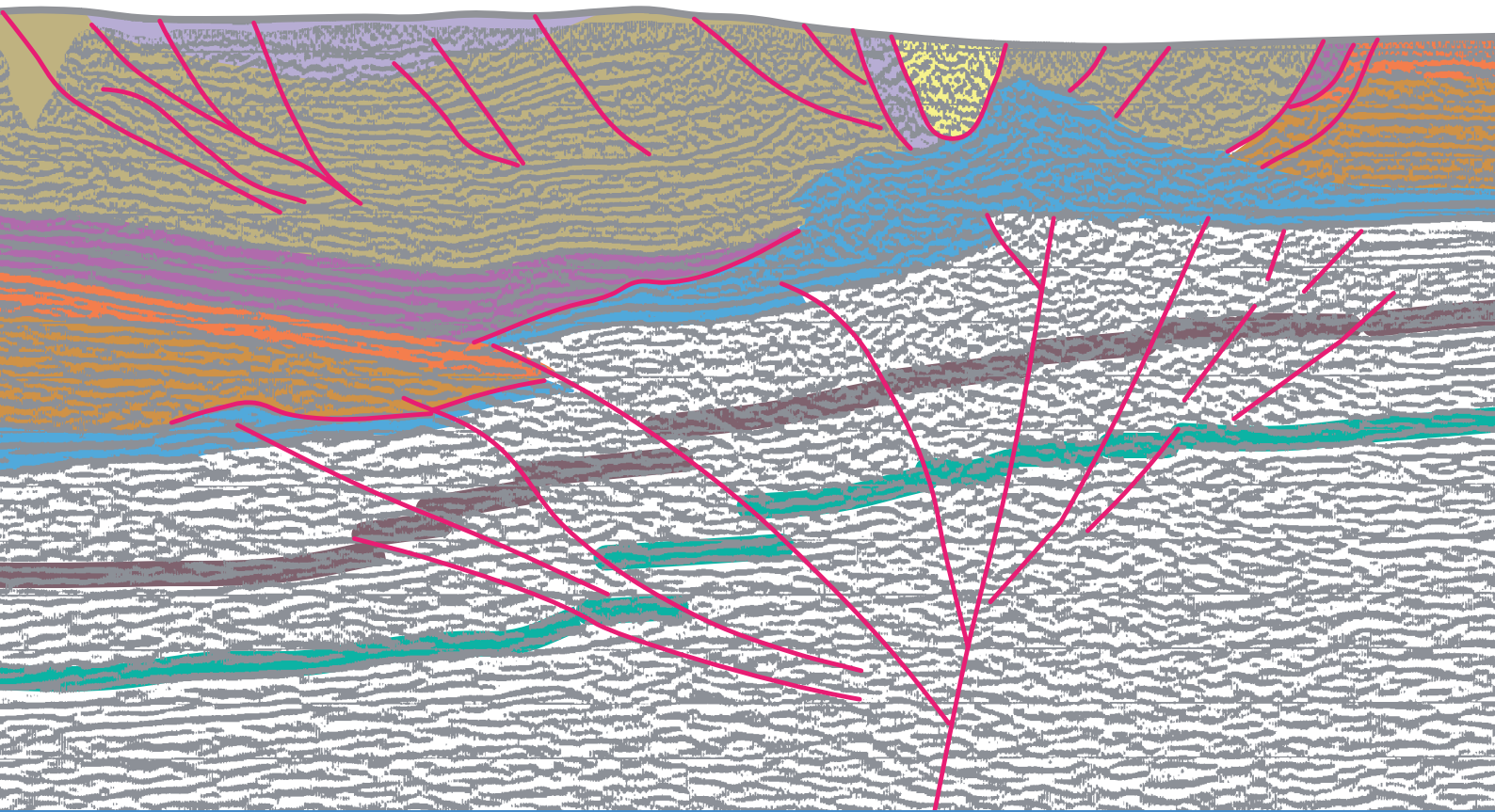


# Die strukturelle Entwicklung der exhumierten Salzstruktur „Oberes Allertal“

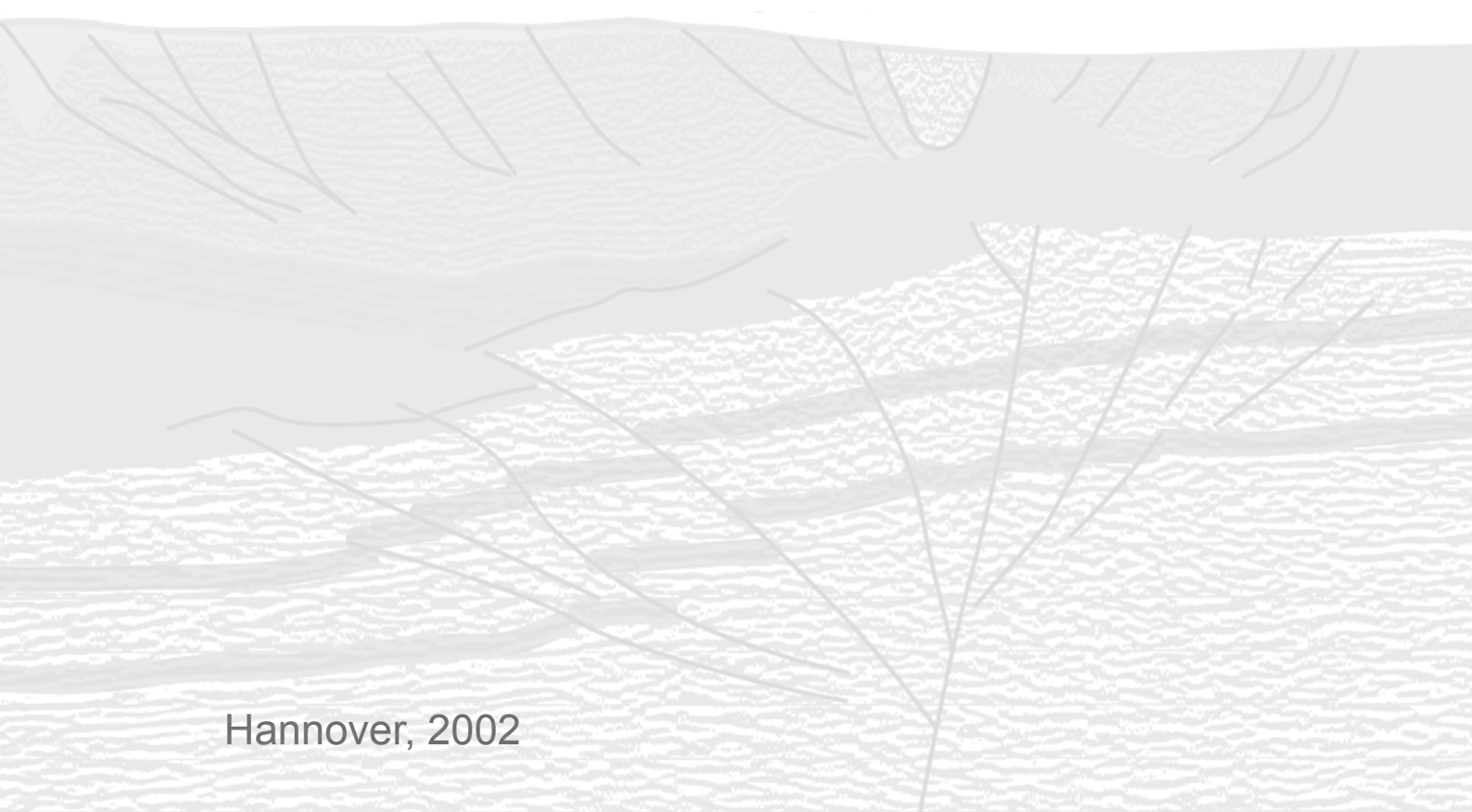


© Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)  
Geozentrum Hannover  
Stilleweg 2  
30655 Hannover

[www.bgr.bund.de](http://www.bgr.bund.de)

ISBN 978-3-9813373-0-3

# Die strukturelle Entwicklung der exhumierten Salzstruktur „Oberes Allertal“



Hannover, 2002

Gerhard Best  
Max Zirngast



---

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung	5
Zusammenfassung	7
Abstract	9
1 Vorwort	11
1.1 Regionalgeologische Lage	11
2 Datengrundlagen	15
3 Überblick über die stratigraphische Abfolge	22
3.1 Präzechstein	22
3.1.1 Variszisches Stockwerk und Rotliegend	22
3.2 Zechstein	24
3.3 Mesozoikum	27
3.3.1 Heute noch vorhandene Schichten	27
3.3.2 Abgetragener Teil der mesozoischen Schichtenfolge	30
3.4 Tertiär	32
3.5 Quartär	34
4 Strukturbau in der Umgebung des Endlagers Morsleben	35
4.1 Lappwald-Scholle	35
4.2 Weferlinger Triasplatte	41
4.3 Salzstruktur Oberes Allertal	44
4.3.1 Hangendbegrenzung der Salzstruktur	47
4.3.2 Liegendbegrenzung der Salzstruktur	49
4.4 Strukturen im Hangenden der Salzstruktur	50
4.4.1 Hutgestein/Caprock	50
4.4.2 Trias- und Jurabedeckung des Hutgesteins	53
4.4.3 Oberkretazische und jüngere Bedeckung des Hutgesteins	54
4.5 Strukturen im Liegenden der Salzstruktur	57
4.6 Internbau der Salzstruktur	59
5 Geologische Entwicklung der Allertalstruktur und ihrer Umgebung	61
5.1 Strukturbau in der Nordwest-Fortsetzung der Allertalzone	62
5.2 Strukturentwicklung der Struktur „Oberes Allertal“, dargestellt in zehn Bildern	67
5.3 Neotektonik und jüngere Subrosion	74

---

6	Bilanzierung der Salzbewegungen	77
6.1	Zechstein-Mächtigkeit	77
6.2	Salzbilanz	80
	Literaturverzeichnis	85
	Tabellenverzeichnis	97
	Abbildungsverzeichnis	98
	Anhangverzeichnis	100

---

## Verkürzte Zusammenfassung

Autoren:	Best, Dr. Gerhard Zirngast, Dr. Max
Titel:	Die strukturelle Entwicklung der exhumierten Salzstruktur „Oberes Allertal“
Stichwörter:	Allertal, Morsleben, Reflexionsseismik, Salzstruktur, Strukturgeologie, Zechstein

Im Rahmen der Standortuntersuchungen für das Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) wurde die strukturelle Entwicklung der stark abgetragenen Salzstruktur „Oberes Allertal“ von der Trias bis heute analysiert. Hierzu wurden vor allem die Ergebnisse der in den Jahren 1994 und 1995 durchgeführten reflexionsseismischen 2-D-Vermessungen verwendet. Eine quantitative Rekonstruktion der Strukturentwicklung war jedoch nicht möglich, trotz des erreichten hohen Kenntnisstandes durch die übertägigen und untertägigen Erkundungen (Reflexionsseismik, Bohrprogramm und Grubenkartierung), da die synkinematischen Sedimente bereits weitgehend erodiert sind. Zur Abschätzung des Bewegungsablaufs wurde die geologische Entwicklung der weiteren Umgebung (Region Subherzyn-Altmark) mit herangezogen. Die Bearbeitung der reflexionsseismischen Ergebnisse und der Bohrungen wurde bereits 1998 abgeschlossen, die Fachliteratur wurde nur bis zum Jahr 2002 berücksichtigt.

Die Schichtenfolge ist durch zahlreiche Erkundungsbohrungen vom höchsten Oberrotliegenden bis zum Quartär genauer bekannt. Ab mittlerem Lias bis zur höchsten Oberkreide (Campan) sind nur lückenhafte stratigraphische Abfolgen vorhanden. Die ebenfalls lückenhafte Tertiärabfolge endet im Paläogen. Die relativ vollständige Schichtenfolge des Quartärs umfaßt sowohl altpleistozäne Ablagerungen als auch die Produkte der drei Eiszeiten Norddeutschlands und des Holozäns.





## Zusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet überdeckt zwei Leistenschollen des Subherzyns, die Lappwald-Scholle im Südwesten und die Weferlinger Triasplatte im Nordosten. Zwischen diesen beiden tektonischen Einheiten ist die Salzstruktur des Oberen Allertals gelegen, die einer vielfach gegliederten Sockelfuge aufsitzt. Die Salzstruktur kann als salzgefüllte Spalte im postpermischen Deckgebirge beschrieben werden, die eine Breite von ca. 2,5 km an der Basis und ca. 1,5 km im Salzspiegelbereich bei einer Höhe von 400 - 600 m aufweist. Die begrenzenden Seitenflächen werden von kompliziert gebauten Randstörungen gebildet, die mit unterschiedlichen Winkeln nach Südwesten einfallen.

Der präsalinare Untergrund steht unter einer ausgedünnten Zechsteinschicht in unterschiedlichen Tiefen an. Im Bereich der Weferlinger Triasplatte liegen die Tiefen der Zechsteinbasis zwischen 400 und 600 m unter NN. An zahlreichen Störungen bricht der Sockel unter der Allertalstruktur nach Südwesten ab und erreicht Tiefen bis zu 1300 m im Bereich der Lappwald-Scholle im Südwesten des Untersuchungsgebietes.

Die Analyse der reflexionsseismischen Profile ergab, dass erste stärkere tektonische Aktivitäten im Mittleren Keuper erfolgten, die im Rahmen einer ganz Norddeutschland betreffenden Extensions-Tektonik zunächst zur Bildung einer SW-fallenden Abschiebung führten, die sich danach zu einer sich ständig erweiternden Spalte entwickelte, an der sich die Deckgebirgsschollen aus Buntsandstein und Muschelkalk entlang der Allertal-Störungszone vollständig trennten.

Die separierten Deckgebirgsschollen, sogenannte „Flöße“ (rafts) bewegten sich gravitativ in Richtung tiefer einsinkender Beckenteile und ermöglichten das erste Einströmen von Zechsteinsalz in den Strukturbereich. Aus dem Vergleich der Salzstrukturen im weiteren Verlauf der Allertalzone nach Nordwesten ergibt sich, dass die Subsidenz- und Extensionsbewegungen noch bis zum Ende des Mittelalters anhielten. Durch die Umkehr des Bewegungssinnes im Zuge der oberkretazischen Inversion wurde der präsalinare Untergrund kompressiv beansprucht und es kam zur Bildung einer „positiven Blumenstruktur“ (positive flower structure), die auch das heutige Bild des Sockels prägt. Im Oberbau führten die Einengungsbewegungen zum Aufsteigen des Permsalzes in höhere Stockwerke. Das unter der Lappwald-Mulde verbliebene Salz wurde vorwiegend von Südwesten in die Strukturzone gepreßt, wobei es möglicherweise zum Salzaustritt am Meeresboden und zu ersten Salzverlusten während der oberen Kreide kam.

Das Untersuchungsgebiet gehörte für den Zeitraum Malm bis Unterkreide zu einem Beckensystem, das nicht nur das Niedersächsische Becken, sondern auch den Harz, die Altmark, die Flechtingen-Roßlauer-Scholle, die Scholle von Calvörde und das Prignitz-

Becken umfaßte. In diesen Arealen und damit auch an der Allertalzone muss mit einer maximalen Versenkung bis zur mittleren Kreide gerechnet werden. Dies wird durch Analysen der heute vorhandenen seismischen Geschwindigkeiten des Buntsandsteins ( $V_i = 4300 - 4600$  m/sec) sowie der Maturität des Kupferschiefers ( $R_f = 1,2 - 1,4$  %) im Raum Morsleben und einen Vergleich mit reinen Absenkungsgebieten Norddeutschlands gestützt. Diese Vergleiche führen zu Versenkungstiefen für die Zechsteinbasis von 3500 bis 4000 m.

Ab Mittelsanton setzten regionale Hebungsbewegungen und Abtragungsvorgänge ein, wodurch die bisher abgelagerte Schichtenfolge reduziert wurde. Insgesamt kann die seitdem erfolgte Brutto-Abtragung auf mindestens 1 500 m geschätzt werden. Weitere Überflutungen und Subsidenzen fanden im Alttertiär statt, wobei die Sedimente bis auf geringe Reste während des Jungtertiärs und im Quartär wieder abgetragen wurden. Die jüngsten Hebungen des Gebietes führten zu einer Heraushebung der obereozänen bis mitteloligozänen Transgressionsfläche über den Meeresspiegel bis zu rd. 150 m (Weferlinger Triasplatte) bzw. rd. 250 m (Lappwald-Scholle). Seitdem der Salinarkörper durch Abtragung der Deckschichten in das Ablaugungsniveau geraten war, fanden Subrosionsprozesse statt, die zur Ausbildung einer 500 m bis 1000 m breiten und bis zu 240 m tiefen Subrosionswanne führten, die mit klastischen Sedimenten der höchsten Oberkreide und des tiefsten Tertiärs gefüllt wurde. Nach einer vorübergehenden Unterbrechung im Zeitraum Untereozän bis Mitteleozän fand nach Abräumung des Alttertiärs im späten Tertiär und im Quartär weitere Subrosion statt, die bis in die Gegenwart anhält.

Eine Bilanzierung der vorhandenen Salzvolumina im Vergleich mit der ursprünglich vorhandenen Primärmächtigkeit zeigt, dass 73 % des mobilen Salzes im Einzugsgebiet der Struktur in der Umgebung des ERAM gelöst bzw. erodiert wurde. Die heutige Salzstruktur besitzt mit durchschnittlich 490 m eine geringere Mächtigkeit als die Primärmächtigkeit des Zechsteins. Es handelt sich also bei der Allertalstruktur nur um ein rudimentäres Restvorkommen in einer tektonischen Spalte. Das heutige Hutgesteins-Volumen repräsentiert nur den Rückstand von ca. 1/3 des über die Spalte verlorengegangenen Salzes. Die Ursache dieser Diskrepanz liegt wahrscheinlich in der Erosion eines Teiles der Salzmenge im Zeitraum der stärksten Heraushebung und flächenhafter Abtragung in der hohen Oberkreide und im älteren Tertiär vor bzw. mit Beginn der Ablagerung der Unteren Alleringslebener Schichten.

Eine Analyse der Strukturflächen in den Bohrungen mit Hilfe von CBIL-Messungen ergab einen Zusammenhang des gemessenen Kluftsystems mit dem gegenwärtigen In-situ-Stress-Regime. Demzufolge existiert heute im Deckgebirge eine NNE-SSW gerichtete Hauptspannung parallel zum Streichen der steilen Klüfte.

## The Structural Development of the Exhumed Upper Allertal Salt Structure

### Abstract

During site investigation for the Morsleben repository for radioactive waste, the tectonic development of the strongly eroded Upper Allertal salt structure was reconstructed. The new results were mainly obtained by a special seismic 2-D survey, including 13 dip sections and 2 tie lines with a total length of 160 km. Since the results of surface and underground work on the Morsleben salt dome were insufficient for this reconstruction, the geological history of the Altmark and Subhercynian (area north of the Harz Mts.) region was incorporated into the study.

The stratigraphic succession from Upper Rotliegendes to Quaternary is well known from recent bore-holes. The sequence up to Middle Lias is complete. From here to the top of the Palaeogene, the succession is incomplete. The relatively complete Quaternary succession comprises Lower Pleistocene deposits and products of the three glaciations of northern Germany, as well as Holocene deposits.

Analysis of the sequence of movements that accompanied the rise of the Allertal structure demonstrated that the first strong tectonic activity took place in the Middle Keuper. This took the form of extensional movements that affected entire northern Germany. In the study area it led to the formation of a fracture called the Allertal fault zone, which became wider with time and separated the cover rocks into blocks.

These rafts underwent gravitational sliding towards the deeper parts of the subsiding basin and thus initiated the flow of Zechstein salt into the fault zone. Stress reversal associated with the Late Cretaceous inversion caused compression of the Allertal fault zone, forcing the Zechstein salt still remaining beneath the Lappwald syncline to migrate into the fault zone and into higher levels. The stress reversal also led to the formation of compression structures at depth. The normal faults originally present at the base of the salt structure were reactivated during Late Cretaceous wrench tectonics into asymmetrical positive flower structures.

From middle Santonian onwards, regional uplift and erosion began and removed some of the sedimentary succession. Altogether, the sediment pile was reduced in thickness by about 1500 m. Consequently, the salt body reached a level in which it was subject to underground solution (subrosion). Contemporaneously a crestal graben formed. Later a subrosion trough 500 - 1000 m wide and up to 240 m deep developed and was filled with Campanian to Palaeogene clastic sediments.

Temporary interruption of subsrosion during Early - Middle Eocene was followed by removal of the Lower Tertiary sediments during the Late Tertiary. In the Quaternary, subsrosion recommenced and still continues.

Calculation of the amount of salt present today compared with the original thickness of the salt shows that 73 % of the mobilized salt that flowed laterally into the salt structure has been eroded or dissolved away. The present-day salt structure averages 490 m in height; this is remarkably less than the thickness of the original Zechstein salt formation. The Allertal structure must therefore be interpreted as the remains of a salt diapir in a fracture zone. The present-day caprock represents the insoluble residue from only a third of the salt that has been removed. The missing two-thirds is probably explained by the salt being eroded during the period of strongest uplift.

## 1 Vorwort

Die strukturgeologischen Ergebnisse über die im Folgenden berichtet wird, sind Teil der im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) durchgeführten geowissenschaftlichen Untersuchungen für das Endlager für radioaktive Abfälle (ERA) bei Morsleben, in der Salzstruktur des Oberen Allertales. Die in diesem Zusammenhang von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) durchgeführten Arbeiten überdecken weite Bereiche der allgemeinen Geologie und der Geophysik, der Paläontologie und der Stratigraphie sowie der Salzgeologie, der Hydrogeologie und der Felsmechanik.

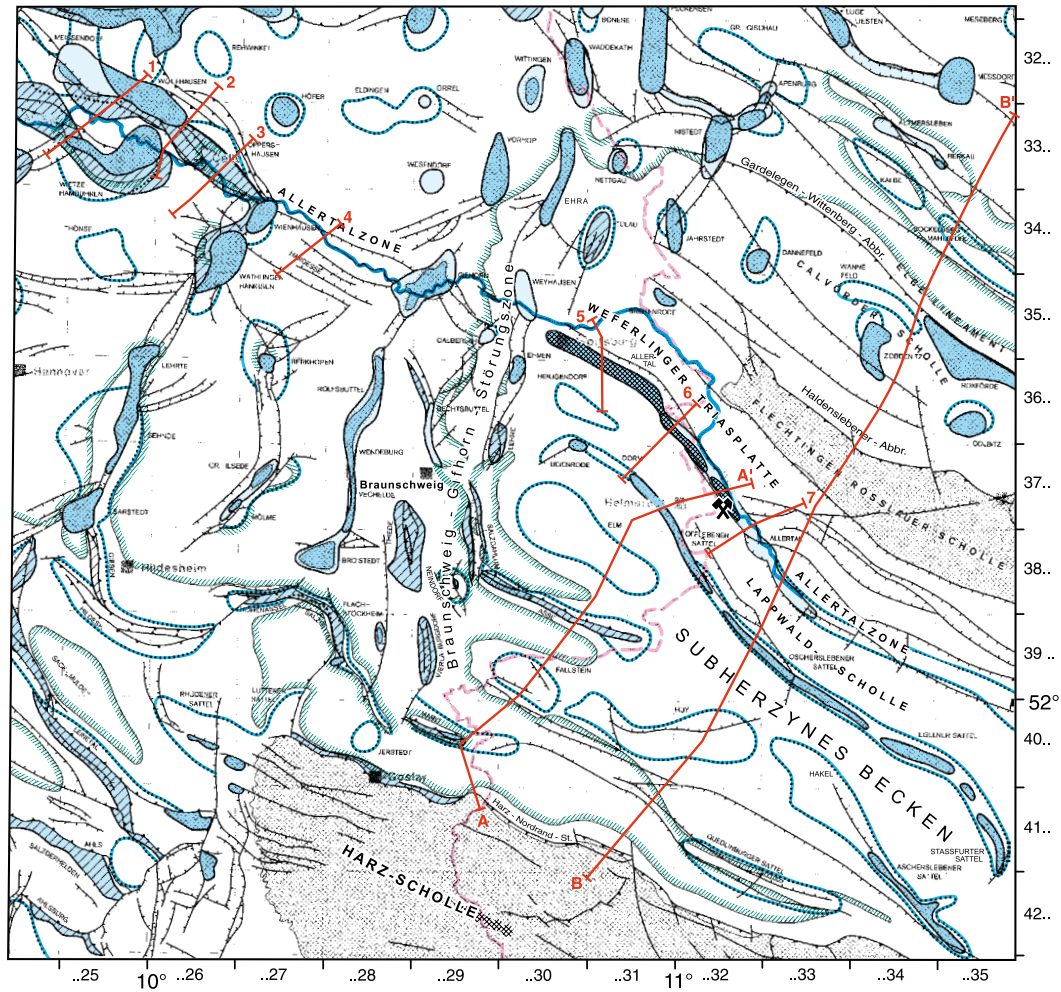
Die Region, in der die Salzstruktur liegt, das klassische Gebiet der saxonischen Tektonik im Sinne STILLE's ist von besonderem Interesse für die Salzgeologie Deutschlands, da hier - wie es sich im Verlauf der Untersuchungen herausstellte – die für weite Teile Norddeutschlands postulierte „autonome Halokinese“ TRUSHEIM's und SANNEMANN's nicht ausreicht, um die angetroffenen Strukturphänomene zu erklären. Eher können die erst in jüngerer Zeit bekannt gewordenen Erkenntnisse der „thin skinned tectonics“, wie sie vor allem an der Universität Austin, Texas durch Modellexperimente in den letzten Jahren anschaulich dargestellt wurden (<http://www.beg.utexas.edu/indassoc/agl/animations/AGL96-MM-003/index.html>) zur Erklärung der Strukturerscheinungen herangezogen werden. In diesem Umfeld werden die Bewegungsvorgänge vor allem durch die Wechselwirkung von Extension und Kompression dominiert.

Die strukturgeologische Analyse war eine notwendige Voraussetzung für die Beantwortung zahlreicher Fragen zur äußeren Form und Größe der Salzstruktur und zu ihrer Entwicklung in Raum und Zeit. Die Ergebnisse sind für die Beurteilung der mechanischen Stabilität und der hydrogeologischen Wegsamkeit von erheblicher Bedeutung. Es ist jetzt erstmals möglich, Zusammenhänge zwischen der tektonischen Entwicklung und dem Internbau herzustellen.

### 1.1 *Regionalgeologische Lage*

Das Gebiet zwischen Harznordrand und Flechtingen – Roßlauer Scholle (= Subherzynes Becken) wird aus sechs dem Harznordrand etwa parallel verlaufenden Krustenblöcken von 7 – 15 km Breite aufgebaut (Abb. 1).

Die Ränder dieser tektonischen Einheiten sind mit schmalen, langgestreckten Salzstrukturen (Brachyantiklinen, „Schmalsättel“) besetzt (von NE nach SW):



**Legende**

- |                |  |  |  |                         |
|----------------|--|--|--|-------------------------|
| Salzstrukturen |  | von jüngeren Sedimenten als Unterkreide überdeckt        |  | Unterkreide - Ausbiss   |
|                |  | von Unterkreide oder älteren Sedimenten überdeckt        |  | Präzechstein, anstehend |
|                |  | Salzintrusion in stratiforme mesozoische Salinar-Niveaus |  | Flusslauf               |
|                |  | Salzkissen   |  | Landesgrenze            |
|                |  | Abschiebungen  |  | ERA Morsleben           |
|                |  | Aufsiebungen   |  | Geologische Schnitte    |
|                |  |  |  |                         |



Abb. 1: Strukturgeologische Übersichtskarte Norddeutschlands, fokussiert auf das Allertal-Lineament und das Suherzyn, modifiziert nach BALDSCHUHN & KOCKEL (1996)

- Allertallineament,
- Strukturzug Beienrode – Staßfurt mit den Einzelstrukturen:  
Dorm, Offlebener Sattel, Oscherslebener Sattel, Egelner Sattel, Staßfurter Sattel,
- Asse-Heeseberg-Struktur,
- Ascherslebener Sattel,
- Strukturzug Harli – Quedlinburger Sattel.

Bei entsprechender Breite der Schollen haben sich Salzkissen („Breitsättel“, „Beulen“) auch auf den Krustenblöcken gebildet („Zwischenstrukturen“) wie Elm, Heiligendorfer Salzkissen, Fallstein, Huy und Hakel. Die Westbegrenzung des Subherzynen Beckens wird von der östlichsten Randstaffel der Braunschweig - Gifhorner Störungszone gebildet, die ebenfalls mit einer Reihe von Salzstrukturen besetzt ist (Werla-Burgdorf, Neindorf, Salzdahlum, Lehre, Ehmen). Die südwestliche, nordöstliche und südöstliche Umrandung des Subherzynen Beckens wird vom Paläozoikum (Präzechstein) gebildet; die Beckenachse hebt nach Südosten in Richtung des „Paschlebener Grauwackenvorsprunges“ heraus.

In einem NE-SW-Querschnitt (BALDSCHUHN & KOCKEL, 1996) wird der asymmetrische Querschnitt dieses Beckens deutlich: der präsalinare Untergrund fällt von seinem Tagesausstrich entlang des Flechtinger Höhenzuges bis auf 3 000 m vor dem Harznordrand ab (Abb. 2). Bei der Betrachtung des Übersichtsprofils fällt auf, dass das Deckgebirge deutliche Einengungsstrukturen zeigt. Sowohl die Strukturen Harli und Asse, aber auch die Nordfortsetzung der Offlebener Struktur, der Dorm zeigen „Überlängen“ des tiefermesozoischen Deckgebirges gegenüber dem Untergrund. Dieser Längenüberschuss wurde von HANISCH & KLARR (1989) auf 4 km im Bereich Harz-Elm geschätzt, was einem Einengungsbetrag von ca 10% entspricht. Auf die gesamte Länge bezogen kann die Überlänge des Profils auf rd. 6% geschätzt werden, da ein Teil der Stauchung des Deckgebirges durch die Dehnung an der Allertalstruktur verursacht wurde (BEST 1996). Als Abscherungs- und Ausgleichshorizont dient überwiegend das Zechsteinsalinar; als weitere Abscherungshorizonte können Röt- und Muschelkalksalinar fungieren. Sockel und Deckgebirge sind somit weitgehend tektonisch entkoppelt.

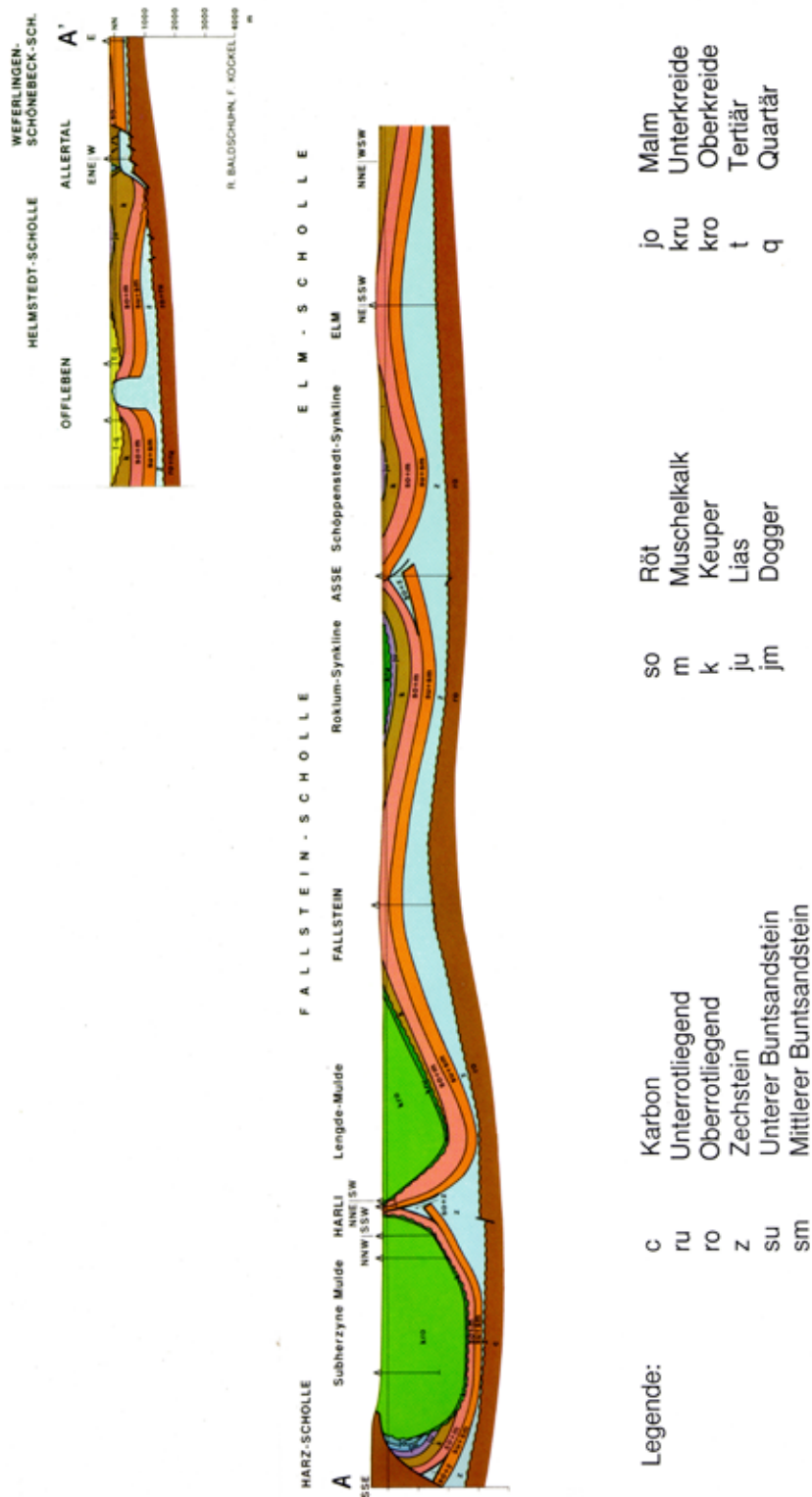


Abb. 2: Geologischer Schnitt durch das subherzynie Becken nach BALDSCHUHN & KOCKEL (1996); Lage s. Abb. 1



## 2 Datengrundlagen

Zur Beschreibung des geologischen Ist-Zustandes der Salzstruktur Oberes Allertal konnte auf folgendes Datenmaterial zurückgegriffen werden:

### **Reflexionsseismische Messungen**

Zur Klärung des Strukturbaus von Nebengebirge und der Zechsteinbasis im Bereich der Allertalzone wurden 13 Quer- und zwei Längsprofile mit einer Gesamtlänge von 160 km reflexionsseismisch vermessen (Abb. 3). Als seismische Quelle dienten überwiegend Schußbohrungen, die mit einer Ladung von 500 bis 750 g Dynamit bestückt wurden; in Ortschaften und Landschaftsschutzgebieten wurde Vibroseis eingesetzt. Der Schußpunktabstand betrug normalerweise 40 m, in Sonderfällen 20 m; der Empfängerabstand 20 m, was bei einer 120-kanaligen Apparatur zu einer nominellen 30- bis 60-fachen Überdeckung führte. Diese Messungen hatten die Aufgabe, den Strukturbereich bis zu einer Tiefe von 2 km darzustellen. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden Strukturpläne von sieben hydrogeologisch relevanten Horizonten angefertigt und 15 seismische Linien als Tiefenprofile dargestellt (BEST 1997).

### **Flachseismische Messungen**

Zur Erkundung des Deckgebirges der Salzstruktur wurden auf 97 Profilkilometern Untersuchungen mit hochauflösender Seismik durchgeführt (Abb. 4). Als seismische Energieanregung wurde ebenfalls überwiegend Dynamit, jedoch mit geringeren Ladungen (125 g) sowie in Sonderfällen eine Oberflächenquelle verwendet. Hierbei wurde ein Schußpunktabstand von 12,5 m und ein Empfängerabstand von 6,25 m eingehalten, was bei einer 96-kanaligen Apparatur zu einer 24-fachen Überdeckung führte. Die Ergebnisse der Flachseismik sind in die geologischen Schnittdarstellungen, in die Darstellung der Oberfläche der Salzstruktur, der Kreidebasis, Tertiärbasis und der Quartärbasis eingeflossen (ZIRNGAST 1997).

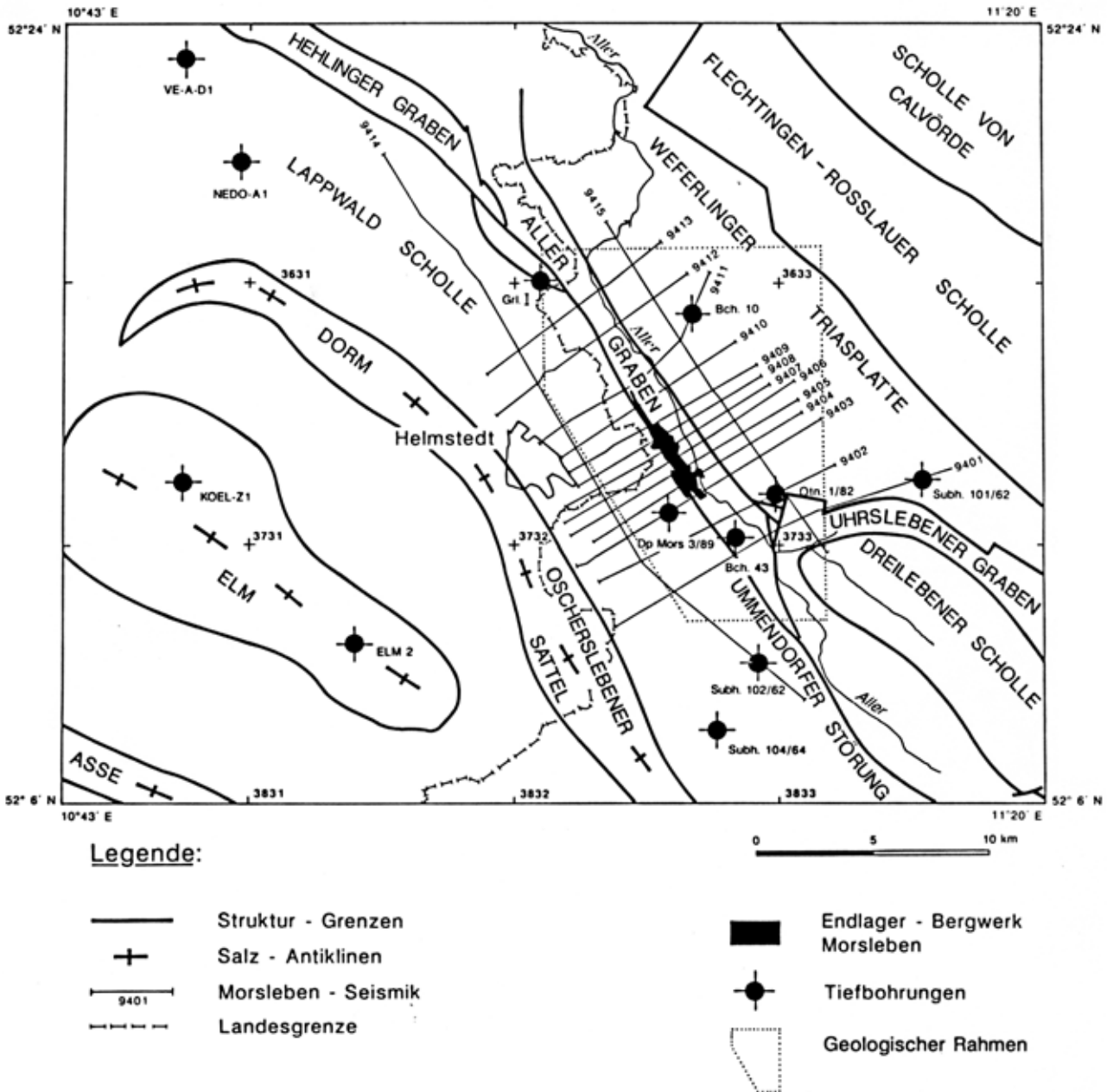


Abb. 3: Geologisch-tektonische Skizze des Untersuchungsgebietes mit Lage der reflexions-seismischen Profile und ausgewählten Tiefbohrungen

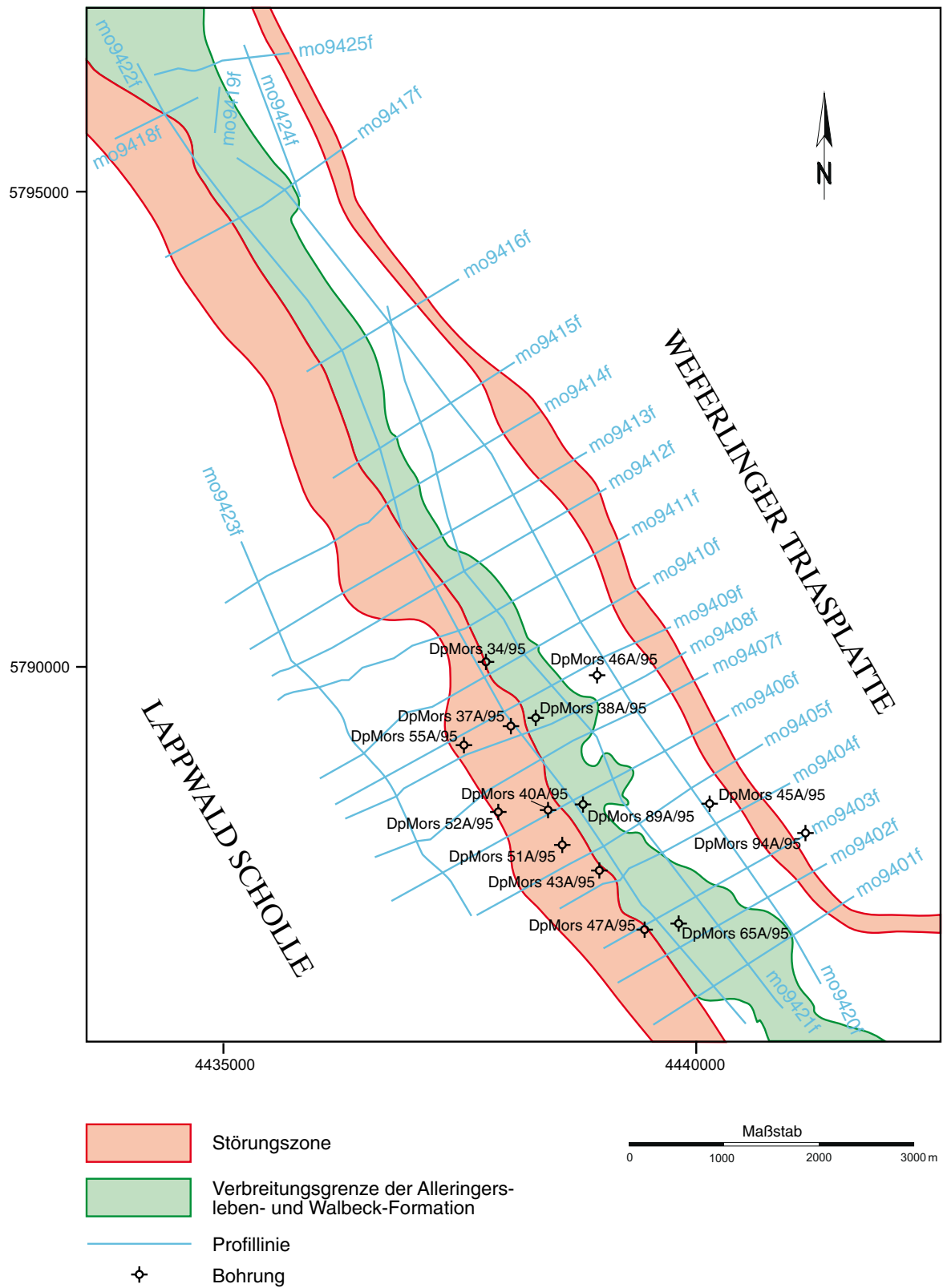


Abb. 4: Lage der flachseismischen Profile und Bohrungen mit Geophonversenkmessungen

## **Geologische Bearbeitung von Trias und Jura**

Ein wesentlicher Baustein für die Bewertung der Lagerungsverhältnisse und für die Analyse der Entwicklungsgeschichte der Allertalzone im Hinblick auf tektonische und subrosive Prozesse ist die geologische Bearbeitung von Trias und Jura. Durch die einheitliche Gliederung der älteren und neueren Bohraufschlüsse anhand von geophysikalischen Bohrlochmessungen und Kernaufnahmen wurde eine zuverlässige lithostratigraphische Grundlage geschaffen, die eine strukturelle Korrelation der Aufschlüsse ermöglicht. Durch Einbeziehung sämtlicher Oberflächenaufschlüsse und der Ergebnisse der Alt- und Neubohrungen sowie der Geländebefunde entstand eine abgedeckte geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen, die den oberflächennahen Strukturbau des Arbeitsgebietes widerspiegelt. Daraus abgeleitet gibt eine schematische Skizze die Lage der oberflächennahen Störungen wieder. Anhand von drei geologischen Übersichtsschnitten 1 : 10 000 und zehn geologischen Schichtenschnitten 1 : 2 000 werden die Lagerungsverhältnisse des Deck- und Nebengebirges der Salzstruktur dargestellt (BURCHARDT 1998).

## **Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär**

Diese Teilaufgabe hatte zum Ziel, die Kenntnisse über den lithologischen Aufbau der Deckschichten der Salzstruktur von Kreide und Tertiär, ihre lithostratigraphische Gliederung und biostratigraphische Einstufung, ihre Verbreitung und Mächtigkeit sowie ihre Lagerungsverhältnisse darzustellen. Insbesondere wurden über den Kenntnisstand von 1990 hinaus weitere wichtige Informationen für die Analyse der Entwicklungsgeschichte der Allertalzone im Hinblick auf subrosive und tektonische Prozesse gewonnen. Die Ergebnisse sind in Karten, Schnitten und Korrelationsprofilen dargestellt (LOTSCH 1998).

## **Geologische Bearbeitung des Quartärs**

Durch die Bearbeitung der neuen Bohrergebnisse, der Aufnahme von Oberflächenaufschlüssen sowie durch lithologische und biostratigraphische Untersuchungen wurden die Kenntnisse über die Lagerungsverhältnisse der quartären Schichtenfolge erheblich erweitert. Die Karten der Quartärbasis sowie wichtiger quartärer Leithorizonte geben in Verbindung mit den geologischen Schnitten eine Darstellung der Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der quartären Schichtenfolge (ZIERMANN et al. 1998). Die Ergebnisse der Quartärbearbeitung sind für die Beurteilung und Quantifizierung neotektonischer Vorgänge sowie der quartären und ggf. rezenten Subrosion von ausschlaggebender Bedeutung. In diesem Bericht erfolgt auch die quartärgeologische Bewertung des geodätischen Höhennivellements.

## **Morphogenetische Kartierung**

Auf der Grundlage von Informationen aus der Geländekartierung sowie aus der Auswertung von Luftbild-, Karten- und Literaturdaten durch die ARGE GFE Halle/Aerocart Delitzsch wurden die Reliefformen des Untersuchungsraumes im Maßstab 1 : 10 000 und 1 : 25 000 morphographisch und morphogenetisch kartiert. Dadurch war eine Erfassung junger tektonischer Strukturen und eine Aussage über junge geodynamische Prozesse möglich. Darüber hinausgehend wurde eine Interpretation der Untersuchungsergebnisse hinsichtlich jüngerer geodynamischer Bewegungen vorgenommen. Diese Ergebnisse sind in die quartärgeologische Gesamtbearbeitung eingeflossen (STORK 1998).

## **Struktur und Kluftauswertung aus Bohrungen des Untersuchungsprogrammes 1994 - 1995**

Im Zeitraum von November 1994 bis September 1995 wurde im Rahmen der über-tägigen geowissenschaftlichen Erkundung des Endlagerstandortes ein umfangreiches Bohr- und Meßprogramm durchgeführt. Das Bohrprogramm umfaßte 8 950 Bohrmeter, davon 2 628 m gemeißelt und 6 322 m gekernt. Im Festgestein wurden 5 016 m und im Lockergestein 1 306 m gekernt. Von den 5 016 m Festgestein wurden 2 320 m bohr-lochakustisch mit dem Circumferential Borehole Imaging Log (CBIL) vermessen. Die CBIL- Meßstrecken erstrecken sich über 11 strukturell bzw. hydrogeologisch wichtige Bohrungen (SCHILDKNECHT in STORK 1998). Die aus den Messungen gewonnenen Daten wurden durch die ausführende Firma WESTERN ATLAS soweit wie möglich durch einen Vergleich mit den Bohrkernen kalibriert. Die Ergebnisse erlauben erstmalig eine exakte Darstellung der Einfallwinkel und der Einfallrichtungen der Schichten, Störungen und Klüfte sowie eine Beurteilung der Kluftmineralisation und des Stressfeldes.

## **Gravimetrische Messungen**

Im Rahmen der geowissenschaftlichen Untersuchung des Endlagers radioaktiver Abfallstoffe Morsleben und seines Umfeldes hat STIEWE (1992) die vorliegenden gravimetrischen Daten einer Neubearbeitung unterzogen. Grundlage der Neubearbeitung waren die mit einer Dichte von 2.5 g/ccm auf NN reduzierten Bouguerwerte der Messungen des VEB Geophysik Leipzig aus den Jahren 1981 - 1982. Aufgrund des verhältnismäßig dichten Meßpunktabstandes von 200 - 300 m konnte das Bearbeitungsgebiet mit einem engmaschigen Gitter von 200 m überzogen werden. Die Allertalstruktur wird durch einen Zug von negativen Anomalien deutlich, in den bei Alleringersleben der ebenfalls durch Anomalienminima gekennzeichnete Graben von Uhrsleben - Großrodensleben einmündet.

Mit den Ergebnissen der Bohrkampagne 1994 - 1995 und den Ergebnissen der beiden seismischen Erkundungen konnten die negativen und positiven Anomalien relativ sicher bewertet werden. Die geologische Auswertung der gravimetrischen Anomalien durch LOTSCH (1998) führte zu einer Präzisierung der Verbreitungsgrenze der Oberkreide-Ablagerungen.

### **Internbau der Salzstruktur Oberes Allertal**

Durch eine detaillierte Grubenkartierung sowie eine Überarbeitung sämtlicher Grubenrisse und Bohrstrecken und die geologische Aufnahme von Neubohrungen wurde nahezu der gesamte bergmännisch erschlossene Bereich geologisch-strukturell neu bearbeitet und bewertet. Zur Darstellung in Schnitten wurden die Ergebnisse der untertägigen EMR-Messungen, mit denen die Salzbasis, Anhydritzüge und der Salzspiegel räumlich erfaßt werden konnten, mit verwendet. Die Schnittdarstellungen wurden mit den Darstellungen des Salzstockumrisses aus der Reflexionsseismik abgestimmt. Die Ergebnisse sind in Querprofilen und geologischen Sohlenrissen dargestellt (BEHLAU & MINGERZAHN 2001).

### **Geologische Bearbeitung des Hutgesteins über der Allertal-Salzstruktur**

In diesem Fachbericht werden die Ergebnisse der geologischen Bearbeitung des Hutgesteins über der Allertal-Salzstruktur dargestellt. Grundlagen waren die Bohrkernaufnahmen des Bohrprogrammes 1988 - 1990 und 1994 - 1995. Außerdem wurden sämtliche Altbohrungen vor 1988 neu bewertet. Ergebnisse sind unter anderem Karten der Salzstrukuroberkante, Hutgesteinsmächtigkeit, sowie eine Darstellung der am Salzspiegel ausstreichenden salinaren Strukturen. Aufgrund der Darstellung der Lagerungsverhältnisse der im Hutgestein noch erhaltenen Zechsteinrelikte wird eine zeitlich-strukturelle Analyse der Hutgesteinsbildung sowie eine Modellvorstellung zum zeitlichen Verlauf subrosiver Prozesse gegeben (BALZER 1998, 2000).

### **Weitere Unterlagen**

Neben diesen speziell im Zusammenhang mit der Standorterkundung durchgeführten Bearbeitungen und Studien, die das hydrogeologische Modellgebiet und seinen geologischen Rahmen betreffen, konnte auf umfangreiches Archivmaterial der BGR zurückgegriffen werden, das im Rahmen der Bearbeitung des „Geotektonischen Atlas von Nordwest-Deutschland“ gesammelt, bearbeitet und analysiert wurde und in den Berichten zu den 100 000er-Blättern Helmstedt, Celle und Hannover-Nord (BALDSCHUHN 1983, KOCKEL 1984, BALDSCHUHN 1985) niedergelegt wurde. Die zusammenfassende Darstellung aller Ergebnisse des „Geotektonischen Atlas“ liegt seit 1996 vor und erlaubt eine zeitlich-strukturelle Analyse der Standortumgebung in überregionalem Zusammenhang (KOCKEL 1996).

Ergänzt werden diese Unterlagen für das in Sachsen-Anhalt liegende Teilgebiet durch die Ergebnisberichte von den geologischen Aufschlüssen der ehemaligen DDR, die nach der Wiedervereinigung aus dem Archiv des Zentralen Geologischen Instituts (ZGI) in das Archiv der BGR (Dienstbereich Berlin) übernommen wurden. Im einzelnen handelt es sich hierbei um die Ergebnisse aus den Explorationsbohrungen auf Erdöl, Kohle, Kalkstein, Sand, Ton, Wasser, um geophysikalische Potentialmessungen, Reflexionsseismik, Reflektorenkarten, reflexionsseismische Lagepläne, Strukturkarten und Komplexberichte. Die Lage der Aufschlüsse steht in dem Datenspeicher „Grunddaten geologischer Aufschlüsse“ (GGA) zur Verfügung.

### **Vorausgehende Studien**

Von den zahlreichen geowissenschaftlichen Arbeiten und Untersuchungen, die sich speziell mit dem Endlager Morsleben befassen, seien hier nur zwei zusammenfassende Studien erwähnt, auf denen im Folgenden aufgebaut wird.

a) Der G4-Bericht (KÄBEL et al. 1987)

In diesem Bericht wurde eine umfassende geowissenschaftliche Analyse vorgenommen, die auf den bis dahin vorhandenen Aufschlüssen beruhte. Der Bericht enthält geologische Karten und Schnitte, die überwiegend auf Bohrerergebnissen und geologischen Modellvorstellungen basieren. Reflexionsseismische Messungen standen zu diesem Zeitpunkt noch nicht zur Verfügung; die im Bericht gezeigten geologischen Schnitte sind z. T. schematisch, die vorgenommene strukturelle Analyse basiert auf allgemeinen Annahmen.

b) Grundlagen zur hydrogeologischen Modellbildung

Die bereits in dem G4-Bericht aufgezeigten Erkenntnisdefizite führten noch zu DDR-Zeiten zur Ausführung eines weiteren Bohr- und Testprogrammes in den Jahren 1988 bis 1991. BfS beauftragte BGR daraufhin mit der Erstellung einer hydrogeologischen Standortbeschreibung zur Erarbeitung hydrogeologischer Modellgrundlagen. Nach Durchführung eines weiteren Erkundungsprogrammes inklusive Bohrungen und Reflexionsseismik in den Jahren 1992 bis 1996 wurde von der BGR im Auftrag des BfS das endgültige hydrogeologische Modell erstellt (LANGKUTSCH et al. 1998). Dieser Bericht enthält neben Schnittdarstellungen auch Strukturkarten, die nach den neuen Bohrerergebnissen und erstmalig nach Reflexionsseismik angefertigt wurden.

### **3 Überblick über die stratigraphische Abfolge**

#### **3.1 Präzechstein**

Zur Untersuchung des Präzechsteins wurde kein spezielles Untersuchungsprogramm angesetzt. Das Liegende des Zechsteins ist jedoch nicht nur von den nahegelegenen Aufschlüssen des Flechtinger Höhenzuges, sondern auch aus einigen älteren Kali-Bohrungen, aus den Morsleben-Bohrungen Dp Mors 3/89 und Dp Mors 20/88 sowie aus zahlreichen Erdöl- und Erdgassuchbohrungen bekannt (BANDLOWA 1992).

Zwischen der in ca. 8 km Tiefe zu erwartenden Basis des variszischen Stockwerkes (FRANKE et al. 1996) und der in ca. 30 km Tiefe zu erwartenden Grenzfläche der Mohorovicic-Diskontinuität („Moho“), der Grenze zum oberen Erdmantel (HOFFMANN et al. 1996), wird nach derzeitigem Kenntnisstand „avalonische Kruste“ angenommen. Bei diesem Krustentyp soll es sich um einen Mikrokontinent handeln, der während der kaledonischen Plattenkonvergenz an die baltische Tafel angegliedert wurde. Es wird vermutet, dass es sich um eine intensiv deformierte und metamorphe, kontinentale Kruste handelt. Präkambrisches Kristallin und altpaläozoische metamorphe Sedimente dürften an ihrem Aufbau beteiligt sein.

##### **3.1.1 Variszisches Stockwerk und Rotliegend**

Nach den Aufschlüssen der engeren und weiteren Umgebung kennt man die Schichtenfolge vom Mitteldevon (Bohrung Huy-Neinstedt 1/85) bis zum höchsten Oberrotliegend.

Das Mitteldevon besteht aus marinen Tonsteinen mit eingeschalteten Kalksteinen, Radiolariten sowie Phosphoritlagen. Im Oberdevon treten kieselige Tonschiefer und Diabase auf, eine Fazies, die noch bis ins Unterkarbon (Dinant 1) anhielt. Vom höheren Unterkarbon (Dinant 2) bis zum Oberkarbon (Namur) entwickelte sich die typische Kulmfazies, die aus Tonschiefern, Grauwacken und vereinzelt Quarziten besteht. Kohleführendes Oberkarbon wurde bisher nicht nachgewiesen. Die devonischen Ablagerungen gehören zu einem Bereich des rhenohertzynischen Geosynklinaltroges, der noch durch die varistische Orogenese erfaßt wurde. Während des Karbons lag das Untersuchungsgebiet im Bildungsbereich des varistischen Flyschtroges, der im Oberkarbon bereits von Hebungs- und Erosionsvorgängen erfaßt wurde. Damit endete die varistische Ära und damit das „mobilitische“ Stadium im Untersuchungsgebiet.

Mit dem Unterrotliegend (Autun) beginnt das Tafelstadium der mitteleuropäischen Senke und damit der Beginn der intraplattentektonischen Entwicklung. Die Tafelentwicklung wird durch bruchhaftes Einsinken von Gräben und Halbgräben, sogenannten „rifts“ eingeleitet.



Aus dem Autun sind sowohl Sedimente als auch Vulkanite bekannt. Die Sedimente gelten als die Molasse des varistischen Orogens. Im Subherzynen Becken sind bislang jedoch prävulkanische Sedimente mit Rotliegend-Alter bzw. Zwischensedimente noch nicht nachgewiesen. Die Effusiva können hier bis 1 000 m mächtig werden. Nachgewiesen sind Rhyolithe und Andesite sowie Porphyrite, Tuffe und vulkanische Brekzien. Entsprechend den Vorstellungen von HOFFMANN (1990) werden die basalen Partien noch ins Stefan gestellt.

Nach Norden, in Richtung Altmark, kann das vulkanogene Unterrotliegend bis über 3 000 m mächtig werden, wie Profile im Flechtinger Höhenzug, der Bohrung Velpke-Asse Devon 1 und Weyhausen 1 zeigen. Es sind dies die bislang größten bekannt gewordenen Mächtigkeiten der unterpermischen Vulkanite in Norddeutschland, ein Hinweis auf die Nähe eines Eruptionszentrums (GERSEMANN 1989). In der Bohrung Velpke-Asse Devon 1 unterscheidet man ein tieferes Stockwerk mit Granophyren und Porphyriten sowie eine Effusivfolge mit Rhyolithen, Andesiten, Spiliten und Tuffen. Unter den Vulkaniten folgt ein Granitpluton, der radiometrische Rb/Sr-Modellalter von mindestens 264 Ma geliefert hat (HÖHNDORF et al. 1980). Weitere granitische Plutone kennt man aus dem Flechtinger Höhenzug und aus der Bohrung Roxförde 2.

Unterrotliegend-Vulkanite und Plutonite stehen offenbar in genetischem Zusammenhang. Die beiden in der Altmark auftretenden Hauptmächtigkeitsmaxima werden als zwei Calderen gedeutet, deren Hohlformen mit Ignimbriten und durch rhyolitische Ergüsse aufgefüllt wurden. Sedimentäres Oberrotliegend (Autun und Saxon) überlagert die Vulkanite flächenhaft. Es beginnt mit den feinklastischen und pyroklastischen Bebertal-Schichten. Mit den konglomeratischen Sedimenten der Erxleben-Schichten („Unteres Konglomerat“) endet das Autun in diesem Bereich.

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

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

### 3.2 Zechstein

Man unterscheidet in Zentraleuropa zwei Hauptbecken, ein südliches und ein nördliches. Das nördliche Zechsteinbecken erstreckt sich von der nördlichen und zentralen Nordsee nach Dänemark nördlich des Ringköbing Fünen-Hochs. Norddeutschland liegt insgesamt im südlichen Zechsteinbecken, dem norddeutsch-polnischen Becken. Der Südrand dieses Beckens wird durch Buchten gegliedert. Das Thüringer Becken bildet eine tiefe Einbuchtung nach Süden. Eine weitere Untergliederung in zechsteinzeitliche Schwellen und Becken ist möglich, von denen für das betrachtete Gebiet nur die Weser-Senke und die Eichsfeld-Altmark-Schwelle von Bedeutung sind (Abb. 5).

Das Zechstein-See war ein nahezu geschlossenes epikontinentales Meer mit großen Entfernungen zum Weltmeer. Die Verbindungen zum Weltmeer konnten jederzeit durch Meeresspiegelschwankungen unterbrochen werden, so dass nur gelegentlich marine Bedingungen herrschten. Das Klima war arid oder semiarid; eine Abtrennung des Beckens führte zur Sättigung des Seewassers und nacheinander zur Ausfällung von Karbonaten, Sulfaten, Steinsalzen und schließlich der Kalium- / Magnesiumsalze.

Die lithostratigraphische Gliederung des Zechsteins im norddeutsch-polnischen Perm-Becken beruht auf der Zyklizität der Ablagerungen, die über das ganze Becken verfolgt werden kann. Die als „Zyklen“ bezeichneten pelitisch-karbonatisch-evaporitischen Abfolgen zeigen im Groben eine Abfolge, die mit Peliten beginnt, darüber folgt ein Karbonat-, ein Sulfat- und dann ein Halitpaket, das Anhydritmittel und Kaliflöze enthalten kann und zum Abschluß ein erneuter Sulfathorizont. In den höheren Zyklen (4-7) sind die Abfolgen weniger vollständig. Eine Übersicht über die in Norddeutschland ausgebildeten Zyklen zeigt Tabelle 1.

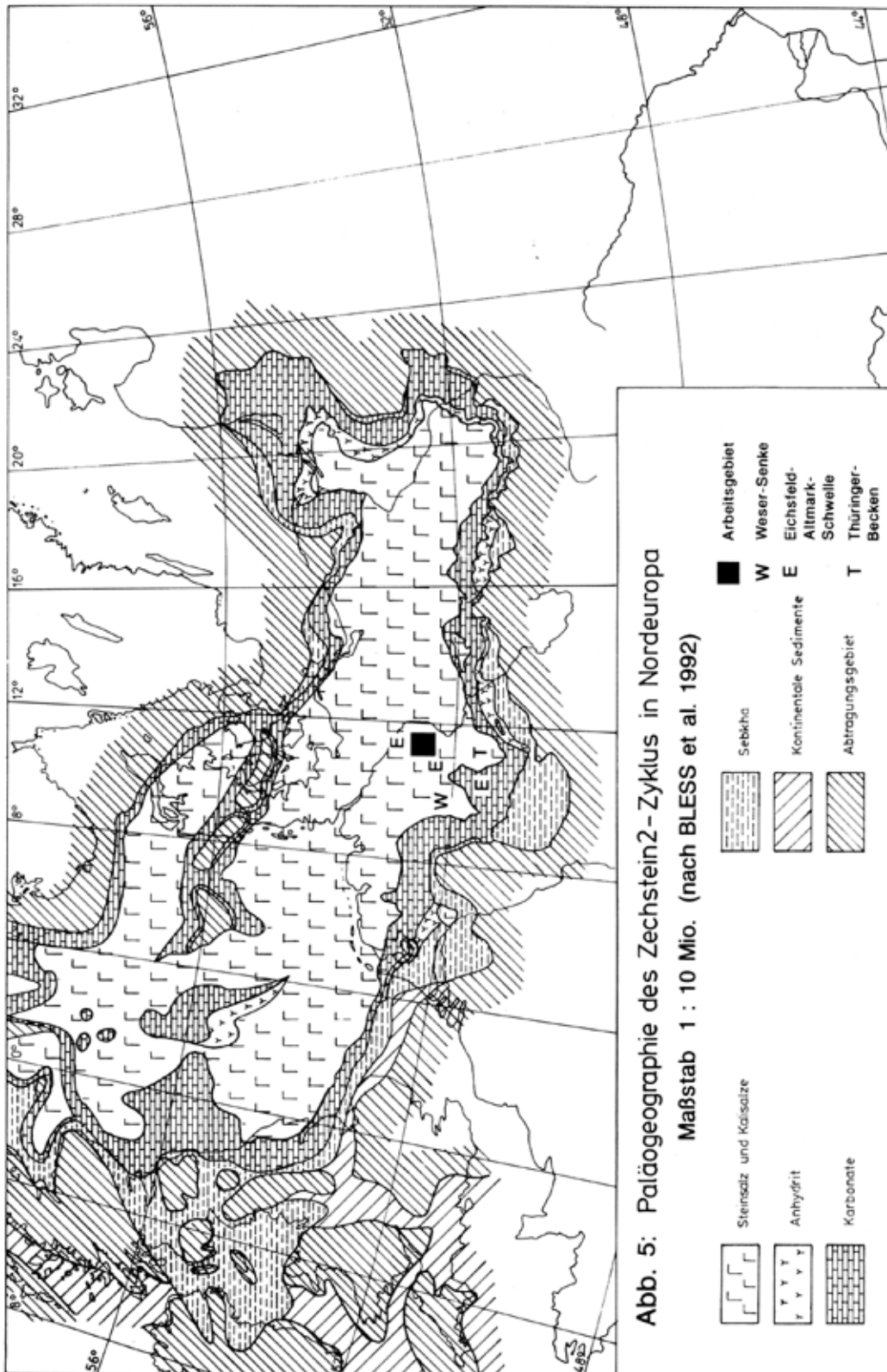


Abb. 5: Paläogeographie des Zechstein 2 - Zyklus in Nordeuropa (nach BLESS et al. 1992)

Tab. 1: Die stratigraphische Gliederung des Zechsteins in Norddeutschland und geschätzte Primärmächtigkeiten im Arbeitsgebiet

Zeitalter	Zyklus/Folge	Lithostratigraphie	Primäre Mächtigkeit im Arbeitsgebiet (geschätzt)
TRIAS Calvörde	-Folge		
251 Ma       ZECHSTEIN	Mölln-Folge (z7)	Bröckelschiefer Rote Tonsteine regional Steinsalz	20 m <sup>1)</sup>
	Friesland-Folge (z6)	Rote Tonsteine Anhydrit regional Steinsalz	5 - 10 m <sup>1)</sup>
	Ohre-Folge (z5)	Ohre-Steinsalz Lagenanhydrit Salzbrockenton	5 - 10 m <sup>1)</sup>
	Aller-Folge (z4)	Aller-Steinsalz Pegmatitanhydrit Roter Salztou	40 - 80 m
	Leine-Folge (z3)	Tonmittelsalz Leine-Steinsalz mit Kalisalzen Hauptanhydrit Leine-Karbonat Grauer Salztou	150 - 200 m
	Steißfurt-Folge (z2)	Gebänderter Deckanhydrit Decksteinsalz Steißfurt-Kaliflöz Steißfurt-Steinsalz Basalanhydrit Steißfurt-Karbonat	300 - 400 m
	Werra-Folge (z1)	Werra-Anhydrit <sup>2)</sup> Werra-Karbonat Kupferschiefer	50 m
ROTLIEGEND	Elbe-Folge		

<sup>1)</sup> Im Untersuchungsgebiet durch Aufschlüsse bisher noch nicht nachgewiesen.

<sup>2)</sup> Werra-Steinsalz ist im Untersuchungsgebiet aufgrund der paläogeographischen Lage nicht zu erwarten, was Bohrungen auch bestätigt haben (Dp Mors3, Dp Mors 20).

Der südliche Beckenrand wird von einer Plattformfazies begleitet, in der es zur Bildung von mächtigen Anhydrit- und Karbonatfolgen des Zechstein 1 gekommen ist. Auf dieser Plattform entstanden ausgedehnte Salzpfannen, in denen Steinsalzlagen ausgeschieden wurden (Thüringer Werra-Salzbecken, Werra-Becken, Fulda-Becken, Northeimer Becken). Der Plattformrand lag südlich des untersuchten Teils des Subherzyns. Ein Gebiet mit erhöhter z1-Mächtigkeit begleitet die Eichsfeld-Altmark-Scholle bis zum Fallstein. Der untersuchte Teil des Subherzyns gehört jedoch noch ganz zum Hauptbecken. Aufgrund der paläogeographisch-tektonischen Position ging die Salinarentwicklung hier am Osthang der Eichsfeld-Altmark-Schwelle mit Sicherheit nur bis zur Entwicklung der Aller-Folge (BEST 1989). Ob es hier auch zur Ausbildung des Ohre-Salinars gekommen ist, bleibt noch nachzuweisen.

Eine Besonderheit des Hauptanhydrits, die von verschiedenen Autoren (z.B. HEHMANN 1971) beschrieben wird, zuletzt von SCHACHL (1991), sind die „Anhydrit-Klippen“. Es handelt sich um Bereiche kleinräumiger starker Mächtigkeitsanschwellungen des Hauptanhydrits, sowie um lokale Vertiefungen und Überhänge über dem Leine-Steinsalz (vgl. hierzu auch Abb. 16, S. 60). Die Mächtigkeiten des basalen Leine-Steinsalzes schwanken stark in diesen Klippenbereichen; die Fazieswechsel sind kleinräumig und von den Klippen beeinflusst. Die Klippenbildung wird durch frühdiagenetische Vorgänge während der Sedimentation des unteren Leine-Steinsalzes erklärt. Eine Gesetzmäßigkeit des Auftretens solcher Klippen ist bisher noch nicht bekannt. Möglicherweise ist die Klippenfazies mit zechsteinzeitlicher, synsedimentärer Tektonik und dem Austreten von Lösungen in Zusammenhang zu bringen.

### **3.3     *Mesozoikum***

#### **3.3.1    Heute noch vorhandene Schichten**

Für den Zeitraum Unterer Buntsandstein bis Unterer Keuper bleibt der Untersuchungsbereich im Einfluß der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Der Untere Buntsandstein ist hier gering mächtig (Calvörde- und Bernburg-Folge zusammen ca. 290 m) und durch häufiges Auftreten von Rogensteinbänken gekennzeichnet. Im Mittleren Buntsandstein, der nur rd. 130 m mächtig wird, fällt das transgressive Übergreifen der Solling-Folge auf Avicula-Schichten auf. Sowohl im Röt als auch im Mittleren Muschelkalk sind Steinsalzlager entwickelt, deren primäre Mächtigkeiten 100 - 110 m (Rötsalinar) bzw. 40 - 60 m (Muschelkalksalinar) betragen haben.

Die stärksten Mächtigkeitsvariationen treten im Keuper auf. Nach heutigem Kenntnisstand verstärkte sich die Krustenextension im Mittleren Keuper an den seit Karbon/Perm

wirksamen Störungssystemen, verbunden gleichzeitig mit einer Änderung des Bewegungssinnes (*triassic „inversion cycle“* nach BALDSCHUHN et al., 1991). Der Höhepunkt des intrakontinentalen Riffings war in Norddeutschland zwischen 250 und 220 Ma vor heute und ist als der fehlgeschlagene Versuch der Atlantik-Öffnung zu verstehen (*failed rifts*). Für Norddeutschland bedeutet dies eine Zeit intensiver Extensionstektonik („riff-raff“ in der deutschen Nordsee nach THIEME & ROCKENBAUCH 1999) und Grabentektonik mit Absenkungen über 4 000 m (Glückstadt-Graben und Ausläufer).

Die Dehnungstektonik an der Allertalzone und an ähnlichen Strukturen in Ostfriesland und im Gifhorner Störungssystem entwickelte sich von synsedimentären Abschiebungen (*growth faults*) mit rotierten Störungsflächen bis hin zur vollständigen Trennung der Deckgebirgsschollen. Durch das Einströmen von Salz in die Trennfugen entstanden isolierte Schollen, sogenannte „Flöße“ (BURCHARDT 1990, BEST 1996). In den durch Floßtektonik geprägten Zonen kam es zur Ablagerung von Mittlerem Keuper unmittelbar auf dem freigelegten Zechstein-Salinar und zum Ausfließen von Zechstein-Salz bzw. zur Ablaugung und Wiederausausfällung in Grabenbereichen (Abb. 6). Die generelle Durchschnittsmächtigkeit des Keupers beträgt in tektonisch unbeeinflussten Gebieten Norddeutschlands etwa 500 m. In der Umgebung des engeren Untersuchungsgebietes erreicht der Keuper Mächtigkeiten von 1 100 bis 1 500 m, wie auf der Wolfenbütteler Scholle und an den Westflanken der Salzstrukturen Lehre, Ehmen, Weyhausen und Ehra (Abb. 1), während auf der Elm-Scholle und der Velstover-Scholle im Osten nur 200 bis 400 m erreicht werden. An der Struktur „Oberes Allertal“ sind bis 730 m nachgewiesen (Südwestseite der Struktur) während von der Hochscholle (Nordostseite der Struktur) kein vollständiges Keuperprofil erhalten ist. Keuper-Salinare treten im Unteren Gipskeuper (Grundgipsschichten, Untere und Obere Hauptgipsschichten) auf. Durch Bohrungen ist bei Morsleben ein 10 m mächtiges Steinsalzlager (Salinar E) an der Oberkante der Oberen Hauptgipsschichten, ca. 20 m unter der Schilfsandsteinbasis nachgewiesen. Weitere Salinarhorizonte treten im Oberen Gipskeuper (A1 - A3) auf, die heute z. T. nur als sekundär veränderte Residualbildungen vorliegen. Die Steinsalzanteile sind durch nachträgliche junge Subrosion abgelaugt bzw. durch tektonische Beanspruchung ausgequetscht.

Das Unterrhät weist durch das Auftreten von Dolomitmergelsteinen, Hornsteinen und grün-grauen Sandsteinen große lithofazielle Ähnlichkeit mit dem Steinmergelkeuper auf. Die Fazies des „Unterrhät in Steinmergelkeuperfazies“ scheint auf die Nähe der Salzstruktur zurückzuführen sein und könnte ein Hinweis auf das Weiterwirken der Extensionstektonik mit der damit verbundenen Freilegung von permischen Salzlagern sein, was zu einer Beeinflussung der sedimentären Fazies durch erhöhte Salinität geführt haben könnte.

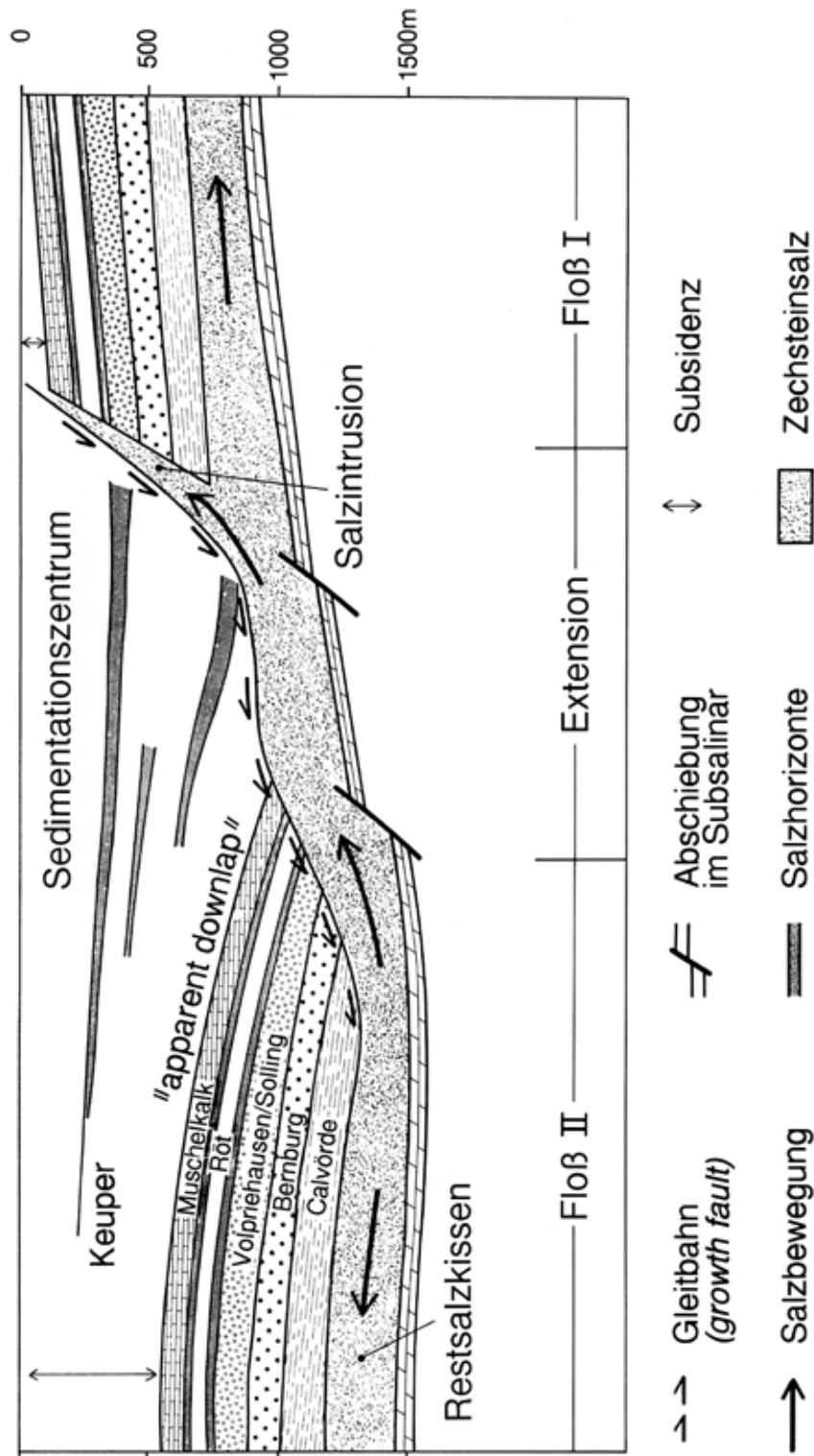


Abb. 6: Prinzipische Skizze der Floßtektonik nach Duval et al. (1992), angewendet auf das Beispiel der Allertalstruktur zur Zeit des Keupers (Best 1996)

Bei den Mittelrhätsandsteinen handelt es sich um Deltasedimente (nach APPEL 1981). Die „Lappwald-Schüttung“ erfolgte von SE entlang der durch Floßtektonik angelegten Zone maximaler Subsidenz und Sedimentation parallel der Salzstruktur Oberes Allertal (*depocenter*).

Der vorwiegend aus dunkelgrauen Tonsteinen bestehende Lias ist in der „östlichen Fazies“ (BRAND & HOFFMANN 1963) entwickelt. Im oberen Hettangium tritt der bis zu 20 m mächtige Angulaten-Sandstein („heller Lias-Sandstein mit Kohle“) auf. Weitere Sandsteine finden sich im Sinemurium (Arieten-Sandsteine), die in eisenschüssiger Fazies entwickelt sind. Mit dem mittleren Lias (Sinemurium) endet der autochthone Teil der Schichtenfolge des Mesozoikums.

### 3.3.2 Abgetragener Teil der mesozoischen Schichtenfolge

Bei der Beschreibung der jüngeren Folgen muß auf die in Subrosionspositionen konservierten bruchstückhaften Relikte der „Gleitschollen und Umstapelungen“<sup>(1)</sup> zurückgegriffen werden, bzw. auf die an der Basis der Alleringerslebener Schichten umgelagerten Zeugen der ehemaligen Bedeckung.

Obwohl für den Zeitraum vom Unteren Jura bis zum Ende der Oberkreide nur unvollständige stratigraphische Abfolgen erhalten sind, darf vorausgesetzt werden, dass eine nahezu vollständige Schichtenfolge wie im übrigen Teil des Niedersächsischen Beckens, im Harzvorland und im Prignitz-Becken entwickelt war. Bei der Abschätzung der Mächtigkeit der Einzelschichten können Fehler auftreten; die kumulative, heute abgetragene Gesamtmächtigkeit des Mesozoikums läßt sich jedoch genauer abschätzen. Aus der Kompaktion der Triasgesteine, die heute in Oberflächennähe anstehen und dem Vergleich mit Absenkungsgebieten kann die fehlende Sedimentsäule auf 1 500 m geschätzt werden (s. Kap. 5). Auch Harz und Flechtinger Höhenzug sind nach neuerer Erkenntnis mit mesozoischen Sedimenten bedeckt gewesen jedoch stärker als die dazwischen liegenden Blöcke des Subherzyns, der Scholle von Calvörde und des Prignitz-Blockes während der oberkretazischen Inversionen herausgehoben worden. Eine Studie über die ehemaligen Versenkungstiefen im Niedersachsenbecken (BINOT et al. 1993) ergab die Gesetzmäßigkeit, dass die am stärksten abgesenkten Gebiete bei der nachfolgenden Inversion die stärkste Heraushebung und Abtragung erlebten. In dieser Beziehung nimmt das untersuchte Gebiet eine mittlere Position ein.<sup>1)</sup>

---

<sup>1)</sup> Neuere Berechnungen für Abtragungsraten entlang des Südrandes des Niedersachsenbeckens wurden von PETMECKY (1999) geliefert, der aufgrund der erhöhten Vitrinit-Reflektivität und von Modellstudien zu Erosionsbeträgen von 3200 bis 4200 m von „Kreidesedimenten“ westlich der Weser gelangt. Für die Ibbenbürener Scholle ergibt sich aus geologischer Rekonstruktion nach Reflexionsseismik sogar ein Gesamthebungsbetrag von rd. 8 000 m für die Präpermoberfläche (BALDSCHUHN & KOCKEL 1999).



### **Pliensbachium und Toarcium**

Dunkelgraue glimmerführende Tonsteine mit feinsandigen und pflanzenführenden Lagen des Carixiums und des Domeriums sind am Aufbau der Gleitschollen und Umstapelungen beteiligt.

Die als Erdölmuttergestein bekannten, organisch-reichen bituminösen Schiefer des Obertoarciums sind als dislozierte Schollen in den Walbecker Sandgruben und in Bohrungen angetroffen worden.

### **Dogger**

Im Verlauf der Weststrandstörung wurden alle Stufen vom Aalenium bis zum Callovium bruchstückhaft angetroffen. Es überwiegen dunkelgraue Tonsteine und Mergel; Feinsandsteine treten im Oberen Aalenium auf („Dogger-Beta-Sandstein“).

### **Malm**

Nachgewiesen sind die Stufen Oxford, Kimmeridge und „Obermalm“. Die Malm-Relikte zeigen eine außerordentliche Faziesvielfalt. Während der tiefere Teil durch Dolomite und dolomitische Kalksteine in der Fazies des Korallenooliths vertreten wird, sind für den höheren Teil graue Kalke, Dolomite und Brekzien sowie blaue Ton- und Kalkmergel typisch. Auffallend sind bunte, graugüne und rotbraune Mergel- und Kalkmergelsteine mit Steinsalzpseudomorphosen. Diese oft als Münder Mergel bezeichneten „Obermalm“-Sedimente werden bis zu 250 m mächtig.

### **Unterkreide (incl. „Wealden“)**

Unterkreide ist im Untersuchungsgebiet paläontologisch nicht nachgewiesen. In der weiteren Umgebung (Harzvorland, Gardelegen) ist die Unterkreide mehr oder weniger vollständig vorhanden, wobei im unteren Teil Sandsteine und Trümmererze beckenrandnahe Fazies anzeigen. An der Salzstruktur Oberes Allertal wurden Schichten mit Unterkreidealter vermutlich abgelagert, aber später wieder abgetragen.

## Oberkreide

Bruchstückhafte Schichtfolgen des Cenomans (Kalke) und des Turons bis Unterconiacs (hellgraue und rotgeflamnte pelagische Tonmergel) wurden in kleinen obertägigen Aufschlüssen angetroffen. Anhand von umgelagerten Makrofossilien wie Belemniten und Inoceramen, durch Nannoplanktonnachweise und Dinoflagellatenfunde konnten indirekt fast alle Oberkreidestufen vom Mittelcenoman bis zum Untermaastricht in den Deckschichten der Salzstruktur (Alleringerslebener und Walbecker Schichten) nachgewiesen werden. Damit kann als sicher gelten, dass die marine Oberkreide mehr oder weniger vollständig im Untersuchungsgebiet vorhanden war.

Die paläogeographisch-fazielle Entwicklung der Oberkreide dürfte wie im übrigen Teil des Subherzyns abgelaufen sein, mit Plänerkalken im Cenoman und Turon, Mergel und Grünsanden im Coniac („Emscher-Mergel“). Ab Santon verstärkte sich der detritische Einfluß (Involutus-Sandstein, Salzberg-Schichten, Heidelberg-Sandstein und sandig konglomeratische Heimbürg-Schichten). Eine ähnliche Abfolge, jedoch mit geringeren Mächtigkeiten als im Subherzyn dürfte auch in der Umgebung des Allertals vorhanden gewesen sein. Es ist darauf hinzuweisen, dass im östlichen Teil des Subherzyns der Einfluß von Sandschüttungen in der gesamten Kreide zunimmt.

Vor dem oberen UnterCampan fand eine erneute Regression des Meeres statt. Der nachfolgende weltweite Anstieg des Meeresspiegels im mittleren Campan (HAG et al. 1988) brachte vorübergehend vollmarine Verhältnisse bis weit nach Süden in Gebiete Mitteldeutschlands, aus denen sich das Meer schon lange zurückgezogen hatte. So wurden auch im südlichen Niedersächsischen Becken und im Harzvorland randmarine Sedimente abgelagert, die aus kalkigen Grünsanden und glaukonitischen Mergeln mit Konglomeraten und Trümmererzen an der Basis bestehen (Beienrode-Formation nach NIEBUHR & ERNST 1991). Von ähnlicher Fazies sind die Alleringerslebener Schichten, die vom oberen UnterCampan bis in das OberCampan hinaufreichen sollen. Im Maastricht verflachte sich der Ablagerungsraum erneut, erkennbar an Flachwasserkalken, Aufarbeitungshorizonten und verstärktem Sandanteil in Norddeutschland (Reitbrooker Schichten, Steinförder Schichten). Die Quarzsandfolge der Walbecker Schichten des Allertales wird ebenfalls in das Maastrichtium gestellt.

### 3.4 Tertiär

Die im Folgenden aufgelisteten Tertiärstufen wurden im Untersuchungsgebiet nachgewiesen. Sie sind jedoch nur lückenhaft verbreitet, da durch jungtertiäre Abtragung und quartäre Erosion ein Teil der Schichtenfolge wieder entfernt wurde.

## **Unter- und Mittelpaläozän**

Mikrobotanische Untersuchungen haben terrestrisches Paläozän nachgewiesen (Hödingen- und Fuchskuhlenberg-Schichten). Untersuchungen an Foraminiferen erbrachten jedoch auch Hinweise auf marines „Danomont“ und Thanet in den Alleringerslebener Schichten, zusammen mit umgelagerten Fossilien verschiedener Oberkreidestufen, Grünsanden und Trümmererzen (GRAMANN 1995, WEISS 1997a und b). Diese Funde schlecht erhaltener benthonischer Foraminiferen stehen im Widerspruch zu den übrigen biostratigraphischen Befunden (Campan) und haben eine Diskussion über das vorzeitige Auftreten von Mikrofaunen in diesem Gebiet (DINSE 1990) sowie über die Verbreitungsgrenzen des marinen Paläozäns ausgelöst; weitere Untersuchungen in größerem regionalen Rahmen wären notwendig zur Klärung dieses Sachverhaltes.

## **Oberpaläozän bis Untereozän**

Die Fuchskuhlenberg-Schichten der Allertalzone und die Hödinger Schichten der Weferlinger Triasplatte können aufgrund ihrer limmisch-fluviatilen bis paralischen Fazies als Relikte und Äquivalente des unteren Teils der Helmstedter Braunkohlenfolge angesehen werden. Der heutige Rand des Helmstedter Tertiärvorkommens ist eine durch quartäre Erosion entstandene Begrenzung. Ursprünglich hat die Verbreitung des Untereozäns noch weiter nach Osten gereicht (RITZKOWSKI & LIETZOW 1996).

## **Mittlereozän bis Unteroligozän**

In der dem Arbeitsgebiet benachbarten Helmstedt-Oscherslebener Tertiärsenke bilden die mittlereozänen Annenberg Schichten die Basis einer marin-transgressiven, über die ältere Braunkohlenformation hinweggreifenden Schichtenfolge. Die gleiche Sequenz, aufgebaut aus Annenberg-, Gehlberg- und Silberberg-Schichten ist auch im oberen Allertal, auf der Weferlinger Triasplatte und auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle relikthaft nachgewiesen und besteht aus glaukonitischen Sanden und Tonen mit einer kumulativen Mächtigkeit von rd. 50 m.

## **Mitteloligozän**

Die ehemals weit verbreiteten marinen Rupeltonablagerungen sind nur auf der Weferlinger Triasplatte nachgewiesen. Sie stellen heute ein Erosionsrelikt von ca. 10 m Mächtigkeit dar. Im Allertal sind die ehemals vorhandenen Rupelschichten ausgeräumt.

## Oberoligozän

Der Zeitabschnitt des Oberoligozäns/Eochatts wird durch die transgressiven marinen Unteren Cottbus-Schichten vertreten, die in äußerst geringer Mächtigkeit (5 cm !) auf der Weferlinger Triasplatte über Rupelton an einer Stelle nachgewiesen sind. Sie stellen die jüngsten Vertretungen des marinen Tertiärs im Untersuchungsgebiet dar. Ob jüngere Tertiärschichten jemals abgelagert wurden bleibt fraglich; eine Folge der im Miozän einsetzenden großräumigen Hebung und Abtragung des südlichen Randes des Tertiärbeckens.

### 3.5 Quartär

Vom Quartär, das mehr als 90 m Gesamtmächtigkeit erreichen kann, sind Ablagerungen vom Altquartär bis zum Holozän bekannt. Eine Übersicht über die vorhandenen Bildungen gibt Tabelle 2.

Tab. 2: Schichtenfolge des Quartärs im Untersuchungsgebiet Morsleben

<b>Alter:</b>	<b>Sedimente:</b>
Holozän	fluviatile Sande, Schluffmudden, Kalkmudden, Seekreide, Auenlehm
Weichsel-Kaltzeit	Fluviatile Ablagerungen, Niederterrassenschotter, äolische Ablagerungen, Fließerde
Eem-Warmzeit	Seekreiden, Kalkmudden
Saale-Kaltzeit	Vorschüttbildungen, Grundmoränen, Nachschüttbildungen (Fuhne- und Drenthe-Kaltzeit)
Holstein-Warmzeit	Ton, Schluff, Kalkmudden
Elster-Kaltzeit	Vorschüttbildungen, Grundmoränen, Nachschüttbildungen
Altquartär	„Präglaziale Schotter“

## 4 Strukturbau in der Umgebung des Endlagers Morsleben

### 4.1 Lappwald-Scholle

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

Der Strukturbau des postpermischen Deckgebirges ist durch einen ausgesprochenen Stockwerksbau gekennzeichnet (BEST 1996). Die einzelnen Stockwerke zeigen gleichsinniges Verhalten der Schichtflächen. Wechsel der Einfallrichtungen treten an der Rötbasis (Salzhorizont) und dem Mittleren Muschelkalk (Salzhorizont) auf. Diese Horizonte wirkten bei der tektonischen Entwicklung in Trias und Kreide als Entkoppelungs- (*detachment*) Horizonte. Dabei haben die Salzhorizonte die Bewegung aufgenommen. Erbohrt wurden die Bewegungsbahnen des Rötsalzhorizontes (Dp Mors 3 und Subherzyn 102) und des Muschelkalk-Salinarhorizontes. Sowohl das Muschelkalksalinar als auch das Rötsalinar zeigen starke tektonische Beanspruchung (tektonische Reduktion bzw. Ausquetschung des Steinsalzes). Besonders der Muschelkalk-Salinarhorizont, von dem neuere Kernuntersuchungen vorliegen (Dp Mors 52), zeigt tektonische Brekzierung, Boudinage und Horizontalharnische. An diesen Gleithorizonten konnte der tiefermesozoische Sedimentstapel bei der keuperzeitlichen Floßtektonik unterschiedlich weit auseinandergleiten, so dass die Geometrie der Nordostrand-Störung der Lappwald-Scholle sich aus einer anfangs steilen Abschiebung bis hin zu einer liegenden Störungsbahn verformen konnte. Auch die Salinarhorizonte des Oberen und Unteren Gipskeupers zeigen, sofern sie nicht durch Subrosion verändert wurden, Anzeichen von sekundären Gefügeänderungen, die sich am besten durch schichtparallele Gleitvorgänge erklären lassen.

Als Maß für die Verstellung des Deckgebirgsstockwerks kann die Buntsandsteinbasis genommen werden. Die Buntsandsteinbasis fällt von der Nordost-Begrenzung der Lappwald-Scholle mit Werten von 850 - 950 m unter NN bis auf 1 300 m im SW des untersuchten geologischen Rahmensebietes. Außerhalb des geologischen Rahmens, in der Muldenachse zwischen der Salzstruktur Helmstedt und der Struktur Oberes Allertal, fällt die Buntsandsteinbasis bis auf 1 450 m unter NN. Die Achse steigt nach NW bis auf ca. 1 100 m unter NN an (Abb. 7).

Zahlreiche Störungen im oberflächennahen Bereich (Abb. 10) klingen nach unten aus und verlieren sich im Mittleren Keuper; nur wenige durchschlagen den Muschelkalk und reichen bis an die Buntsandsteinbasis. Aus Untersuchungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLFb) auf dem niedersächsischen Anteil des Blattes TK 3732 Helmstedt, sowie der Blätter 3731 Süplingen und 3631 Groß Twülpstedt (JORDAN & RÖHLING 1996, RÖHLING & WIEDERHOLD, 1996) geht hervor, dass diese Störungen im Lappwald zu einem System langanhaltender Störungen gehören, die von Nordwesten kommend das dort bearbeitete Gebiet als Lappwald-Störung und Vogelbeerberg-Störung durchziehen und beim Bischofswald-Horst in die Allertalzone einmünden. Weitere Störungen, wie die Brunntental-Störung, die Heinenbach-Störung und die Halbmeilenberg-Störung scheinen genetisch zum gleichen System zu gehören. Sie spalten sich von der Vogelbeerberg-Störung bzw. der Lappwald-Störung ab und biegen nach Ostnordost schwenkend ins Allertal ein. In Südwest-Nordost-Querschnitten wie im Beispiel der seismischen Profile (Profile MORS 9409-9413) hat dieses Störungssystem einen nach unten konvergierenden scheidelgrabenartigen Charakter und ist streckenweise mit der Aufwölbung des Heiligendorfer Salzkissens verknüpft.

Ein ähnliches Störungssystem, das die Allertalstruktur westlich begleitet, wurde von BALDSCHUHN & KOCKEL (1996) als Struktur Hardesse abgebildet. Südöstlich der Stadt Celle, wo das Deckgebirge noch vollständiger vorhanden ist, läßt sich die Begleitstruktur der Allertalzone als jungmesozoischer Grabenzug (Bildungszeit: Malm/Unterkreide) interpretieren, der oberkretazisch (im Santon) invertiert wurde. Ähnliche Ursachen müssen auch für das Vogelbeerberg-/ Lappwald-Störungssystem angenommen werden. Die Oberflächenkartierung und der Strukturplan der Lias-Basis zeigen, dass die Lappwald-Mulde im Bereich des Vogelbeerberges/Bischofswald-Horstes von einer Scherungsbahn (*wrench-Zone*) durchschnitten wird, an der die Lias-Basis deutlich zerstückelt ist. Dies weist darauf hin, dass während der oberkretazischen Inversionsbewegung auch Horizontalbewegungen stattgefunden haben, die sich jedoch stockwerksgebunden unterschiedlich auswirkten.

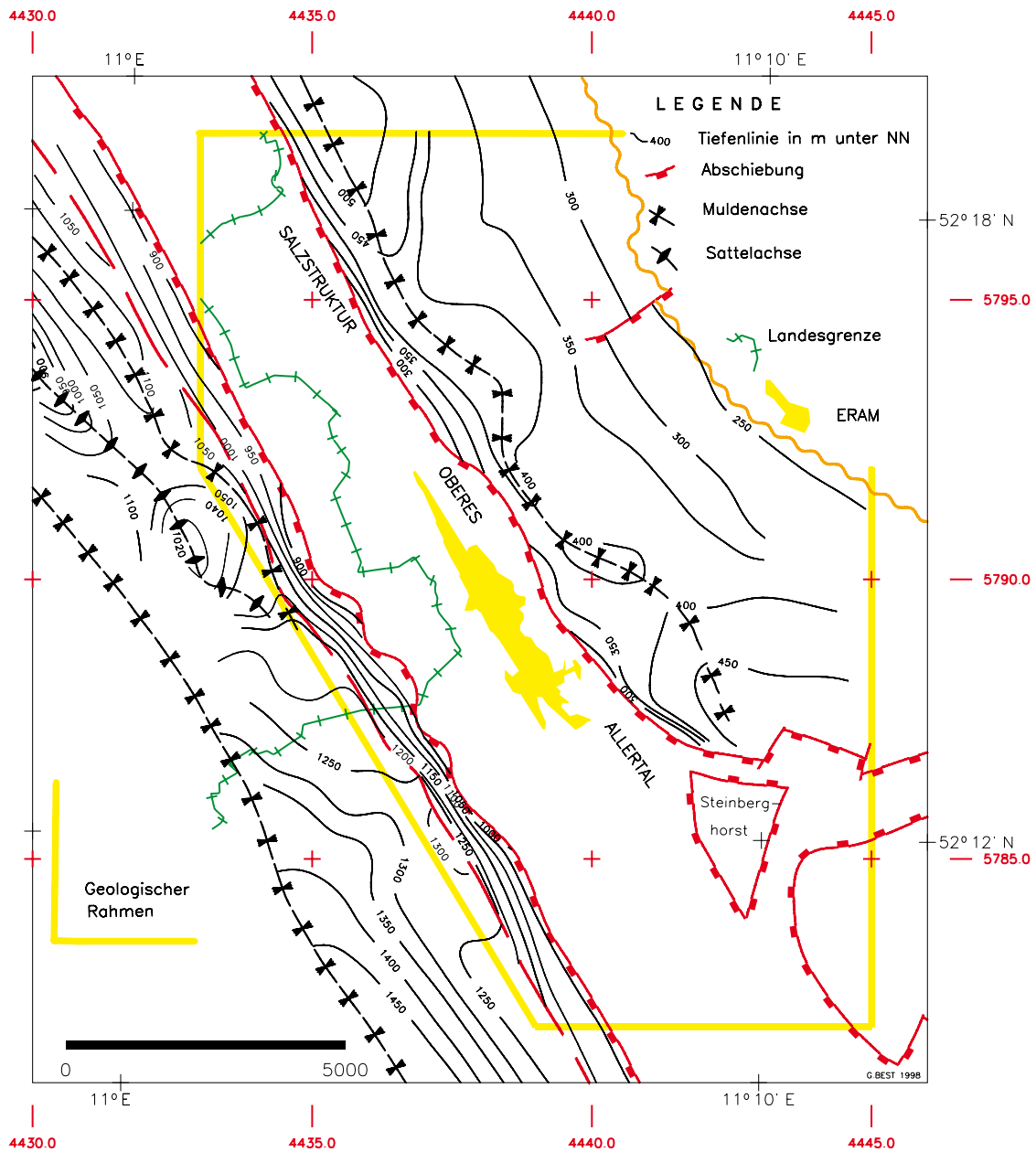


Abb. 7: Strukturplan der Buntsandsteinbasis

Die in den Bohrungen durchgeführten akustischen Bohrlochmessungen (VOIGT 1996) bestätigen den aus den reflexionsseismischen Messungen grob umrissenen Strukturbau und präzisieren ihn in einigen Details. Es zeigte sich, dass die Schichtflächen in den Bohrungen auf der Ostflanke der Lappwald-Mulde (Bohrungen Dp Mors 56A, 55A, 52A) generell mit 10 - 30° nach Westen bzw. Südwesten einfallen. Dabei wurde ein Trend des Versteilens der Einfallwerte von unten nach oben festgestellt, was mit dem Divergieren der Schichtflächen von Keuper und Jura in Richtung Allertalzone zusammenhängt. Mit Annäherung an das Allertal ist eine Zunahme der Störungshäufigkeit zu beobachten sowie

sprunghafte Änderungen der Einfallrichtungen nach Nordost bzw. ein starkes Streuen der Einfallwerte und -richtungen (Bohrungen Dp Mors 37A, 40A, 51A und 43A). Der Hauptteil der Störungen folgt dem Streichen der Allertalzone und fällt nach Nordosten in Richtung Allertal ein.

Das Streichen der Klüfte auf der Lappwald-Scholle variiert zwischen NW-SE, N-S und NE-SW (Abb. 8). In allen untersuchten Meßprofilen konnte eine deutliche Aufteilung der Klüfte in zwei Kluffgruppen beobachtet werden, die sich hinsichtlich Kluffmorphologie und Einfallwinkel unterscheiden. In den relativ ungestörten Bohrungen Dp Mors 52A, 55A und 56A sind die steil einfallenden Klüfte durch eine NE-SW-Streichrichtung charakterisiert. Diese Orientierung dürfte der maximalen heutigen Stresskomponente entsprechen und ist wahrscheinlich repräsentativ für die Orientierung des regionalen Stressregimes. In den stark gestörten Bohrungen Dp Mors 37A, 43A und 51A im Bereich der SW-Rand-Störungszone der Allertalstruktur folgen die steil einfallenden Klüfte mit N-S und NNE-SSW zwei Streichtrends, die im Vergleich zum relativ ungestörten Bereich Richtungsänderungen der maximalen horizontalen Stresskomponente anzeigen (Abb. 9).

Die Klüfte mit Einfallwinkeln kleiner 75 Grad sind durch eine größere Varianz der Streichrichtungen charakterisiert. Sie werden lokalen Ereignissen zugeordnet (z. B. Subrosion). Es sind wiederum zwei dominierende Streichrichtungen NNE-SSW und NNW-SSE zu beobachten. In allen Bohrungen können Kluffgruppen ausgehalten werden, die entweder störungsparallel orientiert sind oder Störungen als Scherklüfte begleiten und wahrscheinlich mit diesen in Zusammenhang stehen.

Die Schichtenfolge auf der Lappwald-Scholle endet mit dem Lias. Jungmesozoische Schichten sind abgetragen; der Tertiärausbiß der Helmstedter Ostmulde liegt außerhalb des geologischen Rahmens, westlich der Magdeburgertor-Störung bei 140 bis 160 m über NN. Die Basis des Quartärs auf der Lappwald-Scholle liegt zwischen 140 und 180 m über NN.



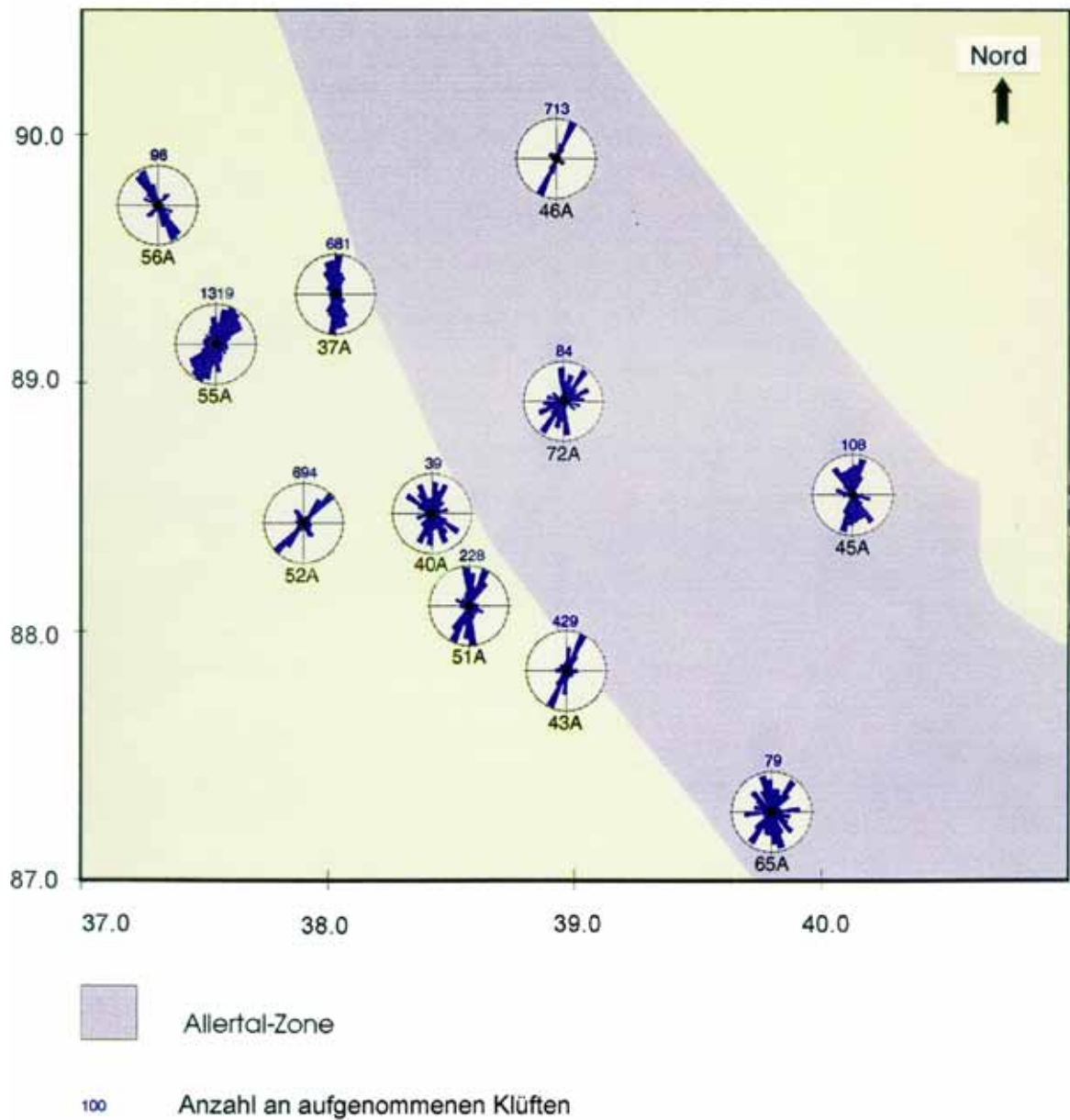


Abb. 8: Darstellung des Streichens aller Klüfte (VOIGT 1996) in den hydrogeologischen Bohrungen, gemessen mit dem CBIL-Verfahren (Circumferential-Borehole Imaging-Log)

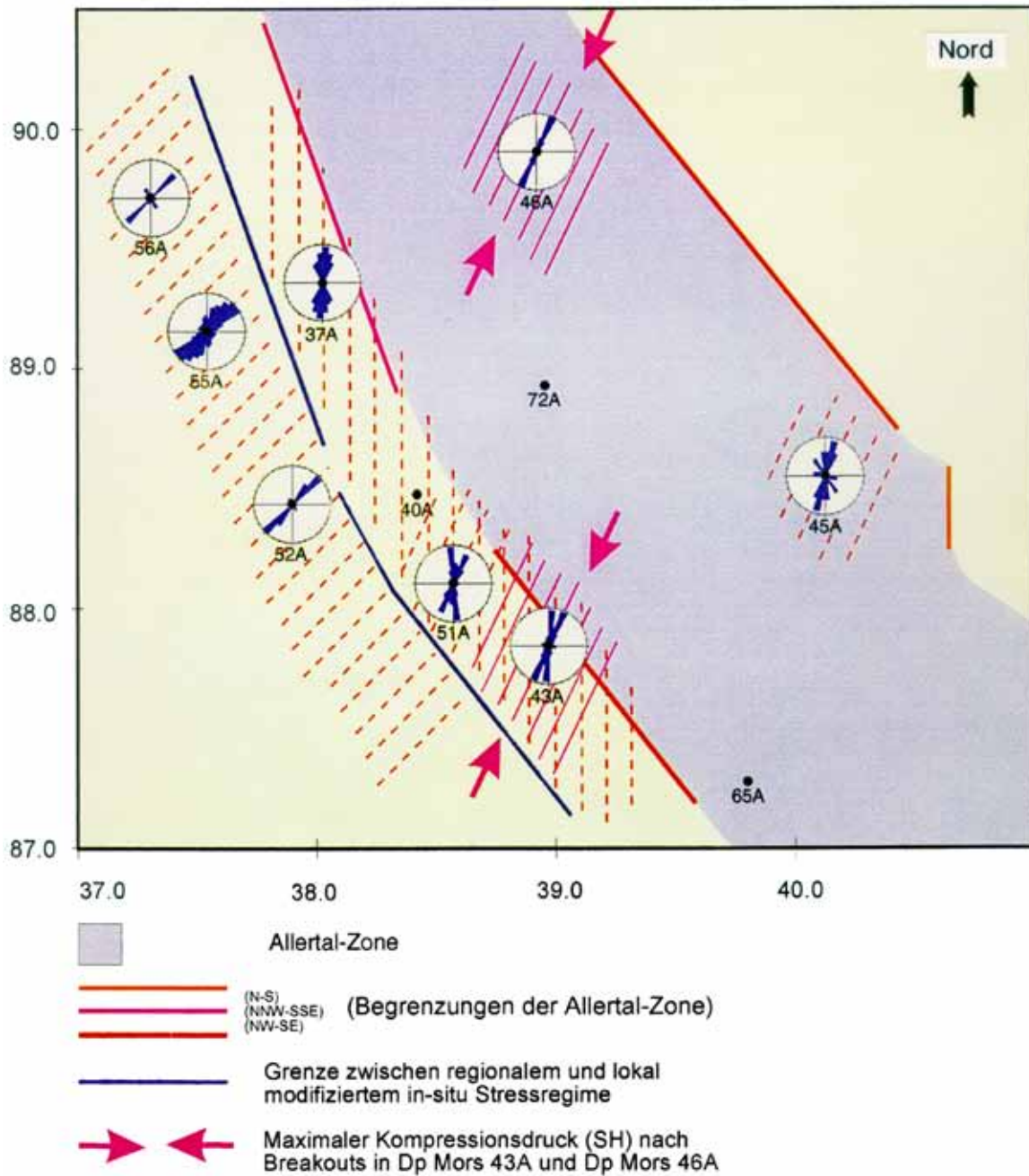


Abb. 9: Darstellung des Streichens aller Klüfte des Keupers (VOIGT 1996) mit Einfallswinkeln größer als  $75^\circ$  in den untersuchten hydrogeologischen Bohrungen (CBIL-Messungen)

## **4.2 Weferlinger Triasplatte**

Als „Weferlinger Triasplatte“ wird ein Teilstück der Weferlingen-Schönebecker Scholle bezeichnet. Sie grenzt im Nordwesten an die schon zur Altmark gehörende Velstover Scholle (BALDSCHUHN 1983). Die nordöstlichste der NW-SE streichenden Leistenschollen der Subherzynyen Senke (TGL 34 331/01) wird im Südwesten von der Allerstörungszone und im Nordosten von der Flechtinger Störungszone (Köthener Störung, Behnsdorfer Störung) begrenzt (Abb. 10). Nach der geologischen Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1: 200 000, Bl. N-32-XXXVI Magdeburg, grenzt die Behnsdorf-Störung Rotliegendgesteine unter Ausfall des Zechstein gegen die Trias-Schichten ab. Südlich Behnsdorf verläuft diese Nordostrand-Störung der Weferlingen-Schönebecker Scholle innerhalb des Rotliegend-Ausstrichs.

Von der Südostfortsetzung der Allertal-Störungszone (Ummendorfer Salzstruktur) spaltet die Erxleben-Störung ab und verläuft auf der Weferlingen-Schönebecker Scholle.

Auf der Weferlinger Triasplatte sind die triasischen Schichten innerhalb der Subherzynyen Senke am stärksten herausgehoben. Durch das generelle Einfallen des Untergrundes nach Südwesten streichen nach Nordosten zu nacheinander die Schichten des Oberen, Mittleren und Unteren Buntsandsteins aus, parallel zum Generalstreichen der Leistenschollen. Nach Nordwesten bei Weferlingen ist, bedingt durch ein geringfügiges Einfallen der Triasplatte nach Nordwesten, Muschelkalk erhalten. Durch die stärkere tektonische Zergliederung am Südostende der Triasplatte sind zwischen Erxleben und Wefensleben weitere Muschelkalkvorkommen vorhanden (Steinberg Horst, Alleringerslebener Horst, Dreilebener Scholle) zwischen denen Keupergräben eingesenkt sind (z. B. Uhrslebener-Rodenslebener Keuper-Graben). Den bisherigen Kenntnisstand über die Oberflächengeologie kann man aus der abgedeckten geologischen Karte des Geotektonischen Atlas von Nordwest-Deutschland (BALDSCHUHN et al. 1999) im Maßstab 1 : 300 000 ablesen. Eine detailliertere Darstellung, beruhend auf den neueren Bohrungen und weiteren Untersuchungsergebnissen gibt die „Geologische Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen 1 : 25 000“ (BURCHARDT 1998). Die Weferlinger Triasplatte stellt ein Salzabwanderungsgebiet dar, aus dem das ursprünglich vorhandene Salzvolumen fast vollständig verschwunden ist (vgl. hierzu Kap. 6).

Da alle großen Störungszone des Subherzynyens mit Salzstrukturen besetzt sind, darf angenommen werden, dass auch die Flechtinger Störungszone ebenfalls mit einer Salzstruktur besetzt war, die heute vollständig abgetragen ist. Dies bedeutet zusammen mit dem regionalen Anstieg der Zechsteinbasis nach Nordosten, dass prinzipiell mit einer Migration des Permsalinars auch nach Nordosten gerechnet werden muß. Nach den Ergebnissen der untertägigen Erkundung (BEHLAU & MINGERZAHN 2001) ist wegen der weitgehend offenen Internstrukturen und der noch vollständigen Anteile der Allerfolge im Hangenden des Ostfeldes ein Zustrom von der Weferlinger Triasplatte eher auszuschließen.

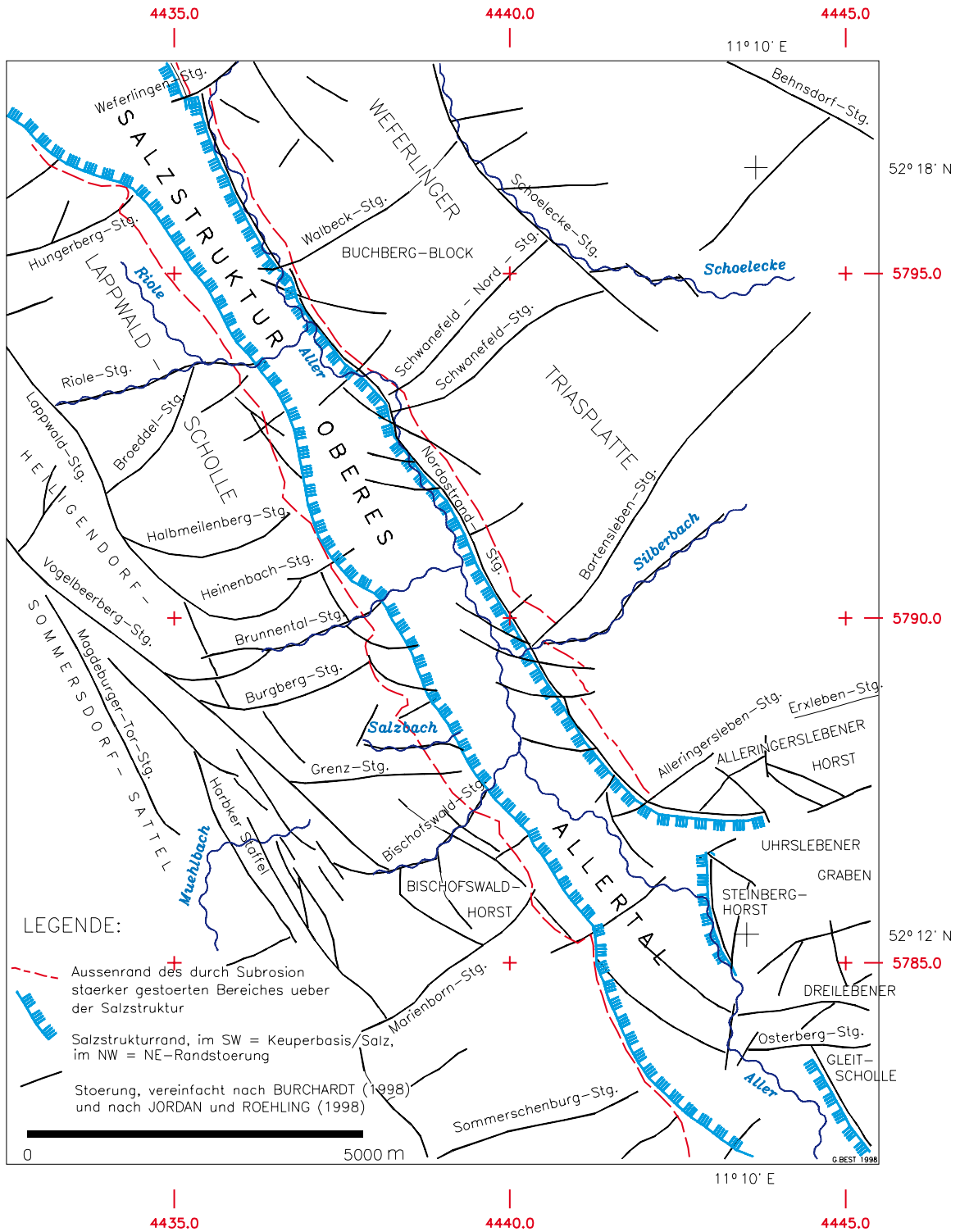


Abb. 10: Oberflächennahes Störungssystem nach BURCHARDT (1998)

In den Strukturplänen der Trias-Horizonte, wie z. B. Basis des Mittleren Buntsandsteins (siehe BEST, 1997), ist die flachmuldenförmige Lagerung der Trias angedeutet. Die Achse der flach eingemuldeten Triasplatte ist an SE-NW-streichenden Querstörungen versetzt. Die Rötbasis liegt durchweg über NN, nur im Nordwesten fällt sie bis auf 40 m unter NN ab. Die Buntsandsteinbasis der Weferlinger Triasplatte (Abb. 7) liegt innerhalb des geologischen Rahmens zwischen 250 m und 500 m unter NN. Zur Nordostrand-Störung des Allertals steigt die Buntsandstein-Basis bis auf rd. 300 m unter NN an, bedingt durch den Fuß der Salzstruktur Allertal. Im Süden der Weferlinger Triasplatte zeichnen sich die durch Dehnungstektonik separierten Gleitschollen des Steinberg-Horstes und der „Dreielebener Gleitscholle“ (BURCHARDT 1990) ab.

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

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

Die ältesten Tertiärrelikte auf der Weferlinger Triasplatte stammen aus einer Karstspalte im Muschelkalkvorkommen von Walbeck (WEIGELT 1939). Es handelt sich um terrestrische Spaltenfüllungen mit Säugetierresten des späten Unterpaläozäns bis frühen Oberpaläozäns, einer Zeit während der wegen eines Meeresspiegel-Tiefstandes mit einer festländischen Phase in der gesamten Region gerechnet werden muß. Jünger sind die ebenfalls terrestrischen, überwiegend untereozyänen Hödinger Schichten, die östlich von Weferlingen in den Mittleren Buntsandstein und in das Röt eingesenkt sind. Weiter verbreitet sind marine mitteleozäne und obereozäne Ablagerungen bei Bregenstedt, östlich von Bartensleben, die in einem ca. 10 x 10 km großen, stark zerlappten Vorkommen über Mittlerem und Unterem Buntsandstein bis auf das Paläozoikum der Flechtingen-Roßlauer Scholle übergreifen. Die Höhenlage der Basisfläche liegt zwischen Hörsingen und Erxleben bei 153 bis 148 m über NN und fällt nach SE bei Magdeburg auf 50 m über NN ab (nach LOTSCH 1998).

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

Die Weferlinger Triasplatte ist durch Störungen gegliedert, die in der abgedeckten geologischen Karte (BURCHARDT 1998) und der Karte der oberflächennahen Störungen dargestellt sind. Die markantesten Gliederungselemente sind mehrere SW-NE-streichende Querstörungen, an denen z. T. nur geringfügige Versätze stattgefunden haben (Weferlingen-, Walbeck-, Schwanefeld-, Bartensleben-, Alleringersleben- und Erxleben-Störung).

Zwei der Querstörungen, die Walbeck-Störung und die Schwanefeld-Nord-Störung sind besonders auffallend. Die Walbeck-Störung wird von einer nordwestlich vorgelagerten Flexur begleitet, in der laut geologischer Karte 1 : 25 000 auch höhere Muschelkalk-Schichtglieder erhalten sind. An der Schwanefeld-Nord-Störung ist der nördliche Block gegenüber dem südlich anschließenden Block herausgehoben. Bei der Bearbeitung des seismischen Verbindungsprofils MORS 9415 zeigte sich, dass diese Oberflächenphänomene mit tiefreichenden listrischen Störungsflächen assoziiert sind, die bereits im Rotliegend als nordfallende, synsedimentäre Abschiebungen wirksam waren. Da diese Störungen nur in einem seismischen Profil angetroffen wurden, kann über Verlauf und Bedeutung der Störungen bei der unterpermischen Strukturbildung nur spekuliert werden. Vermutlich handelt es sich um parallel zum varistischen Strukturstreichen angelegte Störungsbegrenzungen einer „intramontanen Senke“, an denen die Karbonoberfläche nach Norden absank. Die Störungen wurden postpermisch (vermutlich oberkretazisch) revers reaktiviert.

#### **4.3 Salzstruktur Oberes Allertal**

Östlich der Braunschweig-Gifhorner Störungszone erstreckt sich die Allertal-Salzstrukturzone von Wolfsburg im NW bis etwa Seehausen im SE über eine Länge von etwa 70 km. An ihrem südöstlichen Ende, dem oberen Allertal, ist sie im Rahmen der Suche nach Kalilagerstätten in ihren Grundzügen bereits zu Anfang dieses Jahrhunderts erforscht und wiederholt dargestellt worden, u. a. von SCHMIERER (1909), KIRSCHMANN (1912), KOERT (1923), WOLDSTEDT (1925), BRINKMEYER (1925) und ZWANZIG (1928).

Im oberen Allertal, wo zwischen der Weferlinger Platte und der Lappwald-Scholle jüngere Schichten über der Salzstruktur erhalten geblieben sind, wird in der Literatur auch die Bezeichnung Allerspalte, Allergraben verwendet. Südlich von Morsleben teilt sich die Störungszone auf. Im Bereich des Steinberg-Horstes spalten sich weitere Störungszonen nach Osten ab: zwischen dem Uhrlebener Keuper-Graben und dem Wefensleben - Ummendorfer Strukturteil befindet sich die Dreilebener Scholle, die von BURCHARDT (1990) als mobile Gleitscholle angesehen wird.

Nach den Ergebnissen der Gravimetrie erscheint es möglich, dass die Salzstruktur sich nicht nur nach Süden im Ummendorfer Strukturteil fortsetzt, wo sie durch Bohrungen und Bergwerke aufgeschlossen wurde, sondern dass auch im Uhrlebener Keuper-Graben erhöhte Zechstein-Mächtigkeiten auftreten können.

Im Folgenden wird nur der Abschnitt des Allertal-Diapirs zwischen Grasleben im Norden und dem Steinberg-Horst im Süden behandelt. Die Salzstruktur kann hier als eine salzgefüllte Spalte mit etwa trapezförmigem Querschnitt beschrieben werden. Sie hat an ihrer Basis eine Breite von ca. 2,5 km, an ihrer Oberkante eine Breite von ca. 1,5 km bei einer Höhe von 400 bis 600 m. Die begrenzenden Seitenflächen werden durch die Nordostrand- bzw. die Südwestrand-Störung gebildet, welche beide mit unterschiedlichen Winkeln nach SW einfallen (Abb. 11).

Die Nordostrand-Störung, die nach den Ergebnissen der Reflexionsseismik mit ca. 45° nach SW einfällt, wird von einer 100 bis 400 m breiten Zone zerrütteter Gesteine aus Muschelkalk-Splittern und deformiertem Buntsandstein begleitet. In früheren Darstellungen war ein senkrechter Verlauf dieser heute als Gleitbahn gedeuteten Störungsfläche angenommen worden. Diese Gleitbahn wird als Abrißfläche bei der keuperzeitlichen Floßtektonik (BEST 1996) angesehen. Ihre Fortsetzung findet sich heute unter der Lappwald-Mulde und ist flach mit dem liegenden basalen Zechstein verschweißt (*fault weld*).

Mit dem Begriff „Südwestrand-Störung“ wird im vorliegenden Text die die Salzstruktur gegen die Lappwald-Mulde abgrenzende Grenzfläche bezeichnet, die nach SW abfallend nacheinander die Schichtglieder des tieferen Keupers und des Muschelkalks durchschneidet. Weiter im Südwesten, außerhalb der eigentlichen Salzstruktur, mündet die Südwestrand-Störung in die flachliegende Gleitbahn ein, über der nacheinander die Schichten des Röts, des Mittleren und des Unteren Buntsandsteins unmittelbar dem tektonisch ausgedünnten Zechsteinsalinar auflagern.

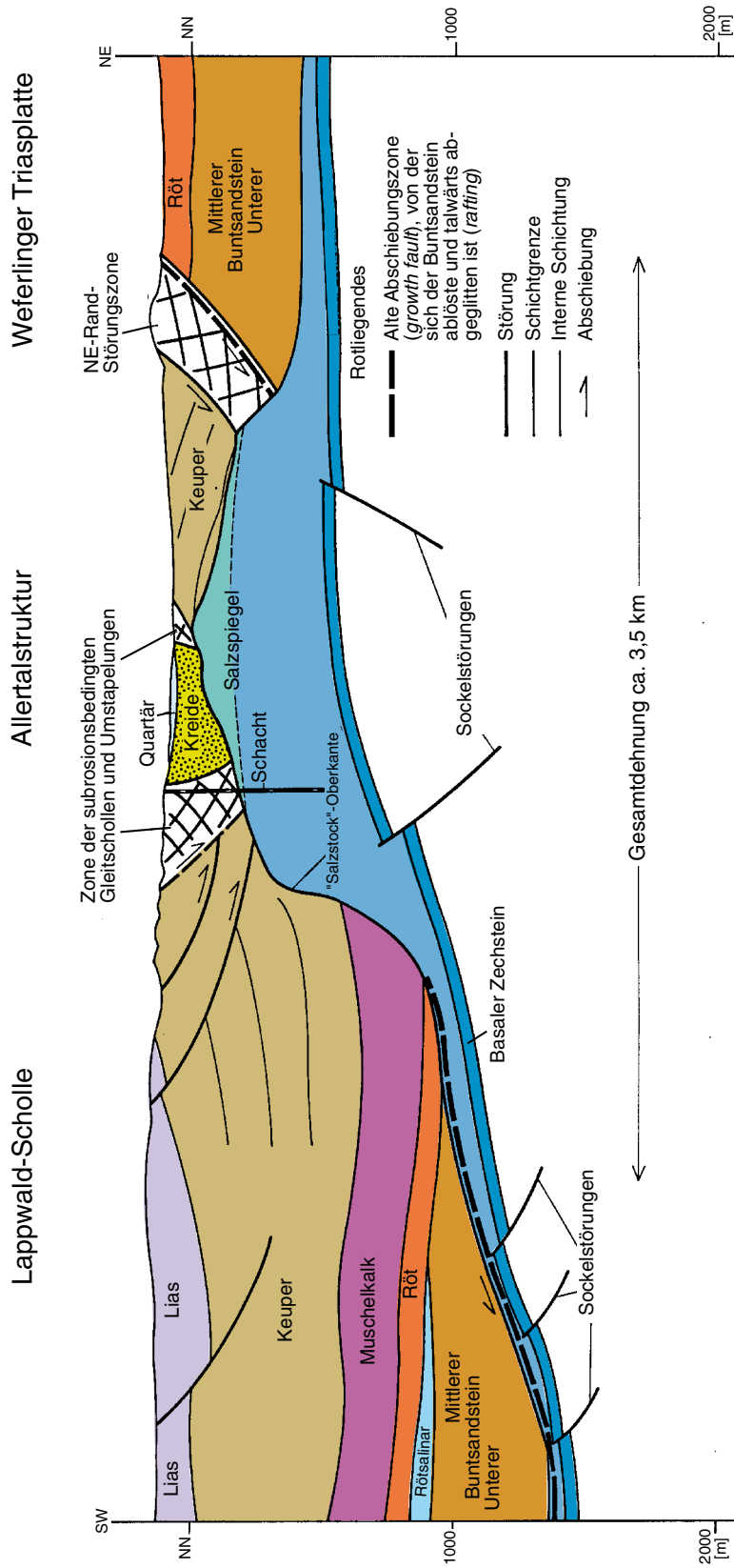


Abb. 11: Schematischer geologischer Schnitt durch die Struktur „Oberes Allertal“ in der Höhe von Schacht Bartensleben



Durch einen Grubenaufschluß ist bekannt, dass zwischen dem Keuper der Lappwald-Scholle und dem Zechstein-Salzkörper noch geringmächtige Reste von stark zerschertem Rötalinaren auftreten können (STORK 1998), die während des Abgleitvorgangs entlang der Gleitbahn „verschmiert“ wurden.

Früher war unter dem Begriff „Südwestrand-Störung“ eine bis zur Tagesoberfläche reichende Störungsbahn angesehen worden, welche die dislozierten Jura-Relikte im NE von der ungestörten Lappwald-Mulde im SW abgrenzen sollte (z.B. KÄBEL et al. 1987, JUBITZ et al. 1991). Nach den reflexionsseismischen Messungen endet die Südwestrand-Störung am Salzspiegel. Dort stellen sich in einem die Salzstruktur begleitenden, etwa 500 m breiten Streifen antithetisch (NE) einfallende Störungsbahnen ein, an denen die Schichten der Lappwald-Scholle in Richtung auf die Salzstruktur versetzt sind. Die Störungsbahnen erscheinen im seismischen Bild flacher, je weiter sie von der Salzstruktur entfernt sind und versteilen in Richtung Allertal. Gleichzeitig nimmt zum Allertal hin der Komplikationsgrad zu; z. T. ist es durch subrosionsbedingte Abgleitvorgänge zu stratigraphischen Umstapelungen und zu Versturzmassen gekommen (vgl. BURCHARDT 1998).

Der nach der Reflexionsseismik kartierbare Bereich grabenparallel zum Allertal hin einfallender Abschiebungen (z. B. Basis Mittelrhät, BEST 1997) deckt sich weitestgehend mit den „an Bruchstörungen gebundenen Strukturhängen“, dargestellt in der „Geomorphologischen Komplexkarte 1 : 25 000“ (zitiert in ZIERMANN et al. 1998). In diesem durch ein Schollenmosaik gekennzeichneten Streifen, der im Nordosten vom Kreideausbiß und im Südwesten durch die Begrenzung der Abgleitflächen (siehe abgedeckte geologische Karte in BURCHARDT 1998) gekennzeichnet ist, sind auch die beiden Schächte Bartensleben und Marie angesetzt. Durch eine Machbarkeitsstudie der BGR wurde dargelegt, dass auch durch den Einsatz von 3D-Seismik eine Klärung des komplizierten Strukturbaus wahrscheinlich nicht möglich wäre.

#### **4.3.1 Hangendbegrenzung der Salzstruktur**

Der Salzspiegel liegt im Grubenbereich weitgehend flachsöhlig bis leicht gewellt bei ca. -140 m NN und zeigt im äußersten Norden des Grubenfeldes Marie ein leichtes Abtauchen nach Nordwesten. Im nordwestlichen Bereich des „geologischen Rahmens“ kann mit einer Tieflage von bis -150 m NN gerechnet werden.

An einigen Stellen konnten Übertiefungen des Salzspiegels z. T. bis zu 35 m nachgewiesen werden, die westlich der Hauptmulde über den Schichten des Kristallbrockensalzes, des Kaliflözes Staßfurt und dem Decksteinsalz ausgebildet sein können. Die markanteste

Übertiefung liegt über dem Hauptquerschlag Bartensleben. Die Übertiefungen werden auf den Ausstrich des Kaliflözes Staßfurt in Kombination mit den im Vergleich zum umgebenden Hutgestein höher permeablen Schichten Deckanhydrit / Grauer Salztou / Leinekarbonat zurückgeführt (LANGKUTSCH et al. 1998). Über diese Folgen konnten wässrige Lösungen etwas tiefer als in der Umgebung eindringen und so eine örtliche Tieferlegung des Salzspiegels bewirken.

Oberhalb des Salzspiegels ist Hutgestein (BALZER 1998, 2000) ausgebildet, das im Zentrum eine Mächtigkeit bis zu 230 m aufweist und „hutförmig“ sowohl nach Westen als auch nach Osten an Mächtigkeit abnimmt. Die zentrale Hutgesteinsaufragung unterteilt die geologische Füllung des Allertals in einen südwestlichen und nordöstlichen Streifen. Der westliche Streifen wird von einem langgestreckten, 500 - 1 000 m breiten und bis zu 240 m tiefen Trog gebildet, der vorwiegend mit Sedimenten der Alleringerslebener und Walbecker Schichten sowie Tertiär und Quartär gefüllt ist (LOTSCH 1998, ZIERMANN et al. 1998). Die Westbegrenzung dieses „Kreidetroges“ ist eine Grenzfläche, welche die triassischen und jurassischen „Versturz- und Gleitmassen“ von den Lockersedimenten (Kreide bis Quartär) trennt. Während die Westbegrenzung größtenteils steil, z. T. überkippt bzw. durch Gleitvorgänge überfahren ist, ist die Ostflanke des Troges im allgemeinen flacher. In der Achse des Troges liegen Alleringerslebener Schichten bis unterhalb von 50 m unter NN direkt dem Hutgestein auf; randlich können geringmächtige allochthone Relikte des Lias und Keuper zwischengeschaltet sein.

Östlich der zentralen Hutgesteinshochlage bedeckt Keuper die Salzstruktur bis zur Ostrand-Störung (siehe ZIRNGAST 1997). Diese Keuper-Bedeckung ist im Hinblick auf die Strukturentwicklung als syn- bis postkinematische Bedeckung zu sehen und ergibt zusammen mit Mächtigkeitsvariationen einen Hinweis auf die erste Bildung der Allertal-Spalte. Das Einfallen der Keuper-Schichten ist mit 20 bis 30 ° nach Nordosten, auf die Randstörung, gerichtet. Die unmittelbar der Salzstruktur auflagernden Keuper-Schichten bestehen aus Unterem Gipskeuper bis Steinmergelkeuper. Im Bereich der Ostrand-Störung wurde Unterer Keuper und Muschelkalk (Kb Mors 5/85 und Kb Mors 3/85) im Kontakt zur Salzstruktur angetroffen. Zahlreiche Störungen und Brekzienzonen führen zu einer Zerstückelung der Schichtung, so dass kartierbare Flächen durch die Reflexionsseismik - mit Ausnahme der die Grenze zum Hutgestein bildenden Basisfläche - nicht abgebildet werden konnten.

#### 4.3.2 Liegendbegrenzung der Salzstruktur

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

Trotz mehrfach eingesetzter Meßverfahren (Reflexionsseismik, Salzstockunterschließung) auf drei Querprofilen (BEST 1997), Radarmessungen (THIERBACH et al. 1997) und den Ergebnissen von ca. 10 Kali- und Endlagerbohrungen bleiben noch Detailfragen über die Tiefenlage der Zechsteinbasis offen. Zur Kartierung der Tiefenlage der Zechsteinbasis musste zwischen den Aufschlußpunkten interpoliert werden. Ungeachtet dieser Einschränkungen ergibt sich in größerem Maßstab ein aussagekräftiges Bild über die Tiefenlage der Zechsteinbasis im Strukturbereich. Demnach stellt die Oberkante des „Sockels“ eine im Allgemeinen glatte Basisfläche dar, die im Ostteil nur mit schwacher Neigung (ca. 2 - 5°) nach SW einfällt. An zahlreichen, teils parallel zum Allertal verlaufenden, teils mehr nach Westen abbiegenden Störungen ist die Zechsteinbasis nach SW um ca. 100 bis 250 m versetzt, wobei sich das Einfallen der Zechsteinbasis bis auf 20° versteilt. Innerhalb des geologischen Rahmens liegen die Tiefen der Zechsteinbasis zwischen rd. 470 m im Nordosten und rd. 1300 m im Südwesten.

Das Strukturbild des Sockels hat starken Einfluß auf die Internstruktur des Zechstein-Salinars ausgeübt, dergestalt, dass die Hauptabbrüche den engständig isoklinal gefalteten Westteil der Salzstruktur begrenzen, während östlich dieser Sockelstörungen sich der ruhiger gebaute Ostteil der Salzstruktur anschließt (BEHLAU & MINGERZAHN 2001). Aus dem Strukturplan ist auch zu entnehmen, dass der generelle Trend des Anstieges der Zechsteinbasis nach Osten durch kleinere grabenartige Bereiche unterbrochen wird (Abb. 12).

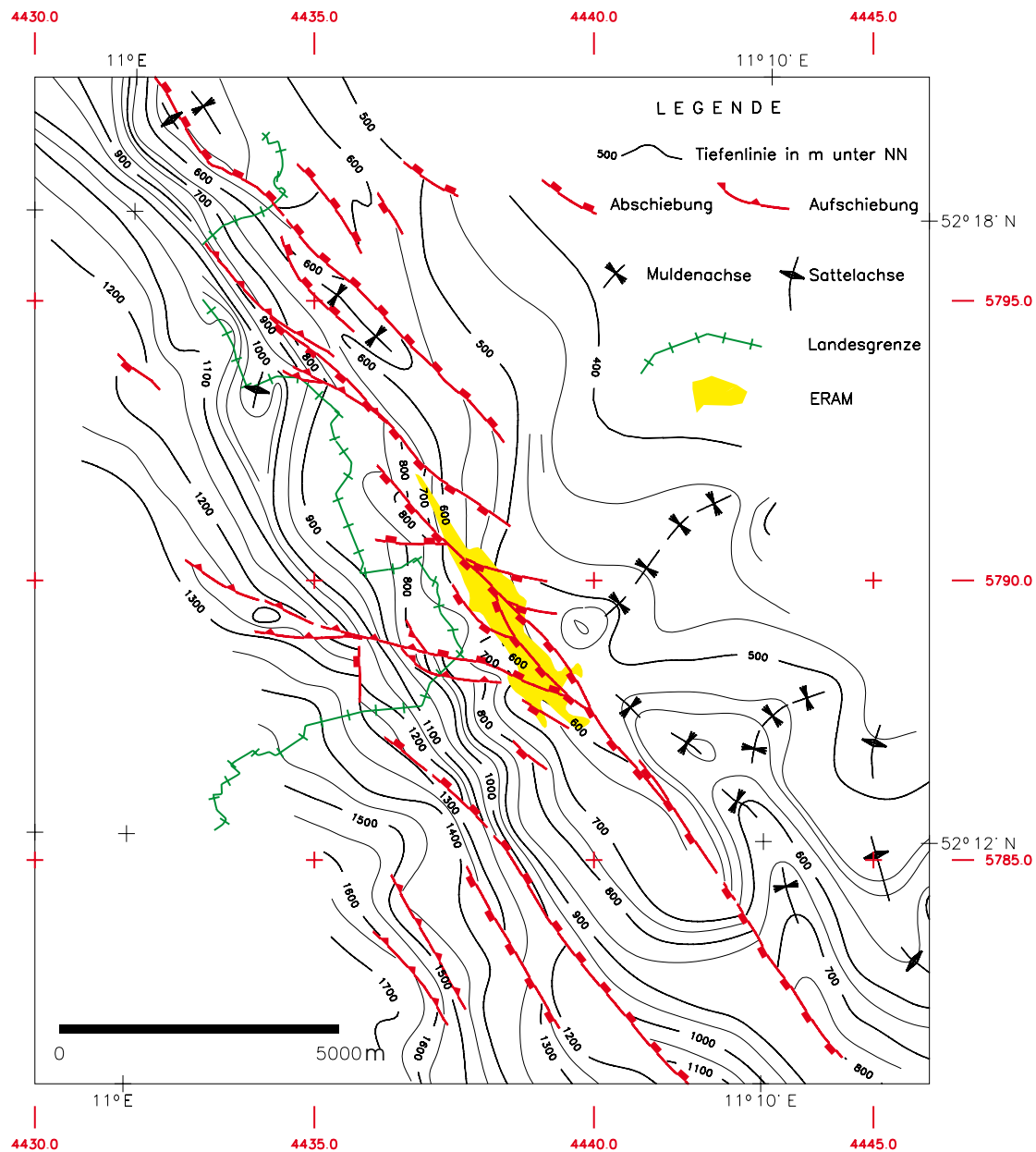


Abb. 12: Strukturplan der Zechsteinbasis

#### 4.4 Strukturen im Hangenden der Salzstruktur

##### 4.4.1 Hutgestein/Caprock

Für die strukturelle Gliederung des Hutgesteins über der Allertalstruktur sind die lithologischen Abfolgen Gebänderter Deckanhydrit /Grauer Salztou / Leine-Karbonat /Hauptanhydrit sowie die Anhydritmittel, die Tonmittelsalze und die Folge Roter Salztou/

Pegmatitanhydrit relevant. Mit Hilfe der Reliktstrukturen dieser Schichtenfolgen, die als zechsteinzeitliche Leithorizonte im Hutgestein angesehen werden, konnte die Internstruktur des Hutgesteins weitgehend geklärt werden. Zwischen diesen Leithorizonten befinden sich sowohl Residualbildungen aus brekziösem Gips und Anhydrit, die den ausgelaugten Halitregionen der Zechsteinfolgen entsprechen, als auch mächtige Ca-Sulfat-Neubildungen. Die Mulden- und Sattelstrukturen konnten an die internen Salzstrukturen angeschlossen werden, wie sie im Niveau des Salzspiegels ausstreichen. In den geologischen Schnitten durch das Hutgestein (BALZER 1998, 2000) wird der nordost-vergente Faltenbau aus Mulden und Sattelstrukturen deutlich, der im Allgemeinen eine Fortsetzung der Internstrukturen widerspiegelt.

Die Hutgesteinsmächtigkeit kann im Gebiet der zentralen Hutgesteinshochlage bis zu 240 m betragen (Abb. 13). Die Achse der maximalen Hutgesteinsmächtigkeit deckt sich weitestgehend mit dem Verlauf der Hutgesteinshochlage. Es lassen sich zwei Gebiete unterscheiden. Im Süden, zwischen Alleringersleben und Beendorf, verläuft die Achse der Hutgesteinshochlage östlich von Morsleben und Beendorf und reicht bis 80 m über NN. Nördlich Beendorf ist die Hochlage etwas nach Osten versetzt und verläuft eher im Ostteil der Allertal-Struktur, wobei die größten Hochlagen nur 40 m über NN erreichen und nach N noch weiter abtauchen, um im Raum Walbeck Werte von ca. 0 m NN zu erreichen.

Im Hutgestein in der Nähe der Grenze zum Deckgebirge wurden in 15 Bohrungen Karsthohlräume von 0,1 bis 14,5 m Höhe nachgewiesen, die mit Sedimenten verschiedenen Alters gefüllt sind (Keuper bis Quartär), z. T. wurden auch offene Hohlräume angetroffen (Sulfatkarst). In zwei Bohrungen wurden offene Hohlräume an der Grenze Hutgestein/Salzspiegel (Salzkarst) bis 1,0 m Höhe festgestellt (s. Bericht BALZER 1998, Kap. 8).

Im Hutgestein sind zahlreiche Klüfte nachgewiesen, die an den Hauptanhydrit gebunden sind. Im Leine-Karbonat, im Grauen Salzton und im Deckanhydrit lassen sich auf Grund der zum Teil intensiven Brekzienbildung Klüfte nur unsicher bestimmen. Die Kluftdichte schwankt zwischen rd. 0,1 und 1,0 Klüfte pro Kernmeter. Die Verteilung der Klüfte ist regellos. Kluffweiten liegen im mm bis cm-Bereich. Die meisten Klüfte sind mit Gips verheilt, seltener tritt Anhydrit, Steinsalz oder Ton als Kluffüllung auf. Auch in den residualen Folgen des Hutgesteins werden regellos verteilte Klüfte jedoch von geringerer Kluftdichte als in den zechsteinzeitlichen Gesteinen des Hutgesteins festgestellt.

Die Kluffbildung in den zechsteinzeitlichen Leithorizonten ist zum einen an die Salzbewegungen gebunden, zum anderen an die Verstellung der Schichtenfolge während der Salinarsubrosion, aber auch durch neotektonische Vorgänge bedingt. In den residualen Gesteinen können langsame, andauernde Setzungsbewegungen von bereits

gebildetem Hutgestein über dem Salinarkörper zu Setzungsklüften geführt haben, jedoch sind auch neotektonische Bewegungen als Ursache für Klüfte in dem Residualgestein nicht auszuschließen (BALZER 1998).

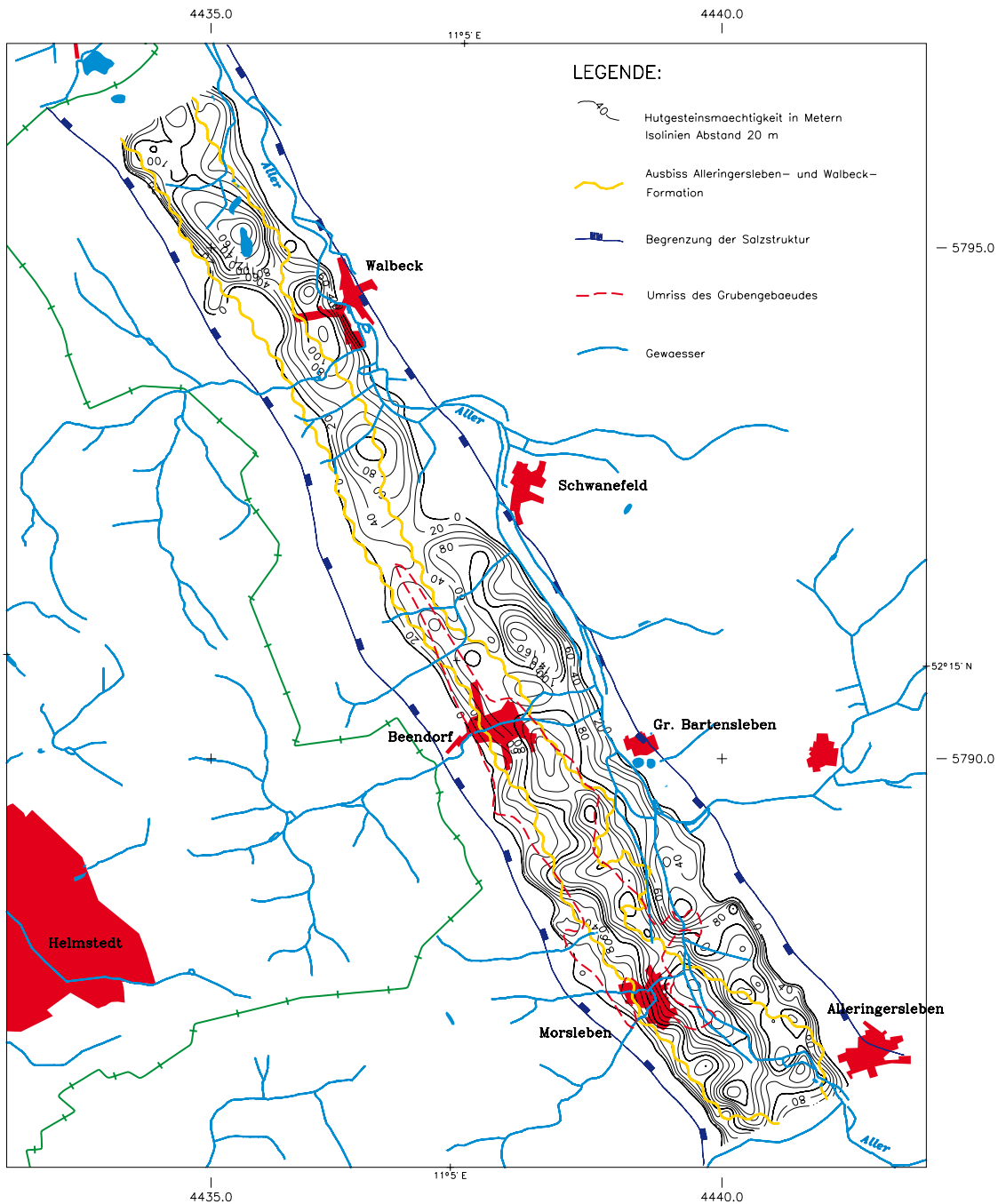


Abb. 13: Hutgesteinsmächtigkeit und Verbreitung der Alleringersleben- und Walbeck-Formation

#### 4.4.2 Trias- und Jurabedeckung des Hutgesteins

Westlich der Hutgesteinshochlage wird die Salzstruktur von subrosiv verstürzten Keuper- bzw. Jura-Gesteinen bedeckt, falls nicht Alleringerslebener Schichten direkt dem Hutgestein aufliegen. Die im Bereich der Weststrandstörung direkt auflagernden Trias- und Jura-Gesteine sind aus ihrem ursprünglichen Verband gerissene Schollen, die wechselndes, z. T. sehr steiles Einfallen zeigen. Die in den Bohrungen gemessenen Einfallrichtungen drehen innerhalb sehr kurzer Abschnitte um 90 bis 180°; stratigraphische Umstapelungen, z. B. Keuper über Lias, Jura über Oberkreide etc. wurden häufig beobachtet.

Eine deutliche Zunahme der Störungshäufigkeit und der Klüftigkeit ist durch die CBIL-Messungen nachgewiesen. In den stark gestörten Bohrungen Dp Mors 37A, 43A und 51A folgen die steil einfallenden Klüfte mit N-S und NNE-SSW zwei Streichtrends, die im Vergleich zur NE-SW-Richtung des relativ ungestörten Bereichs der Lappwald-Scholle Richtungsänderungen der maximalen horizontalen Stresskomponente anzeigen. Diese Richtungsänderung ist sehr wahrscheinlich auf die hohe Störungsintensität im Randbereich der Allertalzone zurückzuführen, die die Orientierung des regionalen Stressfeldes lokal modifiziert.

In den abgedeckten geologischen Karten 1 : 10 000 und 1 : 25 000 (BURCHARDT 1998) ist der Bereich des subrosiv lagerungsgestörten Deckgebirges durch eine rote Linie von der Lappwald-Scholle abgetrennt. Die stratigraphischen Einheiten sind mit dem Zusatz „s“ versehen; ebenso wie in den geologischen Schnitten A-A' bis J-J' (BALZER 1998).

Östlich der Hutgesteinshochlage, wo die Schichten des Keupers direkt dem Hutgestein auflagern, kann ein überwiegender Einfalltrend der Schichtflächen von 17 - 30° nach NE festgestellt werden. Das Schichteinfallen verflacht sich nach oben. Die Anzahl der nachgewiesenen Störungen ist geringer als in dem unmittelbar am westlichen Strukturrand gelegenen Bohrungen, aber höher als in den ruhig gelagerten Bereichen der Lappwald-Scholle. Die Schichtenfolge muß insgesamt als tektonisch stark zerrüttet bezeichnet werden; zahlreiche Harnischflächen wurden in den Bohrkernen festgestellt. Der Streichtrend der Klüfte ist überwiegend NNE-SSW; ein zweites Maximum wird von NW-SE-streichenden Klüften gebildet.

Stressfeldbedingte Gesteinsausbrüche in Bohrungen (*breakouts*) zeigen für den Keuper des Allertalgrabens eine NNE-SSW gerichtete Hauptspannung an parallel zum Streichtrend der steilen Klüfte (größer als 75°, vgl. Abb. 9).

#### 4.4.3 Oberkretazische und jüngere Bedeckung des Hutgesteins

Die als jung oberkretazisch eingestuftten Subrosionsbildungen (LOTSCH 1998, Kap. 4.4) werden zwischen Alleringersleben und Beendorf durch die Hutgesteinshochlage und im Raum westlich von Walbeck bis südöstlich von Grasleben durch eine NNW-SSE verlaufende, sehr schmale Jura-Aufragung in eine Haupt- und eine Nebenmulde gegliedert. Im Gebiet von Schwanefeld sinkt die Oberkreide-Basisfläche auf max. - 85 m NN ab; im nordwestlich daran anschließenden Gebiet bis Grasleben auf max. ca. - 160 m. Dort erreichen die kretazischen Bildungen eine Mächtigkeit von rd. 270 m (Abb. 14).

Die Abfolge beginnt meist mit einer Subrosionsbrekzie aus Keuper- und diversem Jura-Material. Diese Schichten werden z. T. zu den Alleringerslebener Schichten gerechnet; bei größerer Mächtigkeit wurden sie als subrosiv gestörter Jura, als eigenständige lithologische Einheit in den Schnitt- und Kartendarstellungen ausgegliedert. Die konglomeratisch-sandigen stärker verfestigten unteren Partien haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von 15 - 20 m (LOTSCH 1998) und werden als Untere Alleringerslebener Schichten bezeichnet. Nach den konstruierten geologischen Schnitten fällt die Basisfläche der Alleringerslebener Schichten im Allgemeinen zwischen 0 und 30° ein, wobei flachere Einfallswerte überwiegen. Nur in der südlichen Ostmulde, im Bereich der Bohrung Dp Mors 86A werden Einfallswerte bis 70° konstruiert. Häufig werden jedoch Einfallswerte von Schichtflächen gemessen, die steiler als die konstruktiv ermittelten Schichtneigungen sind (bis zu 85° in Dp Mors 65A). Sowohl die starken Neigungen der Basisfläche als auch die stark wechselnden Neigungen der Internstrukturen und die nachgewiesene Zerklüftung und Harnischflächen belegen eine postsedimentäre subrosive Verstellung der Trogfüllung.

Der SW-Rand der Subrosionssenke ist im allgemeinen steiler als der NE-Rand gelagert. Am SW-Rand beißen diese Basisschichten in der Tiefe aus. Es konnte nicht geklärt werden, ob es sich beim SW-Rand um eine synsedimentäre Störung oder eine durch nachfolgende Subrosion verstellte Transgressionsfläche handelt. Die Unteren Alleringerslebener Schichten treten nur am Ostrand der Senke zu Tage; der Aufschluß bei „Moorsleben“ wurde bereits von EWALD (1858) entdeckt und beschrieben.

Die grobklastischen Basisschichten gehen nach oben ohne scharfe Grenze in die feinsandigen schwach glaukonitischen Oberen Alleringerslebener Schichten über (*fining upward sequence*), welche eine Mächtigkeit von 100 m erreichen. Sie werden konkordant von der Quarzsandfolge der Unteren und Oberen Walbecker-Schichten überlagert, die bis 175 m mächtig werden können. Die Walbecker Schichten sind nur in den am stärksten eingesenkten Arealen des Subrosionstrogos erhalten geblieben, südlich von Morsleben und nördlich von Beendorf. Im mittleren Bereich werden die Alleringerslebener Schichten unmittelbar von bis zu rd. 50 m mächtigeren Quartärsedimenten diskordant überlagert.



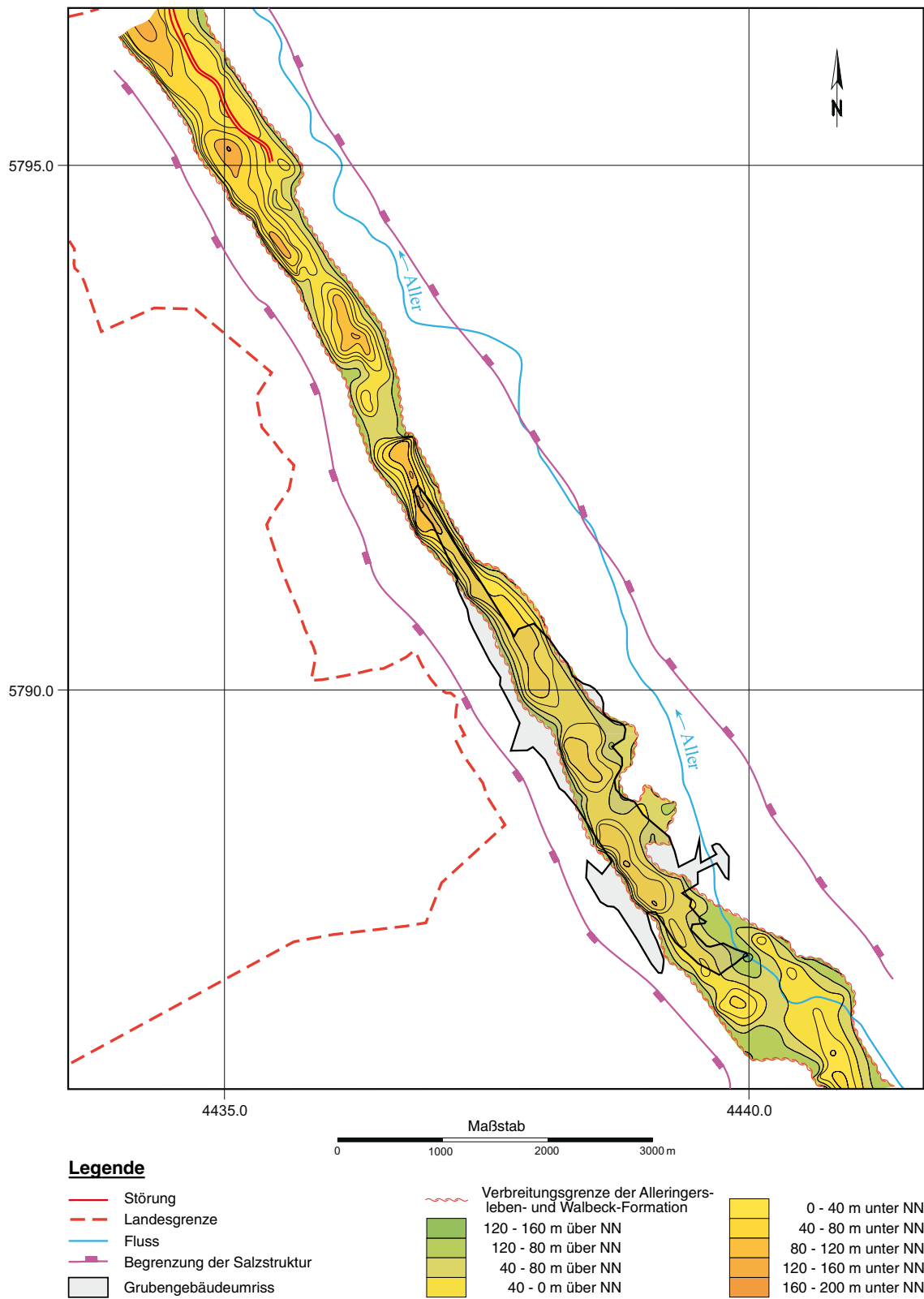


Abb. 14: Strukturplan der Basis der Alleringersleben- und Walbeck-Formation

Im Bereich der Quarzsandgruben von Walbeck ist eine mindestens 900 m lange und an der Oberfläche ca. 50 m breite NNW-SSE-streichende Rippe aus Jura-Gesteinen nachgewiesen, die das Relikt einer Scheitelgraben-Bildung darstellen könnte (LOTSCH 1998). Beiderseits dieses leicht spitzwinklig zum Generalstreichen des Allertalgrabens verlaufenden Jura-Reliktes entstanden asymmetrische Senken mit Kreideablagerungen erhöhter Mächtigkeit (Abb.14). Ablagerungen zweifelsfrei tertiären Alters finden sich innerhalb der Allertalzone nur in zwei isolierten Vorkommen westlich von Schwanefeld (Fuchskuhlenberg) und nordwestlich von Walbeck. Die Tertiärvorkommen liegen zum allergrößten Teil außerhalb des Verbreitungsgebietes des „Kreidetroges“ auf Keuper bzw. Jura des östlichen Allertal-Grabens und greifen an ihren SW-Rand engbegrenzt über die als jung oberkretazisch eingestuftten Bildungen. Die Abfolge beginnt mit den untereozyänen Fuchskuhlenberg-Schichten, gefolgt von obereozyänen Gehlberg- und unteroligozyänen Silberberg-Schichten. Im größten Teil dieser in ihrer Längserstreckung maximal 500 m ausgedehnten Vorkommen transgredieren die oberen Gehlberg-Schichten auf Prätertiär. Die Basis dieser schüsselförmigen, weniger als 50 m mächtigen Tertiär-Vorkommen liegt zwischen 70 m und 75 m über NN und steigt an den Rändern bis auf ca. 115 m über NN an.

Die am NE-Rand des Schwanefelder Tertiärvorkommens angetroffenen Lagerungsstörungen sollen mit der NE-Randstörung der Allertalzone im Zusammenhang stehen (LOTSCH 1998).

Die quartären Schichten überdecken diskordant ältere Ablagerungen vom Zechstein bis zum Oberoligozän. „Auffälligstes Element der Quartärbasis ist ein rinnenartiges Gebilde,“ das von Morsleben, wo mit + 21 m NN seine größte Tieflage erbohrt wurde, in NW-Richtung bis südwestlich von Großbartensleben zu verfolgen ist, „sich dann heraushebt und in einem höheren Niveau, z. T. in zwei Arme aufgeteilt bis in den Raum südlich Schwanefeld reicht“ (zitiert nach ZIERMANN et al. 1998). Die Quartärdepression mit + 30 m am Nordostrand des Allertals, westlich des Generalsberges ist allerdings durch kein Bohrprofil belegt, sondern nur durch Interpretation des Flachseismik-Profiles FS 06 ausgrenzbar. Eine weitere Tieflage ist mit + 60 m im Raum südwestlich Alleringersleben angezeigt. An der SW-Flanke der Allertalzone steigt die Quartärbasis rasch an; Einfallswerte bis zu 25° sind nachgewiesen. In der Verlängerung des Allertals nach SE sind tiefversenkte Quartärbasen bei Wefensleben (+ 40 m), zwischen Ummendorf und Eilsleben „Ummendorfer Kessel“ (+ 90 m) und weiter in Richtung Seehausen (+ 30 m) nachgewiesen. Eine weitere auffällige Depression liegt im Seelschen Bruch über einer abgesenkten Muschelkalk-Platte - der Dreilebener Gleitscholle - zwischen Wefensleben, Uhrsleben und Hakenstedt.

#### 4.5 Strukturen im Liegenden der Salzstruktur

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

Die strukturelle Analyse der Sockelstrukturen führte zu folgenden Beobachtungen:

- Die an der Zechsteinbasis festgestellten Versätze setzen sich als gleichsinnige und gleichgroße Versätze in den Rotliegend-Schichten fort.
- Aus der Geometrie der Störungen folgt, dass sowohl relative Ab- als auch relative Aufschiebungen auftreten.
- Das Störungsmuster des postsalinaren Oberbaus ist weitgehend entkoppelt vom Untergrund. Der Puffer ist die mobile Salzschiefer des Zechstein-Salinars.
- Die Form des nach unten konvergierenden Störungsbündels (Abb. 15) unter der Salzstruktur entspricht dem einer positiven Blumenstruktur (*positive flower structure*) nach HARDING (1985).
- Im Kartenbild (Strukturplan der Zechsteinbasis, Abb. 12) kann beobachtet werden, dass die einzelnen Störungen sich *en echelon* ablösen, soweit dies mit Hilfe von 2-D-Seismik feststellbar ist.

Als Ergebnis der Strukturbetrachtung des Präsalinars ist festzustellen:

Das in den seismischen Schnitten und im Strukturplan der Zechsteinbasis erkennbare Störungsmuster weist auf einen kompressiven, rechtslateralen Beanspruchungsplan (*transpression*) hin, der bei der oberkretazischen Inversionstektonik entstanden sein dürfte.<sup>2)</sup>

---

<sup>2)</sup> Sockelstrukturen mit nachgewiesenen mesozoischen Einengungsphänomenen sind aus Norddeutschland selten beschrieben. Sie sind jedoch am Südrand des Niedersachsenbeckens häufiger als bisher bekannt. So wurden durch Auswertung von Erdgasexplorationsbohrungen und 2-D-Seismik eine Reihe von Auf- und Überschiebungen des präpermischen Untergrundes bekannt, z.B. Ortland-Quakenbrück, Rehden, Buchhorst (BALDSCHUHN & BEST 1998). Am Steinhuder-Meer-Lineament wurde anhand von 3-D-Seismik und Explorationsbohrungen für die Heraushebung und Aufschiebung des Sockels bei der Erdgasstruktur Schneeren-Husum eine verkürzende und scherende Inversionsphase verantwortlich gemacht (HOLLMANN et al. 1998).

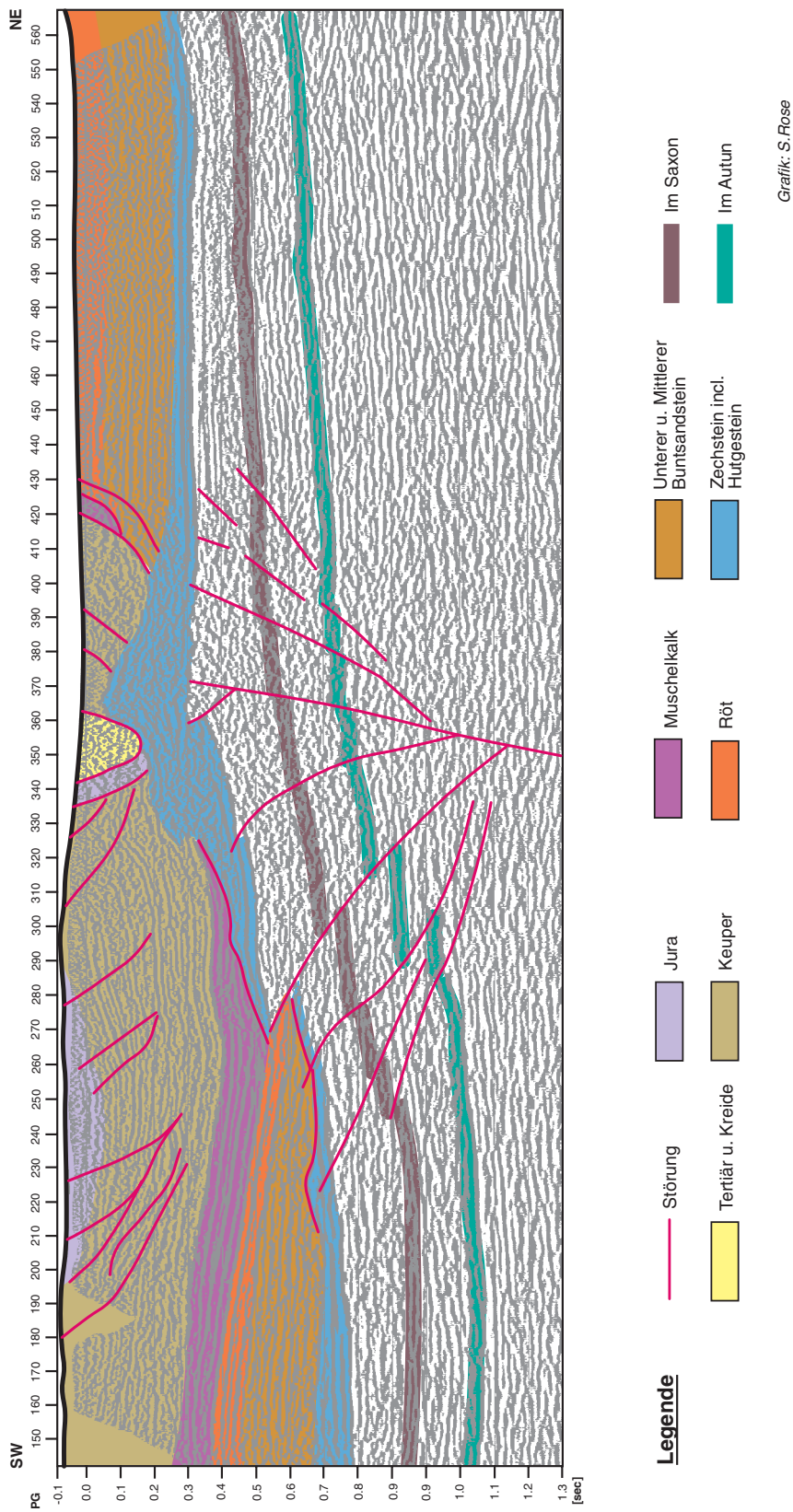


Abb. 15: Reflexionsseismisches Profil MORS 9407 durch die Allertalstruktur (zeitmigriert). Der Präzechstein-Untergrund zeigt eine „Blumenstruktur“ (positive flower structure, nach HARDING 1985).

#### 4.6 Internbau der Salzstruktur

Der Internbau der Salzstruktur (BEHLAU & MINGERZAHN 2001) ist durch einen Nordwest-Südost streichenden, vorwiegend isoklinalen Faltungsbau gegliedert (Abb. 16). Die Sättel werden im Kern aus den salinaren Einheiten der Staßfurt-Folge aufgebaut, während in den Mulden Einheiten von der Leine- bis zur Aller-Folge vorkommen. Ebenso wie das Deckgebirge zeigt auch der Internbau eine deutliche Zweiteilung der Salzstruktur. Während im südwestlichen Bereich ein nordostvergenter, isoklinaler, engständiger Faltenbau mit Achsenneigungen von 45 bis 70° vorherrscht, liegt im nordöstlichen Strukturteil ein steiler, z. T. offener Faltenbau nahezu ohne Vergenz vor. In den westlichen Faltschenkeln können einzelne Schichten stark ausgewalzt bzw. völlig unterdrückt sein. Es werden zwei bis mehr Falten-generationen beschrieben, die mit mehrfacher tektonischer Beanspruchung in Zusammenhang gebracht werden.

Das NW-SE-Streichen der Achsenflächen folgt zwar generell mit dem Streichen der Allertal-Struktur, weicht jedoch z. T. in charakteristischer Weise von dem steilherzynen Generalstreichen der Ränder des Allertal-Grabens ab. Signifikant ist das Aussetzen der flachherzynisch streichenden und nach NW bzw. SE abtauchenden Faltenachsen und das Wiedereinsetzen immer neuer Strukturelemente im Sinne einer *en echelon*-Faltung. Dies ist besonders auf den tieferen Sohlen ausgeprägt, auf denen größere Hauptanhydrit-Schollen anstehen. Die Hauptanhydrit-Schollen sind z. T. rechtslateral versetzt und aneinander vorbeigeschoben. Der Zusammenhang mit dem Verlauf der Untergrundstörungen (Abb. 12) ist deutlich. Die strukturachsenparallele Schieferung im westlichen Teil der Salzstruktur ist ein weiterer Hinweis, dass die Kinematik dieses Bereiches durch eine Scherfaltung geprägt wird.

Im westlichen Teil sind die Hauptanhydrit-Schollen in sehr viel geringerem Maße am Faltenbau beteiligt bzw. sie sind in der Tiefe zurückgeblieben. Im östlichen Bereich erhöht sich das Vorkommen des Hauptanhydrits, der hier in normaler Mächtigkeit (20 - 40 m) aber auch in „Klippenfazies“ (100 - 120 m) vorliegt.

Durch die Kompetenzunterschiede zwischen den starren Anhydritbänken und den Salzen kam es zur Ausbildung von Abscherhorizonten im Liegenden des Hauptanhydrits, dem Kaliflöz Staßfurt, das in trümmercarnallitischer Fazies vorliegt. In der Darstellung der Grubenschnitte (BEHLAU & MINGERZAHN 2001) wird die überkippte Lagerung des Hauptanhydrits an der Westflanke der Hauptmulde deutlich. Die Hauptanhydritschollen lassen sich dort bis zum Salzspiegel verfolgen und setzen sich auch im Hutgestein, jedoch mit flacherem Einfallen fort (BALZER 1998). Im allgemeinen sind die größten Mächtigkeiten des Hutgesteins über der Fortsetzung des überkippten Liegendschenkels des östlichen Schachtsattels zu finden.

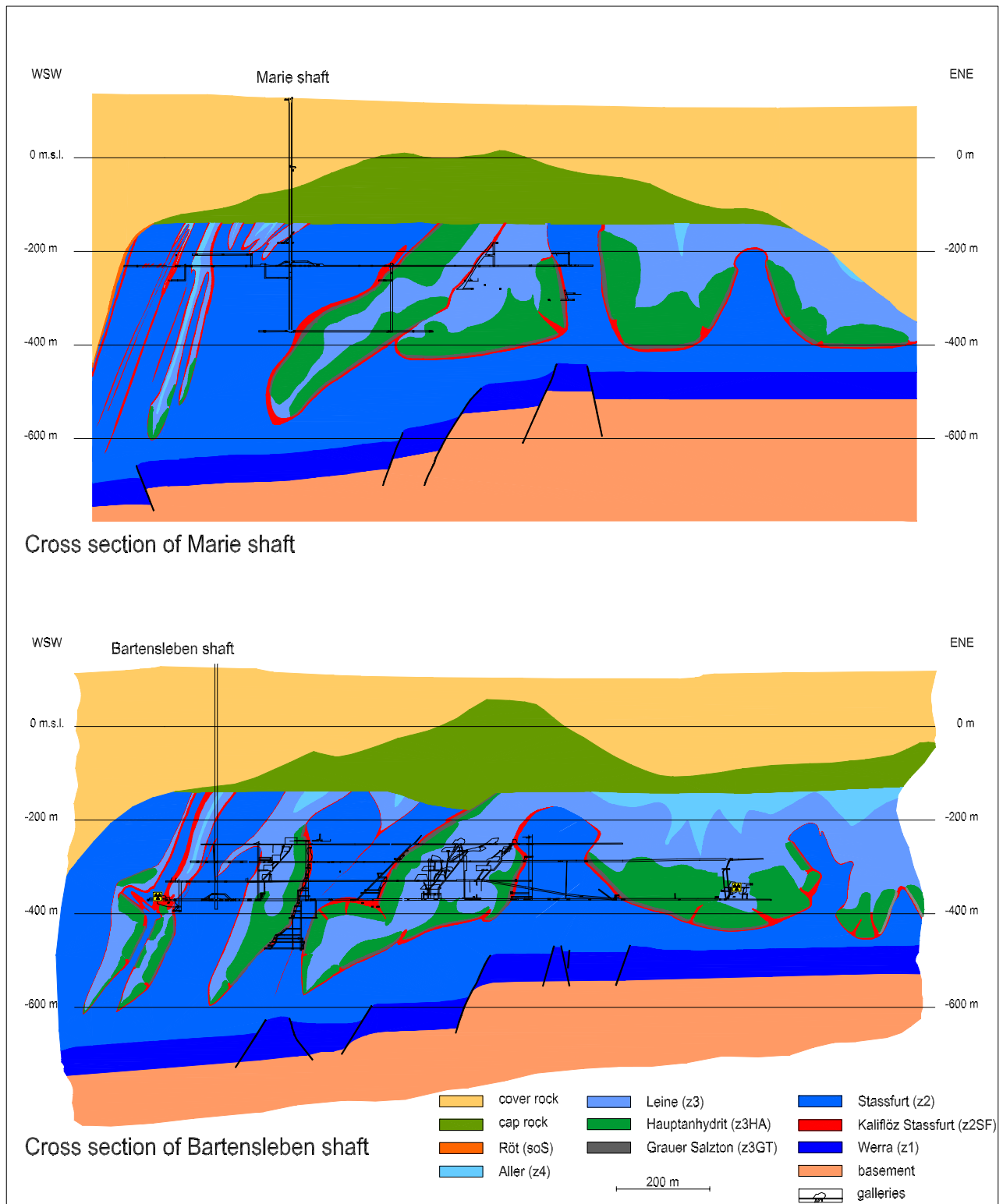


Abb. 16: Internbau der Salzstruktur „Oberes Allertal“ nach Grubenaufschlüssen, nach BEHLAU & MINGERZAHN (2001)

In den östlichen Strukturbereichen (Ostsattel, Ostmulde) sind die strukturtragenden Anhydritbänke in zahlreiche Teilschollen zerbrochen, aufgerichtet und isoklinal aufgefaltet, z. T. jedoch in normaler Position dachziegelartig übereinander geschoben. Der Ostsattel wird im Bereich der Grube Bartensleben als kompressive Aufsattelung gedeutet, z. T. ist der Hangendschenkel abgeschert und weit über den Liegendschenkel geschoben, wobei das Kaliflöz als Abscherhorizont diente. Eine besondere Entwicklung hat im Bereich des Grubenteils Marie die als Lager „K“ bezeichnete Störungszone gezeigt, die als strukturelles Äquivalent des Ostsattels anzusehen ist. Hier werden sowohl Überschiebungen des Hauptanhydrits als auch Blattverschiebungen beschrieben.

Erhöhte Hutgesteinsmächtigkeiten in der Nähe der Ostrandstörung können als Indiz dafür gewertet werden, dass größere Hauptanhydritschollen dort bis zum Salzspiegel reichen. Diese Bereiche liegen weit vom Grubengebäude entfernt, so dass der strukturelle Zusammenhang mit der Internstruktur mangels geeigneter Aufschlüsse nicht eindeutig belegt ist.

Eine wichtige Querstruktur stellt der Quersattel in Marie dar; weniger stark entwickelt sind Querstrukturen im Nord- und Südfeld Bartensleben.

## **5 Geologische Entwicklung der Allertalstruktur und ihrer Umgebung**

### **Vorbemerkung**

Der heutige Zustand des postpermischen Deckgebirges ist das Ergebnis sämtlicher tektonischer Impulse, welche die europäische Tafel seit dem Perm erfahren hat. Sie wirkten sich in Subsidenz und Sedimentation, Hebung und Erosion sowie in Dehnungs- bzw. Kompressionsvorgängen aus. Die Bewegungsabläufe an der Struktur „Oberes Allertal“ können nur zum geringsten Teil aus den heute noch vorhandenen Relikten des Deckgebirges rekonstruiert werden. Auf der Lappwald-Scholle hat die Erosion bis auf den Jura herunter gegriffen, auf der Weferlinger Scholle bis auf Buntsandstein bzw. Muschelkalk, während im engeren Bereich des Allertals (Allertal-Graben) keuperzeitliche oder jüngere Sedimente dem Zechstein auflagern. Wegen der lückenhaften stratigraphischen Überlieferung und der Erosion bleibt nur die Möglichkeit, in Analogieschlüssen zu vollständiger erhaltenen Sedimentprofilen im weiteren Umfeld der Allertalzone Abschätzungen über die Mächtigkeit und die tektonische Entwicklung der fehlenden geologischen Abschnitte vorzunehmen.

Die im Folgenden versuchte strukturelle Analyse des Bewegungsablaufes an der Allertal-Störung basiert daher nur zu einem Teil auf den Ergebnissen der standortbezogenen Erkundungsarbeiten. Zum Verständnis für den Ablauf der

Strukturentwicklung, auch für die nicht durch Sedimente dokumentierten Zeiträume, haben zahlreiche Publikationen beigetragen, die die Allertalzone in einen regionalen Zusammenhang stellen. Es sind dies vor allem die Ergebnisse des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ der BGR (BALDSCHUHN et al. 2001). Die rd. 10 Jahre nach Fertigstellung endlich publizierten Ergebnisse der Arbeitsgruppe Stendal des Erdöl-Erdgas-Betriebes Gommern, die zusammen mit Wissenschaftlern vom Zentralinstitut für Physik der Erde erarbeitet wurden, ergänzen das Bild für den nördlich anschließenden Bereich der Altmark (BENOX et al. 1997).

### **5.1      *Strukturbau in der Nordwest-Fortsetzung der Allertalzone***

Die folgenden Abbildungen zeigen die Variation des Deckgebirges und der äußeren Form der Salzstrukturen entlang der Allertalzone anhand einiger maßstabsgleicher Beispiele, umgezeichnet nach den Ergebnissen des Geotektonischen Atlas von Nordwestdeutschland. Die Lage der Schnitte geht aus Abbildung 1 hervor. Die Schnitte 1 - 4 liegen westlich der Gifhorner Störungszone, die Profile 5 - 7 östlich davon. Die Gifhorner Störungszone trennt den Bereich mit vollständiger mesozoischer Schichtenfolge im Westen von dem auf der Altmark-Scholle gelegenen Teil mit jungmesozoisch/känozoischer Hebung und Abtragung. Für keine der in diesem Abschnitt der Allertalzone vorhandenen Salzstrukturen kann die Entstehung nach den von SANNEMANN (1963) und TRUSHEIM (1957) für Norddeutschland postulierten Gesetzen der „Halokinese“ festgestellt werden. Bei allen Beispielen waren die tektonischen Impulse ausschlaggebend für die Strukturbildung (Extension - Kompression). Das Salz folgte passiv den entstandenen Schwächezonen oder reagierte auf horizontalen Druck.

#### **Profil 1 (Abb. 17):**

Hier spaltet die Allertalzone in die Strukturen Wietze-Hambühren und Wolthausen auf. Das Zechstein-Salz ist bei seinem Aufstieg im Kern der *rollover*-Struktur Wietze (links) stehen geblieben. Die den Nordostrand der Struktur bildende Abschiebung für den Zeitraum Malm bis Unterkreide ist während der Oberkreide zu einer Aufschiebungsbahn umgestaltet worden. Bei der Struktur Wolthausen (rechts) hat das Zechstein-Salz während der oberkretazischen Inversionsphase das Deckgebirge vollständig durchbrochen und wird vom Mittelsanton bis Campan transgressiv überlagert (*onlap*). Auf der Nordostflanke ist ein weitreichender Überhang ausgebildet (BALDSCHUHN 1985, Blatt C 3522 Hannover- Nord).



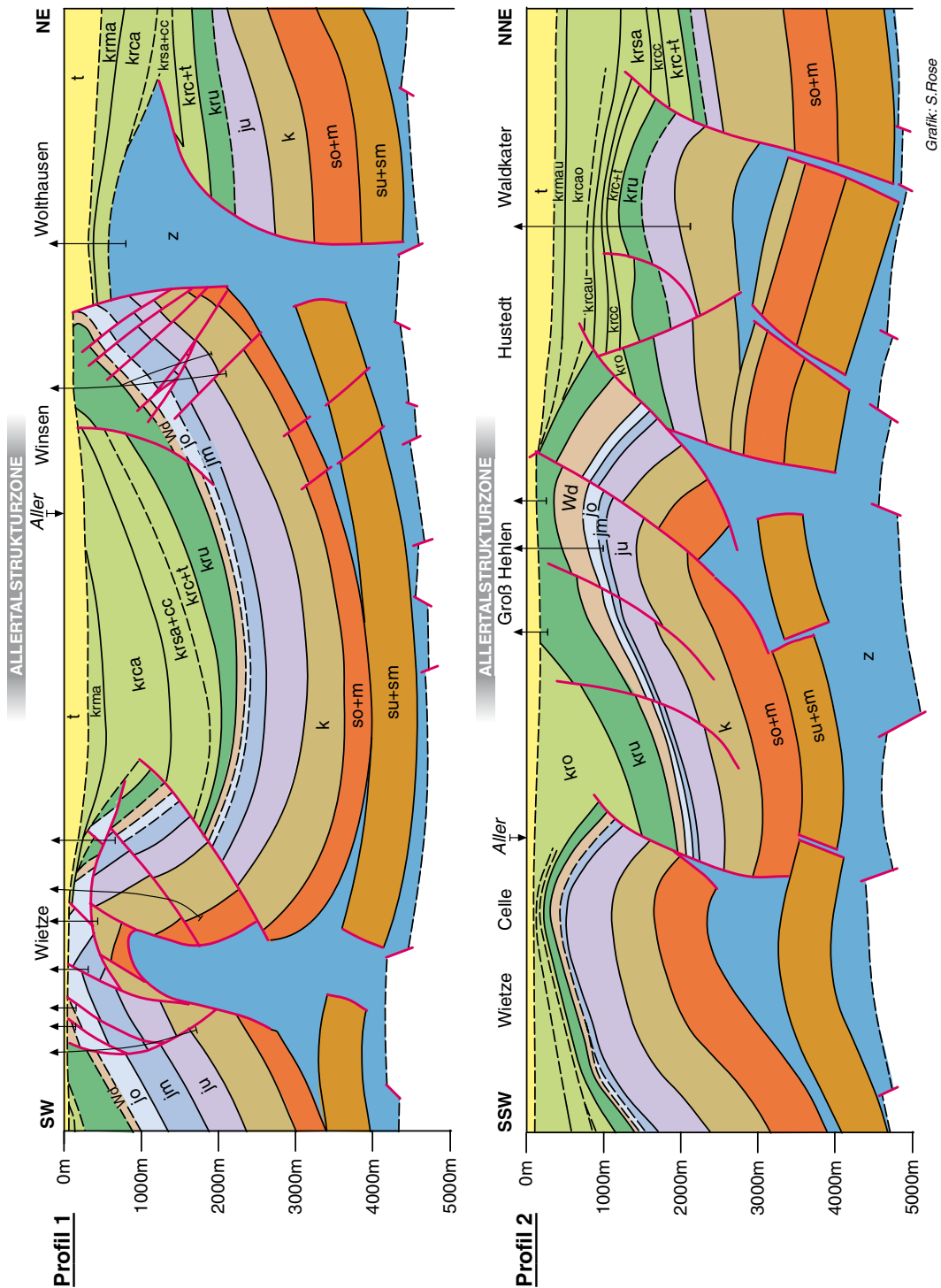


Abb. 17: Beispiele von weniger abgetragenen Strukturen der Allertalzone nordwestlich des Untersuchungsgebietes (I). Profile 1 und 2 (nach BALDSCHUHN 1983, 1985)

**Profil 2** (Abb. 17):

Aufspaltung der Allertalzone in die drei Strukturen Wietze-Hambühren (links), Oppershausen-Wolthausen (Mitte) und Hustedt (rechts). Die während der Beckenphase (Malm-Unterkreide) am stärksten eingesenkte Scholle (Mitte) ist während der oberkretazischen Inversion am stärksten herausgehoben worden (BALDSCHUHN 1983, Blatt C 3526 Celle).

**Profil 3** (Abb. 18):

Die Allertalzone wird hier durch die Salzstruktur Oppershausen/Altencelle repräsentiert, in der das Zechstein-Salz noch nicht das Deckgebirge durchschlagen hat. Nach der Extensionsphase der Struktur wurde während der Kompressionsphase der SW-Flügel nach NE aufgeschoben. Dabei löste sich ein Teil des Deckgebirges entlang des Rötalinars ab (Unterer und Mittleren Buntsandstein) und wurde unter die Tiefscholle geschoben. Die Salzstruktur ist asymmetrisch (nordostvergent) (BALDSCHUHN 1983, Blatt C 3526 Celle).

**Profil 4** (Abb. 18):

Nordöstlich der Struktur Hardesse ist der ursprüngliche Abschiebungscharakter der Allertal-Störung noch weitgehend erhalten geblieben. Durch Kompression hat sich eine leichte Aufwölbung der mesozoischen Schichten ergeben, es kam zu einer die Allertal-Struktur im Südwesten begleitenden Antiklinalstruktur. Zechstein-Salz ist nur in geringem Maße in die Hauptstörung eingewandert. Stattdessen sind im Bereich des Rötalinars Mächtigungsanschwellungen zu sehen (BALDSCHUHN 1983, Blatt C 3526 Celle).

**Profil 5** (Abb. 19):

Östlich der Gifhorner Störungszone, auf der Altmark-Scholle, sind durch stärkere Hebung und Abtragung während der Oberkreide und im Zeitraum Tertiär-Quartär z. T. nur tiefermesozoische Schichten erhalten geblieben. Die Allertalstruktur, hier Wolfsburg-Hehlingen-Graben genannt, ist bis in das Ablaugungsniveau herausgehoben und vom Malm und jüngeren Schichten subrosiv überdeckt. Der Wolfsburg-Hehlingen-Graben ist in einen östlichen Teil mit mesozoischer Füllung und einen westlichen Teil mit Salzfüllung unterteilt (KOCKEL 1981, Blatt C 3530 Wolfsburg).

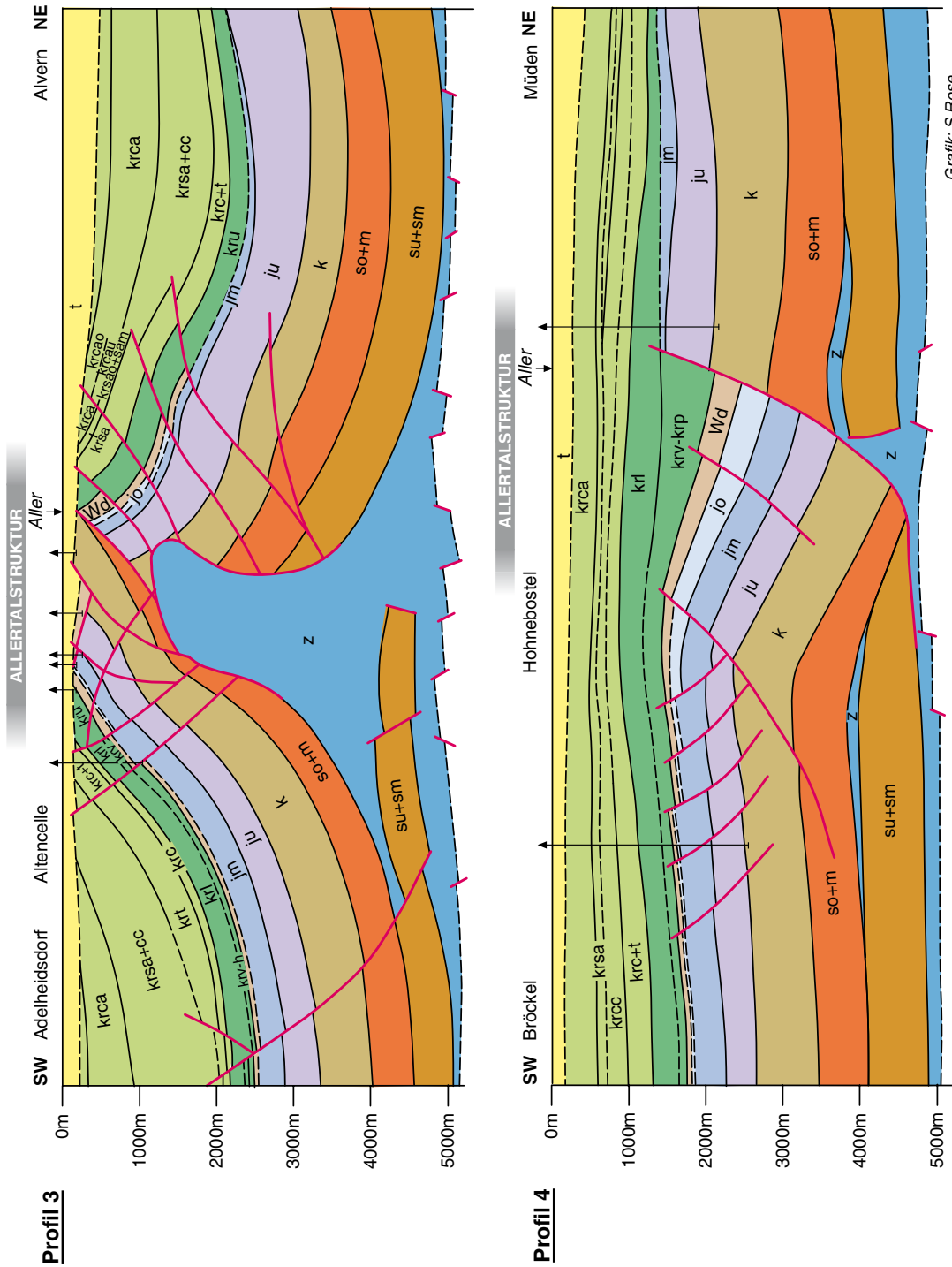


Abb. 18: Beispiele von weniger abgetragenen Strukturen der Allertalzone nordwestlich des Untersuchungsgebietes (II). Profil 3 und 4 (nach BALDSCHUHN 1983)

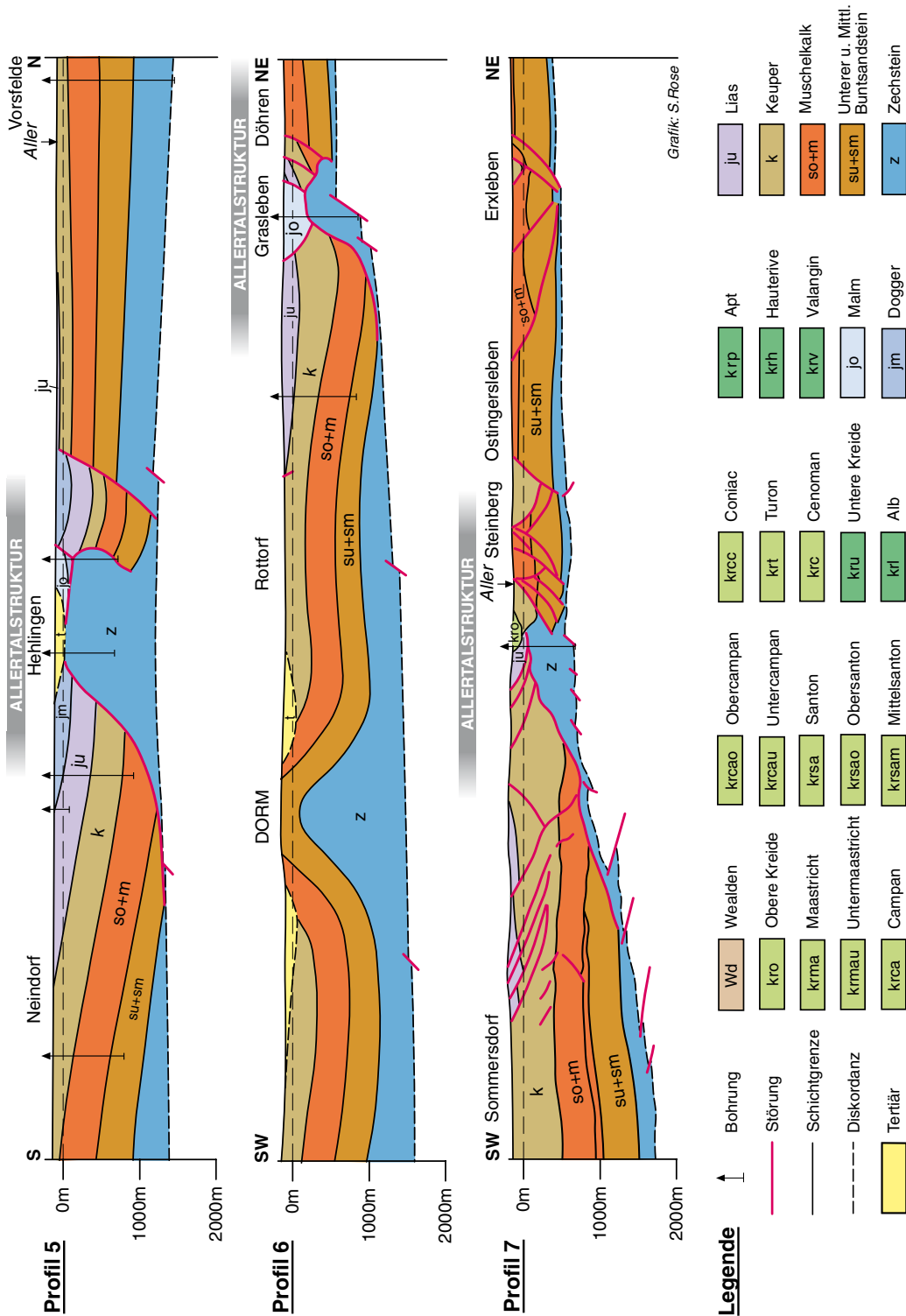


Abb. 19: Beispiele von weniger abgetragenen Strukturen der Allertalzone nordwestlich des Untersuchungsgebietes (III). Profile 5 bis 7 (nach KOCKEL 1981, KOCKEL 1984 und BEST 1997) und Legende zu den Profildarstellungen

**Profil 6** (Abb. 19):

Bei Grasleben ist ebenfalls eine Zweiteilung der Salzstruktur Oberes Allertal zu erkennen; der nordöstliche, höherliegende Teil der Salzstruktur ist von triassischen Sedimenten bedeckt, während die westliche, über dem tiefer abgesunkenen Sockel entwickelte Salzstruktur von jüngeren Sedimenten subrosiv überlagert wird (KOCKEL 1984, Blatt C 3930 Helmstedt).

**Profil 7** (Abb. 19):

Südlich des ERAM zeigt ein Schnitt, der von der Lappwald-Mulde im Südwesten über die Allertalstruktur bis zur Erxlebener Störungszone reicht, das Überwiegen der Extensionstektonik im tieferen mesozoischen Stockwerk. Durch die regionale Heraushebung ab der oberen Kreide sind die für die Datierung der jüngeren mesozoischen und känozoischen Bewegungen wichtigsten Sedimentpakete fast vollständig abgetragen (BEST 1997).

## **5.2     **Strukturentwicklung der Struktur „Oberes Allertal“, dargestellt in zehn Bildern****

In zehn „Bildern“ wird die geologische Entwicklung an der Allertalstruktur qualitativ dargestellt (Anhang). Eine quantitative Abwicklung des Bewegungsablaufes (*back stripping*) war nur für die heute noch erhaltenen Schichtglieder möglich (Buntsandstein bis Lias, bzw. auf der Weferlinger Triasplatte nur bis Muschelkalk), da die für die Rekonstruktion der Hauptbewegungsphasen synkinematischen Sedimentpakete weitgehend abgetragen sind. Für diese Abschnitte wurden wahrscheinliche Mächtigkeiten angesetzt, die sich durch Mittelung aus den weiter nordwestlich noch vollständiger erhaltenen Profilen entlang der Allertalzone ergaben (Tab. 3). Von dort sind auch die Bewegungsphasen und der generelle tektonische Baustil abgeleitet.

### **Entwicklung im Zeitraum Trias bis Unterkreide**

Zur Zeit der tieferen Trias lag das Gebiet am Ostabhang der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Dies zeigt sich bereits an einer geringfügigen Zunahme der Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins (Differenz Rötbasis zur Volpriehausenbasis), sowie an einem etwas vollständigeren stratigraphischen Umfang des Mittleren Buntsandsteins auf der Weferlinger Triasplatte gegenüber der Lappwald-Scholle. Die Subsidenzunterschiede waren allerdings nur gering. Für den Mittleren Buntsandstein muß mit einer Mächtigkeitszunahme von 20 - 30 m gerechnet werden (Tafel 1, Bild a). Ob die Mächtigkeitszunahme durch bruchhafte

Deformation gesteuert war, oder ob ein allmählicher Übergang erfolgte, lässt sich mangels ausreichender Bohrungsaufschlüsse nicht entscheiden.

Die Wirksamkeit der Eichsfeld-Altmark-Schwelle auf die Subsidenzverteilung hielt bis zum Unteren Keuper an (Tafel 1, Bild b). Im Unteren Gipskeuper erfolgte eine Reorganisation der Subsidenzareale und das Depozentrum verlagerte sich in den Bereich der Braunschweig-Gifhorner Störungszone (KOCKEL 1991). Die Achse des neuen Depozentrums entspricht in ihrer Lage dem Verlauf des ehemaligen Subsidenzminimums. Nach Auffassung von BENOX et al. (1997) entspricht diese Minimum-Achse (West-Altmark-Scholle) der östlichen Grabenschulter des Gifhorner Troges.

Aus allen geologischen Schnitten, die die Allertalzone in ihrer nordwestlichen Fortsetzung in Niedersachsen queren (z. B. BALDSCHUHN & KOCKEL 1996), ist abzuleiten, dass die Südwestschollen entlang der Störungszone vom Oberjura bis zum Ende des Mittelalbs als Tiefschollen fungierten, d. h. dass die Absenkungsbeträge auf den Südwestflanken vom mittleren Keuper an stets größer als auf den Hochschollen waren. Dies gilt im gesamten Verlauf der Allertalzone und darf wohl auch auf die Verhältnisse im oberen Allertal übertragen werden.

In diesem von Extensionstektonik geprägten Zeitraum (FRISCH & KOCKEL 1997) kam es zu Dehnungsbrüchen, Abschiebungen und Spaltenbildung bis hin zu einem Auseinanderdriften des Deckgebirges und zum ersten Einströmen von Zechstein-Salz in die entstandenen Spalten. Der Zeitpunkt des Beginns der Dehnungstektonik im Oberen Allertal kann anhand der randsenkenartigen Mächtigkeitzunahme (*growth fault*) in Richtung auf die Störungszone hin (Tafel 1, Bild c) und der ersten Überdeckung des Zechstein-Salzes mit „neoautochthonen“ Sedimenten auf Unteren Gipskeuper (225 Ma) festgelegt werden (BEST 1996). Teile der postkinematischen Auflagerung sind im Ostteil der Allertal-Struktur zwischen Bartensleben und Alleringersleben noch heute erhalten. Vermutlich war bis zum Ende des Unterlals das Salz an der Allertalspalte weiter aufgestiegen.

### **Entwicklung im Zeitraum Mittelalb und Oberkreide**

Nach einer Zeit gleichmäßiger Absenkung im Zeitraum Mittelalb bis Turon (Tafel 1, Bild d) kehrte sich das tektonische Regime im niedersächsischen Becken - zu der auch das gesamte Subherzyn gehörte - vollständig um. Alle bisher vorhandenen Senkungsgebiete (Gräben, Halbgräben, Senken mit erhöhter Subsidenz) wurden von dem Inversionsereignis der tieferen Oberkreide und den sie begleitenden Kompressions- und Hebungsbewegungen erfaßt.

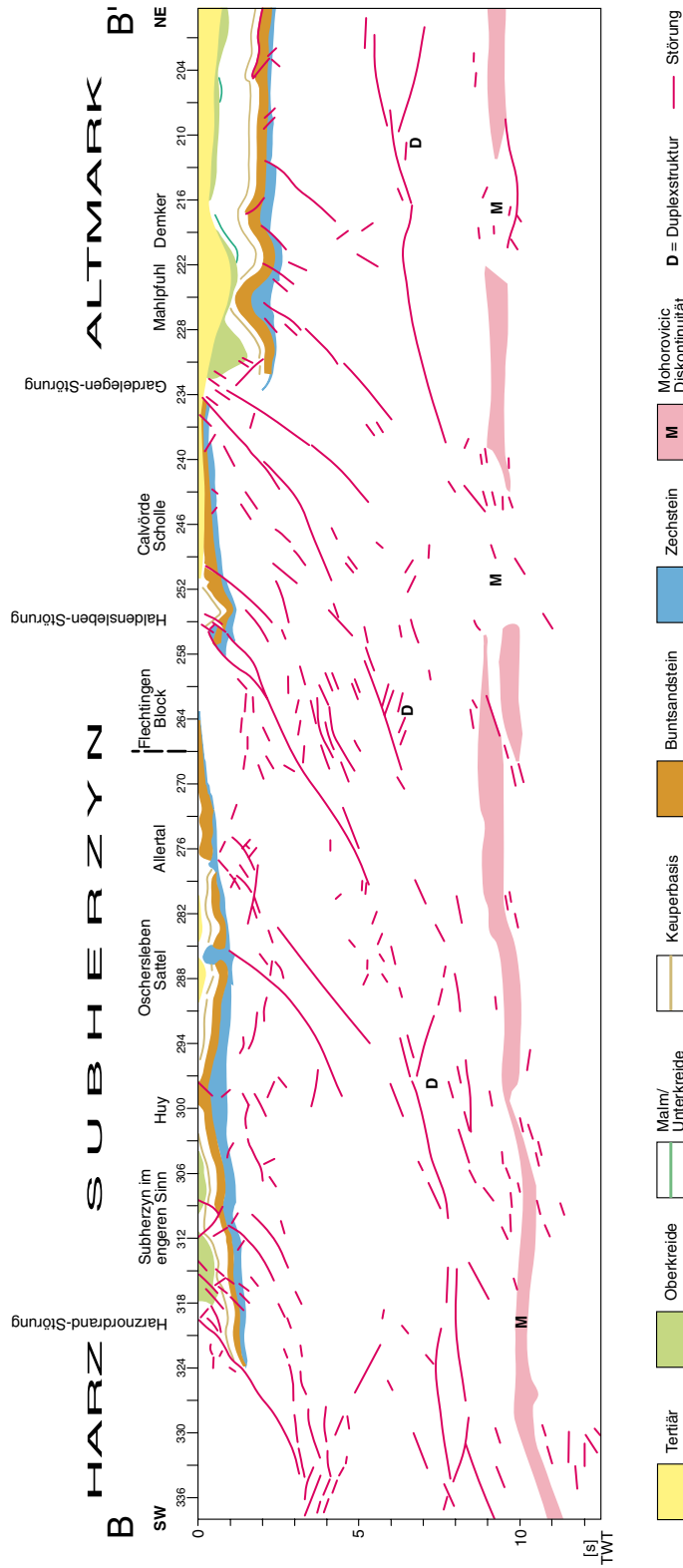
Diese bisher aus vergleichenden Betrachtungen (Mächtigkeitenanalysen, regionale Trendanalysen) abgeleiteten Theorien werden durch neuere Messungen im geologischen Umfeld erhärtet. Aus einer ersten Interpretation des DEKORP-Profiles „BASIN 96“, Profil km 200 bis 340 (s. Kap. 7) geht zweifelsfrei hervor, dass Harznordrand, Haldensleben- und Gardelegen-Abbruch zu einem tektonischen System gehören, das mit der in der Oberkreide beginnenden Heraushebung des Harzes ursächlich zusammenhängt. Intrakrustale Reflektoren, die zum Harznordrand konvergieren, zeigen eine Krustenverkürzung an, die eine Kompression und unterschiedlich starke Heraushebung der einzelnen Großschollen (Subherzyne Scholle, Flechtingen-Roßlauer Scholle, Calvörde Scholle) zur Folge hatte (Abb. 20).

Apatit-Spaltspurenanalysen (THOMSON et al. 1997) haben genauere Vorstellungen über die Hebungsbeiträge und den Zeitpunkt der Heraushebung des Harzes erbracht. Die Autoren konnten zeigen, dass die seit dem Mittelsanton (85 Ma) stattgefundenene Exhumierung zu einer Abtragung von etwa 4 km am Harznordrand geführt hat und dass der Harzblock Teil des Niedersächsischen Beckens gewesen ist.

Für den Bereich der Allertalstruktur bedeutet dies, dass die Lappwald-Scholle bis zum Untersanton (Tafel 1, Bild e) ihre stärkste Versenkung erlebt hatte. Die hohen seismischen Geschwindigkeiten des Buntsandsteins von  $V_i = 4\ 330$  bis  $4\ 600$  m/sec (KÖRNER, 1993) und die hohen Inkohlungswerte des Kupferschiefers von 1,2 bis 1,4 %  $R_r$ <sup>3)</sup> (KOCH et al. 1997, GERLING 1998) lassen sich mit einer damaligen höchsten Versenkungstiefe von etwa 3 500 - 4 000 m für die Zechsteinbasis erklären. Für die Weferlinger Triasplatte muß man aufgrund der hohen seismischen Geschwindigkeiten eine Versenkungstiefe in ähnlicher Größenordnung annehmen; die maximalen Versenkungstiefen wurden hier vermutlich erst in der höheren Oberkreide nach dem Mittelsanton erreicht.

Der tektonische Impuls des Mittelsantons führte nicht nur am Harznordrand und an den großen Schollenrändern von Haldensleben und Gardelegen zu einer Umkehr der Subsidentrends, sondern auch an den einzelnen Leistenschollen des Subherzyns, z. B. an der Allertal-Störungszone, die von einer nach Südwesten abschiebenden Abschiebungszone zu einer nach Nordosten aufschiebenden Aufschiebungszone umgestaltet wurde. Dabei wurden die nordöstlich den Störungszone vorgelagerten Blöcke, die bis dato durch geringe Sedimentmächtigkeiten aufgefallen waren, zu Tiefschollen bzw. Becken (Randtröge vor Schollenrändern, VOIGT 1962) umgestaltet („Subherzynes Becken“ im engeren Sinn, „Haldenslebener“ und „Gardelegener Trog“, s. Abb. 20). Vielfach ist zu beobachten, dass die ehemalige Tiefscholle an den alten Abschiebungsbahnen zurückbewegt und auf die jetzt absinkende Hochscholle auf- bzw. überschoben wurde.

<sup>3)</sup>  $R_r$  = random reflectance (Bituminat-Reflektivität n. KOCH & GÜNTHER 1995)



Über der stark zergliederten Moho, die von ca. 9 s bis auf 11 s TWT nach SW abtaucht (ca. 27 - 33 km Tiefe), sind die Störungsbahnen des Harznordrandes, des Haldenslebener- und des Gardellegener-„Abbruches“ sowie weiterer Sockelstörungen zu erkennen. Die im oberflächennahen Bereich steilstehenden Störungen verflachen nach SW und münden in der Unterkruste. Die Kruste zeigt Verkürzungserscheinungen (Überschiebungen, Duplexstrukturen). Die mesozoischen Deckschichten sind vor den Aufschiebungsfronten während der oberkretazischen Kompressionsphase und etwas schwächer im Tertiär in Falten gelegt worden. Zechstein und älteres Mesozoikum setzen sich offenbar noch 6 km südwestlich der Harznordrandstörung fort.

Abb. 20: Profil B-B'. Ausschnitt aus dem DEKORP-Profil BASIN '96; Lage s. Abb. 1



Zahlreiche Beispiele entlang der Allertalzone belegen diesen Befund auch für dieses tektonische Element.

Die Inversionsbewegungen sind nach BETZ et al. (1987), ZIEGLER (1987), DROZDZEWSKI (1988) und WREDE (1988) durch intraplattentektonische Kompressionsvorgänge verursacht, z. T. verbunden mit Blattverschiebungen entlang den Schollenrändern (strike-slip-Bewegungen). Dabei wurden die im früheren Mesozoikum durch Dehnungstektonik angelegten Becken und Tröge, die mit den ersten Versuchen der Atlantiköffnung zusammenhängen (*failed rifts*) bevorzugt umgestaltet. Diese sogenannten Aulakogene (SCHATSKI, 1961), die Schwachstellen mit ausgedünnter Kruste innerhalb der kontinentalen Platte darstellen, wurden komprimiert und „ausgestülpt“. Die an und in diesen Schwachstellen vorhandenen Salzstrukturen gerieten ebenfalls von einem Extensions- in ein Stress- (= Kompressions-) Regime und wurden remobilisiert. Dies führte zur Bildung von eigenartigen lappenförmigen Salzüberhängen (Abb. 17, Profil 1) bei zahlreichen Salzstrukturen im Niveau der Oberkreide und zur Ausbildung von Salzkeilen im Röttniveau (Abb. 18, Profil 3). Obwohl zahlreiche Salzstrukturen im älteren Mesozoikum bereits angelegt („durchgebrochen“) waren, bildeten sich bei tangentialen Druck in der Oberkreide neue Überhänge aus, die z. T. weit in die Oberkreide - Randsenken vorrückten (*fountainhead structures* nach TALBOT, 1993). Zahlreiche Beispiele für solche Strukturen finden sich auf den geologischen Schnitten des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Salzstrukturen Verden, Lilienthal, Otter-Todtshorn, Ostervesede, Stemmen, Scheeßel) sowie in der Altmark (BENOX et al. 1997). Neben dem Mittelkeuper war nach JARITZ (1973) die Zeit der Oberkreide die Hauptphase der Salzbewegung Norddeutschlands überhaupt.

Nach TALBOT 1997 (persönliche Mitteilung) darf man wohl annehmen, dass während der Oberkreide ähnlich wie heute am Persischen Golf das Salz gletscherartig in die Randsenken ausfloß. Bereits BETTENSTAEDT (1969) hatte am Beispiel des Lehrter Salzstocks ein Modell entwickelt, bei dem der submarine und subaerische Austritt von Zechsteinsalinar im Santon-Meer dargestellt ist, wobei jüngere Oberkreidestufen auf den Salzgletscher übergriffen (*onlap*). Ob es zu solchen Salzaustritten auch an der Allertalzone gekommen ist, bleibt ungewiß; fest steht jedenfalls, dass in dieser Zeit die Salzstruktur „Oberes Allertal“ kompressiv beansprucht wurde. Als schwächstes Glied des Gesteinspaketes reagierte das Salz auf den tektonischen Druck und wurde ausgequetscht. Dabei wurde die ehemals breitere Allertalspalte z. T. wieder zusammengeschoben und das Salz in NE-vergente Isoklinalfalten gelegt.

Die im Mittelsanton eingeleitete Kompressions- und Hebungstendenz der ehemaligen Tiefscholle (Lappwald-Scholle) hielt bis zum Ende der Oberkreide an. Auf der sich jetzt

heraushebenden Scholle wird die oberkretazische Schichtenfolge durch lückenhafte Sedimentation, unterbrochen von Emersions- und Abtragungsphasen, gekennzeichnet.

Im mittleren Campan geriet, bedingt durch einen weltweiten Meeresspiegelanstieg (HAQ et al. 1988), das invertierte und abgetragene niedersächsische Becken und weitere Hebungsgebiete in den Bereich flachmariner Sedimentation (Tafel 1, Bild f). Ähnlich wie in der „Dammer Kreidemulde“, wo die neue marine Bedeckung mit Trümmererzen beginnt, transgredierte auch im Subherzyn und an der Allertalzone das mittelcampane Meer auf weitgehend abgetragene Strukturen.

Die stärkste Hebung des niedersächsischen Beckens fand am Ende des Obermaastricht statt. Nach Abschätzungen aus den Ergebnissen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland wurde das südliche niedersächsische Becken in dieser Zeit in einer Größenordnung von 1000 m herausgehoben und gleichzeitig auf Meeresspiegelniveau abgetragen. Durch die Kippung der ganzen norddeutschen Scholle nach Norden und die damit verbundene regionale Abtragung geriet zu dieser Zeit der Dachbereich der Struktur zum erstenmal in den Bereich der tiefen Subrosion bzw. Ablaugung (Tafel 1, Bild g). Es erscheint möglich, dass der eigentlichen Subrosion ein Ereignis der Scheitelgrabenbildung vorausging, das mit Salzvolumenverlusten im Scheitelbereich einherging. Vorgänge dieser Art können an zahlreichen Salzstrukturen Norddeutschlands und der Nordsee beobachtet werden (PREXL 1997). Die Platznahme bzw. der Einbau der Jura- (und Keuper-) Schollen auf dem Scheitel der damaligen Salzstruktur geschah vermutlich zu dieser Zeit.

Tab. 3: Mächtigkeitsabschätzung der abgetragenen mesozoischen Schichten

<b>Formationen</b>	<b>Mächtigkeiten</b>
Cenoman und Turon	ca. 250 m
Alb	ca. 300 - 400 m
Valangin bis Apt	ca. 100 - 600 m
„Wealden“	ca. 50 - 300 m
Malm	ca. 20 - 400 m
Dogger	ca. 300 - 400 m
Lias	ca. 400 - 500 m

## Entwicklung im Känozoikum

Im Tertiär fanden weitere strukturbildende Prozesse statt, die sich innerhalb des Beckens in regionalen Diskordanzen und an den Beckenrändern ebenso wie an Inversions- und an Salzstrukturen durch Schichtlücken dokumentieren. Während dieser Hebungs- und Senkungsvorgänge, die sich in relativen Abfällen bzw. Anstiegen des Meeresspiegels auswirkten, wechselte vermutlich auch der Beanspruchungsstil der intrakontinentalen Platte zwischen Kompressions- und Dehnungsphasen (Iaramische Ereignisse s. ZIEGLER 1987, BENOX et al. 1997). Insgesamt läßt sich die Entwicklung im Tertiär nach GRAMANN & KOCKEL (1988) in neun Großzyklen einteilen, von denen die Zyklen 1-7 im Arbeitsgebiet nachgewiesen sind (Dan bis Chatt); die höchsten Stufen (Untermiozän bis Pliozän) sind nicht durch Ablagerungen vertreten (LOTSCH 1998).

Nach Unterlagen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland wurde im Unterpaläozän (NP 1+2) das Gebiet Südniedersachsens dabei in einer Größenordnung von 500 m abgetragen; eine Heraushebung deutlich über den Meeresspiegel fand zu dieser Zeit noch nicht statt. Durch einen Meeresspiegelanstieg im höheren Dan (NP-Zone 3+4) wurden weite Teile Norddeutschlands bis etwa auf die Höhe von Hannover marin überflutet. Die Sedimente aus dieser Zeit wurden allerdings noch im Mittelpaläozän wieder flächenhaft abgetragen, so dass „Danomont“ nur in Gebieten mit persistierender Subsidenz wie z. B. in Schleswig-Holstein (BALDSCHUHN 1979) sowie außerhalb Schleswig-Holsteins in Randsenken von Salzstöcken z.B. Bommelsen, Kolkhagen, Söhlingen (GRAMANN 1980, KÖTHE 1987) und in Subrosionssenken wie Ehra und Nettgau (HILTERMANN 1941) und beim Salzstock Lehrte-Sehnde erhalten geblieben ist (ANDERSON 1972, HILTERMANN 1974).

Die Salzstruktur Oberes Allertal, am Südrand des niedersächsischen Beckens gelegen, geriet durch diese Abtragung von ca. 500 m (entsprechend einer Netto-Abtragung von ca. 1500 m seit dem Campan) endgültig in den Bereich der Subrosion (Tafel 1, Fig. h)<sup>4)</sup>. Die zuvor abgelagerten Kreidesedimente des Campans und auch ältere Kreidestufen, die auf der Weferlinger Scholle vermutlich vorhanden waren, wurden abgetragen und umgelagert.

Der diagenetische Zustand der noch unverfestigten Kreidesedimente am Ende des Maastricht und auch noch im Mittelpaläozän führte zu einer Aufarbeitung und Umlagerung von Oberkreide-Fossilien. Als Ergebnis dieser Umlagerung mit sehr kurzen Transportwegen ohne Aufarbeitung und Sortierung durch fließendes Wasser entstanden

<sup>4)</sup> Bei den angegebenen Hebungs- und Abtragungsbeträgen handelt es sich um Mindestbeträge für Südniedersachsen. Östlich der Braunschweig-Gifhorner Störungszone ist der Untergrund noch stärker herausgehoben, wie aus den EW-gerichteten Schnitten 123, 124 und 126 des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland hervorgeht (BALDSCHUHN & KOCKEL 1996). Aufgrund der physikalischen Daten des Buntsandsteins und des Kupferschiefers ist hier die Heraushebung und Erosion noch um ca. 800 m größer, sodaß mit einer Brutto-Abtragung von 2800 – 2900 m im Raum Morsleben gerechnet werden muss.

mergelig-konglomeratische Lagen in den Unteren Alleringerslebener Schichten. In der durch Extension und Subrosion über der Salzstruktur entstandenen Furche lagern diese Schichten z.T. auf allochthonen Jura- und Keuper-Schollen, z. T. direkt auf der Salzstruktur auf. Ähnlich einem Sedimentbrei (*debris flows*) bildeten sich unsortierte und unregelmäßige Konglomerate mit Bestandteilen verschiedener Oberkreidestufen, wobei sowohl die Klaster als auch die Matrix aus Oberkreide-Material bestehen (LOTSCH 1998).

Das Gebiet blieb im Untereozän weiterhin im Bereich der Meeresspiegelschwankungen, aber auch unter Subsidenzbedingungen, so dass mit einer flächenhaften Überdeckung von 200 bis 300 m Untereozän-Sedimenten zu rechnen ist (Tafel 1, Bild i.). Die Faziesverhältnisse wechselten zwischen ästuarinen Bildungen mit Braunkohlen und marinen Tonmergeln als Zeugnisse des untereoziänen Meeresspiegelhochstandes. Aus der Verbreitung und der Ausbiss-Situation des Helmstedter Tertiärvorkommens kann geschlossen werden, dass die heutige Form des Vorkommens in den Oschersleben-Helmstedter Tertiärmulden ein Ergebnis nachfolgender Erosion (= Kappung) darstellt (RITZKOWSKI & LIETZOW 1996) und dass die ursprüngliche Verbreitung auch über das Allertal nach Osten hinwegging. Weitere strukturbildende Impulse am Ende des Untereozäns, des Obereozäns und des Unteroligozäns führten wieder zur Einsenkung weiterer Teile des Norddeutschen Tertiärbeckens, zur Hebung seiner Ränder und zu zahlreichen Schichtlücken an den wieder aktivierten Salzstrukturen. Dabei wurden im Raum Morsleben die zuvor abgelagerten alttertiären Sedimente weitestgehend wieder abgetragen.

Die in Subrosionsposition konservierten Walbecker und Alleringerslebener Schichten gerieten jedoch nicht in das Erosionsniveau, sondern blieben wegen ihrer starken Einsenkung von der Abtragung verschont. Die Transgression im Latdorf führte zum Übergreifen direkt auf Keuper, Jura-Schollen oder Walbecker Schichten; auch die Rupelmeer-Transgression, die dem stärksten Meeresspiegelanstieg im Alttertiär entspricht, ist im Allertal und seiner Umgebung nachgewiesen.

### **5.3 Neotektonik und jüngere Subrosion**

Die tektonische Entwicklung Norddeutschlands erlebte im späten Tertiär und im frühen Quartär eine gewisse Beschleunigung. Nach Unterlagen des Nordsee-Atlas (KOCKEL 1995) fand eine Einsenkung des zentralen Nordseebereiches von über 1000 m ab dem späteren Tertiär (Mittelmiozän) statt. Dies hatte eine Heraushebung der Beckenränder (Süddeutschland, Ostsee, Dänemark, England) in gleicher Größenordnung zur Folge (AHRENS & LOTSCH 1972, BEST 1997, JAPSEN 1993, JAPSEN 1997).

Vermutlich erst seit der mittelmiozänen Beschleunigung der Bewegungsraten überwog die Hebung gegenüber der Abtragung („Exhumierung“). Als Maßstab für die seitdem stattgefundenene Verstellung darf die heutige Höhenlage der obereozänen bis oligozänen Transgressionsfläche genommen werden. Es zeigt sich, dass sowohl die Schollenteilung des Untergrundes als auch in geringerem Maße Salzbewegungen modifizierend auf die Höhenlage der ursprünglich etwa Meeresspiegel-Niveau anzeigenden Basisfläche eingewirkt haben.

Aus der von LOTSCH (1998) durchgeführten Analyse der Höhenlagen dieser Basisfläche ergibt sich folgendes:

Am höchsten liegt die Transgressionsfläche im NW-Teil des Tertiärvorkommens von Hörsingen-Erxleben (Weferlinger Triasplatte) mit rd. 150 m (Tafel 1, Bild j). Von hier aus sinkt sie nach SE bis Magdeburg um ca. 90 - 100 m ab. Nach NE zur Flechtingen-Roßlauer Scholle fällt sie um 20 - 30 m und nach NW im Raum Behndorf-Behlsdorf, noch auf der Weferlinger Triasplatte gelegen, ebenfalls um 20 - 30 m ab. Die Transgressionsfläche der Rupelbasis erreicht mit ca. +155 bis +165 m ebenfalls im Raum Hörsingen-Erxleben ihre höchste Lage. Von hier sinkt sie bis an den Nordrand der Flechtingen-Roßlauer Scholle bei Althaldensleben um rd. 110 m ab. Geringere Beträge wurden für die Differenz der Höhenlagen der präglazialen Kiese bei Hörsingen und bei Althaldensleben ermittelt (85 - 100 m). Die Weferlinger Triasplatte und die Flechtingen-Roßlauer Scholle sind demzufolge im Zeitraum nach dem Oligozän schwach und nach Ablagerung der präglazialen Kiese bis zum Beginn der Saale-Eiszeit stärker als einheitliche Scholle herausgehoben worden. Die Haldenslebener Störung wirkte als Schollengrenze.

Auch das Allertal-Lineament stellt für neotektonische Bewegungen eine Schollengrenze dar, wie man aus der noch mit Tertiär bedeckten Fortsetzung der Allertalzone in Niedersachsen ableiten kann (z. B. Strukturen Wietze, Wolthausen). Bei Helmstedt liegt die als Bezugshorizont gewählte Transgressionsfläche am Ostrand der Ostmulde bei ca. +140 bis +160 m und läge heute nach Rekonstruktion der geologischen Schnitte zu Blatt Helmstedt (JORDAN & RÖHLING 1996) bei rd. +250 m auf der Lappwald-Scholle. Durch quartäre Abtragung ist der heutige Ausbiß des Mitteleozäns zurückgeschnitten.

In geringerem Maße wurden auch SW-NE verlaufende Querstörungen auf der Weferlinger Triasplatte reaktiviert (LOTSCH 1998), sowie die Nordostrand-Störung westlich von Schwanefeld.

Im Quartär wurde die heutige Morphologie herausgearbeitet, wobei es im Allertal durch verstärkte Ausräumung und weitergehende Subrosion zu Quartärmächtigkeiten über 90 m gekommen ist.

Für die Beurteilung neotektonischer Verstellungen und deren Unterscheidung von Subrosion und Exaration sind die Höhenlagen der altquartären, fluviatilen Kiese („präglaziale Kiese“) von zentraler Bedeutung. Für diese Ablagerungen darf zumindest im Bereich des geologischen Rahmens eine einheitliche Höhenlage bei ihrer Bildung vorausgesetzt werden. Nach den Analysen von LOTSCH (1998) und ZIERMANN et al. (1998) liefern die heute in unterschiedlichen Höhenlagen angetroffenen Kiese eindeutige Belege für das Wiederaufleben der Subrosion nach Abräumung der tertiären „Plombierung“ (LOTSCH 1998) und deren Fortsetzung bis in das Alt-, wahrscheinlich auch bis in das Mittelpleistozän.

Dabei ist zwischen flächenhafter Subrosion und engbegrenzter Subrosion infolge Dolinenbildung zu unterscheiden. Rd. 30 m Verstellung der Höhenlage der präglazialen Kiese zwischen den Hangschultern der Aller und über dem Allerdiapir sind demnach auf flächenhafte Subrosion zurückzuführen.

Für die Gestaltung des Reliefs der Quartärbasis sind sowohl subrosive Prozesse als auch exarative Ausräumungsvorgänge zu veranschlagen. Ein Überwiegen der Exaration konnte nordwestlich von Beendorf nachgewiesen werden. Das Relief der tieferen Rinne NW Morsleben wird überwiegend auf subrosive Verstellung zurückgeführt. Die Absenkung des elsterzeitlichen Sedimentkomplexes beträgt rd. 35 m für den Zeitraum von ca. 10 000 Jahren (= ca. 3,5 mm/a). Eine weitere subrosive Verstellung muß für das „Quartärloch“ ca. 1,2 km nördlich Morslebens angenommen werden, das durch flachseismische Messungen gefunden wurde.

Aus Verbreitung und Tiefenlage der holsteinzeitlichen Sedimente konnten zwischen Beendorf und Alleringersleben keine postholsteinzeitlichen Subrosionsvorgänge abgeleitet werden. Jedoch wurden im erweiterten Untersuchungsgebiet zwischen Ummendorf und Seehausen auch postholsteinische subrosive Prozesse belegt. Die Absenkungsraten belaufen sich dort auf rd. 0,2 mm/a.

Gefälleunstetigkeiten der Niederterrassen können nach ZIERMANN et al. (1998) durch junge, subrosiv gesteuerte Absenkungen verursacht sein. Mit größerer Wahrscheinlichkeit sind jedoch geringfügige Schollenbewegungen der vielfach gegliederten Grabenfüllung Ursache der leichten Verkippungen.

Mächtigkeitzunahmen der Holozän-Sedimente bis zu 6 m stellen sich in den quartärgeologischen Schnitten als flache, wannenartige Einsenkungen dar; für dolinenförmige Einsturztrichter wie bei dem präholozänen Quartär sind keine direkten Beweise gegeben. Lediglich außerhalb des Untersuchungsgebietes im „Ummendorfer Kessel“ und bei Seehausen sind anomale Mächtigkeiten bis rd. 9 m nachgewiesen.

Feinnivellements geben Hinweise, dass am rechten Allertalrand zwischen Morsleben und Groß-Bartensleben, wo bergbaubedingte Senkungen ausgeschlossen werden können, subrosive Prozesse auch bis in die Gegenwart anhalten können.

## **6 Bilanzierung der Salzbewegungen**

### **6.1 Zechstein-Mächtigkeit**

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

Die ursprüngliche Zechstein-Mächtigkeit ist nur durch grobe Schätzungen festzulegen. Nach den Ergebnissen des IGCP-Projektes 86 (BLESS et al. 1992) betrug die primäre Mächtigkeit des Staßfurt-Salinars hier mehr als 400 m. Von der Analyse der faziellen Ausbildung der Zechsteinrelikte in den Abwanderungsgebieten und der Salzstruktur selbst kann für das gesamte Arbeitsgebiet ein ursprüngliches Beckenprofil mit einer Primärmächtigkeit von 500 - 700 m rekonstruiert werden. Als Anhaltspunkte für die Einschätzung dienen:

- Mächtigkeit des basalen Zechsteins (Kupferschiefer bis Basalanhydrit) 50 - 60 m,
- Staßfurt-Karbonat in Stinkschiefer-Ausbildung,
- Leine-Karbonat in magnesitischer Ausbildung und
- Salinarentwicklung noch bis zum Ohre-Salinar möglich.

Ein Ostwest-Trend ist im engeren Arbeitsgebiet nicht nachweisbar; der Flechtinger Höhenzug trat als paläogeographische Schwelle nicht in Erscheinung. Nach Süden muß jedoch mit einer Abnahme der primären Salzmächtigkeit unter Zunahme der Werraanhydrit-Mächtigkeit gerechnet werden. Ca. 30 km südwestlich bzw. 40 km südlich des ERAM enden zwei rheinisch streichende Teilschwellen des Werrazyklus. Bei diesen Anomalien, welche Teilschollen der Eichsfeld-Altmark-Schwelle aufsitzen, steigen die Werraanhydrit-Mächtigkeiten rasch bis auf 300 m an, auf Kosten der Mächtigkeit des Steinsalzes der Staßfurt-Folge (REMPEL 1993). Anomal hohe Zechstein-Mächtigkeiten (rd. 1300 m) finden sich heute auch in der sekundären Salzanschwellung der rd. 20 km westlich gelegenen

Salzkissenstruktur des Elm. Nach Mittelbildung und Glättung zwischen Randsenken und Kissen kann dort die primäre Mächtigkeit auf ebenfalls 700 m geschätzt werden.

### **Vorhandene Restmächtigkeiten**

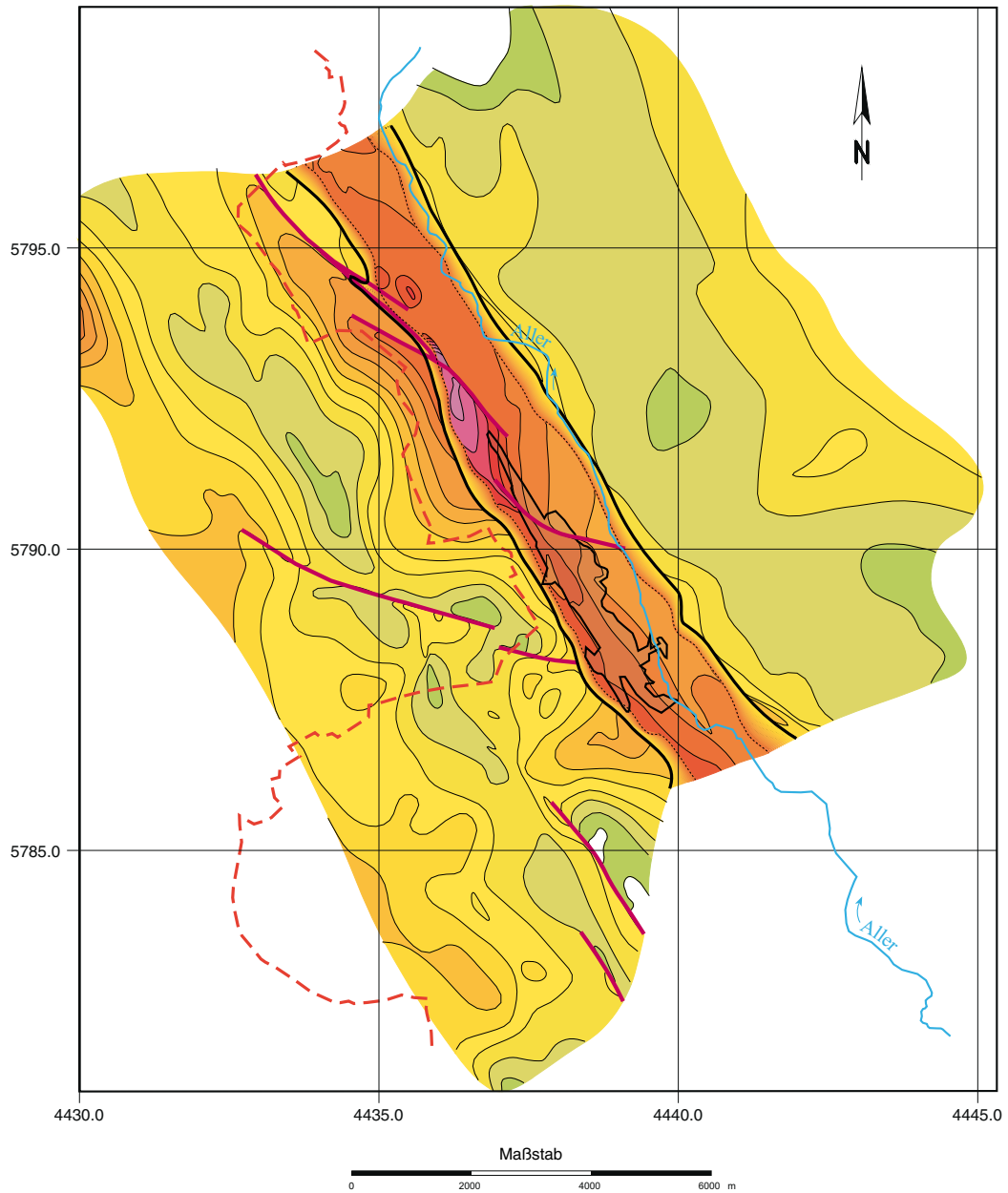
Gegenwärtig sind in der Salzstruktur Allertal maximal 300 - 550 m Zechstein-Salze akkumuliert (nach Abzug der Mächtigkeiten des basalen Zechsteins und des Hutgesteinsanteils), wobei östlich der staffelförmigen Sockelstörungen auf der Hochscholle nur 350 - 300 m vorhanden sind. Östlich der Ostrandstörung nimmt die Salzmächtigkeit rasch weiter ab und geht im größten Teil der Weferlinger Triasplatte auf weniger als 50 m zurück. Lediglich in einem schmalen unterschiedlich breiten, die Allertalstruktur begleitenden „Salzstockfuß“ kann es zu einem Anschwellen der Salzmächtigkeit auf 100 - 250 m kommen (Abb. 21).

Auch die Westflanke der Salzstruktur wird nach Seismik von einem „Salzstockfuß“ begleitet, der eine max. Breite von 500 m und eine max. Höhe von ca. 250 m aufweist (Tafel 2, Profil 9407). Hier sind die Verhältnisse jedoch komplizierter. Westlich der Salzstruktur (Grenze im Niveau der Keuper-Basis) nimmt die Zechstein-Mächtigkeit zunächst ab. Durch die triaszeitliche Extensionstektonik (BEST 1996) ist es zu einem störungsbedingten Verschweißen (*fault weld* nach DUVAL et al. 1992) der Störungsbahn mit dem präsalinaren Zechstein gekommen, wie es in den Bohrungen Dp Mors 3/89 und Subherzyn 102/62 nachgewiesen ist. Die basale Störungsfläche der Trias liegt allerdings nicht überall flächenhaft dem Basalanhydrit auf, sondern überspannt infolge der Rauigkeit des durch zahlreiche Störungen gegliederten Untergrundes auch Bereiche mit Reliktsalzvorkommen, die zwickelförmig den Raum zwischen der Störungsbahn und der Oberfläche des Basalanhydrits ausfüllen (Tafel 2, Profil 9402 und Profil 9405).

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

Sowohl die Zechstein-Basis als auch die Basis der Störungsbahn steigen nach Osten zur Salzstruktur Allertal hin deutlich an. In den meisten Schnittlagen ist eine relativ glatte Auflagerung der Störungsbahn auf dem Untergrund repräsentiert (Tafel 2, Profile 9409, 9410, 9411) und die verbleibende Reliktsalzmächtigkeit ist weniger als 50 m. An einigen





**Legende**

Landesgrenze	0 - 50 m	400 - 450 m
Störung	50 - 100 m	450 - 500 m
Fluss	100 - 150 m	500 - 550 m
Begrenzung der Salzstruktur	150 - 200 m	550 - 600 m
Grubengebäudeumriss	200 - 250 m	600 - 650 m
Schichtmächtigkeit im Randbereich der Salzstruktur (200 m-450 m u. NN)	250 - 300 m	650 - 700 m
	300 - 350 m	700 - 750 m
	350 - 400 m	750 - 800 m

Abb. 21: Restmächtigkeit des Zechsteins (einschließlich Hutgestein) im Arbeitsgebiet.  
Mächtigkeitsangaben in m

Stellen ist es in dieser Anstiegszone jedoch zu lokalen Anschwellungen der Zechstein-Mächtigkeit bis 250 m gekommen (Tafel 2, Profil 9413). Dies könnte mit dem sporadischen Vorhandensein separierter Hauptanhydrit-Klippen (bis über 100 m Mächtigkeit sind aus den Grubenaufschlüssen bekannt) zusammenhängen.

## 6.2 **Salzbilanz**

Sedimentmächtigkeiten werden außer von epirogenen und tektonischen Vorgängen auch von Salzbewegungen im Untergrund beeinflusst. Es ist daher möglich, salztektonische Vorgänge mit Hilfe einer Mächtigkeitsanalyse der Deckgebirgsschichten nachzuzeichnen. Voraussetzung dafür ist, dass die auf regionale Tektonik und Epirogenese zurückgehenden Sedimentmächtigkeiten bekannt sind und die durch Salzbewegungen beeinflussten Sedimente erhalten geblieben sind. Durch quantitative Randsenkenanalysen lassen sich dann die Salzbewegungen in Raum und Zeit relativ genau rekonstruieren (ZIRNGAST 1996). Eine Randsenkenanalyse ist im Bereich der Allertalstruktur jedoch nicht möglich, da die Sedimente, die zur Zeit der stärksten Salzbewegungen während des Jura und der Kreide (siehe Kap. 5.2) abgelagert wurden, durch die seit dem Tertiär wirksame Hebung der Erosion zum Opfer gefallen sind. Daher fehlen die Kreide- und Tertiärschichten in Randsenkenausbildung.

Phänomene wie das Ausdünnen des Buntsandsteins und das Anschwellen der Keuperschichten in der Westflanke der Struktur sind nicht, wie in älteren Arbeiten angenommen, durch Salzbewegung verursacht, sondern gehen hauptsächlich auf Tektonik (*growth fault*) zurück (BEST 1996). Statt einer Randsenkenanalyse kann jedoch mit Hilfe der vorhandenen Restmächtigkeiten des Zechsteins und der aus überregionalen Befunden abgeleiteten primären Zechstein-Mächtigkeit eine Abschätzung der Salzvolumenänderungen vorgenommen werden. Zu diesem Zweck wird der Bereich in der Umgebung des ERAM abgegrenzt, aus dem das Salz zur Struktur hin wandern konnte (Salzeinzugsgebiet). Im SW wird diese Grenze durch die Aufwölbungsachse der Buntsandstein-Basis über dem schwach entwickelten Restkissen markiert (siehe Abb. 22). Sie stellt die Grenze zwischen den Einzugsgebieten des Salzstocks Offleben und der Allertalstruktur dar. Die Mächtigkeitsentwicklung der darüber liegenden Schichten gibt keine Hinweise auf bedeutende Verlagerungen dieser Grenze während der Trias. Die nordöstliche Einzugsbereichsgrenze im Gebiet der Weferlinger Triasplatte verläuft entlang der Muldenachse der Buntsandstein-Basis. Diese Einmuldung ist eine Reaktion auf das schnelle Abfließen des Salzes in die Schwächezone der sich im Unteren Gipskeuper bildenden Allertalspalte. Das nordöstliche Einzugsgebiet ist bedeutend kleiner als das südöstliche, so dass der Salzanteil der Struktur, der aus diesem Einzugsgebiet stammt, nur gering ist. Bestätigt wird dies durch die Lagerungsverhältnisse des Zechsteins im

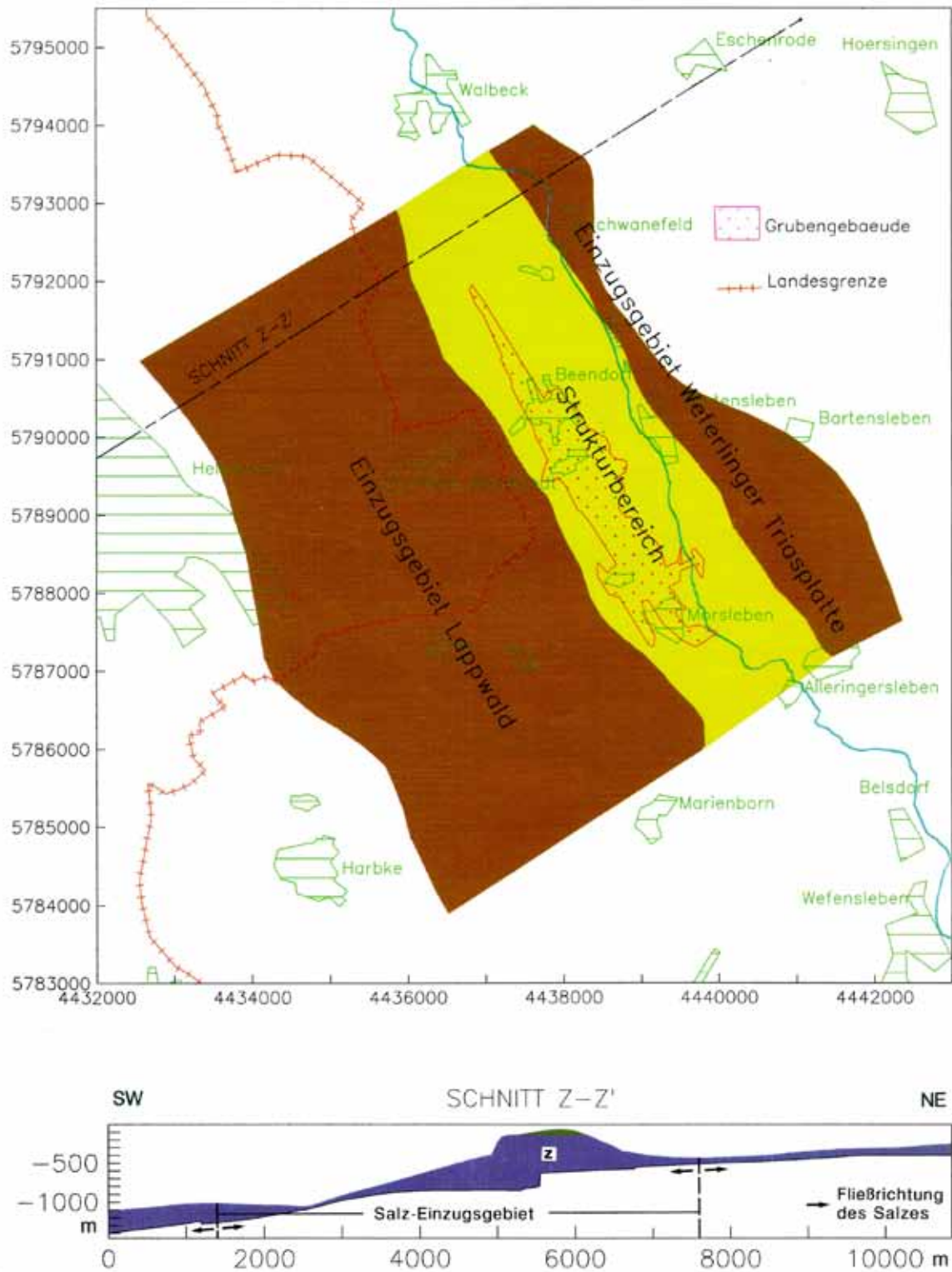


Abb. 22: Einzugsgebiete der Salzstruktur im Bereich des ERAM

Ostteil der Struktur (BEHLAU & MINGERZAHN 2001) und seine geringe Mächtigkeit in diesem Bereich (Tafel 2). Die primäre Zechstein-Mächtigkeit in diesem Gebiet lässt sich nicht berechnen, da Bereiche ohne Salzverlust fehlen. Die Annahme einer primären Zechstein-Mächtigkeit von ca. 700 m scheint jedoch realistisch zu sein (siehe Kap. 6.1).

Die Berechnungen der Schichtvolumina erfolgten mit dem Programm „Interactive Surface Modeling (ISM)“ von Dynamic Graphics. Grundlage sind die Gitterpunktwerte (*grids*) der Strukturkarten, wobei der Abstand der Gitterpunkte ca. 20 m beträgt. Die heute vorhandene Zechstein-Mächtigkeit wurde getrennt für das südwestliche (Lappwald-Scholle), und das nordöstliche Einzugsgebiet (Weferlinger Triasplatte) sowie für die Struktur selbst berechnet (Tab. 4).

Tab. 4: Zechsteinvolumen im Salzeinzugsgebiet

<b>Begrenzung des berechneten Zechsteinvolumens (einschließlich Hutgestein) im Strukturbereich:</b>	
Oberfläche:	Strukturoberfläche
Basisfläche:	Zechstein-Basis
<b>Begrenzung des berechneten Hutgesteinsvolumens:</b>	
Oberfläche:	Top Hutgestein (in m NN)
Basisfläche:	140 m (NN)
<b>Begrenzung des berechneten Zechsteinvolumens in den Einzugsgebieten außerhalb der Struktur:</b>	
Oberfläche:	Buntsandstein-Basis
Basisfläche:	Zechstein-Basis
<b>Ergebnis der Flächen und Volumenberechnungen:</b>	
<u>Einzugsgebiet Weferlinger Triasplatte:</u>	
Fläche:	6,62 km <sup>2</sup>
Zechsteinvolumen:	0,73 km <sup>3</sup>
<u>Einzugsgebiet Lappwald-Scholle:</u>	
Fläche:	29,82 km <sup>2</sup>
Zechstein-Volumen:	4,85 km <sup>3</sup>
<u>Salzstrukturbereich:</u>	
Fläche:	14,74 km <sup>2</sup>
Zechstein-Volumen (einschl. Hutgestein):	7,22 km <sup>3</sup>
Hutgestein-Volumen:	0,89 km <sup>3</sup>
<u>Gesamteinzugsgebiet:</u>	
Fläche:	51,18 km <sup>2</sup>
Zechstein-Volumen (einschl. Hutgestein):	12,80 km <sup>3</sup>

In der Struktur besitzt danach der Zechstein einschließlich des Hutgesteins ein Volumen von 7,2 km<sup>3</sup>. Bei einer Fläche von 14,7 km<sup>2</sup>, die die Struktur in dem abgegrenzten Gebiet einnimmt, ergibt sich eine mittlere Mächtigkeit von ca. 490 m mit einem Hutgesteinsanteil von ca. 60 m. Das heißt, die heutige Mächtigkeit des Zechsteins in der Struktur ist geringer als die ursprünglich vorhandene primäre Mächtigkeit von 700 m. Im südwestlichen Einzugsgebiet (Lappwald-Scholle) sind in einem Gebiet von 29,8 km<sup>2</sup> noch 4,85 km<sup>3</sup> Zechstein vorhanden, was einer mittleren Mächtigkeit von 163 m entspricht. Das mit einer Fläche von 6,6 km<sup>2</sup> relativ kleinere Einzugsgebiet im NE (Weferlinger Triasplatte) enthält noch 0,72 km<sup>3</sup> Zechstein, woraus sich eine mittlere Mächtigkeit von 106 m errechnet. Daraus folgt, dass das mobile Salz der Zechstein-Folge aus beiden Bereichen fast vollständig in die Struktur gewandert ist.

Das Gesamteinzugsgebiet des hier betrachteten Strukturbereichs besitzt eine Fläche von 51,2 km<sup>2</sup>. In diesem Gebiet sind heute ca. 12 km<sup>3</sup> Zechstein vorhanden, was einer gemittelten Mächtigkeit von 234 m entspricht. Daraus errechnet sich, dass 67 % der ursprünglich vorhandenen Zechstein-Mächtigkeit von 700 m fehlen. Bezieht man die Salzverluste nur auf den mobilen Anteil des Zechsteins, d. h. auf eine primäre Mächtigkeit von 640 m (ohne den basalen Zechstein), so zeigt sich, dass 73 % der Zechstein-Salze gelöst bzw. erodiert wurden.

Aus den nordöstlichen und südwestlichen Einzugsgebieten sind ca. 20 km<sup>3</sup> Zechstein-Salze in die Struktur gewandert, was zu einer Erhöhung der ursprünglich vorhandenen Mächtigkeit von 700 m um 1350 m auf 2050 m geführt hätte. Zur Zeit beträgt die mittlere Mächtigkeit des Zechsteins in der Struktur nur 490 m, d. h. 1560 m sind im Strukturbereich gelöst oder erodiert worden. Bei alleiniger Lösung würde daraus eine Hutgesteinsmächtigkeit von ca. 156 m resultieren (unlöslicher Zechsteinanteil ca. 10 %). Die mittlere Hutgesteinsmächtigkeit beträgt jedoch nur 60 m. Daraus folgt, dass entweder große Anteile des Zechsteins erodiert wurden, oder dass mehr als das 1 1/2-Fache des heutigen Hutgesteinsvolumens ebenfalls in Lösung ging.

Tab. 5: Volumen der Kreidesedimente

<b>Begrenzung des berechneten Volumens:</b>	
Oberfläche = Quartärbasis	
Basisfläche = Kreidebasis	
<b>Ergebnis der Flächen- und Volumenberechnung:</b>	
Fläche:	4,38 km <sup>2</sup>
Volumen:	0,37 km <sup>3</sup>

Die größten Hutgesteinsmächtigkeiten liegen meist im Bereich bzw. in der Nachbarschaft der Kreide-Verbreitung (Abb. 13). Das legt den Schluß nahe, dass im Bereich der Kreide die höchsten Salzauftragungen vor der Subrosion vorhanden waren. Das bedeutet, dass die Salzverluste hauptsächlich im Gebiet der Kreideverbreitung stattfanden. Die Fläche der Kreide-Verbreitung (Tab. 5) beträgt 4,38 km<sup>2</sup>, während die Struktur selbst eine Fläche von 14,76 km<sup>2</sup> einnimmt. Daraus folgt, die Salzwanderung zur Erdoberfläche bzw. in den Subrosionsbereich erfolgte hauptsächlich über eine relativ schmale Zone von ca. 4,38 km<sup>2</sup> im Bereich der heutigen Kreide-Verbreitung.

### **Danksagung**

Die Autoren danken Herrn Professor Dr. O. Oncken für die Bereitstellung eines Teilstückes des reflexionsseismischen Profiles 9601 aus dem DEKORP-Projekt „BASIN ‘96“. Die Erstpublikation des Gesamtprofiles erfolgte durch die DEKORP-BASIN Research Group (1999). Das Prozessing der Felddaten des 1996 vermessenen Profiles erfolgte im Auftrag der DEKORP-Arbeitsgruppe durch das DEKORP Processing Center (DPC) der Universität Clausthal und im GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam.

## Literaturverzeichnis

### (veröffentlicht)

- ANDERSON, H.-J. (1972): Marines Paläocän am Salzstock von Lehrte, südl. Hannover. - *Geologica et Palaeontologica*, **6**, S. 151 - 154, 1 Taf.; Marburg.
- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelrhäts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen). - *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, **20**, 133 S., 18 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R. (1979): Stratigraphie und Verbreitung des Dan (Tertiär) in Nordwestdeutschland. - *Z. dt. geol. Ges.* **130**: S. 201 - 209, 2 Abb.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R., BEST, G. & KOCKEL, F. (1991): Inversion tectonics in the north-west German basin. - In: Spencer, A. M. (ed.) *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons*, Spec. Pub. Europ. Assoc. Petrol. Geoscientists, No. **1**, S. 149 - 159; Oxford University Press.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1996): Geologische Schnitte 1 : 200 000, Strukturübersicht und Lage der geologischen Schnitte 1 : 500 000.- In: BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. *Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland - Teil 17,7 und 17,8*; Hannover.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1999): Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachsen-Beckens.- *Z. dt. geol. Ges.* **150/4**, S. 673-695, 15 Abb.; Stuttgart
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. (2001): *Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor – Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie.*- *Geol. Jb.* **A 153**, S. 3-95, 3 CD-ROMs, Hannover
- BALZER, D. (2000): Lithostratigraphie, Fazies, Strukturbau und subrosive Entwicklung des Hutgesteins über der Allertal-Salzstruktur zwischen Alleringersleben und Beendorf (Sachsen-Anhalt, Bundesrepublik Deutschland).- *Geol. Jb.* **A 154**, 3 Abb., 15 Tab., 9 Taf., 15 Beilagen, Hannover

- BEHLAU, J. & MINGERZAHN, G. (2001): Geological and tectonic investigations in the former Morsleben salt mine (Germany) as a basis for the safety assessment of a radioactive waste repository. (In: Langer, M. & Talbot, C. J. (Eds.): Geosciences and Nuclear Waste Disposal).-- Engineering Geol., Spec. Issue, Vol. 61, Nos. 2-3: 83-97, 4 Fig., 2 Tab.; Amsterdam (Elsevier) - ISSN 0013-7952
- BENOX, D., LUDWIG, A. O., SCHULZE, W., SCHWAB, G., HARTMANN, H., KNEBEL, G. & JANUSZEWSKI, I. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark. - Hallesches Jahrb. Geowiss. **B 19**, S. 83 - 114, 22 Abb., 2 Tab.; Halle (Saale).
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrlochmessungen. - Z. dt. geol. Ges., **140**, S. 73 - 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BEST, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen an der Salzstruktur „Oberes Allertal“. - Z. dt. geol. Ges., **147/4**, S. 455-464, 4 Abb.; Stuttgart.
- BEST, G. (1997): Das spätpaläozoische-mesozoische Deckgebirgsstockwerk im Seegebiet um Rügen: Fazies, Mächtigkeiten, Strukturen. - In: H.-U. SCHLÜTER, G., BEST, U. JÜRGENS & F. BINOT: Interpretation reflexionsseismischer Profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaladonischem Becken in der südlichen Ostsee - erste Ergebnisse. - Zt. dt. geol. Ges., **148/1**, 32 S., 20 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (1999): Reconstuction of of the structural development of the exhumed Upper Allertal Salt Structure.- Europ. Union of Geosciences (EUG 10) Strasbourg 28.3. – 1.4. 1999, Journal of Conference Abstracts, Vol **4**, S. 518
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. - Tectonophysics, **137**, S. 127 - 170, 17 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- BINOT, F., GERLING, P., HILTMANN, W., KOCKEL, F. & WEHNER, H. (1993): The petroleum system in the Lower Saxony Basin. - In: SPENCER, A. M. (Ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons III, Spec. pub. Europ. Assoc., Petrol. Geoscientists, **3**, S. 121 - 139, 10 Abb.; Heidelberg (Springer).



- BLESS, M. J. M., HOLLIDAY, D. W., JACOBSEN, F. L., KATZUNG, G., KOCKEL, F., MONKEVICH, K. H., SMILGIS, J. J., SUVEJZDIS, P. J. & WAGNER, R. (1992): Lithologic-palaeogeographical map Stassfurt - Series 1 : 1 500 000. - IGCP-Project No. 86: Southwest border of the East European Platform. Editor: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover.
- BRAND, E. & HOFFMANN, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des Nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. - Erdöl und Kohle, **16**, S. 437 - 450, 14 Abb.; Hamburg.
- BRINKMEIER, G. (1925): Geologische Untersuchungen am Allergraben. - [In]: STILLE, H. (Hrsg.): Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik (I), Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft **95**, S. 1 - 31, 4 Taf.; Berlin.
- BURCHARDT, I. (1974): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1 : 200 000, Karte ohne känozoische Bildungen, Bl. N-32-XXXVI Magdeburg. - 1 Kte., VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Hrsg. Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- BURCHARDT, I. (1990): Salzer Dislokationszone und Eggersdorfer Keupermulde – Gleit-schollen im postsalinaren Deckgebirge der subherzynen Senke. - Z. geol. Wiss., **18**, S. 837 - 446; Berlin.
- Dekorp-Basin Research Group (1999): Deep crustal structure of the Northeast German basin: New Dekorp-Basin '96 deep-profiling results.-Geology, **27 (1)**, S. 55-58, 4 Abb., 1 Beilage
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. - Geol. Rundsch., **77 (1)**, S. 127 - 141; Stuttgart.
- DUVAL, B., CRAMEZ, C. & JACKSON, M. P. A. (1992): Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. - Marine Petrol. Geol., **9**, S. 389 - 404, 15 Abb.; Oxford.
- EWALD, J. (1858): Über ein neues Vorkommen von Gesteinen der Kreideformation in der Provinz Sachsen. - Zeitschr. dt. Geol. Ges., **10**, S. 8 - 9; Berlin.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & LINDERT, N. (1996): The Variscan Deformation Front in East Germany, Part 2: Tectonic Interpretation. - Z. angew. Geol., **42**, S. 44-56, 6 Abb.; Hannover.

- FRANZKE, H. J. & OSSWALD, U. (1997): Ein Neuaufschluss der Harznordstörung am Teufelsbad II bei Michaelstein am Harz. - Z. geol. Wiss., **25** (3/4), S. 263 - 275, 8 Abb.; Berlin.
- FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1997): Altkimmerische Bewegungen in Nordwestdeutschland. - Brandenburg. Geowiss. Beitr., **4** (1997), S. 19 - 29, 10 Abb.; Kleinmachnow.
- FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1999): Quantification of Early Cimmerian movements in NW-Germany.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1998/7-8**, S. 571-600, 11 Abb.; Stuttgart.
- GERSEMANN, J. (1989): Bau und Entwicklung des permokarbonen Stockwerks in Ostniedersachsen - eine strukturgeologische Analyse anhand geophysikalischer Befunde. - Braunschweiger geol.-paläont. Diss. **9**, 114 S., 39 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; Braunschweig.
- GRAMANN, F. & KOCKEL, F. (1988): Palaeogeographical, lithological, palaeoecological and palaeoclimatic development of the Northwest European Tertiary Basin. - In: VINKEN, R.: The Northwest European Tertiary Basin, Results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124, Geol. Jb., **A 100**, S. 428 - 441, 2 Abb.; Stuttgart.
- HANISCH, J. & KLARR, K. (1989): Die Entstehung der Schmalsattel Asse und Harly. - Vortrag, gehalten auf der 141. Hauptversammlung der Deutschen Geolog. Ges. in Braunschweig.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: C. K. WILGUS, B. S. HASTINGS, C. G. ST. C. KENDALL, H. W. POSAMENTIER, C. A. ROSS & I. C. VAN WAGONER (Herausg.), Sea Level Research - An Integrated Approach., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub., **42**, S. 71 - 108; Houston.
- HARDING, T. P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **69**, S. 582 - 600, 13 Abb.; Tulsa.
- HILTERMANN, H. (1941): Ein litorales Paläozän in Norddeutschland. - Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **93**, S. 259 - 269; Berlin.
- HILTERMANN, H. (1974): Neufund von marinem Paläozän am Sarstedt-Lehrter Salzstock bei Hannover. - Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **125**, S. 55 - 60; Hannover.

- HÖHNDORF, A., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, I. (1980): Die Datierung des Granits. - in: KELCH, H.-J. & PAULUS, B.: Die Tiefbohrung Velpke-Asse Devon 1. - Geol. Jb., **A 57**, S. 107 - 112; Hannover.
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke. - Nds. Akad. Geowiss. Veröffl., **4**, S. 5 - 18; Hannover.
- HOFFMANN, N., STIEWE, H., PASTERNAK, G. (1996): Struktur und Genese der Mohorovicic-Diskontinuität (Moho) im Norddeutschen Becken - ein Ergebnis langzeitregistrierter Steilwinkelseismik. - Z. angew. Geol., **42**, S. 138 - 148, 8 Abb.; Hannover.
- HOLLMANN, G., KLUG, B., SCHMITZ, J., STAHL, E. & WELLENS, M. (1998): Schneeren-Husum – zur Geologie einer Erdgaslagerstätte im nordwestdeutschen Oberkarbon.- Nds. Akad. Geowiss. Veröff. 13, S. 33-43, 7 Abb., Hannover.
- HÖHNDORF, A., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, I. (1980): Die Datierung des Granits. - in: KELCH, H.-J. & PAULUS, B.: Die Tiefbohrung Velpke-Asse Devon 1.- Geol. Jb., **A 57**, S. 107-112; Hannover.
- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. (1991): A glossary of salt tectonics.- University of Texas, Geol. Circ. Bureau of Economic Geology, **91-4**, 44 S., 19 Abb.; Austin.
- JAPSEN, P. (1993): Influence of lithology and Neogene uplift on seismic velocities in Denmark: Implications for depth conversion of maps. - Amer. Assoc., Petrol. Geol. Bull. **77**, S. 194 - 212; Tulsa.
- JAPSEN, P. (1997): Regional Neogene exhumation of Britain and the western North Sea. - Journ. Geol. Soc. London, **154**, S. 239 - 247, 8 Abb., 1 Taf.; London.
- JARITZ, W (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. - Geol. Jb., **A 10**, 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- JUBITZ, K.-B.; BEUTLER, G.; SCHWAB, G.; STACKEBRANDT, W. (1991): Zur Strukturentwicklung des Spaltendiapirs der Allertalzone (Subherzyne Senke). - Z. geol. Wiss., **19(4)**, S. 409; Berlin
- KIRSCHMANN, N. (1912): Die Lagerungsverhältnisse des oberen Allertals zwischen Morsleben und Walbeck, - Diss. TH Aachen, S. 1 - 34, 15 Abb., Bureau f. prakt. Geologie; Berlin.

- KOCH, J. & GÜNTHER, M. (1995): Relationship between random and maximum vitrinite reflectance.- *Fuel*, **74** (11), S. 1687 – 1691, 5 Abb., 3 Tab., Amsterdam (Elsevier)
- KOCH, J., KOCKEL, F. & KRULL, P. (1997): Coalification at the Base of the Zechstein and the pre-Permian surface in Northern Germany. - *Geol. Jb.*, **D 103**, S. 33 - 42, 2 Abb.; Hannover.
- KOCKEL, F. (1987): Upper Cretaceous biostratigraphy the key to the understanding of inversion tectonics in NW-Germany. - *Annales Soc. Geol. Belgique*, **109 (1986)**, S. 357 - 361, 3 Abb.; Liège.
- KOCKEL, F. (1991): Die Strukturen im Untergrund des Braunschweiger Landes. - *Geol. Jb.*, **A 127**, S. 391 - 404, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- KOCKEL, F. (1995): Structural and paleogeographical development of the German North Sea Sector. - In: *Beitr. regionale Geol. Erde*, **26**, 96 S., 7 Abb., 16 Anl.; Stuttgart (Borntraeger).
- KOCKEL, F. (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland. - 4 S., Erl., 18 Karten 1 : 300 000, 140 geol. Schnitte 1 : 200 000 und 1 Strukturübersicht ( 1 : 500 000) mit Lage der geologischen Schnitte, zusammengestellt von R. BALDSCHUHN, U. FRISCH UND F. KOCKEL mit Beiträgen von BALDSCHUHN, R., BEST, G., DENEKE, E., FRISCH, U., JÜRGENS, U., KOCKEL, F., SCHMITZ, J., SATTLER-KOSINOWSKI, S., STANCU-KRISTOFF, G. & ZIRNGAST, M.; Hannover.
- KOERT, N. (1923): Beitrag zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des obersten Allertals. - *Jb. Preuß. Geol. L.-A.*, **42**, S. 516 - 554; Berlin.
- KRUTZSCH, W. & PROKOPH, A. (1992): Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie, Palynologie). - *Ber. Naturhist. Ges. Hannover*, **134**, S. 117 - 133, 5 Abb.; Hannover.
- LIETZOW, A. & RITZKOWSKI, S. (1996): Entwicklungsgeschichte der Helmstedter Antikline ihrer Randsenken vom Paläozän bis Mitteleozän in Kurzfassg. Vorträge Exkursionsführer, 63. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen v. 28.-31. Mai 1996 in Helmstedt, S. 15.
- LOTSCH, D. (1969): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. - *Abh. Z.G.I.*, **12**, 440 S., 30 Abb., 35 Anl.; Berlin.

- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. - In: Proc. II Plankt. Conf., Roma 1970, **2**, S. 739 - 785, 6 Tab., 4 Taf.; Rom.
- MENNING, M. (1997): Geologische Zeitskala der Mark Brandenburg. - 1 Tab., GeoForschungsZentrum; Potsdam.
- NIEBUHR, B. & ERNST, G. (1991): Faziesgeschichte und Entwicklungsdynamik vom Campan, Maastricht und Eozän im Beienroder Becken (E-Niedersachsen). - Zt. dt. geol. Ges., **142**, S. 251 - 283, 9 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- PETMECKY, R. S. (1998): Numerische Simulation der Entwicklungsgeschichte des zentralen Niedersächsischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Erdgaslagerstätten-Bildung.- 242 S., Dissertation der RWTH-Aachen, Forschungszentrum Jülich, Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 4: Erdöl und Organische Chemie
- RITZKOWSKI, S. & LIETZOW, A. (1996): Entwicklungsgeschichte der Helmstedter Antikline und ihrer Randsenken seit dem Mittel-Eozän. - Kurzfassg. Vorträge Exkursionsführer, 63. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen v. 28. - 31. Mai 1996 in Helmstedt, S. 21.
- RÖLLIG, G., VIEHWEG, M. & MUSSTOW, R.(1990): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik. Geologische Karte ohne känozoische Sedimente 1 : 500 000.- Hrsg.: Zentrales Geologisches Institut (ZGI), Berlin
- SANNEMANN, D. (1963): Über Salzstock-Familien in NW-Deutschland. - Erdöl-Z., **79**, S. 499 - 506, 11 Abb.; Hamburg.
- SCHACHL, E. (1991): Das Steinsalzbergwerk Braunschweig-Lüneburg. Schichtlagerung in der Wurzelzone eines Salzstockes. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 4, S. 1223 - 1245, 13 Abb.; Stuttgart.
- SCHATSKI, N. S. (1961): Vergleichende Tektonik alter Tafeln. - Fortschr. sowj. Geologie, **4**, 220 S., 20 Abb.; Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHMIERER, TH. (1909): Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. - Z. deutsch. geol. Ges., **61**, Monatsberichte, S. 499 - 514, 2 Abb.; Berlin.
- TALBOT, C. J. (1993): Spreading of salt structures in the Gulf of Mexico. - Tectonophysics, **228**, S. 151 - 166; Amsterdam (Elsevier).

- TGL 34331/01 (1983): Regionalgeologische Gliederung des Territoriums der DDR. Präkämbrische Strukturstockwerke. - 59 S. - Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- THIEME, B. & ROCKENBAUCH, K.(1999): Floßtektonik (rift-raft tectonics) in der Trias der Südlichen Nordsee.- DGMK-Frühjahrstagung 1999., Fachbereich Aufsuchung und Gewinnung, DGMK-Tagungsbericht **9901**, ISBN 3-931850-55-2, S. 65-79, 9 Abb., Celle
- THOMSON, S. N., BRIX, M. R. & CARTER, A. (1997): Late cretaceous denudation of the Harz massif assessed by apatite fission track analysis. - 149. Hauptversammlung der D.G.G., Kurzfassung Vorträge Poster, Heft 2, S. 115; Jena.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. - Z. deutsch. geol. Ges., **109**, S. 111 - 158, 14 Abb.; Hannover.
- VOIGT, E. (1962): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. - Z. dt. geol. Ges., **114** (2), S. 378 - 418; Hannover.
- WEIGELT, J. (1939): Die Aufdeckung der bisher ältesten tertiären Säugetierfauna Deutschlands.- Nova Acta Leopoldina, N.F. **7**(50), S. 519-528, Halle
- WOLDSTEDT, P. (1925): Die Störungszone des oberen Allertals. - Jb. Preuß. geol. L.-A., **45**, S. 89 - 97, 1 Taf.; Berlin.
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand - flache Abscherbahn oder Wrench-Fault-System? - Geologische Rundschau, **77** (1), S. 101 - 114; Stuttgart.
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. - Tectonophysics, **137**, S. 389 - 420, 11 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- ZIRNGAST, M. (1996): The development of the Gorleben salt Dome (northwest Germany) based on quantitative analysis of peripheral sinks. - In: G. I. ALSOP, D.J. BLUNDELL & I. DAVIDSON (Hrsg.): Salt tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ. No. **100**, S. 203 - 226, 16 Abb., 2 Tab.; London.
- ZWANZIG, W. (1928): Die Zechsteinlagerstätte im oberen Allertal bei Wefensleben-Belsdorf. - Diss. der TH Berlin, Kali, **22**. Jg., 21 S., 10 Abb.; Halle.

## Archivunterlagen

- AHRENS, H. & LOTSCH, D. (1972): Neotektonische Karte der DDR. Isolinien der post-mitteloligozänen Deformation der Oberoligozän-Basisfläche und miozäner Flächen, 1: 1 000 000. - Unveröff. Karte des ZGI; Berlin.
- BALDSCHUHN, R. (1983): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Blatt Celle, C 3526, 1 : 100 000. - S. I - VIII, 72 S., 21 Abb., 46 Anl., BGR- Arch.-Nr. 95716; Hannover.
- BALDSCHUHN, R. (1985): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Blatt Hannover - Nord, C 3522, 1 : 100 000. - S. I- VII, 76 S., 14 Abb., 32 Anl., BGR- Arch.-Nr. 97178; Hannover.
- BALDSCHUHN, R. & BEST, G. (1999): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Blatt Diepholz, C 3514, 1: 100 000.- 141 S., 35 Anl., BGR-Arch.Nr. 104824; Hannover.
- BALZER, D. (1998): Geologische Bearbeitung des Hutgesteins über der Allertal-Salzstruktur. - 90 S., 15 Anl., 6 Abb., 14 Tab., BGR-Arch.Nr. 116 622; Berlin.
- BANDLOWA, T. (1992): Erdgasführung im Rotliegenden der Allertalzone und der angrenzenden Gebiete der Subherzynen Senke. - 34 S., 2 Tab., 8 Karten, BGR-Archiv-Nr. 110335; Berlin.
- BEST, G. (1997): Projekt Morsleben, Reflexionsseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. Abschlußbericht zum AP 9M 2122431100.- 49 S., 12 Abb., 41 Anl., BGR-Archiv-Nr. 115984; Hannover.
- BEST, G. (1998): Vermerk über die Durchführung eines Reprocessing für 6 Sekunden Zweiweglaufzeit durch die TU Clausthal.- 4 S., 12 Anl., BGR-Arch.-Nr. 117533.
- BEST, G. & ZIRNGAST, M.(1998): Analyse der strukturgeologischen Entwicklung der Salzstruktur Oberes Allertal und ihrer Umgebung.- Abschlussbericht zum AP 9M 2124201100.- 108 S., 20 Abb., 6 Tab., 6 Anl., BGR-Arch.-Nr. 116873, Hannover.
- BETTENSTAEDT, F. (1969): Blockbild vom Lehrter Salzstock. - in: K.H. GEORGI, H. P. GROETZNER, E. KEMPER, I. MUTTERLOSE & K. P. NEUSS, Exkursionsführer zur Geländetagung „Kreide Niedersachsen“ der Subkommission für Kreide-Stratigraphie 1.-5. Mai 1979. - 75 S., 48 Abb.; Berlin, Braunschweig, Hannover.

- BURCHARDT, I. (1998): Geologische Bearbeitung von Trias- und Jura mit Erarbeitung einer Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen. - 111 S., 32 Anl., BGR-Arch.-Nr. 116 621; GFE Halle.
- DINSE, A. (1990): Ergebnisse der mikropaläozoologischen Untersuchung des Oberkreideanteils der Bohrung Dp Morsleben 2/89. - 4 S., 1 Tab., ZGI-Bericht v. 04.04.1990; Berlin.
- GERLING, P. (1998): Untersuchung an Gasen. - in STORK, G.: Geologische Standortbeschreibung, Kap. 2.7.2, Abschlußbericht zum AP 9M 212 410 21; Hannover.
- GIERSCH, H. & KÜSTERMANN, W. (1985): Ergebnisbericht Reflexionsseismik/GSI Eilsleben 1.1. - 63 S., 45 Anl., Bericht des VEB Kombinats Geophysik Leipzig; Leipzig.
- GRAMANN, F. (1980): Faunenliste zur Beprobung der Bohrung Dorfmark Z1. - NLfB-Bericht v. 20.06.1980, 6 S., Hannover.
- GRAMANN, F. (1995): Zur Einstufung der Proben aus der Bohrung Dp Mors 69A/95. - 9 S., 2 Taf., NLfB-Bericht v. 17. November 1995; Hannover.
- JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (1996): Kartierbericht Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000 Blatt Nr. 3732 Helmstedt, niedersächsischer Anteil. - Archiv-Nr. NLfB 114464; Hannover.
- KÄBEL, H., LOTSCH, D., PUTSCHER, S., REMUS, W., SÖLLING, A., TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987): Geowissenschaftliche Analyse zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im weiteren Umfeld des Endlagerstandortes Morsleben (Bericht zur Leistungsstufe G4). - 222 S., 26 Anl., 11 Abb., 28 Tab.; Berlin.
- KOCKEL, F. (1981): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Blatt Wolfsburg, C 3530. - 28 S., 4 Abb., 18 Anl., BGR-Arch. Nr. 91660; Hannover.
- KOCKEL, F. (1984): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Blatt Helmstedt, C 3930. - 9 S., 32 Anl., BGR-Arch.-Nr. 97 177; Hannover.
- KOCKEL, F. & KRULL, P. (1998): Aufbau, Strukturierung und Kinematik des Sockels unter dem Norddeutschen Zechsteinbecken.- 38 S., 13 Tab., 13 Abb., 1 Anl., BGR-Arch.-Nr. 117 801; Hannover



- KÖRNER, H.-J. (1993): Geschwindigkeitsstudie Morsleben. - 24 S., 5 Anl., BGR-Archiv-Nr. 116 071; Hannover.
- KÖTHE, A. (1987): Biostratigraphische Bearbeitung von 29 Proben der Bohrung Söhlingen 1, TK 25 Bothel Nr. 2923. - Bericht NLfB v. 19.10.1987; Hannover.
- LANGKUTSCH, U., KÄBEL, H., MARGANE, A. & SCHWAMM, G. (1998): Projekt ERA Morsleben, Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen.- BGR-Arch.-Nr.116 906, Berlin/Hannover
- LOTSCH, D. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Kreide- und Tertiär. – 128 S., 3 Abb., 34 Anl., 1 Anhang mit 14 Taf., BGR-Arch.-Nr. 116 620; Berlin.
- PREXL, A. (1997): Geologie von Salzstockdächern, Ergebnisse aus der Interpretation 2D seismischer Linien von Gorleben, Othmarschen-Langenfelde (Hamburg) und der Deutschen Nordsee. - Dipl.-Arbeit, 62 S., 1 Tab., 15 Anl.; Universität Hannover.
- REMPEL, E. (1993): Paläogeographische Analyse und KW-Führung des basalen Zechsteins in der Subherzynen Senke. - 50 S., 23 Anl., Bericht BGR, Arch.-Nr. 111 891; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. & WIEDERHOLD, H. (1996): Reflexionsseismische Messungen im Lappwald nördlich von Helmstedt. - 18 S., 11 Abb., 3 Tab., 15 Anl., NLfB-Arch.-Nr. 115 666; Hannover.
- STIEWE, H. (1992): Gravimetrische Untersuchungen der Allertalzone im Raum Morsleben. - BGR-Arch.-Nr. 109 682; Berlin/Hannover.
- STORK, G.-H. (1998): ERA Morsleben - Geologische Standortbeschreibung. - BGR, Archiv-Nr. 116 747; Hannover.
- THIERBACH, R., SCHURICHT, R. & BEHLAU, J. (1997): EMR-Messungen im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM).- 104 S., 6 Abb., 61 Anl., BGR-Arch.-Nr.116 373
- VOIGT, E. (1996): Zusammenfassender Abschlussbericht der Struktur- und Kluffauswertung der CBIL-Imagedaten des Projektes Morsleben.- Western Atlas Logging Services, Bericht im Auftrag des BfS; London/Den Helder

- 
- WEISS, W. (1997a): Foraminiferen-Untersuchungen an sechs Proben aus verschiedenen Bohrungen im Gebiet Morsleben. - 4 S., BGR-Tgb.-Nr. 11185/97; Hannover.
- WEISS, W. (1997b): Überprüfung der Alterseinstufung und Stellungnahme zur Fossilliste der Bohrung Dp Mors 2/89. - 4 S., BGR-Tgb.-Nr. 11661/97.
- WOITSCHACH, E. (1978): Gutachten Morsleben (Vorversuche, Testprofile). - Bericht des VEB-Kombinates Geophysik Leipzig.
- ZIERMANN, H., HEDERICH, N. & ZWIRNER, R. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Quartärs. - BGR-Archiv-Nr. 116 619; Berlin.
- ZIRNGAST, M. (1997): ERA Morsleben, Flachseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. - 25 S., 37 Abb., 17 Tab., 35 Anl., BGR-Archiv-Nr. 116 374; Hannover.

---

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 1: Die stratigraphische Gliederung des Zechsteins in Norddeutschland und geschätzte Primärmächtigkeiten im Arbeitsgebiet	26
Tab. 2: Schichtenfolge des Quartärs im Untersuchungsgebiet Morsleben	34
Tab. 3: Mächtigkeitsabschätzung der abgetragenen mesozoischen Schichten	72
Tab. 4: Zechsteinvolumen im Salzeinzugsgebiet	82
Tab. 5: Volumen der Kreidesedimente	83

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Strukturgeologische Übersichtskarte Norddeutschlands, fokussiert auf das Allertal-Lineament und das Suherzyn, modifiziert nach BALDSCHUHN & KOCKEL (1996)	12
Abb. 2: Geologischer Schnitt durch das subherzyne Becken nach BALDSCHUHN & KOCKEL (1996); Lage s. Abb. 1	14
Abb. 3: Geologisch-tektonische Skizze des Untersuchungsgebietes mit Lage der reflexions-seismischen Profile und ausgewählten Tiefbohrungen	16
Abb. 4: Lage der flachseismischen Profile und Bohrungen mit Geophonversenkmessungen	17
Abb. 5: Paläogeographie des Zechstein 2 - Zyklus in Nordeuropa (nach BLESS et al. 1992)	25
Abb. 6: Prinzipskizze der Floßtektonik nach DUVAL et al. (1992), angewendet auf das Beispiel der Allertalstruktur zur Zeit des Keupers (BEST 1996)	29
Abb. 7: Strukturplan der Buntsandsteinbasis	37
Abb. 8: Darstellung des Streichens aller Klüfte (VOIGT 1996) in den hydrogeologischen Bohrungen, gemessen mit dem CBIL-Verfahren (Circumferential-Borehole Imaging-Log)	39
Abb. 9: Darstellung des Streichens aller Klüfte des Keupers (VOIGT 1996) mit Einfallswinkeln größer als 75° in den untersuchten hydrogeologischen Bohrungen (CBIL-Messungen)	40
Abb. 10: Oberflächennahes Störungssystem nach BURCHARDT (1998)	42
Abb. 11: Schematischer geologischer Schnitt durch die Struktur „Oberes Allertal“ in der Höhe von Schacht Bartensleben	46
Abb. 12: Strukturplan der Zechsteinbasis	50
Abb. 13: Hutgesteinsmächtigkeit und Verbreitung der Alleringersleben- und Walbeck-Formation	52
Abb. 14: Strukturplan der Basis der Alleringersleben- und Walbeck-Formation	55
Abb. 15: Reflexionsseismisches Profil MORS 9407 durch die Allertalstruktur (zeitmigriert). Der Präzechstein-Untergrund zeigt eine „Blumenstruktur“ (positive flower structure, nach HARDING 1985).	58
Abb. 16: Internbau der Salzstruktur „Oberes Allertal“ nach Grubenaufschlüssen, nach BEHLAU & MINGERZAHN (2001)	60
Abb. 17: Beispiele von weniger abgetragenen Strukturen der Allertalzone nordwestlich des Untersuchungsgebietes (I). Profile 1 und 2 (nach BALDSCHUHN 1983, 1985)	63

---

Abb. 18:	Beispiele von weniger abgetragenen Strukturen der Allertalzone nordwestlich des Untersuchungsgebietes (II). Profile 3 und 4 (nach BALDSCHUHN 1983)	65
Abb. 19:	Beispiele von weniger abgetragenen Strukturen der Allertalzone nordwestlich des Untersuchungsgebietes (III). Profile 5 bis 7 (nach KOCKEL 1981, KOCKEL 1984 und BEST 1997) und Legende zu den Profildarstellungen	66
Abb. 20:	Profil B-B'. Ausschnitt aus dem DEKORP-Profil BASIN '96; Lage s. Abb. 1	70
Abb. 21:	Restmächtigkeit des Zechsteins (einschließlich Hutgestein) im Arbeitsgebiet. Mächtigkeitsangaben in m	79
Abb. 22:	Einzugsgebiete der Salzstruktur im Bereich des ERAM	81

---

Anhangverzeichnis	Seite
Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern	101
Tafel 2: 13 Tiefengewandelte und vereinfachte reflexikonsseismische Querprofile über die Salzstruktur „Oberes Allertal“ (Lage der Schnitte s. Abb. 1)	107

Anhang 1:

Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern

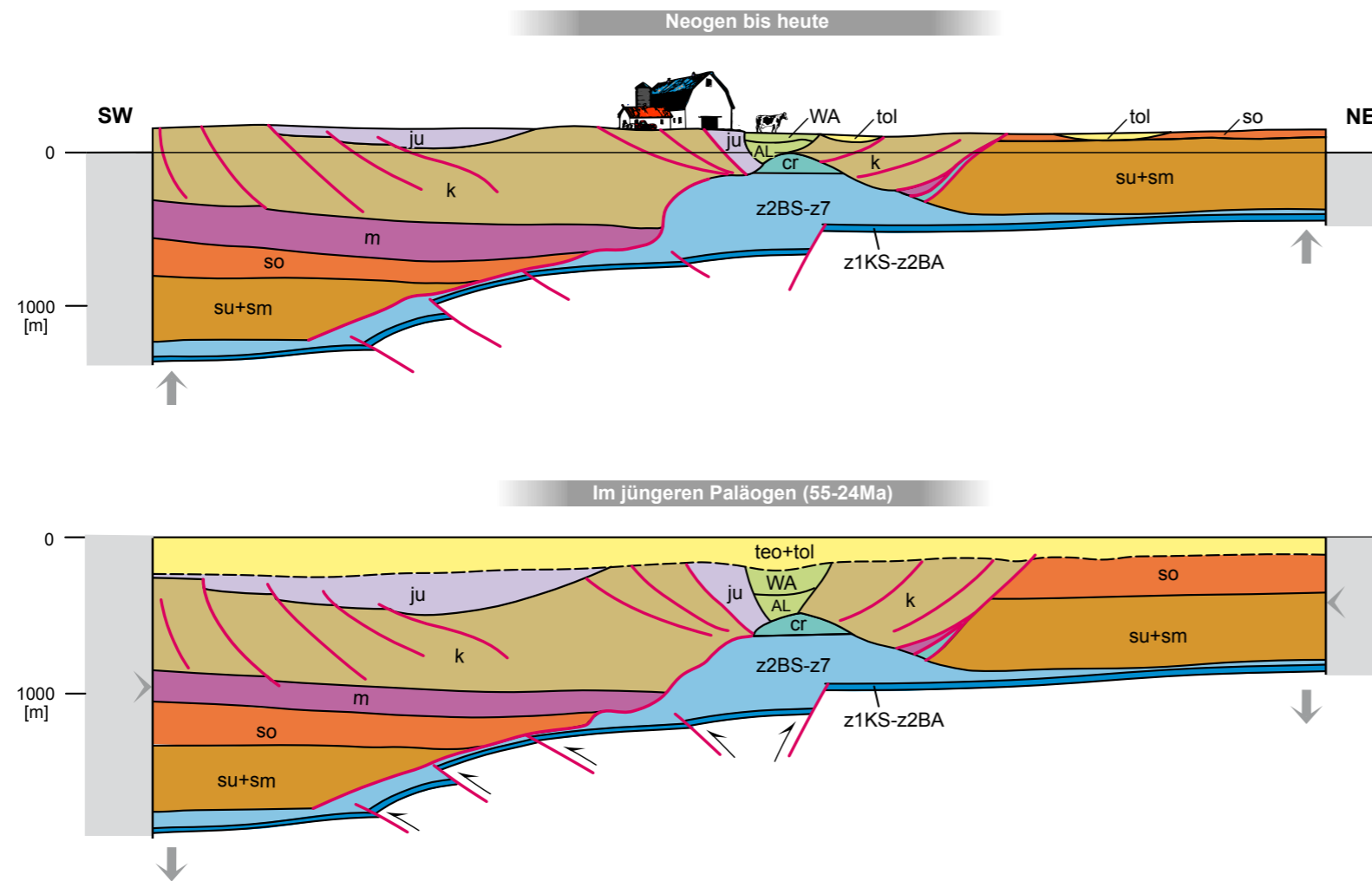


Bild j: Neogen bis heute

- Heraushebung über den Meeresspiegel.
- Subaerische Erosion.
- Abtragung der alttertiären Bedeckung.
- Wiederbeginn der Subrosion im späten Tertiär. Exaration und Subrosion im Quartär.

Bild i: Im jüngeren Paläogen

- Limnische bis paralische Sedimentation im Untereozän.
- Marine Bedeckung vom Mitteleozän bis zum Oberoligozän.
- Plombierung der Subrosion.

Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern

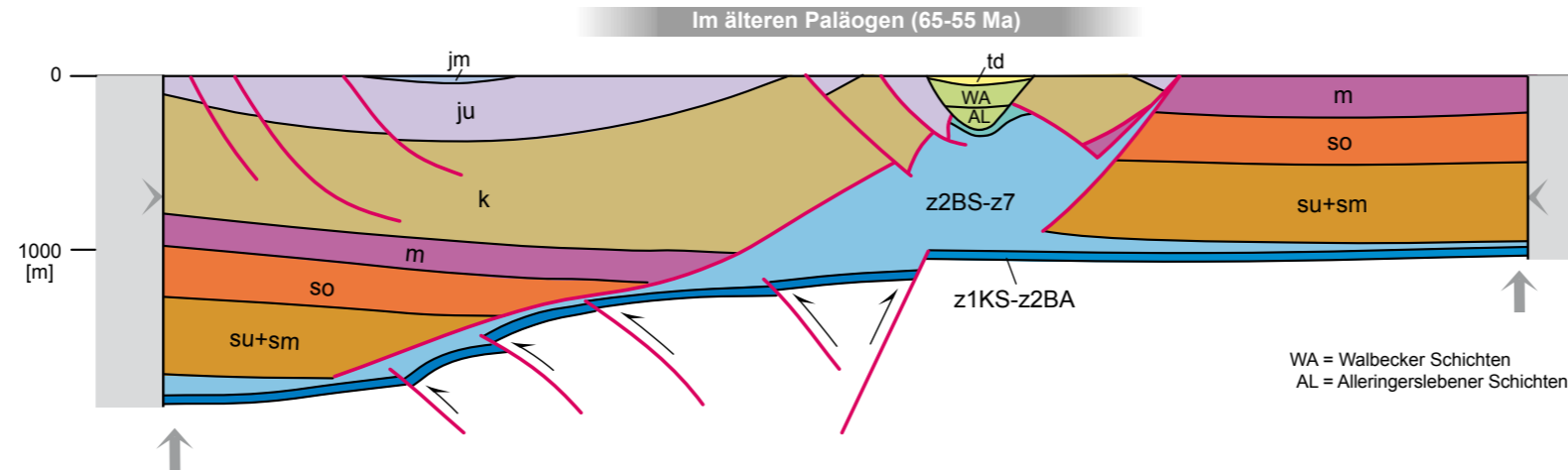


Bild h: Im älteren Paläogen

- Regression an der Kreide/Tertiärgrenze.
- Heraushebung um weitere ca. 500m.
- Flächenhafte Abtragung
- Meeresspiegelanstieg im höheren Dan.
- Limnische Bildungen in Subrosionssenen (z.B. Walbecker Sande).

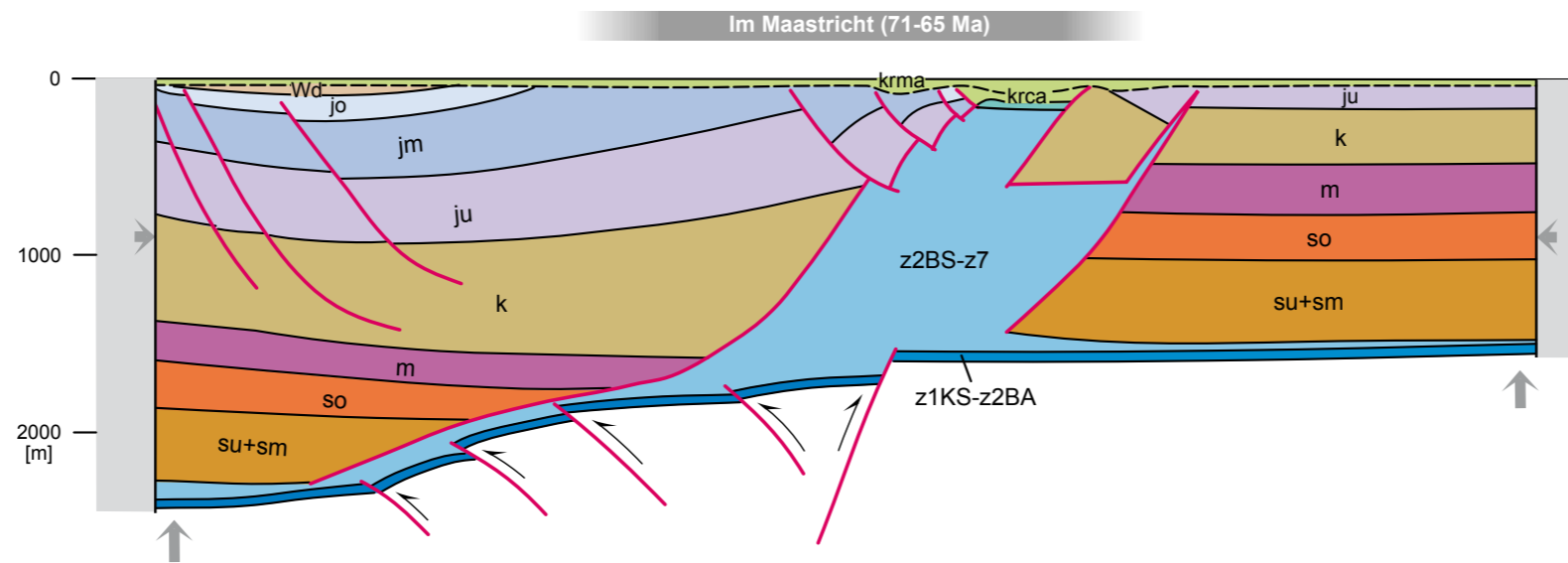


Bild g: Im Maastricht

- Starke Heraushebung (bis zu 1000m) und flächenhafte Erosion.
- Randmarine bis paralische Sedimentation bei Meeresspiegelhochständen.
- Abgleiten der Mesozoikumschollen und Platznahme im Dach der Struktur.



Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern

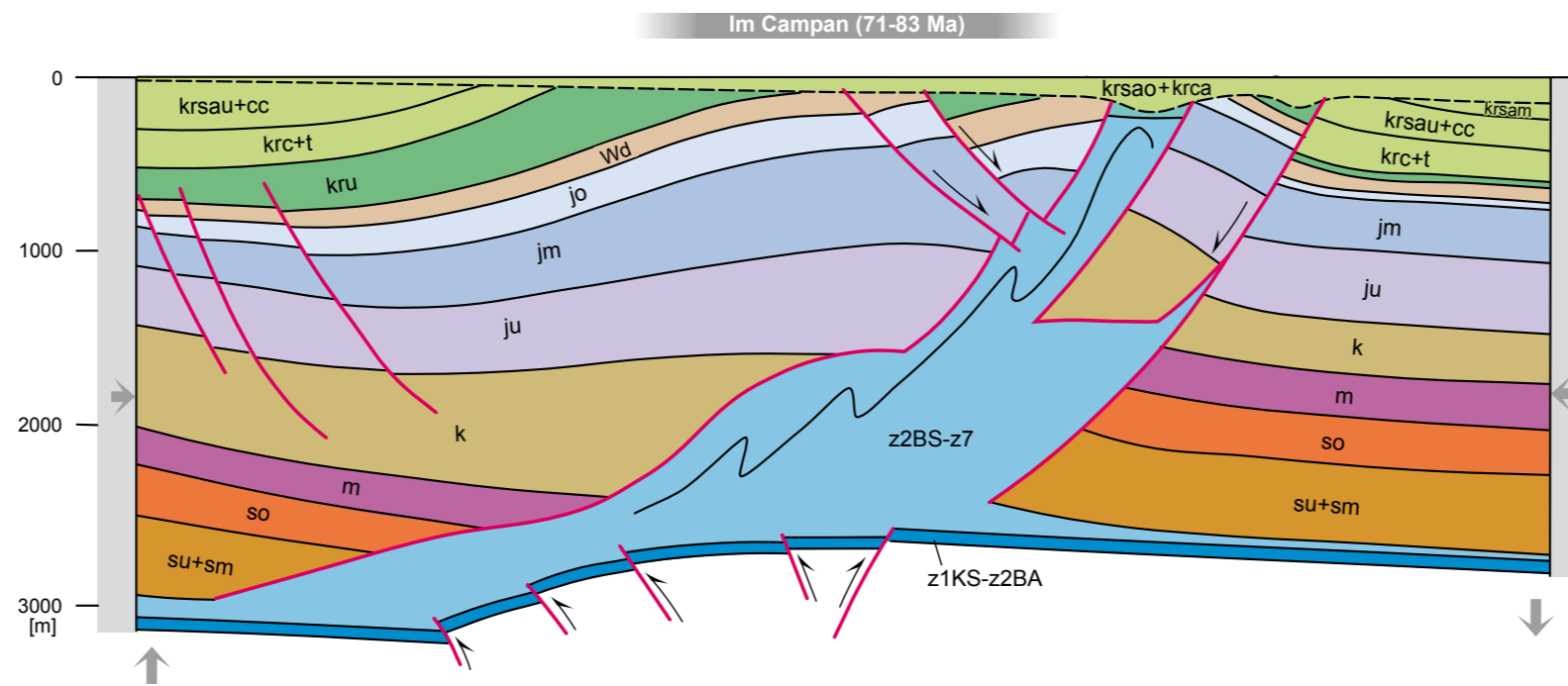
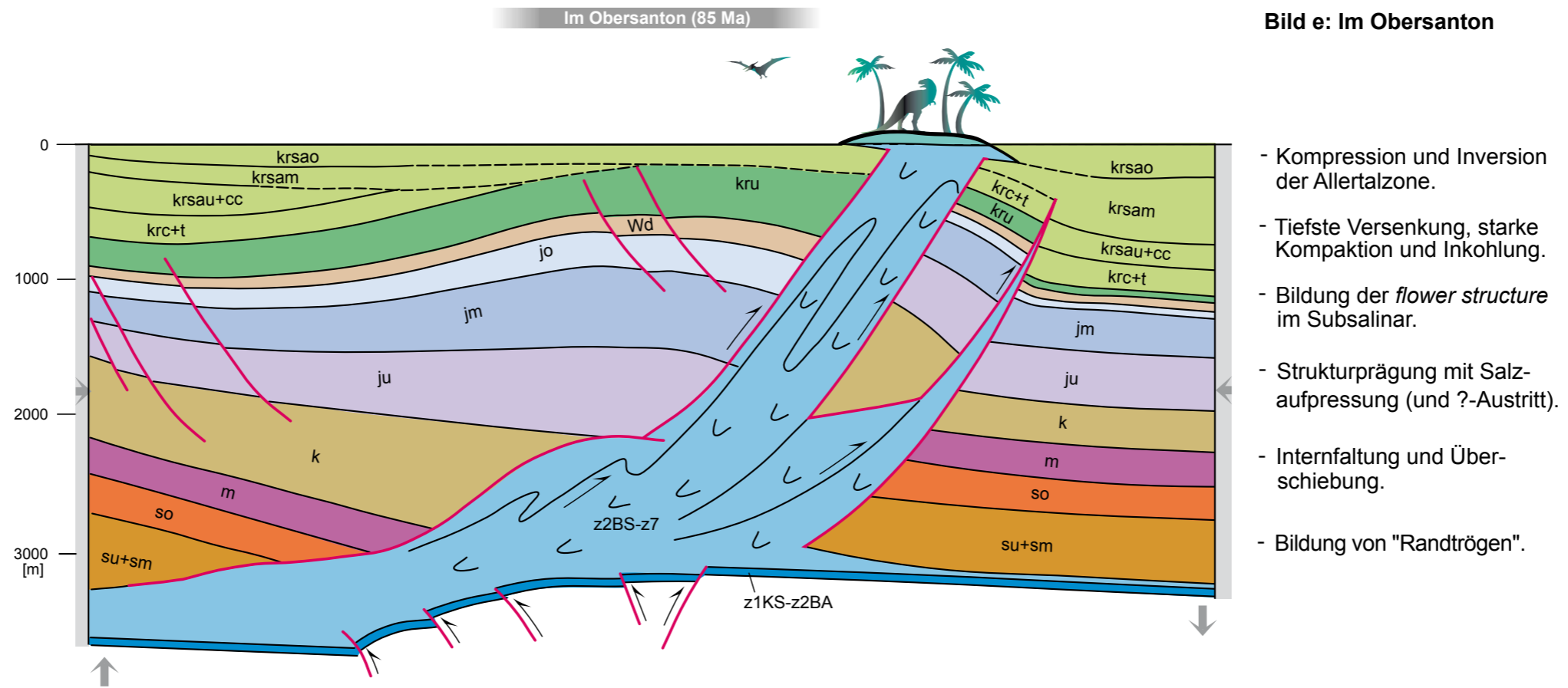


Bild f: Im Campan

- Durch fortdauernde Kompression und Hebung erfolgte Abtragung auf Lappwaldscholle und Weferlinger Triasplatte.
- Salzvolumenverluste, Beginn des Einsinkens von Deckgebirgsschollen.
- Marine Sedimentation.

Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern



Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern

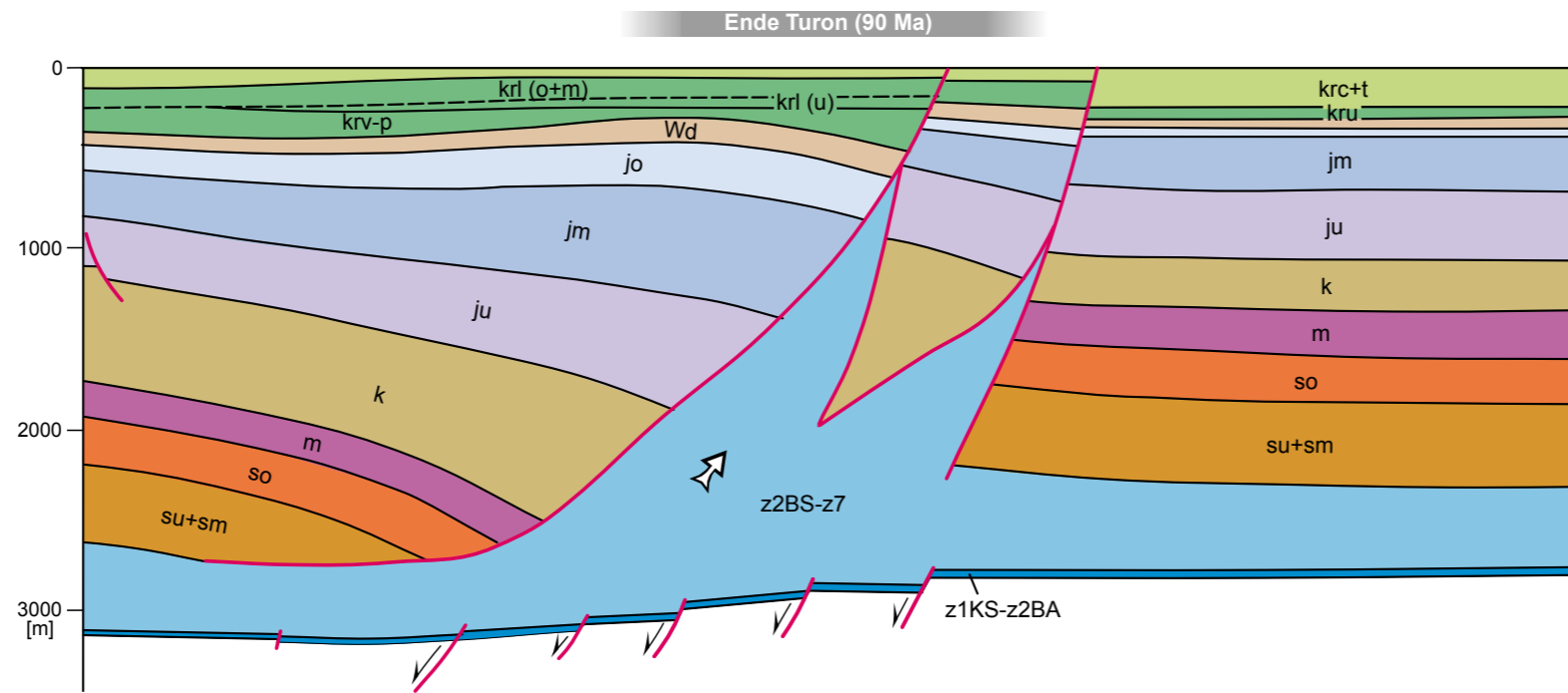


Bild d: Ende Turon

- Ende der Extensionstektonik im Alb.
- Weiteste Trennung der Deckgebirgsschollen bis Ende Turon.
- Bildung von "sekundären Randsenken".

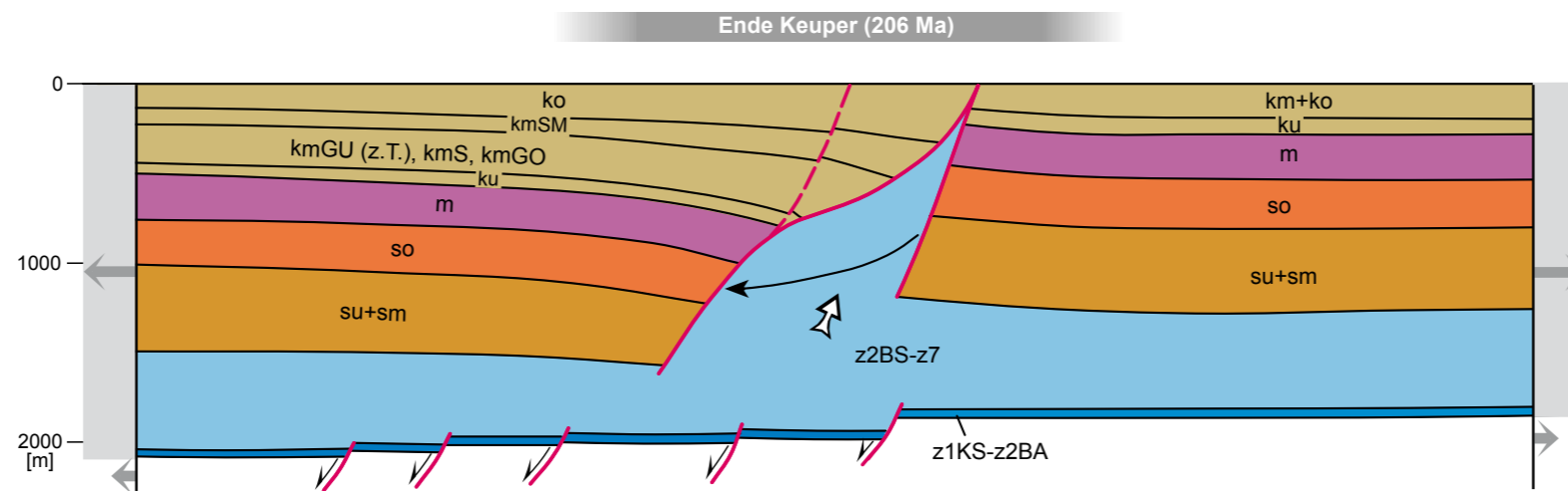


Bild c: Ende Keuper

- Beginn der Trennung der Deckgebirgsschollen im Mittleren Keuper.
- Erstes Einströmen des Zechsteinsalzes. Mächtigkeitzunahme des Keupers in Richtung auf die Störungszone.

Tafel 1: Geologische Entwicklung der Salzstruktur „Oberes Allertal“ in zehn Bildern

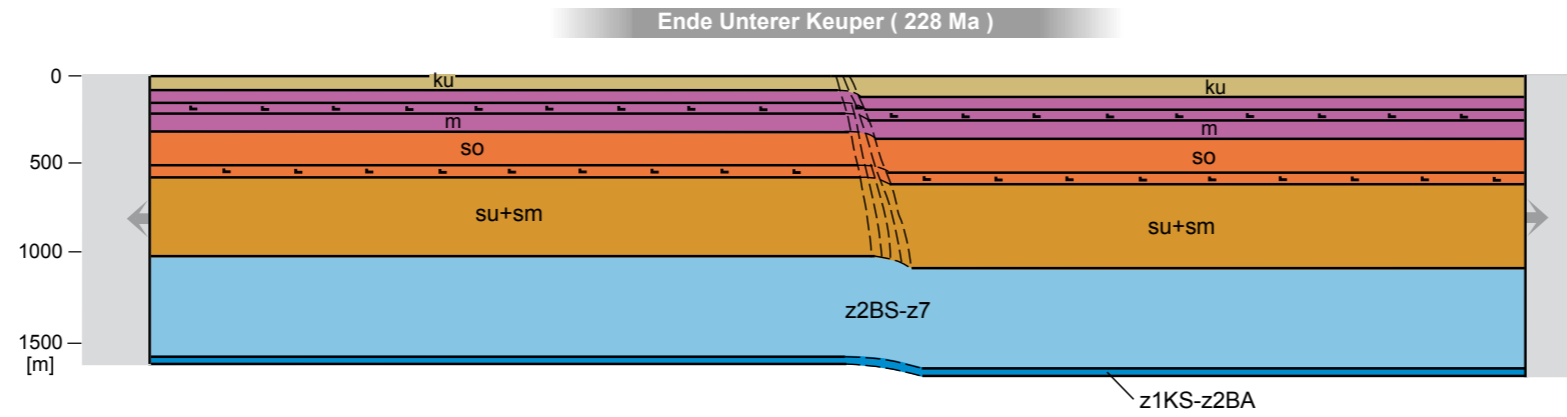


Bild b: Ende Unterer Keuper

- Wirksamkeit der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bis zum Unterer Keuper.

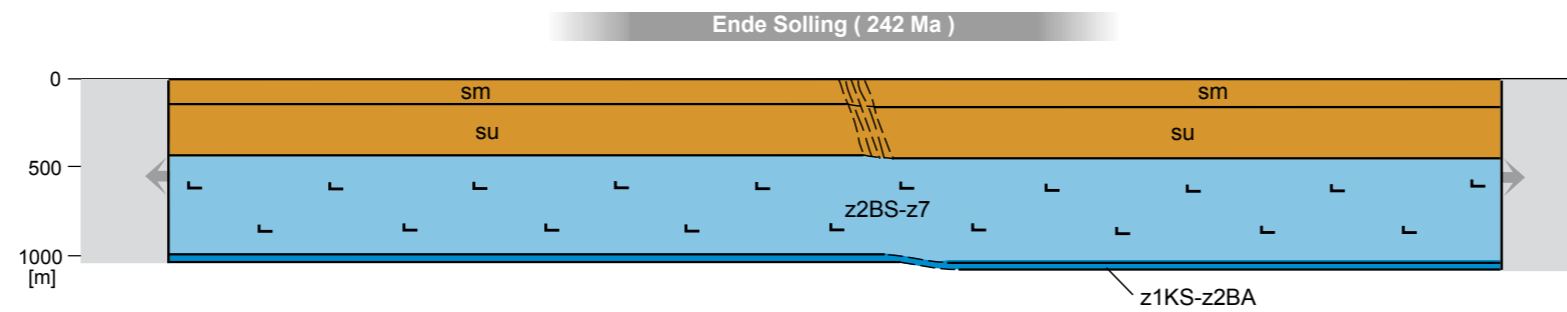
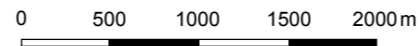


Bild a: Ende Solling

- Primäre Mächtigkeitsunterschiede durch Einfluß der Eichsfeld-Altmark-Schwelle im Westen.

Legende

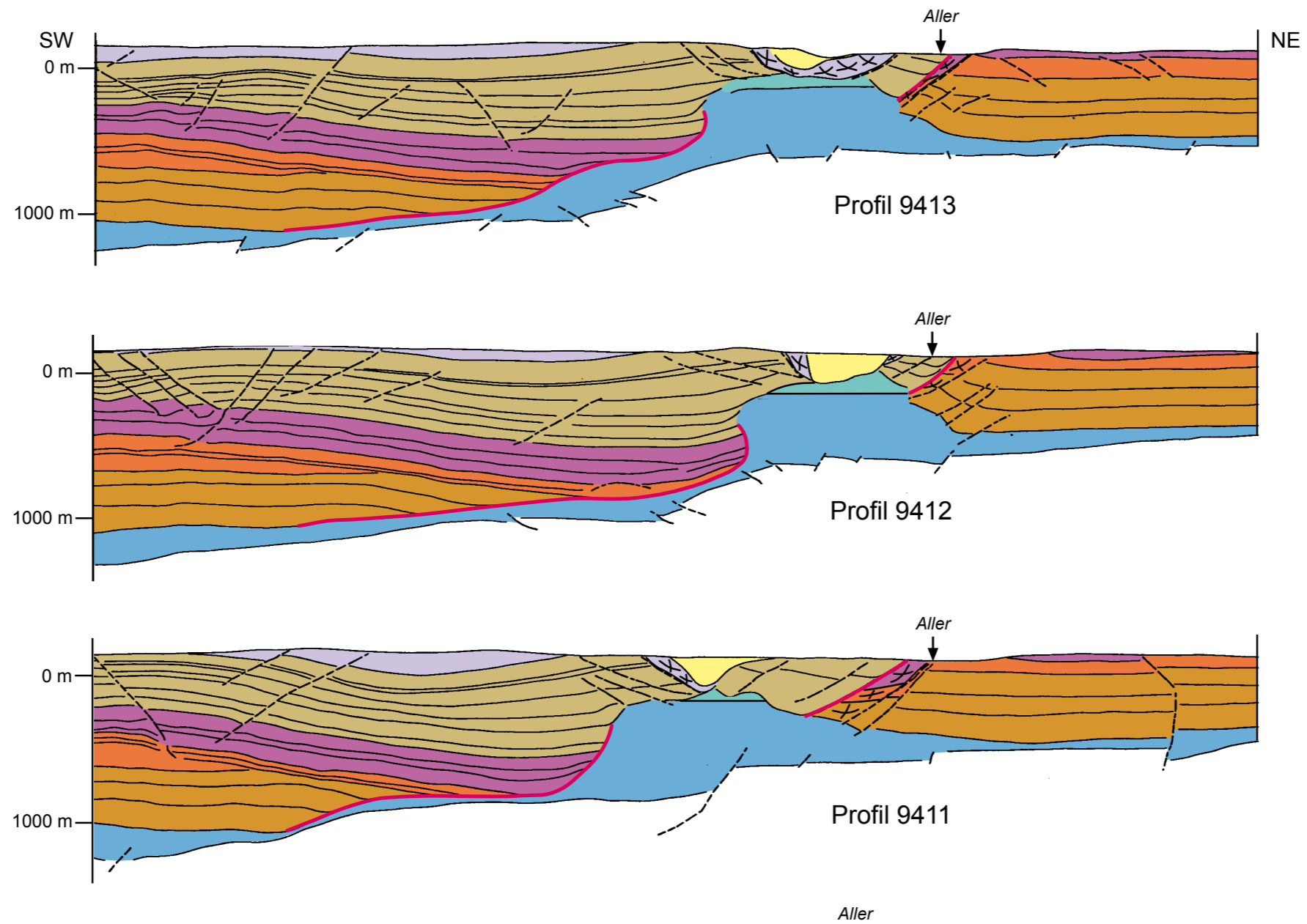


Ma = Million Jahre vor heute

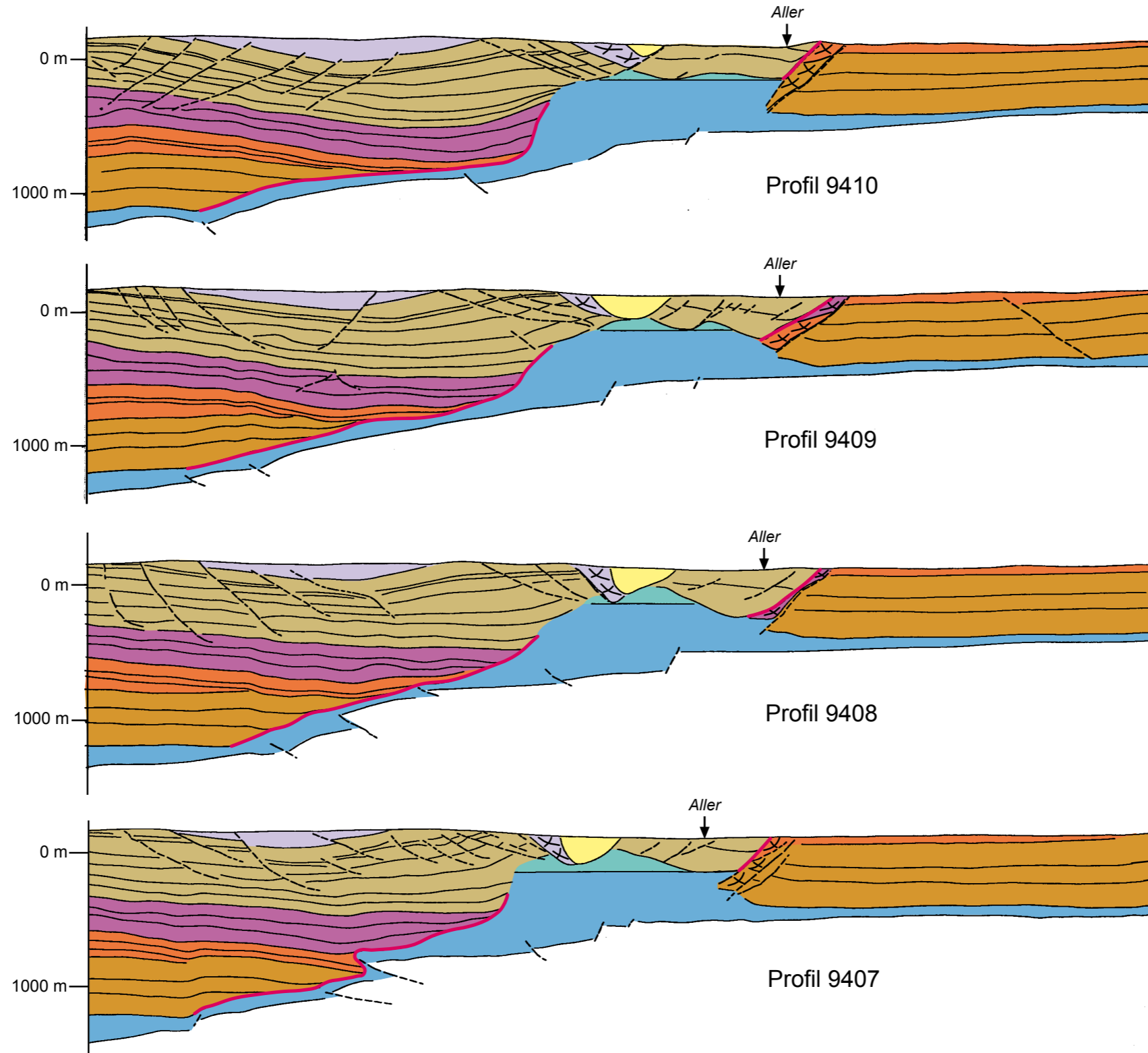
— Störung	teo Eozän	krt Turon	kru Untere Kreide	kmSM Steinmergelkeuper	k Keuper
— Schichtgrenze	td Dan	krc Cenoman	Wd Wealden	kmGO Oberer Gipskeuper	m Muschelkalk
- - - - - Diskordanz	krma Maastricht	krl Alb	jo Malm	kmS Schilfsandstein	so Oberer Buntsandstein
┌ └ Halit (in z, so, mm)	krca Campan	krp Apt	jm Dogger	kmGU Unterer Gipskeuper	su+sm Unterer u. Mittl. Buntsandstein
cr Hutgestein	krca Santon	krb Barrême	ju Lias	km Mittlerer Keuper	z2BS-z7 Staßfurt-Steinsalz bis Bröckelschiefer
tol Oligozän	krcc Coniac	krv Valangin	ko Rhät	ku Unterer Keuper	z1KS-z2BA Kupferschiefer bis Basalanhydrit

Anhang 2:

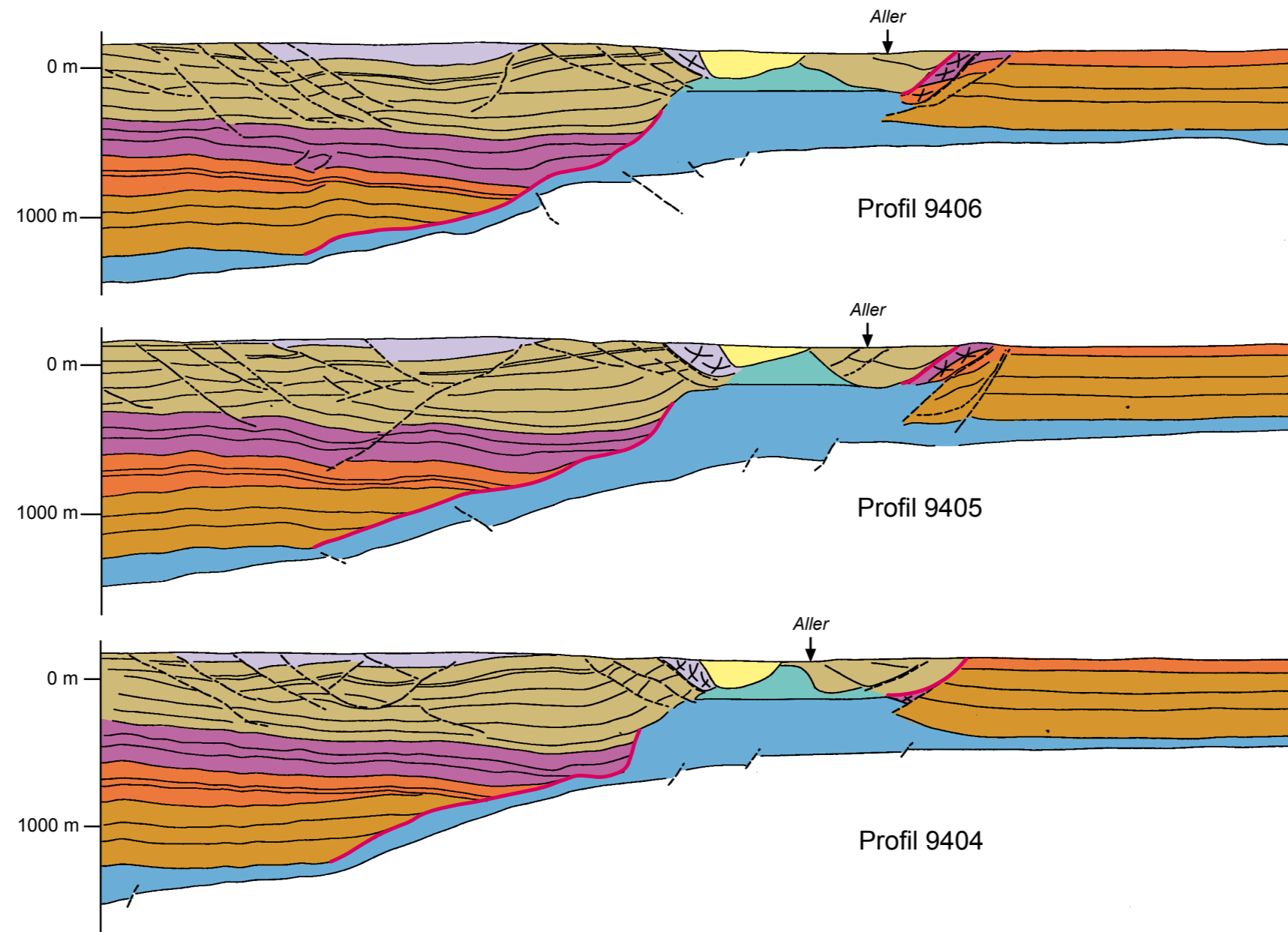
Tafel 2:13 Tiefengewandelte und vereinfachte reflexionsseismische Querprofile über die Salzstruktur „Oberes Allertal“ (Lage der Schnitte s. Abb. 1)



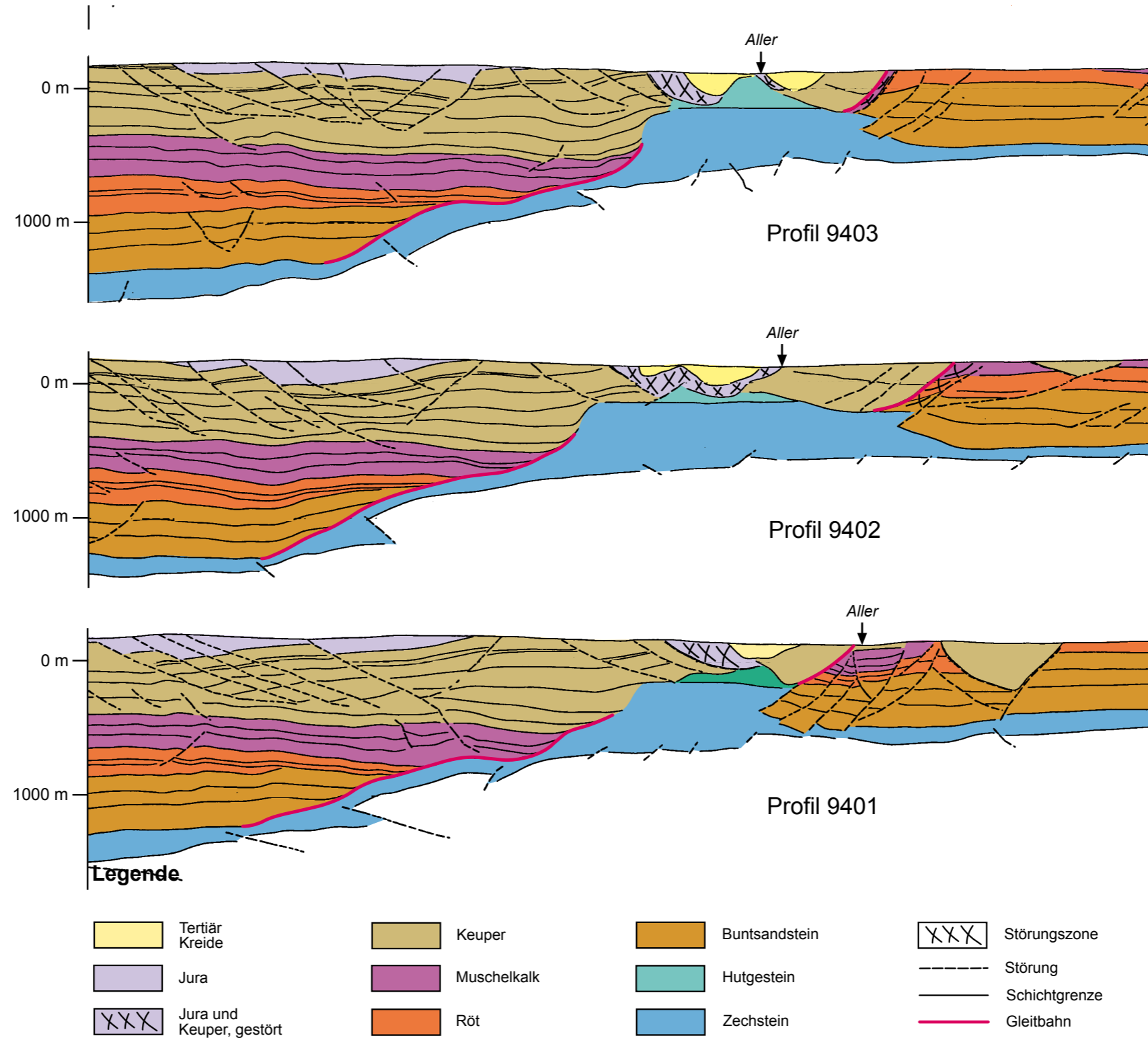
Tafel 2:13 Tiefengewandelte und vereinfachte reflexionsseismische Querprofile über die Salzstruktur „Oberes Allertal“ (Lage der Schnitte s. Abb. 1)



Tafel 2:13 Tiefengewandelte und vereinfachte reflexionsseismische Querprofile über die Salzstruktur „Oberes Allertal“ (Lage der Schnitte s. Abb. 1)



Tafel 2:13 Tiefengewandelte und vereinfachte reflexionsseismische Querprofile über die Salzstruktur „Oberes Allertal“ (Lage der Schnitte s. Abb. 1)









Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)  
Geozentrum Hannover  
Stilleweg 2  
30655 Hannover

[www.bgr.bund.de](http://www.bgr.bund.de)