

Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben

Verfahrensunterlage

Titel: ERA Morsleben - Geowissenschaftliche Bewertung
der Langzeitentwicklung sowie der Zufluss- und
Austrittsszenarien nach Verfüllung des Endlagers

Autor: BGR

Erscheinungsjahr: 2002

Unterlagen-Nr.: P 132

Revision: 00

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
UND ROHSTOFFE
HANNOVER
Dienstbereich Berlin

ERA Morsleben

Geowissenschaftliche Bewertung
der Langzeitentwicklung sowie der Zufluss- und
Austrittsszenarien nach Verfüllung des Endlagers

Abschlussbericht

1. Autor:	Käbel, Herbert Dipl.-Berging.-Hydrogeologe
2. Auftraggeber:	Bundesamt für Strahlenschutz
3. Auftragsnummer:	9M 212 440 1100
4. Datum:	30 April 2002
5. Tagebuch-Nr.:	11649/02
6. TK-Nr.	Helmstedt 3732

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1 Einleitung	4
2 Bewertung der geologischen Langzeitentwicklung am Endlagerstandort	4
2.1 Interpretation der Strukturentwicklung nach BEST & ZIRNGAST (1998) sowie LOTSCH (1998)	5
2.2 Entwicklung der klimatischen, morphologischen und hydrogeologischen Verhältnisse	8
2.3 Entwicklung der Subrosionsprozesse	14
2.4 Aussagen zur Seismizität	20
2.5 Schlussfolgerungen zur geologischen Langzeitsicherheitsbewertung	21
3 Hydrogeologische Kennzeichnung der Schichten oberhalb des Grubengebäudes	22
3.1 Die Aquifere und Wegsamkeiten im Deckgebirge	22
3.1.1 Obere Kreide und Quartär	23
3.1.2 Keuper	23
3.2 Die Wegsamkeiten im Hutgestein und am Salzspiegel	26
3.3 Die geogenen Wegsamkeiten im Salinar	29
3.3.1 Geogene Wegsamkeiten im Salz	29
3.3.2 Geogene Wegsamkeiten im Hauptanhydrit und im Salzton	30
4 Die Gefährdung des Endlagers durch potentielle Deckgebirgszuflüsse anhand der Bewertung ohne technische Maßnahmen	32
5 Angaben aus dem Verfüllplan zum Konzept der weitgehenden Vollverfüllung	39
6 Einfluss der Verfüllmaßnahmen auf die potentiellen Wegsamkeiten des Gebirges	41
7 Modellvorstellungen zum Beginn von Deckgebirgszuflüssen	45
8 Modellvorstellungen zum Eindringen der Deckgebirgszuflüsse in die verfüllte Grube	48
9 Modell Aspekte zur Auspressung kontaminierter Lösungen aus dem Endlager	55
10 Schlussfolgerungen	57
Literaturverzeichnis	70
Abkürzungsverzeichnis	72
Verzeichnis der Tabellen	73
Abbildungsverzeichnis	73

Gesamtblattzahl: 73

Verkürzte Zusammenfassung

Autor: H. Käbel

Titel: ERA Morsleben. Geowissenschaftliche Bewertung der Langzeitentwicklung sowie der Zufluss- und Austrittsszenarien nach Verfüllung des Endlagers

Stichwörter: Endlagerung, Deponie, Langzeitsicherheit, Szenarienanalyse

Die geologische Langzeitsicherheit wird im Zusammenhang mit der klimatischen Entwicklung über einen Zeitraum von 150 000 Jahren betrachtet. Die geologische Barriere ist für diese Zeit gegenüber jeder Art von Mächtigereduzierung als dauerhaft sicher zu bewerten.

Bei weitgehender Vollverfüllung bleibt die vorhandene Gefährdung durch das Salzlösungsvorkommen im Lagerteil H bestehen, und es geht eine potentielle Zuflussgefährdung des Endlagers Morsleben von der Weiterentwicklung geogener Wegsamkeiten im Hauptanhydrit entlang der Westflanke der Hauptmulde und im Hutgestein aus. An der Westflanke der Hauptmulde ist ein neuer Zufluss denkbar, der sich bevorzugte Fließwege im Salinar schaffen und zu den tiefen Sohlen vordringen kann.

Anhand des zeitlich differenzierten Zusammenwirkens wichtiger geologischer Prozesse und Zustände werden vier Gruppen potentieller Zufluss- und Austrittsszenarien unterschieden. Zwei der Szenariengruppen, die einem frühzeitigen und einem späten Volllaufen der Grube entsprechen, erscheinen besonders wichtig für die Langzeitsicherheitsbewertung und für Modellrechnungen zur Radionuklid Ausbreitung.

1 Einleitung

Im Rahmen der Vorbereitung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) zur Stilllegung konzentrieren sich die Arbeiten der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) auf geomechanische und hydrogeologische Schwerpunkte.

Der vorliegende Abschlussbericht fasst Untersuchungsergebnisse und Aussagen der BGR zur geologischen Entwicklung des Standortbereiches, zu den Schwachstellen der Salzbarriere, zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Deckgebirge und zur potentiellen Zuflussgefährdung von Grubenbauen zusammen. Er verbindet die von der BGR erarbeitete Interpretation der geologischen Entwicklungsgeschichte mit konzeptionellen Modellvorstellungen zur Beschreibung wichtiger standortbezogener Prozessabläufe und zur geowissenschaftlichen Analyse des Gesamtsystems Endlager-Geosphäre. Die vorgenommene Kennzeichnung der Schichten entspricht der geologischen und hydrogeologischen Standortbeschreibung (STORK 1998, LANGKUTSCH et al 1998). Der Bericht enthält modellhafte Überlegungen und Bewertungen im Hinblick auf zeitliche und räumliche Aspekte des Auftretens von Deckgebirgszuflüssen, der Flutung des verfüllten Endlagers und der Auspressung kontaminierter Salzlösungen. Der Bericht nimmt Bezug auf die Arbeitsergebnisse anderer Auftragnehmer des BfS, z. B. zur Größe von Deckgebirgszuflüssen, zur Gasproduktion im Endlager und zur Umlösung von Salzen nach einem Deckgebirgszufluss.

2 Bewertung der geologischen Langzeitentwicklung am Endlagerstandort

Die für das Endlager wesentlichen Aspekte der Langzeitentwicklung werden im Folgenden anhand der vorliegenden Fach- und Abschlussberichte der BGR zusammenfassend dargestellt. Ihre Bewertung orientiert sich vor allem am Bericht zur Szenarienanalyse ohne Verfüllmaßnahmen (KÄBEL & GERARDI 1999) sowie an dem Bericht von KÄBEL (2001), der auf die internationale Referenzliste der NEA zur Szenarientwicklung bezogen ist.

2.1 Interpretation der Strukturentwicklung nach BEST & ZIRNGAST (1998) sowie LOTSCH (1998)

Der Bereich des Endlagers Morsleben gehört regionalgeologisch zur Subherzynen Senke. Das Subherzyn gehört als Teil des Niedersächsischen Beckens zum Südrand der Mitteleuropäischen Senke. Der Endlagerstandort muss bezüglich seiner tektonischen Entwicklung in diesem Gesamtrahmen betrachtet werden.

Mit dem Unterrotliegend (Autun) beginnt vor ca. 300 Ma das Tafelstadium der mitteleuropäischen Senke, das als intraplattentektonische Entwicklung durch bruchhaftes Einsinken von Gräben und Halbgräben („rifts“) gekennzeichnet ist. Die störungskontrollierte Absenkung im Zeitraum Perm bis Unterkreide wird unterteilt in die Stadien der Hauptabsenkung (Rotliegend bis Unterer Keuper) und der tektonischen Differenzierung in Teiltröge mit Rift- und Verschiebungs- (Floß-)tektonik etwa ab Gipskeuper. Der Höhepunkt des intrakontinentalen Rifting, bei dem zugleich eine generelle Umstellung der Hebungs- und Senkungszentren erfolgte, war in Norddeutschland zwischen 250 und 220 Ma. Die Dehnungstektonik bewirkte im Subsalinar Horst- und Grabenbildung. Im suprasalinen Deckgebirge entstanden Großschollen, wobei in die Trennfugen Salz einströmen konnte. Im Gebiet des Subherzynen Beckens zwischen Harznordrand und Flechtingen-Roßlauer Scholle bildeten sich Krustenblöcke von 7 – 15 km Breite (Leistenschollen), deren Ränder von schmalen, langgestreckten Salzstrukturen besetzt sind. Das Allertal-Lineament gehört zu diesen ehemals tektonisch und salzkinematisch aktiven Strukturen.

Bei den tektonischen Bewegungen während des Tafelstadiums fungierte das mächtige Zechsteinsalinar als Ausgleichs- und Abscherungshorizont, der den subsalinen Untergrund (den Sockel) vom suprasalinen Deckgebirge weitgehend entkoppelte. Innerhalb des Deckgebirges existieren vier Salzhorizonte (Salinarröt, Mittlerer Muschelkalk, Unterer und Oberer Gipskeuper), die während der tektonischen Entwicklung in Trias und Kreide Bewegungen aufnahmen und zur Herausbildung eines differenzierten, doch insgesamt gleichsinnigen

Stockwerkbaus beitragen. Entlang dieser Gleithorizonte konnten die Sedimente der Trias bei der keuperzeitlichen Floßtektonik unterschiedlich weit auseinandergleiten.

Nach einer Zeit gleichmäßiger Absenkung im Zeitraum Mittelkeuper bis Turon kehrte sich das tektonische Regime im Niedersächsischen Becken, zu dem auch das gesamte Subherzyn gehört, vollständig um. Alle bisher vorhandenen Senkungsgebiete wurden von Kompression und Hebungsbewegungen erfasst (Inversionsereignis der tieferen Oberkreide). Der starke tektonische Impuls während des Mittelsantons führte nicht nur zur beginnenden Heraushebung des Harzes und zur Umkehr des Bewegungstrends an den großen Schollenrändern von Haldensleben und Gardelegen, sondern auch an den einzelnen Leistenschollen des Subherzyns. Die Allertalstörungszone wurde von einer nach SW abschiebenden zu einer nach NE aufschiebenden Zone umgestaltet. Der tektonische Druck führte zur Remobilisierung des Zechsteinsalzes. Die unter der Lappwald-Scholle noch vorhandenen Salze migrierten in die Strukturzone des Allertals und wurden aus der Tiefe bis in das Niveau der Oberkreide-Sedimente gepresst. Es ist nicht auszuschließen, dass es entlang der Allertalzone ähnlich wie bei zahlreichen anderen Salzstrukturen in NW-Deutschland zum gletscherartigen Ausfließen von Salzen gekommen ist.

Tektonisch oder gar halokinetisch mobilisierbare Salze sind seit diesem Zeitpunkt unter den benachbarten Leistenschollen nicht mehr verfügbar. Die Entwicklung der Salzstruktur trat in ihre regressive Phase ein, die durch Subrosion der Salze und weitere Denudation des Deck- und Nebengebirges gekennzeichnet ist.

Die im Mittelsanton eingeleitete Kompressions- und Hebungstendenz dauerte bis zum Beginn des Tertiärs an. Sie erlebte im südlichen Niedersächsischen Becken gegen Ende Obermaastricht eine besonders intensive Phase von Hebung und gleichzeitig starker Abtragung der Sedimente bis Meeresspiegelniveau. Dabei geriet der Dachbereich der Salzstruktur im Oberen Allertal unter die Einwirkung von Erosion und Subrosion. Die während der Oberkreide seit dem Mittelsanton erfolgte Abtragung der Sedimente wird auf 1 500 m geschätzt.

Im Paläozän setzte sich die Einebnung der an der Wende Oberkreide/Tertiär weiterhin angehobenen Schollen fort, wobei die Abtragung ca. 300 m betrug.

Die tertiäre Entwicklung vom Eozän bis Anfang Obermiozän ist durch langsame und langzeitige Wechsel von Absenkungen und Hebungen der Schollen, verbunden mit Vorstößen und Rückzügen des Meeres, gekennzeichnet. Die akkumulierten Sedimentmächtigkeiten und zwischenzeitlichen Denudationsbeträge erreichten Größenordnungen von jeweils ca. 50 m bis 200 m. Einen den gesamten späteren Zustand prägenden Einfluss hatten die großräumigen Hebungen des Gebietes um mehrere hundert Meter im Obermiozän/Pliozän und daran geknüpfte Denudationsvorgänge, bei denen die tertiären Ablagerungen innerhalb der Allertalzone und auf den benachbarten Schollen weitgehend abgetragen wurden.

Im engeren Standortbereich sind an der Basis der tertiären Ablagerungen westlich Schwanefeld störungsbedingte Versätze um ca. 10 bis 20 m bekannt, die den neogenen gebirgsbildenden Prozessen zugeordnet werden können.

Die spättertiäre Denudation setzte sich im Pleistozän fort und endete mit der Ablagerung der präglazialen Kiese, deren Höhengniveau heute auf der Weferlinger Triasplatte ca. 150 m NN beträgt. Auf der Lappwaldscholle läge die obereozäne bis oligozäne Transgressionsfläche nach geologischen Rekonstruktionen heute bei ca. 250 m NN; der Differenzbetrag zur Kammlage des Lappwaldes bei Morsleben (ca. 180 m NN) weist aus, dass seit dem Obermiozän nicht nur die zuvor sedimentierten tertiären Gesteine abgetragen, sondern diese Bezugsfläche um weitere ca. 70 m (bis max. 120 m) denudativ unterschritten wurde. Als Maßstab der relativen Vertikalbewegung über ca. 35 Ma kann die heute erkundete Höhenlage der obereozänen bis oligozänen Transgressionsfläche dienen. Für die als einheitliche Scholle bewegte Weferlinger Triasplatte und Flechtingen – Roßlauer Scholle beträgt die Kippung dieser Bezugsfläche in unterschiedliche Richtungen ca. 20 – 30 m bis ca. 90 – 100 m.

Eine ähnliche Größenordnung unterschiedlicher Hebungsbeträge weist mit ca. 110 m die Rupelbasisfläche auf (kumulierter Wert der differenzierten Vertikalbewegungen seit Ablagerung der Rupelsande und -tone vor ca. 30 – 35 Ma).

Einzig erhaltener Bezugshorizont für die Abschätzung jüngerer neotektonischer Bewegungen nach den neogenen gebirgsbildenden Prozessen sind präglaziale Kiese. Die Höhendifferenz ihrer isolierten Vorkommen auf der Werflinger Triasplatte und der Flechtingen-Roßlauer Scholle beträgt bis zu 85 - 100 m.

Aus dem unterschiedlichen Erhaltungsgrad der elster- und saalekaltzeitlichen Bildungen auf Lappwaldscholle und Triasplatte / Flechtingen-Roßlauer Scholle einerseits bzw. Scholle von Calvörde andererseits kann geschlossen werden, dass die großräumigen Hebungen präsaalezeitlich (vor ca. 350 ka) endeten. Seither liegen die wenig differenzierten neotektonischen Schollenbewegungen unterhalb der eindeutigen geologischen und der gegenwärtigen messtechnischen Nachweisbarkeit. Gefälleunstetigkeiten der Niederterrasse (Weichsel-Kaltzeit) sind eventuell Ausdruck geringfügiger Bewegungen von Keuperschollen im Dach der Salzstruktur, wobei die Ursachen der Bewegung, z.B. laterale neotektonische Spannungseinträge, nicht erkennbar sind. Zeitweilig durchgeführte betriebliche Nivellements ergaben Übereinstimmungen geodätischer Indikationen mit dem Verlauf randparalleler Störungen der Allertalstruktur, was als Hinweis auf rezente Tektonik gewertet werden kann (vgl. KÄBEL et al. 1987: 197). Darüber hinaus liefern neue Ergebnisse der Landeskartierung Indikationen (Verteilung holozäner Ablagerungen im Allertal und an seinen Rändern), die jüngste, lokal begrenzte Bewegungen an einigen Längs- und Querstörungen der Allertalstruktur vermuten lassen.

2.2 Entwicklung der klimatischen, morphologischen und hydrogeologischen Verhältnisse

Entwicklung im Tertiär und Quartär

Im Umfeld des Endlagerstandortes verursachten die geologischen Prozesse und Veränderungen während ihrer tertiären und quartären Entwicklung wiederholt grundlegende Umstellungen der hydrologischen und hydrogeologischen Regime. Waren im Tertiär vorwiegend vertikale Krustenbewegungen Ausgangspunkt hydrogeologischer Umstellungen, traten im Quartär Klimaverände

rungen sowie glaziale und fluviatile Prozesse als bestimmende Einflussfaktoren in Erscheinung.

Man kann diese Entwicklung seit dem **Obermiozän und Pliozän** verfolgen. Damals waren die Lappwaldscholle und die Triasplatte eingebunden in die großräumigen Hebungen während der neogenen tektonischen Hauptphase. Sie wurden um mehrere hundert Meter über den Meeresspiegel gehoben. Damit wurde die morphogenetische Ausbildung ihrer heutigen Formen eingeleitet. In diesem Verlauf wurden die tertiären Ablagerungen auf den beiden Schollen und über der Salzstruktur bis auf geringfügige Reste abgetragen. Die Ausräumung der Rupel-Basissande im Tertiärvorkommen westlich Schwanefeld und deren Erhalt auf der Weferlinger Triasplatte spricht nach LOTSCH (1998:95) dafür, dass die Allertalzone anfangs am stärksten gehoben und denudiert wurde und anschließend eine Reliefumkehr als Folge der Abtragungs- und späteren Subrosionsprozesse stattfand.

Im **Altpleistozän und frühen Mittelpleistozän (Präglazial)** war das Tal über der Salzstruktur in ein weit verzweigtes Flusssystem einbezogen, dessen Ursprung man im Harz vermutet. Zu jener Zeit hatte die geologische Entwicklung einen Zustand erreicht, der dem heutigen angenähert war, was die Verteilung der maßgebenden präquartären Grundwasserleiter und –nichtleiter anbetrifft. Die Höhengniveaus der dem Flusssystem zugehörigen Kiese von ca. 140 bis 150 m NN einerseits und der morphologischen Dachflächen der Lappwaldscholle bzw. Triasplatte von bis ca. 200 m NN andererseits weisen darauf hin, dass Gradienten und Fließrichtungen des Aquifersystems am Endlagerstandort den heutigen durchaus ähnlich waren.

Die zeitlich daran anschließende **Elster-Kaltzeit** bewirkte einschneidende Veränderungen der klimatischen und hydrogeologischen Verhältnisse. Innerhalb einer relativ kurzen Zeitspanne wechselten erste Eisbedeckung – eisfreie Phase – zweite Eisbedeckung – Abschmelzphase bei jeweils unterschiedlichen hydrodynamischen Bedingungen. Das Elster-Hochglazial dauerte ca. 40 000 Jahre und brachte Mächtigkeiten des Inlandeises in der Größenordnung 700 bis 1 000 m (vgl. EISSMANN 1994:80, der in Sachsen mit bis ca. 700 m rechnet). Die in Eisspalten zirkulierenden Schmelzwässer erreichten dementsprechend an

der Basis der Gletscher Druckpotentiale in der Größenordnung 70 – 100 bar. Die Potentialgefälle waren von den Vorstoß- bis zu den Rückzugsphasen der Gletscher vorherrschend zum Eisrand hin ausgerichtet, d. h. die generelle Grundwasserströmung verlief fast senkrecht zu den präglazialen, den interstadialen und den heutigen Richtungen. Die Gletscher bewirkten eine exarative Ausräumung des Untergrundes bis max. 60 m, der Abstand der Fließgewässer (hier in subglazialer Position) zur Salzoberfläche verringerte sich also räumlich und zeitlich begrenzt um diesen Betrag. Man darf annehmen, dass die relativ schnell wechselnde Belastung durch Gletscher und die Spannungsumverteilung im Untergrund während des Elster-Hochglazials neue wasserwegsame Klüfte im Hutgestein und in anderen Festgesteinen verursachte. Die extremen hydraulischen Gradienten und die vermutlich große Durchlässigkeit des Hutgesteins ermöglichten hohe Fließgeschwindigkeiten im Deckgebirge, verbunden mit intensiver Subrosion der Salze. In den Hutgesteinshochlagen konnte Gipskarst aufleben oder sich neu entwickeln.

Die zurückweichenden Gletscher des Elster-2-Stadials hinterließen eine Landoberfläche, die im heutigen Allertal ca. 40 m unter dem präglazialen Terrassenniveau lag und mehrere in sich geschlossene Becken aufwies, die weitere 10 – 20 m tiefer reichten. Das größte Becken (ca. 1,2 km lang, 0,5 – 1,1 km breit) befindet sich zwischen Morsleben und Beendorf. Diese Becken waren Entlastungsgebiete für die aus den Höhenzügen (Lappwald, Triasplatte) strömenden Grundwässer während **Elster-Spätglazial**, **Holstein-Warmzeit** und **Saale-Frühglazial** (Dauer ca. 180 000 Jahre). Die stetige glazilimnische und limnische Sedimentation in den als Seenkette ausgebildeten Becken ist durch Bohrungen belegt. Ein fluviatiles Regime war in diesem Zeitabschnitt nicht relevant. Der letzte Abschnitt des Saale-Frühglazials ist allerdings in dieser Hinsicht unsicher, weil entsprechende Ablagerungen fehlen. Da die umgebenden Höhenzüge in der nachfolgenden Zeit keiner tiefgreifenden Abtragung unterlagen, waren die hydraulischen Gradienten und Grundwasserfließvorgänge den rezenten in vieler Hinsicht vergleichbar.

Das **Drenthe-Stadium des Saale-Hochglazials** brachte mit der Eisbedeckung eine erneute grundlegende Umstellung der Grundwasserdynamik und eine generelle Fließrichtung zum Eisrand hin. Die Eismächtigkeit und damit der zusätzlich mögliche hydraulische Antrieb durch zirkulierende Schmelzwässer waren weitaus geringer als beim Elster-Hochglazial. Die Gletscher, deren Dicke auf 200 bis 300 m geschätzt wird, bewirkten im Unterschied zur Elster-Vereisung nur flache Ausräumungen und Stauchungen des Untergrundes (z.B. der Holsteinsedimente) sowie eine geringmächtige Grundmoräne. Die geschilderten Verhältnisse führten zu keinen erkennbaren Auswirkungen auf die Subrosionsprozesse am Salzspiegel.

Nach dem Rückzug des Drenthe-Inlandeises entwickelten sich die hydrogeologischen Verhältnisse vom **Warthe-Stadium** der Saale-Kaltzeit über das **Jungpleistozän** bis zum **Holozän** allmählich zu den heutigen Relationen von Infiltrations- und Exfiltrationsgebieten mit Ausbildung eines Fließgewässers im Allertal. Diese Entwicklung verlief nicht ohne wesentliche Modifizierung der Grundwasserdynamik während der beiden Permafrostperioden (Warthe-Stadium, Weichsel-Kaltzeit).

Das Fließgewässer im Allertal könnte nach der Eem-Warmzeit im beginnenden Weichsel-Frühglazial eine besondere Erosionswirkung gezeigt haben. Dabei entstand im Zusammenspiel mit denudativen Prozessen unter vorwiegend periglaziären Bedingungen die terrassenartige Einebnungsfläche im Niveau 15 bis 20/25 m über (heutiger) Aue und verschwanden eventuell zuvor abgelagerte Eemsedimente. Als sich später die Niederterrasse in den frühweichselzeitlichen Talboden erosiv einschnitt, wurden vorwiegend Ablagerungen der Holstein-Warmzeit und der Saale-Kaltzeit weggeführt. Der allmähliche sedimentologische Übergang von der Niederterrasse zu den holozänen Auebildungen weist darauf hin, dass die Terrassenbildung erst im Holozän abgeschlossen war (ZIERMANN et al. 1998:42).

Die Anlage des rezenten Fließgewässers im Allertal und die darauf bezogene Ausrichtung der Grundwasserfließverhältnisse am Endlagerstandort erstreckte sich somit über mindestens 100 000 Jahre, max. ca. 150 000 Jahre.

Prognostische Aussagen

Rekonstruktionen des Klimas im Quartär zeigen, dass die tiefgreifenden Klima-
veränderungen durch astronomische Variationen der Sonnenstrahlungsintensi-
tät (Milankovitch-Theorie) gesteuert werden. Es ergibt sich eine Zyklizität von
ca. 100 ka, in der allmähliche Eisakkumulationsphasen mit Phasen schneller
Deglaziation wechseln. Deutliche Hinweise auf diese Zyklizität findet man an-
hand der Sauerstoffisotopie von Tiefsee-Kernen und Eiskernen. Alle Modelle für
das künftige globale Klima gehen von der Annahme aus, dass sich das Muster
der quartären Klimavariationen fortsetzen wird. Obwohl alle Modelle auf Hypo-
thesen beruhen und Unsicherheiten bei der Wahl ihrer Parameter bergen, wird
die Entwicklung bis ca. 150 000 Jahre nach heute entsprechend den verschie-
denen Simulationsrechnungen als relativ zuverlässig eingeschätzt (WILDENBORG
1999).

Die Prognosen weisen eine im Vergleich zu früheren längere Dauer der gegen-
wärtigen Warmzeit aus, die erst nach ca. 50 ka endet, allerdings nach ca. 25 ka
durch eine Abkühlungsphase modifiziert wird. Dies wird abgeleitet aus der nur
kleinen Variation der maßgeblichen astronomischen Parameter während dieser
Zeit. Einer starken Abkühlung bei ca. 60 ka und kurzen Warmzeit nach ca. 75
ka folgt ein glaziales Maximum bei 100 ka nach heute. Das totale Eisvolumen
wird dann gleich dem oder kleiner als das des Weichsel-Hochglazials sein. Die
anschließende Deglaziation führt zu einer Warmzeit mit Maximum nach ca. 120
ka, die der heutigen ähnlich sein wird. Danach beginnt ein neuer Kaltzeit-
Warmzeit-Zyklus, wobei die Rechenmodelle auf eine schnelle Eisakkumulation
mit einem Abkühlungsmaximum nach ca. 154 ka nach heute schließen lassen.

Die Auswirkungen des anthropogenen Treibhauseffektes werden unterschied-
lich bewertet. Er könnte den Abbau der jetzigen Warmzeit etwas verzögern und
die Abkühlung bei ca. 25 ka schwächen. Nach einigen Prognosen kann das
völlige Abschmelzen der grönländischen Eiskappe als Folge des Treibhausef-
fektes wahrscheinlich sein.

Die prognostizierten globalen Klimaveränderungen lassen mit Blick auf die quartäre Entwicklung am Endlagerstandort folgende Verhältnisse erwarten (nach WILDENBORG 1999):

- a) Fortsetzung des warm-gemäßigten Klimas über mehr als 50 ka mit einer zeitweiligen Abkühlung bis zu borealen Verhältnissen nach ca. 25 ka. Dabei kann in einem oder mehreren Jahrhunderten als Folge des anthropogenen Treibhauseffektes der hydrologische Verdunstungs-Niederschlags-Zyklus verstärkt werden, wodurch in Nordwesteuropa eine Zunahme der Niederschläge zu erwarten ist. Letzteres wird allerdings wegen der standortspezifischen Verhältnisse unbedeutend für den Ablauf geologischer Prozesse (z.B. Erosion oder Subrosion) in der Allertalzone sein.
- b) Abkühlung mit borealen und zeitweise periglazialen klimatischen Bedingungen nach ca. 60 ka. Es kann diskontinuierlicher Permafrost auftreten.
- c) Erwärmung zu borealen Klimabedingungen (Maximum nach ca. 75 ka).
- d) Eine Kaltzeit nach ca. 100 ka bringt periglaziale Verhältnisse mit kontinuierlichem Permafrost. Es besteht eine nur geringe Wahrscheinlichkeit, dass das Inlandeis der Nordhalbkugel bis zum Subherzynen Becken vordringt.
- e) Die anschließende Warmzeit, deren Maximum nach ca. 120 ka prognostiziert wird, lässt teils boreale, teils warm-gemäßigte Klimabedingungen erwarten.
- f) Die Abkühlung bis zu einem glazialen Maximum nach ca. 154 ka führt über periglaziale Verhältnisse mit Permafrost bis zu einer möglicherweise glazialen Situation im oberen Allertal. Die Unsicherheiten der Prognose schließen für den Endlagerstandort eine Situation mit größeren Eismächtigkeiten nicht aus.

Die künftig mögliche Entwicklung der fluvialen Erosion wurde von WILDENBORG (1999) unter Zugrundelegung von fünf standortbezogenen, tektonisch gesteuerten Hebungsabläufen berechnet. Danach können im Zeitraum von 150 000 Jahren 3 m bis 11 m des Deckgebirges über dem Endlager abgetragen werden.

2.3 Entwicklung der Subrosionsprozesse

Nach der tektonischen Mobilisierung der verfügbaren Zechsteinsalze geriet die Salzstruktur im Verlauf starker Hebungen und regionaler Abtragung der norddeutschen Großscholle (Obermaastricht) in den Wirkungsbereich flächenhafter Subrosion. Während des Zeitraumes stärkster Heraushebung und Abtragung in der hohen Oberkreide halten BEST & ZIRNGAST (1998) auch die Erosion von einem Teil der Salzmenge in der Allertalstruktur für wahrscheinlich. Die heute noch erkennbaren Auswirkungen jener **ersten und tiefgreifendsten Subrosionsphase an der Wende Oberkreide-Tertiär** waren:

- die subrosiv beeinflusste Verlagerung von Rutsch- und Gleitmassen aus Keuper- und Jura-Material im Dach der kreidezeitlichen Salzaufpressung,
- die subrosiv bedingte Absenkung der Alleringerslebener und Walbecker Schichten um bis 240 m,
- die aus der Subrosion hervorgegangene mächtige Hutgesteinsbildung.

Aus der strukturgeologischen Entwicklungsanalyse von BEST & ZIRNGAST (1998) ergibt sich zwischen Campan und älterem Paläogen eine Ablaugung der Salzoberfläche um ca. 1 500 m (davon im Paläozän ca. 160 m nach KÄBEL 2000). Das beginnende Alttertiär trifft also auf eine bereits weitgehend rudimentäre Salzstruktur, deren Salzoberfläche seitdem nie wesentlich näher an der Tagesoberfläche gelegen haben kann, als die heute erhaltene Mächtigkeit von Hutgestein und keuper- bzw. kreidezeitlichen Schichten ausmacht. Da diese Mächtigkeit ca. 250 m bis 300 m beträgt (Ausnahme: die exarativen Ausräumungsareale beim Elster-Hochglazial), konnte die weitere subrosive Tieferlegung des Salzspiegels aus hydrodynamischen Gründen grundsätzlich nur die Größenordnung der jeweiligen Denudationsbeträge auf den die Salzstruktur umgebenden Schollen erreichen. Diese wird für das Eozän mit ca. 100 m be-

ziffert (Subrosionsbeträge hier und im weiteren nach KÄBEL 2000) und reflektiert das langsame Ausklingen der ersten Subrosionsphase seit dem Oberpaläozän.

Einige Aspekte der paläogeographischen Entwicklung während der ersten Subrosionsphase ermöglichen es, eine orientierende Altersdifferenzierung des aus der Subrosion hervorgegangenen Hutgesteins vorzunehmen.

Die fortschreitende Abtragung bewirkte im Paläozän die Nivellierung des Reliefs und die Verflachung der hydraulischen Gradienten im Grundwasser. Im Oberpaläozän bildete sich eine Peneplain mit tiefgreifender Verwitterungszone heraus, deren Reste auf der Triasplatte erkennbar sind (JUBITZ et al. 1991:416). Die Verringerung des hydraulischen Antriebs und die zu unterstellende allmähliche Verheilung der Kluftwegsamkeiten im Hutgestein (Gipsbildung) verlangsamten die Subrosion. Ähnlich, wie die stetige Denudation zum Reliefausgleich führte, wird die seit der Oberkreide ständig wirkende Subrosion zum Ausgleich von Unebenheiten der Salzoberfläche und zur Ausbildung eines Salzspiegels geführt haben. Die aus den paläogeographischen Bedingungen ableitbare Konstanz der paläohydrogeologischen Verhältnisse über mehrere Millionen Jahre lässt spätestens gegen Ende des Paläozäns einen ebenen Salzspiegel oder zumindest eine nach der Tiefe wenig gegliederte Salzoberfläche erwarten. Dieser Salzspiegel kann wegen der allgemeingültigen Relationen geologischer Abläufe nicht höher gelegen haben, als die tiefsten Stellen der in das Hutgestein eingetieften Kreidesedimente. Da es später keine Salzaufstiegsbewegungen im oberen Allertal gab, ist folgende Schlussfolgerung erlaubt:

Die Hutgesteinspartien oberhalb der tiefsten Absenkung der Kreidebasis (ca. -90 m NN) besitzen vorwiegend oberkretazisches bis frühes unterpaläozänes Alter, auch Reste keuperzeitlicher Bildung sind nicht ausgeschlossen. Die Mächtigkeit der postpaläozänen Residualbildungen des Hutgesteins beträgt somit 50 m oder sogar weniger (= Differenz zum rezenten Salzspiegel bei -140 m NN).

In diesem Zusammenhang kann das Alter einiger oberhalb ca. -90 m NN angetroffener Karsthohlräume ebenfalls als vorwiegend oberkretazisch bis früh-

unterpaläozän interpretiert werden. Ausgefüllt sind diese fossilen Sulfatkarsthöhlen durch Kristallgips und oberkretazisches Gesteinsmaterial.

Solche Karsteinlagerungen erbohrte man im Teufenbereich von –80/-90 m NN (Dp Mors 69 und 20) und –30 m NN (Hmt 9 und Dp Mors 6) bis 0/20 m NN und 35/45 m NN (Dp Mors 72, Dp Mors 11) an der Nordostflanke des Kreidetroges. Nach LOTSCH (1998:97) setzte die Gipsverkarstung des Hutgesteins im oberen UnterCampan vor Ablagerung der Alleringslebener Schichten ein und äußert sich im Gefüge der erhaltenen oberkretazischen Gesteine. So zeigen ihre basalen Lagen im Raum Morsleben ein stark wechselndes Einfallen, das nach oben rasch abnimmt (Einsturzgefüge). In den Walbecker Sandgruben enthalten die Walbecker Schichten syn- bis frühpostsedimentäre Dolinen mit Eintiefungen um ca. 30 – 40 m, deren Verbreitung auf den nordöstlichen Flankenbereich der Oberkreide-Hauptsenke begrenzt ist. Schwierigkeiten bereitet die Deutung der Schlottenfüllung in der Bohrung Dp Mors 20, in der zusammen mit oberkretazischen auch paläozäne bis untereoazäne Fossilien vorkommen. LOTSCH (1998:98) hält die Einschwemmung dieser jüngeren Fossilien in einem System von Karsthohlräumen für möglich, das bis in die benachbarten Toppbereiche von Hutgestein (rezent unter Quartär) reicht. Diese Hutgesteinshochlage südöstlich Morsleben ist auch heute (noch oder wieder) teilweise wasserwegsam, wie Spülungsverluste in zwei Bohrungen anzeigten. Die Bildung des Sulfatkarstes im angegebenen Zeitabschnitt ist paläohydrogeologisch plausibel, wenn man bedenkt, dass nur damals tektonische (Iaramische) Schollenbewegungen und terrestrisches Milieu zur Schaffung ausreichender Reliefunterschiede und Grundwasserbewegung in der Lage waren, bevor die paläozäne Denudation nivellierend vorherrschte. Das bis ca. 10 – 50 m unter der Hutgesteinsoberfläche angelegte Karstsystem dürfte der subrosiven Tieferlegung der Kreidebasis gefolgt sein. Man darf erwarten, dass vielerorts, wo Kreide direkt oder mit geringmächtigen Zwischenschichten auf Hutgestein lagert, derartige fossile, ausgefüllte Karsthohlräume anzutreffen sind.

Hydraulische Tests haben ergeben, dass die Schlottenfüllungen nicht höher durchlässig sind als das intakte Hutgestein.

Im Obereozän beginnt die Umstellung des Gebietes auf eine dominierende Akkumulation mit mariner, später brackisch-lagunärer bis terrestrischer Sedimentation. Die Gesamtmächtigkeiten der tertiären Ablagerungen vom **Obereozän bis Mittelmiozän** betragen ca. 200 m, wodurch der Salzspiegel nicht mehr innerhalb der subrosiven Tiefenreichweite liegt. Die oligozänen Rupeltone tragen ein Übriges zur hydraulischen Abschottung der tiefer lagernden Schichten bei. Subrosion findet in diesem Zeitraum praktisch nicht statt.

Die tektonischen Impulse im **Obermiozän/Pliozän** schaffen durch die differenzierte Hebung des Gebietes nebst Abtragung der tertiären Überdeckung notwendige Voraussetzungen für eine Belebung der Subrosion. Infolge der anzunehmenden Reliefgliederung befand sich die Salzstruktur anfangs in einem Alimentationsgebiet, wo die absinkenden süßen Infiltrationswässer die Subrosion besonders begünstigten; später stellte sich mit der Reliefumkehr eine Umorientierung der Grundwasserfließrichtungen ein und das Dach der Salzstruktur wurde zum Exfiltrationsgebiet. Die starken tektonischen Ereignisse führten nicht nur zur Aktivierung der Grundwasserfließvorgänge, indem sie den Aufbau entsprechender hydraulischer Gradienten ermöglichten, sondern auch, indem sie vermutlich zur Schaffung neuer wasserwegsamere Klüfte im Hutgestein führten. Der Subrosionsbetrag dieser zweiten Subrosionsphase, deren zeitliche Einordnung zwischen Obermiozän und frühem Quartär nicht näher datierbar ist (evtl. Pliozän), besitzt eine Größenordnung von 100 – 130 m.

Die Verhältnisse im **Altpleistozän** und im **präglazialen Mittelpleistozän**, die im Untersuchungsgebiet ein wenig gegliedertes Relief formten, ließen die Subrosion auf einem niedrigen Niveau stagnieren.

Das **Elster-Hochglazial**, das die dritte Phase erhöhter Subrosion markiert, nimmt eine Sonderstellung hinsichtlich der Subrosionsintensität ein. Ursächlich verantwortlich dafür zeichneten:

- die sehr hohen hydraulischen Druckdifferenzen zwischen den speisenden Schmelzwässern an der Oberfläche der weit über 500 m mächtigen Inlandgletscher und den Exfiltrationsgebieten der Grundwässer,

- die infolge exarativer Ausräumung reduzierte vertikale Entfernung zwischen den subglazialen Schmelzwässern und der Salzoberfläche,
- neue wasserwegsame Klüfte im Hutgestein und sonstigen Deckgebirge, die infolge von Druck- und Temperatureinwirkungen während des Hochglazials entstanden (wechselnde Eisauflasten, Kontraktion bei Abkühlung).

Bei Alleringersleben bieten die auf beiden Hangschultern des Allertals sowie in tiefer Talposition angetroffenen präglazialen Kiese einen günstigen Ansatz für Interpretationen (LOTSCH 1998:94, ZIERMANN et al. 1998:73). Die Bearbeiter erkannten bei den abgesenkten Kiesen im Tal eine unstrittig vorhandene, eng lokale Komponente (fossiler Erdfall durch Gipskarst im Hutgestein), nach deren Eliminierung sich ein Betrag von etwa 17 – 31 m für die flächenhafte **post-präglaziale Subrosion** der Zechsteinsalze berechnet. Bei diesen Überlegungen blieb allerdings unberücksichtigt, dass sich die Kiese an beiden Hängen ebenfalls über dem subrodierten Salinar befinden, mithin selbst abgesenkt sind. Die Absenkung der Kiese an den Hängen kann jedoch nicht größer sein als 15 – 20 m (Höhendifferenz zu den Vorkommen auf der Weferlinger Triasplatte). Somit dürfte die Größenordnung der flächenhaften postpräglazialen Subrosion max. 40 – 50 m ausmachen.

Die berechtigte Annahme eines primär ebenen Höhenniveaus der präglazialen Terrasse im Tal über der Salzstruktur und die Kenntnis des rezent ebenen Salzspiegels zwingen dazu, alle ungleichen, auf Salinarsubrosion zurückzuführenden Absenkungsbeträge der Kiese mit gleichgroßen präexistenten Unebenheiten der Salzoberfläche zur Zeit der Ablagerung dieser Kiese zu erklären. Angewandt auf die obigen Zahlen bedeutet dies, dass der Sockelbetrag der postpräglazialen flächenhaften Subrosion ca. 15 – 20 m betragen kann und die Unebenheiten der Salzoberfläche gegen Ende des Präglazials Amplituden bis zu 30 m aufwiesen

Das Ausmaß der Salinarsubrosion kann außer aus den oben angeführten Höhendifferenzen der präglazialen Kiese aus den subrosiven Versenkungsanteilen in den quartären Eintiefungen zwischen Morsleben und Beendorf abgeleitet werden. Innerhalb der Eintiefungen sind beide Elster-Grundmoränen mit dem

trennenden Sandmittel syn- und postsedimentär abgesenkt. Die hangende glazilimnische Folge scheint von der subrosiven Absenkung mitbetroffen zu sein, wenn auch in geringerem Maße. Der subrosive Absenkungsanteil der bis 200 m breiten Rinne beträgt in Relation zu den umgebenden gleichaltrigen Schichten bis zu 35 m an der tiefsten Stelle (ZIERMANN et al. 1998:77). Da die umgebenden Gesteine von der generellen subrosiven Absenkung nicht ausgeschlossen waren, kommt man zu gleichen Schlussfolgerungen, wie bei der Ermittlung des Subrosionsbetrages anhand der Verstellung präglazialer Kiese (Gesamtbetrag 20 bis 50 m).

Die Ablagerungen der Holstein-Warmzeit sind infolge ihrer limnischen Natur ein geeigneter Leithorizont zur Analyse der weiteren subrosiven Prozesse. Aus der Verbreitung, Tiefenlage und dem Pollenmaterial der holsteinzeitlichen Sedimente von nördlich Beendorf bis südwestlich Alleringersleben geht hervor, dass hier keine syn- und postsedimentären subrosiven Absenkungen stattgefunden haben (ZIERMANN et al. 1998:78). Die gesamten aus Schichtverstellungen ableitbaren Subrosionsbeträge müssen deshalb dem Hoch- und Spätglazial der Elster-Kaltzeit zugeordnet werden. Geomorphologische Hinweise bestätigen diese Aussage (KÄBEL 2000:17). Einige geologische und geomorphologische Indikationen aus dem **Jungpleistozän und Holozän**, die eventuell als subrosive Absenkungen begrenzter Abschnitte des Talbodens der Aller um 4 m bis 7 m interpretiert werden können, sind ebenfalls durch andere geologische Ursachen zu erklären (vgl. KÄBEL 2000:18). Dies betrifft auch die Deutung von auffällig hohen Sedimentationsraten (0,66 bis 3,7 mm/a), die in einigen Aufschlüssen von Auebildungen bei Alleringersleben ermittelt wurden.

Die Ergebnisse der Hutgesteinsuntersuchungen (BALZER 1998) sowie der Hydrogeologie des Deck- und Nebengebirges (LANGKUTSCH et al. 1998) bezeugen eine gegenwärtig auf äußerst geringem Intensitätsniveau stagnierende, praktisch unbedeutende flächenhafte Subrosion der Salzgesteine.

Künftige Entwicklungen wurden in WILDENBORG (1999) durch mehrere zeitlich aufeinanderfolgende Klimabilder dargestellt und durch standortspezifische Modellrechnungen quantifiziert. Die Rechenergebnisse zeigen übereinstimmend zu den geologischen Erkundungsergebnissen, dass unter heutigen Klimabedin-

gungen am Standort praktisch keine flächenhafte Subrosion stattfindet. Unter Permafrostbedingungen wird das höchste Ausmaß an Subrosion im Allertal erreicht. Aufgrund der Modellrechnungen wird die Auflösung einer Steinsalzschieht in der Größenordnung von 2 m in den kommenden 150 000 Jahren angenommen.

2.4 Aussagen zur Seismizität

Der Standort Morsleben liegt in der erdbebengeographischen Region Altmark. Nach dem Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 – 1994 ereigneten sich im Umkreis von 50 km um den Standort lediglich sieben Beben; sechs davon vor dem 17. Jahrhundert, das letzte im Jahre 1908 mit Stärke III MSK. Die kleinste Epizentralentfernung betrug ca. 25 km, maximale Intensität VI MSK (vgl. LEYDECKER IN : STORK 1998). Von Ende 1981 bis 1991 bestand in der Grube Bartensleben eine seismische Station. Als Ergebnis der zehnjährigen Überwachung lässt sich feststellen, dass im Umkreis von ca. 100 km kein einziges natürliches Beben mit einer Magnitude größer 2,0 aufgetreten ist (schwächere, messtechnisch nicht erfasste Erdbeben können nicht ausgeschlossen werden).

Seismische Ereignisse, die die Salzstruktur am Endlagerstandort insgesamt beeinträchtigen könnten, sind von extrem geringer Wahrscheinlichkeit. Die Beanspruchungen bei realistisch unterstellbaren Erdbeben bleiben im linear-elastischen Verformungsbereich der Gesteine, so dass weder im Hutgestein und sonstigen Deck- und Nebengebirge, noch im Hauptanhydrit des Salinars mit bruchhafter Verformung und neuen Wegsamkeiten infolge Seismizität zu rechnen ist (vgl. GÖBEL & PFEIFFER 2000)

2.5 Schlussfolgerungen zur geologischen Langzeitsicherheitsbewertung

Entsprechend der vorgenommenen entwicklungsgeschichtlichen Analyse befinden sich der Endlagerstandort und sein geologisches Umfeld in einer Phase stabiler, konsolidierter tektonischer Verhältnisse. Die salztektonischen Vorgänge sind seit der Wende Oberkreide/Alttertiär beendet. Die seither abgelaufenen denudativen und subrosiven Prozesse degradierten die Salzstruktur zu ihrer heutigen rudimentären Form. Die neotektonischen Vorgänge erzeugten im Rahmen der Weferlinger Triasplatte, der Allertalzone und der Lappwaldscholle maximale Differenzen von wenigen Zehner Metern über längere geologische Zeiträume (z.B. seit Ende Pliozän). Sie besitzen spätestens seit Ende Mittelpleistozän eine so geringfügige Intensität, dass sie unterhalb der eindeutigen geologischen und gegenwärtigen messtechnischen Nachweisbarkeit bleiben. Gleichwohl sind die Auswirkungen solcher geringfügigen Bewegungen nebst Spannungsakkumulationen auf einige für die Langzeitsicherheitsbewertung wichtige Schichtglieder zu bedenken (insbesondere bezüglich der Durchlässigkeit des Hutgesteins und mit ihm verbundener Hauptanhydritschollen des Salinars).

Die Elster-Kaltzeit brachte die letzte bedeutsame Zäsur in der geologischen Entwicklung des Standortbereiches mit sich (exarative Ausräumung von Rinnen bis 60 m Tiefe, subrosive Tieferlegung der Salzoberfläche um 20 m bis 50 m). Seither, also etwa 300 ka lang, liegen die aus dem Wechsel der Kalt- und Warmzeiten resultierenden und aus den Lagerungsverhältnissen ablesbaren Ausräumungs- und Wiederauffüllungsbeträge des Reliefs in der Größenordnung von ca. 20 – 30 m, während die Subrosion auf äußerst geringem Niveau abläuft und unterhalb der eindeutigen geologischen Nachweisbarkeit bleibt.

Die für künftige Entwicklungen unterstellbaren Ausräumungsbeträge können gemäß der Klimaprognose bis ca. 150 ka nicht die Größenordnung der Elster-Kaltzeit erreichen. Innerhalb dieses überschaubaren Zeitrahmens ist die Dauerhaftigkeit der geologischen Barriere gegenüber jeder Art von Mächtigereduzierung als sicher zu bewerten. Die Subrosion verharrt bei einer für die Endlagersicherheit unbedeutenden Größenordnung, wozu die Gipsverheilung der

elsterzeitlich im Hutgestein existierenden Kluftwegsamkeiten wesentlich beigetragen hat

Insgesamt ist die geologisch jüngste Entwicklung des Aquifersystems seit der Elster-Kaltzeit von einem allmählichen Rückgang der Permeabilitäten und einer Reduzierung der Grundwasserbewegung in den oberen Festgesteinsaquifern geprägt. Es bestehen keine geologischen Voraussetzungen für sicherheitlich relevante hydrogeologische Ungleichgewichte in diesem System (etwa in Form anomaler hydraulischer Drücke in isolierten Räumen) bzw. in den verdeckten tieferen Grundwasserleitern der Lappwald-Scholle und der Triasplatte (Schilfsandstein, Mittlerer Buntsandstein). Der weitestgehend horizontal ausgebildete rezente Salzspiegel ist Ausdruck eines langfristigen hydrodynamischen Gleichgewichtszustandes im Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur.

Das heutige Fließsystem der Aller und die darauf ausgerichtete Grundwasserbewegung im Standortbereich des Endlagers bildete sich seit dem Rückzug des Inlandeises der Drenthe-Kaltzeit heraus, d. h. über ca. 110 000 bis 150 000 Jahre. Die weitere Entwicklung ist über einen annähernd gleichen Zeitraum anhand der Klimaprognosen überschaubar. Die zurückliegenden und bevorstehenden Perioden mit Permafrost konnten bzw. können die Grundwasserbewegung in oberflächennahen Schichten bis einige Zehner Meter tief beeinflussen. Das gegenwärtig für Langzeitsicherheitsberechnungen verwendete hydrogeologische Standortmodell muss für den Fall einer Inlandeisbedeckung, die nach ca. 150 000 Jahren eintreten kann, gründlich umgestellt werden.

3 Hydrogeologische Kennzeichnung der Schichten oberhalb des Grubengebäudes

3.1 Die Aquifere und Wegsamkeiten im Deckgebirge

Als Lieferhorizonte für Deckgebirgszuflüsse kommen kreidezeitliche und quartäre Sande (Porenaquifere) und keuperzeitliche Ton-, Schluff- und Feinsandsteine (Kluftaquifere) in Frage. Ihre Verteilung oberhalb des Hutgesteins ist in schematisierter Form aus Abb. 1 zu ersehen.

3.1.1 Obere Kreide und Quartär

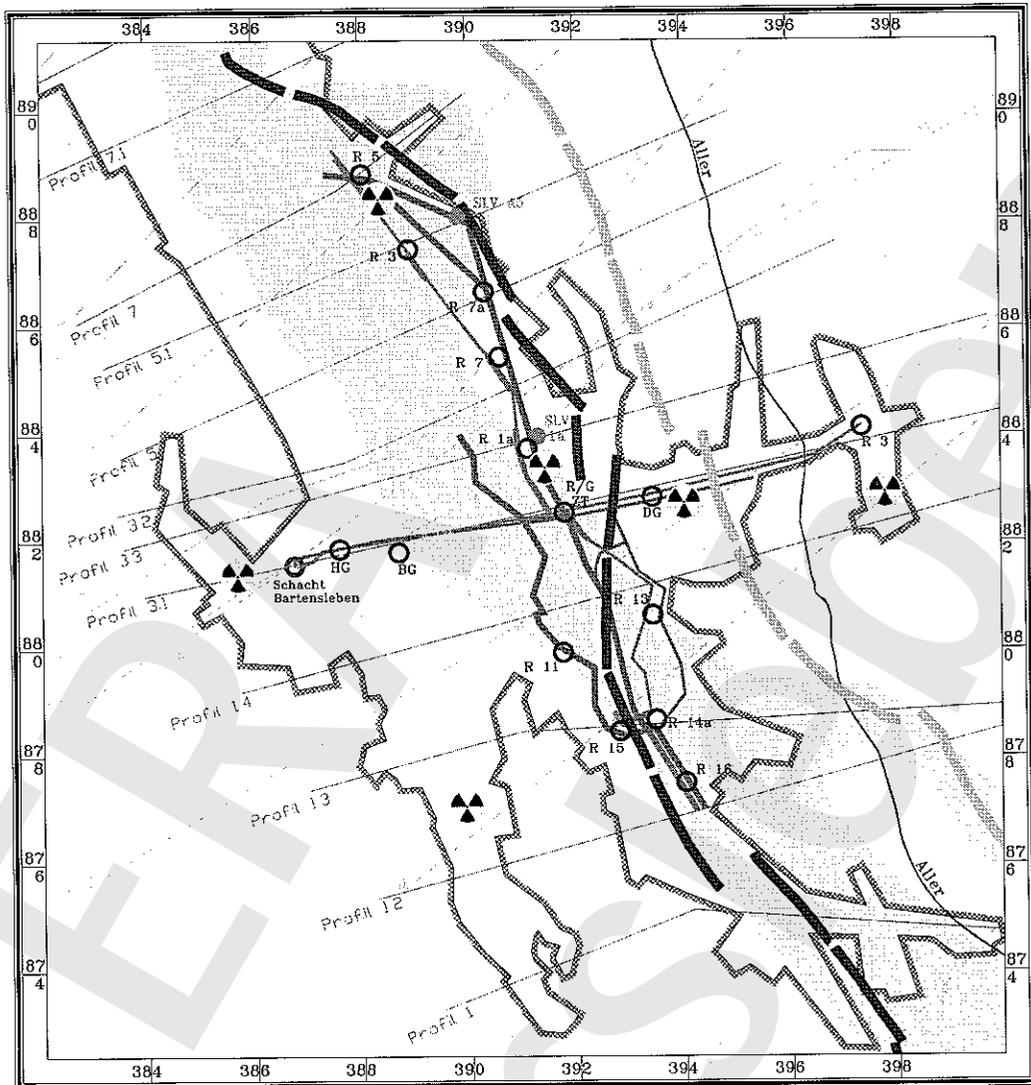
Der langgestreckte Kreidetrog im Dach der Salzstruktur erreicht in den am tiefsten abgesenkten Teilen Mächtigkeiten von 80 bis 120 m und bildet (im Unterschied zu den angrenzenden Festgesteinen) einen markanten Grundwasserspeicherraum. Der Übergang von Süßwasser zu Brack- bzw. Salzwasser erstreckt sich über 40 – 60 m Teufendistanz in wechselnden Tiefen, die teilweise nahe der Geländeoberfläche liegen. Die Grundwasserdichte kann max. 1,05 g/cm³ betragen.

Die Sande der Oberen Kreide lagern vielfach auf Hutgestein (vgl. Abb 2). Sie sind an ihrer Basis ca. 15 m von geringer Permeabilität (Durchlässigkeitsbeiwert k_f ca. 1 E-8 m/s). Zum Hangenden erhöht sich die Durchlässigkeit von ca. 1 E-5 m/s in den Oberen Alleringerslebener Schichten auf ca. 1 E-4 m/s in den Unteren Walbecker Schichten.

Innerhalb der wechselhaft gestalteten quartären Ablagerungen kommt den kiesigen Sanden der Niederterrasse eine besondere Bedeutung zu. Sie bilden links der Aller einen ca. 400 – 500 m breiten und ca. 2 – 9 m mächtigen Gesteinskörper, der die Entlastung der Grundwässer in die Aller vermittelt. Die Durchlässigkeitsbeiwerte schwanken um 1 E-4 m/s und 1 E-3 m/s.

3.1.2 Keuper

Die Keuperfolgen des Deckgebirges über dem Hutgestein lassen sich modellhaft in zwei Schichten unterschiedlicher Permeabilität teilen. Die obere, vorwiegend durch Steinmergelkeuper gebildete Schicht reicht bis ca. –40 m NN und besitzt heterogene Durchlässigkeitsbeiwerte um ca. 1 E-8 m/s bis 1 E-7 m/s. Die untere, vorwiegend von Gipskeuper, nachgeordnet von Schilfsandstein und Unterem Keuper (inselförmige Verbreitung) gebildete Schicht ist gering durchlässig mit k_f -Werten um 1 E-9 m/s bis 1 E-10 m/s und kleiner.



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | (a) ausgewählte potenzielle Fließwege auf der 1. Sohle (a) und 2. Sohle (b) | | (a) Lage der Schicht DGL am Top (a) und an der Basis (b) des Hutgesteins |
| | (a) Zuflussgefährdete Teile der 1. Sohle (a) und 2. Sohle (b) | | Auflagerung von Kreidesanden auf Hutgestein |
| | Umriss Grubengebäude ERA Morsleben | | Einlagerungsbereiche |
| | Salzlösungsvorkommen (SLV) auf der 1. Sohle (1a; Abbau 1a A5; Abbaustrecke 5) | | Schnittlagen der Profile aus:
Lagerstättenmodell (Behlau et al 1997)
Geologie Deckgebirge (Balzer 1998
Lotsch 1998) |
| | Gesenke (G) und Rollochsysteme (R) bis zur 4. Sohle (-372 mNN) | | Hydrogeologie (Langkutsch et al 1998) |

Abb. 2: Grubenfeld Bartensleben. Übersicht mit einigen potentiellen Fließwegen der Nachbetriebsphase

Diese klüftigen Gesteine haben einen sehr geringen Speicherraum. Im Hangenden finden die Keuperfolgen stets hydraulischen Anschluss an die Niederterrasse (oft über andere quartäre Schichten). Das Grundwasser ist in flachen Teufen süß, in größeren Teufen kommen Brack- und Salzwässer unterschiedlichen Typs vor.

3.2 Die Wegsamkeiten im Hutgestein und am Salzspiegel

Das aus den salinaren Schichten des Zechsteins hervorgegangene Hutgestein überdeckt die Salzstruktur in unterschiedlichen Mächtigkeiten, die an den Rändern im SW und NE der Struktur weniger als 10 m und im mittleren Teil bis 240 m betragen (vgl. Abb. 1). Seine Wasserwegsamkeit war in der geologischen Vergangenheit mehrfachen Veränderungen unterworfen.

Gegenwärtig liegt die überwiegende Masse des Hutgesteins in hydraulisch dichter Ausbildung vor, die die Bezeichnung „intaktes Hutgestein“ erhielt (LANGKUTSCH et al. 1998:181). Anhand der Untersuchungsbefunde wird dem gegenwärtig intakten Hutgestein im Süßwassermodell eine Permeabilität von $1 \text{ E-}18 \text{ m}^2$ bzw. ein Durchlässigkeitsbeiwert von $1 \text{ E-}11 \text{ m/s}$ und eine diffusionszugängliche Matrixporosität von $< 0,001$ bis $0,005$ zugeschrieben

Dem intakten Hutgestein steht die als potentiell grundwasserführend aufgefasste Schichtenfolge Deckanhydrit/Grauer Salzton/Leinekarbonat (DGL) in subrosiv geprägter Ausbildung gegenüber. Die aus Bohrungen und Grubenaufschlüssen bekannte Zerstückelung der Schichtenfolge DGL ist an der Flanke zwischen Östlichem Schachtsattel und Hauptmulde am geringsten. Deshalb wird sie nur dort innerhalb der residualen Strukturen des Hutgesteins als Grundwasserleiter modellhaft schematisiert (Abb. 1). Die Folge DGL wird als 5 m mächtige Schicht behandelt, die aus einer tonig-schluffigen Matrix mit eingebetteten Gips- und Karbonatbruchstücken besteht. Die diffusionszugängliche Porosität der Matrix wird nach RANFT (2001) mit $0,22 - 0,33$ (Mittelwert $0,29$)

und die effektive Porosität mit 0,11 – 0,31 (Mittelwert 0,25) abgeschätzt. Die Transmissivität variiert zwischen $5 \text{ E-}8 \text{ m}^2/\text{s}$ und $7 \text{ E-}13 \text{ m}^2/\text{s}$ (RANFT 2001).

Abb. 2 zeigt die Lage der Schicht DGL an der Oberfläche und an der Basis des Hutgesteins nach BALZER (1998). Die Zerstückelung der Schichtenfolge ist in schematisierter Form angedeutet. Ihr Ausbiss an der Hutgesteinsoberfläche kommt nach dieser Darstellung den Kreidesanden bisweilen nahe, so dass für das Nordfeld und Südostfeld der Grube Bartensleben ein direkter Kontakt zwischen den Kreidesanden und der Schicht DGL vereinzelt nicht auszuschließen ist. Für die Grube Marie ist ein derartiger Kontakt öfter möglich als für die Grube Bartensleben. Vom Zentralteil Bartensleben führt der hydraulische Kontakt von der Schicht DGL in Streichrichtung immer zu den Keupergesteinen relativ erhöhter Durchlässigkeit (kmSM) nebst hydraulischem Anschluss an die kiesigen Sande der Niederterrasse. An der Basis des Hutgesteins können die Wässer der Schicht DGL entlang der Westflanke der Hauptmulde mit Lösungen bzw. potentiellen Fließwegen im selektiv subrodierten Kaliflözausbiss und in Hauptanhydritschollen kommunizieren.

Die Beschaffenheit der Formationswässer in der Schicht DGL ändert sich innerhalb des Hutgesteins in heterogener Weise von gering zu hochmineralisiert, wobei an der Basis stets (fast) gesättigte Salzlösungen zu erwarten sind.

Im subrosiv überprägten Hauptanhydrit des ansonsten intakten Hutgesteins kommen in Hochlagen vereinzelt offene Klufte begrenzter Länge vor, die Relikte ehemaliger Salzspalten darstellen. Sie können modellhaft als subvertikale hydraulische Kurzschlüsse zwischen grundwasserführendem Deckgebirge und der Schicht DGL bzw. dem übrigen (gegenwärtig intakten) Hutgestein gelten.

Das Salzspiegelniveau wird anhand intensiver petrologischer Untersuchungen (BALZER 1998) und von 10 hydraulischen Tests (LANGKUTSCH et al. 1998:174; PRÄGER et al. 1999) als vorherrschend hydraulisch dicht bewertet. Die Kontaktfläche Hutgestein/Salinar stellt sich als söhlige Auflage von Kristallgips des Hutgesteins auf Steinsalz dar, die keinen Raum für den advektiven Fluidtransport bietet. Zwei davon abweichende Sonderausbildungen sind zu beachten.

Eine betrifft die beiden Randsäume der Hutgesteinsverbreitung, entlang derer fossile flache Karsthohlräume mit teilweiser Kristallgipsfüllung vorkommen

(vermutlich elsterzeitlich angelegt). Die erbohrten drei Hohlräume waren teils trocken, teils mit gesättigter Na-Cl-Lösung gefüllt, in letzterem Fall beim Test mit geringerer Permeabilität der Fernzone. Diese vermutlich isolierten Vorkommen pleistozäner Deckgebirgswässer stellen keine potentiellen Lieferreservoirs für Zuflüsse in konkrete Grubenräume dar (KÄBEL & GERARDI 1999).

Die andere Sonderausbildung von Wegsamkeiten am Salzspiegel bezieht sich auf die selektiv subrodierten Ausbisse des Kaliflözes Staßfurt an der Hutgesteinsbasis. Selektive Subrosion des Kaliflözes ist anhand geophysikalischer Messungen (EMR) bisher lediglich beim Flözausbiss an der Westflanke der Hauptmulde vermutet worden. Sie ist dort im Unterschied zu anderen Flözausbissen auch hydrogeologisch wegen der unmittelbaren Beziehung zur angrenzenden grundwasserführenden Folge DGL im Hutgestein erklärbar. Die Wegsamkeit entlang dieses Flözausbisses spielt eine entscheidende Rolle bei der Interpretation der Lösungsherkünfte des SLV Lager H (KÄBEL 1998:34; vgl. Kap. 3.3). Im hydrogeologischen Modell gehört die vermutete Wegsamkeit des selektiv subrodierten Flözausbisses zum hydraulischen Kontaktbereich der Schicht DGL mit den Hauptanhydritschollen des Salinars entlang der Westflanke der Hauptmulde in Streichrichtung der Struktur (siehe Abb. 2).

In Hinblick auf die Veränderlichkeit der Durchlässigkeiten des Hutgesteins führt eine entwicklungsgeschichtliche Analyse unter Berücksichtigung der rezenten geologischen Verhältnisse und Prozesse zu der Aussage, dass der Fortbestand der gegenwärtigen Durchlässigkeitsverteilung über einige zehntausend Jahre nicht in Frage gestellt wird. Der gegenwärtige tektonische Status äußert sich in wenig differenzierten Schollenbewegungen des Deck- und Nebengebirges der Salzstruktur, die unterhalb einer messtechnisch oder struktureologisch erfassbaren Größenordnung liegen. Derartige Bedingungen bestanden vielfach während des Tertiärs und Quartärs, ohne dass die Grundwasserbewegung im Hutgestein insgesamt nachhaltig erhöht wurde (gemessen an den erkennbaren Subrosionseffekten). Es besteht deshalb berechtigte Veranlassung, das langfristige Fortbestehen der rezenten Durchlässigkeitsverhältnisse anzunehmen. Doch ist eine solche Prognose nicht deterministisch begründbar und die poten

tiellen Auswirkungen der wenig differenzierten Bewegungen besitzen eine zur Zeit nicht quantifizierbare Unbestimmtheit. Zu einem nicht genau definierbaren Zeitpunkt könnte sich eine geologisch nicht ausschließbare Einzelrissbildung hin zu einem System hydraulisch vernetzter Klüfte in Teilen des derzeit intakten Hutgesteins entwickeln (KÄBEL 2000:33). Die hydraulische Effizienz solcher Systeme wird vermutlich gering sein. Modellhaft sollte nach einigen zehntausend Jahren für Teile des derzeit intakten Hutgesteins eine gleiche Größenordnung der Durchlässigkeit wie in der Schicht DGL angenommen werden.

3.3 Die geogenen Wegsamkeiten im Salinar

3.3.1 Geogene Wegsamkeiten im Salz

Steinsalz und Kalisalz der Grube Marie sind vereinzelt in salztektonisch besonders stark beanspruchten Teilen des Salinars geklüftet. Die Zuflüsse im Salzlösungsvorkommen (SLV) Lager H werden mit derartigen Kluftwegsamkeiten in Zusammenhang gebracht. Nach Beobachtungen im Grubengebäude (SÖNNKE et al. 2000: Anl. 14) kommen makroskopisch geschlossene Klüfte auch im Salzgebirge der Südstrecke Marie lokal vor. Man kann nicht ausschließen, dass eine geogene Permeabilität des Salzes in einigen hochgelegenen Grubenteilen ebenfalls vorhanden, aber infolge fehlenden Anschlusses an lösungsführende Teile des Hutgesteins nicht zuflusswirksam geworden ist. Derartige hochgelegene Grubenbaue gibt es nur im Grubenfeld Marie.

Die Beobachtungen zum einzigen Deckgebirgszufluss im SLV Lager H sind in KÄBEL (1998) zusammengefasst. Die Zuflussmengen betragen während der Anfangsphasen der Zuläufe in 1907 und 1921 kurzzeitig max. 7 – 8 l/min, sanken bis 1925 auf ca. 0,5 l/min, verringerten sich bis 1957 weiter auf ca. 0,05 bis 0,03 l/min und schwanken seitdem vornehmlich um 0,01 bis 0,03 l/min. Die zulaufenden Salzlösungen waren jederzeit gesättigt. Ihre Dichte liegt seit langer Zeit bei 1,28 – 1,29 g/cm³. Insgesamt sind im Laufe von ca. 80 Jahren ca. 4 000 m³ Salzlösung über das SLV Lager H in die Grube Marie eingetreten.

Das meiste Steinsalz ist jedoch ungeklüftet und gilt als geogen impermeabel.

3.3.2 Geogene Wegsamkeiten im Hauptanhydrit und im Salzton

Der in das Salinar eingebaute **Salzton** ist für Salzlösung im vorhandenen Porenraum durchströmbar mit einer Permeabilität der Größenordnung 1 E-18 bis $1 \text{ E-19} \text{ m}^2$ (WEBER & WALLNER 1998:96).

Der **Hauptanhydrit** besitzt eine heterogene Durchlässigkeit. Sie ist im kompakten Anhydrit bei salzverheilten Klüften kleiner als $1 \text{ E-20} \text{ m}^2$ (Matrixpermeabilität). Innerhalb vernetzter Systeme von offenen und teilverheilten Klüften treten lokal Permeabilitäten von $1 \text{ E-15} \text{ m}^2$ und darüber auf (NOWAK & SHAO 2000). Solche Klufsysteme können nach Beobachtungen an vereinzelt aufgetretenen Fluidzutritten vernetzte Reichweiten von mehreren zehn Metern haben. Auch für eine großräumige Beschreibung mit Fließweglängen größer 100 m kann der Hauptanhydrit nicht als undurchlässig gelten. Nach WEBER (1999:26) muss für den Anhydrit im 100-m-Bereich eine Permeabilität bis zu $2 \text{ E-16} \text{ m}^2$ angenommen werden.

Beispiele für lokal vorhandene, in sich vernetzte Klufsysteme des Hauptanhydrits sind mit dem SLV Abbau 1 A und Abbaustrecke 5 auf der 1. Sohle Nordfeld Bartensleben gegeben (Gesamtbeschreibung KABEL 1998).

Das SLV Abbaustrecke 5 wird aus einem Klufreservoir sichtlich begrenzten Ausmaßes gespeist. Die seit Beginn (1966) ausgetretene Gesamtmenge der fossilen zechsteinzeitlichen Lösungen beträgt ca. 6 bis 7 m^3 , wovon 5 m^3 während des ersten halben Jahres zufflossen. Gegenwärtig sind aus dem verschlossenen Bohrloch ca. 8 l Salzlösung pro Jahr entnehmbar. Dabei wird nach wie vor unter leichtem Überdruck stehendes Gas freigesetzt.

Die zugehörige Anhydritscholle wird in ca. 70 m Entfernung vom SLV auf ca. 75 m Länge von der Nordstrecke durchhörtert. Dieser Umstand zeigt, dass die oben angegebene Permeabilität im 100-m-Bereich ein zwar möglicher, aber nicht in allen Hauptanhydrit-Durchhörterungen realisierter Wert ist, sogar wenn der Anhydrit innerhalb einer Scholle nachweislich lokal geklüftet ist. Die Heterogenität der Klufdurchlässigkeit des Hauptanhydrits ist hier sehr anschaulich.

Im SLV Abbau 1A treten gegenwärtig durchschnittlich 5 l/d gesättigter Salzlösung aus. Sie bildete sich zechsteinzeitlich innerhalb des Salinarkörpers und enthält keine Anteile von Deckgebirgswässern. Die Anfangsschüttung besaß im Oktober 1962 beim Durchbruch der unter unbekanntem Druck stehenden Lösungen in ein drei Wochen zuvor gestoßenes Bemusterungsbohrloch eine Größenordnung von ca. 300 l/d und erreichte nach (wenig erfolgreichen) Abdichtungsmaßnahmen im Februar 1964 noch einmal ein Maximum von ca. 150 l/d. Ende 1966 pegelte sich die Zuflussmenge auf die langzeitliche Schwankungsbreite von 3 bis 10 l/d ein. Die Dichte der Lösungen betrug anfänglich ca. 1,32 g/cm³ und verringerte sich bis 1966 allmählich auf ca. 1,30 g/cm³. Die seit 1966 andauernde Phase der tropfenweisen Zutritte mit relativ stabilen Mittelwerten der Zuflussmengen zeigt nicht nur die oben angegebene Varianz der Einzelmessungen, sondern bietet auch bei den Dichtewerten eine ausgeprägte Bandbreite der Einzeldaten zwischen ca. 1,29 g/cm³ (selten darüber) und 1,276 g/cm³. Beim SLV Abbau 1A sind bisher insgesamt ca. 120 m³ gesättigte Salzlösung in die Grube eingetreten.

Die Beobachtungen zum SLV Abbau 1A lassen zwei Interpretationsvarianten über die Wegsamkeiten im Gebirge zu:

1. Die Wegsamkeiten konzentrieren sich auf die dem Abbau 1A nächstgelegene Hauptanhydritscholle (geschlossenes System).
2. Die Wegsamkeiten befinden sich in beiden Anhydritschollen oberhalb des SLV Abbau 1A und im Salz zwischen den Schollen und haben hydraulischen Kontakt zur Schicht DGL (offenes System).

Für ein geschlossenes System spricht der Umstand, dass noch immer Lösungen austreten, die sich nur im Salzgebirge bildeten und bewegten (HERRMANN 1997:84). Die bisherige Lösungsmenge von 120 m³ lässt sich ohne weiteres der dem Abbau 1A am nächsten gelegenen Hauptanhydritscholle zuschreiben, wenn man ihr ein Kluftvolumen von 1 % unterstellt. Nach Variante 1 müssten sich die zulaufenden Mengen allmählich erschöpfen. Diese Tendenz ist aber gegenwärtig nicht ausgeprägt. Dies ist wohl einer der Gründe für die von HERRMANN (1992, S. 426 u. 462) vertretene Meinung, ein jetzt noch nicht statt

findender Zulauf von Deckgebirgswässern sei in der Zukunft nicht auszuschließen. Bei Variante 2 müsste derzeit im Fernbereich der Fließwege zum Abbau 1A ein starker hydraulischer Widerstand existieren, der die Zuflussmenge langfristig (bis zum Wirksamwerden wegsamkeitsbildender Prozesse, vgl. Kap. 7) begrenzt.

4 Die Gefährdung des Endlagers durch potentielle Deckgebirgszuflüsse anhand der Bewertung ohne technische Maßnahmen

Die Ermittlung der standortspezifischen Zuflussszenarien erfolgt im Bericht KÄBEL & GERARDI (1999), indem die Herkunftsorte potentieller Zuflüsse mit den potentiellen Migrationspfaden außerhalb und innerhalb der salinaren Schichten unter Nachzeichnung der natürlichen Fließwege miteinander verknüpft werden (vgl. Tab. 1).

Tabelle 1: Verknüpfungselemente für Zuflussszenarien im Endlager Morsleben

Nr.	Bezeichnung der Verknüpfungselemente
I	<u>Herkunftsorte potentieller Zuflüsse</u>
1	Deckgebirgsaquifere oberhalb des Hutgesteins
2	Subglaziale Wässer (Deckgebirge)
3	Isolierte Salzlösungsvorkommen an der Hutgesteinsbasis
4	Nebengebirge (Schilfsandstein) an der SW-Flanke der Salzstruktur
5	Isolierte Salzlösungsvorkommen im Hauptanhydrit des Salinars
6	Subsalinare Formationswässer
II	<u>Migrationspfade außerhalb des Salinars (Hutgestein, Subsalinar)</u>
7	Migration in der Schicht DGL des Hutgesteins
8	Migration durch das gesamte Hutgestein (nach Kluffbildung)
9	Migration durch geogene Wegsamkeiten im Subsalinar
10	Migration durch eine wegsame Bohrung (bis Hutgesteinsbasis)
III	<u>Migrationspfade im Salinar (Salz, Hauptanhydrit)</u>
11	Geogene Wegsamkeiten im Hauptanhydrit (bis zum Grubenhohlraum)

Nr.	Bezeichnung der Verknüpfungselemente
12	Konvergenzbedingte Wegsamkeiten im Hauptanhydrit
13	Geogene Wegsamkeiten und bergbauliche Auflockerungszonen im Salz
14	Wegsamkeiten im Hauptanhydrit sowie in angeschlossenen bergbaulichen Auflockerungszonen im Salz
15	Wegsame Bohrung mit hydraulischem Anschluss an wegsamen Hauptanhydrit

Die Bewertung der als hydrogeologisch sinnvoll erkannten Verknüpfungen stützt sich auf eine vergleichende Abschätzung der generellen Durchlässigkeiten, Mächtigkeiten und Erneuerbarkeit der Wasservorräte der Herkunftsorte (Aquifere, Reservoirs) bzw. der generellen Durchlässigkeiten und durchströmbareren Querschnitte der potentiellen Migrationspfade (Fließwege). Die Abschätzung beruht auf den Ergebnissen der hydrogeologischen Standortbeschreibung (LANGKUTSCH ET AL 1998).

Die Schicht DGL (Nr. 7 in Tab. 1) umfasst zwecks Vereinfachung bei den vorgenommenen Verknüpfungen stets auch die hydraulisch angeschlossenen Wegsamkeiten entlang des durch selektive Subrosion umgebildeten Kaliflöz-ausbisses am Salzspiegel.

In KÄBEL (2000) wird dargelegt, dass die Schicht DGL nicht zeitlich unbegrenzt als maßgebender Pfad für das Hutgestein gelten kann. Nach einigen zehntausend Jahren kann die Möglichkeit von Fließ- und Transportvorgängen auch durch das gegenwärtig „intakte“ Hutgestein nicht ausgeschlossen werden (8). Aus diesem Grund wird zwischen einer Zeit A (mit Migrationspfad 7) und einer Zeit B (mit Migrationspfad 8) unterschieden

Bei den Herkunftsorten rangiert das Liefervermögen des Deckgebirges (1) deutlich vor dem des Nebengebirges (Schilfsandstein; 4) und aller übrigen. Bezüglich der Migrationspfade außerhalb des Salinars ist das Liefervermögen des gesamten Hutgesteins nach Kluftbildung (8) potentiell größer als das der Schicht DGL im Hutgestein für sich allein (7). Innerhalb des Salinars kommt der

unterstellten Durchlässigkeit des Hauptanhydrits die größte Bedeutung zu (11), wobei sehr oft eine Kopplung mit Fließwegen in angeschlossenen bergbaulichen Auflockerungszonen gegeben ist (14). Daneben sind auch die geogenen Wegsamkeiten im Salz (13) wichtig, wie das Beispiel des Salzlösungsvorkommens Lager H zeigt

Die qualitative, vergleichende Bewertung der Zuflussszenarien führt zur Ausgliederung von 12 Haupttypen potentieller Zuflüsse für das Endlager Morsleben (Abb. 3). Zustand A in Abb. 3 gilt im Anschluss an die Betriebsphase, Zustand B entspricht dem möglichen Vorhandensein eines insgesamt durchlässigen Hutgesteins nach einigen zehntausend Jahren.

Wie in Abb. 3 skizziert, ist die Gefährdungsbewertung konkreter Grubenhölräume durch potentielle Zuflüsse nicht ohne die Einführung gewisser **Abstandskriterien** machbar (vgl. KÄBEL & GERARDI 1999:65).

Das erste Abstandskriterium betrifft die als durchlässig anzunehmende Tiefenreichweite jener Hauptanhydritschollen, die am Salzspiegel ausstreichen. Die durchschnittliche geometrische Erstreckung der zusammenhängenden Hauptanhydritschollen ist im Lagerstättenmodell (BEHLAU et al. 1997) mit 90/100 m dargestellt, wobei nach Ansicht der Bearbeiter die tatsächliche Zerstückelung größer ist. Vereinzelt aufgetretene Fluidzutritte während der Salzgewinnungsarbeiten weisen darauf hin, dass die Reichweite hydraulisch vernetzter Kluftsysteme im Hauptanhydrit mehrere Zehner Meter betragen kann. Nach den Auswertungen von WEBER (1999) können innerhalb der Anhydritschollen großräumig vernetzte Wegsamkeiten über ca. 100 m Länge vorhanden sein. Nimmt man die Kenntnisse über die Absetzigkeit der hydraulisch vernetzten Kluftsysteme und die Ausdehnung der einzelnen Anhydritschollen zusammen, so sind Deckgebirgszuflüsse über den Hauptanhydrit ca. 120 m unterhalb des Salzspiegels auch potentiell nicht mehr möglich. Das Niveau der 2a-Sohle, das ungefähr in diesem Tiefenbereich verläuft, wird konservativ noch als zuflussgefährdet eingestuft. Es wird also aus geologischer Sicht erwartet, dass alle potentiellen Deckgebirgszuflüsse über den Hauptanhydrit in Auffahrungen der Niveaus 310 m-Sohle bis 403 m-Sohle eintreten, soweit sie ihn durchörtern oder

mit ihm durch permeable Auflockerungszonen des Stein- bzw. Kalisalzes hydraulisch verbunden sind.

Die Ausdehnung der bergbaulich induzierten Auflockerungszonen geht aus den untertägigen Permeabilitätsuntersuchungen und aus geomechanischen Berechnungen der BGR (WEBER & WALLNER 1998) sowie darauf basierenden Analogieschlüssen hervor. Demnach erreicht die Auflockerung um Einzelhöhlräume (Strecken, einzelne Abbaukammern) wenige Meter Eindringtiefe in das Salzgebirge. Das diesbezügliche Abstandskriterium (vom potentiell Zuflüsse liefernden Hauptanhydrit) wurde bei der Ausweisung zuflussgefährdeter Grubenbaue vorsorglich auf ≤ 25 m erweitert. Das entspricht dem mittleren bergamtlich verfügbaren Sicherheitsabstand der Abbaue von Tiefbohrungen im Salz in der Grube Marie. Für die dilatanten Auflockerungen in stark durchbauten Grubenteilen liefern die Berechnungsschnitte Angaben zur Reichweite (HEUSERMANN & NIPP 2000:60).

Ein weiteres Abstandskriterium wurde im Hinblick auf eine eventuelle Durchlässigkeit des Salzes (die sich in den Zuflüssen des SLV Lager H der Grube Marie äußert) erforderlich. Hierbei sind die Erfahrungen der bergbaulichen Praxis von Nutzen, wonach eine „Schutzmächtigkeit“ der Salzbarriere gegen Deckgebirgswässer von 60 m bis 80 m ausreichend für die Verhinderung von Zuflüssen ist. Beim Salzlösungsvorkommen Lager H wurde sie erheblich unterschritten und beträgt noch ca. 40 m. Andere Hochbaue im Grubenfeld Marie mit ähnlichen Restmächtigkeiten der Salzscheibe gegen die Hutgesteinsbasis blieben zuflussfrei. Es scheint den Verhältnissen im Endlager in konservativer Weise angemessen, alle Grubenhöhlräume im Stein- und Kalisalz, die weniger als 60 m vom Salzspiegel entfernt sind, als grundsätzlich zuflussgefährdet infolge nicht ausschließbarer geogener Durchlässigkeit des Salzes aufzufassen.

Die potentiell zuflussgefährdeten Grubenhöhlräume sind in Anlage 1 des BGR-Berichtes zur Szenarienanalyse ohne technische Maßnahmen (KÄBEL & GERARDI 1999) aufgelistet und in Abb. 7 jenes Berichtes graphisch visualisiert.

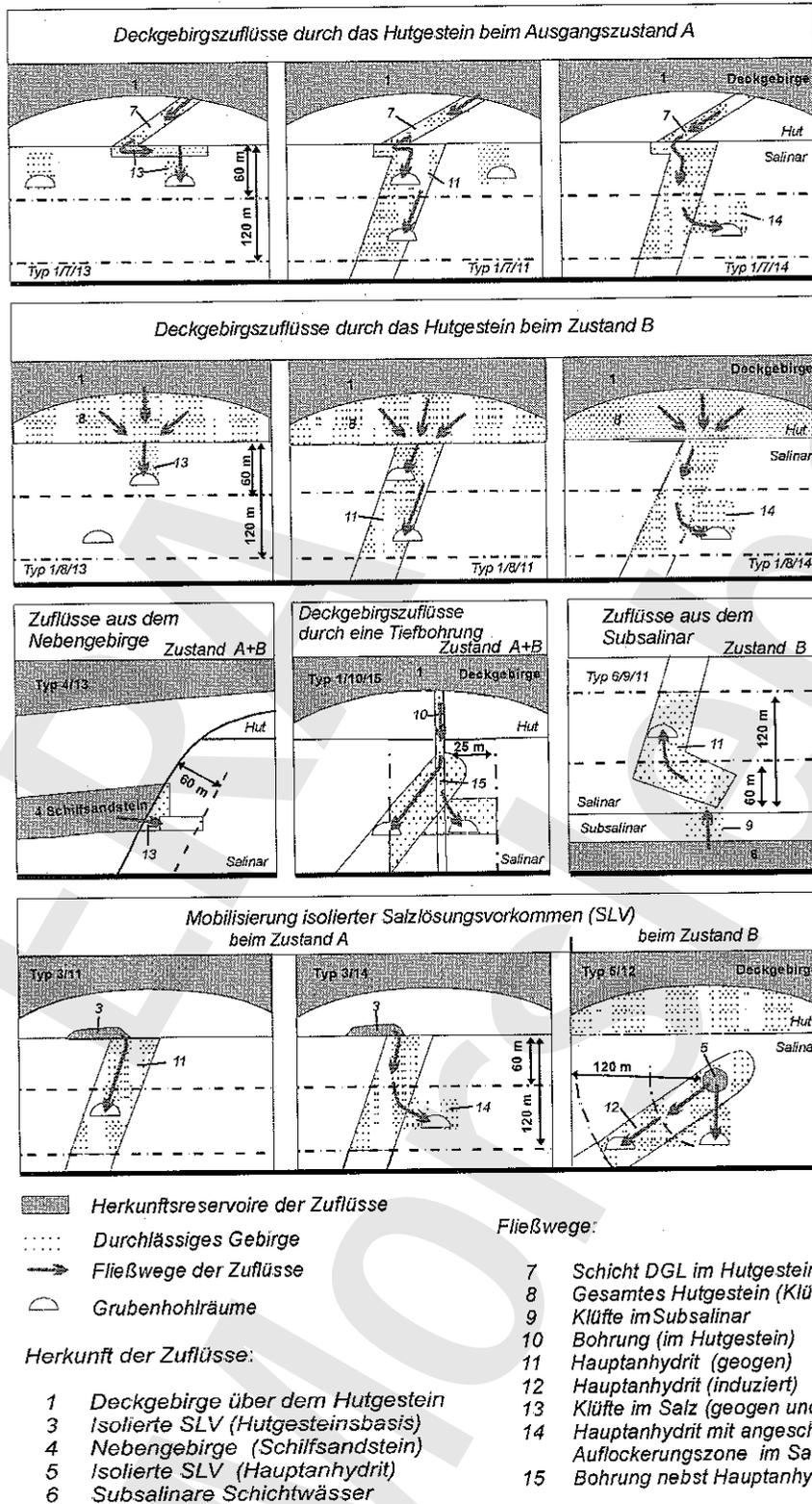


Abb. 3: Haupttypen potenzieller Zuflüsse in das Endlager Morsleben

Folgende **Kombinationen von Zuflusswegen** im Deck- und Nebengebirge und im Salinar können Grubenbaue potentiell gefährden (Nummerierung wie in Tab. 1 und Abb. 3).

- a) Deckgebirgswässer (1) fließen über die Schicht DGL (7) bzw. nach Kluffbildung über das gesamte Hutgestein (8) und über geogene Klüfte des Hauptanhydrits nebst hydraulisch angeschlossenen Wegsamkeiten im Salz (14) in Auffahrungen, die Stein- und Kalisalz durchörtern (Typ 1/7/14 und 1/8/14).
- b) Deckgebirgswässer (1) fließen über die Schicht DGL (7) bzw. nach Kluffbildung über das gesamte Hutgestein (8) und über geogene oder bergbaulich induzierte Wegsamkeiten im Salz (13) in Grubenbaue, die Stein- bzw. Kalisalz durchörtern (Typ 1/7/13 und 1/8/13).
- c) Deckgebirgswässer (1) fließen über die Schicht DGL (7) bzw. nach Kluffbildung über das gesamte Hutgestein (8) und über geogene Klüfte des Hauptanhydrits (11) unmittelbar in Auffahrungen, die den Hauptanhydrit durchörtern (Typ 1/7/11 und 1/8/11).
- d) Nebengebirgswässer aus dem Schilfsandstein (4) fließen über Wegsamkeiten im Salz (13) in Auffahrungen, die das Salz durchörtern (Typ 4/13).
- e) Deckgebirgswässer fließen über eine wegsame Tiefbohrung in den Hauptanhydrit des Salinars und von dort in einen Grubenhohlraum, der den Hauptanhydrit durchörtet (Typ 1/10/15).

Die genannten Zuflusstypen a) bis e) verteilen sich entsprechend Tab. 2 auf gefährdete Grubenhohlräume im Zentralteil (ZT), Nordfeld (NF) und Südostfeld (SE) der Grube Bartensleben und in der Grube Marie – Anzahl ohne Bezug zum Hohlräumvolumen.

Die Position der Zuflusstypen a) bis e) innerhalb der Gruben Bartensleben und Marie ist in dem synthetischen Schema der potentiellen Zuflussvarianten nach Verfüllung des Endlagers (Abb. 4) angegeben.

Tabelle 2: Verteilung der Haupttypen potentieller Zuflüsse auf die nicht verfüllten Grubenbaue (Anzahl)

Ort	Typ	a		b		c		d	e
		1/7/14	1/8/14	1/7/13	1/8/13	1/7/11	1/8/11	4/13	1/10/15
ZT		32	32	-	15	3	3	-	-
NF		19	19	-	-	8	8	-	-
SE		7	7	-	-	-	-	-	-
Marie		195	226	25	73	1	1	1	1

Zum bei weitem vorherrschenden Typ 1/7/14 (Zeit A) bzw. 1/8/14 (Zeit B) gehören viele entlang der Westflanke der Hauptmulde gelegene Grubenhohlräume. Dazu zählen auch jene des Zentralteils Bartensleben, deren potentielle Permeation dilatant verformter Bereiche sich aus der gebirgsmechanischen Beurteilung der Integrität der Salzbarriere ergibt (HEUSERMANN & NIPP 2000:60, Pfad 1 = Salzlösungsvorkommen Abbau 1A sowie Pfade 2a und 2b). Die Anzahl der potentiell gefährdeten Grubenbaue ist im Grubenfeld Marie beim zeitbezogenen Zustand B (Typ 1/8/14) gegenüber A (Typ 1/7/14) deshalb größer, weil einige am Salzspiegel ausstreichende Hauptanhydritschollen nicht mit der Schicht DGL (7) kontaktieren, sondern erst nach Wegsamkeitsbildung im zuvor intakten Hutgestein (8) potentiell zuflusswirksam werden können.

Zum Typ 1/7/13 bzw. 1/8/13 gehört der aktuelle Deckgebirgszufluss im SLV Lagerteil H. Die Anzahl des Typs 1/8/13 übertrifft den des Typs 1/7/13 deshalb beträchtlich, weil viele hochgelegene Kalisalzabbaue sich unter z.Zt. intaktem Hutgestein befinden.

Typ 4/13 stellt die Gefährdung des Westquerschlages Marie durch Zuflüsse aus dem Schilfsandstein dar. Typ 1/10/15 bezieht sich auf die alte Kalibohrung Hmt 4/-.

Die Typen 1/7/11 bzw. 1/8/11 betreffen vor allem Teile der Nordstrecke und des Ostquerschlages Bartensleben, die auf der 1. oder 2a-Sohle den Hauptanhydrit durchfahren haben. Eine Anzahl weiterer Durchörterungen des Hauptanhydrits ist zum Typ 1/7/14 bzw. 1/8/14 gezählt worden, sofern die betreffenden Grubenhohlräume vorwiegend im Salz stehen.

5 Angaben aus dem Verfüllplan zum Konzept der weitgehenden Vollverfüllung

Gemäß dem Konzept der weitgehenden Vollverfüllung werden die bestehenden Hohlräume des gesamten Grubengebäudes vor allem mit einem fließfähigen, zu Salzbeton und Sorelzement aushärtenden Versatz (nicht kompaktierbar) verfüllt. Es erfolgt eine Einteilung des Grubengebäudes nach funktionellen Kriterien in Einlagerungsbereiche (EB) und in die übrigen Grubenbereiche (Restgrube). Einlagerungsbereiche werden durch spezielle Dichtungselemente, den Abdichtungen, von der Restgrube abgetrennt. Die Einlagerungsbereiche umfassen die Einlagerungshohlräume und die daran angrenzenden Grubenhohlräume bis hin zu den Abdichtungen. Als Einlagerungsbereiche gelten das West-Südfeld und das Ostfeld, während Nordfeld, Zentralteil und Untertage-Messfeld (UMF) der Grube Bartensleben Einlagerungshohlräume ohne spezielle Abdichtungsbauwerke enthalten. Das Grubenfeld Marie gehört insgesamt zur Restgrube. Alle folgenden Angaben beziehen sich auf den Verfüllplan gemäß DBE (FISCHER et al. 2001).

Die Abdichtungen bilden die **Verfüllkategorie I**. Die Abdichtungsbauwerke sollen eine Permeabilität von ca. 10^{-16} m² besitzen. Sie sind im Grubenfeld Bartensleben und in den beiden Verbindungsstrecken zum Grubenfeld Marie angeordnet.

Die hydraulischen Abdichtungen verzögern den Zutritt von Lösungen in die Einlagerungshohlräume während der Zulaufphase und verlangsamen den Transport von Radionukliden während der Auspressphase. Die Abdichtungsstrecken schirmen die Einlagerungsbereiche gegen die Restgrube ab.

Da die Abmessungen und physikalischen Parameter der hydraulischen Abdichtungen bekannt sind, stellen sie gut quantifizierbare Elemente bei Modellrechnungen zu Transportprozessen im verfüllten Grubengebäude dar.

Zur **Verfüllkategorie II** gehören alle von BGR (KÄBEL & GERARDI 1999) ausgewiesenen potentiell zuflussgefährdeten Grubenbaue (außer den Kalilagerteilen)

und die Grubenbaue des Zentralteils Bartensleben mit vorgezogener Verfüllung. Hier wird mittels Salzbeton eine Verfüllung mit ca. 70 % Firstanbindung angestrebt, wozu ein Verfüllgrad von mindestens 95 % erforderlich ist. Für Grubenbaue mit kleineren geometrischen Abmessungen (z.B. Strecken, Rolllöcher) wird ein erreichbarer Verfüllgrad von ca. 100 % angesetzt. Die erreichbare Durchlässigkeit des Versatzes beträgt 10^{-16} m² und größer.

Der Versatz soll die Stützung des Gebirges zur Vermeidung der Ausbreitung dilatanter Zonen und die langfristige Verheilung der salinaren Auflockerungszonen im Bereich der salinaren Schutzschichten bewirken und Senkungen der Tagesoberfläche über dem Zentralteil begrenzen. In den potentiell gefährdeten Abschnitten der 1. und 2. Sohle soll er der Zuflussentwicklung und den Aussolungsprozessen entgegenwirken.

In der **Verfüllkategorie III** sind alle Grubenbaue zusammengefasst, die nicht den Verfüllkategorien I, II und IV (Kalilagerteile) zugeordnet sind. Hier soll pro Feldesteil ein mittlerer Verfüllgrad von ca. 65 % erreicht werden. Die Bandbreite der Verfüllung einzelner Hohlräume reicht von 0 bis 100 %, wobei für jeden Grubenbau die geomechanischen Anforderungen individuell berücksichtigt werden. Neben Salzbeton kann die Verfüllung teilweise mit Salzgrus erfolgen. Es wird angestrebt, Rolllochsysteme und Gesenke sowie bereichsweise auch Strecken zu ca. 100 % mit Salzbeton zu verfüllen. Dazu gehören die Rolllochsysteme, Gesenke und Strecken, die von den zuflussgefährdeten Grubenbauen der 1. bis 2. Sohle zu den hydraulischen Abdichtungen führen, die Verfüllabschnitte zwischen den Abdichtungen und dem Einlagerungshohlraum innerhalb der Einlagerungsbereiche, die Verbindungen vom Grubenfeld Bartensleben zum aktuellen Salzlösungsvorkommen im Lager H der Grube Marie und der Westquerschlag Marie.

Der Versatz der Verfüllkategorie III soll das für einen Deckgebirgszufluss erreichbare Hohlraumvolumen begrenzen, die erforderliche Stützwirkung ausüben und die Wirksamkeit der hydraulischen Abdichtungen unterstützen.

Zur **Verfüllkategorie IV** gehören alle Kalilager- teile. Die zugängigen Kalilager- teile werden mit dem bestmöglichen Verfüllgrad (ca. 90 bis 100 %) verfüllt. Da- bei kommen Salzbeton und evtl. Salzgrus in Frage. Zusammen mit den unzu- gängigen Lagerteilen soll ein (geschätzter) Durchschnitt von mindestens 50 % je Lagerteil verfüllt sein. Die Altverfüllung der unzugängigen Abbaue besteht im wesentlichen aus Salzgrus.

Die Verfüllung soll das Volumen zutretender Lösungen möglichst gering halten (die Umlösung begrenzen) und geomechanisch zu stabilisierende Lagerteile stützen.

Die Verfüllung der Einlagerungshohlräume (die nicht Bestandteil des Verfüll- plans gemäß DBE ist) zählt einschließlich der eingelagerten Abfälle zum kom- paktierbaren Versatz.

6 Einfluss der Verfüllmaßnahmen auf die potentiellen Wegsamkeiten des Gebirges

Die Verfüllung ist so auszuführen, dass sie durch ihre stabilisierende Wirkung die Entwicklung neuer bergbaulich bedingter Wegsamkeiten im Salinar und im Deckgebirge verhindert und zur Rückbildung bergbaulich bedingter potentieller Wegsamkeiten im Salzgebirge führt. Für den Hauptanhydrit in den zuflussge- fährdeten Bereichen werden nach der Verfüllung keine bergbaulich induzierten bruchhaften Verformungen (die bei Konvergenz ohne Verfüllung möglich wären) erwartet, denn durch die Stützwirkung des Versatzes und das allmähliche Ver- heilen der salinaren Auflockerung erfährt auch der Hauptanhydrit eine Stützung. Die aktuellen und potentiellen geogenen Wegsamkeiten im Salinar, im Hutge- stein sowie im Deck- und Nebengebirge sind unabhängig von den Verfüllmaß- nahmen.

Dilatante Auflockerungszonen in stark durchbauten Grubenteilen

Aufgrund geomechanischer Modellrechnungen zur Integrität der Salzbarriere ist davon auszugehen, dass sich über den hochgelegenen Steinsalzabbauen des Zentralteils Bartensleben und über den Steinsalz-Langabbauen der Grube Ma

rie dilatante Auflockerungszonen gebildet haben. Sie grenzen zwar nicht an den Salzspiegel, in einigen Fällen aber an die potentiell durch Deckgebirgswässer erreichbaren und heterogen durchlässigen Hauptanhydritschollen. Seit Beendigung des Bergbaubetriebes hat sich in den stark durchbauten Grubenteilen ein nahezu konstanter Spannungszustand im Gebirge mit geringen Konvergenzen der Abbaue eingestellt. Nach Einbringung von stützendem Versatz wird eine langsame Rückbildung der dilatant verformten angrenzenden Gebirgsbereiche erfolgen: Der eingebrachte Versatz wird aufgrund der Hohlraumkonvergenz in Abhängigkeit von seinen mechanischen Eigenschaften kompaktiert. Im Versatz bauen sich Druckspannungen auf. Die deviatorisch geprägten Spannungszustände im angrenzenden Salzgebirge werden allmählich in isotrope Spannungszustände überführt und dilatant verformte Bereiche können verheilen. Dieser Vorgang kann – abhängig von der Güte des Versatzes und der Hohlraumkonvergenz – innerhalb von 40 bis 50 Jahren schon sehr weit vorgeschritten sein. Eine potentiell zuflusswirksame Permeation des Salzgebirges ist in diesen Bereichen deshalb in der Nachbetriebsphase nicht mehr von Bedeutung

Auflockerungszonen um Einzelhöhlräume

Die im Salzgebirge um Strecken und einzelne Abbaukammern ausgebildeten Auflockerungszonen weisen im Nahbereich der Stöße, Firsten und Sohlen eine messtechnisch nachweisbare Permeabilität auf. Die anhand von Permeabilitätsuntersuchungen ermittelten durchlässigen Teile dieser Auflockerungszonen haben eine begrenzte Eindringungstiefe in das Salzgebirge. Sie beschränkt sich oft auf einige Dezimeter, erreicht selten 2 m und kann in Schweben zwischen Abbaukammern bis ca. 10 – 15 m betragen. Die vereinzelt erhöhter Tiefenreichweite der permeablen Auflockerung (> 1 m) fügen sich entlang der Strecken, Gesenke und Rolllöcher nicht zu einer zusammenhängend permeablen Zone solcher Mächtigkeiten. Die gemessenen Permeabilitäten sind nach WEBER & WALLNER (1998:89) folgendermaßen zu kennzeichnen:

Die Durchströmbarkeit des Salzgebirges wird senkrecht zur Klüftrichtung durch die Permeabilität der kompakten Gesteinsbereiche bestimmt; für Fließ

vorgänge parallel zur Klüfterstreckung, d. h. zu den Stößen ist die Permeabilität der Klüftung gemäß Tabelle 3 maßgebend.

Tabelle 3: Permeabilitäten der Auflockerungszone um Strecken im Steinsalz nach WEBER & WALLNER (1998)

Entfernung vom Stoß	Fließvorgang parallel zum Stoß
1 bis 30 cm	$\geq 1 \text{ E-15 m}^2$
30 bis 50 cm	1 E-15 m^2
50 bis 100 cm	1 E-19 m^2

Um einzelne Abbaukammern reichen die hohen Permeabilitäten bis in 2 m Tiefe vom Stoß. In Schweben zwischen Abbaukammern können die Permeabilitäten wesentlich größer als um Strecken sein (Messungen liegen nicht vor).

Die durchgeführten Tests ergaben, dass Steinsalz im unverritzten Zustand keine Durchlässigkeiten größer als 1 E-20 m^2 besitzt.

Durch den hohen Verfüllungsgrad der potentiell zuflussgefährdeten Grubenteile kann der Stützdruck gegen die Konvergenz eine allmähliche Schließung der Wegsamkeiten in der Auflockerungszone bewirken. Zum zeitlichen Verlauf dieses Prozesses liegen zur Zeit noch keine gesicherten Erkenntnisse vor.

Bezogen auf die Relationen in der gesamten Grube kann man davon ausgehen, dass sich

- a) die Auflockerungszonen um Einzelhohlräume auf den tieferen Sohlen etwas schneller zurückbilden als auf den höheren Sohlen und dabei besonders schnell in den teilweise ausgeräumten Abschnitten der hydraulischen Drosseln mit der Verfüllkategorie I.
- b) die Auflockerungszonen und Resthohlräume bei Grubenbauen mit der Verfüllkategorie II deutlich schneller zurückbilden als bei Grubenbauen mit der Verfüllkategorie III und IV.

Konsequenzen bezüglich der zuflussgefährdeten Grubenbaue

Als Konsequenz aus den Verfüllmaßnahmen und der Reaktion des Salzgebirges darauf verringert sich die Anzahl der mit bergbaubedingten Wegsamkeiten zusammenhängenden Gefährdungen des Typs 1/7/14, 1/8/14 und 1/8/13 (Typenkennzeichnung siehe Abb 3). Nach Einbringung von stützendem Versatz wird der geomechanische Zustand des Salzgebirges nachhaltig verbessert, d. h. der gegenwärtige Gefährdungsgrad der Grube deutlich verringert.

Nimmt man die Zahlen aus Tabelle 2, so entfallen bald nach erfolgter Verfüllung beim Typ 1/8/13 alle durch bergbauliche Auflockerung bedingten 15 Gefährdungen im Zentralteil Bartensleben und 48 Gefährdungen in der Grube Marie (dort sind 25 Gefährdungen der Typen 1/8/13 und 1/7/13 durch hochgelegene Kaliabbaue bei Unterstellung unveränderlicher geogener Durchlässigkeit des hangenden Salzes verursacht).

Bezüglich Typ 1/7/14 und 1/8/14 wird erwartet, dass die vorhandene bzw. vermutete Permeabilität des Steinsalzes zwischen Grubenbau und Hauptanhydrit allmählich infolge des Salzkriechens verheilt. Nach Abschluss dieses lokal unterschiedlich schnell bzw. langsam verlaufenden Prozesses wird ein Teil der ausgewiesenen Grubenbaue nicht mehr gefährdet sein. Ein anderer Teil, bei dem der Hauptanhydrit zumindest an einer Stelle der Firste oder Stöße unmittelbar ansteht, zählt dann an dieser Stelle zum Gefährdungstyp 1/7/11 und 1/8/11. Bei einem weiteren Teil wird die Gefährdungsentwicklung nicht nur wegen der Kenntnisdefizite zum zeitlichen Verlauf, sondern auch wegen der Kenntnisdefizite zur exakten Raumlage der Hauptanhydritschollen kaum eindeutig abschätzbar sein. Vor allem wegen des letztgenannten Grundes wird von einer Neubewertung der gefährdeten Grubenbaue nach Verfüllung abgesehen.

7 Modellvorstellungen zum Beginn von Deckgebirgszuflüssen

Das Grubenfeld Bartensleben ist ausschließlich durch Deckgebirgszuflüsse gefährdet, deren Fließwege vom Hutgestein über den Hauptanhydrit an der Westflanke der Hauptmulde führen. Im Grubenfeld Marie kommen noch Gefährdungen über nicht ausschließbare geogene Wegsamkeiten im Salz dazu.

Alle in KÄBEL & GERARDI (1999) als potentiell zuflussgefährdet ausgewiesenen **Grubenbaue, die den Hauptanhydrit durchhörern oder näher als 25 m an ihn heranreichen**, sind gegenwärtig frei von Deckgebirgszuflüssen. Da sich nach Verfüllung des ERAM die Wegsamkeiten in den Auflockerungszonen des Salzes allmählich schließen, verbleibt als modellhafte Möglichkeit für das Auftreten neuer Zuflüsse nur die Aktivierung vorhandener Kluftsysteme im Hauptanhydrit. Aktivierung soll im gegebenen Zusammenhang zusätzliche Rissbildung als Folge langzeitiger Kraffteinwirkung auf den Anhydrit (Entlastung zuvor aufgebaute Spannungen innerhalb der Schollen) bedeuten.

Solange *neue Rissbildungen nicht stattfinden*, kann lediglich das theoretisch vorstellbare Nachdrängen von Deckgebirgswässern zum SLV Abbau 1A (Variante 2 im Kap. 3.3) als Betrachtungsfall unterstellt werden. Dieser Fall könnte über längere Zeit, die vom hydraulischen Widerstand des verfüllten Grubengebäudes (Länge und Durchlässigkeit der Fließwege) mitbestimmt wird, zur löungsbedingten Weitung von Wegsamkeiten in salzgefüllten Klüften des Anhydrits bzw. im Salz und damit zur Erhöhung der (jetzigen) Zuflussmengen führen.

Zum Betrachtungsfall „*zusätzliche Rissbildung im Hauptanhydrit*“ ist zunächst festzustellen, dass der Hauptanhydrit durch seine Einbettung in das Steinsalz geomechanisch von Druck- und Zugbeanspruchungen aus dem Subsalinar oder aus den Flanken der Salzstruktur abgeschirmt ist. Ferner ist zu konstatieren, dass die maximal mögliche seismische Erschüttungsintensität im linear-elastischen Verformungsbereich der Gesteine bleibt (vgl. ZEP 2-11, KÄBEL & GERARDI, 1999). Am Endlagerstandort sind keine geogenen Prozesse und Einwirkungen als messbare Verformungen bzw. Spannungsänderungen nachge-

wiesen. Die angegebene Sachlage führt im Hinblick auf die zukünftige Entwicklung von Deckgebirgszuflüssen zu zwei Interpretationsmöglichkeiten.

Interpretationsmöglichkeit 1:

Es finden keine neuen Deckgebirgszuflüsse über die im Salinar eingebetteten Hauptanhydritschollen statt, weil dort die erkennbaren bzw. vermutbaren tektonischen Krafterwirkungen und die gebirgsmechanischen Begleitumstände eine Bildung von wasserwegsamem Klüften im Betrachtungszeitraum von ca. 150 000 Jahren nicht zulassen.

Interpretationsmöglichkeit 2:

Geologische Bewegungen und Spannungsumlagerungen unterhalb der aktuellen Nachweisbarkeit sind denkbar, entwicklungsgeschichtlich möglich und modellhaft zu berücksichtigen.

Die Allertalzone, in der das Endlager angelegt ist, stellt ein markantes Lineament für den Ausgleich differenzierter Schollenbewegungen dar (BEST & ZIRNGAST 1998:76). Die neotektonischen Vorgänge erzeugen innerhalb der Leistenschollen, die die Allertalzone umgeben, maximale Differenzbeträge von wenigen Metern über längere geologische Betrachtungszeiträume. Die generell unterstellbaren Krafterwirkungen aus dem Deck- und Nebengebirge auf das Hutgestein und auf hochgelegene Hauptanhydritschollen der Salzstruktur könnten unter Umständen Spannungsakkumulationen an der Peripherie vorhandener Kluftsysteme verstärken und zu ihrer weiteren Ausdehnung durch neue Rissbildung führen. Diese generelle Betrachtungsweise (erzwungen durch die sehr niedrige Intensität geologischer, insbesondere tektonischer Prozessabläufe am Endlagerstandort) birgt ein erhebliches Maß an Unbestimmtheit bezüglich des Zustandekommens von Deckgebirgszuflüssen über den Hauptanhydrit in sich. Man kann in Analogie zur zeitlichen Aussage über die Umstellung des intakten Hutgesteins hin zu einem vielerorts durchlässigen Hutgestein (KABEL 2000:33; vgl. Kap. 3.2) veranschlagen, dass für zusätzliche Rissbildungen im Hauptanhydrit Zeiträume in der Größenordnung von einigen zehntausend Jahren und länger nötig sind. Allerdings ist im Einzelfall bei bereits sehr ausgedehnten Kluftsystemen eine frühzeitige Zuflusssituation modellhaft nicht auszuschließen.

Für die **zuflussgefährdeten hochgelegenen Abbaue von Kalisalzen** in der Grube Marie kann man ähnliche allgemeine Aussagen machen.

Bei diesen Abbauen ist die unterstellte geogene Durchlässigkeit der Salzschweben entweder unveränderlich vorhanden oder im Einzelfall nicht vorhanden. Eine Aktivierung neuer Zuflüsse setzt bei vorhandener geogener Permeabilität des Salzes voraus, dass *sich in zuvor dichten Abschnitten des Hutgesteins neue Wegsamkeiten* gebildet haben.

Solange diese Wegsamkeitsbildung im Hutgestein nicht stattgefunden hat oder soweit die unterstellte geogene Durchlässigkeit hochgelegener Abbaue nicht vorhanden ist, bleibt das SLV Lager H einzige Zuflussstelle in den hochgelegenen Kaliabbauen der Grube Marie. Gegenwärtig treten im sylvinitischen Lager teil H carnallitisch gesättigte Salzlösungen aus. Ihre Aufsättigung erfahren die ursprünglichen Deckgebirgswässer am Salzspiegel in mindestens 800 m Entfernung vom Zutrittsort, wo das ausstreichende Kaliflöz carnallitisch ausgebildet ist. Diese Konstellation und die gegenwärtig geringen Zuflussmengen (Größenordnung um $10 \text{ m}^3/\text{a}$) machen eine künftige lösungsbedingte Weitung der Fließwege vom Ort der Aufsättigung zum Zutrittsort zu einem äußerst langwierigen Prozess. Eine solche Entwicklung käme in der Konsequenz einem unterstellbaren mittelfristigen oder späten (vgl. Abb 6) stärkeren Zuflussereignis gleich. Nach Ablauf einiger zehntausend Jahre gewinnt die Entwicklung des Hutgesteins hin zu einer neuen generellen Durchlässigkeit zunehmend an Wahrscheinlichkeit (KÄBEL 2000:33). Im Verlaufe dieser Entwicklung kann sich das Fließsystem zum SLV Lager H umstellen (mit Dominanz direkter Überströmungen aus dem Oberkreide-Aquifer) und es können neue Zuflüsse an ähnlich beschaffenen Lokationen der Grube Marie auftreten (KÄBEL 1998:71, 74).

Die Modellvorstellungen des vorliegenden Berichtes konzentrieren sich auf die Ausdeutung der Interpretationsmöglichkeit 2. In diesem Zusammenhang kann man sagen, dass die Grube Bartensleben nach ihrer Verfüllung vermutlich lange Zeit zuflussfrei bleiben wird, wobei die geologische Erwartung für neue Deckgebirgszuflüsse nach einigen zehntausend Jahren oder später weitaus größer ist als die geologische Erwartung von neuen Zuflüssen nach einigen hundert oder tausend Jahren.

8 Modellvorstellungen zum Eindringen der Deckgebirgszuflüsse in die verfüllte Grube

Laut Verfüllplan ist in den beiden Verbindungsstrecken zwischen den Grubenfeldern Bartensleben und Marie ein firstbündiger Versatz mit Salzbeton vorgesehen. Außerdem sind die Verbindungsstrecken von den Ostquerschlägen der beiden Gruben bis zu diesen Strecken vollständig mit Salzbeton zu verfüllen (FISCHER et al. 2001). Die Bewegung von Salzlösungen in bzw. aus der Grube Bartensleben über die Grube Marie wird dadurch so stark erschwert, dass sie einer unmittelbaren Verbindung Deckgebirge – Grube Bartensleben stets nachgeordnet sein wird.

Die Gesamtheit der potentiellen Zuflussvarianten (Fälle a bis e gemäss Kapitel 4) ist als synthetisches Schema in Abb. 4 zusammengefasst. Aus den eingangs genannten Umständen können sich die nachfolgenden Ausführungen auf das Grubenfeld Bartensleben beschränken.

Deckgebirgszuflüsse können potentiell in allen Abschnitten der 1. und 2a-Sohle Bartensleben in die verfüllte Grube eintreten, die den Hauptanhydrit an der Westflanke der Hauptmulde durchfahren haben oder eine geringe Entfernung zu ihm aufweisen. Diese „geringe Entfernung“ kann zu Beginn der Nachbetriebsphase einige Meter betragen. Sie verringert sich nach Maßgabe der Konvergenz des Salzgebirges im Verlaufe eines nicht genau eingrenzbaaren Zeitraumes bis gegen Null Meter. Zuflussgefährdet sind auch einige Abbaukammern der 2. Sohle, die große Abbauhöhen aufweisen und dadurch das Entfernungskriterium zum Hauptanhydrit und Salzspiegelniveau unterschreiten. Die als Kollektoren zutretender Deckgebirgsässer in Frage kommenden Teile der 1. und 2. Sohle sind in vereinfachender Schematisierung in Abb. 2 dargestellt.

Die Mengenentwicklung beginnt mit sehr kleinen Werten, die z. B. die jetzigen Zulaufmengen des Salzlösungsvorkommens im Abbau 1A nicht überschreiten. Das ist eine logische Konsequenz (a) der Tatsache, dass es gegenwärtig (und zu Beginn der Nachbetriebsphase) keine Deckgebirgszuflüsse gibt, und (b) des Umstands, dass die voraussagbare Wegsamkeitsbildung sehr gering sein wird.

Es ist geologisch möglich, dass sich mehrere Deckgebirgszuflüsse unabhängig voneinander zeitlich gestaffelt oder parallel entwickeln

Wenn sich ein Deckgebirgszufluss ergeben hat, ist seine Steigerung nicht so sehr durch sich fortsetzende geogene Riss- bzw. Kluftbildung zu erwarten, als vielmehr durch die kontinuierliche lösungsbedingte Weitung der Fließwege. Die lösungsbedingte Weitung der Fließwege kann unter Umständen ein allmählich progressierender Prozess sein. Nachdem das zunächst im Kluftreservoir der Salzbarriere bzw. des Hutgesteins vorhandene Volumen an Salzlösung in die 1. bzw. 2. Sohle oder tiefer gesickert ist, löst das nachdrängende untersättigte Deckgebirgswasser salzverheilte Klüfte des Hauptanhydrits und das Salz der Auflockerungszone bzw. den Salzzement der Verfüllung und schafft sich bevorzugte Fließwege. Die Weitung der bevorzugten Fließwege und die Zulaufmengen können insbesondere dann stark zunehmen, wenn die Lösungen in teilverfüllte Hohlräume der tieferen Sohlen (ohne wesentliche Fließwiderstände) eindringen. Dies kann in ungleichmäßigen Etappen ablaufen.

Es ist aus geologischer Sicht nicht überschaubar, ob die unvermeidliche Ausbildung bevorzugter Fließwege sich bis zur 4. Sohle oder sogar tiefer fortsetzen, d. h. nicht völlig gesättigte Salzlösungen in dieses Niveau bringen kann. Einige der möglichen Fließwege vom Salzspiegel zu den Einlagerungsbereichen kann man aus den Abbildungen 2, 4 und 5 ersehen. Neben den abgebildeten Rolllochsystemen kommen auch das stark durchbaute Kalilager C und die Schweben zwischen den Abbaukammern im stark durchbauten Zentralteil als vertikaler Fließweg in Betracht.

Das verfüllte Grubengebäude wird sich vermutlich nicht gleichmäßig von unten nach oben mit Salzlösung füllen. Teile von oberen Sohlen, die relative Tieflagen darstellen, können sich in Abhängigkeit von den konkreten geometrischen Verhältnissen teilweise oder vollständig mit Salzlösung füllen, bevor der sich irgendwann herausbildende „generelle Pegel“ dieses Niveau erreicht hat

Eine Abschätzung der Abflüsse aus dem Deckgebirge (Schicht DGL) bei unterstelltem Fehlen des hydraulischen Widerstandes entlang des Kaliflözausbisses an der Westflanke der Hauptmulde und bei widerstandsfreiem Eintritt der Lösungen in die Grube wurde anhand des existierenden Rechenmodells zur

Grundwasserbewegung vorgenommen (KLEMENZ & SIEGEL 2001:15). Bei Verwendung der erkundeten Durchlässigkeiten für die Schicht DGL von 10^{-9} m/s und für das intakte Hutgestein von 10^{-11} m/s sowie realistischen Annahmen für den Fließweg entlang des selektiv subrodierten Kaliflözausbisses von 200 m Länge und 10^{-8} m/s anfänglicher Durchlässigkeit werden die widerstandsfreien Abflüsse aus dem Deckgebirge in die Grube ca. $55 \text{ m}^3/\text{a}$ betragen. Da zunächst gesättigte Salzlösungen fließen, verändert sich die Durchlässigkeit des Fließweges am Salzspiegel nicht, so dass die Zuflüsse über einige Hundert Jahre oder länger ihre Größenordnung beibehalten. Nach Maßgabe ihrer Aussüßung vermögen die Deckgebirgswässer der Schicht DGL den Kaliflözausbiss zu subrodieren, wobei dessen Transmissivität sich allmählich erhöht und schließlich einem Höchstwert zustrebt. Für diese Langzeitphase der Zuflüsse ergeben die Modellrechnungen Zuflussmengen zwischen ca. $100 \text{ m}^3/\text{a}$ und ca. $600 \text{ m}^3/\text{a}$. Anhand solcher Abschätzungen beträgt die Dauer des Volllaufens der Grube Bartensleben bei einem anfänglichen Resthohlraumvolumen von ca. 1,4 Million m^3 mindestens 2.500 bis 5.000 Jahre, vermutlich jedoch mehr (trotz der Hohlraumverminderung infolge Konvergenz). Eine nicht ausschließbare allmähliche Erhöhung der Durchlässigkeit der Schicht DGL infolge Sulfatkorrosion und Suffosion von Feinstkorn wird bei diesen rechnerischen Abschätzungen vermutlich kompensiert durch die Vernachlässigung des Fließwiderstandes im Salinar und in der verfüllten Grube.

Im Hinblick auf das Volllaufen kann man einen Vorgang vorwiegend abwärts gerichteter Sickerung entlang dafür prädestinierter Grubenbaue von einem Vorgang langsamen Anstiegs des generellen Pegels mit allgemeiner Füllung der verfügbaren Hohlräume unterscheiden.

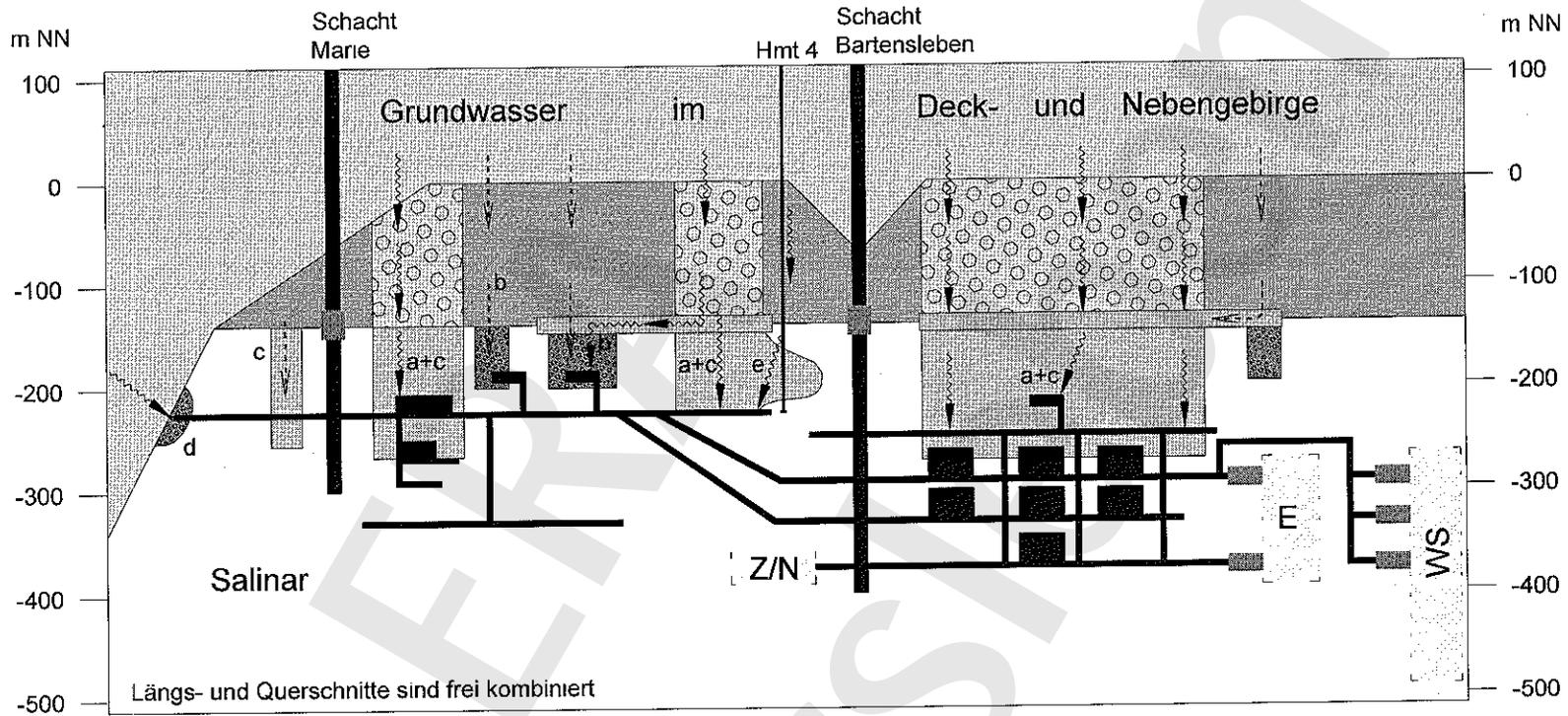
Beim erstgenannten Vorgang bleiben weite Teile der verfüllten Grube noch luft- bzw. gasgefüllt. Die Lösungs- bzw. Umlösungsprozesse beschränken sich auf die bevorzugten Sickerstrecken. Letzteres birgt einerseits die Gefahr der Salzauflösung an unerwünschter Stelle und andererseits die Möglichkeit der Einrichtung bevorzugter Sickerwege durch die Art der Verfüllung. Während der Sickerphase können sich im Einströmbereich der Deckgebirgswässer oberhalb der 1. bzw. 2.-Sohle große Hohlräume bilden. Für die Form der sich im Salinar bildenden Lösungsweitungen sind die Relationen der Fließwiderstände in der

Schicht DGL, im salinaren Hauptanhydrit und im verfüllten Grubengebäude von großer Bedeutung. Da die Permeabilität des Versatzes ($> 10^{-16} \text{ m}^2$) derjenigen der Schicht DGL ungefähr gleichkommt, die Durchlässigkeit der Auflockerungszone (ca. 10^{-15} m^2 zu Beginn der Nachbetriebsphase) jedoch zunächst größer sein kann als beide und als der Fließwiderstand im wegsam gewordenen Hauptanhydrit oberhalb der vom Zufluss betroffenen Grubenbaue, sind die Verhältnisse bei einem frühzeitigen Zufluss schwierig zu beurteilen.

Eine in die Tiefe der betroffenen Grubenbaue voranschreitende Lösungsweitung muss in Betracht gezogen werden. Wird die derzeitige saline Schutzschicht erst wegsam, wenn sich die Permeabilität der Auflockerungszone infolge der Konvergenz zurückgebildet hat, werden die Lösungshohlräume vermutlich bevorzugt im Salinar oberhalb der 1. bzw. 2. Sohle ausgesolt.

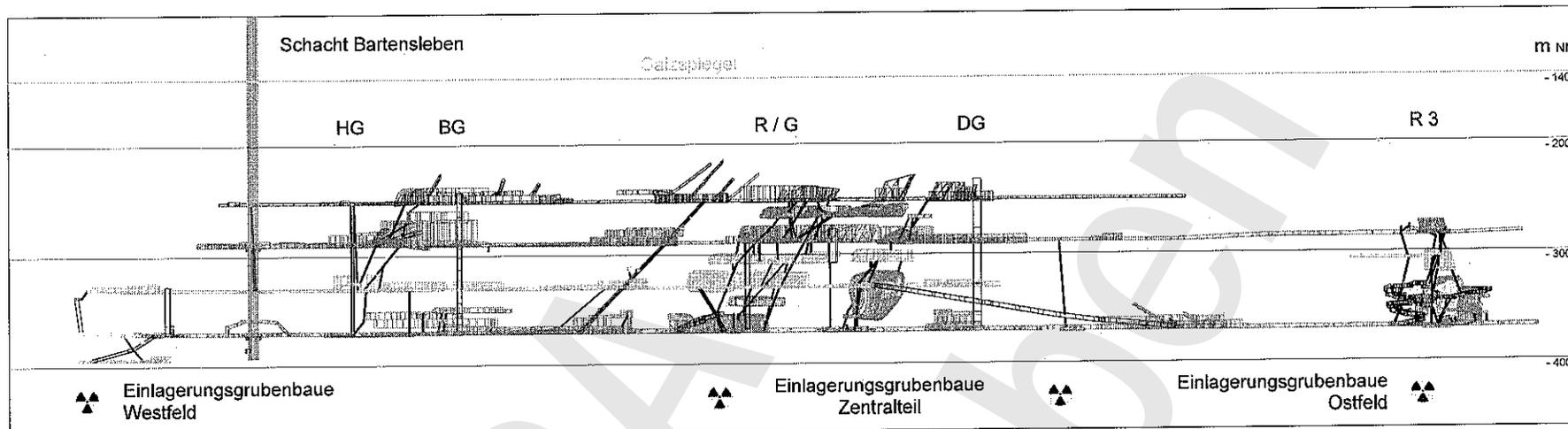
Die am Standort Morsleben vorhandenen Gebirgsverhältnisse lassen nach Überschlagsrechnungen nicht erwarten, dass dabei Tagesbrüche entstehen.

Die allgemeine Füllung bzw. Sättigung des Resthohlraumvolumens beim Anstieg des generellen Pegels wird anfangs für unterschiedliche Grubenteile differenziert verlaufen. Erst nach dem Erreichen der 4. Sohle kann sich ein zusammenhängender Füllungsstand für alle Grubenteile einstellen. Nach Maßgabe des Füllungsstandes finden die abschließenden Umlösungsprozesse entlang den abgebauten Kaliflözen langsam von den tieferen zu den höheren Niveaus statt. Die Berechnungen von HERBERT & SANDNER (1999), die für das unverfüllte Endlager eine Umlösung der Kaliflöze oberhalb der 1. Sohle nicht ausschlossen, sind demnach wegen der geringeren Gesamtmenge an Salzlösung nach Verfüllung und wegen ihres unterstellbaren hohen Sättigungsgrades beim Erreichen der oberen Sohle nicht mehr relevant.

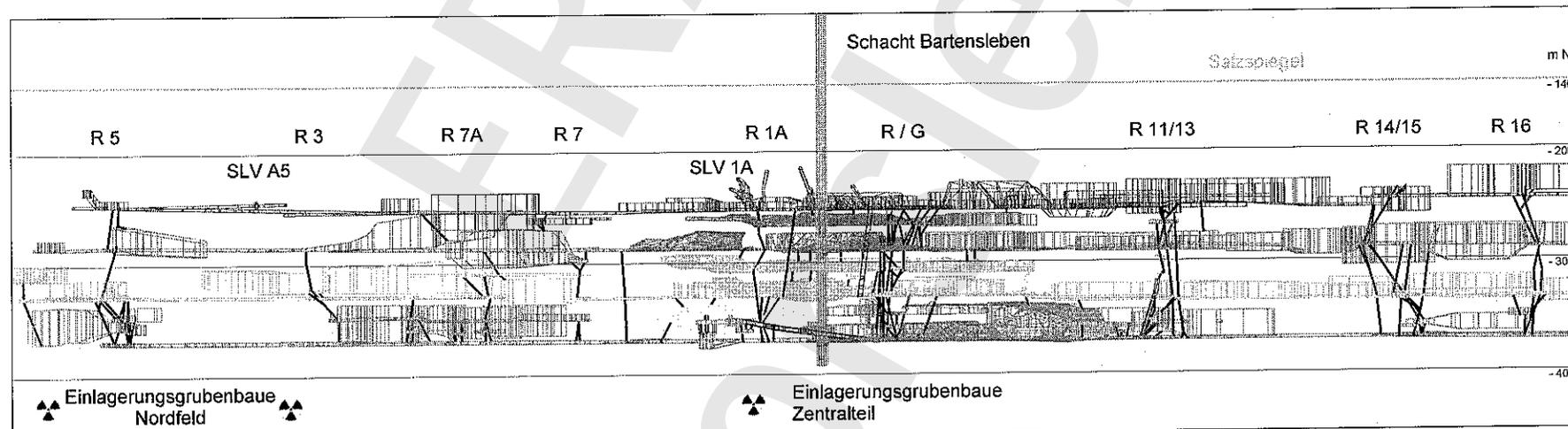


- | | | | | | |
|--|---------------------|----|---------------------------|--|-------------------------------------|
| | intaktes Hutgestein | | verfülltes Grubengebäude | | Zuflüsse ohne zeitliche Limitierung |
| | Schicht DGL | | hydraulische Abdichtungen | | Zuflüsse nach einigen 10 000 Jahren |
| | Flöz am Salzspiegel | | Einlagerungsbereiche: | | Zuflusstypen gemäß Text |
| | Hauptanhydrit | Z | Zentralteil | | Alte Erkundungsbohrung auf Kalisalz |
| | permeables Salz | N | Nordfeld | | |
| | | WS | West- Südfeld | | |
| | | E | Ostfeld | | |

Abb. 4: Synthetisches Schema der potenziellen Zuflussvarianten nach Verfüllung des Endlagers Morsleben



Querschnitt (etwa WSW→ENE) des Grubengebäudes Bartensleben durch Westfeld, Zentralteil und Ostfeld



Längsschnitt (etwa NNW→SSE) des Grubengebäudes Bartensleben durch Nordfeld, Zentralteil und Südostfeld

Abb. 5: Schnitte durch das Grubengebäude des Endlagers Morsleben, stark vereinfacht, Maßstab 1 : 4 000

Die Dichteverteilung der Salzlösungen im Endlager wird inhomogen und vermutlich über lange Zeiträume instationär sein. Man kann erwarten, dass die erreichbare Dichteschichtung nach dem Volllaufen für einzelne Gruben- bzw. Feldesteile unterschiedlich stark ausgeprägt sein wird.

Der langsam steigende Flutungspegel wird die hydraulischen Abdichtungen vor den Einlagerungsbereichen zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreichen.

Beim Volllaufen der Grube werden die vorhandenen Luft-Gas-Gemische in die Resthohlräume oberhalb des generellen Pegels verdrängt. Es können sich je nach Grubenkonfiguration Gaspolster in unterschiedlichen Grubenhohlräumen und Teufen ansammeln. Die Produktion neuer Gase und die Gaspolster sind von Relevanz für die Füllungs- und Auspressungsvorgänge in den Einlagerungsbereichen (Kapitel 9). Bezüglich der Verhältnisse in der Restgrube spielen die Gase eine im Wesentlichen passive Rolle, indem sie das für die Salzlösungen erreichbare Volumen in Abhängigkeit vom jeweils herrschenden hydrostatischen Druck bzw. späteren Druck infolge Konvergenz vermindern.

Im Hinblick auf die Szenarientwicklung lassen sich entsprechend den inhaltlichen Aussagen der Kapitel 5 bis 8 mehrere Zustände hervorheben und in ihrer zeitlichen Variabilität zusammenfassend beschreiben. Betrachtet werden die Modellvorstellungen zum Beginn von neuen Deckgebirgszuflüssen (d. h. von zusätzlichen Wegsamkeiten im Hauptanhydrit), zur Durchlässigkeit des Hutgesteins, zur Verheilung der Auflockerungszonen im Salzgebirge und zu klimatischen Einflüssen auf die Grundwasserbewegung. Man kann vier Entwicklungszustände hervorheben, die zeitlich fließend ineinander übergehen, aber jeweils durch eine typische Zeitangabe repräsentiert werden. Kapitel 10 enthält die nähere Beschreibung und eine Übersicht.

9 Modellaspekte zur Auspressung kontaminierter Lösungen aus dem Endlager

Nach erfolgtem teilweisem oder vollständigem Volllaufen der Einlagerungsbereiche können die dort kontaminierten Salzlösungen wieder austreten, sobald der Innendruck im Einlagerungsbereich größer ist als der Außendruck am Ende der hydraulischen Abdichtungen. Die dazu erforderliche Erhöhung des Innendruckes kann durch Druckaufbau infolge Konvergenz und durch Druckaufbau infolge von Gasentwicklung geleistet werden. Diese Faktoren wirken in den verschiedenen Einlagerungsbereichen unterschiedlich. Außerhalb der Einlagerungsbereiche und der sie begrenzenden Abdichtungen ist der sich im übrigen Grubengebäude einstellende Druck infolge Konvergenz bestimmend für die Auspressung der Salzlösungen bis an die Oberfläche des Hutgesteins. Bei einem frühzeitigen Zufluss und relativ schnellem Füllvorgang kann die Gasbildung in der Restgrube evtl. eine gewisse Bedeutung für die Wiederauspressung erlangen. Die in Kapitel 8 geschätzte Mindestdauer eines Absaufens der verfüllten Grube durch Zuflüsse aus der Schicht DGL des Hutgesteins von ca. 2.500 bis 5.000 a lässt schlussfolgern, dass sich die Gasbildung hauptsächlich parallel zur Füllung des Resthohlraumvolumens vollzieht. Somit wird bei realistischer Betrachtungsweise der Gasdruck insgesamt nur eine geringere Rolle als die Konvergenz für die Auspressung kontaminierter Lösungen spielen können.

Die zur Gasbildung durchgeführten Berechnungen zeigen, dass sie für den komplexen Einlagerungsbereich im West-Südfeld am intensivsten sein wird (NOACK 2000). Die für Südfeld, Westfeld und Ostfeld berechnete Gasbildung durch Korrosion ist nach einigen Tausend Jahren beendet. Im Hinblick auf die im Kapitel 7 getroffenen Aussagen zum Beginn von Deckgebirgszuflüssen wird die Gasentwicklung wahrscheinlich teilweise vollzogen und der entsprechende Gasdruck in den Einlagerungsbereichen abgebaut sein, bevor Deckgebirgszuflüsse das verfüllte Bergwerk fluten, denn eine teilweise Korrosion der gasbildenden Ausgangsstoffe ist nach Betriebsabschluss durch die vorhandene Feuchte auch ohne Deckgebirgszufluss möglich.

Der Druck infolge Konvergenz ergibt sich rechnerisch aus den Volumenkonvergenzraten unter Berücksichtigung des Stützdruckes, der sich in bergmännischen Hohlräumen durch Fluide und durch Feststoffverfüllung einstellt. Der durch die Konvergenz sich aufbauende Druck führt zur Verheilung von Wegsamkeiten in den Auflockerungszonen des Salzgebirges, Schließung vorhandener Resthohlräume, Kompaktion der Feststoffverfüllung und zum Auspressen der Salzlösungen sowie zur weiteren Kompression vorhandener Gaspolster.

Nachdem die kontaminierten Lösungen das Abdichtungssystem der jeweiligen Einlagerungsbereiche passiert haben, vermischen sie sich mit den nichtkontaminierten Wässern der übrigen Grubenräume. Als Triebkraft für die weitere Auspressung ist dann vermutlich nicht so sehr der Konvergenzdruck in den Einlagerungsbereichen, als der des sonstigen Grubengebäudes maßgebend. Die zu überwindenden Fließwiderstände leiten sich in den tieferen Sohlen hauptsächlich aus den Permeabilitäten der Verfüllung und der Auflockerungszonen ab. Die Permeabilitäten der Auflockerungszonen verringern sich mit der Zeit und sind nach ca. 10 000 a praktisch ohne Bedeutung für eventuelle Fließvorgänge in der verfüllten Grube. Auf den oberen Sohlen werden sich die Strömungsvorgänge hauptsächlich an den bevorzugten Fließwegen orientieren, soweit sie sich lösungsbedingt während der Zuflussphase gebildet haben.

Da man bei den Modellrechnungen zum Austrag kontaminierter Lösungen die Fließwiderstände und Druckverteilungen im übrigen Grubengebäude außer Betracht lässt, werden die berechneten Mengen eindeutig über und die Fließzeiten unter den realistisch zu erwartenden Werten liegen.

Oberhalb des Salzspiegels migrieren die ausgepressten Lösungen zunächst durch die Schicht DGL des Hutgesteins und gelangen dann mit dem Grundwasserstrom des Deckgebirges bevorzugt über klüftige Keuperschichten und Quartär in die Niederterrassenschotter der Aller bzw. in die Aller selbst. Ein Fließweg von der Schicht DGL über Kreidesande und quartäre Schichten ist insbesondere für die Auspressung aus der Grube Marie möglich. Modellhaft muss unterstellt werden, dass nach einigen zehntausend Jahren das gesamte Hutgestein für die Weiterleitung der kontaminierten Lösungen vom Salzspiegel

zum sedimentären Deckgebirge zur Verfügung steht. In diesem Zusammenhang könnte die Sorption von Radionukliden im Grauen Salzton der Schicht DGL zurückgehen oder ausfallen und die Weiterleitung der verdünnten Lösungen in den Kreidesanden an Bedeutung gewinnen. Eine unterhalb des Salzspiegels während der Zulaufphase möglicherweise ausgesolte Kaverne könnte eine Transmissivitätserhöhung des überlagernden Hutgesteins verursachen. Entsprechende Auswirkungen auf die Stofftransportprozesse der Auspressphase sollten in Vergleichsrechnungen abgeschätzt werden.

Eine untergeordnete Rolle spielen klimatisch bedingte Veränderungen der hydrogeologischen Verhältnisse des Deckgebirges infolge von diskontinuierlichem Permafrost (nach ca. 60 000 Jahren, Dauer ca. 10 000 Jahre) und kontinuierlichem Permafrost (nach ca. 100 000 Jahren, Dauer ca. 10 000 bis 15 000 Jahre). Permafrost kann einige Zehner Meter tief in den Boden eindringen (bevorzugt in Sande) und die Strömungsbahnen im oberflächennahen Grundwasser beeinflussen. Eine gründliche Umstellung des hydrogeologischen Modells für das Deckgebirge und für die Weiterleitung kontaminierter Lösungen ist nach ca. 150 000 Jahren notwendig, weil periglaziale Verhältnisse mit tiefreichendem Dauerfrost und eine mögliche glaziale Situation im oberen Allertal neue Grundwasserströmungsverhältnisse schaffen können.

10 Schlussfolgerungen

Die Untersuchung des Standortes Morsleben und seines geowissenschaftlich bedeutsamen Umfeldes ermöglichte eine umfassende Ermittlung und Bewertung der potentiellen Gefährdung des Endlagerbergwerkes durch geologische Prozesse sowie durch Zuflüsse aus dem Deck- und Nebengebirge bzw. dem Subsalinar der Salzstruktur und durch Lösungen innerhalb des Salinars. Das **Fazit** lautet: Das verfüllte Grubenfeld Bartensleben ist potentiell ausschließlich durch Deckgebirgswässer, deren Fließwege vom Hutgestein über den Hauptanhydrit an der Westflanke der Hauptmulde führen, gefährdet. Im Grubenfeld Marie kommen dazu noch die Gefährdungen über nicht ausschließbare geogene Wegsamkeiten im Salz in einigen exponierten Auffahrungen, zu denen

auch das aktuelle Salzlösungsvorkommen im Lagerteil H gehört. Die Gefährdung durch die künftig mögliche Zuflussentwicklung des SLV Lager H wird wegen des weit von der Zuflussstelle entfernten Bildungsortes der gesättigten Lösungen, ihres langen Fließweges entlang des Kaliflözausbisses am Salzspiegel und der sehr geringen Zuflussmengen nicht höher bewertet als die potentielle Gefährdung durch neue frühzeitige bis späte Zuflüsse über den Hauptanhydrit in den Gruben Bartensleben und Marie.

Die Grubenfelder Bartensleben und Marie werden mittels firstbündig versetzter Strecken hydraulisch gegeneinander abgegrenzt. In Bezug auf die Zuflussmöglichkeiten von Salzlösungen in die Einlagerungsräume und auf die Auspressung kontaminierter Lösungen aus der Grube Bartensleben stellen diese mit Salzbeton verfüllten Strecken den eigentlichen Betrachtungsschwerpunkt der Wechselbeziehung beider Gruben dar. Die potentiellen Wegsamkeiten zwischen Grube Marie und Deck- bzw. Nebengebirge sowie der einzige bisher existierende Deckgebirgszufluss über das Salzlösungsvorkommen (SLV) Lager H spielen unter diesem Aspekt eine nachgeordnete Rolle, denn alle Einlagerungsbereiche befinden sich in der Grube Bartensleben.

Die modellhafte Schematisierung der Zufluss- und Austrittsszenarien nach Verfüllung des Endlagers ergibt für die Grube Bartensleben:

- a. potentielle Gefährdungen durch Wegsamkeiten im Hauptanhydrit oberhalb der 1. und 2. Sohle,
- b. potentielle Gefährdungen durch Wegsamkeiten über die hydraulischen Abdichtungen zwischen den Gruben Bartensleben und Marie und innerhalb der Schachtröhre Bartensleben (sie sind nicht Gegenstand des vorliegenden Berichtes).

Alle potentiell über den Hauptanhydrit gefährdeten Bereiche der 1. bis 2. Sohle sind gegenwärtig frei von Deckgebirgszuflüssen. Es bedarf einer künftigen Neubildung oder Erweiterung vorhandener permeabler Kluftsysteme, damit Deckgebirgszuflüsse zustande kommen können

Die stabilisierende Verfüllung der Grube schließt bergbaulich bedingte Verformungen mit Rissbildung oberhalb der 1. Sohle bzw. 2. Sohle während der Nachbetriebsphase aus.

Die natürliche Intensität geologischer, insbesondere tektonischer Prozessabläufe ist am Endlagerstandort sehr niedrig und liegt unterhalb der Nachweisbarkeit rezenter rissbildender Verformungen und Spannungumlagerungen.

- Modellhaft wird als geologisch wahrscheinlicher Fall innerhalb einiger zehntausend Jahre die Erweiterung vorhandener Kluftsysteme im Hauptanhydrit mit Herbeiführung von Deckgebirgszuflüssen in die noch vorhandenen Resthohlräume des Endlagers angenommen (Dieser Fall korrespondiert zeitlich mit der geologisch bedingten Umstellung des Hutgesteins auf relevante Permeabilitäten auch außerhalb der Schicht DGL im hydrogeologischen Deckgebirgsmodell.).
- Die bestehenden Unbestimmtheiten der Prognose lassen ein wesentlich früheres Auftreten von neuen Deckgebirgszuflüssen über den Hauptanhydrit nicht ausschließen.
- Es ist möglich, dass das verfüllte Endlager über sehr lange Zeiträume zuflussfrei bleibt, z. B. bis zu den prognostizierten Kaltzeiten nach 100 ka bzw. 150 ka.

Aus geologischer Sicht wird erwartet, dass die Mengenentwicklung der potentiellen Deckgebirgszuflüsse im Niveau der 1. und 2. Sohle mit sehr kleinen Werten beginnt, die etwa in der Größenordnung der jetzigen Zuflüsse des SLV Abbau 1A liegen. Nach dem Zutritt ungesättigter Deckgebirgswasser werden die zunächst gering permeablen Wegsamkeiten im Hauptanhydrit, im Salz entlang den horizontalen und vertikalen Fließwegen und eventuell im Salzbeton der Verfüllung lösungsbedingt geweitet, und es werden bevorzugte Fließwege geschaffen. Die Weitung der Fließwege unterhalb des Salzspiegels und die Mengenentwicklung der Zuflüsse können eine allmählich progressierende Eigendynamik erlangen, die insbesondere dann eine wesentliche Steigerung erfährt, wenn nicht vollständig verfüllte Resthohlräume (z. B. alte Kalilageranteile) von den Zuflüssen erreicht und aufgefüllt werden.

Während der **Zuflussphase** lässt sich ein Vorgang vorwiegend abwärts gerichteter Sickerung von einem Vorgang langsamer Auffüllung der Grube unterscheiden. Beide Vorgänge verlaufen weitgehend zeitlich parallel und sind räumlich differenziert.

Bei der vorwiegend abwärts gerichteten Sickerung entlang dafür prädestinierter Grubenhohlräume bleiben weite Teile der Grube luft- bzw. gasgefüllt, und es bilden sich bevorzugte Fließwege insbesondere auf den oberen Sohlen aus. Ob und in welchem Maße es zur allmählichen Aussolung im Salz oberhalb der 1. und 2. Sohle bzw. zur lösungsbedingten Weitung bevorzugter Fließwege in der Grube kommt, hängt insbesondere von der Relation der Fließwiderstände oberhalb des Grubengebäudes zu den Fließwiderständen innerhalb des Grubengebäudes ab. Bei einem frühzeitigen Zufluss bieten die geomechanisch noch nicht verheilten Auflockerungszonen möglicherweise geringere hydraulische Widerstände als die Lösungen zuführenden Kluftwegsamkeiten oberhalb des Grubengebäudes, d. h. die ungesättigten Deckgebirgswässer können relativ schnell in die Tiefe der verfüllten Grube vordringen. Dabei bilden sich die bevorzugten Fließwege aus. Nach Verheilung der Auflockerungszonen bietet der Salzbeton in den verfüllten Strecken und vertikalen Auffahrungen vermutlich einen ausreichend großen Fließwiderstand, um die Lösungsvorgänge vorwiegend auf das Salzgebirge oberhalb der Grube zu lenken.

Im Verlauf der langsamen Auffüllung der vorhandenen Resthohlräume ergibt sich ein allgemeiner Füllungspegel. Mit dem Anstieg des Füllungspegels kann die umfassende Umlösung der Kaliflöze langsam von unten nach oben stattfinden. Die Dichteverteilung der Salzlösungen im verfüllten Endlager wird vermutlich über lange Zeiträume inhomogen und instationär sein.

Die steigende Salzlösung erreicht die Abdichtungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten und dringt nach Maßgabe des hydraulischen Widerstandes in die Einlagerungshohlräume vor. Falls das Volllaufen des verfüllten Endlagers frühzeitig erfolgt (bis einige 1000 Jahre nach Betriebsschluss), kann sich die Gasproduktion in den Einlagerungsbereichen, insbesondere im West-Südfeld, auf den Zufluss der Salzlösungen in die Einlagerungsbereiche und die Auspressung kontaminierter Lösungen aus letzteren spürbar auswirken. Falls die Füllung des

Endlagers später erfolgt und die bis dahin verfügbare Feuchte in der Grube ausreichte, um eine weitgehende Korrosion der Metalle nebst Gasbildung zu ermöglichen, wird das vorhandene Gas zum wesentlichen Teil in die Resthohlräume oberhalb des Füllungspegels verdrängt und spielt sowohl für die Platznahme als auch Wiederauspressung von Salzlösungen eine passive Rolle. Falls die vor einem Deckgebirgszufluss verfügbare Feuchte nicht zur weitgehenden Korrosion ausreicht, wird die Gasbildung nach Verbrauch dieser Wassermenge stagnieren und erst nach dem Eindringen von Salzlösungen schnell wieder aufleben. Der nach Verbrauch der ursprünglich verfügbaren Feuchte in einem Einlagerungshohlraum bzw. Einlagerungsbereich aufgebaute Gasdruck behindert das Eindringen von weiterer Feuchte aus anderen Grubenteilen. Ausgehend von den berechneten Maximalzuläufen aus dem Deckgebirge und von dem berechneten Resthohlraum der verfüllten Grube Bartensleben wird der Füllungsvorgang nach Eintritt der Deckgebirgszuflüsse einen Zeitraum von mindestens ca. 2500 bis 5000 Jahren umfassen.

Der physikalisch komplizierte Prozess der Kontamination der Salzlösungen in den Einlagerungsbereichen entzieht sich der Kennzeichnung mittels geologischer Methoden.

Für die **Auspressung** sind der sich langsam aufbauende Druck infolge Konvergenz und der sich entwickelnde Gasdruck verantwortlich. Außerhalb der Einlagerungsbereiche ist der jeweilige Druck infolge Konvergenz maßgebend für die Migration der Salzlösungen aus dem Endlager, die Rolle des Gasdruckes tritt zurück. Nachdem die ausgepressten Salzlösungen den Salzspiegel an der Westflanke der Hauptmulde erreicht haben, migrieren sie durch das Hutgestein in die Aquifere des Deckgebirges. Im Grundwasser des Deckgebirges, das sich zum Kiessand der Niederterrasse und zur Aller bewegt, erfahren die kontaminierten Salzlösungen eine weitere starke Verdünnung.

Die Möglichkeit der Anlagerung radioaktiver Stoffe an tonig-schluffige Gesteine besteht im Hutgestein (Grauer Salzton, vgl. RANFT 2001) und im sedimentären Deckgebirge (keuperzeitliche Schluff- und Tonsteine, kreidezeitliche schluffige Feinsande, quartäre Bildungen). Nach mehreren zehntausend Jahren können im sulfatischen Hutgestein außerhalb des sorbierenden Salztons neue Weg

samkeiten entstanden sein und als Fließpfade für die ausgepressten Salzlösungen dienen.

Die zuvor beschriebenen Zustände und Prozesse des Systems Endlager-Geosphäre lassen sich in ihren veränderlichen Relationen schematisch erfassen. Dazu dient die **tabellarisch-graphische Übersicht** gemäß Abb. 6

Alle dargestellten Kurven dieser Abbildung sollen lediglich den Typus der jeweiligen Beziehung veranschaulichen. Das trifft insbesondere auf die Kurven der geologischen Erwartung eines Deckgebirgszuflusses und einer Verheilung der Auflockerungszonen zu.

Für die Zuflusserwartung werden zwei Varianten dargestellt.

Variante 1: eine linear mit der Zeit steigende Erwartung, die bei 150 ka gleich 1 gesetzt ist (von der Abbildung nicht erfasst).

Variante 2: eine nichtlineare Erwartung, welche berücksichtigt, dass bei unterstellter gesamtheitlicher Durchlässigkeit des Hutgesteins nach einigen zehntausend Jahren mehr Zuflussmöglichkeiten als vorher existieren (zusätzlich durch Grubenbaue mit Zuflussgefährdung durch geogen wegsames Salz). Die Erwartung tendiert in dieser Darstellung ebenfalls gegen 1 bei 150 ka.

Das potentielle Volllaufen des verfüllten Endlagers infolge gesteigerter Zuflüsse aus dem SLV Lager H könnte z.B. im Entwicklungszustand C realisiert werden und würde dann einem späten anderen Zuflussereignis entsprechen.

Die Kurven der Hohlraumverminderung beziehen sich auf die Bandbreite der Volumenkonvergenzraten in der Grube Bartensleben und widerspiegeln die mögliche Größenordnung der infolge Konvergenz auspressbaren Gesamtmenge an Salzlösung aus dem Endlager. Diese Kurven stützen sich auf eine numerische Abschätzung (Bearbeiter: R. Eickemeier, BGR), bei der eine 80 %ige Vollverfüllung der Grube und kein Aufbau eines Gas- oder Laugendruckes angenommen wurde. Die mittlere Anfangskonvergenzrate der unversetzten Hohlräume beträgt für die Abschätzung $3,0 \text{ E-5 a}^{-1}$ bzw. $1,1 \text{ E-3 a}^{-1}$.

Die Kurve der Gasbildung durch Korrosion bei *frühzeitigem* Zufluss, die in Abbildung 6 unmittelbar nach Betriebsschluss des Endlagers einsetzt, stützt

sich auf Mengenberechnungen von NOACK (2000:32). Dagegen stellt die hier auf 30 ka nach Betriebsschluss bezogene Kurve der Gasbildung durch Korrosion bei *spätem* Zufluss lediglich beispielhaft (ohne Stützung durch Berechnungen) einen Verlauf dar, der die relativ schnelle Gasproduktion durch die anfängliche Restfeuchte in den Einlagerungsbereichen, die Stagnation nach dem angenommenen Verbrauch dieser Feuchte und die wiederum schnelle Gasproduktion aus dem verbliebenen Metall nach dem Deckgebirgszufluss abbildet. Der steile Anstieg bis kumulativ 60 % der insgesamt möglichen Gasbildung infolge Korrosion ist im Maßstab der Abbildung 6 nicht detailliert abzubilden. Der prozentuale Anstieg der Gasproduktion durch mikrobielle Prozesse orientiert sich bis 20 ka an den Berechnungen von NOACK (2000:34), für die spätere Entwicklung, die weit mehr als 100 ka betragen kann, liegen keine zeitlich gegliederten Angaben vor.

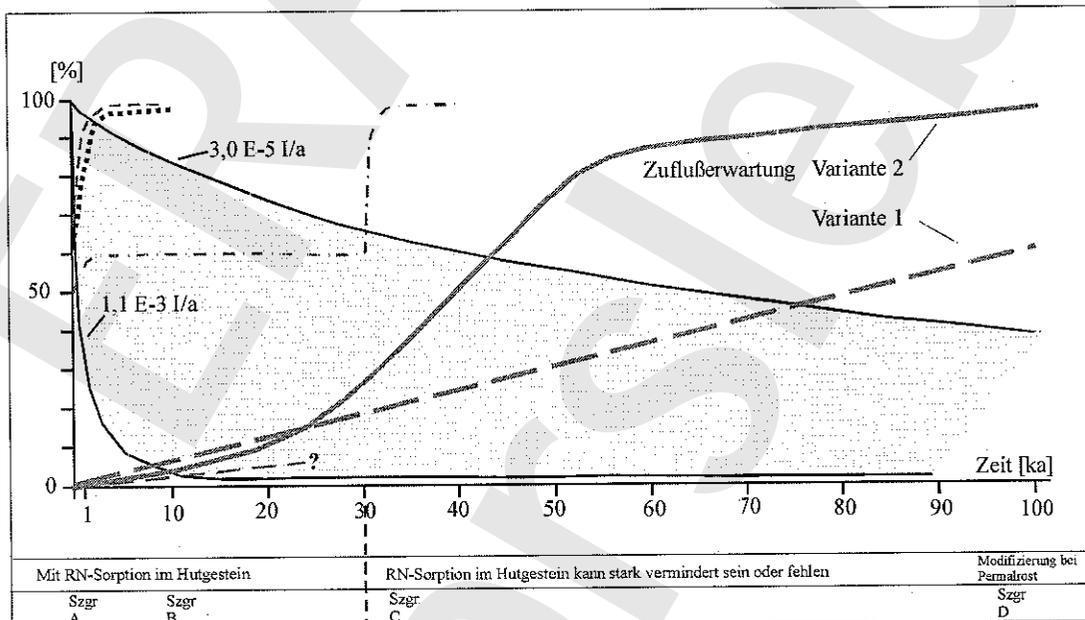
Die in Abbildung 6 aufgenommenen Merkmale lassen die Ausgliederung von vier unterschiedlichen **Szenariengruppen** (A bis D) zu. Diese unterscheiden sich durch die Ausprägung der einzelnen Prozesse bzw. Zustände bei einem frühzeitigen, mittelfristigen, späten oder sehr späten Zuflussereignis. Da die Veränderlichkeit der betreffenden Zustände bzw. Prozesse nicht zeitlich exakt definierbar ist, wurde für jede Szenariengruppe eine zutreffende typische Zeitangabe für den Zuflussbeginn eingeführt (1, 10, 30 und 100 ka).

Im Hinblick auf potentielle Gefährdungen der Biosphäre durch radioaktiv kontaminierte Wässer scheint die sicherheitliche Bewertung der Szenariengruppe A (frühzeitiger Zufluss) abdeckend gegenüber den Szenariengruppen B, C und D zu sein, weil

- einerseits der natürliche Zerfall der Radionuklide am geringsten fortgeschritten ist,
- andererseits die Permeabilitäten innerhalb des verfüllten Endlagers am größten sind und das kompaktierbare Resthohlraumvolumen der Grube infolge Konvergenz am schnellsten abnimmt.

Nachbetriebsphase Endlager Morsleben. Differenzierung der Szenarien anhand ausgewählter Merkmale				
Ausgewählte Merkmale	Szenariengruppen			
	A	B	C	D
Zuflusszeitpunkt	frühzeitig (z.B. bis 1000 Jahre)	mittelfristig (z.B. ca. 10 000 a)	spät (z.B. ca. 30 000 a)	sehr spät (z.B. 100 000 a)
Wahrscheinlichkeit der jeweiligen Szenariengruppe	sehr gering	gering	groß	gering bis groß
Durchlässigkeit des Hutgesteins	nur Schicht DGL		gesamtes Hutgestein	
Zustand der Auflockerungszonen	partiell verheilt	fortschreitende Verheilung	vollständig verheilt	
Differenzierung der Zuflussphase in - vorwiegend Sickerung nach unten - generelle Füllung von unten	Differenzierung ist stark ausgeprägt	Differenzierung kann vorhanden sein	Differenzierung ist undeutlich ausgeprägt	
Triebkräfte der Auspressung: - aus den Einlagerungsbereichen - aus der Restgrube	Druck durch korrosiv gebildetes Gas und infolge Konvergenz	ist vermutlich vorherrschend gegenüber Druck infolge Gasbildung		Druck infolge Konvergenz
Sorption von RN im Hutgestein	Schicht DGL ist sorbierend wirksam	Sorption ist vermindert oder fehlt		
Transportweg im Grundwasserstrom (Keuper, Kreide, Quartär)	relativ kurzer Weg durch Keuper und Quartär	relativ langer Weg durch Keuper, Kreide und Quartär		Modifizierung bei Permafrost

Die Szenariengruppen spiegeln wichtige Entwicklungszustände des Systems Endlager-Geosphäre wider und gehen zeitlich ineinander über, ohne dass eine exakte Trennung möglich ist. Rechnungen zur Radionuklidenausbreitung werden für die zwei Gruppen A und C empfohlen. Die Mindestdauer für das Volllaufen der verfüllten Grube beträgt 2500 bis 5000 Jahre.



Anmerkung: Das Prinzipschema ist nicht zum Abgreifen exakter Werte geeignet!

- Geologische Erwartung eines Deckgebirgszuflusses nach Wegsamkeitsbildung im Hauptanhydrit (Zuflüßerwartung: Variante 1/2)
- Gebirgsmechanische Erwartung einer Verheilung der Auflockerungszonen
- Verhältnis des verbliebenen kompaktierbaren Hohlraumvolumens zu seinem Ausgangsvolumen bei Anfangskonvergenzraten von $3,0 \cdot 10^{-5} \text{ l/a}$ und $1,1 \cdot 10^{-3} \text{ l/a}$, sowie bei vollständiger Verfüllung von 80% der Grubenbaue. Gelb: Geschätzte Bandbreite des abnehmenden kompaktierbaren Resthohlraumes.
- Gasbildung durch Korrosion bei frühzeitigem Zufluß (kumulativ in % zur Gesamtmenge nach NOACK 2000:32)
- - - Gasbildung durch Korrosion bei spätem Zufluß (hier eine Variante nach 30 ka)
- Gasbildung durch mikrobielle Prozesse (kumulativ in % zur Gesamtmenge nach NOACK 2000:34)
- A bis D Typische Entwicklungszustände des Systems verfülltes Endlager-Geosphäre (Szenariengruppen A bis D)

Abb. 6: Prinzipschema zur Typisierung einiger Entwicklungszustände des Systems Endlager-Geosphäre

Diese Faktoren verändern sich im Laufe der Zeit in einer für das Ergebnis von Langzeitsicherheitsbewertungen günstigen Richtung.

Dagegen wird mit der Entwicklung des Hutgesteins zu einem insgesamt permeablen Gesteinskörper die zuvor in Rechnung setzbare Sorption der Radionuklide innerhalb der Schicht DGL des Hutgesteins in Frage gestellt. Ob dieser mit der Szenariengruppe C einsetzende Zustand verminderter oder fehlender Sorption im Hutgestein unter Berücksichtigung der sonstigen wirksamen Einflussgrößen zu ungünstigeren Bewertungen als in der Szenariengruppe A führen kann, sollte anhand vergleichender Langzeitsicherheitsberechnungen des Radionuklid-Austrages überprüft werden. Demgegenüber erscheinen die in den Szenariengruppen B und D zusammengefassten Zustandsänderungen des Systems Endlager-Geosphäre weniger bedeutsam für die mögliche Größenordnung von Radionuklid-Austrägen und werden durch Langzeitsicherheitsberechnungen für die Szenariengruppen A bzw. C mit abgedeckt.

Die **Szenariengruppe A (frühzeitiger Zufluss)** lässt sich folgendermaßen kennzeichnen:

In den Hauptanhydritschollen der salinaren Schutzschicht zwischen dem Salzspiegel und den oberen Sohlen der Grube gibt es lösungswegsame, doch gegen Deckgebirgswässer abgeschlossene Kluftsysteme unterschiedlicher Größe. Die bruchhafte Entlastung zuvor akkumulierter Spannungen an der Peripherie eines ausgedehnten Kluftsystems führt zu durchgehenden Wegsamkeiten zwischen Deckgebirgswässern im Hutgestein und der verfüllten Grube (realistische Modellannahme).

Über diese Wegsamkeiten strömt zunächst salzhaltiges Grundwasser aus der Schicht Deckanhydrit/Grauer Salzton/Leinekarbonat (DGL) des Hutgesteins zu den verfüllten Auffahrungen der ersten bis zweiten Sohle der Grube Bartensleben (analog auch Marie). Die Wässer treffen dort auf Durchlässigkeiten von ca. 10^{-14} bis 10^{-16} m² im ausgehärteten Salzbeton und bis größer 10^{-15} m² in den Auflockerungszonen. Sie gelangen nach eventuellen horizontalen Fließwegen entlang der 1. bzw. 2. Sohle zum nächstgelegenen Gesenk bzw. Rollochsystem, in welchem sie in die Tiefe der Grube sickern. Auch die miteinander verbundenen Abbaue des Kalilagers C und die aufgelockerten Schweben zwischen den Abbaukammern des Zentralteils kommen als Fließweg in die Tiefe in

Betracht. Wenn süße Deckgebirgswässer zutreten (was einige hundert Jahre nach Zuflussbeginn zu erwarten ist) werden sich die Fließwege im Salinar durch Auflösung der anstehenden Salze erweitern. Es kommt zur Anlage bevorzugter Fließwege, die in der Nähe des Salzspiegels kavernenartige Form annehmen können. Der Vorgang einer begrenzte Grubenbereiche erfassenden Sickerung der Deckgebirgswässer nach unten wird sich deutlich vom Vorgang der allmählichen Auffüllung aller miteinander verbundenen Grubenteile mit Salzlösung sowie der Ausbildung und des generellen Anstieges eines Füllungspegels unterscheiden lassen. Während des letztgenannten Vorgangs erfolgen die abschließenden Sättigungs-, Umlösungs- und Ausfällungsprozesse.

Die Zeitdauer für die vollständige Füllung der Grube wird nach überschlägigen Berechnungen bei Vernachlässigung des Fließwiderstandes im Salzbeton der Grube nicht weniger als 2500 bis 5000 a in Anspruch nehmen, aber auch längere Zeiten sind nicht ausgeschlossen.

Die Gasbildung infolge Korrosion kann für die Druckverhältnisse im verfüllten Grubengebäude und für die Auspressung kontaminierter Salzlösung (nach relativ schneller Füllung) von Bedeutung sein.

Die ausgepressten Salzlösungen werden die vorhandenen, aus der Zuflussphase stammenden bevorzugten Fließwege bis zur Basis des Hutgesteins nutzen können und dort in die Schicht DGL eintreten. Der weitere Fließweg von der Grube Bartensleben zu den Niederterrasse-Schottern der Aller umfasst immer auch Wegstrecken in schluffig-tonigen Gesteinen des Keupers und des Quartärs (selten jedoch der Oberkreide). Die sorbierenden Eigenschaften der Schicht DGL und der übrigen tonig-schluffigen Gesteine können bei Sicherheitsberechnungen einkalkuliert werden.

Die **Szenariengruppe C (später Zufluss)**, deren größte Eintrittserwartung ab ca. 30 ka bis ca. 60 – 70 ka vermutet wird, unterscheidet sich hinsichtlich des Zustandekommens und der Größenordnung der Wegsamkeiten zwischen Basis Hutgestein und Grube nicht wesentlich von der Szenariengruppe A. Die Unterschiede liegen in anderen Bedingungen innerhalb des Hutgesteins und innerhalb des verfüllten Endlagers.

Im intakten Hutgestein wird nach einigen zehntausend Jahren eine hydraulisch wirksame Vernetzung von neuen Einzelrissen modellhaft unterstellt. Die für solche Zeiträume angenommene neue Wegsamkeit des gegenwärtig intakten Hutgesteins ermöglicht potentiell größere maximale Zuflussraten in das Endlager sowie vielfältigere Migrationspfade der ausgepressten Lösungen oberhalb des Salzspiegelniveaus.

Innerhalb des Endlagers sind die Auflockerungszonen verheilt und können nicht mehr als Schwachstellen für die Anlage bevorzugter Fließwege entlang der Gesenke und Rolllochsysteme zu den tieferen Sohlen dienen. Die dann bestehenden Durchlässigkeitskontraste lassen vermuten, dass sich die primäre Sättigung der Deckgebirgswässer verstärkt im Salinar oberhalb des Eintrittsbereiches zur Grube abspielt (im Vergleich zur Szenariengruppe A). Die Sickerung der Deckgebirgswässer nach unten kann mit einer weitreichenden lateralen Ausbreitung auf dem jeweils erreichten Sohlenniveau verbunden sein. Ungeachtet dessen werden sich die endgültigen Umlösungs- und Sättigungsprozesse innerhalb der Grube (insbesondere an Kalisalzen) beim generellen Anstieg des Füllungspegels von unten nach oben ergeben.

Bei einem späten Zuflussereignis hat die in der Grube nach dem Einbringen des Versatzes verfügbare Feuchte bereits einen Teil der insgesamt möglichen Gasbildung durch Korrosion bewirkt. Außerdem findet Gasproduktion während des langsamen Volllaufens statt. Das vorhandene Gas wird durch die ansteigende Salzlösung verdrängt und zum größten Teil in Gaspolstern innerhalb und außerhalb der Einlagerungsbereiche komprimiert. Diese Gaspolster und die bereits vollzogene konvergenzbedingte Verkleinerung des ursprünglichen Hohlraumvolumens der Grube verringern die Aufnahmekapazität des Endlagers für Deckgebirgswässer. Letzteres ist von Einfluss auf Umlösungsprozesse, auf die Kontamination der eingedrungenen Lösungen in den Einlagerungsbereichen und auf ihre Verdünnung bei der Auspressung innerhalb der Restgrube. Da die Gasbildung vor und bei dem Volllaufen der Grube stattgefunden hat, werden die kontaminierten Salzlösungen vermutlich vorherrschend durch Druck infolge

Konvergenz, weniger durch Druckaufbau infolge neuer Gasbildung ausgepresst.

Die unterhalb der Hutgesteinsbasis ausgesolten Kavernen verzögern den Austritt der kontaminierten Lösungen. Diese Kavernen können den Lösungen zugleich eine relativ große Eintrittsfläche zur weiteren Migration im Hutgestein bieten.

Weil das Hutgestein auf Grund seiner unterstellbaren neuen Wegsamkeiten insgesamt vom Deckgebirgswasser durchströmt wird, werden die kontaminierten Lösungen ab Hutgesteinsbasis in die regionale Grundwasserbewegung einbezogen. Das schließt zwar ihre partielle Migration durch tonig-schluffige Schichten des Hutgesteins und des Keupers nicht aus, macht aber deren Radionuklid-Sorption nicht kalkulierbar. In vielen Fällen können die kontaminierten Lösungen aus dem klüftigen, sulfatischen, nicht sorbierenden Hutgestein in die Porenwasserleiter der Oberkreide und des Quartärs gelangen, wo weitere Verdünnung sowie teilweise Radionuklidsorption erfolgt.

Nach ersten Rechnungen zur Zeitdauer des Durchströmens der Abdichtungen vor den Einlagerungsbereichen (einige zehntausend Jahre) besteht die Möglichkeit, dass eine Zulaufphase den Verhältnissen der Szenariengruppe A, die folgende Auspressphase dagegen denen der Szenariengruppe C sowie der späteren Klimaentwicklung unterworfen ist.

Die **klimatische Entwicklung** führt nach ca. 60 000 Jahren und nach ca. 100 000 Jahren zu Abkühlungsphasen mit Permafrost, die die Grundwasserströmungsverhältnisse im Deckgebirge wesentlich modifizieren können. Das gegenwärtig bestehende hydrogeologische Modell verliert seine Gültigkeit nach ca. 150 000 Jahren, wenn sich die Potentiale und die Durchlässigkeiten von Teilen des Aquifersystems im Gefolge der prognostizierten Kaltzeit grundlegend umstellen.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Hannover

ERA
Morsleben

Literaturverzeichnis

- BALZER, D. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung des Hutgesteins. – BGR, Archiv-Nr. 116622, Berlin [Unveröff.].
- BEHLAU, J., MINGERZAHN, G. & BORNEMANN, O. (1997): ERA Morsleben. Erarbeitung eines geologischen Lagerstättenmodells. – BGR, Archiv-Nr. 116872, Hannover [Unveröff.].
- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (1998): Projekt Morsleben. Analyse der strukturgeologischen Entwicklung der Salzstruktur Oberes Allertal und ihrer Umgebung. – BGR, Archiv-Nr. 116873; Hannover [Unveröff.].
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - Altenbg. nat.-wiss. Forsch., H.7; 55 - 135; Altenburg.
- Verfüllplan zur Stilllegung des ERAM nach vorgezogener Verfüllung von Grubenbauen des Zentralteils. – DBE, Peine [Unveröff.].
- GÖBEL, I. & PFEIFFER, R. (2000): Beanspruchung der ERAM-Schächte durch Erdbeben. - BGR, Archiv-Nr. 0120082, Hannover [Unveröff.].
- HERBERT, H.-J. & SANDER, W. (1999): Projekt Morsleben. Untersuchungen an Lösungszusammensetzungen bei der Migration durch das Grubengebäude Bartensleben. Ergebnisbericht zu den Lösevorgängen bei der instantanen Flutung. – GRS, Braunschweig [Unveröff.].
- HERRMANN, A. G. (1992 bis 1997): Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). Lösungszuflüsse in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben: Stoffbestand, Herkunft, Entstehung. Dokumentationen für 1991 (in: BfS-Schriften 5/92) sowie für 1992, 1993, 1994, 1995, 1996. – Erstellt im Auftrag des BfS TU Clausthal [Unveröff.].
- HEUSERMANN, S. & NIPP, H.-K. (2000): ERA Morsleben. Gebirgsmechanische Beurteilung der Integrität der Salzbarriere in der Schachtanlage Bartensleben. – BGR, Archiv-Nr. 120259; Hannover [Unveröff.].
- JÜBITZ, K.-B., BEUTLER, G., SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W. (1991): Zur Strukturentwicklung des Spaltendiapirs der Allertalzone (Subherzyne Senke). - Z. geol. Wiss., 19, 4; 409 - 421; Berlin.

- KÄBEL, H. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Gesamtbewertung der Lösungszutritte in den Gruben Bartensleben und Marie. – BGR, Archiv-Nr. 116678, Berlin [Unveröff.].
- KÄBEL, H. (2000): Projekt ERA Morsleben. Langzeitbewertung der Durchlässigkeit des Hutgesteins. – BGR, Archiv-Nr. 120218, Hannover [Unveröff.].
- KÄBEL, H., LOTSCH, D., PUTSCHER, S., REMUS, W., SÖLLIG, A., TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987): Geowissenschaftliche Analyse zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse in der weiteren Umgebung des Endlagerstandortes Morsleben. – Zentrales Geologisches Institut Berlin. BGR, Archiv-Nr. 4105217 Berlin [Unveröff.].
- KÄBEL, H. & GERARDI, J. (1999): Projekt ERA Morsleben, Szenarienanalyse. Geologische Langzeitbewertung und Ermittlung der Zuflussszenarien ohne technische Maßnahmen. – BGR, Archiv-Nr. 0119098, Hannover [Unveröff.].
- KÄBEL, H. (2001): Geowissenschaftliche Kennzeichnung des Endlagerstandortes Morsleben unter Verwendung der "Internationalen FEP-Liste" der NEA-Datenbank. – BGR, Archiv-Nr. 0120434, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- KLEMENZ, W. & SIEGEL, P. (2001): Endlager Morsleben, 3D Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Potentielle Abflüsse am Salzspiegel. – Colenco-Bericht 4305/38, Baden (Schweiz) [Unveröff.].
- LANGKUTSCH, U., KÄBEL, H., MARGANE, A. & SCHWAMM, G. (1998): Projekt ERA Morsleben. Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen. – BGR, Archiv-Nr. 116906, Berlin [Unveröff.].
- LOTSCH, D. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär. – BGR, Archiv-Nr. 116620; Berlin [Unveröff.].
- NOACK, W. (2000): Gasbildung im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben. – BfS, Bericht ET-IB-113, Salzgitter [Unveröff.].
- NOWAK, T. & SHAO, H. (2000): Wegsamkeiten im Hauptanhydrit des ERAM. Anhang zum Abschlussbericht „Hydraulische Untersuchungen im Grubengebäude Morsleben. – BGR, Archiv-Nr. 120283, Hannover [Unveröff.].
- PRÄGER, R., BURCHARDT, I., VOBORNY, O. & EHRMINGER, B. (1999): Geologische und hydrogeologische Situation des schachtnahen Bereiches Schacht Bartensleben. – GFE und CPE, Halle und Baden (Schweiz) [Unveröff.].

- RANFT, M. (2001): Zusammenstellung von modellierungsrelevanten Parametern der Schichtenfolge Deckanhydrit – Grauer Salzton – Leinekarbonat (DGL) im Hutgestein des ERA Morsleben. – BfS (ET-IB-129), Salzgitter [Unveröff].
- SÖNNKE, J., BEHLAU, J. & MINGERZAHN, G. (2000): ERA Morsleben, Erarbeitung eines geologischen Lagerstättenmodells. 6. Anhang zum Abschlussbericht: Gefügestatistische Charakterisierung der Klüfte im Salinar. – BGR, Archiv-Nr. 120069, Hannover [Unveröff].
- STORK, G.H. (1998): ERA Morsleben. Geologische Standortbeschreibung. – BGR, Archiv-Nr. 116747; Hannover [Unveröff].
- WEBER, J.R. & WALLNER, M. (1998): Hydraulische Untersuchungen im Grubengebäude Morsleben. Abschlussbericht. – BGR, Archiv-Nr. 117065, Hannover [Unveröff].
- WEBER, J.R. (1999): Hydraulische Eigenschaften des Anhydrits im ERAM. – BGR, Archiv-Nr. 117709, Hannover [Unveröff].
- WILDENBORG, A.F.B. (1999): Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben – In: GERARDI, J. & WILDENBORG (1999): Szenarienanalyse, Szenarienbewertung und geologische Langzeitbewertung für das Endlager radioaktiver Abfälle Morsleben. – BGR, Archiv-Nr. 117869; Hannover [Unveröff].
- ZIERMANN, H., HEDERICH, N. & ZWIRNER, R. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung des Quartärs. – BGR, Archiv-Nr. 116619; Berlin/Hannover [Unveröff].

Abkürzungsverzeichnis

BfS	Bundesamt für Strahlenschutz
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
DBE	Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH
DGL	Schichtenfolge Deckanhydrit/Grauer Salzton/Leinekarbonat im Hutgestein
EMR	Elektromagnetische Radarmessung
ERAM	Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben

ka	Tausend Jahre
k _f	Durchlässigkeitsbeiwert
Ma	Million Jahre
NF	Nordfeld (Grube Bartensleben)
RN	Radionuklide
SE	Südostfeld (Grube Bartensleben)
SLV	Salzlösungsvorkommen
UT	Untertage
ZT	Zentralteil (Grube Bartensleben)

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1	Verknüpfungselemente für Zuflussszenarien im Endlager Morsleben
Tabelle 2	Verteilung der Haupttypen potentieller Zuflüsse auf die nicht verfüllten Grubenbaue (Anzahl)
Tabelle 3	Permeabilitäten der Auflockerungszone um Strecken im Steinsalz nach WEBER & WALLNER 1998

Abbildungsverzeichnis

- 1 Schematischer hydrostratigraphischer Schnitt durch das Allertal im Bereich des ERA Morsleben
- 2 Grubenfeld Bartensleben. Übersicht mit einigen potentiellen Fließwegen der Nachbetriebsphase
- 3 Haupttypen potenzieller Zuflüsse in das Endlager Morsleben
- 4 Synthetisches Schema der potenziellen Zuflussvarianten nach Verfüllung des Endlagers Morsleben
- 5 Schnitte durch das Grubengebäude des Endlagers Morsleben, stark vereinfacht, Maßstab 1 : 4 000
- 6 Prinzipschema zur Typisierung einiger Entwicklungszustände des Systems Endlager-Geosphäre