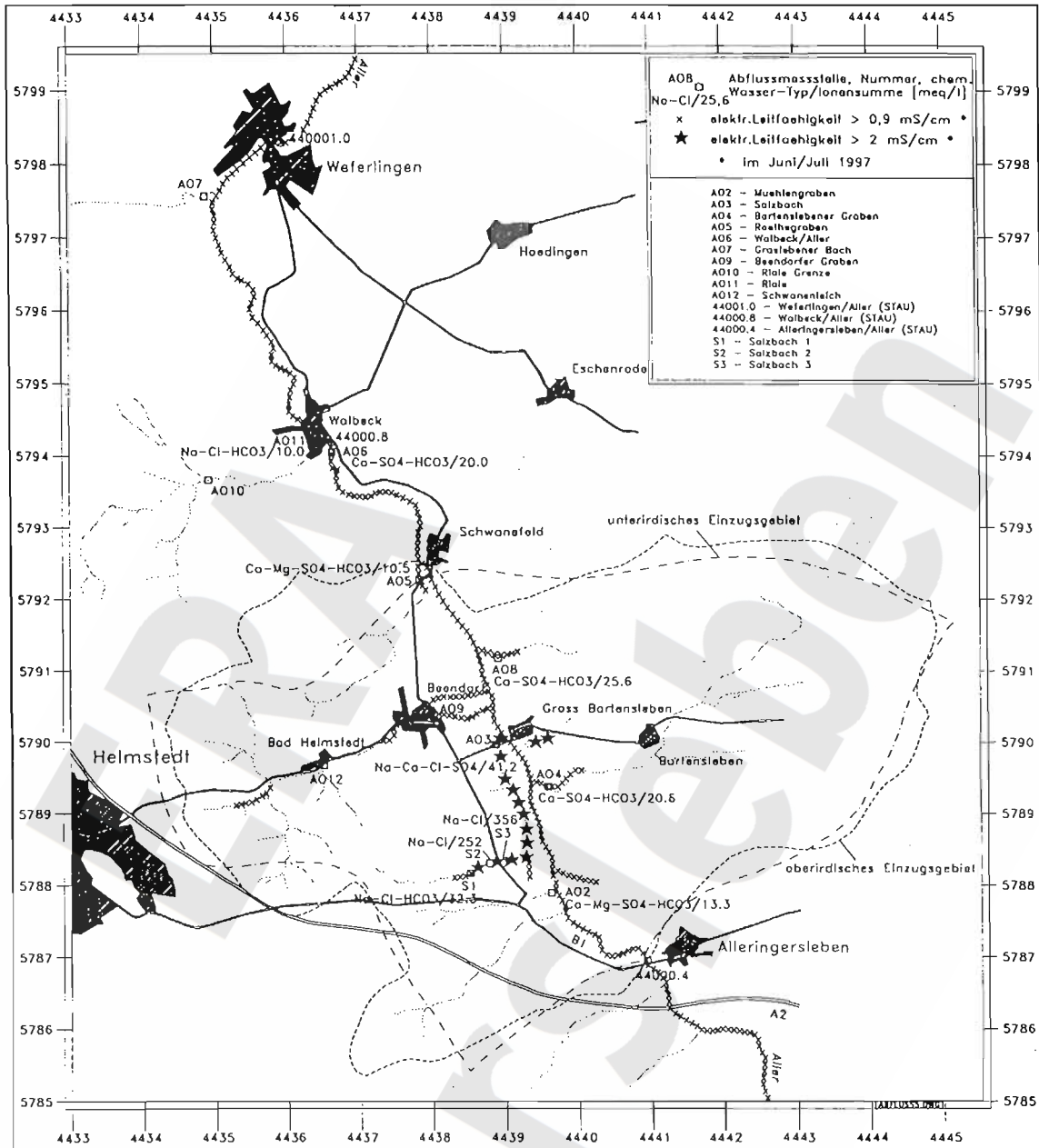


Abb. 35: Lage der Oberflächenwassergüte-Meßstellen

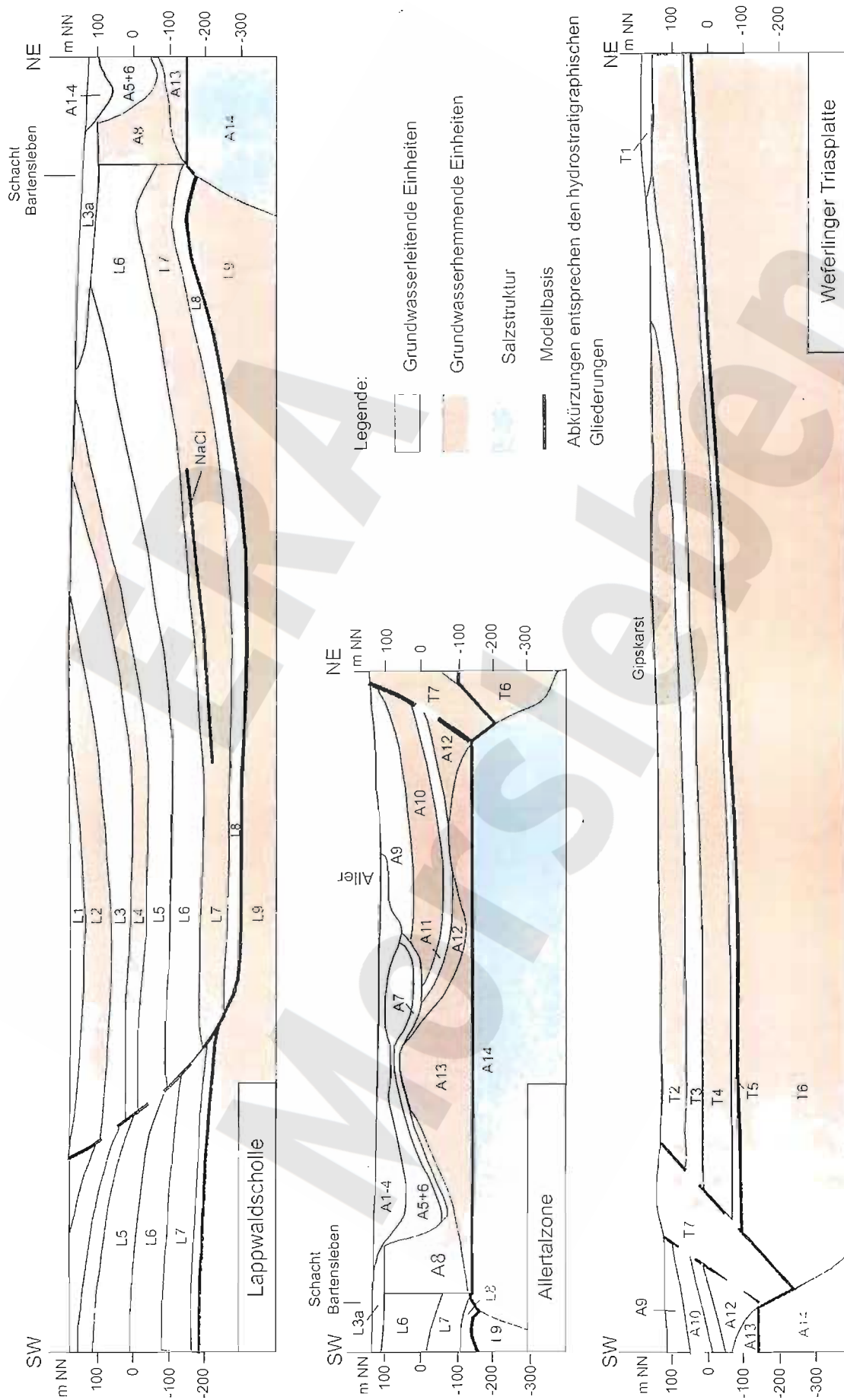


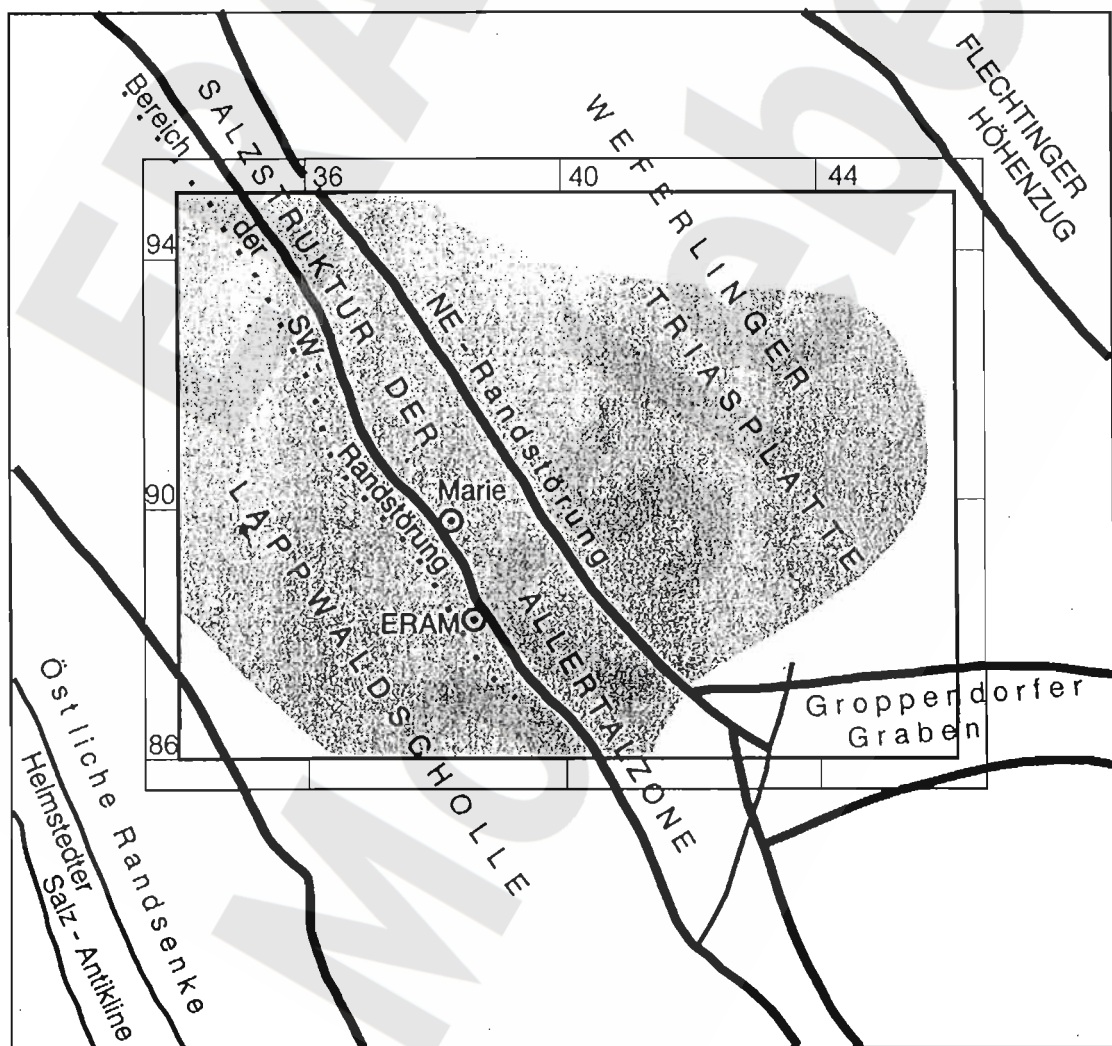
Abb. 37: Hydrostratigraphische Übersichtsprofile für den Bereich des Endlagers Morsleben

3.6 Hydrogeologie und Geohydraulik

3.6.1 Ausbildung und hydraulische Eigenschaften des Aquifersystems

H. KÄBEL, U. LANGKUTSCH, A. OSTIN

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Umfeld des Endlagers Morsleben werden wesentlich durch die drei strukturellen Einheiten Lappwald-Scholle, Salzstruktur der Allertalzone und Weferlinger Triasplatte mit ihren unterschiedlichen Schichtenfolgen und Lagerungsformen bestimmt. Abb. 39 veranschaulicht, in welchen Flächenanteilen diese Struktureinheiten bei der vollzogenen hydrogeologischen Modellbildung durch Tiefenlinienpläne und Parameterzuweisung belegt sind (LANGKUTSCH et al. 1998).



H. Käbel/ J. Eißrig

Abb. 36: Übersichtskarte des hydrogeologischen Modellgebietes mit Kartenrahmen (grau: Bereich mit Isolinien-Darstellung für das hydrogeologische Modell)

Der hydrogeologisch schematisierte Baustil des Aquifersystems ist aus den Übersichtsprofilen für Lappwald-Scholle, Allertalzone und Triasplatte zu ersehen, die einen von SW nach NE über das Endlager verlaufenden Gebietsstreifen repräsentieren (Abb. 40). Für jede Struktureinheit gilt eine eigene hydrostratigraphische Gliederung (Tab. 15, 16, 17). Alle weiteren Ausführungen zum Aquifersystem nehmen steten Bezug auf die drei hydrostratigraphischen Übersichtsprofile und Gliederungen, die miteinander durch spezielle Abkürzungen verknüpft wurden.

Lithologische Beschaffenheit und hydraulische Eigenschaften der Gesteinsschichten für die großräumige Grundwasserbewegung lassen die Unterscheidung von 10 hydrostratigraphischen Einheiten auf der Lappwald-Scholle, 14 Einheiten in der Allertalzone und 6 Einheiten auf der Weferlinger Triasplatte zu.

3.6.1.1 Lappwald-Scholle

Die Keuper- und Juragesteine bilden eine ausgeprägte Muldenform, wobei sich das Muldentiefste im Jura deutlich weiter westlich als im Schilfsandstein befindet. Tektonische Störungen des Schichtverbandes sind insbesondere am südwestlichen Muldenflügel zu beachten und ermöglichen dort mehrfach Wegsamkeiten zwischen unterschiedlichen Grundwasserleitern (in Abb. 40 ist eine Störung repräsentativ dargestellt). Dagegen können die salztektonisch induzierten Störungen, welche in der Nähe der SW-Flanke der Salzstruktur parallel sowie senkrecht zu deren Streichen verlaufen und eine Vielzahl unterschiedlich gegeneinander versetzter Teilschollen bilden, bei der hydrogeologischen Schematisierung unterdrückt werden. Dazu berechtigt die Bewertung der Verwerfungsbeträge und die anhand der Tevieweraufzeichnungen, Fluid-Logs, geohydraulischen Tests und Bohrkernaufnahmen gemachte Analyse und Bewertung der Gebirgsdurchlässigkeiten in gestörten und ungestörten Bohrlochintervallen (LANGKUTSCH et al. 1997, 1998). Die Bewertung kommt zu dem Ergebnis, daß sich der lappwaldseitige Bereich der SW-Randstörung gegenwärtig nicht durch erhöhte Durchlässigkeiten auszeichnet.

Die hydrostratigraphische Gliederung beginnt im Lappwald mit einer grundwasserleitenden Einheit (L1), zu der klüftige Sand-, Schluff- und Tonsteine des Sinemur und Hettang gehören (u.a. der helle Lias-Sandstein, Angulaten-Sandstein und Arieten-Sandstein). Die Wechsellagerung bewirkt, daß die vertikale Durchlässigkeit geringer als die horizontale ist. Die Bandbreite der Durchlässigkeitswerte wird für hydrogeologische Berechnungen mit $1 \cdot 10^{-7}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-6}$ m/s angesetzt. Vier Brunnen der Stadtwerke Helmstedt fördern Grundwasser aus dieser Einheit.

Die ca. 60 m mächtige Tonstein-Feinsandstein-Wechselfolge des Unterhettang (ca. 80 % - 90 % Tonstein; Feinsandstein in Form von Schlieren und dm-starken Lagen) wirkt gemeinsam mit

dem Oberen Oberrhät-Tonstein als regional grundwasserhemmende Schicht (L2). Ihr wird eine geschätzte Bandbreite der Durchlässigkeiten von $1 \cdot E^{-9}$ m/s bis $1 \cdot E^{-8}$ m/s zugewiesen.

Tabelle 15: Hydrostratigraphische Gliederung der Lappwald-Scholle (L)

Stratigraphie			Mächtigkeit m	Hydrostratigraphische Zusammenfassung	Modell- einheit	Anmerkungen				
Jura	Sinemurium	ju si	50	Ton-bis-Schluffstein und Feinsandstein	L1	Modellbasis				
		ju he (o) ju he l	20 20							
	Hettangium	ju he (u)	60	Tonstein	L2					
		ko (3c)	20	Ton-, Schluff- u. Feinsandstein	L3					
R h ä t	Ober-	ko (3b) bis ko(2c)	60							
		Mittel-	ko (2b)	50	Sandstein					
Keuper	Steinmergel- keuper	Unter-	ko (2a)	17	Tonstein, Dolomitmergelstein		L4			
			ko (1) 8-9	30						
		ko (1) 1-7	85	Ton- u. Schluffstein, Dolomitmergelstein Feinsandstein	L5					
	Oberer Gipskeuper	km SM (3)	km SM (2)	km SM (3)	25		Tonstein bis Schluffstein	L6		
				km SM (2)	90					
				km SM (1)	45					
	Schilfsand- stein	km Go	km S	km Go	90	Tonstein mit Gips	L7			
								km S	45	Schluffstein, Feinsandstein
	Unterer Gipskeuper	km Gu	km Gu	km Gu	125	Tonstein mit Gips	L9			
								km Gu	125	
Unterer Keuper	ku	ku	ku	55	Schluff- bis Tonstein, Kalkstein, Dolomitmergelstein, Anhydrit	L10				
							Oberer Muschelkalk	mo	mo	65
Muschel- kalk	mm	mm	mm	15	Steinsalz					
							mm	15		

Einzelne Feinsandsteinbänke, z.B. der ca. 2 m mächtige Planorbis-Sandstein in der Grundwassermeßstelle (GWM) Dp Mors 54B, können höhere Durchlässigkeiten besitzen (hier: $1,4 \cdot 10^{-6}$ m/s).

Im Mittel- bis Oberrhät wird eine bis zu 100 m mächtige grundwasserleitende hydrostratigraphische Einheit (L3) ausgegliedert, die (von oben) aus schluffigem Feinsandstein [ko(3b); 14 m], feinsandigem Ton- bis Schluffstein [ko(3a), 14 m], Flasersandstein [ko(2c)Fl; 16 m], feinsandigem Schluffstein [ko(2c)t; 7 m] und dem Mittelrhät-Hauptsandstein [ko(2b), 50 m] mit einigen kohlig-schluffigen Lagen besteht. Dieser Grundwasserleiter wird durch zwei Brunnen der Stadtwerke Helmstedt genutzt und durch mehrere GWM beobachtet. Seine Durchlässigkeiten schwanken um $1 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Am Osthang des Lappwaldes streichen diese Schichten an der Erdoberfläche aus, wobei die festen Sandsteine mitverantwortlich sind für eine geomorphologische Hochlage zwischen dem Brunntal von Bad Helmstedt und dem Alkertal.

Die hydrostratigraphische Einheit L4 umfaßt den unteren Mittelrhät-Tonstein [ko(2a); 17 m] und den ca. 30 m mächtigen Mergelhorizont des Unterrhät [ko(1)8-9, auch koM abgekürzt]. Der Mergelhorizont beginnt oben mit Kalkstein bis Dolomitstein, wechselt im Mittelteil von Dolomitmergelstein zu dolomitischem Schluff- bis Tonstein und ist an der Basis als ca. 3 m mächtiger Tonstein ausgebildet. Diese Schichten sind regional grundwasserhemmend, was durch deutliche Potentialunterschiede in GWM-Gruppen, die darüber und darunter verfiltert sind, zum Ausdruck kommt (z.B. an den Lokationen Dp Mors 60 und 61). Zugleich muß man neben horizontgebundenen erhöhten Durchlässigkeiten von Teilen innerhalb dieser Folge ($1 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-4}$ m/s nach Fluid-Logging in der Bohrung Dp Mors 61A/95) auch lokale Durchlässigkeit der Gesamtfolge unterstellen. Die gemessene Matrixdurchlässigkeit liegt zwischen $2 \cdot 10^{-8}$ m/s und $2 \cdot 10^{-6}$ m/s. Im hydrogeologischen Modell wurde ein k_f -Wert von $5 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $5 \cdot 10^{-7}$ m/s für die gesamte Einheit angesetzt.

Der untere Teil des Unterrhät [ko(1)1-7, 85 m mächtig] ist eine vertikal und horizontal inhomogene grundwasserleitende Einheit (L5). Sie besteht aus 7 Sequenzen, die jeweils an der Basis mit Tonstein beginnen und nach dem Hangenden in Dolomitmergelsteine und Feinsandsteine übergehen. Die hochpermeablen Bereiche dieser Einheit sind an klüftige Feinsandsteine gebunden, die eine mittlere Durchlässigkeit von ca. $1 \cdot 10^{-4}$ m/s aufweisen (Streubereich ca. $1 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-3}$ m/s).

Die Erkundungsbohrungen und geohydraulischen Tests haben einen Faziesbereich ohne Feinsandsteine nachgewiesen, der sich östlich der Bohrungen Dp Mors 3/89 - 4/89 - 52/95 - 56/94

befindet. Hier beträgt die mittlere Durchlässigkeit ca. $1 \cdot 10^{-7}$ m/s (Streubereich $2 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $3 \cdot 10^{-6}$ m/s).

Der Steinmergelkeuper wird als Aquifer und eigenständige hydrostratigraphische Einheit (L6) aufgefaßt, die hydraulisch eng mit dem GW-Leiter im Unterrhät verbunden ist. Er besteht aus Schluffstein und Tonstein mit wenigen Dolomitmergelsteinlagen. Die Mächtigkeiten erreichen im östlichen Teil der Lappwaldmulde ihre größten Werte (über 160 m). Das Muldentiefste befindet sich nördlich der Brunntalstörung bei -300 m NN, südlich dieser Störung bei -200 m NN. Die Durchlässigkeit der Abfolge ist wechselhaft, ohne erkennbare Gesetzmäßigkeiten. Auf Grund der CBIL-Messungen und Testauswertung nebst Bohrkernbeschreibung wird vermutet, daß die Wegsamkeiten vorwiegend an die calzitisch mineralisierten Feinklüfte gebunden sind. Die Testergebnisse liegen meist im Permeabilitätsbereich $1 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s, bei den besonders gut durchlässigen, für GWM genutzten Intervallen erreichen sie $2,5 \cdot 10^{-6}$ m/s. Mehrere Bohrungen im Bereich der SW-Randstörung erbrachten an der kmSM-Basis Durchlässigkeitswerte von $1 \cdot 10^{-10}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-9}$ m/s, d.h. in diesem durch Schollenbewegungen besonders beanspruchten Bereich sind die Gebirgsdurchlässigkeiten nicht a priori erhöht.

Am Osthang des Lappwaldes werden die grundwasserführenden Bildungen des Steinmergelkeupers und Unterrhät diskordant von sogenannten „Versturz- und Gleitmassen aus Oberkeupermaterial“ (BURCHARDT 1998) überdeckt. Es handelt sich um kalkige bis dolomitische Mergelsteine, Feinsandsteine sowie Schluff- und Tonsteine, deren stratigraphischer Umfang im Raum Morsleben-Beendorf zum Unter- und Mittelrhät gehört und im Raum Walbeck bis zum Lias reicht. Bei der gravitativen Verlagerung dieser Bildungen wurden sie zwar aus ihrem ursprünglichen stratigraphischen Verband gerissen, doch ist dieser innerhalb kleinerer Teilkörper noch zu erkennen. Die heterogene Folge, hydrostratigraphisch als Einheit L3a ausgegliedert, weist in den GWM der geklüfteten Feinsandsteinpartien Durchlässigkeiten um $1 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-5}$ m/s auf, in den übrigen (häufigeren) Abschnitten wird $1 \cdot 10^{-7}$ m/s geschätzt.

Das Liegende des Steinmergelkeupers wird durch einen markanten Grundwasserstauer, den Oberen Gipskeuper, gebildet (hydrostratigraphische Einheit L7). Er besteht aus Tonstein, der oberhalb -150 m NN des öfteren von steifplastischer Konsistenz ist, und dem namensgebenden Gips in Form einzelner Bänke, zahlreicher Knollen und Linsen sowie als Klufteineralisation. Die Schichtmächtigkeiten betragen am Ostflügel der Lappwaldmulde 80 m - 90 m, am Westflügel sind sie geringer. Nach reflexionsseismischen Interpretationen (BEST 1997) verlaufen die Störungen im mittleren und südwestlichen Teil der Lappwaldmulde dergestalt, daß es im Gipskeuper zu Mächtigkeitsreduzierungen, bisweilen zu Schichtausfällen kommt und Abschnitte besonders intensiver tektonischer Beanspruchung erkennbar sind. Während die Permeabilitäten

bei den Testintervallen mit normaler Ausbildung des Gipskeupers im Ostteil der Lappwaldmulde oft unterhalb der apparativen Meßgenauigkeit lagen und mit k_f -Werten von $1 \cdot 10^{-11}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-10}$ m/s beziffert werden, ist für die störungsbeeinflussten Bereiche im Westteil der Lappwaldmulde (nicht durch Bohrungen erschlossen) ein erhöhter k_f -Wert von ca. $1 \cdot 10^{-9}$ m/s zu unterstellen. Das Steinsalz im oberen Teil des Oberen Gipskeupers wurde durch die beiden Bohrungen Dp Mors 3/89 und 55A/95 erteuft; andere Bohrungen im Bereich der SW-Randstörung trafen nur noch auf ausgelaugte Residuen des Keupersteinsalzes. Im Verbreitungsgebiet des Salzes, das im hydrogeologischen Modell den zentralen Teil der Lappwaldmulde außerhalb der stark gestörten Abschnitte einnimmt, ist die Gebirgsdurchlässigkeit kleiner als $1 \cdot 10^{-11}$ m/s.

Der tiefste potentielle Aquifer, der bei den Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung berücksichtigt werden muß, ist der Schilfsandstein (hydrostratigraphische Einheit L8). Das Grundgestein ist ein feinsandiger Schluffstein, in den stärker feinsandige Bereiche und wenige geringmächtige Feinsandsteinbänke eingeschaltet sind. Da es sich um Deltaschüttungen handelt, halten die Einzelschichten nicht über größere Entfernungen aus. Die Abgrenzung in Bohrungen erfolgt nach oben und unten durch die erste bzw. letzte identifizierbare Feinsandsteinbank. Die Bezeichnung Aquifer trifft auf diesen Schichtenverband nur bedingt zu, da er sowohl sehr gering durchlässig als auch praktisch undurchlässig ausgebildet sein kann. Der Porenraum des Feinsandsteins ist bei tiefer Lage des Schilfsandsteins halitisch imprägniert (Dp Mors 3/89), ansonsten wechselnd offen (z.B. Dp Mors 52A) oder mit Gips zugesetzt (z.B. Dp Mors 4/89). Die erbohrte Mächtigkeit beträgt ca. 45 m, jedoch deuten reflexionsseismische Indikationen auf geringere Mächtigkeiten an der Westflanke der Lappwaldmulde hin. An letzterer kommt es bisweilen zu ähnlichen störungsbedingten Mächtigkeitsreduzierungen bzw. tektonischen Schichtausfällen wie im Oberen Gipskeuper. Der Aquifer kontaktiert mit der Salzstruktur oberfläche teilweise unterhalb, teilweise oberhalb des Salzspiegels, und zwar im Raum Morsleben-Beendorf bevorzugt oberhalb, im Raum Schwanefeld-Walbeck bevorzugt unterhalb der Isobathe –225 m NN.

Die Durchlässigkeiten der getesteten Intervalle variieren zwischen kleiner $1 \cdot 10^{-11}$ m/s und $5 \cdot 10^{-7}$ m/s. Für die Rechnungen zur Grundwasserbewegung sind drei Gebiete mit unterschiedlichen Werten modelliert worden: das überwiegende Gebiet mit $1 \cdot 10^{-10}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-9}$ m/s, das halitisch imprägnierte Gebiet im Umfeld der Bohrung Dp Mors 3/89 mit $1 \cdot 10^{-11}$ m/s und ein höherpermeables Gebiet im Umfeld der Schächte Bartensleben und Marie mit $5 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s.

Die gesamte tiefer lagernde Folge vom Unteren Gipskeuper (Einheit L9) bis Unterkeuper/Mittlerer Muschelkalk (Einheit L10) wird anhand der Bohrbefunde und exemplarischer geohydraulischer Tests als impermeabel eingestuft (k_f kleiner $1 \cdot 10^{-11}$ m/s).

3.6.1.2 Allertalzone

Aus hydrogeologischer Sicht sind in der Allertalzone vier Strukturelemente hervorzuheben: a) Hutgestein, b) triassisches Deckgebirge, c) Jura-Schollen, d) kreidezeitliche und quartäre Lockergesteine. Das triassische Deckgebirge befindet sich in quasi stratiformer Lagerung vorwiegend östlich einer medianen Hutgesteinsaufragung, die Lockergesteine sind vorwiegend westlich dieser Aufragung trogförmig eingebettet (greifen südlich Morsleben aber auch auf den triassischen Deckgebirgsanteil über). Die Jura-Schollen begleiten die SW-Flanke der Salzstruktur in komplizierter Lagerungsform und reichen bis zur Oberfläche des Hutgesteins. Für hydrogeologische Aufgabenstellungen kann man die westlichen Verbreitungsgrenzen der Kreidesedimente und der Jura-Schollen als Markierungen für die Hauptdiskordanzen an der SW-Flanke der Salzstruktur verwenden.

Das Quartär greift in der Allertalzone über alle anderen Bildungen hinweg und erreicht Mächtigkeiten bis fast 100 m. Es wird in vier hydrostratigraphische Einheiten unterteilt. Geologisch jüngste Einheit sind die Sande und Kiese der Niederterrasse (A1), die als sehr guter Kollektor die Exfiltration der Grundwässer in die Aller vermitteln. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen ca. 2 m und ca. 9 m. Vom Hangenden zum Liegenden ist eine Veränderung der Kornzusammensetzung von Mittelsand zu Kiessand nachweisbar. Die Niederterrasse begleitet die Aller in einem ca. 200 m bis 600 m breiten Streifen und liegt oft über präquartären (meist keuperzeitlichen) Gesteinen. Aus Kornverteilung und Kurzpumpversuchen ergeben sich Durchlässigkeiten zwischen $1 \cdot 10^{-4}$ m/s und $1 \cdot 10^{-3}$ m/s.

Die genetisch und lithofaziell heterogenen Bildungen des Holozäns, der Weichsel-Kaltzeit (ohne Niederterrasse), der Saale-Kaltzeit und der Holstein-Warmzeit werden zu einer hydrostratigraphischen Einheit „Mischquartär“ (A2) zusammengefaßt. Hierzu gehören räumlich vielfältig wechselnde Vorkommen von Schluff, Schluff- und Kalkmudde, Seekreide, Löß, Lößlehm, Sandlöß, Fließerden, Beckensand und -schluff, Schmelzwassersand und Grundmoräne des Drenthe-Stadiums. Auch die vereinzelt Sandkörper der Elster-Nachschüttphase zählen zu dieser Einheit. Das hydraulisch bestimmende Element dieser Bildungen sind die bindigen Sedimente. Die mittlere Durchlässigkeit des sogenannten Mischquartärs wird mit $1 \cdot 10^{-6}$ m/s bewertet.

Die Sedimente der Elster-Kaltzeit lassen sich in zwei hydrostratigraphische Einheiten gliedern: die Grundmoränen $q_e(1)$ und $q_e(2)$ als Einheit A4 und die sie trennenden Schmelzwassersande und feinsandigen Beckenschluffe als Einheit A3.

Die „Elster-Zwischensande“ (A3) kommen in zwei getrennten quartären Depressionen vor. Sie bestehen vorwiegend aus Fein- und Mittelsand, untergeordnet aus schwach sandigem und tonigem Schluff, der manchmal gebändert ist. Die Schicht ist nicht durchgängig zwischen den beiden Grundmoränenhorizonten verbreitet. Die aus Siebanalysen und einem Kurzpumpversuch ermittelten Durchlässigkeiten betragen $5 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $5 \cdot 10^{-4}$ m/s, im Mittel wird mit $1 \cdot 10^{-4}$ m/s gerechnet.

Die Grundmoränen der Elster-Kaltzeit (A4) bestehen aus wechselnd feinsandigem und tonigem Schluff mit grundwasserstauenden Eigenschaften. In der älteren Grundmoräne vorkommende Sandlinsen spielen hydrogeologisch keine Rolle. Aus Kornverteilung und Durchströmungsversuchen ergeben sich Durchlässigkeiten von $1 \cdot 10^{-9}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s, als mittlere Durchlässigkeit wird $5 \cdot 10^{-8}$ m/s angenommen.

Die untereinander hydraulisch verbundenen Lockersedimente der Alleringerslebener und der Walbecker Schichten erstrecken sich im südwestlichen Dach der Salzstruktur in Form eines Streifens über das gesamte Bearbeitungsgebiet. Die Gesamtmächtigkeit der Oberen Kreide erreicht bis zu 180 m. Das Verbreitungsgebiet südlich Beendorf (bis Alleringersleben) hat eine von ca. 500 m bis ca. 1 200 m variierende Breite mit maximalen Mächtigkeiten nahe der südwestlichen Verbreitungsgrenze. Nördlich Beendorf beträgt die Breite ca. 300 m bis ca. 600 m und die tiefsten Stellen der Kreidebasis sind ungefähr mittig angeordnet. Die hydrostratigraphische Gliederung folgt der lithostratigraphisch orientierten Lokalgliederung der Oberkreide in der Allertalzone.

Die Einheit Walbecker Schichten (A5 = krWA) bildet mehrere durch Hochlagen der Oberen Alleringerslebener Schichten voneinander getrennte Vorkommen, wobei Verbreitungsflächen und Mächtigkeiten von Südost nach Nordwest zunehmen. Die Unteren Walbecker Schichten bestehen bevorzugt aus feinsandigem Mittelsand, im basalen Teil öfter mit schluffigen, im hangenden Teil bisweilen mit grobsandigen Komponenten. In den Oberen Walbecker Schichten, die nordwestlich Schwanefeld Bedeutung erlangen und im Glassand-Tagebau Walbeck abgebaut werden, tritt der schluffige Anteil merklich zurück. Kornverteilungsanalysen, Durchströmungsmessungen und Kurzpumpversuche führen zu einem mittleren Durchlässigkeitswert von $1 \cdot 10^{-4}$ m/s bei einer Bandbreite von $5 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $5 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Tabelle 16: Hydrostratigraphische Gliederung der Allertalzone (A)

Stratigraphie		Mächtigkeit m	Hydrostratigraphische Zusammenfassung	Modell- einheit	Anmerkungen	
Quartär	qw//f	5	Sande		A1 Niederterrasse	
	qe(2)-qh	bis 100 m	Schluffe		A2 Mischquartär	
	qe(1-2)gf		Sande		A3 Elster-Zwischensande	
	qe//gm		Geschleibemergel		A4 Elster-Grundmoräne	
Obere Kreide	Walbecker Schichten		kr WA	bis 80	Sande + / - schluffig	
	Alleringers- lebener Schichten	kr ALo	bis 130	Feinsand, schluffig		A6
		kr ALu	bis 15	stark schluffig		A7
Jura	J	bis 1507	Schluff-u.Tonstein, selten Feinsandstein		A8	
Keuper	ko	bis 1007	Ton-,Schluff-u.Feinsandstein		A9	
	kmSM	bis 1807	Ton-u.Schluffstein,		A10	
	kmGo	80	Tonstein mit Gips		A11	
	kmS	45	Schluffstein, z.T.Feinsandstein		A12	
	kmGu	bis > 80	Tonstein, Mergelstein		A13	
	ku					
Hutgestein	cr(z3/4NA)	bis > 200	Anhydrit und Gips, selten Ton		Residuen von Aller- und Leine-Steinsalz	
	cr(z3AN)		Anhydrit mit Gips		ehem.Hauptanhydrit	
	cr(z2/3 DA+GT+CA)		Anhydrit, Ton-u. Kalkstein		Deckanhydrit, ehem. Grauer Salzion, Leinekarbonat	
	cr(z2NA)		Anhydrit mit Gips		Residuen des Staßfurt-Steinsalzes	
Zechstein			Salinare Abfolge		A14 Modellbasis	

H.Käbel

Die Einheit Obere Alleringerslebener Schichten (A6 = krALo) macht den Hauptteil der kretazischen Gesteine innerhalb des Untersuchungsgebietes aus. Es handelt sich um gleichförmige schluffige Feinsande, die in der Tendenz zum Hangenden etwas mittelsandiger werden. Ihre Basis wird von Südost nach Nordwest allmählich tiefer. Die Einheit wird westlich Schwanefeld durch eine Hochlage mesozoischer Gesteine im Kreidegraben auf 400 m Länge unterbrochen.

Durchlässigkeitsermittlungen aus Kornverteilungen ergeben einen mittleren k_f -Wert von $5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Auswertungen von Kurzpumpversuchen liefern Werte von $3 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $3 \cdot 10^{-4}$ m/s, während Durchströmungsmessungen im Labor an sandigen Proben einen mittleren k_f -Wert von $1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s, an schluffigen Proben dagegen von $7 \cdot 10^{-8}$ m/s ergaben. Der letztgenannte Wert weist auf die durch einzelne Schlufflagen beeinflusste wechselhafte vertikale hydraulische Durchlässigkeit hin.

Die Einheit Untere Alleringerslebener Schichten (A7 = krALu) weist in ihrem Bestand neben festgelagerten schluffig-tonigen Feinsanden auch sandig-kiesige, konglomeratische Bildungen auf, die durch tonig-schluffige bzw. kalkige Bindemittel verkittet sind. Die Kornverteilung führt zu empirischen Durchlässigkeitswerten $1 \cdot 10^{-7}$ m/s und kleiner. Ein Durchströmungsversuch an einer verfestigten Probe brachte $5 \cdot 10^{-9}$ m/s Durchlässigkeit. Bohrkernbefunde und Parameterbestimmungen kennzeichnen diese Einheit, die generalisiert ca. 15 m mächtig ist, als grundwasserhemmend mit einer geschätzten mittleren Durchlässigkeit von $1 \cdot 10^{-8}$ m/s.

Die Jura-Schollen am SW-Rand der Salzstruktur werden trotz ihrer unterschiedlichen Altersstellung zu einer hydrostratigraphischen Einheit (A8) zusammengefaßt. Lias überwiegt, doch sind nordwestlich Beendorf auch Malm und Dogger bekannt. Soweit sich die Jura-Schollen zwischen den kretazischen Lockergesteinen und den Aquiferen im Steinmergelkeuper und Rhät der Lappwaldmulde befinden, was fast überall gegeben ist, üben sie eine hydraulische Barrierefunktion aus. Das liegt nicht nur an ihrer bevorzugten lithologischen Ausbildung als Tonstein bis Schluffstein, sondern auch an ihrem steilen Schichteinfallen (60° - 90°) und ihrer teilweise plastischen Konsistenz (keine Klüfte). Vereinzelt bilden steilgestellte Feinsandstein- oder Kalksteinbänke bevorzugte Wegsamkeiten, die eine lokale Aufhebung der Barrierenwirkung innerhalb der Jura-Schollen verursachen können (Beispiel: Zuflüsse aus dem Jura in die Schachtröhre Marie). Die horizontale Erstreckung der Jura-Schollen zwischen dem Kreide-Aquifer und dem Keuper der Lappwaldmulde schwankt zwischen mehreren hundert Metern und einigen Dekametern. Die Jura-Schollen, die als nicht autochthone Versturzmassen und Blöcke gedeutet werden, kommen auch zwischen Kreide und Hutgestein, seltener östlich der Kreide bzw. als Gleitschollen über den Kreidesedimenten vor. In diesen Fällen ist ihre hydraulische Rolle für die Grundwasserbewegung im Deckgebirge meist unbedeutend.

Die in den steilstehenden Jura-Schollen getesteten Abschnitte weisen Permeabilitäten von $5 \cdot 10^{-11}$ m/s bis $2 \cdot 10^{-7}$ m/s auf. Als Schätzung für die vorwiegend senkrecht zum Schichteinfallen wirkende Gesamtdurchlässigkeit der Einheit A8 wurde ein k_f -Wert von $1 \cdot 10^{-9}$ m/s für Modellrechnungen empfohlen, ergänzt durch $1 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s für die oberen Partien der Jura-Schollen nordwestlich Beendorf.

Für die triassischen Schichten im östlichen Teil der Allertalzone stellt die hydrostratigraphische Einheit A9, bestehend aus geklüfteten Schluff- und Tonsteinen des Steinmergelkeupers, bei Schwanefeld auch des Unterrhätts, die hauptsächlich schwach grundwasserleitende Folge dar. Ihre Basisfläche befindet sich östlich Morsleben meist oberhalb 0 m NN, sinkt bei Beendorf unter -50 m NN und bei Schwanefeld bis -150 m NN ab. Sie kontaktiert über größere Flächen bei Alleringersleben und Beendorf mit dem Hutgestein.

Aus Geohydrauliktests und Kurzpumpversuchen folgt eine Abnahme der Permeabilität der Einheit A9 mit der Tiefe. Oberhalb -40 m NN gilt eine Bandbreite der Durchlässigkeiten von $1 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s, tiefer dagegen von $1 \cdot 10^{-10}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-9}$ m/s.

Der Obere Gipskeuper (Einheit A10) präsentiert sich im Allertal ebenso wie in der Lappwaldmulde als grundwasserhemmende Folge. Er liegt in noch größeren Flächen als die Einheit A9 unmittelbar auf dem Hutgestein. Die Durchlässigkeitswerte sind wie die im Lappwald vorherrschenden: $1 \cdot 10^{-11}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-10}$ m/s, in oberflächennaher Position z.T. auch größer.

Der Schilfsandstein (Einheit A11) ist in der Allertalzone in zwei isolierten Vorkommen mit sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten (6 m bzw. 54 m) erbohrt worden. Ein hydraulischer Test ergab $1 \cdot 10^{-9}$ m/s Durchlässigkeit. Dieser geringe Wert und die kleinflächige Verbreitung lassen auf eine unbedeutende Rolle des Schilfsandsteins für die Grundwasserbewegung in der Allertalzone schließen.

In einer noch etwas geringeren Verbreitung als der Schilfsandstein kommen Ton- und Schluffsteine sowie Mergelsteine des Unteren Gipskeupers, Unteren Keupers und Muschelkalks schollenartig in einem östlichen Teil der Allertalzone vor (Einheit A12). Diese Folge wird anhand der Bohrkernaufnahme als sehr gering permeabel eingeschätzt (k_f ca. $1 \cdot 10^{-11}$ m/s), in höher aufgeschleppter Position wahrscheinlich auch größer.

Das Hutgestein ist eine wichtige hydrostratigraphische Einheit (A13), die besonders intensiv untersucht wurde (BALZER 1998). Es besteht aus neukristallisierten residualen Anhydritgesteinen und deren Vergipungsäquivalenten (in Form vergipster Anhydrite und massiger sekundärer Gipse), aus Gipsneubildungen in Form von Kristallgips- oder Marienglaslagen zwischen älteren Rückstandsbildungen oder unmittelbar am Salzspiegel und aus subrosiv überprägten

zechsteinzeitlichen wenig- bzw. nichtlöslichen Schichten (insbesondere Hauptanhydrit, Leinekarbonat, Grauer Salzton und Deckanhydrit). Letztere stellen Leithorizonte dar, an Hand derer man die von Untertage bekannten Mulden- und Sattelstrukturen in ihrer residualen Form im Hutgestein nach den Bohrbefunden wiedererkennt:

Innerhalb der residualen Bildungen präexistenter Salzmulden bzw. -sättel können Hauptanhydritschollen als isolierte Körper verbreitet sein. Kristallgipse kommen auch in fossilen oder rezenten karstartigen Hohlräumen und als Kluftfüllungen vor.

Der Hauptanhydrit besitzt primär infolge genetisch begründeter Kompaktions- und Zementationsprozesse eine äußerst geringe Porosität (gegen Null), d.h. die subrosiv veränderten Bereiche können nur durch eine zumindest zeitweise vorhandene Wasserwegsamkeit in Kluftsystemen erklärt werden. Die unregelmäßige Verteilung von unveränderten und subrosiv überprägten Teilen des Hauptanhydrits im Hutgestein läßt den Schluß zu, daß die Klüfte räumlich ungleichmäßig verteilt sind bzw. es bis zu ihrer Verheilung durch Gips oder Salz waren. Im unveränderten Hauptanhydrit kommen Steinsalzimprägnationen ab ca. 50 m NN (und tiefer) vor.

Die neukristallisierten residualen Anhydrit- und Gipsgesteine besitzen wegen ihrer Genese (insbesondere infolge der Hydratation) ebenfalls eine äußerst geringe Porosität.

Subrosiv überprägte Schichtglieder des Deckanhydrits, Grauen Salztons und Leinekarbonats kommen in meist geringen Mächtigkeiten und diskontinuierlicher Verbreitung vor. Die primär feinschichtige Textur des Grauen Salztons ist im Hutgestein in eine überwiegend massige Textur verändert worden. Bruchstücke von Deckanhydrit und Leinkarbonat können in brekziöser Form in die Matrix des Grauen Salztons eingearbeitet sein.

Die 36 verwertbaren hydraulischen Tests (Gesamtlänge der Testintervalle 1065 m) haben das Hutgestein allgemein, d.h. unabhängig, ob residual, primär anhydritisch oder gipskristallin ausgebildet und auch unabhängig von der Tiefenlage als vorherrschend sehr gering durchlässig ausgewiesen. Signifikant höhere Durchlässigkeiten traten nur dann auf, wenn mit dem Testintervall entweder ein verkarsteter Bereich oder Grauer Salzton nebst Deckanhydrit und Leinekarbonat erfaßt wurde. Das Vorkommen dieser Ausbildungen bewirkt aber nicht zwingend höhere Durchlässigkeiten.

Karstbildungen wurden mit den Bohrungen an vier Stellen angetroffen und hydraulisch getestet. Die Ergebnisse schwanken von der Bewertung „dicht“ bis $2 \cdot 10^{-5}$ m/s. Die verschiedenen Vorkommen werden als unabhängige Lokalsituationen aufgefaßt. Es gibt keine Veranlassung, im Hutgestein zusammenhängende, aktuell hydraulisch wirksame Karstsysteme zu unterstellen.

Für die Schichtenfolge Deckanhydrit/Grauer Salztou/Leinekarbonat ist nach ihrer halokinetischen Beanspruchung und subrosiven Überprägung sowohl eine lückenlose Verbreitung als auch gleichmäßige Ausbildung innerhalb des Hutgesteins auszuschließen. Jedoch besteht die Möglichkeit, daß über diese Folge einzelne, nicht weiter lokalisierbare Verbindungspfade zwischen Salzspiegel und Deckgebirge existieren. Im hydrogeologischen Simulationsmodell wird dieser Variante Rechnung getragen, wobei die Durchlässigkeiten mit einer Bandbreite von kleiner $1 \cdot 10^{-10}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-8}$ m/s eingehen.

Der Salzspiegelbereich wurde durch fünf hydraulische Tests untersucht, von denen drei Tests hydraulische Dichtheit nachwiesen und zwei Tests unsichere Indikationen lieferten, die als nicht fluidbezogen interpretiert werden. Es wird modellhaft davon ausgegangen, daß am rezenten Salzspiegel, an der Kontaktfläche Salzgestein - residuales Hutgestein keine Fluidmigration möglich ist.

Der subrosiv überprägte Hauptanhydrit ist hydraulisch dicht, die Durchlässigkeit überwiegend kleiner $1 \cdot 10^{-11}$ m/s, selten bis $3 \cdot 10^{-10}$ m/s. Dagegen ergaben drei Tests für den Hauptanhydrit unterhalb des Salzspiegelniveaus höhere Permeabilitäten (mehr als eine Größenordnung), was dafür zu sprechen scheint, daß die halokinetisch bedingte Klüftigkeit in der Salzstruktur zumindest teilweise offen blieb, dagegen im Hutgestein verheilt ist. Der Bereich unterhalb des Salzspiegelniveaus ist eine eigenständige hydrostratigraphische Einheit (A14), die die Modellbasis für Rechnungen zur Grundwasserbewegung im Deckgebirge bildet.

3.6.1.3 Weferlinger Triasplatte

Der monoklinale Baustil, der im hydrogeologisch interessierenden Teil der Weferlinger Triasplatte vorherrscht, wandelt sich entlang der Nordostrandstörung der Allertalzone in eine komplizierte Schollenstruktur um. Die flach einfallende Schichtenfolge der Triasplatte läßt sich in 6 hydrostratigraphische Einheiten gliedern, die auch alle in den steilgestellten Schollen entlang der NE-Randstörung vorkommen.

Am Rande des Modellgebietes befinden sich Deckschichten (T1) von Muschelkalk (bei Walbeck und Alleringersleben) bzw. Tertiär und Quartär (südlich und südöstlich Hørsingen) über Buntsandstein, die von untergeordneter hydrogeologischer Bedeutung (mit Ausnahme der quartären Sande im Tal des Hauptgrabens) für die Standortbeurteilung sind.

Der Obere Buntsandstein stellt eine hydrostratigraphische Einheit dar (T2), deren hydraulische Heterogenität zwar aus der Gesteinsausbildung zu vermuten, deren Erkundung aber nicht endlagerrelevant ist. Das Pelitröt wirkt regional als Stauer, kann jedoch lokal wasserwegsam sein, was insbesondere für die Gipskarstgebiete gilt. Dem Salinarröt werden Wegsamkeiten in Teil-

gebieten mit Gipskarst und mit fossiler Salzauslaugung zugeschrieben, obwohl in vertikaler Strömungsrichtung bevorzugt als Stauer in Erscheinung tritt. Die Bandbreite der Durchlässigkeiten wird mit $1 \cdot 10^{-8}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s (im Gipskarst eine Größenordnung besser) geschätzt.

Tabelle 17: Hydrostratigraphische Gliederung der Weferlinger Triasplatte (T)

Stratigraphie			Mächtigkeit m	Hydrostratigraphische Zusammenfassung	Modell- einheit	Anmerkungen	
Quartär und Tertiär			30	Sand, Schluffe u. Tone	T1	Als "Deckschichten" zusammengefaßt	
Muschelkalk				Kalkstein			
Buntsandstein	Röt	Pelitröt	soMy soP	90	Schluffstein bis Tonstein	T2	
		Salinarröt	soS	30	Ton-, bis Schluffstein mit Gips		
	Mittlerer Buntsandstein	Solling-Folge	smSW	50	Ton-, Schluff-, Fein- u. Mittelsandstein	T3	
			smSS				
	Mittlerer Buntsandstein	Volpriehausen-Folge	smV	80	Ton- u. Schluffstein, selten Feinsandstein	T4	
			smVS	20	Sandstein	T5	
	Unterer Buntsandstein	Bernburg-Folge	suB	100	Schluff- u. Tonstein, selten Feinsandstein	T6	Modellbasis
		Calvörde-Folge	suC	190	Schluff- u. Tonstein, sehr selten Feinsandstein		
	Zechstein		Z		Residuen	-	
	Schollen im Bereich der NE-Randstörungen		mm mu so sm su	-	ungegliedert (Kalkstein, Mergelstein, Tonstein, Schluffstein, Sandstein)	T7	

Hauptgrundwasserleiter der Triasplatte sind die klüftigen Sandsteine und Schluffsteine der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins (T3). Anhand weniger Tests und Kurzpumpversuche wird die Gebirgsdurchlässigkeit dieser ca. 50 m mächtigen Folge mit $1 \cdot 10^{-6}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-5}$ m/s eingestuft. Die darunter lagernden Ton- und Schluffsteine der Volpriehausen-Wechselfolge (T4) erwiesen sich in einem Test als hydraulisch dicht und werden mit einer Durchlässigkeit von $1 \cdot 10^{-10}$ m/s beschrieben. Die ca. 20 m mächtigen Basissandsteine der Volpriehausen-Folge (T5) sind nur aus regionalgeologischer Sicht definierbar. Ihre Durchlässigkeit wird mit kleiner gleich $1 \cdot 10^{-9}$ m/s geschätzt. Sie bilden die tiefste durchströmbare Schicht im hydrogeologischen Modell, dessen undurchlässige Basis durch den Unteren Buntsandstein (Einheit T6) repräsentiert wird.

Die Schollen an der NE-Randstörung sind durch drei Grundwassermeßstellen und eine ca. 250 m tiefe Kartierungsbohrung erkundet. Der Muschelkalkanteil ist geringmächtig. Die Folgen des Oberen bis Unteren Buntsandsteins liegen in untypischen Mächtigkeiten vor und sind teils stark reduziert, teils stark erhöht. Die durchteuften Störungsabschnitte sind tonig-schluffig verkittet, d.h. Störungen stellen nicht unbedingt bevorzugte Wegsamkeiten dar. Die Grundwassermeßstellen belegen eine faßbare Grundwasserführung (Filtereinbautiefen bis 75 m). Für die wechselhaften, hydrogeologisch nicht weiter differenzierbaren Schollen wird modellhaft mit Durchlässigkeiten von $1 \cdot 10^{-9}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-7}$ m/s in höheren und $1 \cdot 10^{-11}$ m/s bis $1 \cdot 10^{-9}$ m/s im tieferen Teil der Störungszone gerechnet.

3.6.1.4 Zusammenfassung der hydraulischen Parameter für das Deckgebirge des Endlagers Morsleben

U. LANGKUTSCH, A. OSTIN, H. KÄBEL

Die nachfolgende hydrostratigraphische Gliederung der Modelleinheiten und Untereinheiten (Tab. 18, 19, 20) beruht auf der Auswertung von umfangreichen Bohr- und Testdaten zur Beschaffenheit und Durchlässigkeit der Gesteinsschichten (LANGKUTSCH et al. 1997, 1998).

Die Zuweisung mittlerer effektiver Porositäten für jede Einheit stützt sich auf Probenuntersuchungen und bohrlochgeophysikalische Ableitungen, kann aber wegen der wechselnden sandigen, schluffigen, tonigen und sonstigen Schichtanteile für jede Einheit nur eine Schätzung darstellen. Bis auf die Lockergesteine der Einheiten A1 bis A7 wird die Fließ- bzw. effektive Porosität durch Klüfte bestimmt (Ton- und Schluffstein, Kalk- und Mergelstein, Gips und Anhydritstein) oder dominiert (Sandstein).

Tabelle 18: Hydraulische Parameter für die Lappwald-Scholle (L)

Modell-einheit	Stratigraphie	Modell-unter-einheit	Gesteine	Durchlässigkeit m/s	effektive Porosität in %
L1	juhel-justi		Ton- u. Schluffstein, Feinsandstein	1E-7 bis 1E-6	1-5
L2	juhe(u) + ko(3c)		Ton- u. Schluffstein	1E-9 bis 1E-8	0,5-3
L3	ko(2b) bis ko(3b)		Sandstein, Schluff- und Tonstein	1E-5 bis 1E-4	3-10
L3a	ko(Gl)		Ton- u. Schluffstein, Sandstein	1E-7 bis 1E-5	1-10
L4	koM + ko(2a)		Tonstein, Dolomit-mergelstein	5E-8 bis 5E-7	0,5-3
L5	ko(1)1-7	K1	Ton- u. Schluffstein, Dolomitmergelstein	1E-7	1-5
		K2	wie K1 + Sandstein	1E-5 bis 1E-4	5-10
L6	kmSM		Ton- u. Schluffstein	1E-8 bis 1E-7	1-5
L7	kmGo	K1	Tonstein mit Gips	1E-11 bis 1E-10	0,5-3
		K2	wie K1 + Steinsalz	< 1E-11	< 1
		K3	wie K1, gestört	1E-9	0,5-3
L8	kmS	K1	Ton- bis Feinsandstein, imprägniert mit Salz	1E-11	0,1-1
		K2	Ton- bis Feinsandstein, erhöht klüftig	5E-8 bis 1E-7	1-5
		K3	Ton- bis Feinsandstein	1E-10 bis 1E-9	0,5-5
L9	kmGu		Tonstein mit Gips u. Steinsalz	< 1E-11	0,5-3

Tabelle 19: Hydraulische Parameter für die Allertalzone (A)

Modell-einheit	Stratigraphie	Modell-unter-einheit	Gesteine	Durchlässigkeit m/s	effektive Porosität in %
A1	qw/f		Sande (Niederterrasse)	5E-4	15-20
A2	qe(2)-qh + t		Schluff, Sand, Ton	1E-6	5-15
A3	qe(1-2)gf		Schmelzwassersande	1E-4	10-15
A4	qe/gm		Geschiebemergel	5E-8	8-12
A5	krWA		Sande, z.T. schluffig	1E-4	10-15
A6	krALo		Feinsand, schluffig	1E-5	8-12
A7	krALu		Schluff	1E-8	5
A8	j	K1	Ton- u. Schluffstein (SW-Randstörung u. über Top Hutgestein)	1E-9	0,5-5
		K2	- Schluffstein, gestört über Top Hutgestein - hangende Meter bis Dekameter schuttartige Schluff- u. Tonsteine, über K1 (als Äquivalent zu L3a SW-Randstörung südl. Beendorf)	1E-8	0,5-5
		K3	sandiger Schluffstein (SW-Randstörung nördl. Beendorf > 60 m NN)	1E-7	5
A9	kmSM + ko(1)	K1	Ton- u. Schluffstein, tiefer -40 m NN	1E-10 bis 1E-9	1-5
		K2	wie K1, über -40 m NN	1E-8 bis 1E-7	1-10
A10	kmGo	K1	Tonstein mit Gips tiefer ± 0 m NN	1E-11 bis 1E-10	0,5-3
		K2	Tonstein mit Gips höher ± 0 m NN	1E-10 bis 1E-9	0,5-3
A11	kmS		Schluff- u. Feinsandstein	1E-9	1-5
A12	mu-kmGu	K1	Ton- u. Mergelstein höher ± 0 m NN	1E-9	0,5-3
		K2	Ton- u. Mergelstein tiefer ± 0 m NN	1E-11 bis 1E-10	0,5-3
A13	cr(z2-4)	K1	Anhydrit, Gips	1E-11	0,1-0,5
	cr(DA/GT/LK)	K2	Anhydrit, Ton, Karbonat	1E-11 bis 1E-8	1-5
A14	z2-4		Salinare Abfolge	<E-11	

Tabelle 20: Hydraulische Parameter für die Weferlinger Triasplatte (T)

Modell-einheit	Stratigraphie	Modell-unter-einheit	Gesteine	Durchlässigkeit m/s	effektive Porosität in %
T1	q + t	K1	Sand, Schluff, Ton	1E-6	5-15
	mu	K2	Kalkstein	1E-8 bis 1E-7	3-10
T2	so	K1	Ton- u. Schluffstein, z.T. mit Gips	1E-8 bis 1E-7	0,5-5
		K2	wie K1, Gipskarstgebiet	1E-7 bis 1E-6	0,5-5
T3	smS		Sandstein, Ton- u. Schluffstein	1E-6 bis 1E-5	5-15
T4	smV		Ton- u. Schluffstein, selten Feinsandstein	1E-10	0,5-5
T5	smVS		Sandstein	≤ 1E-9	5-15
T6	su		Ton- u. Schluffstein	< 1E-10	0,5-5
T7	mu/so/sm der NE-Randstörung	K1	Ton- u. Schluffstein, Karbonate	1E-9 bis 1E-7	0,5-5
	ku/m/so/sm/su der NE-Randstörung	K2		1E-11 bis 1E-9	0,5-5

3.6.2 Beschaffenheit des Grundwassers

3.6.2.1 Hydrochemische Verhältnisse

G. SCHWAMM

Die hydrochemischen Verhältnisse werden entsprechend dem in Kap. 3.6.1 gegebenen Gliederungsprinzip separat für die einzelnen grundwasserleitenden hydrostratigraphischen Modelleinheiten dargestellt.

Die differenzierte Grundwasserbeschaffenheit in den hydrostratigraphischen Einheiten wird mit Hilfe des die Einzelparameter integrierenden Parameters Dichte in Verbindung mit dem Grundwassertyp beschrieben. Typbestimmend sind die Konzentrationen der quantitativ dominierenden Kationen (meist Natrium, Calcium, Magnesium) und Anionen (meist Hydrogencarbonat, Sulfat und Chlorid) in abnehmenden Anteilsreihenfolgen oberhalb eines Grenzwertes von 20 mmol % je Ionenart. Auf beachtenswerte Konzentrationsverhältnisse auch anderer Parameter wird bei der Besprechung der einzelnen Einheiten eingegangen.

Die in Tabelle 21 aufgezeigten zusammenfassenden Kenngrößen Mittelwert, Maximum und Minimum der Hauptionenparameter und der Dichte wurden aus den Grundwasseranalysen abgeleitet.

Tabelle 21: Dichte und Hauptionen des Grundwassers in den hydrostratigraphischen Einheiten (SW-xxx: Bereich der Südwest-Randstörung)

Einheiten	Wertart	Dichte (g/cm ³)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	Cl (mg/L)	
A1-A4: Quartär	Mittelwert	0,999743	270	63	202	307	399	516	
	Maximum	1,002297	623	300	1110	503	1150	2640	
Analysenzahl 18	Minimum	0,998598	75	10	20	119	39	12	
A5: Walbecker Schichten	Mittelwert	0,999662	217	98	186	289	339	562	
	Maximum	1,004452	600	698	1100	490	1570	3270	
Analysenzahl 13	Minimum	0,998402	33	6	7	75	32	23	
A6+A7: Alleringerslebener Sch.	Mittelwert	1,004267	521	249	1876	324	876	3834	
	Maximum	1,029020	1990	1680	12900	1000	3740	23300	
Analysenzahl 10	Minimum	0,998482	49	13	12	171	26	8	
A9: Rhät u. Steinmergelkeuper	Mittelwert	0,999500	108	30	316	320	522	183	
	Maximum	1,001573	510	87	703	569	2110	457	
Analysenzahl 7	Minimum	0,998520	13	2	7	130	80	22	
A13: Hutgestein	Mittelwert	1,050725	986	922	25869	324	3751	44256	
	Maximum	1,210000	1800	3400	113770	567	10839	184845	
Analysenzahl 10	Minimum	1,001163	543	44	250	160	1510	309	
L1: juSl - juhel	Mittelwert	0,999156	138	78	33	243	471	55	
	Maximum	1,002321	493	428	115	549	2600	195	
Analysenzahl 8	Minimum	0,998425	32	11	11	58	85	18	
L2: juhe(u) - ko(3c)	Mittelwert	0,999410	128	59	179	346	569	54	
	Maximum	1,000202	163	86	420	440	1050	78	
Analysenzahl 3	Minimum	0,998672	60	17	52	210	138	32	
L3: ko(3b) - ko(2b)	Mittelwert	0,999098	120	48	95	241	417	71	
	Maximum	1,001115	521	218	580	480	1550	275	
Analysenzahl 11	Minimum	0,998368	18	5	8	25	18	12	
L4: ko(2a) - ko(1)8-9	Mittelwert	0,998832	83	47	31	351	128	43	
	Maximum	0,999048	137	63	76	495	221	87	
Analysenzahl 4	Minimum	0,998444	31	14	11	55	92	26	
L5: Unterrhät	Mittelwert	0,999120	54	36	252	316	264	201	
	Maximum	1,002880	140	124	1700	763	1930	1500	
Analysenzahl 22	Minimum	0,998467	4	1	10	46	34	17	
L6: Steinmergelkeuper	Mittelwert	1,018510	643	231	9146	154	3689	13045	
	Maximum	1,034000	1760	643	17500	480	7360	25100	
Analysenzahl 9	Minimum	0,999858	17	12	650	6	463	151	
L8: Schilfsandstein	Mittelwert	1,188699	1267	1720	106000	32	5720	178300	
	Maximum	1,199321	1400	2000	110000	49	5780	190000	
Analysenzahl 3	Minimum	1,183165	1100	1500	108000	20	5690	167000	
SW-A8: Jura	Mittelwert	1,005704	259	58	2760	181	3120	2720	
	Maximum	1,005704	259	58	2760	181	3120	2720	
Analysenzahl 1	Minimum	1,005704	259	58	2760	181	3120	2720	
SW-L3a: Gleit- und Versturzmassen	Mittelwert	1,014858	702	322	7198	332	1276	12678	
	Maximum	1,066828	2870	909	33000	534	6330	52600	
Analysenzahl 6	Minimum	0,998583	53	13	22	236	24	23	
SW-L6: Steinmergelkeuper	Mittelwert	1,016677	651	221	8593	202	2846	12756	
	Maximum	1,033988	1430	532	16500	581	5500	26900	
Analysenzahl 6	Minimum	0,998781	8	4	47	43	37	117	
SW-L8: Schilfsandstein	Mittelwert	1,027039	887	345	12697	103	6307	18453	
	Maximum	1,034373	1020	430	16600	122	7080	23700	
Analysenzahl 3	Minimum	1,015000	662	203	6490	86	4900	8160	
T2: Röt	Mittelwert	0,999653	0,999544	338	34	27	290	772	25
	Maximum	1,000127	1,000122	490	61	42	350	1140	28
Analysenzahl 4	Minimum	0,998735	0,998880	130	28	12	250	156	21
T3: Sollingfolge	Mittelwert	0,999984	180	43	526	371	876	406	
	Maximum	1,002000	259	44	1478	540	2258	1113	
Analysenzahl 4	Minimum	0,998880	89	43	44	238	95	31	

Für die Dichte der Grund- und Porenwässer stellt als wichtiger Parameter für die Grundwassermodellierung ein interpretatorischer Schwerpunkt dar. Für 34 einzelne Bohrlokationen waren vertikale Dichteverteilungsprofile im Zuge der hydrogeologischen Modellbildung (LANGKUTSCH et al. 1997) erarbeitet und bei der hydrogeologischen Standortbeschreibung (LANGKUTSCH et al. 1998) weiter präzisiert worden. Neben den direkten Dichtemeßwerten bildeten aus bohrlochgeophysikalischen Logkombinationen über das Bohrprofil abgeleitete Leitfähigkeitsverteilungen und Salinitätsmessungen an Porenwässern die Datengrundlage für die Dichteverteilungsprofile. Somit wurden auch nicht beprobte oder mit konventionellen Methoden nicht beprobte Aquiferbereiche mit relativ geringer Permeabilität hinsichtlich des Modellparameters Dichte beurteilbar. Es wurde festgestellt, daß die wechselvollen geologischen und hydrodynamischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet sich hydrochemisch in einer Vielfalt von einzelnen Dichteverteilungsprofilen äußern.

Lappwald-Scholle

Mittelrhät bis Jura (L1-L4):

Der Großteil des Verbreitungsgebietes von Mittelrhät bis Jura wird intensiv wasserwirtschaftlich genutzt. Die Brunnen und sehr viele GWM sind mittels Stufenfilter über zwei oder mehrere Einheiten (z.B. L1-L3 und L2-L4) verfiltert.

Die Wässer des Mittelrhät bis Jura sind durchweg gering mineralisiert und zeichnen sich bis auf wenige Ausnahmen durch Dichten von $\rho = 0,9985 \text{ g/cm}^3 - 0,9999 \text{ g/cm}^3$ aus. Typprägend sind jeweils drei bis fünf Vertreter der Hauptionen Ca, Mg, Na, SO_4 und HCO_3 , wobei nahezu alle möglichen Varianten von primären oder durch Vermischung (Stufenverfilterung) entstandenen Typen auftreten. Abgesehen von den Vermischungstypen ist damit die Typvielfalt auch Ausdruck eines eingeschränkten vertikalen Grundwasseraustausches, der aus den sehr stark wechselhaften Durchlässigkeitsbedingungen im Vertikalschnitt des Mittelrhät bis Jura abzuleiten ist.

Dichten $\rho = 1,0 \text{ g/cm}^3 - 1,0023 \text{ g/cm}^3$ werden durch vergleichsweise hohe Calcium-, Magnesium- und Sulfatkonzentrationen hervorgerufen. Sie sind in der Regel an geringer permeable tonige Schichten des ko(3c) und/oder ju oder an deren unmittelbare Nachbarschaft gebunden.

Unterrhät (L5):

Im Ober- und Mittelteil der Einheit liegt Süßwasser (Grundwasserproben mit $\rho = 0,9985 \text{ g/cm}^3 - 0,9990 \text{ g/cm}^3$) vor. Im durch Bohrungen erschlossenen Gebietsteil der Lappwald-Scholle steigt zur Unterrhätbasis die Dichte in der Regel deutlich $> 1,0 \text{ g/cm}^3$ an, wobei gemäß der Dichteverteilungsprofile der Übergang zum generell höher mineralisierten Steinmergelkeuper

(L6) teils ± kontinuierlich, teils relativ abrupt erfolgt. Analog zu den Einheiten des Mittelrät bis Jura treten viele von Ca, Mg, SO₄ und HCO₃, seltener anteilig von Na und Cl geprägte Typkombinationen auf. Im Basisteil herrschen Na- und Cl-dominierte Typen vor.

Steinmergelkeuper (L6):

Abgesehen von zwei Ausnahmen (Dp Mors 55A Test 4 und 56A Test 1 mit ρ nahe 1,0 g/cm³) liegt die Dichte an der Oberkante in der Größenordnung von $\rho = 1,012 \text{ g/cm}^3 - 1,024 \text{ g/cm}^3$. Zum Liegenden hin erfolgt ein kontinuierlicher Anstieg der Dichte, z.B. wurde im kmSM (1) an Dp Mors 4/89 (Test 3) bei 22 m über der Basis $\rho = 1,034 \text{ g/cm}^3$ gemessen. Die Dichteverteilungsprofile zeigen (siehe Dp Mors 3/89, Dp Mors 52 und 55 im Gegensatz zu Dp Mors 4/89), daß anderenorts die Dichte -offensichtlich durch die NaCl-führung im liegenden Oberen Gipskeuper (L7) kontrolliert- unmittelbar an der Basis des kmSM(1) im Grenzbereich zum Oberen Gipskeuper auf Werte $> \text{ca. } 1,15 \text{ g/cm}^3$ ansteigt LANGKUTSCH et al. 1998).

Während im Oberteil des Steinmergelkeupers bei geringerer Dichte Grundwässer vom Typ Na-Cl-SO₄-HCO₃ bzw. Na-Cl-SO₄ vorliegen, wandelt sich der Typ mit dem Dichteanstieg zu Na-Cl.

Schilfsandstein (L8):

Die geringe Anzahl von Einzelinformationen läßt keine flächendeckende Beschreibung der vertikalen Dichteverteilung innerhalb des Schilfsandsteins zu, die hydrochemische Bedeutung der NaCl-Führung im hangenden Oberen Gipskeuper mit seinem Steinsalz-Lager ist aber hinreichend erkennbar. An den Lokationen Dp Mors 52/95 und 55/95 wurden im Bereich der Steinsalzverbreitung Na-Cl-Solen mit Dichten zwischen $\rho = 1,1832 \text{ g/cm}^3 - 1,1993 \text{ g/cm}^3$ ermittelt. Im Bohrprofil der Dp Mors 3/89 war im Oberen Gipskeuper (L7) das Steinsalz-Lager und im Schilfsandstein eine NaCl-Imprägnation nachgewiesen worden. Test 4 im Schilfsandstein verblieb deshalb ohne Grundwasserzufluß.

An Dp Mors 4/89 - unterhalb des hier NaCl-freien Oberen Gipskeupers- liegt keine quantitative Dichteinformation vor.

Bereich der Südwest-Randstörung:

Im Bereich der Südwest-Randstörung befinden sich -von NW nach SE geordnet- die Bohrlokationen Dp Mors 34, 57, 37, 10, 40, 50, 51, 43 und 47, die sehr unterschiedliche hydrochemische Profilabfolgen mit differenzierten Dichteanstiegen über die Tiefe aufweisen. Speziell im Steinmergelkeuper und im Schilfsandstein sind die Mineralisationsgrade mit $\rho = 0,9999 \text{ g/cm}^3 - 1,0344 \text{ g/cm}^3$ deutlich geringer als in den muldentiefern Bereichen der Lappwald-Scholle.

Folgende Besonderheiten sind für den Bereich der SW-Randstörung zu nennen:

- Im relativ tiefen Niveau von -130 m NN beträgt an der Bohrlokation Dp Mors 51 im Schilfsandstein (L8) die Dichte $\rho = 1,0317 \text{ g/cm}^3 - 1,0344 \text{ g/cm}^3$ (Na-Cl-Typ). Der Schilfsandstein befindet sich an der Bohrlokation Dp Mors 10 in besonders exponierter Lage (Test 2-Intervall bei +41 m bis +5 m NN), wobei er verwerfungsbedingt mit Steinmergelkeuper-Grundwasser gespeist werden kann. Als Na-Cl-SO₄-Typ weist das Grundwasser daher die vergleichsweise geringe Dichte von $1,015 \text{ g/cm}^3$ auf.
- An einzelnen Standorten kann der Steinmergelkeuper (L6) in seinem Oberteil, wie z.B. im Niveau der GWM 37A und 37B ausgesüßt sein. Die Dichteverteilungsprofile der Bohrlokationen Dp Mors 37 und 43 sowie Grundwasserbeprobungen an Dp Mors 43 zeigen mit wachsender Teufe einen Dichteanstieg bis über $\rho = 1,0235 \text{ g/cm}^3$ (Na-Cl-Typ) an.
- Abweichend von den zentralen Bereichen der Lappwaldmulde, wo die Dichte mit der Teufe ansteigt, ist im stratigraphisch jüngeren Rhätkomplex L3a (gestört lagernde Versturz- und Gleitmassen) an der GWM Dp Mors 5z4/90 (unweit der ehemaligen Solquelle) bei ca. +94 m NN, also in einem sehr hohen Niveau, mit $\rho = 1,0668 \text{ g/cm}^3$ die größte Dichte des Grundwassers im gesamten Bereich der SW-Randstörung zu verzeichnen. Der Salzbach wird mit diesem Grundwasser vom Na-Cl-Typ gespeist und erfährt hier einen Teil seiner auffälligen Mineralisation. Wie die GWM an den Bohrlokationen Dp Mors 34, 40 und 57 zeigen, sind anderenorts die Versturz- und Gleitmassen (L3a) dagegen mit $\rho = 0,9986 \text{ g/cm}^3 - 0,9993 \text{ g/cm}^3$ praktisch ausgesüßt.
- Es soll auf ein vom Prinzip des grundsätzlichen Dichteanstieges mit der Teufe abweichendes Verhalten in der Umgebung des Schachtes Bartensleben hingewiesen werden, wobei durchaus Einklang mit den vorgenannten Mineralisationsverhältnissen der nahegelegenen Bohrlokation Dp Mors 5z4/90 besteht. An der Bohrlokation Dp Mors 50, am Fuß der Schachthalde gelegen, steigt oberflächennah die Dichte von $\rho = 1,0268 \text{ g/cm}^3$ (GWM 50B mit Typ Na-Cl bis Na-Ca-Cl) bei +105 m NN auf ca. $1,05 \text{ g/cm}^3$ bei +85 m NN im allochthon lagernden Komplex 3a (hier ko(2-3)) an. Unterhalb dieses Maximums ändert sich danach die Dichte in jurassischen Tonsteinen (A8) von $\rho = 1,01 \text{ g/cm}^3$ bei +60 m NN bis zur Bohrungsendteufe (-64 m NN) auf $1,025 \text{ g/cm}^3$. An der Bohrlokation Dp Mors 51 weisen der Steinmergelkeuper (GWM 51B) und der Schilfsandstein (GWM 51A nebst 51Test 1) trotz einer Teufendifferenz von ca. 120 m ein ungefähr gleiches Dichteniveau bei $\rho = 1,034 \text{ g/cm}^3$ (jeweils Na-Cl-Typ) auf. Weitaus deutlicher ist das Dichtemaximum innerhalb des Vertikalprofils in der Schachtröhre selbst ausgeprägt, wo in Schachtzufüssen an der Steinmergelkeuper-Basis zeitvariabel Dichten von $\rho = 1,05 \text{ g/cm}^3 - 1,06 \text{ g/cm}^3$ und an der Schilfsandstein-Basis le-

diglich $\rho = 1,033 \text{ g/cm}^3$ gemessen worden sind. Wenn auch die auffällige Dichteerhöhung im Steinmergelkeuper und in den Versturz- und Gleitmassen fraglos geogen bedingt ist, so kann nach der hydrochemischen Datenlage eine zusätzliche anthropogene Überprägung (Schachthaldenaustrag) des Dichtemaximums nicht ausgeschlossen werden.

- Die Juraschollen im Bereich der SW-Randstörung funktionieren geohydraulisch oft als Barriere und behindern einen hydrochemischen Stofftransport zwischen der Lappwald-Scholle und der Allertalzone. In den Dichteverteilungsprofilen Dp Mors 34, 40, 47 und 50 ist zu erkennen, daß der Mineralisationsgrad innerhalb der steilgestellten Juraschollen quasi schichtparallel mit der Teufe ansteigt. Vom GWM Dp Mors 47A ist bei ca. +20 m NN ein Na-Cl-SO₄-Typ mit $\rho = 1,0057 \text{ g/cm}^3$ bekannt. Der Mineralisationsgrad ist dem der lappwaldseitig angrenzenden Keuperschichten sehr ähnlich, während im vergleichbaren Tiefenniveau in den unmittelbar benachbarten Quartär- und Kreidesedimenten der Allertalzone zumeist Grundwasserdichten von $\rho < 1,0 \text{ g/cm}^3$ festzustellen sind.

Allertalzone

Quartär (A1 - A4):

Das Grundwasser in den quartären Schichten (A1 - A4) weist im Regelfall Grundwasserdichten $\rho < 1,0 \text{ g/cm}^3$ auf. Die Grundwassertypen sind sehr vielgestaltig, wobei meist vier bis fünf Hauptionen anteilig wechselnd typbestimmend sind. Auf Bohrlokationen mit höheren Grundwassermineralisationen wird nachfolgend eingegangen.

Bohrlokation Dp Mors 36: Als lokale Besonderheit ist Nitrat in GWM 36B (Quartär) mit typbestimmend (Ca-SO₄-HCO₃-NO₃-Typ), wobei die Hauptionenkonzentrationen gegenüber GWM 36A (A5) leicht erhöht sind. Das Dichteverteilungsprofil läßt unterhalb des GWM-Filters 36B ($\rho = 0,9991 \text{ g/cm}^3$) mit $\rho = 1,01 \text{ g/cm}^3$ deutlich ein Dichtemaximum erkennen, ehe sich die Dichte auf das Niveau des GWM 36A ($\rho = 0,9986 \text{ g/cm}^3$) einstellt. Die oberflächennahe Mineralisationserhöhung kann einerseits von der benachbarten Halde des Schachtes Marie herrühren, andererseits weist die erheblich erhöhte Nitratkonzentration aber auf einen anthropogenen Einfluß (aus den unmittelbar angrenzenden Wohngrundstücken von Beendorf) hin.

Bohrlokation Dp Mors 68: Das oberflächennah ausgeprägte Dichtemaximum ($\rho = 1,0023 \text{ g/cm}^3$ - $1,0031 \text{ g/cm}^3$) im Niveau des GWM-filters 68B (4,4 m - 6,4 m unter Gelände) wird auf eine Influenz aus dem hier unmittelbar verrohrt vorbei geleiteten Salzbach zurückgeführt. Ein Grundwasserzustrom aus dem Bereich der Bohrlokation Dp Mors 50 und der Schachthalde Bartensleben erscheint ebenfalls nicht implausibel. Dieses Wasser vom Typ Na-Ca-Cl hebt sich

deutlich ab von den geringer mineralisierten Wässern der im Allertal benachbarten GWM in Kreide (einschließlich GWM 68A) und Quartär.

Bohrlokation Hy Beo (6)/78: Die mit $\rho = 1,0018 \text{ g/cm}^3$ erhöhte Mineralisation des Grundwassers (Mg-Na-Ca-Cl-Typ) ist Ausdruck einer geogenen Belastung der Kreidesande im Bereich um die Bohrlokation Dp Mors 38 und um die ehemalige Brunnenanlage des Wasserwerkes Beendorf. Dieser Brunnenstandort war wegen der Versalzung aufgegeben worden.

Bohrlokationen Dp Mors 42 und 72 sowie Hy Mors 3/83: Diese höheren Grundwasserdichten ($\rho = 1,00 \text{ g/cm}^3 - 1,0017 \text{ g/cm}^3$ im Quartär sind - in Verbindung mit einem aufwärts gerichteten Grundwasserdruckgradienten - durch eine entsprechend hohe Grundwassermineralisation im Bereich des Hutgestein-Tops (A13) bzw. des Steinmergelkeupers (A9) verursacht.

Kreide (A5 - A7):

Im Kreidetrog sind in den Walbecker Schichten (A5) und im Oberteil der Oberen Alleringerslebener Schichten (A6) allgemein Grundwasserdichten $< 1,0 \text{ g/cm}^3$ festgestellt worden, wobei die Ionen Ca und Mg sowie SO_4 und HCO_3 mit wechselnden Anteilen typprägend sind. Im Unterteil der Oberen Alleringerslebener Schichten und in den Unteren Alleringerslebener Schichten (A7) steigt die Grundwasserdichte bis zur Kreidebasis mit unterschiedlichen Gradienten, aber immer signifikant an, wobei nun Na und Cl im Grundwassertyp dominieren.

Auffällig, weil bereits in den Walbecker Schichten (A5) und im Quartär Grundwasserdichten $> 1,0002 \text{ g/cm}^3 - 1,0045 \text{ g/cm}^3$ vorliegen, ist die Mineralisationserhöhung im Umfeld der Bohrlokation Dp Mors 38 und der GWM Hy Beo 1/- 4/82 sowie Hy Beo (6)/78 (s.o.). An der Dp Mors 38 steigt innerhalb des ca. 180 m mächtigen Kreideprofils (A5 - A7) die Dichte bis zur Unterkante auf ca. $1,03 \text{ g/cm}^3$ an (Na-Cl-Typ). Während dabei die Konzentrationen der anderen Hauptionen über die gesamte Teufe ansteigen, sind im Niveau der GWM 38B (113 m - 118 m unter Gelände) signifikante Konzentrationsmaxima bei Magnesium und Sulfat zu verzeichnen (Na-Mg-Ca-Cl-Typ mit $\rho = 1,0164 \text{ g/cm}^3$). Diese Situation ist als Hinweis auf einen lateralen Zufluß von qualitativ differenziertem Grundwasser zu werten. Bei Hy Beo 1/82, 4/82 sowie eventuell bei 2/82 ist wegen der abstromseitigen Positionen zur Schachthalde Marie ein zusätzlicher Mineralisationseintrag aus der Halde möglich.

Jura und Keuper (A8 und A9):

Die wenigen Aufschlüsse östlich außerhalb der Kreidemulde lassen nur eine allgemeine Beurteilung zu. In exponierter Lage über einer Caprock-Hochlage ist an der Bohrlokation Dp Mors

44 ein Grundwassertyp Ca-Na-SO₄-Cl mit einer geringfügig erhöhten Dichte ($\rho = 1,0019 \text{ g/cm}^3$) in jurassischen Tonsteinen (A8) festgestellt worden.

Der Steinmergelkeuper kann, wie an den Bohrlokationen Dp Mors 45 und 46, in seinen oberen Profiltteilen ausgesüßt sein, ehe im Liegendteil die Grundwasserdichte bis in die Größenordnung von $\rho = 1,01 \text{ g/cm}^3 - 1,02 \text{ g/cm}^3$ ansteigt. Die Grundwasserproben aus Rhät- und Steinmergelkeuper (A9) zeigen eine Typenvielfalt, wobei meist Ca und oft zusätzlich Na und/oder Mg sowie SO₄ und HCO₃, seltener Cl typprägend sind.

Hutgestein (A13):

Die Informationen zum Grundwasserchemismus des geohydraulisch weitgehend „dichten“ Hutgesteins beschränken sich auf relativ wenige Grundwasseranalysen aus exponierten Hutgesteinsbereichen. Dichteverteilungsprofile des Hutgesteins existieren nicht, da gesteinsbedingt keine verwertbaren Salinitätsbestimmungen und ebenso keine Leitfähigkeitslogs vorliegen.

Die Analysen von den Bohrlokationen Dp Mors 2/89 und 11/90 sowie Dp Mors 42 und 44 lassen erkennen, daß die Grundwasserdichten mit einer Größenordnung $\rho = 1,001 \text{ g/cm}^3 - 1,007 \text{ g/cm}^3$ in karstartigen Toplagen des Hutgesteins wegen der hydraulischen Kontakte zum Deckgebirge entsprechend gering sind. Diese Wässer, als Na-Ca-Cl- und Ca-Na-SO₄-Cl-typen auftretend, stellen bezüglich des Hutgesteins isolierte, voneinander unabhängige Einzelvorkommen dar.

Aus tieferen Hutgesteinsbereichen sind lediglich drei voneinander unabhängige Grundwasservorkommen bekannt. Im Niveau von ca. -100 m NN wurde durch die Bohrung Dp Mors 65A (Test 1) in einer Struktur mit Grauem Salzton und Leine-Karbonat ein Grundwasser vom Typ Na-Cl mit einer Dichte $\rho = 1,0756 \text{ g/cm}^3$ festgestellt. Im Bohrprofil oberhalb und unterhalb davon weisen sekundäres NaCl als Zementrelikt und auf Rissen und Klüften darauf hin, daß hier im Hutgestein ansonsten kein Grundwasser zirkuliert. In Bohrung Dp Mors 45A (Test 7) ist über einer Hauptanhydritklippe im Niveau -126,7 m NN, wenig oberhalb des Salzspiegels, eine reliktsche Na-Cl-Sole mit $\rho = 1,1943 \text{ g/cm}^3$ festgestellt worden. Ein isolierter Karsthohlraum unmittelbar oberhalb des Salzspiegels hatte an der Kb Mors 2/85 eine Na-Cl-Sole mit $\rho = 1,21 \text{ g/cm}^3$ geliefert.

Weferlinger Triasplatte

Im Bereich der beiden NE-Randstörungen (T7) war in den Bohrungen Hy Mors 1/83 und Kb Mors 1/84 im Röt Süßwasser nachgewiesen worden. An der Bohrlokation Hy Mors 8/83 war im Muschelkalk mit $\rho = 1,002 \text{ g/cm}^3$ eine leicht erhöhte Dichte festgestellt worden.

Im Bereich der flach einfallenden Schichtenfolgen der Triasplatte ist das Grundwasser im Röt (T2) und der Solling-Folge (T3) aufgeschlossen, über das Grundwasser in der Volpriehausen-Folge (Schichtkomplexe T4 und T5) liegen keine Informationen vor. Im Pelitröt sind Grundwässer vom Ca-SO₄-Typ und Ca-SO₄-HCO₃-Typ anzutreffen. Mit nur leicht erhöhter Dichte ($\rho = 1,0001 \text{ g/cm}^3$) ähneln sie weitgehend den Vorflutwässern ($\rho = 0,9996 \text{ g/cm}^3 - 0,9999 \text{ g/cm}^3$) des Gebietes. Das Dichteverteilungsprofil Dp Mors 94 weist im unteren Röt eine Dichteerhöhung bis zu $\rho = 1,01 \text{ g/cm}^3$ aus. In der Sollingfolge zirkulieren mit $\rho = 1,007 \text{ g/cm}^3 - 1,0112 \text{ g/cm}^3$ Grundwässer vom Na-Cl-SO₄-Typ. Hier treten aber auch noch, wie an der Dp Mors 93A, gering mineralisierte Grundwässer ($\rho = 1,0009 \text{ g/cm}^3$) vom Na-Ca-SO₄-Typ auf.

3.6.2.2 Isotopenhydrologische Ergebnisse

C. SONNTAG (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg)

Isotopen- und Edelgas-Untersuchungen (Analyseverfahren und Methodik sind in SONNTAG 1998 dargestellt) an 80 Grundwasserproben und an Porenlösungen in Gesteinsproben von 24 frischen Bohrkernen des geologischen Bohrprogramms 1994/95 ergaben folgenden Befund:

Aus dem mittleren Bombentritiumgehalt des oberflächennahen Grundwassers bis max. 150 m Teufe unter GOK ergaben sich nach dem Exponentialmodell mittlere Verweilzeiten von 250 Jahren für die Lappwald-Scholle und von 350 Jahren für die Allertalzone.

Für das tiefe Grundwasser in den gering wasserleitenden Gesteinsschichten darunter, in der Lappwald-Scholle bis ca. 300 m unter GOK und bis zur Oberfläche des Hutgesteins in der Allertalzone, wurden aus den ¹⁴C-Daten mittlere Grundwasser-Modellalter von 11 000 Jahren bzw. 24 000 Jahren abgeleitet. Diese Alter bedeuten nach dem Exponentialmodell eine Mischung von 40 % bzw. 66 % noch vorhandenen eiszeitlichen Paläowassers älter als 10 000 Jahre mit 60 % bzw. 34 % an jüngerem Grundwasser aus der heutigen Warmzeit. Der kaltzeitliche Anteil der Tiefengrundwässer zeigt sich in ihrem merklich geringeren Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt (δD und $\delta^{18}\text{O}$) im Vergleich zum oberflächennahen Grundwasser.

Ganz deutlich lassen das die δD -Tiefenprofile der Porenlösungen aus frischen Bohrkernen der Bohrung Dp Mors 52A, der mit ca. 750 m tiefsten Kernbohrung auf der Lappwald-Scholle, und der Bohrung Dp Mors 45A aus der Allertalzone erkennen, die das Hutgestein bis zum Salzspiegel durchteuft (Abb. 38). In den Kernen beider Bohrungen findet sich isotopisch abgereichertes Tiefengrundwasser im Steinmergelkeuper. Die oberflächennahen Porenlösungen darüber zeigen δD - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die für holozänes bzw. ganz junges Grundwasser typisch sind. Unterhalb der Basis des Steinmergelkeupers steigt Deuterium von $\delta\text{D} = -70 \text{ ‰}$ (Promille-Abweichung

des Deuterium-Gehalts bezogen auf den Meerwasser-Standard SMOW) bis auf Werte von -30 ‰ bis -10 ‰ an, die für immobile Porenlösungen in tiefen Sedimentbecken typisch sind.

Ein monotoner Anstieg von δD im unteren Teil der Profile läßt sich als Resultat molekularer Diffusion des isotopischen Fingerprints zirkulierenden Grundwassers in die Porenlösungen der Sedimente unterhalb des Steinmergelkeupers über die zurückliegende geologische Zeit verstehen. In beiden δD -Profilen sind dem monotonen Anstieg jedoch relative Minima aufgesetzt, die durch hydrodynamisch aktive Wasserwegsamkeiten bewirkt sind.

Tatsächlich gab es in der Tiefenlage dieser relativen Minima Lösungszuläufe, die anlässlich von Pumptests beprobt werden konnten und mit den Porenlösungen vergleichbare Isotopengehalte zeigen. Diese Tiefenverteilung der Grund- und Porenwasseralter wird durch die Profile des radiogenen Heliums bestätigt, das mit zunehmender Tiefe über mehrere Größenordnungen ansteigt (Abb. 38).

Die neuen Methoden zur Isotopen- und Edelgasuntersuchung der Porenlösungen in Bohrkernproben haben sich als sehr nützlich erwiesen zur Datierung des Tiefengrundwassers in gering bis geringst wasserdurchlässigen Sedimenten.

Durch „Leachen“ der Bohrkernproben mit destilliertem Wasser und Bestimmung des Salzgehaltes aus der ausgelaugten Chloridmenge bezogen auf das Porenwasser in der Gesteinsprobe wurden außerdem Salinitätsprofile gewonnen, die zur Kalibrierung eines numerischen Zirkulationsmodells für saline Tiefengrundwässer herangezogen werden können.

3.6.3 Grundwasserneubildung

A. MARGANE

Die Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet wurde mittels vier verschiedener Methoden berechnet:

- aus der Differenz der mittleren monatlichen Niedrigwasserabflüsse (MoMNQ nach DEMUTH 1993) zwischen den Abflußmeßstationen der Aller bei Walbeck und Alleringersleben,
- mit Hilfe des Programmes NASIM (Niederschlags-Abfluß-Simulation; BfG 1997),
- aus Bodenwasserhaushaltsberechnungen nach RENGER & STREBEL (1980) und RENGER & WESSOLEK (1992), GFE (1997) und
- mit Hilfe des Programmes GWD (Grundwasserangebot, LANGKUTSCH et al. 1998).

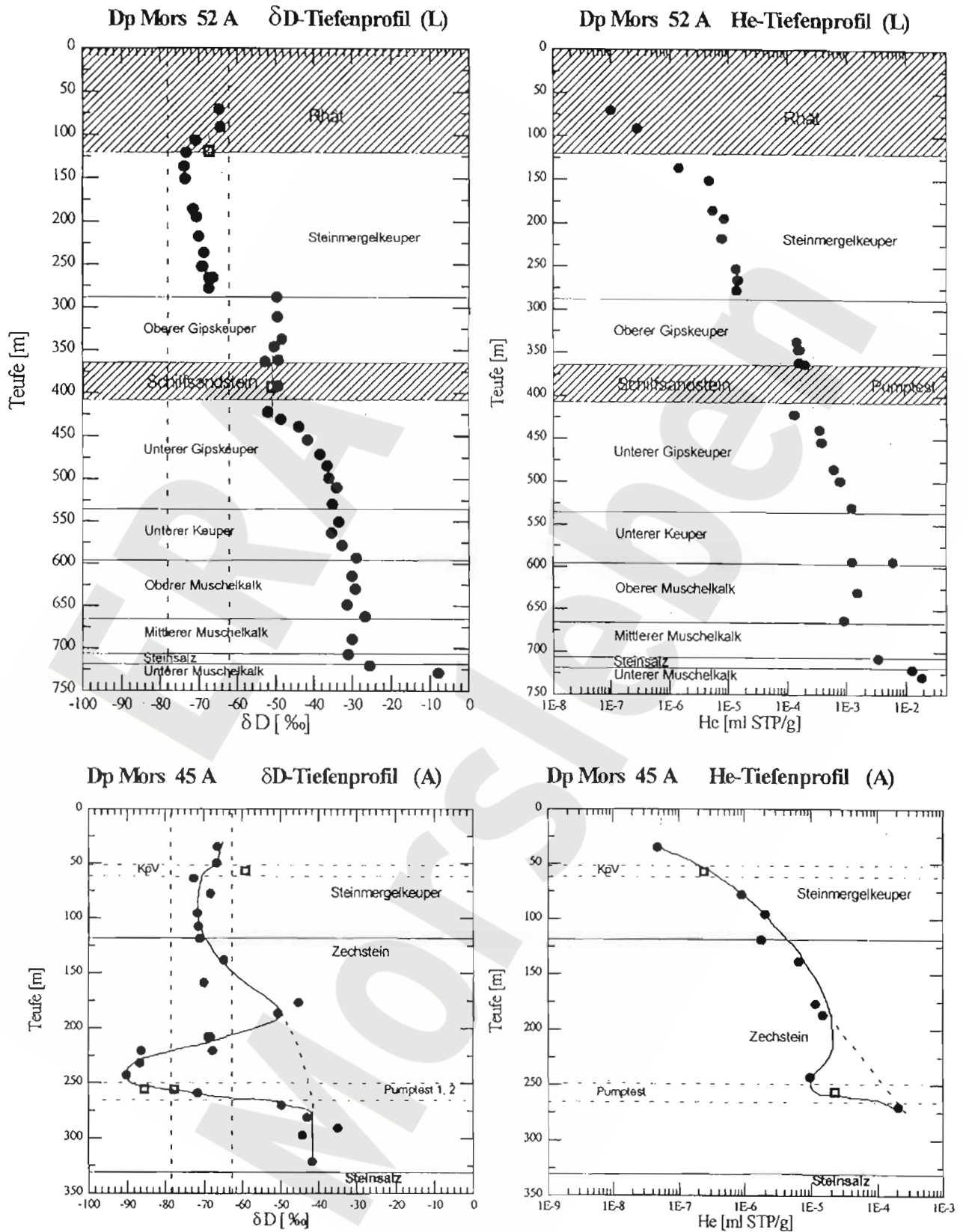


Abb. 38: δD- und He Tiefenprofile, Dp Mors 52A und 45A

In Tabelle 22 sind die Ergebnisse o.g. Untersuchungen zusammengefaßt. Um vergleichbare Werte zu erhalten, wurden die in BfG (1997) und GFE (1997) dargestellten Werte bzgl. Grundwasserentnahme, Zwischenabfluß und Einzugsgebietsgröße korrigiert.

Die Tabelle zeigt bezüglich der mittleren Grundwasserneubildungsraten (GWN) eine gute Übereinstimmung. Es ist aber zu beachten, daß z.T. unterschiedliche Ausgangsdaten (Niederschlag, Nutzungsarten, Bodenarten, etc.) und Bezugszeiträume verwendet wurden und die Angaben z.T. bezogen sind auf verschiedene Einzugsgebiete (oberirdisch/unterirdisch). Dies erschwert einen exakten Vergleich untereinander.

Die Berechnungen mit dem Programm GWD bieten ebenso wie die Berechnungen der Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushalt den Vorteil einer flächendifferenzierten Darstellungsmöglichkeit der Grundwasserneubildung.

Tabelle 22: Übersicht über die Ergebnisse der Berechnungen der Grundwasserneubildung

Berechnungsverfahren	Gebiet	Bearbeitung durch	Fläche [km ²]	mittlere GWN [mm/a]	Bezugszeitraum
MoMNQ-Verfahren nach DEMUTH	EZGu Alleringersleben - Weferlingen	BfG	ca. 97,3	~ 115	Abflußjahre 1972-95
	EZGu Alleringersleben - Walbeck	BfG	58,0	126	Abflußjahre 1972-95
NASIM	EZGo Alleringersleben - Weferlingen	BfG	97,3	108	Kalenderjahre 1989-95
	EZGo Alleringersleben - Walbeck	BfG	58,6	117	Kalenderjahre 1989-95
	EZGo Alleringersleben - südl. Schwanefeld	BfG	49,1	118	Kalenderjahre 1989-95
GWD	EZGo Alleringersleben - Weferlingen	BfG	97,3	96	Kalenderjahre 1972-95
Bodenwasserhaushalt nach RENGER et al.	EZGo Alleringersleben - südl. Schwanefeld	GFE	50,1	~ 80	Kalenderjahre 1901-50
GWD-Modell 2_1	EZGo Alleringersleben - südl. Schwanefeld	BGR	49,1	83	Kalenderjahre 1971-94
GWD-Modell 3	EZGu Alleringersleben - südl. Schwanefeld	BGR	44,6	84	Kalenderjahre 1971-94
GWD-Modell 4	EZGu Alleringersleben - Walbeck	BGR	58,0	87	Kalenderjahre 1971-94

(Korrekturwerte unter Berücksichtigung von Grundwasserentnahme und Zwischen- bzw. Direktabfluß)

Da die Neubildungsberechnungen aus dem Bodenwasserhaushalt bezüglich der Niederschlagsverteilung und der Abgliederung des Zwischenabflusses jedoch gewisse Unsicherheiten aufweisen, werden die Ergebnisse der GWD-Modellberechnungen als am realistischsten eingeschätzt. Zudem beziehen sich die Ergebnisse der Bodenwasserhaushaltsberechnung auf das oberirdische Einzugsgebiet und müßten daher bezüglich des Zu-/Abstroms gegenüber dem unterirdischen Einzugsgebiet korrigiert werden.

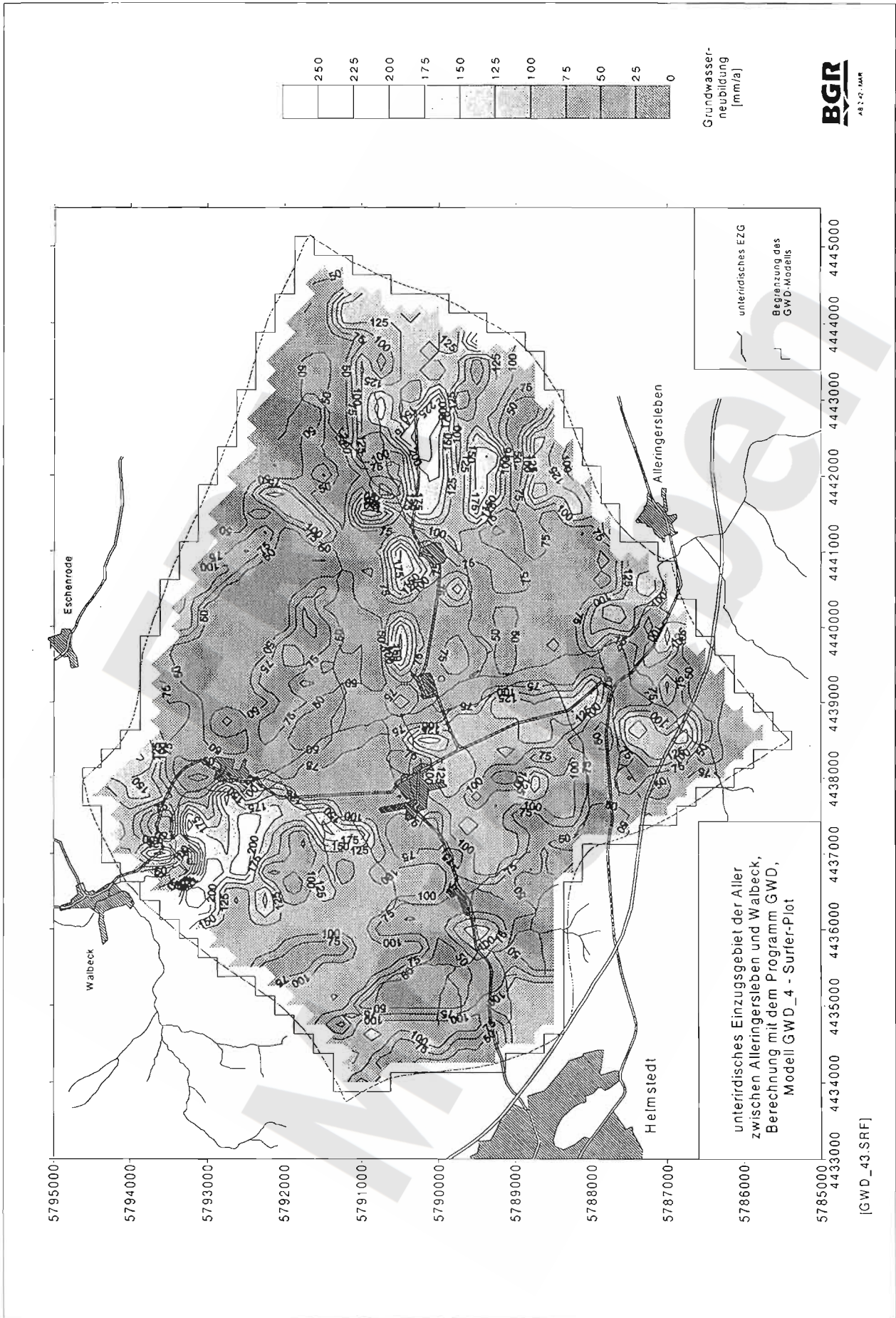


Abb. 39: Flächendifferenzierte Verteilung der Grundwasserneubildung

Die mittlere langfristige Grundwasserneubildungsrate unter derzeitigen Klimaverhältnissen und bei derzeitiger Verteilung von Bodenarten und Landnutzung beträgt somit für das unterirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld etwa 84 mm/a (hydraulisches Modellgebiet), für das Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck etwa 87 mm/a.

Die flächendifferenzierte Verteilung der Grundwasserneubildung ist in Abb. 39 dargestellt.

3.6.4 Bewegung des Grundwassers

3.6.4.1 Basisdaten zur Bewegung des Grundwassers

U. LANGKUTSCH

Die Beobachtungen der Standrohrspiegelhöhen in Grundwassermeßstellen liefern die wesentlichen Basisdaten zur Beschreibung der Grundwasserbewegung innerhalb des Süßwasserkörpers im Aquifersystem des Untersuchungsraumes Morsleben.

Dieser Datenfundus wird ergänzt durch Druckhöhen, die mit den hydraulischen Tests im offenen Bohrloch ermittelt wurden und als äquivalente Frischwasserspiegel, („fresh water heads“, definiert mit einer Dichte $\rho = 1,0 \text{ g/cm}^3$), angegeben sind: zusammengestellt in LANGKUTSCH et al. (1998). Für durchlässige Formationen liefern diese „Head“-Diagnosen i.d.R. vertrauenswürdige und repräsentative Frischwasserpotentiale mit einer Toleranz $\pm 1 \text{ m}$. Für sehr gering durchlässige Formationen (Testintervalle) konnten entweder keine „Heads“, teilweise nur ein oberer oder ein unterer Grenzwert oder aber nur „Heads“ mit einer größeren Bandbreite (Dekameter) ermittelt werden.

Die Grundwasserdruckspiegel unterliegen innerjährigen und langjährigen Schwankungen. Die Amplituden der Ganglinien sind je nach struktureologischer und hydrostratigraphischer Positionierung unterschiedlich stark ausgeprägt. Bei der 25 jährigen Reihe der Hy Hmt-GWM - alle auf dem Lappwald - wurden Amplituden $\leq 2 \text{ m}$ bis $> 10 \text{ m}$ (Extremwert Hy Hmt 10/70 sogar ca. 20 m) registriert. Alle Ganglinien sind in LANGKUTSCH et al. (1997) dokumentiert. Die Ergebnisse einer Testreihenauswertung von Standrohrspiegelhöhen an 74 ausgewählten GWM (in LANGKUTSCH et al. 1998) ermöglichen eine Charakterisierung der hydraulischen Verhältnisse und eine Einordnung der gemessenen Standrohrspiegelhöhen in das klimatische Geschehen bzw. in den Wasserkreislauf.

Im Süßwasser ist das Potentialgefälle aus dem Vergleich der Standrohrspiegelhöhen verschiedener GWM ermittelbar. Auf diese Weise wurde der Hydroisohypsenplan konstruiert (Anl. 8). In den tieferen Teilen des Deckgebirges über und neben der Salzstruktur Morsleben ist das

Grundwasser mehr oder weniger salzhaltig und besitzt eine höhere und auch variierende Dichte $\rho > 1 \text{ g/cm}^3$ (Kap. 3.6.2.1). In diesen Bereichen lassen sich die Druckverhältnisse nicht mehr allein aus dem Vergleich der Standrohrspiegelhöhen herleiten. In diesen Fällen müssen zur Abschätzung horizontaler Bewegungstendenzen gemessene Absolutdruckwerte unter Beachtung der Dichteprofile des Porenwassers in den von den GWM durchteuften Formationen auf ein gemeinsames Bezugsniveau umgerechnet werden.

Als Basisinformation sind weiterhin die Grundwasserentnahmen der kommunalen Wasserwerke zu beachten:

- Die Wasserfassung Helmstedt übt einen signifikanten Einfluß auf das Strömungsregime aus.
- Die Anlage besteht aus 8 Einzelbrunnen, die auf dem Lappwald über eine 5 km Nord-Süd-Erstreckung verteilt sind und dabei im Brunntal (Mühlengraben bei Bad Helmstedt) mit 5 Brunnen - davon 3 direkt im Talgrund - konzentriert auftreten. Die Brunnen sind im Jura (juhe) und im Rhät (ko(1) bis ko(3)) ausgebaut. Sie schöpfen nahezu das gesamte verfügbare Grundwasserdargebot aus. Die Grundwasserförderung betrug für den Zeitraum 1971 bis 1996 im Mittel $1,460 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$. In den Grundwassermeßstellen der Stadtwerke Helmstedt werden seit 1972 Grundwasserstandsbeobachtungen durchgeführt. Der Ausgangszustand vor Aufnahme der Förderung ist somit nicht durch Messungen belegt.
- Die Wasserfassung Beendorf besteht nur noch aus einem Brunnen südwestlich Beendorf auf der Lappwald-Scholle im Bereich der Keuper-Gleitmassen. Im Jahre 1982 wurde dieser und weitere, inzwischen bereits liquidierte Brunnen errichtet, nachdem der vorherige Fassungsstandort südöstlich Beendorf aufgegeben wurde. Die dortigen Brunnen waren in den Kreidesanden verfiltert und förderten zuletzt infolge Überbeanspruchung des Dargebotes salinarbelastetes Grundwasser.
- Die seit 1981 stark reduzierte Fördermenge betrug im Mittel der letzten 10 Jahre (1987 bis 1996) $51\,050 \text{ m}^3/\text{a}$. Es existieren keine speziellen Grundwassermeßstellen zur Beobachtung des Einflusses auf das lokale Grundwasserregime. Der aktuelle hydrodynamische Einfluß auf das Grundwasserregime ist als relativ gering zu bewerten.

3.6.4.2 Bewegung des oberflächennahen Grundwassers

Die Bewegung des oberflächennahen Grundwassers wird durch den Hydroisohypsenplan (Anl. 8) veranschaulicht.

Der Hydroisohypsenplan spiegelt zum Meßzeitraum September 1996 ungefähr mittlere Grundwasserhöhen wider. Er zeichnet einen insgesamt stark generalisierten Isolinenverlauf, bei dem in 5 m-Hydroisohypsen abgestuft wurde. Die Grundwasserströmung ist naturgemäß von den

Hochflächen (Lappwald, Weferlinger Triasplatte) auf den Hauptvorfluter, die Aller, im Allertal gerichtet. Die seitlichen Zuflüsse zur Aller modifizieren dieses generelle Strömungsbild.

Die hydraulischen Toplagen im Untersuchungsgebiet liegen im Bereich der topographischen Toplagen. Auf dem Lappwald erreichen letztere ca. +190 m NN, auf der Triasplatte ca. +170 m NN und die generalisierten hydraulischen Toplagen $\geq +160$ m NN bzw. $\geq +150$ m NN. Die Aller tritt bei Alleringersleben (A01) mit ca. +115 m NN in das Untersuchungsgebiet (hydrogeologischer Modellraum) ein und verläßt dieses bei Walbeck (A06) mit ca. +95 m NN nach rd. 8 km Wegstrecke (direkte Distanz A01 - A06) wieder; das mittlere Gefälle des Vorfluters beträgt danach $I = 2,5 \text{ ‰}$. Das große hydraulische Gefälle im großräumigen Strömungsbild, insbesondere vom Lappwald zum Allertal ($< 2 \%$ bis $> 5 \%$) ist der augenfällige Ausdruck einer insgesamt sehr geringen Profildurchlässigkeit des Aquifersystems.

Die Grundwasserströmung ist im größten Teil des Untersuchungsgebietes bzw. des hydrogeologischen Modellraumes eine Kluftwasserströmung, die jedoch als eine äquivalent-poröse (Filter-) Strömung behandelt wird. Nur in den kretazischen und quartären Lockergesteinsbildungen ist eine echte Filterströmung realisiert. In den Sandsteinlagen des Lias, Rhät und Schilfsandsteins treten Mischformen von dominierender Kluftwasserbewegung und untergeordneter Porenwasserströmung auf.

Der Hydroisohypsenplan schließt das gesamte Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben (A01) und Walbeck (A06) ein. Wasserscheiden und Strombahnen bilden die äußeren Ränder des hydrogeologischen Modellraumes (Kap. 3.6.4.4).

Auf dem Lappwald vollzieht sich eine Grundwasserbewegung im wesentlichen innerhalb der Jura-Schichten (jusi bis juhe(o) = hydrostratigraphische Einheit L1) und des Rhät (ko(2b) bis ko(3b) sowie ko(1) 1 - 7, entspricht den hydrostratigraphischen Einheiten L3 sowie L5).

Im Raum Bad Helmstedt ist auf der Lappwald-Scholle eine markante, kesselartig gestaltete hydraulische Depression ausgebildet. Diese ist sowohl natürlich durch die Anlage des Mühlengrabens vorgegeben und zusätzlich deutlich anthropogen überprägt. Infolge der Wasserförderung unterfahren die Absenkungen signifikant das ursprüngliche Vorflutniveau an der Talsohle und die aktuellen Grundwasserdruckhöhen liegen ca. 10 m - 20 m darunter. Dadurch wird eine Infiltration von oberirdischem Abfluß ins Gebirge angeregt. Eine Quantifizierung ist gegenwärtig nicht möglich.

In den Schichten des unteren Rhät (ko(1) 1-7 bzw. L5) liegen die Druckhöhen absenkungsbedingt tiefer als in den hangenden Stockwerken des mittleren Rhät (ko(2b) bis ko(3b) bzw. L3) und des Jura (juhe bzw. L1). Der Hydroisohypsenplan widerspiegelt die generalisierten Druck-

spiegel der jeweils hangenden Horizonte (sogen. „schwebende Grundwasserhorizonte“ sind davon jedoch ausgenommen).

Die südwestlich einfallenden Rhätschichten streichen in Nähe des Ostrandes der Lappwald-Scholle aus. Im Bereich der Randschollen vollzieht sich der Grundwasserabstrom deshalb über Bildungen des Steinmergelkeupers und/oder Keupergleitschollen, während die das Verbreitungsgebiet der Kreidesande im Westen begrenzenden steilstehenden Juraschichten eine hydraulische Barriere bilden.

Mit dem Eintritt in die Allertalzone, d.h. in den Kreidesandaquifer und zugleich in die sandigen quartären Bildungen, ist unmittelbar eine signifikante Gefällereduzierung verbunden, die in der höheren Profildurchlässigkeit dieser Bildungen begründet ist.

Auf der Weferlinger Triasplatte vollzieht sich die Grundwasserströmung mit dem generellen Schichteinfallen. Kompliziertere, in Details nicht genau bekannte Lagerungsverhältnisse im Bereich der NE-Randstörungszone und damit verbundene differenziertere, in Details nicht nachvollziehbare Durchlässigkeitsunterschiede ermöglichen lokal auftretende artesische Druck-situationen.

Die beispielhaft untersuchten 74 Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen belegten bis auf eine Ausnahme, daß das durch die Filterstrecken erfaßte System den hier untersuchten Wasserkreislauf repräsentieren. Die Reaktionen dieses Systems auf Niederschlagsereignisse (Grundwasserneubildung) vollziehen sich relativ rasch. Die hydraulischen Druckübertragungen teilen sich praktisch sofort bis spätestens nach wenigen Monaten den verfilterten Horizonten mit. Der zeitliche Verlauf aller Spiegelhöhen ist im wesentlichen gleichartig. Unterschiede bestehen neben der zeitlichen Verschiebung in den Amplituden. Unterschiedliche Amplituden spiegeln die unterschiedlichen Speichereigenschaften im Kluft- bzw. Porenraum des Gebirges wider. Aus den Ganglinien können nur bedingt und nur in Einzelfällen Rückschlüsse auf grundwasserhydraulische Zusammenhänge zwischen hydrostratigraphischen Einheiten gezogen werden. Das ist u.a. auf die im Verhältnis zur Differenziertheit des hydrogeologischen Baues und zur Komplexität der hydrostratigraphischen Einheiten geringe Meßstellenzahl und die nicht immer idealen Filterpositionen im Untersuchungsraum zurückzuführen.

Die einzige Ausnahme vom charakteristischen Ganglinienverlauf bildet die bei ca. 400 m unter GOK im Schilfsandstein (hydrostratigraphische Einheit L8) verfilterte GWM Dp Mors 55A, bei der nur sehr geringe Standrohrspiegelschwankungen erkennbar sind, die zudem auch nicht gleichartig zu den Spiegeländerungen der flachen GWM der Meßstellengruppe verlaufen. Der Schilfsandstein erscheint hier weitgehend vom Wasserkreislauf abgeschirmt.

3.6.4.3 Zweidimensionale vertikale Strömungsmodelle, Bewegung des tiefen Grundwassers

P. VOGEL

Bei jeder zweidimensionalen Betrachtungsweise der Grundwasserbewegung wird von der Annahme ausgegangen, daß Bewegungskomponenten senkrecht zur betrachteten Fläche vernachlässigbar sind gegenüber denen in der Fläche. Dies ist etwa dann der Fall, wenn die Hauptströmungsrichtung des Grundwassers in der Fläche des jeweiligen Modellschnitts gelegen ist. Zwar wird bei solchen zweidimensionalen Strömungsmodellen auf eine echte räumliche Nachbildung der hydrogeologischen Situation verzichtet. Dieser Einschränkung steht jedoch der Vorteil gegenüber, bei den Modellrechnungen den Einfluß der mit dem Salzgehalt veränderlichen Dichte des Grundwassers auf das Strömungsfeld berücksichtigen zu können. Entsprechende, numerisch effiziente 3D-Programme befinden sich derzeit erst in der Entwicklung bzw. Erprobung.

Die Grundwasserströmung ist naturgemäß von den Hochlagen (Lappwald-Scholle, Weferlinger Triasplatte) auf den Hauptvorfluter des Untersuchungsgebietes, die Aller, gerichtet. Dementsprechend fußen die zweidimensionalen vertikalen Strömungsmodelle zumeist auf hydrogeologischen Schnitten, die sich vom Lappwald durch das Allertal bis zur Triasplatte erstrecken. Die Nachbildung der Geometrie der Schichtenfolge im numerischen Grundwassermodell sowie die Wahl der hydraulischen Parameter erfolgte in enger Anlehnung an die hydrogeologischen Vorgaben. Die numerischen Rechnungen wurden unabhängig voneinander mit den Programmen SUTRA, NAMMU und METROPOL durchgeführt. Die Ergebnisse der Rechnungen stimmen qualitativ überein, was die Verlässlichkeit der Aussagen zur Grundwasserbewegung erhöht.

Die berechnete Verteilung der Grundwasserdichte weist im unteren Bereich der Lappwaldmulde nahezu gesättigte Sole auf. In den Aquitarden des Allertales nimmt die Grundwasserdichte mit der Teufe zu. Frischwasserverhältnisse herrschen vor in den Einstrombereichen von Lappwald-Scholle und Triasplatte und in den oberflächennahen Aquiferen des Allertales. Diese Ergebnisse stimmen tendenziell überein mit den an Wasserproben bestimmten Grundwasserdichten und den aus Induction-Logs ermittelten Dichte-Tiefenverteilungen des Grundwassers.

Das berechnete Grundwasserströmungsfeld zeigt im Bereich der topographischen Hochlagen von Lappwald-Scholle und Triasplatte Einstrom in das Modellgebiet. Der Bereich der Aller stellt den Vorfluter dar. Innerhalb der Allertalzone kommt dem Kreide-Aquifer eine dominante Bedeutung für die natürliche Grundwasserbewegung zu. Die Bewegung tiefer Grundwässer ist durch das Auftreten von Konvektionszellen gekennzeichnet. Deutlich ausgeprägt ist ein solches Bewegungsmuster im Bereich der hoch salinaren Wässer der Lappwaldmulde zwischen den Steinsalzlagerstätten des Gipskeuper und der Modellbasis. Die Allertalzone bildet den zentralen

Aufstiegsbereich tiefer Grundwässer. Bahnlinienberechnungen und zugehörige Laufzeitbestimmungen zur Charakterisierung möglicher Freisetzungspfade zeigen, daß das Hutgestein die wesentliche geologische Barriere innerhalb des Deckgebirges über dem Salzstock bildet.

Durch geophysikalische Bohrlochmessungen und hydraulische Tests wurden an mehreren Lokationen erhöhte Durchlässigkeiten im Hutgestein nachgewiesen, davon einige in der Schichtenfolge Deckanhydrit/Grauer Salzton/Leinekarbonat (DGL). Eine Ausdehnung dieser potentiellen Freisetzungswege über die gesamte Mächtigkeit des Hutgesteins kann nicht ausgeschlossen werden.

Durchgeführte Modellrechnungen zeigen, daß die Einfügung der Schichtenfolge DGL allein noch keinen wesentlichen Einfluß auf das berechnete Grundwasserströmungsfeld hat. Sie erlangt jedoch hydraulische Bedeutung in dem Fall, daß aus dem lösungsgefülltem Grubengebäude durch Konvergenz des umgebenden Salzgesteins Salzlösung ausgepreßt wird. In diesem Fall kann über die Schichtenfolge DGL potentiell kontaminierte Salzlösung bis in die oberflächennahen Aquifere gelangen. Als einer der sensitiven Parameter erweist sich bei den entsprechenden Modellrechnungen die Größe des ausgepreßten Lösungsstromes.

3.6.4.4 Regionales Grundwassermodell

U. LANGKUTSCH

Die Simulation der Grundwasserströmungsvorgänge im Deckgebirge über und neben der Allertal-Salzstruktur erfolgt auf der Grundlage entsprechend schematisierter hydrogeologischer Strukturen und Systemeigenschaften (Parameter) innerhalb eines definierten Untersuchungsraumes.

Der Fachbericht Hydrogeologische Modellbildung (LANGKUTSCH et al. 1997) faßt den Bearbeitungs- bzw. Kenntnisstand der Auswertungen bezüglich der hydrogeologischen Modellbildung (Geometrie, Parameter, Grundwasserbewegung, Grundwasserneubildung, Grundwasserdichte) zusammen. Im Fachbericht Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen (LANGKUTSCH et al. 1998) erfolgten dazu u.a. einige Parameter-Ergänzungen sowie ausführliche Darstellungen der Grundwasserneubildung und der Wasserbeschaffenheit.

Das hydrogeologische Modell als regionales Grundwassermodell für die 3D-Modellierung wird danach durch folgende Berandungen und Randbedingungen beschrieben.

Die seitlichen, vertikalen Ränder werden durch die hydraulischen Grenzen des unterirdischen Einzugsgebietes der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck als denkbar weiteste Grenzen definiert. Es sind sowohl Wasserscheiden als auch orthogonal zu den Isopotentiallinien auf die Wasserscheiden verlaufende Strombahnen. Referenzannahme: no flow.

Das Modellgebiet innerhalb diesen Grenzen beträgt ca. 58 km².

Innerhalb dieses Rahmens sind die zu unterscheidenden hydrostratigraphischen Einheiten bezüglich ihrer Geometrie und ihrer hydraulischen Parameter definiert (Kap. 3.6). Der untere Modellrand (hydraulisch undurchlässig) ist

- auf der Lappwald-Scholle:
Untergrenze Schilfsandstein (= Obergrenze Unterer Gipskeuper)
- auf der Weferlinger Triasplatte:
Basis Mittlerer Buntsandstein
- in der Allertalzone mit beiden Randstörungsbereichen:
Basis Deckgebirge (einschließlich Hutgestein) über dem Zechsteinsalinar.

Die no-flow-Referenzannahme wird bei der Betrachtung von Auspreßszenarien später durch einen entsprechenden Quellterm am Salzspiegel verändert.

Der obere Modellrand kann entweder durch eine Festpotentialrandbedingung oder durch eine Flußrandbedingung definiert werden. Im ersten Fall wird das Fixpotential aus dem Hydroisohypsenplan bzw. aus den gemessenen Standrohrspiegelhöhen abgeleitet; im zweiten Fall werden die Infiltrationsraten aus der Grundwasserneubildung abgeleitet.

Aus der hydrogeologischen Modellstruktur wird ein Finite-Elemente-Modell generiert. Im Zuge der Modellkalibrierung werden die erarbeiteten geometrischen Beziehungen und hydraulischen Parameter auf Plausibilität geprüft und ggf. sinnvoll variiert.

4 Zusammenfassung und Bewertung der Erkundungsergebnisse

G. - H. STORK

Stratigraphie und Petrographie

Das Liegende des Zechsteins, die Schichtenfolge vom Mitteldevon bis zum Oberrotliegend, ist aus den nahegelegenen Aufschlüssen des Flechtinger Höhenzuges und aus zahlreichen Bohrungen bekannt. Wegen seiner geringen Relevanz für das ERAM wurde auf spezielle Untersuchungen verzichtet.

Für die Ausbildung und Mächtigkeit der salinaren Gesteine des Zechsteins ergab sich anhand der Ergebnisse der Grubenkartierung, der neuen Erkundungsbohrungen und der EMR-Messungen eine gegenüber den bisher vorhandenen Unterlagen deutlich verbesserte Informationsdichte und damit eine detailliertere Darstellung. Das gleiche gilt für die Ausbildung und Lage des Salzspiegels und der Zechsteinbasis.

Die „Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen“ mit den Erläuterungen und geologischen Profilen belegt den gegenüber früheren Kartierungen deutlich verbesserten Kenntnisstand zu den Schichten der Trias und des Juras.

Bei der Bearbeitung der Oberkreide wurden die Alleringerslebener Schichten wie bisher in die hohe Oberkreide eingestuft. Eine bei der Bearbeitung ebenfalls diskutierte Einstufung in das tiefe Tertiär ist für die Beurteilung des Endlagerstandortes von mehr akademischem Interesse.

Ablagerungen des Tertiärs sind nur in der Allertalzone und auf der Weferlinger Triasplatte in isolierten Vorkommen erhalten geblieben. Ihre Ausbildung und ihre Höhenlage haben wichtige Erkenntnisse zum Ablauf von Subrosion und tektonischen Bewegungen geliefert.

Mächtige Quartärablagerungen treten nur in der Allertalzone auf. Aus den unterschiedlichen Höhenlagen präglazialer Schotter in der Allertalzone und auf den Hangschultern des Allertals ergeben sich Hinweise auf das Ausmaß der Subrosion unter glazialen Bedingungen sowie auf geringe neotektonische Verstellungen. Das Untersuchungsgebiet wurde dreimal vom Inlandeis überdeckt, das jeweils bis zum Harznordrand reichte.

Strukturgeologie

Auf der Grundlage normaleismischer Messungen und aller vorliegenden Bohrergebnisse konnte die Entwicklung der Salzstruktur Allertal rekonstruiert werden. Beginnend mit dem Unteren Gipskeuper kam es zum Auseinandergleiten des Deckgebirges (Floßtektonik) und zum Eindringen von Salz in die entstandene Spalte. Vermutlich bis zum Ende des Unteraltb setzte

sich der Salzaufstieg fort. Nach einer Zeit gleichmäßiger Absenkung bis zum Turon wurden alle bis dahin vorhandenen Senkungsgebiete von dem Inversionsereignis im Santon und den begleitenden Kompressions- und Hebungsvorgängen erfaßt. Dabei kam es zu erneuter Salzzufuhr (aus dem SW) und zur Bildung der NE-vergenten Isoklinalfalten im südwestlichen und mittleren Teil der Salzstruktur. Die Hebungstendenz mit Wechsel von lückenhafter Sedimentation und Abtragung hielt bis zum Ende der Oberkreide an. Weitere mit Abtragung verbundene strukturbildende Prozesse fanden im Tertiär statt. Die Salzstruktur Allertal geriet durch eine Gesamtabtragung von ca. 1 500 m mesozoischer Schichten seit dem Campan endgültig in den Bereich der Subrosion.

Der strukturelle Bau des Hutgesteins konnte mit den Internstrukturen im Salinar verknüpft werden. Die größten Mächtigkeiten des Hutgesteins liegen über dem mittleren Bereich der Salzstruktur mit ihrem NE-vergenten Isoklinalfalten. Im nordöstlichen Teil, in dem der Hauptanhydrit in aller Regel nicht bis zum Salzspiegel reicht, sind die Mächtigkeiten deutlich geringer.

Nach den geologischen Befunden zeigen die obersten ca. 50 m des Hutgesteins, vor allem in den Hochlagen, Verkarstungserscheinungen (Dolinen), die mit jüngeren Sedimenten gefüllt sind.

Subrosion

Während der höchsten Oberkreide und des Tertiärs bildeten sich über der Salzstruktur Allertal Subrosionssenken, in denen die entsprechenden Sedimente abgelagert und vor der Erosion geschützt wurden. Im Quartär setzte sich unter glazialen Bedingungen die Subrosion fort. Unter den heutigen Klimabedingungen und bei dem mächtigen Hutgestein und Deckgebirge findet gegenwärtig am Salzspiegel praktisch keine Subrosion statt.

Hydrogeologie

Das hydrogeologische Modellgebiet wurde so gewählt, daß an den vertikalen Rändern und am unteren Rand kein Grundwassereinstrom bzw. -ausstrom stattfindet. Das tatsächlich bearbeitete Gebiet geht zwangsläufig etwas über diese Grenzen hinaus. Für die verschiedenen hydrogeologischen Einheiten in der Lappwald-Scholle, der Allertalzone und der Weferlinger Triasplatte wurden jeweils Durchlässigkeiten, effektive Porositäten und Dichten des Grundwassers aus hydraulischen Tests und Laboranalysen bestimmt. Die Durchlässigkeiten zeigen für die verschiedenen Einheiten die erwarteten großen Unterschiede, die Dichte des Grundwassers nimmt generell mit der Tiefe zu.

Das oberflächennahe Grundwasser steht mit den lokalen Vorflutern in hydraulischer Verbindung. Der Grundwasserstrom ist von den morphologischen Hochlagen auf den Hauptvorfluter,

die Aller, gerichtet. Die Bewegung des tieferen Grundwassers vollzieht sich in einzelnen wasserleitenden hydrogeologischen Einheiten, die durch wasserhemmende Einheiten voneinander getrennt sind. Auch die Bewegung des tieferen Grundwassers erhält ihren Antrieb durch die Hochlagen des Grundwasserspiegels in der Lappwald-Scholle und der Weferlinger Triasplatte und das deutlich niedrigere Vorflutniveau der Aller. Von den hydraulischen Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten, ihrem räumlichen Bau und der Dichte des Wassers hängt ab, wie stark sich dieses Gefälle in den tieferen Untergrund auswirkt und dort zu einer Grundwasserbewegung führt.

Die in großer fachlicher Breite und mit großem Tiefgang durchgeführte geowissenschaftliche Erkundung und Beschreibung des Standortes Morsleben hat eine Fülle von neuen Erkenntnissen über die Salzstruktur Allertal, ihr Deck- und Nebengebirge und über die hydrogeologischen Verhältnisse erbracht.

Die in diesem Bericht „Geologische Standortbeschreibung“ zusammengefaßt dargestellten Daten und Erkenntnisse sind detailliert in einer Vielzahl von Fachberichten dargelegt und dokumentiert worden. Die geologische Standortbeschreibung insgesamt ist ein wesentlicher Baustein des im Rahmen des Planfeststellungsverfahrens erforderlichen Nachweises der Langzeitsicherheit.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
UND ROHSTOFFE

Im Auftrag

Projektleiter/Abteilungsleiter B2
Hannover, den 9. Dezember 1998

Arbeitspaketleiter/Sachbearbeiter
Hannover, den 9. Dezember 1998



(Dr. M. Wallner)
-Wiss. Dir.-



(G.-H. Stork)
-Wiss. Ang.-

5 Literaturverzeichnis

- AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. - Geol. Jb., C 19, 98 S.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R., BEST, G. & KOCKEL, F. (1991): Inversion tectonics in the north-west German basin. - In: SPENCER, A. M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. - Spec. Pub. Europ. Assoc. Petrol. Geoscientists, 1, 149 - 159.
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1996): Strukturübersicht und Lage der geologischen Schnitte 1 : 500 000. - In: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1 : 300 000 zsgst. von R. BALDSCHUHN, U. FRISCH, U. & F. KOCKEL; Hannover.
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1998): Der Salzkeil, ein strukturelles Requisite der saxonischen Tektonik. - Z. dt. geol. Ges., 149, 59 - 69, 5 Abb.; Stuttgart.
- BALZER, D. (1992): Petrologische Untersuchungen von Anhydrit- und Gipssteinen an ausgewählten Bohrprofilen aus dem Hutgestein des Allertaldiapirs. - Diss.; Universität Greifswald.
- BALZER, D. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Hutgesteins. - BGR, Archiv-Nr. 116622; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BALZER, D., KÄBEL, H., LANGKUTSCH, U., LOTSCH, D., TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1993): Projekt Morsleben - Grundlagen zur hydrogeologische Modellbildung. - BGR, Archiv-Nr. AB 1929/1993; Berlin [Unveröff.].
- BANDLOWA, T. (1992): Erdgasführung im Rotliegenden der Allertalzone und der angrenzenden Gebiete der Subherzynen Senke. - BGR, Archiv-Nr. 110335; Hannover [Unveröff.].
- BEER, W. (1990): Elektromagnetische Reflektionsmessungen - zwölf Jahre praktische Anwendungen und Ergebnisse. - Kali und Steinsalz, 10, 7/8, 226 - 232; Essen.
- BEHLAU, J., BORNEMANN, O. & MINGERZAHN, G. (1997): Erarbeitung eines geologischen Lagerstättenmodells Morsleben. - BGR, Archiv-Nr 116872; Hannover [Unveröff.].
- BENOX, D., LUDWIG, A. O., SCHULZE, W., SCHWAB, G., HARTMANN, H., KNEBEL, G. & JANUSZEWSKI, I. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark. - Hallesches Jb. Geowiss., 19, 83 - 114, 22 Abb., 2 Tab.; Halle (Saale).

- BERGLUND, B. E. [ed.] (1986): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. – 869 S., 40 Abb.; Chichester u.a. (John Wiley & Sons).
- BERNER, U. & FABER, E. (1997): Carbon isotope/maturity relationships for gases from algal kerogens and terrigenous organic matter. - Geol. Jb., **D 103**, 129 - 145, 8 figs; Hannover.
- BEST, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen an der Salzstruktur „Oberes Allertal“. - Z. dt. geol. Ges., **147** (4), 455 - 464, 4 Abb.; Stuttgart.
- BEST, G. (1997): ERA Morsleben, Reflexionsseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. - BGR, Archiv-Nr. 115984; Hannover [Unveröff.].
- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (1998): ERA Morsleben, Analyse der struktureologischen Entwicklung der Salzstruktur Oberes Allertal und ihrer Umgebung. - BGR, Archiv-Nr. 116873; Hannover [Unveröff.].
- BETTENSTAEDT, F. (1969): Blockbild vom Lehrter Salzstock. – In: GEORGI, K. H., GROETZNER, H. P., KEMPER, E., MUTTERLOSE, I. & NEUSS, K. P. (1979): Exkursionsführer zur Geländetagung „Kreide Niedersachsen“ der Subkommission für Kreide- Stratigraphie, 1.-5. Mai 1979, 75 S., 48 Abb.; Berlin, Braunschweig, Hannover.
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. - Tectonophysics, **137**, 127 - 170, 17 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. - Z. geol. Wiss., **8** (8), 1001 - 1018, 5. Abb., 2. Tab.; Berlin.
- BEUTLER, G. (1982): Über den Schilfsandstein der DDR. - Z. geol. Wiss., **10** (4), 511 - 525, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1978): Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht). - Z. geol. Wiss., **6** (4), 403 - 420, 7 Abb.; Berlin.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Sanden und Kiesen aus der Kornverteilungskurve. - Wasserwirtschaft-Wassertechnik **6** (11).
- BfG (1993): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1992. - BfG-Bericht-Nr. 0784; Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1994): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1993. - BfG-Bericht-Nr. 0865; Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1995): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1994. - BfG-Bericht-Nr. 0928; Koblenz [Unveröff.].

- BfG (1996): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1995. - BfG-Bericht-Nr. 0987; Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1997): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Wasserhaushaltsbericht 1996. – BfG; Koblenz [Unveröff.].
- BfS (1995): Vorkommen salinärer Lösungen in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben des ERA Morsleben. Lösungskataster. Eine Dokumentation. - 3 Bände, 5 Anlagen. - BfS, 31.07.1995; Braunschweig [Unveröff.].
- BGR (1994): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben, Durchführung und Dokumentation hydrochemischer Grundwasseranalysen, November 1992 - März 1994. – BGR, Archiv-Nr. 111109; Hannover [Unveröff.].
- BGR (1996): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben, Durchführung und Dokumentation hydrochemischer Grundwasseranalysen, Teil 1 und 2, April 1994 - Dezember 1995. – BGR, Archiv-Nr. 114984; Hannover [Unveröff.].
- BGR (1997): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben, Durchführung und Dokumentation hydrochemischer Grundwasseranalysen, Teil 1 und 2, Januar - Dezember 1996. – BGR, Archiv-Nr. 115774; Hannover [Unveröff.].
- BLESS, M. J. M., HOLLIDAY, D. W., JACOBSEN, F. L., KATZUNG, G., KOCKEL, F., MONKEVICH, K. H., SMILGIS, J. J., SUVEJZDIS, P. J. & WAGNER, R. (1992): Lithologic-palaeogeographical map Stassfurt - Series I : 1 500 000. - IGCP-Projekt No. 86: Southwest border of the East European Platform. Editor: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover.
- BORNEMANN, O. (1991): Zur Geologie des Salzstocks Gorleben nach Bohrerergebnissen. - BfS-Schriften **4/91**, 67 S., 13 Abb., 24 Anl., 5 Tab.; Salzgitter
- BORNEMANN, O., BEHLAU, J., FISCHBECK, R., KÄBEL, H. & MINGERZAHN, G. (1997): Bericht zur Geologie des Westquerschlages Marie. – BGR, Archiv-Nr. 116129; Hannover [Unveröff.].
- BRINKMEIER, G. (1925): Geologische Untersuchungen am Allergraben. - In: STILLE, H. (Hrsg.): Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik (I), Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., **95**, 1 - 31, 4 Taf.; Berlin.
- BURCHARDT, I. (1990): Salzer Dislokationszone und Eggersdorfer Keupermulde – Gleitschollen im postsalinaren Deckgebirge der subherzynen Senke. - Z. geol. Wiss., **18**, 837 - 446; Berlin.

- BURCHARDT, I. (1998): Geologische Bearbeitung von Trias und Jura mit Erarbeitung einer Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen. - Geologische Forschung und Erkundung (GFE) GmbH Halle. In: ALBRECHT, H. & BURCHARDT, I. (1998), - BGR, Archiv-Nr. 116621; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BURNETT, J. (1990): A new nannofossil zonation scheme for the boreal Campanian. - Newsletter of the Intern. Nannoplankton Assoc., **12** (3), 67 - 70; London.
- CLAYTON, C. (1991): Carbon isotope fractionation during natural gas generation from kerogen. - Marine and Petroleum Geology **8**, 232 - 240.
- COLENCO (EHRMINGER et al.) (1995a): Endlager Morsleben. 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Modellaufbau und Rechenfall R10. - Colenco-Bericht 3875/4; CH-Baden [Unveröff.].
- COLENCO (EHRMINGER et al.) (1995b): Endlager Morsleben. 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Modellvarianten der Rechenfälle R12-R25. - Colenco-Bericht 3875/15; CH-Baden [Unveröff.].
- COLENCO (EHRMINGER et al.) (1995c): Endlager Morsleben. 2D-vertikale Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Salzwasserverhältnissen. Modellaufbau und Rechenfälle R01, R02. - Colenco-Bericht 3875/25; CH-Baden [Unveröff.].
- COLENCO (EHRMINGER et al.) (1997): Endlager Morsleben. 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung und der Radionuklidausbreitung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Modellvarianten der Rechenfälle R010-R012 und eindimensionaler Radionuklidtransport. - Colenco-Bericht 3875/33; CH-Baden [Unveröff.].
- COSTA, L. & MANUM, S. B. (1988): The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1 - D15) and the Miocene (D16 - D20). - In: VINKEN, R. (Ed.), The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124. - Geol. Jb., **A 100**, 321 - 330, 1 Abb.; Hannover.
- DBE (1996a): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1993. - Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH (DBE), Projekt 9M, PSP-Element 21225031; Peine [Unveröff.].
- DBE (1996b): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1994. - Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH (DBE); Peine [Unveröff.].
- DBE (1996c): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1995. - Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH (DBE); Peine [Unveröff.].
- DBE (1997): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1996. - Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH (DBE); Peine [Unveröff.].

- DEMUTH, S. (1993): Untersuchung zum Niedrigwasser in West-Europa. - Freiburger Schriften zur Hydrologie, **1**; Freiburg i. Br.
- DOCKTER, I., LANGBEIN, R., SEIDEL, G. & UNGER, K. P. (1970): Die Ausbildung des Unteren und Mittleren Keupers in Thüringen. - Jb. Geol., **3**, 145 - 194, 14 Abb., 7 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- DÖHNER, C. (1965): Vorschlag zur Ansprache des Makrogefüges von Salzgesteinen. - Kalimitt. des Kaliforschungsinstitutes Sondershausen, **1**, 1 - 2; Sondershausen.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. - Geol. Rundsch., **77** (1), 127 - 141; Stuttgart.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper - Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland).- Z. dt. geol. Ges., **117**, 620 - 662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DUVAL, B., CRAMEZ, C. & JACKSON, M. P. A. (1992): Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. - Marine Petrol. Geol., **9**, 389 - 404, 15 Abb.; Oxford.
- EISENBURGER, D., GUNDELACH, V., KAHNT, W., SCHMIDT, R. & THIERBACH, R. (1998): EMR-Messungen im Endlager für radiative Abfälle Morsleben (ERAM) – Bereich Nordstrecke – Abbau 1a, 1. Sohle. – BGR, Archiv Nr. 117430; Hannover [Unveröff.].
- ERD, K. (1973a): Pollenanalytische Untersuchungen im Pleistozän der DDR. – Abh. zentr. geol. Inst., **18**, 1 - 7, 1 Tab.; Berlin.
- ERD, K. (1973b): Vegetationsentwicklung und Biostratigraphie der Dömnitz-Warmzeit (Fuhne/Saale 1) im Profil von Pritzwalk (Prignitz). – Abh. zentr. geol. Inst., **18**, 9 - 48, 3 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- ERD, K. (1973c): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss., **1**, 1087 - 1103, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- ERD, K. (1995): Pollenanalysen aus den Holstein-Interglazialen von Börln und Wildschütz in Nordsachsen. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., **2** (1), 69 - 77, 1 Abb.; Kleinmachnow.
- EWALD, J. (1858): Bericht über ein neues Vorkommen von Gesteinen der Kreideformation in der Provinz Sachsen.-(In Kapitel A: Verhandlungen der Gesellschaft. Protokoll der November (1857) Sitzung.) - Z. dt. Geol. Ges., **10**, (1) : 8 - 9; Berlin.
- EWALD, J. (1858): Über das Vorkommen der Kreideformation mit *Belemnites quadratus* bei Morsleben. – Z. dt. Geol. Ges., **10**, 226 S.; Berlin.

- FENNER, J. M. (1998): ERA Morsleben, Zusammenfassende Darstellung der paläontologisch - biostratigraphischen Ergebnisse im Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur Oberes Allertal, Teil: Mesozoische und Tertiäre Sedimente. - BGR, Archiv-Nr. 116691; Hannover [Unveröff.].
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – 479 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Gustav Fischer).
- ██████████ (1996): Bericht über die Entwicklung der Lösungszutritte in der Schachtröhre der Grube Marie vom 01.01.1996 bis 30.06.1996. – DBE; Morsleben [Unveröff.].
- FLÖRCHINGER, L., THIESSEN, J. & JUNG, H. P. (1996): Bericht über die „Salzstockunterschließung“, Tiefenmigration und Tiefenstreckungen im Bereich des Endlagers für radioaktive Abfallstoffe in Morsleben 1994; - Geco-Prakla-Bericht vom 25.01.1996 [Unveröff.].
- FRICKE, R. & JUNG, P. (1995): Bericht über die normalseismischen Messungen im Bereich des Endlagers für radioaktive Abfallstoffe in Morsleben 1994; Feldmessung und Datenverarbeitung. - GECO-PRAKLA-Bericht vom 29.08.1995 [Unveröff.].
- FRICKE, S. & VOLKMAR, E. (1995): Projekt Morsleben, Sicherung und Auswertung bohrlochgeo-physikalischer Daten aus dem Bohrprogramm 1988 - 1990, Bohrungskurzberichte. - Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen (BLM) mbH. Erstellt im Auftrag des BfS; Storkow [Unveröff.].
- FULDA, E. (1929): Über „Anhydritklippen“. - Kali und verwandte Salze, **23** (9), 129 - 133.
- GAERTNER, H., SEITZ, R., WOLFF, H. & HEIDLER, H. D. (1995): Ergebnisbericht Flachseismische Messungen Morsleben. - Bericht der GGD; Leipzig [Unveröff.].
- GERLING, P., IDIZ, E., EVERLIEN, G. & SOHNS, E. (1997): New aspects on the origin of nitrogen in natural gas in northern Germany. - Geol. Jb., **D 103**, 65 - 84, 11 figs, 1 tab.; Hannover.
- GERLING, P., MITTAG-BRENDEL, E., SOHNS, E., FABER, E. & WEHNER, H. (1995): Tiefengas - Genese und Verteilungsmuster der Erdgase im Norddeutschen Becken. - BGR, Archiv-Nr. 112440; Hannover [Unveröff.].
- GERLING, P., PISKE, J., RASCH, H. J. & WEHNER, H. (1996): Paläogeographie, Organofazies und Genese von Kohlenwasserstoffen im Staßfurt-Karbonat Ostdeutschlands - (2) Genese von Erdölen und Erdölbegleitgasen. - Erdöl Erdgas Kohle, **112**, 152 - 156.

- GFE (1994): Ermittlung der boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerte der Grundwasserneubildung im Raum des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben. - Gutachten erstellt im Auftrag der BGR; Halle [Unveröff.].
- GFE (1997): Ermittlung der boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerte der Grundwasserneubildung im Raum des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben. - Gutachten erstellt im Auftrag des BfS; Halle [Unveröff.].
- GIESEL, W. & HOLZ, A. (1970): Das anomale geothermische Feld in Salzstöcken - Quantitative Deutung an einem Beispiel. - Kali u. Steinsalz, **5**, (8).
- GOLDER ASSOCIATES (1995 - 1996a): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Abschlußberichte geologische Feldaufnahme. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte, erstellt im Auftrag des BfS; Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1995 - 1996b): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Technische Abschlußberichte. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte, erstellt im Auftrag des BfS; Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1996 - 1997c): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Abschlußberichte Geophysikalische Bohrlochmessungen. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte, erstellt im Auftrag des BfS; Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1996 - 1997d): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Abschlußberichte Dokumentation GWM. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte erstellt im Auftrag des BfS; Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1996e): Übertägige Standorterkundung ERA MORSLEBEN; Bohrlochberichte hydraulisches Testing. - Golder Associates GmbH. Lokationsberichte erstellt im Auftrag des BfS; Celle [Unveröff.].
- GRISSEMANN, C., CZORA, C. & KOSS, G. (1998) : Untertägige Temperaturmessungen im Rahmen der geowissenschaftlichen Standorterkundung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 116704; Hannover [Unveröff.].
- GRISSEMANN, C., EISENBURGER, D., GUNDELACH, V., KAHNT, W., SCHMIDT, R. & THIERBACH, R. (1998a): EMR-Messungen im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) – Bereich Ostsattel 2 und 4. Sohle. – BGR, Archiv Nr. 117293; Hannover [Unveröff.].
- HALE, F.V. & TSANG, C. F., (1988): A code to compute Borehole Fluid Conductivity Profiles with multiple Feed Points. - NAGRA Technischer Bericht **88-21**, Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle; Baden, Schweiz.

- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156 - 1167; Washington.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – In: C. K. WILGUS, B. S. HASTINGS, C. G. St. C. KENDALL, H. W. POSAMENTIER, C. A. ROSS & I. C. van WAGONER (Herausg.), *Sea Level Research - An Integrated Approach*. – Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub., **42**, 71 - 108.
- HARDING, T. P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **69**, 582 - 600, 13 Abb.; Tulsa.
- HAZEN, A. (1892): Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in infiltration. – *Ann. Re. Mass. State, Bd. Health* **24**, 541 – 556; Boston.
- HEMMANN, M. (1968): Zur Ausbildung und Genese des Leinesteinsalzes und Hauptanhydrits (Zechstein 3) im Ostteil des subherzynen Beckens. – 214 S., 52 Abb., 17 Anl., 2 Tab., 21 Taf.; Diss. Bergakademie Freiberg.
- HERDE, W. (1953): Die Riedel-Gruppe im zentralen Teil des Nordwestdeutschen Zechsteingebildes. (Stratigraphie, Genese und Paläogeographie). – 127 S., 16 Abb., 3 Tab., 30 Taf.; Diss. Univ. Göttingen.
- HERRMANN, A. G. (1992): Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). Lösungszuflüsse in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben: Stoffbestand, Herkunft, Entstehung. Eine Dokumentation für 1991. – *BfS-Schriften*, **5/92**, 481 S.; Salzgitter.
- HERRMANN, A. G. (1993): Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). Lösungsvorkommen in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben: Stoffbestand, Herkunft, Entstehung. Eine Dokumentation für 1992. – *BfS-Schriften*, **11/93**, 237 S.; Salzgitter.
- HERRMANN, A. G. (1994): wie oben. Eine Dokumentation für 1993, 304 S., TU Clausthal, Bericht im Auftrag des BfS [Unveröff.].
- HERRMANN, A. G. (1995): wie oben. Eine Dokumentation für 1994, 290 S., TU Clausthal, Bericht im Auftrag des BfS [Unveröff.].
- HERRMANN, A. G. (1996): wie oben. Eine Dokumentation für 1995, 280 S., Göttingen, Bericht im Auftrag des BfS [Unveröff.].
- HERRMANN, A. G. (1997): wie oben. Eine Dokumentation für 1996, 93 S., Göttingen, Bericht im Auftrag des BfS [Unveröff.].

- HERRMANN, A. G. (1998): wie oben. Eine Dokumentation für 1997, 86 S., Göttingen, Bericht im Auftrag des BfS [Unveröff.].
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke. - Nds. Akad. Geowiss., **4**, 5 – 18; Hannover.
- HOPPE, G. (1951): Die akzessorischen Schwerminerale in Eruptivgesteinen am Beispiel des Ramberggranits und anderer Harzer Gesteine. - *Geologica*, **9**; Berlin.
- IVERSEN, J. (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora. – 85 S., 453 Abb.; Jena (Gustav Fischer).
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. - *Geol. Jb.*, **A 10**, 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (1996): Mesozoikum und Tertiär zwischen Elm und Aller (Exkursion B2). - Kurzfassung der Vorträge und Exkursionsführer, 63. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, 28.–31. Mai 1996 in Helmstedt, S. 76 – 79; Hannover.
- JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (1997): Kartierbericht Geologische Karte von Niedersachsen
1 : 25000, Blatt Nr. 3732 Helmstedt, niedersächsischer Anteil. - NLFB, Archiv-Nr. 114464; Hannover [Unveröff.].
- KÄBEL, H. (1998): Projekt ERA Morsleben. Geologische Gesamtbewertung der Lösungszutritte in den Gruben Bartensleben und Marie. - BGR, Archiv-Nr. 116678; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- KÄBEL, H., LOTSCH, D., PUTSCHER, S., REMUS, W., SÖLLIG, A., TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987a): Geowissenschaftliche Analyse zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse in der weiteren Umgebung des Endlagerstandortes Morsleben. - ZGI Berlin, BGR-Archiv-Nr. 4105217; Berlin [Unveröff.].
- KÄBEL, H., LOTSCH, D., PUTSCHER, S., REMUS, W., SÖLLIG, A., TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987 b): Dokumentationsband 1 - zur geowissenschaftlichen Analyse ERAM 1987. Dokumentation zum Bohrprogramm ERA Morsleben 1983 - 1985. - ZGI Berlin, BGR-Archiv-Nr. 4105219; Berlin [Unveröff.].
- KANTOR, W. (1997): Dokumentation der Grundwasseranalysen, Januar - September 1997, Endbericht zu den Beprobungs- und Laboranalytischen Arbeiten 1992 - 1997. - BGR, Archiv-Nr. 116678; Hannover [Unveröff.].

- KEDVES, M. & HERNGREEN, G. F. W. (1980): Palynology of the stratotype of the Maestrichtian and the Gulpen Formation, Enci-Section, Maestricht, The Netherlands. - Pollen et Spores, **22**, 483 - 544, 15 Taf.; Paris.
- KIENEL, U. (1994): Die Entwicklung der kalkigen Nannofossilien und der kalkigen Dinoflagellatenzysten an der Kreide/Tertiär-Grenze in Westbrandenburg im Vergleich mit Profilen in Nordjütland und Seeland (Dänemark). - Berliner Geowissenschaftl. Abh., **E12**, 87 S., 3 Tab., 15 Taf.; Berlin.
- KIRSCHMANN, W. (1913): Die Lagerungsverhältnisse des oberen Allertales zwischen Morsleben und Walbeck. - Z. prakt. Geol., **21**, 1 – 27; Berlin.
- KLOSKA, M. B. (1998): Neuauswertung von Testdaten aus dem Erkundungsprogramm 1988 - 1990, Abschlußbericht. - Bericht im Auftrag des BfS [Unveröff.].
- KOCKEL, F. (1991): Die Strukturen im Untergrund des Braunschweiger Landes. - Geol. Jb., **A 127**, 391 - 404, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- KOCKEL, F. (1995): Structural and paleogeographical development of the German North Sea Sector. - Beitr. regionale Geol. Erde, **26**, 96 S., 7 Abb., 16 Anl.; Stuttgart (Borntraeger).
- KOERT, N. (1923): Beitrag zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des obersten Allertals. - Jb. Preuß. Geol. L.-A., **42**, 516 - 554; Berlin.
- KÖRNER, H.-J. (1993): Geschwindigkeitsstudie Morsleben. - Bericht im Auftrag der BGR, Archiv-Nr. 116071; Hannover [Unveröff.].
- KOSCHYK, K. (1996): Auswertung von Bohrungsdaten für reflexionsseismische Interpretation. - NLFb-GGA-Bericht, Archiv-Nr. 115160; Hannover [Unveröff.].
- KOSMAHL, W. (1969): Zur Stratigraphie, Petrographie, Genese und Sedimentation des Gebänderten Anhydrits (Zechstein 2), Grauen Salztons und Hauptanhydrits (Zechstein 3) in Nordwestdeutschland. - Beih. Geol. Jb., **71**, 129 S., 1 Abb., 1 Tab., 29 Taf.; Hannover.
- KÖTHE, A. (1990): Paleogene dinoflagellates from northwest Germany. - Geol. Jb., **A 118**, 3 - 111; 13 Abb., 33 Taf.; Hannover.
- KRUTZSCH, W. (1965): Mikroflora und Stratigraphie im Grenzbereich Kreide/Tertiär der Bohrung Nennhausen 2 (vorl. Mitteilung). - Abh. Zentr. Geol. Inst., **1**, 171 - 174, 1 Tab.; Berlin.

- KRUTZSCH, W. unter Mitarbeit von BLUMENSTENGEL, H., KIESEL, Y. & RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mitteleozän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutionsstratigraphie der Vertebraten). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **186**, 137 - 253; Stuttgart.
- KRUTZSCH, W. & MIBUS, I. (1973): Sporenpaläontologischer Nachweis von kontinentalem Maastricht in Walbeck (Bezirk Magdeburg, DDR). – Abh. Zentr. Geol. Inst., **18**, 99 - 108, 1 Abb., 9 Taf.; Berlin.
- KRUTZSCH, W. & PROKOPH, A. (1992): Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie, Palynologie). – Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **134**, 117 - 133; Hannover.
- KUGLER, H. & VILLWOCK, G. (1995): Morphogenetische Kartierung Untersuchungsgebiet ERA Morsleben. - ARGE Geologische Forschung und Erkundung GmbH Halle und Aerocard Delitzsch, Bericht im Auftrag des BfS; Halle [Unveröff.].
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – 462 S., 177 Abb., 54 Tab.; Jena, Stuttgart, New York (Gustav Fischer).
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1960): Zur Frage des „Sangerhäuser Anhydrits“. - Geologie, **9**, 778 - 787; Berlin.
- LANGKUTSCH, U., KÄBEL, H., MARGANE, A. & SCHWAMM, G. (1998): Projekt ERA Morsleben, Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen. - BGR, Archiv-Nr.. 116906; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- LANGKUTSCH, U., KÄBEL, H., OSTIN, M. & SCHWAMM, G. (1997): Projekt Morsleben, Hydrogeologische Modellbildung. - BGR, Archiv-Nr. 116079; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- LEYDECKER, G. (1986): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 1000 - 1981. - Geol. Jb., **E 36**, 3 - 83, 7 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- LEYDECKER, G. (1998): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 – 1993 (für Schadenbeben bis 1998). - Erweiterter Datenfile, BGR; Hannover.
- LEYDECKER, G. & AICHELE, H. (1998): The Seismogeographical Regionalisation for Germany.- The Prime Example of Third Level Regionalisation. – Geol. Jb., **E 55**, 85 - 98, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

- LITT, T. (1990): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Gröbern und Grabschütz. – *Altenb. nat. wiss. Forsch.*, **5**, 92 - 105, 5 Abb., 3 Tab.; Altenburg.
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. Unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes. – *Dissertationes Botanicae*, **227**, 1 – 185, 50 Abb., 10 Tab., 4 Beil.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- LOTSCH, D. (1998a): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär. - BGR, Archiv-Nr. 116620; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- LOTSCH, D. (1998b): Projekt Morsleben, Geologische Schichtenverzeichnisse der Bohrungen Dp Mors xx/94 - 95 und xx/88 - 90. – BGR, Archiv-Nr. 116625; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- LOTSCH, D., SELTENHEIM, J. & ZIERMANN, H. (1996): Projekt Morsleben, Endgültige Schichtenverzeichnisse der quartärgeologischen Flachbohrungen Dp Mors 75/93 - 85/93, 90/93, 91/93 und der Rammkernsondierungen RKS Mors 1/94 - 74/94. - BGR, Archiv-Nr. 114732; Berlin/Hannover [Unveröff.].
- MALLET, CH. & PACQUANT, C. (1954): *Erdstaudämme*. – Berlin (Verlag Technik).
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. – In: E. FARINACCI (Ed.), *Proc. II. Planktonic Conference, Roma 1970*, **2**, 739 - 785; Rom.
- MARTINI, E. & RITZKOWSKI, S. (1968): Was ist das „Unter-Oligocän“? - *Nachr. der Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math.-Physik. Klasse*, **1968** (13), 231 – 250; Göttingen.
- MARTINI, E. & RITZKOWSKI, S. (1969): Die Grenze Eozän/Oligozän in der Typus-Region des Unteroligozäns, *Coll. sur l'Eocène, Paris 1968*. - *Mem. B.R.G.M.*, **29**, 233 – 239; Paris.
- MENNING, M. (1997): Geologische Zeitskala der Mark Brandenburg. - *GeoForschungsZentrum Potsdam*. 1 Tab.; Potsdam.
- MEYER, K.-J. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Hetendorf. – *Geol. Jb.*, **A 21**, 87 - 105, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, A., ORTMANN, R. & EISSMANN, L. (1988): Die Schwerminerale im fluviatilen Quartär des mittleren Saale-Elbe-Gebietes - Ein Beitrag zur mitteleuropäischen Flußgeschichte. - *Altenbg. naturwiss. Forsch.*, **4**, 1 - 70; Altenburg.

- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. – Geol. Jb., **A 21**, 107 - 140, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- MUNDRY, E., (1984): On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case. - Geophysical Prospecting, **32**, 336 - 346; The Hague, Netherlands.
- NIEBUHR, S. & ERNST, G. (1991): Faziesgeschichte und Entwicklungsdynamik von Campan, Maastricht und Eozän im Beienroder Becken (E-Niedersachsen). – Z. dt. geol. Ges., **142**, 251 - 283, 9 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- POWELL, A. J. (1991): A stratigraphical index of dinoflagellate cysts. – British Micropal. Soc., 290 S.; London.
- PREUSS, H., VINKEN, R. & VOSS, H. H. (1991): Symbolschlüssel Geologie. - Hrsg. NLfB u. BGR; 328 S., 1 Abb., 21 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- REMPEL, E. (1993): Paläogeographische Analyse und KW-Führung des basalen Zechsteins in der subherzynen Senke. - BGR, Archiv-Nr. 111891; Hannover [Unveröff.].
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. – Wasser und Boden, **32**, 262 - 366.
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1992): Qualitative Aspekte zur Nitratverlagerung. - Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **68**.
- RICHTER, G. (1936): Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. - In: Festschrift für H. STILLE; 116 – 136; Stuttgart (Enke).
- RITZKOWSKI, S. & LIETZOW, A. (1996): Entwicklungsgeschichte der Helmstedter Antikline und ihrer Randsenken seit dem Mittel-Eozän. - Kurzfassung der Vorträge und Exkursionsführer, 63. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, 28. - 31. Mai 1996 in Helmstedt, S. 21; Hannover.
- RÖTTGER, B., FLUCHE, B., VOSS, W. & REHLI, H. J. (1992): Elektromagnetische Messungen mittels Hubschrauber im Umfeld des ERA Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 109870; Hannover [Unveröff.].
- RUSSEL, D. E. (1964): Les Mammifères Paleocenes d'Europe. - Mem. du Mus. Nat. d' Hist. Nat., M.S.C., **8**, Edit. du Mus.; Paris.
- SCHILDKNECHT, F. (1997): Direkte Messungen von Porenwasserdrücken in Grundwassermeßstellen. – BGR, Archiv-Nr. 116498; Hannover [Unveröff.].
- SCHILDKNECHT, F. (1998): Ermittlung von Porenwasserdichten aus geophysikalischen Bohrlochmessungen. – BGR, Archiv-Nr. 117043; Hannover [Unveröff.].
- SCHMIERER, Th. (1909): Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. - Z. dt. geol. Ges., **61**, Monatsberichte, 499 - 514, 2 Abb.; Berlin.

- SCHMIERER, Th. (1914): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Helmstedt (1 : 25 000) mit Erläuterungen, Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt; Berlin.
- SCHMIERER, Th. (1914a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Weferlingen (1:25.000) mit Erläuterungen, Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt; Berlin.
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. - Ber. Reichsamt f. Bodenforsch. 1942, **4/6**, 61 - 77, 2 Abb.; Wien.
- SCHRÖDER, E. (1940): Zur Gliederung des mittleren Keupers in der Thüringer Mulde. - Beitr. Geol. Thür., **5** (1938), 34 - 41; Jena.
- SCHULZE, G. (1962): Die Salzlagerstätte des Allertal„grabens“.- in LÖFFLER, J. (1962): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik.- Freiburger Forsch.-H., **C 97/III**, 347 S., 135 Abb., 89 Tab.; Berlin (Akademie-Verl.).
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. - Z. angew. Geol., **10** (7), 338 - 348, (8), 403 - 413; Berlin.
- SCHUSTER, K. (1968): Methodische und apparative Entwicklungen geothermischer Verfahren für Anwendungen im Bergbau und in der Tiefenerkundung. - Freib. Forsch. H., **C 332**, Geophysik.
- SCHWANDT, A. (1973/74): Zusammenhänge zwischen Geologie und Zuflüssen von Salzlösungen und Wässern in Kali- und Steinsalzgrubenfeldern des Saale-Unstrut- und Nordharz-Kaligebietes. - Jb. Geol., **9/10**, 175 - 260; Berlin.
- SENGPIEL, K. - P., (1988): Approximate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground. - Geophysical Prospecting, **36**, 446 - 459; The Hague, Netherlands.
- SIEMANN, M. G. (1996): Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der Evaporite und Salzlösungen im Bereich „Bunte First“ der Grube Marie. - Bericht im Auftrag des BfS, 145 S.; Clausthal-Zellerfeld [Unveröff.].
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, **56** (1), 37 - 65; Amsterdam.
- SONNTAG, C. (1998): Interpretation der Isotopen-, Edelgas- und Salinitätsuntersuchungen an Grundwasserproben und am Porenwasser in frischen Bohrkernproben aus dem hydrogeologischen Untersuchungsgebiet des ERA Morsleben. - Bericht im Auftrag des BfS, Entwurf [Unveröff.].
- STIEWE, H. (1992): Gravimetrische Untersuchung der Allertalzone im Raum Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 109682; Berlin/Hannover [Unveröff.].

- STRAHL, J. (1998): Zusammenfassender Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 20 Bohrungen aus dem Erkundungsprogramm Endlager Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 116367; Hannover [Unveröff.].
- THIELE (1972): Ermittlung des natürlichen Temperaturfeldes im Bereich der Grube Bartensleben. FB BI-E-18-42, Teil 2. - VEB Gaskombinat Schwarze Pumpe, Brennstoffinstitut Freiberg [Unveröff.].
- THIEM, G. (1906): Hydrogeologische Methoden. - Leipzig (Gebhardt).
- THIERBACH, R. (1974): Electromagnetic Reflections in Salt Deposits. - Journal of Geophysics, **40**, 633 - 637; Belfast.
- THIERBACH, R. & MAYRHOFER, H. (1979): Elektromagnetische Reflexionsmessungen in Salzlagerstätten. - Proc. 5. Int. Symp. on Salt, 393 - 403; Northern Ohio Geol. Soc.; Ohio, USA.
- THIERBACH, R., SCHURICHT, R. & BEHLAU, J. (1997): EMR-Messungen im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). - BGR, Archiv-Nr. 116373; Hannover [Unveröff.].
- THOMSON, S. N., BRIX, M. R. & CARTER, A. (1997): Late cretaceous denudation of the Harz massif assessed by apatite fission track analysis. - 149. Hauptversammlung der DGG. Kurzfassung Vorträge Poster, **2**, 115; Jena.
- URBAN, B. (1995): Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, **52**, 175 - 185, 7 Abb.; Amsterdam.
- VOIGT, E. (1996): Zusammenfassender Abschlußbericht der Struktur- und Kluftauswertung der CBIL-Imagedaten des Projektes Morsleben. - Western Atlas Logging Services, Bericht im Auftrag des BfS; London/Den Helder [Unveröff.].
- WEBER, J. R. & WALLNER, M. (1998): Hydraulische Untersuchungen im Grubengebäude Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 117065; Hannover [Unveröff.].
- WEIGELT, J. (1939): Die Aufdeckung der bisher ältesten tertiären Säugetierfauna Deutschlands. - Nova Acta Leopoldina, N.F., **7** (50), 519 - 528; Halle.
- WEIGELT, J. (1942): Die alttertiären Säugetiere Mitteldeutschlands nach den Hallenser Grabungen im Geiseltal und bei Walbeck. - Preuß. Akad. Wiss., Votr. und Schriften, **12**; Berlin.
- WEIGELT, J. (1960): Paläogene Säugetiere Deutschlands: Die Arctocyoniden von Walbeck. - Freib. Forsch. H., **C 77**; Berlin.

- WESTERN ATLAS (1996 - 1997): Projekt Morsleben, Struktur- und Kluftauswertung basierend auf den CBIL-Imagedaten von Bohrungen. Lokationsberichte. - Western Atlas Logging Service / Atlas Geosciences. Bericht im Auftrag des BfS; London [Unveröff.].
- WILL, H.-J. (1953): Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. - 288 S.; - Diss. Univ. Tübingen.
- WILL, H.-J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. - Beih. Geol. Jb., **54**, 240 S., 50 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- WILLIAMS, G. L. & BUJAK, J. P. (1985): Mesozoic and Cenozoic dinoflagellate cysts. In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B., PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, **2**, 847 - 964; Cambridge.
- WILLIAMS, G. L., STOVER, L. E. & KIDSON, E. J. (1993): Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the northern hemisphere. - Geol. Surv. Canada, **92 - 10**, 1 - 137; Ottawa.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. - Geotekt. Forsch., **32**, 1 - 65, 32 Abb., 7 Beil.; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1925): Die Störungszone des oberen Allertals. - Jb. Preuß. geol. L.-A., **45**, 89 - 97, 1 Taf.; Berlin.
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand - flache Abscherbahn oder Wrench-Fault-System? - Geol. Rdsch., **77** (1), 101 - 114; Stuttgart.
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. - Tectonophysics, **137**, 389 - 420, 11 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- ZIERMANN, H., ZWIRNER, R. & HEDERICH, N. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Quartärs. - BGR, Archiv-Nr. 116619; Hannover [Unveröff.].
- ZIRNGAST, M. (1997): ERA Morsleben, Flachseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. - BGR, Archiv-Nr. 116374; Hannover [Unveröff.].
- ZWANZIG, W. (1928): Die Zechsteinlagerstätte im oberen Allertal bei Wefensleben-Belsdorf. - Kali, **22**, 21 S., 10 Abb. (Diss. der TH Berlin); Halle.

6 Abkürzungsverzeichnis

A _o	Oberirdischer Abfluß
A _u	Unterirdischer Abfluß
A _z	Zwischenabfluß
AC	Borehole-Compensated-Acoustic-Log
ALT	seismische Station Altmark
API	American Petroleum Institute
ARGE	Arbeitsgemeinschaft
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz, Salzgitter
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
BLM	Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen mbH, Storkow
C _{org}	organischer Kohlenstoff
CAL	Kalibermessung (4 CAL = 4-Arm-Kaliber-log)
CBIL	Circumferential-Borehole-Imaging-Log
CN	Compensated-Neutron-Log
CRA	Complex Reservoir Analysis
DBE	Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe, Peine
DGL	Schichtenfolge Deckanhydrit/Grauer Salzton/Leinekarbonat)
DIFL	Dual Induction Focussed Log
DIR	Directional-Survey-Log
DLL	Dual-Latero-Log
Dp Mors	Deponiebohrung Morsleben
DWD	Deutscher Wetterdienst
EM	Elektromagnetik
EMR	Elektromagnetisches Reflektionsmeßverfahren, Untertage-Radar
ERA	Endlager für radioaktive Abfälle
ERAM	Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben
EZG _o	Oberirdisches Einzugsgebiet
EZG _u	Unterirdisches Einzugsgebiet
FCON	Fluid-Conductivity-Log
GE	Gamma-Einheit
GFE	Geologische Forschung und Erkundung GmbH, Halle
GG	Gamma-Gamma Messung
GGA	Grunddaten geologischer Aufschlüsse (Datenspeicher des ZGI)

GGD	Geowissenschaftliche Grunddatenbank
GGD	Gesellschaft für Geowissenschaftliche Dienste mbH, Leipzig
GK 25	Geologische Karte 1:25 000
GN	Große Normale:
GOK	Geländeoberkante
GR	Gamma-Ray-Log
GWD	Grundwasserdargebot
GWM	Grundwassermeßstelle
GWN	Grundwasserneubildung
Hmt	Helmstedt (Bohrungskurzbezeichnung)
Hy Mors	Hydrogeologische Bohrung Morsleben
IGRF	Internationales geomagnetisches Referenzfeld
K	Geschwindigkeitsgradient,
k_f -Wert	Durchlässigkeitsbeiwert
Kb Mors	Kartierungsbohrung Morsleben
KN	Kleine Normale
KPV	Kurzpumpversuch
MoMNQ	mittlerer monatlicher Niedrigwasserabfluss
MSK	seismische Intensitätsskala nach Medvedev-Sponheuer-Karnik
NASIM	Niederschlags-Abfluß-Simulation
NE	Nordosten
NLfB	Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
NN	Normal-Null
NN	Neutron-Neutron Messung
PE	Photoelektrischer Effekt
RKS	Rammkernsondierung
SAAS	Staatliches Amt für Atomsicherheit (DDR)
SAL	Spülungswiderstand
SE	Südosten
SL	Spectrallog
SLV	Salzlösungsvorkommen
SM	Schwermineral
SP	Spontaneous Potential-Log
STAU	Staatliches Amt für Umweltschutz, Magdeburg
TEMP	Temperature-Log
TK	Topographische Karte
UTM	Universale Transversale Mercatorprojektion

UWG	Gesellschaft Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH, Berlin
Vi	Intervallgeschwindigkeit
VNN	Anfangsgeschwindigkeit
Vz	Intervallgeschwindigkeit in Tiefe z,
ZDL	Z-Density-Log
ZGI	Zentrales Geologisches Institut (DDR)

7 Anlagenverzeichnis

- 1 Karte der Mächtigkeit der quartären Sedimente, 1 : 10 000
- 2 Karte der Verbreitung und Mächtigkeit der Grundmoränen der Elster-Kaltzeit (älteres und jüngeres Elster-Stadial), 1 : 10 000
- 3 Geologische Karte des oberen Allertales zwischen Helmstedt, Weferlingen und Wefensleben ohne kretazische und jüngere Bildungen (Geologischer Rahmen), 1 : 25 000
- 4 Geologie am Salzspiegel (1 : 5 000)
- 5 Gesamtdarstellung der geologischen Profile (1 : 10 000)
- 6 Strukturkarte am Salzspiegel (1 : 10 000)
- 7 Geologischer Schnitt E - E' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur in Höhe Schacht Bartensleben, 1 : 2 000
- 8 Hydroisohypsenplan oberflächennahes Grundwasser (Zeitraum Sept. 1996), 1 : 50 000

Projekt Morsleben

Karte der Mächtigkeit der quartären Sedimente

Maßstab: 1 : 10 000

Wissenschaftliche Bearbeitung: H. Ziermann, BGR
R. Zvirner, Ingenieurbüro Wersche GmbH

Technische Bearbeitung: U. Maraschek, BGR

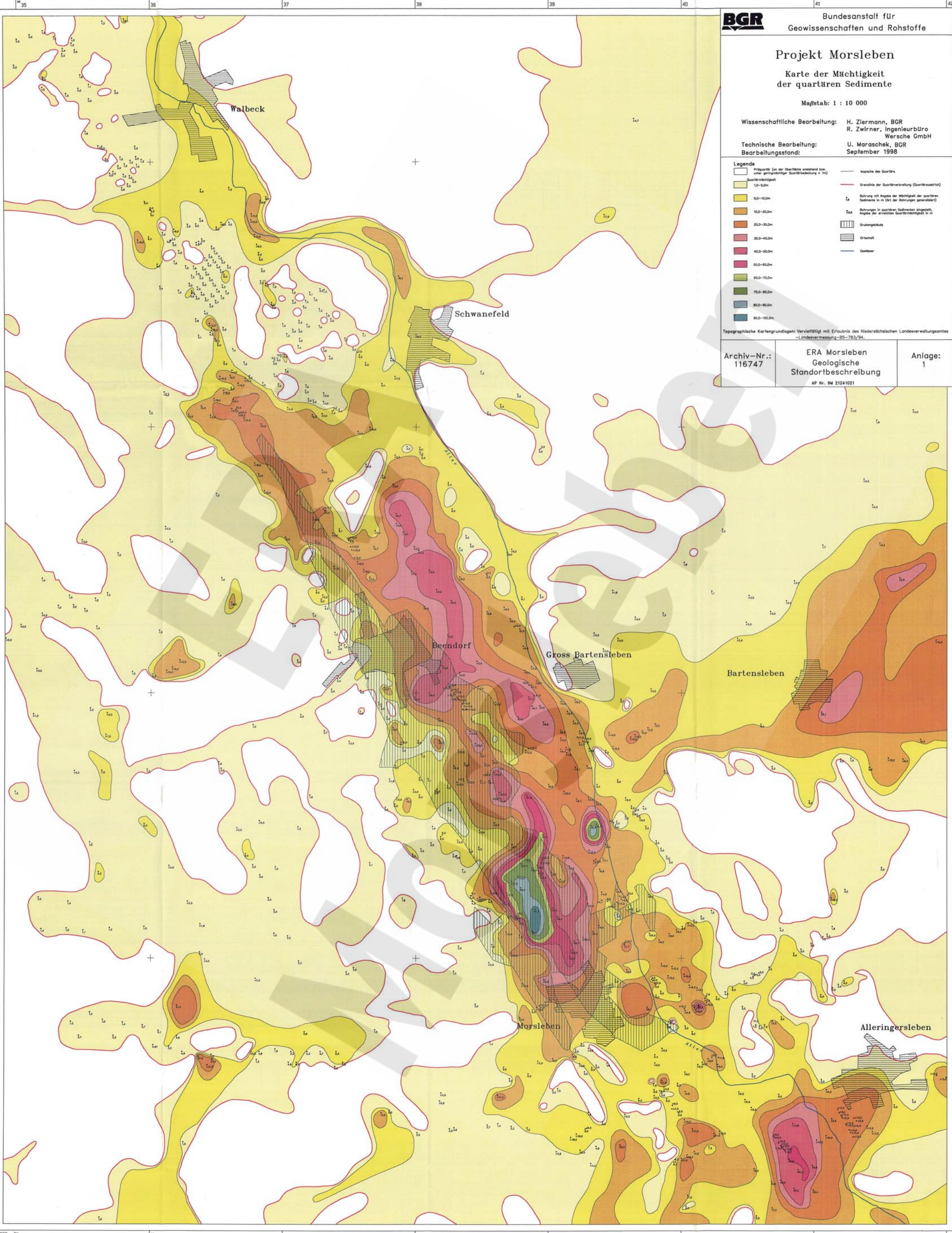
Bearbeitungsstand: September 1998

Legende

Präquartär (an der Oberfläche anstehend bzw. unter geringfügiger Quartärbedeckung < 1m)	Grenze des Quartärs
Quartär-mächtigkeit 0-5,0m	Grenze der Quartärverbreitung (Quartärverbreitung)
5,0-10,0m	Bohrung mit Angabe der Mächtigkeit der quartären Sedimente in m (N1 der Bohrungen genehmigt)
10,0-20,0m	Bohrung in quartären Sedimenten eingestuft, Angabe der erreichten Quartär-mächtigkeit in m
20,0-30,0m	Urbergelände
30,0-40,0m	Ortsteil
40,0-50,0m	Gewässer
50,0-60,0m	
60,0-70,0m	
70,0-80,0m	
80,0-90,0m	
90,0-100,0m	

Topographische Kartengrundlagen: Veröffentlicht mit Erlaubnis des Niedersächsischen Landesverwaltungsamtes - Landesvermessung - BS-763/94.

Archiv-Nr.: 116747	ERA Morsleben Geologische Standortbeschreibung AP Nr. SM 2124/021	Anlage: 1
--------------------	---	-----------





Golder Associates GmbH
Vorbruch 3
D-29227 Celle

Projekt Morsleben

Karte der Verbreitung und Mächtigkeit der Grundmoränen
der Elster-Kaltzeit
(älteres und jüngeres Elster-Stadial)

Maßstab: 1 : 10 000

Wissenschaftliche Bearbeitung: N. Hederich, Golder Associates GmbH
Technische Bearbeitung: J. Friebe, Golder Associates GmbH
Bearbeitungsstand: 02.09.1998

Legende

- | | |
|--|--|
| Mächtigkeitbereich 1-5 m | Verbreitung Elster 2-Grundmoräne |
| Mächtigkeitbereich 5-10 m | Verbreitung Elster 1-Grundmoräne |
| Mächtigkeitbereich 10-20 m | Überlagerung von Elster 1 und Elster 2-Grundmoräne |
| Mächtigkeitbereich 20-30 m | |
| Mächtigkeitbereich 30-40 m | |
| Mächtigkeitbereich 40-50 m | |
| Mächtigkeitbereich 50-60 m | |
| Mächtigkeitbereich > 60 m | |
| Landsgrenze | |
| Fluß, Gewässer | |
| Ortschaft | |
| Grabengebiet | |
| 9.5 Bohrpunkt mit Mächtigkeitangabe in m | |

Topographische Kartengrundlagen: Vervielfältigt mit Erlaubnis des Niedersächsischen Landesvermessungsamtes
- Landesvermessung 85-783/94-

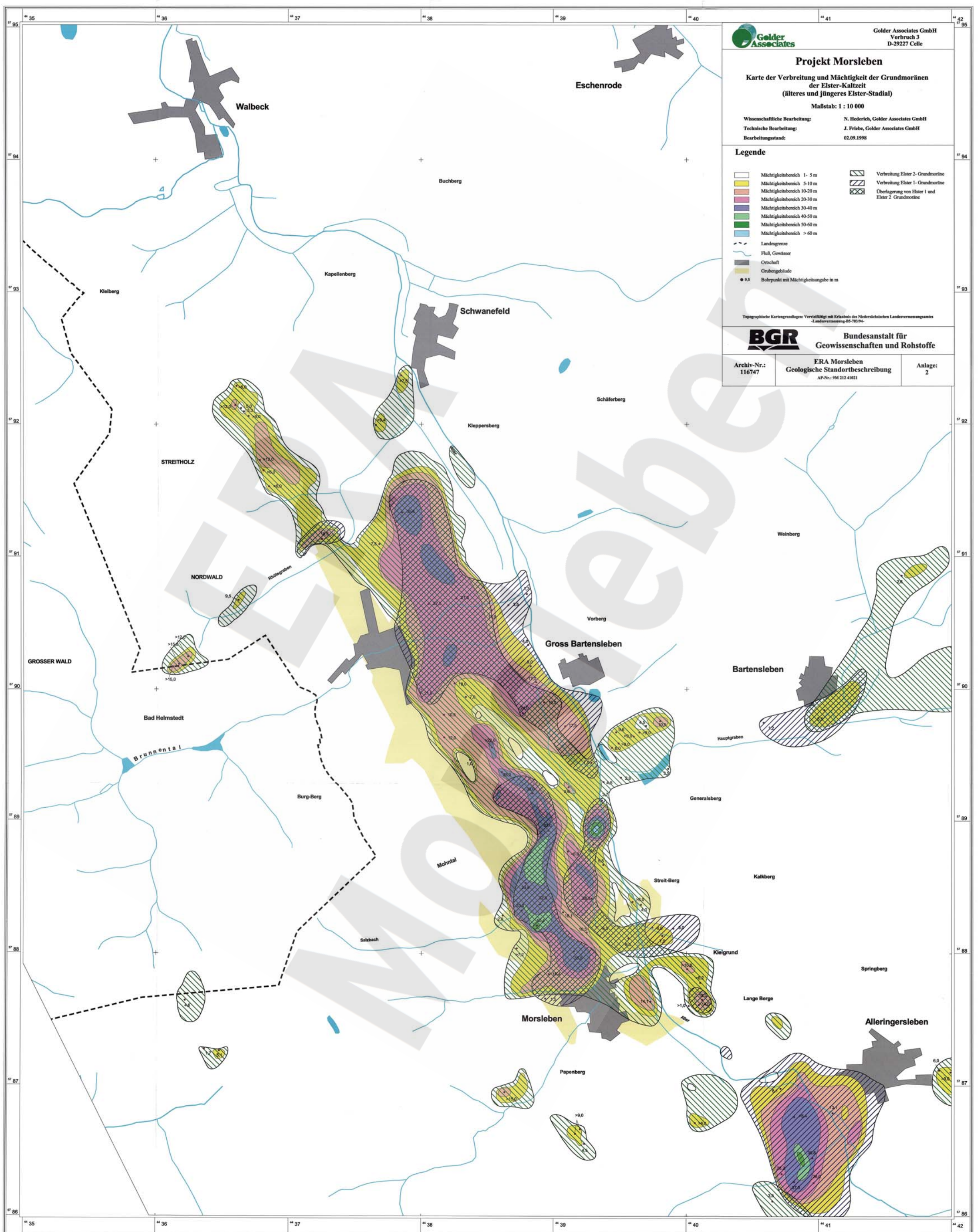


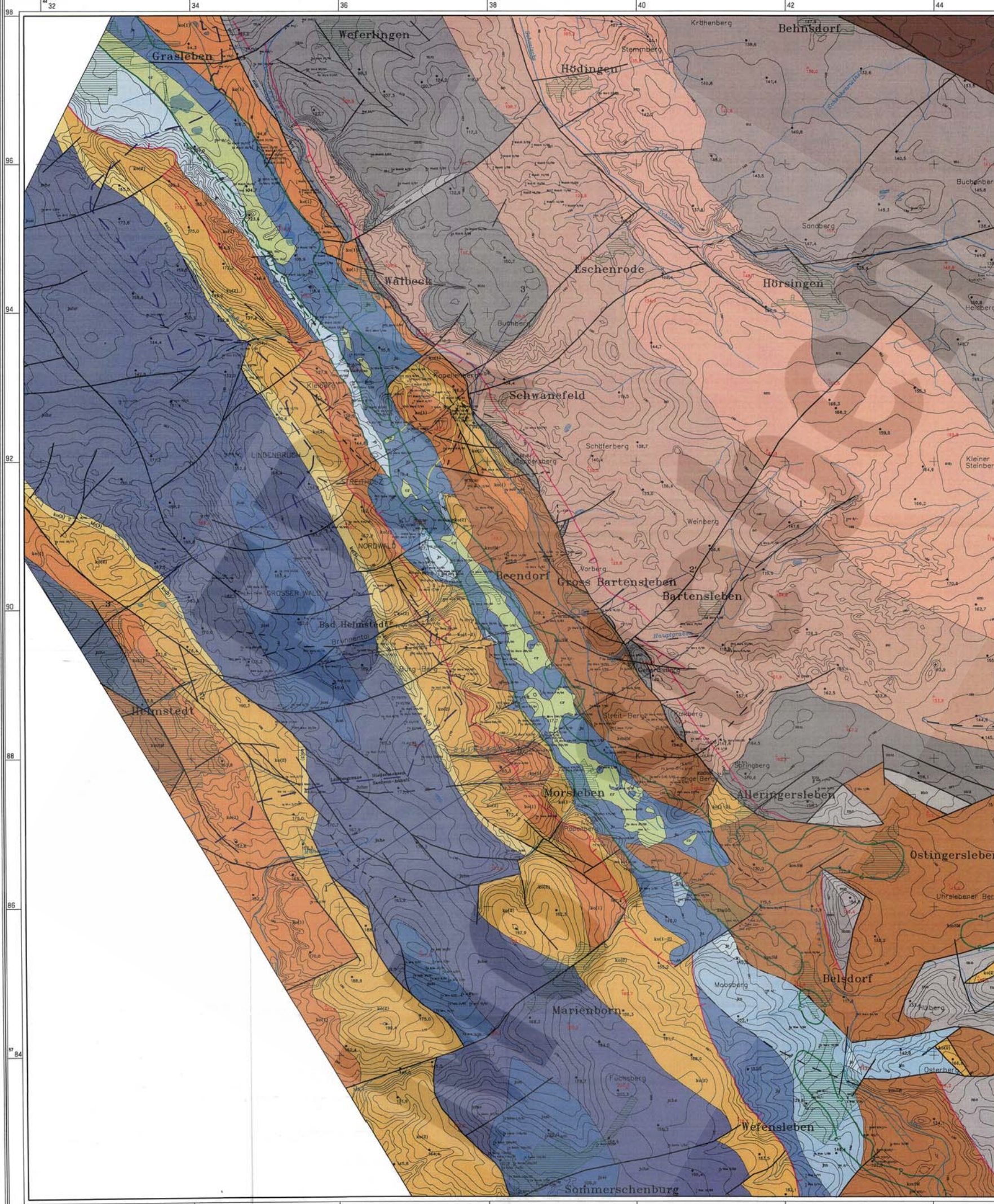
Bundesanstalt für
Geowissenschaften und Rohstoffe

Archiv-Nr.:
116747

ERA Morsleben
Geologische Standortbeschreibung
AP-Nr.: 9M 212 41021

Anlage:
2





Projekt Morsleben

Geologische Karte
des oberen Allertales zwischen Helmstedt,
Weferlingen und Wefensleben
ohne kretazische und jüngere Bildungen
(Geologischer Rahmen)

Maßstab: 1 : 25 000

Wissenschaftliche Bearbeitung: Dr. I. Burchard, GFE GmbH

Technische Bearbeitung: U. Maraschek, BGR

Bearbeitungsstand: 30.11.1998

Topographische Kartengrundlagen:
Vervielfältigt mit Erlaubnis des Niedersächsischen Landesverwaltungsamtes
-Landvermessung-BS-793/94.

Archiv-Nr.:
116747

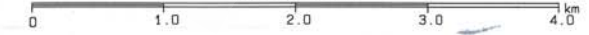
ERA Morsleben
Geologische
Standortbeschreibung

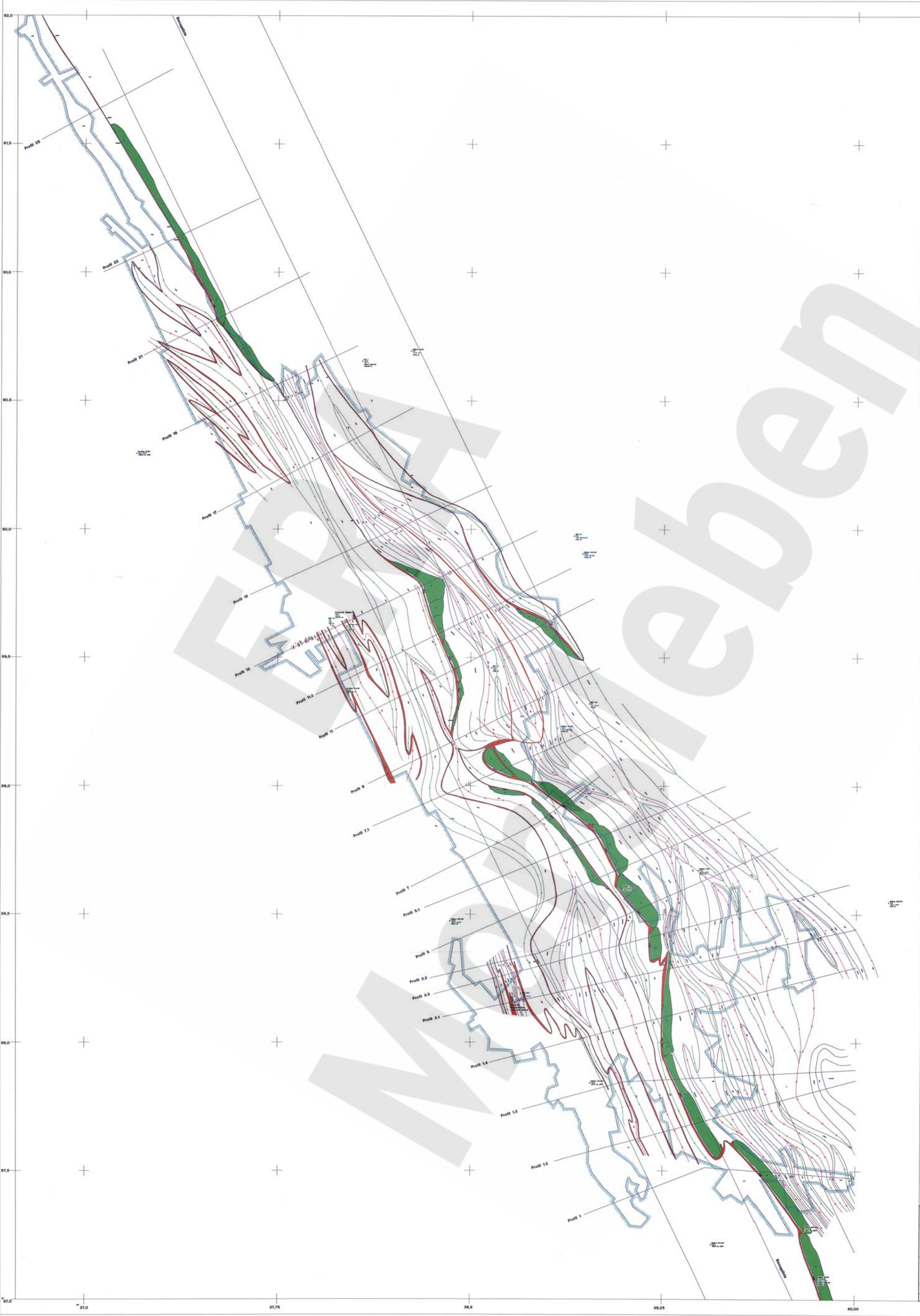
Anlage:
3

AP Nr. 9M 21241021

Legende

- | | |
|--|--|
| Jura | Muschelkalk |
| ja Oberer Jura (Main) | ms Oberer Muschelkalk |
| grügrüne Mergel, klotzige Dolomite | msm Mittlerer Muschelkalk |
| ja Mittlerer Jura (Dogger) | msu Unterer Muschelkalk |
| Tonsteine mit Tonsteinen, mörbe Feinsandsteine | Buntsandstein |
| ja Unterer Jura (Lias) | bs Oberer Buntsandstein |
| dunkle Tone bis Tonstein | bsm Mittlerer Buntsandstein |
| ja Sinesur | bsu Unterer Buntsandstein |
| dunkle Tone bis Tonstein und eisenerzführende | Hulgestein |
| oolithische Eisenerze | hu Hügelstein über der Solingerfolge des Zechsteins |
| ja Hettang | gr, graubraun, untergeordnet |
| dunkle Tone bis Tonstein mit dünnplattigen Sandsteinen | gr, grünliches Ton- und Schluffsteinen, grau |
| Feiner Lösssandstein mit Kalk | Rotliegendes |
| Keuper | rt Oberrotliegendes |
| Oberer Keuper | |
| ko(3) Oberrotliegendes | ko(3) Geologischer Aufstufungspunkt |
| Schluffstein, Sandsteinabfolge (Trilobiten-Schichten) | (Bohrung, Aufschlug, Bezeichnung siehe |
| ko(2) Mittlerer Keuper | Abkürzungsverzeichnis) |
| Sandsteine und Ton- bis Schluffsteine | — Schichtgrenze, Verbreitungsgrenze |
| (Coniaria-Schichten) | --- Störung, sicher, unsicher |
| ko(1) Unterrotliegendes | — Abruch- bzw. Abglatzfläche an der Strukturänderung |
| Kalkmergel, Dolomitmergelsteine, Sandsteine, | das Fehlen ist zur Struktur gerichtet; innerhalb der |
| Ton- bis Schluffsteine, grau, bunt (Postler-Schichten) | Abbruch- und Glatzflächen ist die Schichtfolge durch |
| Mittlerer Keuper | Subsistenzlagerungsgebiete, die in diesem Bereich |
| ko(0) Stahmergelkeuper | deutlichen Verteilungsgrenzen sind submerer Genese |
| Schluff-, Ton-, Dolomitmergelsteine, grau, rotbraun | — Spuren gestochter Schichten |
| Unterer Keuper | — Verbreitungsgrenze tertiary Sedimente |
| ko(0) Oberer Gipskeuper | nach LOTSCY (1998) |
| Schluff-, Ton-, Mergelsteine, grau bis bunt, mit Gips | — Verbreitungsgrenze kreidischer Sedimente |
| Schiffandstein | nach LOTSCY (1998) |
| ko(0) Sand- bis Schluffstein, rotbraun, unten grau | — Verbreitungsgrenze kreidischer Sedimente |
| Unterer Gipskeuper | unter Prä-Werra (vermutet) nach LOTSCY (1998) |
| ko(0) Ton- und Schluffstein mit Gips, grau bis bunt | --- Ortshalt |
| | — Landesgrenze Niedersachsen/Sachsen-Anhalt |





Legende:

- stratigraphische Grenze
- Schichtgrenze innerhalb einer stratigraphischen Einheit
- Klüft, Störung
- Salzhales
- Malmesche

Bohrer 10A/10B Bohrung
 100 m
 200 m
 300 m
 400 m

———— Unvoll. Grabenprofile
 Profil 1.1... Spur des geologischen Profils

0 50 100 m

BGR
 Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

ERA Morsleben
 Geologische Standortbeschreibung
 AP 101 212 430 31
 Archiv-Nr.: 198747

Geologie am Salzpiegel

Prof. Leiter: Dr. G. Schemmer Geologe: Dipl.-Geol. J. Böhler
 Bearb.: Prof. Geol. G. Wappler

Blatt: G 23 Stand: Dezember 1992 Auflage: Nr. 1

WSW

ENE

Berugallie

Berugallie

Berugallie

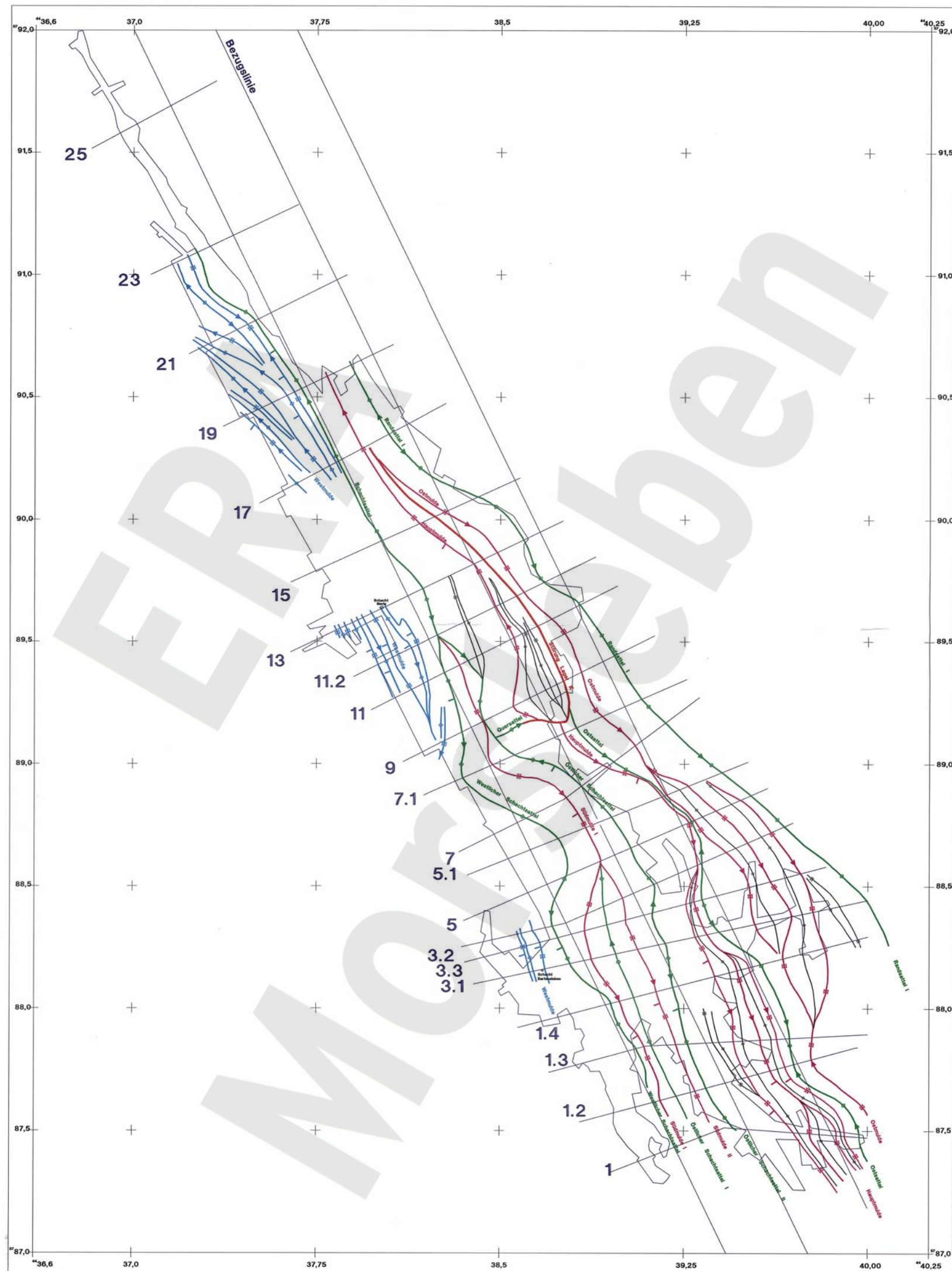


BGR
 Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

ERA Morleben
 Geologische Standortbeschreibung
 AP 0M 212 410 21
 Archiv-Nr.: 116747

Gesamtdarstellung
 der geologischen Profile

Ref.-Lett.: Dr. O. Bornemann	Bearb.: Dipl.-Geol. J. Bahou Dipl.-Geol. G. Mingerahn
Ref. B 2.5	Stand: Dezember 1998
	Anlage Nr. 5



Legende:

- **Hauptstrukturen**
- Mulde
- Sattel
- Scherzone
- Störung

- **Untergeordnete Strukturen**
- Sattel
- Mulde

- Abtauchrichtung der Achse
- Einfallen der Achsenfläche

- 1.2 — Spur der geologischen Profile

1000 m

BGR
 Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

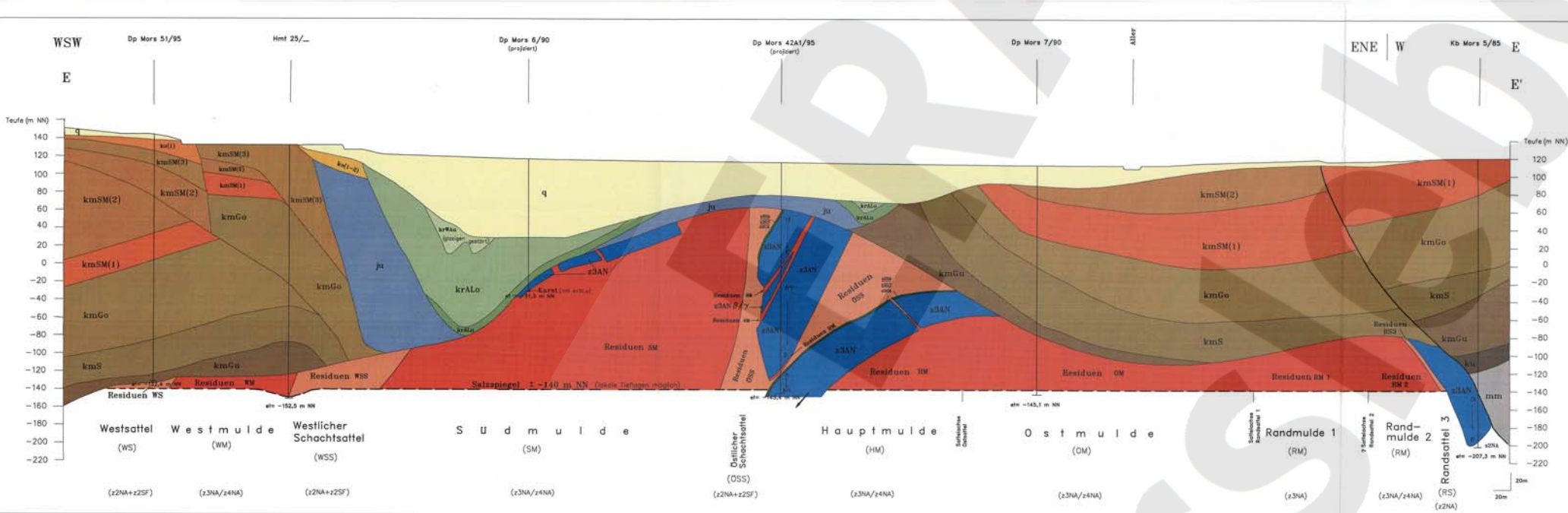
ERA Morsleben
 Geologische Standortbeschreibung
 AP 9M 212 410 21
 Archiv-Nr.: 116747

**Strukturkarte
 am Salzspiegel**

Ref.-Leiter: Dr. O. Bornemann	Bearb.: Dipl.-Geol. J. Behlau	
Ref. B 2.5	Stand: Dezember 1998	Anlage Nr. 6

DRAFT

Morsleben



Legende

Quartär
 q Quartär, ungliedert

Kreide
 kmSM(1-3) Untere Walbecker Schichten (Ober-Compan bis Unter-Mosbach)
 kmGo Obere Alleringerlebener Schichten (Oberes Unter-Compan bis Ober-Compan)
 kmS Untere Alleringerlebener Schichten (Oberes Unter-Compan)

Jura
 ju Mittlerer Jura (Dogger)
 ju Unterer Jura (Lias)

Keuper
 kmK(1-3) Oberer Keuper (RhbT)
 kmB Mittlerer Keuper
 kmG Oberer Bunter Steinmergelkeuper
 kmG(1-3) Mittlerer Grauer Steinmergelkeuper
 kmG(1-3) Unterer Bunter Steinmergelkeuper
 kmG(1-3) Oberer Gipskeuper
 kmG(1-3) Schiffsandstein
 kmG(1-3) Unterer Gipskeuper
 kmG(1-3) Unterer Keuper

Muschelkalk
 mu Mittlerer Muschelkalk

Hutgestein
 Residuen Leine-/Aller-Steinsalz (+ Roter Salzton)
 Hauptanhydrit
 Leine-Karbonat Grauer Salzen Deckanhydrit
 Residuen Stafffurl-Steinsalz (+ Kalifitz Stafffurl)

Schichtfolge Übergang vom Hutgestein in subrosiv nicht beeinflusste Salzstruktur
 Grenze zwischen residuellen Sattel- und Muldenstrukturen ohne Leithorizonte des z2/z3
 Schichtgrenze; im Bereich Trias und Jura teilweise erheblich und räumlich veränderliche Vertikalengrenze mit abtrocknungsbedingtem Charakter
 Störung sicher
 Störung vermutet
 Salzspiegel
 Verluft im Hutgestein wahrscheinlich

Anmerkungen:
 -größtenteils Bohrungen wurden nur zur Ermittlung der geologischen Lagerungsverhältnisse im Hutgestein verwendet
 -in Abhängigkeit von der Stellung der Bohrungen zu den geologischen Strukturen von Salzspiegel erhöhte teilweise eine schräge Projektion auf die Schichten entsprechend dem Streichen der geologischen Strukturen
 -lat = -165 m NN; Endhöhe am Bohrpunkt
 -da über dem Hutgestein oberirdische Schichtfolgen der Trias und des Jura auf der Basis Schichten lagern (angegeben) (Gips- und Verkarstungen)
 -stratigraphische Symbole in Anlehnung an FREUSE et al. (1981)

BGR Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

Projekt Morsleben

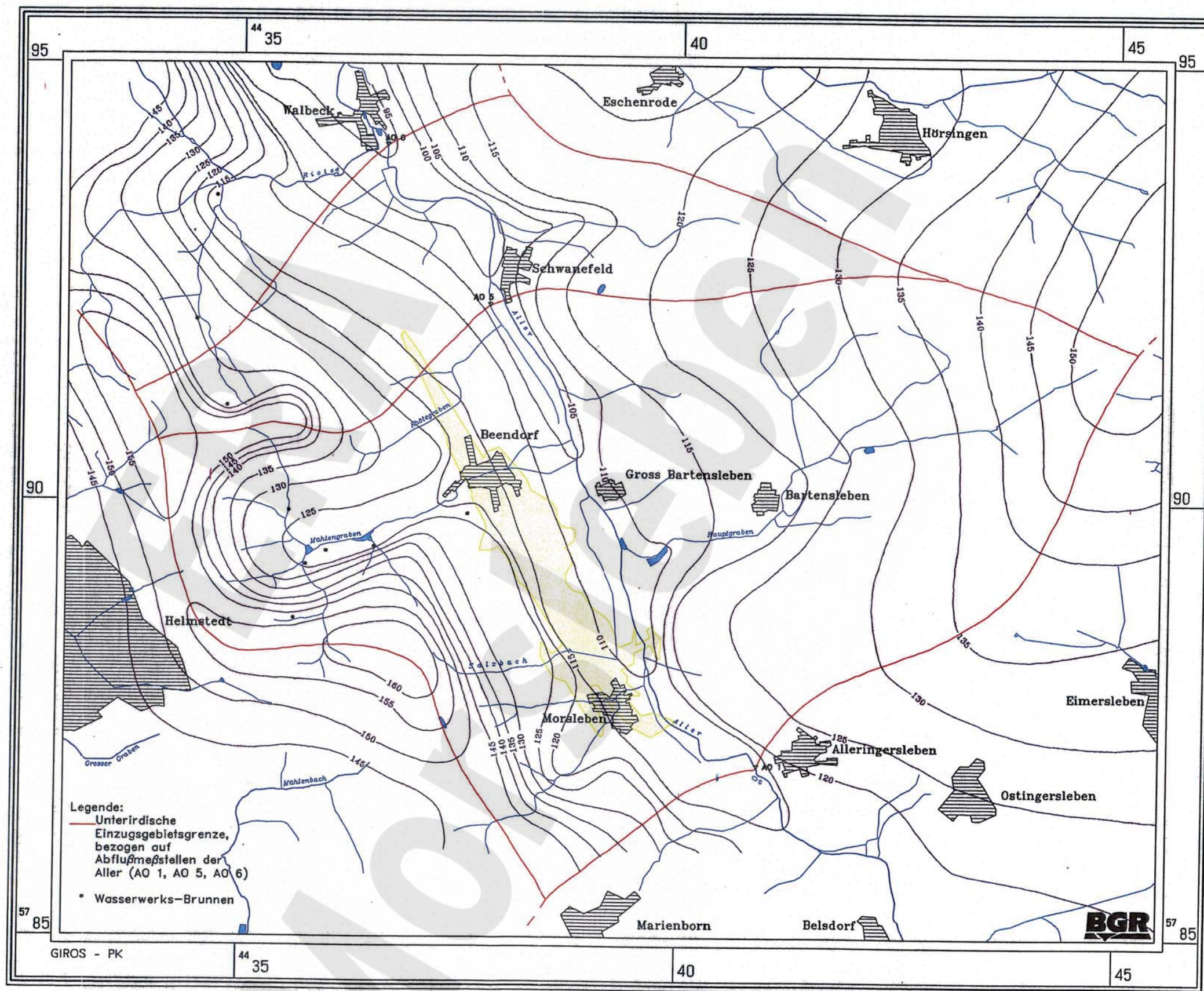
Geologischer Schnitt E - E' durch das Deckgebirge und das Hutgestein über der Allertal-Salzstruktur in Höhe Schacht Bartensleben
 (Lage der Schnittpur vergleiche Anlage 1 in BALZER 1998)

Maßstab: Länge: 1 : 2000
 Höhe: 1 : 2000

Wissenschaftliche Bearbeitung: Dr. D. Balzer, Dr. I. Burchardt, Dr. D. Lutsch
 Technische Bearbeitung: U. Maraschek
 Bearbeitungsdatum: 31.01.1998

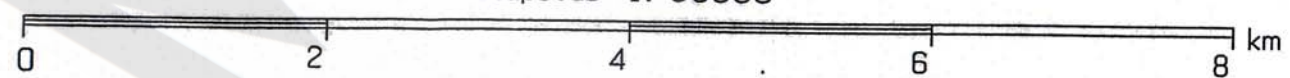
Archiv-Nr.: 116747
 ERA Morsleben Geologische Standortbeschreibung
 Anlage: 7
 AP Nr. - BW 21241021

Hydroisohypsenplan oberflaechennahes Grundwasser
(Zeitraum Sept. 1996)



GIROS - PK

Maßstab 1: 50000



ERA Morsleben
Geologische Standortbeschreibung

AP-Nr.: 9M 212 410 21

Bearbeitung: U. Langkutsch

Archiv-Nr.: 116747

Anlage: 8