

Ber. Naturhist. Ges. Hannover	142	78–148	Hannover 2000
-------------------------------	-----	--------	---------------

Vom Salzkeil zur Decke – Struktur und Entwicklungsgang der Vogler-Homburgwald-Decke (Südniedersachsen)

Ralf HOLLÄNDER

mit 25 Abbildungen, 2 Tabellen, 2 Tafeln und 5 Anlagen

Kurzfassung

1. Einführung und Problemstellung
2. Stratigraphie und Paläogeographie
 - 2.1 Paläozoikum
 - 2.1.1 Karbon, Rotliegendes
 - 2.1.2 Zechstein
 - 2.1.2.1. Zechstein 1 (Werra-Serie, z1)
 - 2.1.2.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Serie z2)
 - 2.1.2.3 Zechstein 3 (Leine-Serie z3)
 - 2.1.2.4 Zechstein 4 (Aller-Serie z4)
 - 2.1.2.5 Zechstein 5/6 (Ohre-/Friesland-Serie z5/6)
 - 2.1.3 Residualgesteine (z2-4NAr)
 - 2.2 Mesozoikum
 - 2.2.1 Buntsandstein
 - 2.2.1.1 Unterer Buntsandstein (su)
 - 2.2.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)
 - 2.2.1.3 Oberer Buntsandstein, Röt (so)
 - 2.2.2 Muschelkalk
 - 2.2.2.1 Unterer Muschelkalk (mu)
 - 2.2.2.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)
 - 2.2.2.3 Oberer Muschelkalk (mo)
 - 2.2.3 Keuper
 - 2.3 Känozoikum
 - 2.3.1 Tertiär
3. Petrographie und Genese der Sulfatgesteine
 - 3.1 Sedimentäre Sulfate
 - 3.1.1 Zechstein
 - 3.1.2 Buntsandstein
 - 3.2 Residual-Sulfate
4. Geochemie
 - 4.1 Haupt- und Spurenelementanalysen
 - 4.1.1 Gehalte und Bedeutung der Haupt- und Spurenelemente
 - 4.1.2 Sulfatklassifikation und paläogeographische Interpretation
 - 4.2 Schwefelisotopenuntersuchungen
 - 4.2.1 Grundlagen und Probenauswahl
 - 4.2.2 Ergebnisse

5. Stockwerk-Gliederung
 - 5.1 Präsalinar (cu - z2ANa)
 - 5.2 Salinar, z2NA - z4NA / so
 - 5.2.1 Abscherhorizont (z2NA)
 - 5.2.2 Salinar-Stockwerk
 - 5.3 Postsalinar
6. Strukturen des Salinars und des Postsalinars
 - 6.1 Basale Überschiebung (Floor-Thrust)
 - 6.2 Die Vogler-Homburgwald-Decke
 - 6.2.1 Zechstein-Liegend-Komplex
 - 6.2.2 Buntsandstein-Hangend-Komplex
 - 6.3 Die parautochthone Schuppenzone auf der Stirnseite der Vogler-Homburgwald-Decke
 - 6.4 Junge Bruchtektonik und Auslaugung
7. Geodynamische Interpretation
 - 7.1 Der saxonische Entwicklungsgang des Südniedersächsischen Berglandes
 - 7.2 Einengung und Ausweitung als Ergebnis von Sockelbewegung
8. Literaturverzeichnis

Kurzfassung

Im Bereich der Vogler-Homburgwald-Decke („Elfas-Achse“) sind oberflächennah Sulfat-Gesteine des Zechsteins sowie des Oberen Buntsandsteins verbreitet. Die Position dieser Sulfat-Vorkommen ist durch anomale Lagerungsverhältnisse gekennzeichnet: Stets lagert der Zechstein auf flach liegendem höchsten Mittleren bis tiefstem Oberen Buntsandstein und wird wiederum von Unterem Buntsandstein deckenhaft überlagert. Die bisher gültige stratigraphische Gliederung der aufgeschlossenen Zechstein-Sulfate wurde grundlegend modifiziert. Die Ergebnisse der geochemischen und petrographischen Untersuchungen ergeben eine z.T. tektonisch reduzierte Abfolge von Gebändertem Deckanhydrit über Grauen Salzton, Leine-Karbonat, Hauptanhydrit bis zu Rotem Salzton. Mächtige Residual-Sulfate (salinarsubrosive Sulfate) unter- und überlagern diese Abfolge. Werra- und Basalanhydrit sind, wie bislang angenommen, in den Überschiebungsbau der Vogler-Homburgwald-Decke somit nicht mit einbezogen worden. Die an der Basis der Vogler-Homburgwald-Decke aufgeschlossenen Gesteine belegen einen gegen SW gerichteten tektonischen Transport, der sich aus einer Vertikal-/Rotations- und einer Horizontalkomponente zusammensetzt.

Hercynische und rheinische Störungen im präsalinaren Basement wurden im Zeitraum Oberjura bis Unterkreide z.T. als dextrale Blattverschiebungen reaktiviert. Divergente Verbindungsstrukturen zwischen niedrig verspringenden Blattverschiebungen im Basement induzierten Schollenrotationen um vertikale Achsen, die zur Anlage von Auf- und Überschiebungen im postsalinaren Deckgebirge und zur Bildung vorwiegend NW-SE verlaufender Gräben und Halbgräben führten. Ein im Malm im Zentrum der nördlichen Hils-Struktur aufsteigender Salz-Diapir verstärkte die aufschiebende Bewegung der Vogler-Homburgwald-Decke. In der höheren Oberkreide (Coniac-Santon) wurden der Bewegungssinn der Basement-Störungen invertiert. Sinistrale Sockelbewegungen führen zur Umformung divergenter zu konvergenten Verbindungsstrukturen. Als Folge wurden die oberjurassischen Gräben herausgehoben, auf die Grabenschultern aufgeschoben. Die Bewegungen endeten im jüngsten Tertiär.

Horizontale Scherbewegungen mit wechselndem Bewegungssinn entlang von hercynisch streichenden Horizontalverschiebungszonen sind danach für das Südniedersächsische Bergland Struktur-gestaltend. Insbesondere die weitverbreiteten Einengungserscheinungen an herzynischen Brüchen werden von horizontalen Bewegungen im Basement gesteuert, die in Schollenkippen oder Schollenrotationen resultieren.

1. Einführung und Problemstellung

Das Südniedersächsische Bergland ist klassisches Gebiet Saxonischer Bruchschollentektonik. Die tektonische Erkundung dieser Region war Schwerpunktthema der STILLE-Schule, deren Ergebnisse in den Jahren 1925 bis 1932 in den „Göttinger Beiträgen zur saxonischen Tektonik“ und ab 1936 in den „Geotektonischen Forschungen“ publiziert wurden. Hervorzuheben sind die Beiträge von SCHRÖDER (1925), LOTZE (1930) und MARTINI (1937), die wesentlich zur Abkehr STILLES von seinem ursprünglichen regionalen Gliederungsschema dejektiver, kongruenter und ejektiver Strukturen beitrugen und somit die Grundlage für die, ab 1936 vertretene Untergliederung in richtungsbedingte kompressive oder dilatative Strukturen schafften.

Danach folgen die Schollenränder der hercynischen (NW-SE), der rheinischen (NNE-SSW) sowie untergeordnet der eggischen (NNW-SSE) oder erzgebirgischen Richtung (NE-SW). Die rheinisch gerichteten Brüche stellen im Sinne von STILLE (1936) Ausweitungsformen dar, während in der eggischen und hercynischen Richtung sowohl Einengungen als auch Ausweitungen erfolgten, die regional - etwa im Egge-Gebirge - zur Anlage überpreßter Gräben (MARTINI 1937) führte. Disharmonische Falten bleiben örtlich auf Schollenränder beschränkt (u.a. WUNDERLICH 1957).

In der „Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung“ (STILLE 1922) wird im Bereich des Südniedersächsischen Berglandes das Solling-Gewölbe durch die hercynisch gerichtete Elfas-Achse von der Hils-Mulde getrennt, die wiederum durch den parallel angeordneten Leinetal-Sattel bzw. durch die Leinetal-Achse von der „Gronauer-Kreide-Mulde“ getrennt wird. STILLE charakterisiert mit den Achsenlinien „Saxonische Hebungsachsen“ bzw. durch Zechstein-Salz markierte „Salzlinien“. Nach LOTZE (1949) wurden diese komplex gebauten, NW-SE streichenden Strukturen dilatativ angelegt und in einer jüngeren Phase kompressiv überformt. BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL (1985) interpretierten diesen Bewegungsgang als Ergebnis einer oberkretazischen Inversion.

JORDAN & KOCKEL (1991) verweisen auf der Grundlage seismischer Daten auf die weite Verbreitung von Bruchstrukturen im varisch konsolidierten Grundgebirge, die im Deckgebirge durch ein von Lineamenten (u.a. Elfas-Lineament nach BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL 1998) begrenztes Schollenmosaik (u.a. Hils-Scholle) abgebildet werden. Dabei ist wesentlich, daß nach bisherigem Kenntnisstand kompressive Strukturen im Deckgebirge lokal Abschiebungen im Grundgebirge verhüllen (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967: Abb. 8; JORDAN & KOCKEL 1991: Abb. 5). Entlang dieser kompressiven Strukturen kann das Zechstein-Salinar „stratiform“ (BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL 1998: 59) bis zu 8 km weit in lithofaziell bedingte Schwächezonen, die z.B. durch das Röt-Salinar vorgegeben sind, eindringen. Aus den Salzintrusionen resultieren die für die saxonische Tektonik so charakteristischen Salzkeile (u.a. BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL 1998).

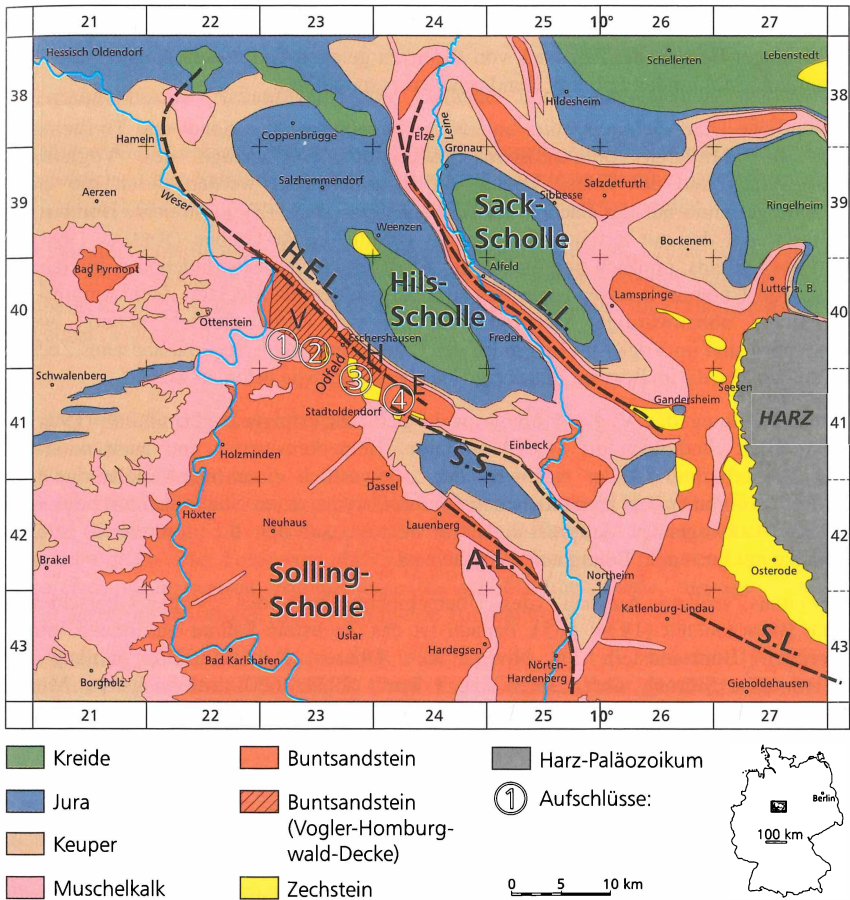


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Südniedersächsischen Berglandes (Tertiär u. Quartär abged.).

A.L. = Ahlsburg-Lineament; H.E.L. = Hameln-Elfas-Lineament; L.L. = Leinetal-Lineament; S.L. = Südharz-Lineament; S.S. = Struktur von Salzderhelden; V = Vogler; H = Homburgwald; E = Elfas; 1 Golmbacher Bruchfeld; 2 Gipsabbau Bützeberg/Holenberg; Steinbruchgebiete: 3 Stadtoldendorf und 4 Lüthorst.

Morphologisch bildet das südlich des Elfas-Lineaments gelegene Buntsandstein-Gewölbe des Sollings eine flach geneigte Hochfläche aus überwiegend Mittlerem Buntsandstein (Abb. 1). Das Gewölbe wird durch jungtertiäre Scheitelgräben zerlegt, in denen Muschelkalk, oligozäne Meeressande, Kiese mit Basaltgeröllen sowie Tone vorkommen.

Strukturell differenzierter ausgestaltet ist das Leinebergland nördlich des Elfas-Lineaments. Morphologisch wirksame Schichtkämme, z.B. des Ith/Hils sowie des Duinger Berges und des

Selters, markieren das umlaufende Streichen von Jura und Kreide im Kartenbild. Zwischen Ith und Duinger Berg ist der Salzstock von Weenzen gelegen, mit dessen Aufstieg die Anlage der Braunkohle-führenden tertiären Randsenke korrespondiert.

Das eigentliche Untersuchungsgebiet umfaßt die bewaldeten, von Sand- und Tonsteinen des Unteren bis Mittleren Buntsandsteins aufgebauten Höhenzüge des Voglers, des Homburgwaldes und des Elfes. Vogler und Homburgwald werden durch die Odfeld-Hochfläche getrennt, auf der flächenhaft Bausandstein (smS2+3) ausstreicht. Homburgwald und Elfas trennt der mit tertiären Sedimenten gefüllte Lenne-Graben (JORDAN 1998). Am Ostrand des Odfelds, nördlich und östlich des Stadtgebiets von Stadtoldendorf, erreichen die teilweise von Unterem Buntsandstein des Homburgwaldes überdeckten Zechsteingips- bzw. anhydritsteine abbauwürdige Mächtigkeiten, die im Tagebaubetrieb genutzt werden. Gleichmaßen sind im Vogler im Liegenden des Unteren und Mittleren Buntsandsteins Zechstein-Sulfate ausgebildet, die im Bergbau Bützeberg/Holenberg untertägig gefördert werden.

Die Erstbearbeitung des Vogler-Homburgwald-Gebietes erfolgte durch GRUPE (1901), der auch das Blatt Stadtoldendorf (1910) aufnahm. Bemerkenswerter und auch noch heute gültiger Kartierbefund ist der Nachweis der „südwestlich einer Sattel-Spalte“ gelegenen Zechstein-Vorkommen im Liegenden des Buntsandsteins, nahe Stadtoldendorf, die GRUPE (1901) als flachliegenden Aufpressungshorst deutete, auf den die nordöstlich gelegenen Sattelflanke mit geringem Betrag aufgeschoben sei.

Das „weitaus größere Ausmaß“ des Überschiebungsbaus der „Vogler-Überschiebung“ erkannte BRINCKMEIER (1934: 585); danach ist das Zechstein-Salinar zusammen mit dem auflagernden Buntsandstein im Niveau des Oberen Buntsandsteins entlang einer subhorizontalen Störung über „mehr als 3 km“ (1934: 600) auf jüngstem Mittleren Buntsandstein überschoben. Dieser Überschiebungsbau wurde in den folgenden Jahrzehnten mit Hilfe von Prospektionsbohrungen der Gipsindustrie wiederholt bestätigt.

Auf der Grundlage dieser Bohrbefunde sowie geologischer Spezialkartierungen, insbesondere im Gebiet Stadtoldendorf/Homburgwald, wird von HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) im Vogler/Homburgwald und im Bereich der Ahlsburg (HERRMANN, HINZE, HOFRICHTER & STEIN, 1967) das spaltenförmige Eindringen des Zechstein-Salinars in das Röt-Salinar der Elfes-Überschiebung beschrieben und im Sinne von TRUSHEIM (1957) ausschließlich halokinetisch gedeutet. Anomale Lagerungsverhältnisse charakterisieren somit den Bau der „Elfas-Überschiebung“: Stets lagert der Zechstein bei maximaler Schubweite von ca. 6 km gegen SW auf Mittlerem bis basalem Oberen Buntsandstein. Die Sulfat-Vorkommen des Zechsteins (Werra-, Basal- und Hauptanhydrit nach HERRMANN, HINZE, HOFRICHTER & STEIN 1967) sowie die zwischengeschalteten Karbonate und Salztone sind intensiv verstellt, lokal spezialgefaltet. Die Sulfatvorkommen werden von Unterem Buntsandstein sowie lokal unmittelbar von Muschelkalk-Schollen überlagert.

Strukturgeologisch problematisch ist die von HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) vorgenommene Einbeziehung des Werra- und Basalanhydrits sowie des Hauptdolomits in den Überschiebungsbau im Vogler und Homburgwald. Entsprechend jener Interpretation wurde u.a. der Werra-Anhydrit teilweise vom Zechstein-Salinar emporgeschleppt. Hingegen machen Vergleiche mit Salzstrukturen im Norddeutschen Becken, die ebenfalls außerhalb der Werra-Steinsalz-Verbreitung liegen, deutlich, daß Schichten, die älter sind als das Staßfurt-Steinsalz (u.a. Werra- oder Basalanhydrit), nicht in den Salzaufstieg einbezogen sind. Bislang wurde demnach in den obertägigen Aufschlüssen im Südniedersächsischen Bergland, in Übereinstimmung mit dem Normalprofil des südwestlichen Harzrandes (HERRMANN 1956),

eine vollständig ausgebildete stratigraphische Abfolge angenommen, in der lediglich das Steinsalz infolge Ablaugung fehlt.

Die stratigraphische Neuaufnahme im Gelände unter Einbeziehung geochemischer Laborbefunde wurde im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf, Wangelstedt und des untätigen Gipsbergbaus Bützeberg/Holenberg vorgenommen. Erstmals wird in einer südniedersächsischen Salinarstruktur das kleintektonische Inventar einer Überschiebungszone vom Handstück bis Profilbereich ausgewertet und für eine Struktur genutzt.

Der lokal unterschiedliche, z.T. gegenläufige Bewegungssinn im Grund- und Deckgebirge wird zu einer geodynamischen Synthese vereint, wonach sowohl vertikale als auch horizontale Schollenversetzungen im Grundgebirge Ausweitungs- und Einengungsformen im Deckgebirge induzieren.

2. Stratigraphie und Paläogeographie

2.1 Paläozoikum

2.1.1 Karbon, Rotliegendes

Karbon und Rotliegendes sind nur aus Bohrungen der weiteren Umgebung bekannt. In der Bohrung *D r a n s f e l d 1* (NAGEL & WUNDERLICH 1969), 12 km südwestlich Göttingen gelegen, wurde ab einer Teufe von 1455,5 m eine 45 m mächtige Folge aus Grauwacken und Tonschiefern nachgewiesen; rötlichbraune bis grünlichgraue, harte, massige Grauwacken wechsellaagern mit schwarzen Sericit-führenden Tonschiefern.

In den Bohrungen *S o l l i n g 1* und *R e i n h a r d s w a l d 1* (FABIAN 1957) hingegen wurden im Liegenden des Zechsteins Cornberger Sandstein bzw. Rotliegendes durchteuft. Oberrotliegendes wurde ebenfalls in der Bohrung *N o r t h e i m 1* als rotbraunes Fanglomerat mit kalkigem Bindemittel sowie als mittel- bis grobkörnige Arkose angetroffen.

2.1.2 Zechstein

Zum Vergleich wird der Zechstein-Stratigraphie des Untersuchungsgebietes das Standardprofil des Norddeutschen Beckens bzw. Südhannovers vorangestellt (Tab.1). Der gesamte Zechstein 1 sowie Zechstein 2 bis einschließlich Decksteinsalz (z2NAd) ist obertägig nicht aufgeschlossen, sondern wurde nur in Bohrungen durchteuft, zumal diese Abfolge *n i c h t* in den Überschiebungsbau einbezogen wurde.

2.1.2.1. Zechstein 1 (Werra-Serie, z1)

Kupferschiefer (z1T, T1), Zechsteinkalk (z1K, Cal): In der Bohrung *D r a n s f e l d 1* ist Kupferschiefer in reduzierter Mächtigkeit ausgebildet; erst der Zechsteinkalk ist mit 7 m vollständig vertreten; dieser ist als unregelmäßig schichtiger „Stinkkalk“ ausgebildet. Die Bohrung *N o r t h e i m 1* ergab 9 m Zechsteinkalk einschließlich Kupferschiefer.

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Norddt. Becken (nach RICHTER-BERNBURG 1955, REICHENBACH 1970, KÄDING 1978, BEST 1988, Subkommission Perm-Trias 1993 und NLfB 1991).

	Zechstein-Folge	Untergliederung	Symbol	Steinsalzmächtigkeit	Symbol (NLfB 1991)
247 Ma	Bröckelschiefer	Bröckelschiefer	zB		zBS
Z		Tonbrockensalz	Na δ	100 m	z4NAd
		Rosensalz	Na γ		z4NAc
		Schneesalz	Na β		z4NAb
		Basissalz	Na α		z4NAa
	z4 Aller	Pegmatitanhydrit	A4		z4AN
E		Roter Salzton	T4		z4T
		Tonmittelzone	Na δ	150 m	z3NA δ
		Kaliflöz Riedel	K3Ri		z3KRi
		Schwadensalz	Na θ		z3NA θ
C		Anhydritmittelzone	Na η		z3NA η
		Buntes Salz	Na ξ		z3NA ξ
		Kaliflöz Bergmannsseggen	K3Be		z3KBe
H		Bändersalz	Na ϵ		z3NA ϵ
		Banksalz	Na δ		z3NA δ
		Kaliflöz Ronnenberg	K3Ro		z3KRo
		Orangesalz	Na γ		z3NA γ
		Linien-salz	Na β		z3NA β
S	z3 Leine	Basissalz	Na α		z3NA α
		Hauptanhydrit	A3		z3AN
		Leine-Karbonat (Plattendolomit)	Ca3		z3CA
T	z2 Staßfurt	Grauer Salzton	T3		z3T
		Gebänderter Deckanhydrit	A2r		z2ANb
		Decksteinsalz	Na2r	500 m	z2NA δ
		Kaliflöz Staßfurt	K2		z2KSt
		Kieseritische Übergangsschichten	Na2K		z2UE
		Hangendsalz	Na2 γ		z2NA γ
		Hauptsalz	Na2 β		z2NA β
I		Basissalz	Na2 α		z2NA α
		Basalanhydrit	A2		z2ANa
		Hauptdolomit/Stinkschiefer	Ca2		z2CA
		Oberer Werra-Anhydrit	A1r		z1ANb
		Oberer Werra-Ton	T1r		z1Tb
N	z1 Werra	Werra-Steinsalz mit	Na1	250 m	z1NA
		Kaliflößen Thüringen und Hessen	K1Th, K1H		z1KTh/H
		Werra-Anhydrit	A1		z1ANa
		Zechsteinkalk	Ca1		z1CA
252 Ma		Kupferschiefer	T1		z1T
		Zechstein-Konglomerat	C1		z1C

Das Profil der Bohrung **Alfeld Z1** beginnt mit dem Zechsteinkalk, der direkt über Rotliegendes transgrediert und aus einem ca. 5 m mächtigen, dolomitischen Kalkstein mit einzelnen mm-dicken Tonsteinlagen sowie Anhydritknoten besteht. In der Bohrung **Solling 4** sind Zechsteinkalk und Kupferschiefer in Beckenposition mit insgesamt 2,30 m reduziert ausgebildet.

Werra-Anhydrit (z1ANa, A1): Tiefbohrungen in der weiteren Umgebung des eigentlichen Arbeitsgebietes belegen in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position die unterschiedlich mächtige Ausbildung des Werra-Anhydrits. In Beckenposition wurde Werra-Anhydrit in der Bohrung **Northeim 1** mit 52,5 m Anhydrit durchteuft, während das Profil am Schwellenhang, in der Bohrung **Dransfeld 1** (westlich Göttingen), 280 m erreicht.

Die Bohrung **Solling 4** (10 km SW' Stadtoldendorf) liegt mit einer Anhydrit-Mächtigkeit von 83 m vermutlich im Bereich des Schwellenfußes. Detailliert faziesanalytisch wurden die Bohrungen **Hahausen 1** in Beckenposition mit 46 m z1AN (6 km N' Seesen) sowie **Wulften 1** in Hangposition mit 213 m z1AN (10 km WSW' Osterode/Harz) von RICHTER-BERNBURG (1985) ausgewertet. Der Werra-Anhydrit weist entsprechend im Beckenbereich (Abb. 2.) eine gleichförmige Mächtigkeit von 30-50 m auf. RICHTER-BERNBURG (1985) korrelierte innerhalb der Becken-Abfolge 5 Zyklen über die Distanz Süd-Niedersachsen bis in das Gebiet der südlichen Nordsee. Die Gliederung des in einer Schwellenposition gelegenen Bohrprofils **Wulften 1** läßt dagegen eine Korrelation mit dem Beckenprofil nicht zu. Es fehlen die für den Beckenbereich typischen feingeschichteten Anhydrite. Gemeinsam ist jedoch beiden Faziesbereichen die Ausbildung von dunklen, 10 bis 20 cm mächtigen Dolomiten im basalen Teil, die überwiegend brekziiert sind und als eckige Komponenten im Anhydrit schwimmen.

In der Bohrung **Brakel Z1** (Schwellenposition) trennt ein 271 m mächtiges Steinsalzlager (z1NAa) den Werra-Anhydrit in einen 61 m mächtigen basalen und einen 37 m mächtigen rezessiven, oberen Abschnitt. In mehreren Bohrungen am Harzrand, nördlich Göttingen, wurde dieses Steinsalzlager ebenfalls mit der Mächtigkeit von einigen Metern durchteuft.

Gesteine des Zechstein 1 sind im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Die von HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) und REIMANN (1984) in den Steinbrüchen von Stadtoldendorf, Lüthorst sowie in zahlreichen Bohrungen dem Werra-Anhydrit zugeordneten Anhydritgesteine stellen Residualsulfatgesteine dar, die vornehmlich aus den Steinsalzlagern des Zechstein 2, untergeordnet vermutlich auch aus dem Zechstein 3 und Zechstein 4 resultieren (vgl. Kap. 2.1.3); im übrigen handelt es sich bei den von den genannten Autoren als Werra-Dolomit bezeichneten Ton- und Kalksteinen im Top des vermeintlichen Werra-Anhydrits um tektonisch isolierte Späne von Grauem Salzton (z3T) und Leine-Karbonat (z3CA).

2.1.2.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Serie z2)

Staßfurt-Karbonat (z2CA, Ca2): Ähnlich wie der Werra-Anhydrit weist auch das Staßfurt-Karbonat deutliche laterale Unterschiede in Mächtigkeit und Lithologie auf. Während in der Beckenposition wenige Meter mächtige bituminöse „Stinkschiefer“ verbreitet sind, erreichen die „Stinkdolomite“ am Schwellenfuß Mächtigkeiten bis ca. 40 m. Weitaus ausgeprägter ist der Mächtigkeitskontrast im Vergleich zu maximalen Sedimentationsraten auf der Schwelle bzw. im Bereich der Karbonat-Plattformen, wo biogene Kalk-/Dolomitsteine mit Mächtigkeiten bis zu 250 m verbreitet sind.

In der Bohrung *N o r t h e i m 1* wurden etwa 27 m, in den Bohrungen *S o l l i n g 4* und *S o l l i n g 5* wurden 15 m bzw. 19 m eines dunklen Karbonatgesteins durchteuft. Ausgebildet ist ein dichter, bräunlichschwarzer, stinkender, dolomitischer Kalkstein („Stinkkalk“), in den dünnsschichtige, karbonatische Tonsteinlagen der „Stinkschiefer-Fazies“ eingeschaltet sind. Beide Lithotypen werden im Wechsel 0,1 bis 1,0 m mächtig.

Basalanhydrit (z2ANa, A2): Tiefbohrungen in Beckenposition dokumentieren eine über große Distanzen einheitliche Ausbildung und Mächtigkeit des Basalanhydrits; dieser ist im Becken 2,6 - 3,0 m mächtig. Im Bereich der Schwellen bzw. Plattformen werden wiederum größere Mächtigkeiten erreicht; diese betragen im Bereich der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle etwa 25 m (Bohrung *S u d h e i m 1*) und im Bereich der Karbonatplattform, südwestlich Bremen, bis 90 m.

Der Basalanhydrit ist im unteren Teil als warvitischer „Linienanhydrit“ (*z2ANaα*) entwickelt, in den weißen Anhydritlagen von ca. 1 mm Mächtigkeit mit „papierdünnen“ schwarzen Lagen bituminösen Karbonats wechseln. Den Hangendabschnitt bildet ein hell-blaugrauer „Flaseranhydrit“ (*z2ANaβ*) mit 1-5 cm mächtigen, linsenartig an- und abschwellenden Anhydritlagen im Wechsel mit 1-10 mm mächtigen, dunklen, stinkenden Karbonatflasern.

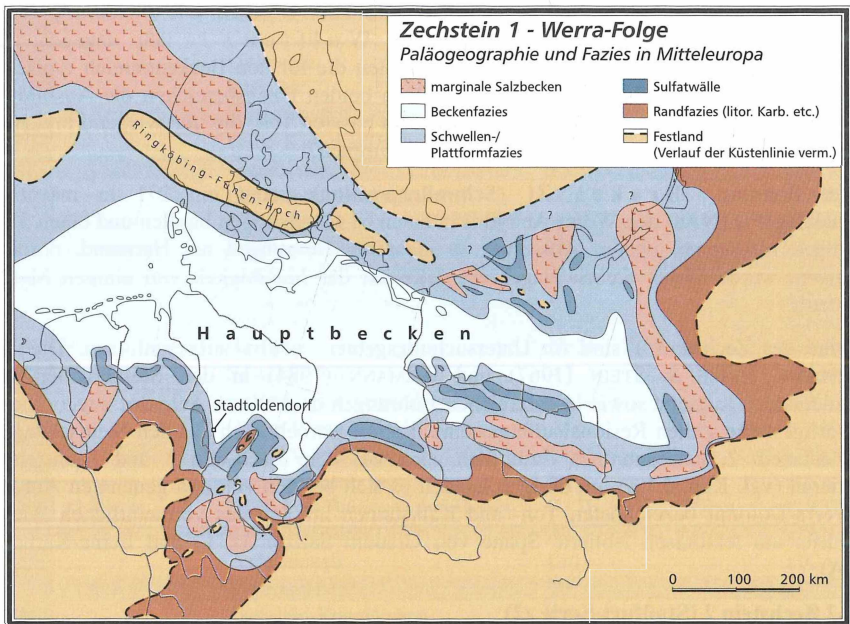


Abb. 2: Paläogeographie und Fazies des Zechstein 1 im Germanischen Becken. Umgezeichnet nach RICHTER-BERNBURG (1985)

Staßfurt-Steinsalz (z2NA, Na2), Kalisalz (z2KSt, K2): Das primär auflagernde Staßfurt-Steinsalz und das Staßfurt-Kalisalz sind jeweils abgelautet. Die primäre Mächtigkeit im Solling-Gebiet betrug 400-500 m; infolge Salzanstau werden Mächtigkeiten bis zu 800 m erreicht. Die in der Steinsalzfolge enthaltenen Sulfatanteile sind zu einem Residualgestein akkumuliert (s. 2.1.3).

Gebänderter Deckanhydrit (z2ANb, A2r): Der Gebänderte Deckanhydrit stellt das älteste, obertägig nachgewiesene Schichtglied des Zechsteins dar; dieses besteht aus einer zyklischen Wechselfolge von grauweißen, reinen Anhydritlagen und dunkelgrauen, tonigen Anhydritlagen. Die dichten bis feinkörnigen Lagen haben eine Mächtigkeit von etwa 1 - 2 cm.

Die Zahl der Lagen nimmt vom Beckenbereich im Norden bis zur Randfazies nahe Göttingen von 11 auf 40 zu (KOSMAHL 1967). Im Bereich Stadtoldendorf sind in vollständigen Profilen etwa 25 - 30 Lagen zu erwarten. Die Mächtigkeit nimmt von der Becken- zur Randfazies von etwa 0,7 bis 4 - 5 m zu. Die in den Tiefbohrungen S o l l i n g 2, 3 und 5 nachgewiesenen Mächtigkeiten betragen 1,63 - 2,5 m. Der Gebänderte Deckanhydrit ist im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf mit einer Mächtigkeit von etwa 1,5 - 2 m aufgeschlossen.

Die von HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) und REIMANN (1984) in den Steinbrüchen von Stadtoldendorf, Lüthorst und in mehreren Bohrungen dem stratigraphischen Niveau des Staßfurt-Karbonats und des Basalanhydrits zugeordneten Lithotypen sind stratigraphischer Bestandteil der Leine-Folge (vgl. Kap. 2.1.2.3.).

Bisher wurde die Gesteinsausbildung des vermeintlichen Staßfurt-Karbonats beschrieben als: „praktisch bitumenfreie, überwiegend kalkige bzw. mergelige Schichtenfolge, die eine Dreiteilung in 45% Mergelstein, hellblaugrün, 20% Kalkstein, dunkelgrau-bis hellgrau, und 35% Dolomitstein, kalkig hellgelblichgrau, erkennen läßt und von der üblichen Faziesgliederung in Stinkschiefer-Stinkkalk-Stinkdolomit-Hauptdolomit abweicht“ (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967: 415).

Dieser Widerspruch gegenüber der gültigen und in den benachbarten Bohrungen nachgewiesenen Faziesausbildung ist durch die falsche stratigraphische Einstufung begründet. Die hellblau-grünen Mergelsteine gehören dem Grauen Salzton (z3T) an und die Kalk- sowie Dolomitsteine dem Leine-Karbonat. Ähnliche Probleme ergaben sich für die genannten Autoren bei der Darstellung der auflagernden Anhydritgesteine in Stadtoldendorf und Lüthorst. Die fälschlicherweise als Basalanhydrit bezeichnete Serie erwies sich mit 10 - 20 m um etwa 3-7 mal mächtiger als in den Bohrungen der Umgebung, in denen der Basalanhydrit konstant etwa 2,5 bis 3,0 m mächtig ist. Darüber hinaus ist die Zweiteilung des Basalanhydrits in den Bohrungen überaus charakteristisch; diese wurde jedoch in den Tagesaufschlüssen nicht nachgewiesen.

Der 10 - 20 m mächtige Anhydrit (ehemals als A2 beschrieben) stellt einen tektonisch reduzierten Anteil des Hauptanhydrits (z3AN) dar. Vollständige Profile von Gebändertem Deckanhydrit, Grauem Salzton, Leine-Karbonat und Hauptanhydrit stützen diese Einstufung.

2.1.2.3 Zechstein 3 (Leine-Serie z3)

Grauer Salzton (z3T, T3): Nach KOSMAHL (1969) wurde der Graue Salzton in einen sandig-tonigen Unteren und einen dolomitischen Oberen Grauen Salzton gegliedert, eine Einteilung, die zu modifizieren ist. Die Zuordnung des Leine-Karbonats zum Oberen Grauen Salzton beruht auf der dogmatisch geführten Annahme, gemäß der in der Beckenposition keine Karbonate ausgebildet sind. Im Gegensatz zu diesem Postulat wird der als dolomitischer

Oberer Grauer Salzton bezeichnete Abschnitt nachfolgend als Leine-Karbonat (z3CA) bezeichnet.

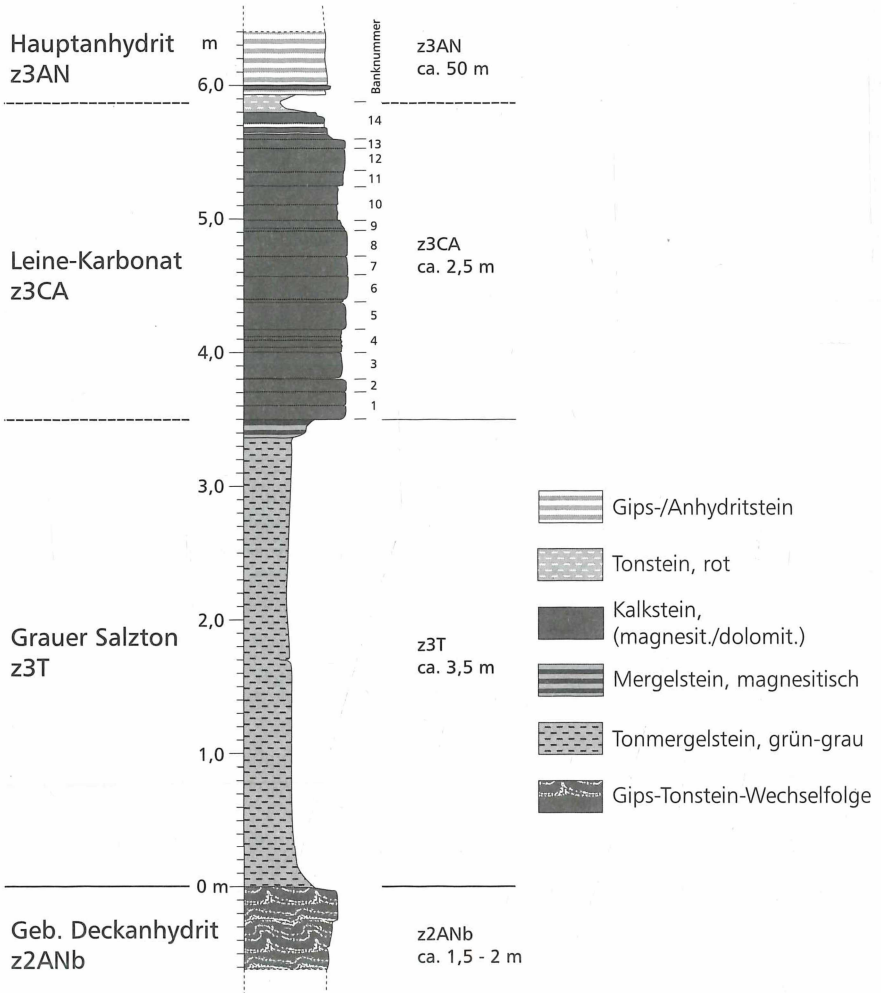


Abb. 3: Schematisches Profil des Grauen Salztons und des Leine-Karbonats im Gebiet Stadoldendorf.

Der Graue Salzton bildet eine Abfolge aus hell-blaugrünen, festen, tonigen Mergelsteinen, die sehr kompakt sind und scherbildig brechen. Die Gesamtmächtigkeit des z3T beträgt ca. 3,5 m (Abb. 3). An der Basis dieser festen Mergelsteine sind im Übergangsbereich vom Gebänderten Deckanhydrit oftmals ca. 1 m mächtige Tonsteine zwischengeschaltet; dieser ca. 0,5 bis 1 m mächtige, graue Tonstein verfügt über einen hohen Sulfatanteil; darüber folgt ein

linsenförmig an- und abschwellender, 0 - 10 cm mächtiger, grüner plastischer Ton, dem ein ca. 15 cm mächtiger, blaugrüner Ton auflagert.

Leine-Karbonat (z3CA, Ca3): Über dem Grauen Salzton folgen mit scharfem Kontakt blauschwarze, auch dunkel- oder hellgraue, geschichtete oder gebankte Karbonatgesteine sowie zuoberst sandige, mäßig feste, z.T. magnesitisch-dolomitische Kalksteine, die zum Hauptanhydrit (z3AN) überleiten. Im Grenzbereich zum Hauptanhydrit lagern im mehrfachen Wechsel Karbonate und Sulfate. In einem nahezu ungestörten Profil sind etwa 15, jeweils ca. 10 - 20 cm mächtige, feste Bänke zu unterscheiden, die durch mm-mächtige, mergelige Zwischenschichten getrennt werden.

Die Mächtigkeiten von Grauem Salzton und Leine-Karbonat variieren im Steinbruchgebiet von Stadtdendorf in Abhängigkeit von der tektonischen Beanspruchung zwischen wenigen Dezimetern bis max. etwa 6 m. Ungestörte Profile ergeben eine Mächtigkeit von 5,8 - 6 m, wobei etwa 3,5 m dem Grauen Salzton und etwa 2,5 m dem Leine-Karbonat zuzuordnen sind (Abb.3).

Hauptanhydrit (z3AN, A3): Der Hauptanhydrit ist nach KOSMAHL (1969) in 11 bis 13 Zonen zu untergliedern, die von unterschiedlichen Anhydrit-Schichtungstypen gebildet werden und deren Abfolge stratigraphisch verwertbar ist.

Die Mächtigkeit des Hauptanhydrits beträgt nach KOSMAHL in NW-Deutschland 16 (im Norden) - 66 m (im Süden); im Untersuchungsgebiet sind im primären Verband etwa 50 m ausgebildet.

Der Lithotyp ist fein- bis mittelkörnig, doch weist das gesamte Profil -nur in anhydritischer Ausbildung- Partien mit grobkristallinen Anhydrit-Rosetten, sog. Fischgräten-Anhydrit auf. Das Hauptanhydrit-Normalprofil ist nach KOSMAHL vom Hangenden zum Liegenden wie folgt aufgebaut, wobei die Zonen ursprünglich mit griechischen Buchstaben (α - ω) bezeichnet wurden, während gegenwärtig die Anwendung arabischer Ziffern (1 - 13) üblich ist (Abb. 4):

Zone 13(ω): Anhydritschale, zumeist aus einem dunkelgrauen Linienanhydrit; M: 0,08 - 4,3 m

Zone 12(τ): Schwarzes Tonbänkchen, feingeschichteter und pyritführender Ton; M: 0,01 - 0,25 m

Zone 11(λ): Bänderanhydrit, grau; M: 2- 12,8 m

Zone 10(χ): Porphyroblasten-Anhydrit bzw. Maseranhydrit, hellgrau; M: 0,5 - 13,2 m

Zone 9(ι): Flaseranhydrit, grau; M: 0,1 - 7,7 m

Zone 8(σ): An der Basis Schlierenanhydrit, graubraun, z.T. überlagert von Flaseranhydrit. Darüber folgt eine Wechsellagerung von Flaseranhydrit- und nahezu reinen Anhydritlagen. Die Flaseranhydrit-Zonen sind in Bündeln angeordnet, daher auch die Gesteinsbezeichnung Bündelanhydrit; M: 4,4 - 26,5 m

Zone 7(η): Lamellenanhydrit, braun; M: 0,01 - 0,7 m

Zone 6(ζ): Lamellenanhydrit, braun, in Wechsellagerung mit Schlieren- und Flaseranhydrit-Bänken. Die Anzahl der maximal 2 m mächtigen Lamellenanhydrit-Bänke beträgt ca. 10; M: 0,8 - 12,2 m

- Zone 5(ε): Schlierenanhydrit, braun, untergeordnet Flaser- und Lamellenanhydrit; M: 3 - 13,5 m
- Zone 4(δ): Flaseranhydrit, hellgrau; darin zahlreiche braune Nester oder Linsen aus Lamellenanhydrit oder feinstgeschichtetem Magnesit, vorwiegend unterer und mittlerer Teil; M: 1,6 - 3,3 m
- Zone 3(γ): Lamellenanhydrit, braun; M: 0,01 - 0,3 m
- Zone 2(β): Flockenanhydrit, braun; untergeordnet Schlieren- oder Flaseranhydrit; M: 0,3- 1,4 m
- Zone 1(α): Porphyroblasten-Anhydrit, geringmächtig, weiß bis grau; darüber Lamellenanhydrit, dunkelgrau-braun; M: 0,4 - 2,3 m

Die von KOSMAHL beschriebenen Schichtungsdiskordanzen, taschenartigen Vertiefungen sowie Rinnen und Wannen wurden im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet. Darüberhinaus wurden infolge der unterschiedlichen Aufschlußsituation und fortschreitender Vergipsung bzw. Ablagerung nicht alle Zonen der Kosmahl-Gliederung eindeutig identifiziert.

Die Zonen 1-2 bestehen zumeist aus stark vergipsten Flaser- und Schlierenanhydriten (Taf. 1., Fig. 1), in denen lokal Schlotten ausgebildet sind. Das Leine-Karbonat bzw. der Graue Salzton wirkt als Wasserstauer und somit vergipsungs- bzw. laugungsfördernd. Zone 3, ein geringmächtiger Lamellenanhydrit (Taf. 1, Fig. 2), ist dagegen häufig nachweisbar und bildet einen markanten Kontakt gegenüber den Zonen 4+5. Zone 4 ist charakterisiert als kaum geschichteter Flaseranhydrit mit großen, braunen Nestern aus Lamellenanhydrit bzw. dünnsschichtigem Magnesit. Die Nester haben Durchmesser bis ca. 10 - 15 cm und dringen strahlig in das Nebengestein. Während der basale, dm-mächtige Anteil infolge der Stauwirkung der Zone 3 überwiegend gut vergipst ist, folgen darüber 1 - 2 m Anhydrit bzw. anhydritischer Gips. Der Übergang zur Zone 5 ist fließend. Die Schichtung des Schlierenanhydrits ist etwas deutlicher, wobei die Magnesit-Nester nach Größe und Anzahl zurücktreten bzw. die Magnesitführung vorwiegend lagenweise ausgebildet ist (Taf. 1, Fig. 3). Dieser Trend setzt sich bis zur Ausbildung einer Wechsellagerung aus Schlierenanhydriten mit dünnsschichtigen Magnesit-Lamellenanhydrit-Bänken fort.

Die obersten 3 - 4 m sind charakterisiert als dreimaliger Rhythmus aus Magnesit-Lamellenanhydrit-Bänken mit Schlierenanhydriten. Die Magnesit-Lamellenanhydrit-Bänke sind maximal ca. 20 - 30 cm mächtig; über diesen folgen jeweils etwa 1 m mächtige Schlierenanhydrite. Die Zonen 6+7 bestehen aus einer Wechsellagerung von Lamellen- und Flaseranhydriten. Zone 6 beginnt mit 2 m Lamellenanhydrit, über die 2 m Flaseranhydrit folgen. Den Abschluß bildet 1,2 m mächtiger Lamellenanhydrit, dessen oberste 20 - 30 cm stark magnesitisch sind und vermutlich Zone 7 darstellen. Zone 8 wird von einem 3 m mächtigen Schlierenanhydrit eingeleitet, der von einem 4,5 m mächtigen Bündelanhydrit (Taf. 1, Fig. 7) überlagert wird. Zone 9 ist als 2 m mächtiger Schlieren-/Flaseranhydrit ausgebildet, dessen oberste 30 cm stark magnesitisch sind (Lamellenbank). Zone 10 ist ein etwa 20 m mächtiger, graublauer Flaseranhydrit mit Kristallrosetten, der zumeist aus Anhydritstein besteht (Taf. 1, Fig. 6). Zum Hangenden nimmt der Anteil texturprägender Tonlagen zu. Zone 11 ist ein grauer Bänderanhydrit mit einer z.T. sehr diffusen Schichtung. Der Bänderanhydrit wurde nur in einem Aufschluß nachgewiesen, so daß dessen Mächtigkeit mit etwa 3 - 4 m geschätzt wurde (Taf. 1, Fig. 4+5). Zone 12, das sog. „Schwarze Tonbänkchen“, und Zone 13 bilden den Top des Hauptanhydrit-Profiles. Dieser Abschnitt besteht aus einem Ton-führenden

Porphyroblastenanyhidrit mit sehr reinen, oft wässrig-blauen Gips-/Anhydritblasten (Blauer Anhydrit von Stadtoldendorf) von bis zu 20 cm Durchmesser (Taf. 1, Fig. 8), unterlagert von etwa 5 - 20 cm schmierig-schwarzem Tonstein (Zone 12, Schwarzes Tonbänkchen).

Der Karbonat-Gehalt nimmt vom Liegenden zum Hangenden deutlich ab und gliedert den Hauptanhydrit entlang einer markanten Grenze (z3AN9) in einen unteren, karbonatreichen und einen oberen, karbonat-ärmeren Abschnitt.

Im vergipsten Zustand verfügt der Hauptanhydrit im basalen Teil (ca. 20 m) über gelbliche bis orangebraune Farben. Bei fortschreitender Ablaugung verbleibt ein gelbbrauner Grus aus Gips(asche) und Magnesit. Im oberen Teil dominieren graue bis blaugraue Farben; darüberhinaus weist der Gipsstein eine unregelmäßig schwarzweiße Bänderung auf, die lösungsbedingt im Bereich der Schollengrenzen engständiger wird. Schließlich keilt der Gips unter Ausbildung eines schwarzgrauen, bituminösen, oftmals sandigen Residualtons aus. Noch als Anhydritstein vorliegend dominieren dunkelgraue Farben im basalen und blaue Farben im oberen Abschnitt. Der Lithotyp ist massig, undeutlich gebändert. Im oberen Teil kommen gelegentlich in den Kernbereichen größerer Schollen kugelige Anhydritrelikte (ca. 1 - 2 m) vor, deren Umrisse nur angenähert die Lamination abbilden oder gänzlich unabhängig von der Schichtung verlaufen. Diese Anhydritkugeln widerstehen lokal der Ablaugung bis zur vollkommenen Separierung m³-großer Kugeln, die im Volksmund als *Möncheköpfe* bezeichnet werden und im Homburgwald unterhalb der Ruine der Homburg vorkommen. Bisher wurden diese Anhydritkugeln dem Basalanhydrit des Zechstein 2 zugeordnet. Die Ausbildung ähnlicher kugeliger Anhydritrelikte im oberen Teil des Hauptanhydrits sowie die lithostratigraphische Übereinstimmung der Anhydrite bestimmen jedoch deren stratigraphische Zuordnung zum Hauptanhydrit.

Der Mächtigkeitsvergleich der Hauptanhydritzonen (Abb. 4) ergibt eine generell gute Übereinstimmung - geringe Abweichungen bestehen lediglich im höheren Teil des Hauptanhydrits. Der Maseranhydrit (z3AN10) der Bohrung *S o l l i n g 5* ist mit ca. 30 m etwa 10 m mächtiger als in der Bohrung *S o l l i n g 2* sowie im Untersuchungsgebiet. Derartige synsedimentär bedingte Mächtigkeitsunterschiede wurden in vielen Salzstockaufschlüssen nachgewiesen (u.a. FULDA 1929; KOSMAHL 1967).

Leine-Steinsalz (z3Na, Na3): Das auflagernde Leine-Steinsalz ist in den Übertageaufschlüssen abgelaugt. Die in der Steinsalzfolge enthaltenen Sulfatanteile sind zu einem Residualgestein akkumuliert (s. Kap. 2.1.3). In den Bohrungen der weiteren Umgebung wurde das Leine-Steinsalz jedoch nachgewiesen. Die erbohrten Mächtigkeiten nehmen nach Süden, in Annäherung an die Schwellenregion, kontinuierlich ab. Die Bohrung *A l f e l d Z1*, 15 km nordöstlich des Untersuchungsgebietes, durchteufte 181,5 m Leine-Steinsalz, während die Bohrungen *F r e d e l s l o h* und *F r e d e l s h a g e n*, 20 km südöstlich gelegen, ca. 60 m Steinsalz ergaben.

HERRMANN, HINZE & STEIN (1967:415) und REIMANN (1984) beschreiben den Grauen Salzton als „10-15 m mächtige Tonfolge mit roten und violetten Farbtönen, faziell in Randentwicklung“. Die in den umliegenden Bohrungen ermittelte durchschnittliche Mächtigkeit des Grauen Salztons, beträgt jedoch im Becken 3 - 5 m. In vollständigen Profilen im Untersuchungsgebiet ist der Graue Salzton überall als 3,5 m mächtiger hell-blaugrüner Ton-Mergelstein ausgebildet. Petrographie und Mächtigkeit bestätigen somit, übereinstimmend mit den Bohrdaten, eine Beckenposition. Die bisher als Grauer Salzton beschriebenen Abschnitte gehören vermutlich dem Roten Salzton an.

Die bisher dem Hauptanhydrit zugeordneten, hell bis mittelgrauen, nahezu ungeschichteten Sulfatgesteine sind, soweit eine Überprüfung der Aufschlüsse noch möglich war, den Residual-Anhydriten der Steinsalzlager (vgl. Kap. 2.1.3) zuzuordnen. HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) beschreiben vereinzelt vorkommende, bis zu einem Meter mächtige Karbonatlinsen aus dem basalen Teil dieser Sulfatfolge. Diese fraglichen Karbonat-Vorkommen sind jedoch das Ergebnis tektonischer Selektion und stellen Scherlinge aus Grauem Salzton und Leine-Karbonat dar.

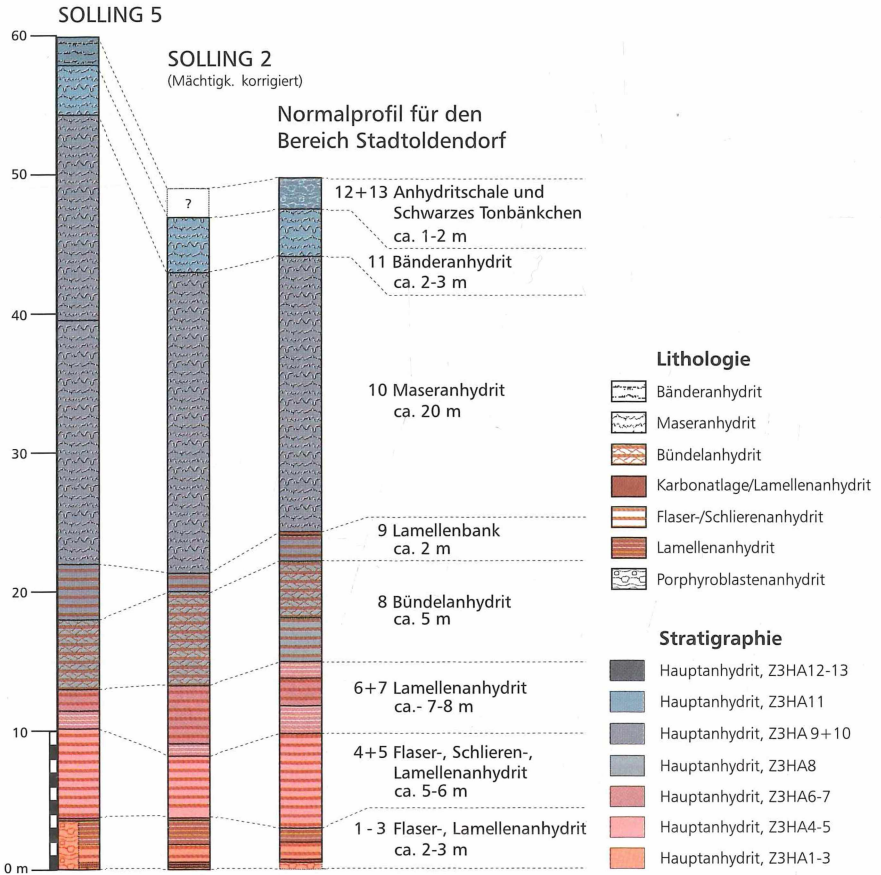


Abb. 4: Lithologischer Vergleich der ausgewerteten Hauptanhydrit-Profile der Bohrungen Solling 2/5 und der Übertage-Aufschlüsse von Stadtdendorf mit dem Standardprofil des Hauptanhydrits nach KOSMAHL (1969).

2.1.2.4 Zechstein 4 (Aller-Serie z4)

Roter Salzton (z4T, T4): Der etwa 21 m mächtige Rote Salzton weist in den Bohrprofilen von Fredelsloh und Fredelshagen eine deutliche Zweiteilung auf. Über einem 4 m mächtigen, basalen, ebenschichtigen, grünen Tonstein mit gelben Schlieren, der Anhydritlagen enthalten kann („Grüner Fuß“), folgt ein 17 m mächtiger, massiger, roter, z.T. violetter Tonstein mit grünen Reduktionsflecken. In den roten Tonstein sind Lagen aus grüngelbem, anhydritischem Tonstein mit rosa Anhydritknollen eingeschaltet.

Der Rote Salzton bildet den jüngsten im Stadtoldendorfer Gebiet nachgewiesenen Horizont. Er ist vornehmlich violettrot mit grünen Reduktionsflecken sowie untergeordnet grüngrau und erreicht maximal 10 -15 m Mächtigkeit. Verbreitet sind charakteristische gelbliche Sulfatknollen (Durchmesser max. 10 cm) in den grüngrauen Tonsteinlagen. Eine Abgrenzung zu den im Hangenden folgenden Ton- und Siltsteinen, u.a. des Bröckelschiefers und den Verwitterungsrückständen des primär im Liegenden ausgebildeten Leine-Steinsalzes, ist in vielen Aufschlüssen nicht möglich. In den Untertageaufschlüssen von Bützeberg/Holenberg trennt ein mehr als 10 m mächtiger, an der Basis grüner („Grüner Fuß“), jedoch darüber vorwiegend roter z4T das liegende Röt-Sulfat vom überkippt auflagernden Hauptanhydrit (vgl. Kap. 7.2.1). Das Vorkommen des Roten Salztons in den Übertageaufschlüssen ist überwiegend an Schuppenstörungen gebunden und wird - tektonisch bedingt - nur wenige cm bis dm mächtig. Infolge der Verwitterung nimmt der Rote Salzton eine charakteristische grüngrau-hellrosa-violette Färbung an und neigt zum breiigen Zerfließen.

Pegmatitanhydrit (z4AN, A4) ist bisher weder im Aufschlußgebiet Bützeberg/Holenberg noch im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf nachweisbar.

Aller-Steinsalz (z4NA, Na4): Das Aller-Steinsalz erreicht im Bereich der Wesersenke maximale Mächtigkeiten von etwa 50 m (RICHTER-BERNBURG 1955). In der Bohrung Fredelshagen wurden 56,3 m z4NA durchteuft. Nördlich des Hils sind in Beckenposition bis etwa 100 m Steinsalz ausgebildet. Das Aller-Steinsalz ist in den Übertageaufschlüssen abgelautet. Die in der Steinsalzfolge enthaltenen Sulfatanteile sind zu einem Residualgestein akkumuliert (s. Kap. 2.1.3). Die pelitischen Anteile sind nicht zweifelsfrei vom Roten Salzton abzugrenzen. Es war im Stadtoldendorfer Raum bisher nicht möglich, z3T und z4T zu unterscheiden; weder floristische, chemische noch röntgenographische Untersuchungen ergaben signifikante Unterschiede, zumal häufig dieselbe stratigraphische Einheit beprobt wurde. HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) nahmen jedoch richtigerweise nach Maßgabe der Lagerungsverhältnisse die Ausbildung von beiden Salztonen an.

2.1.2.5 Zechstein 5/6 (Ohre-/Friesland-Serie z5/6)

Die Serien des jüngsten Zechsteins sind in Südniedersachsen vermutlich tonig-siltig ausgebildet und bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen von den lithologisch gleichartig ausgebildeten Gesteinen im Liegenden (Roter Salzton) und Hangenden (Bröckelschiefer) nicht zu unterscheiden.

Bröckelschiefer (zBS): Die braunroten, bröckeligen, wechselnd feinsandigen bzw. tonigen Schluffsteine werden als "Bröckelschiefer" bezeichnet und erreichen eine Mächtigkeit von 20-25 m, die zu den vorwiegend sandig-siltigen Lithotypen des Unteren Buntsandsteins überleiten.

2.1.3 Residualgesteine (z2-4NAr)

Aus dem Nachweis und der stratigraphischen Einordnung der Residualbildungen resultiert in Ergänzung zu dem bisher genutzten Standardprofil (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967) eine revidierte Darstellung, die deutlich macht, daß bis zu 50 % des Profils von Residualgesteinen

gebildet werden (Abb. 5). In den vorangegangenen stratigraphischen Untersuchungen (u.a. HERRMANN, HINZE & STEIN 1967 und REIMANN 1984) werden die in den Steinbrüchen von Stadtoldendorf und Lüthorst aufgeschlossenen Anhydrit- und Gipssteine den Sulfat-Folgen des Standardprofils zugeordnet (Tab. 2). Die primär zwischengeschalteten Steinsalzfolgen galten als abgelautet. Die Existenz der Residualbildungen blieb bei jener Deutung unberücksichtigt. Die Ablaugung von mindestens 650 m mächtigen Salzgesteinen im Liegenden und Hangenden der Ton-, Karbonat- und Sulfatgesteine der Leine-Folge muß aber, unter Berücksichtigung primärer sulfatischer oder toniger Verunreinigungen im Salz, folgerichtig zu Rückstandsbildungen führen, wie Gipshüte über den Salzstöcken Nordwestdeutschlands beweisen, die im Einflußbereich des Grundwasserspiegels liegen. Entsprechend müssen auch im Untersuchungsgebiet Hutgesteine vorhanden sein.

In Salzspiegel-Bohrungen des Salzstockes von Gorleben werden verschiedene typische Hutgips-/Anhydritgesteine, wie Linien-, Flaser- und Knollengipse beschrieben (BORNEMANN & FISCHBECK 1985, 1986), die auch in den Übertageaufschlüssen aufgrund der charakteristischen Texturen eindeutig von primären Sulfatfolgen, wie Hauptanhydrit und Deckanhydrit, unterscheidbar sind. Die Residualbildungen sind aus den Sulfatanteilen der Steinsalzfolgen der Staßfurt-, Leine- und Aller-Serie herzuleiten, wobei der Staßfurt-Serie unter Berücksichtigung der primären Mächtigkeit vermutlich der größte Residualsulfat-Anteil zuzuordnen ist.

Das Sulfat ist entweder diffus im Steinsalz verteilt, es kann 0,5 - 1 cm mächtige Schnüre bilden (z.B. Liniensalze) oder es ist als maximal etwa 2 m mächtige Bank ausgebildet (z.B. Anhydritmittelsalze). Durch selektive Ablaugung im Bereich des Salzspiegels werden die Sulfatanteile relativ angereichert und bilden bei nahezu vollständigem Lösungstransport der chloridischen Anteile den Gipshut. Der Gipshut z.B. des Salzstockes Gorleben ist etwa 50 - 70 m mächtig (BORNEMANN, O. & FISCHBECK, R. 1985).

Die kumulative Steinsalzmächtigkeit betrug im Untersuchungsgebiet etwa 800 - 1000 m. Bei einem durchschnittlichen Sulfat-Gehalt von 5 - 10 %, lokal max. auch 15 % (freundl. mündl. Mitteilung Dr. BORNEMANN, BGR), sind bei vollständiger Ablaugung Residualgesteinsmächtigkeiten von max. 40 - 150 m möglich. Die im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf vorliegenden, z.T. tektonisch akkumulierten Mächtigkeiten betragen ca. 70 - 80 m Residual-Sulfatgestein.

Das Residual-Gestein ist massig, dicht, z.T. gut gebankt und bereichsweise infolge tonig-bituminöser Beimengungen dunkel gebändert (Taf. 2, Fig. 8). Die basalen 5 - 10 m der Residual-Abfolge sind in Stadtoldendorf nicht aufgeschlossen. 3 - 5 m im Top der Folge, vom Liegenden durch eine schwarze, tonige Fuge getrennt, sind gut geschichtete Gips-/Anhydritlagen im Wechsel mit tonigeren Lagen (dünnbankiges Residual-Sulfat) ausgebildet. Vermutlich entstammen die schwarzen Residualtone und Gips-/Anhydritlagen dem Hangendsalz im Liegenden des Staßfurt-Kalilagers.

HARTWIG (1955) beschreibt aus der Kaligrube „Wittekind-Hildasglück“ über dem Hauptsalz ein rötliches Steinsalz mit schwarzen Tonschnüren und auflagernd ein graues Steinsalz mit Anhydritlinien. Erst darüber folgen die Kieseritischen Übergangsschichten und das Kaliflöz. Über den gut geschichteten, dünnbankigen Residual-Sulfaten lagern einige Meter intensiv mylonitisierte, tonige Anhydritlagen, die z.T. rote Gipslagen bzw. Knollen enthalten und vermutlich Ablaugungsreste des Kaliflözes sowie des Decksteinsalzes des z2NA darstellen. Die Grenze zum überlagernden Gebänderten Deckanhydrit ist aufgrund der tektonischen Überprägung unscharf ausgebildet.

Eine Unterscheidung und Zuordnung der einzelnen Residualsulfate zu den jeweiligen Edukt-Steinsalzfolgen ist jedoch nicht überall eindeutig möglich, insbesondere, wenn der stratigraphische Verband unklar ist. In Untertageaufschlüssen sind im stratigraphisch Hangenden des Hauptanhydrits und des Roten Salztons Gipslagen von 1 - 10 cm Mächtigkeit weit verbreitet, die durch fein verteilten Hämatit rot gefärbt sind; diese bilden vermutlich Residualsulfate des Leine-/Aller-Steinsalzes, wobei die z.T. intensive Rötffärbung möglicherweise auf die Ablaugung roter Salzgesteine oder der Kalisalzlager zurückzuführen ist.

Der Anteil des Röt-Salzes ist in diesem Zusammenhang unklar. Mischwerte der Schwefel-Isotopen-Verhältnisse lassen jedoch im Bereich des tektonischen Kontaktes auf eine Beteiligung von Röt-Residuaten schließen (vgl. Kap. 4.3).

Tab. 2: Gegenübestellung der bisher gültigen stratigraphischen Gliederung des Zechsteins im Raum Stadtoldendorf (links) mit der revidierten Gliederung dieser Arbeit (rechts). Das Residualsulfatgestein resultiert aus der Ablaugung der 3 Zechstein-Salinarhorizonte. Die Pfeile markieren die neuen Einstufungen der Lithotypen.

		bisherige Zuordnung/ Symbole	A. HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) / M. REIMANN (1984)		neue Zuordnung/ Symbole NLFB	diese Untersuchung	
Zechstein	Aller-F.	z4	Na4	Aller-Steinsalz nicht nachgewiesen/abgelaugt			
			T4	Roter Salzton rote und graugrüne Tonsteine, z.T. sandig	10 - 15 m	z4T	Roter Salzton rote und graugrüne Tonsteine, z.T. sandig 5 - 10 m
	Leine-Folge	z3	Na3	Leine-Steinsalz nicht nachgewiesen/abgelaugt			
			A3	Hauptanhydrit weißer bis dunkelgrauer Gipsstein, bituminös verunreinigt, massig, im tieferen Teil wenig Anhydritstein, dunkelgrau bis schwarzgrau, körnig	- 40 m	z3AN	Hauptanhydrit Gips-/Anhydritstein, Zonen nach KOSMAHL (1967) 1 - 13 45 - 50 m
			T3	Grauer Salzton graugrüne und rote Tonsteine	10 - 15 m	z3CA z3T	Leine-Karbonat graue Karbonatst., bitumin., bankig Grauer Salzton graugrüne Tonmergelsteine 2,5 m 3,5 m
	Staßfurt-Folge	z2	Na2	Staßfurt-Steinsalz nicht nachgewiesen/abgelaugt			
			A2	Basalanhydrit weißer bis hellgrauer Gipsstein, massig wenig geschichtet, Anhydrit- stein teilweise bis zur Oberfläche reichend, hellgrau, grobkörnig, spätig	10 - 18 m	z2ANb	Geb. Deckanhydrit Gips-/Anhydritstein Tonstein- Wechsellagerung, grauweiß 2- 3 m
			Ca2	Hauptdolomit graue Karbonatsteine, bituminös, bankig, graue bis grüne Tonmergelsteine, plattig	8 - 12 m		
	Werra-Folge	z1	A1	Werra-Anhydrit weißer bis dunkelgrauer Gipsstein, massig wenig geschichtet, bituminös verunreinigt, im tiefen Teil Anhydritstein, dunkelgrau, körnig darin linsenförmig eingelagert	ca. 80 m		
			Do1	Werra-Dolomit graue Dolomitsteine; graue bis grüne Tonmergelsteine	0 - 10 m	z2-4NA	Sulfatresidualgestein weißer bis dunkelgrauer Gipsstein, massig wenig geschichtet, z.T. mit Anhydritschlieren, bituminös verunreinigt, im tiefen Teil Anhydritstein, dunkelgrau, körnig 70 - 80 m

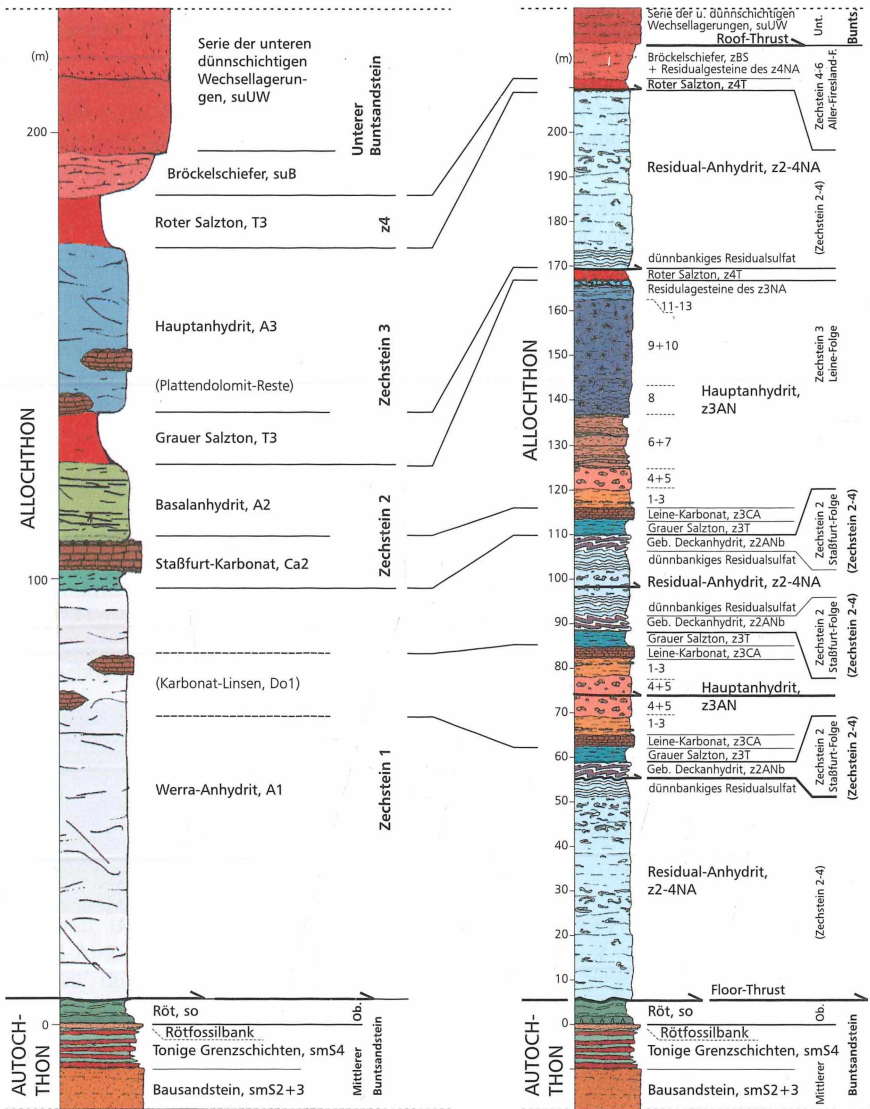


Abb. 5: Gegenüberstellung des bisher gültigen Zechstein-Profiles (links) der Umgebung von Stadtoldendorf (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967) mit der revidierten Aufnahme dieser Arbeit (rechts) in idealisierten Profilen. Dicke Pfeile: Lage der Hauptüberschiebungen; dünne Pfeile: Lage der Schuppenbahnen.

2.2 Mesozoikum

2.2.1 Buntsandstein

2.2.1.1 Unterer Buntsandstein (su)

Der Untere Buntsandstein steht im tektonischen Kontakt mit unterschiedlichen Stufen des Zechsteins. Der ca. 400 m mächtige Untere Buntsandstein besteht aus einer Wechselfolge plattiger Feinsandsteine, Schluffsteine und untergeordnet auch Tonsteinen von vorherrschend rotbrauner, untergeordnet graugrüner Farbe.

2.2.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Der Mittlere Buntsandstein wird nach BOIGK (1957) in vier Großzyklen gegliedert (vom Hangenden zum Liegenden), deren Gesamtmächtigkeit im Vogler ca. 400 m beträgt:

Solling-Folge	(smS, ca. 90 m)
Hardeggen-Folge	(smH, ca. 50 m)
Detfurth-Folge	(smD, ca. 70 m)
Volpriehausen	(smV, ca. 200m)

Mittlerer Buntsandstein ist flächenhaft im Gebiet des Voglers verbreitet, entlang der Aufstiegszone des Salinars im nördlichen Homburgwald sowie auf der NE- und SW-Flanke des Elfes (Anl. 1). Folgende Anteile der Standardgliederung sind im Untersuchungsgebiet in Tagesaufschlüssen zugänglich:

Bausandstein (smS2+3): Der Bausandstein ist vornehmlich im Odfeld zwischen Vogler und Homburgwald in zahlreichen auflässigen Steinbrüchen aufgeschlossen. Über einer Wechselfolge aus vorwiegend roten, untergeordnet auch grünlichen oder hellen Sand- und Tonsteinen, die gegenüber dem Liegenden nur undeutlich hervortritt, sind dickbankige Sandsteine ausgebildet, in die rote und grünliche Tonsteine linsenförmig eingelagert sind. Diese Linsen enthalten z.T. Wirbeltierreste. Das Bausandsteinprofil erschließt zwei unterschiedliche Lithofazies. Charakteristisch sind gut geschichtete, glimmerführende, grau-violette Sandsteine sowie Sandsteine mit porig-löcheriger Anwitterung, die auf einen primären Kalkgehalt verweisen. Letztere sind insbesondere im mittleren und oberen Teil der Folge ausgebildet und dokumentieren eine fazielle Verzahnung mit den Ton-Mergelsteinen der Tonigen Grenzschiechten (HERRMANN & HOFRICHTER 1962). Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 60-70 m.

Tonige Grenzschiechten (smS4): Die Tonigen Grenzschiechten bilden den Abschluß der Solling-Folge und leiten zum Röt-Salinar über. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus roten und graugrünen, zum Teil sandigen Ton-Mergelsteinen und geringmächtigen, hellgrau-braunen Sandsteinen, die vom Bausandstein (smS2+3) im Liegenden markant begrenzt werden. Die Folge hat eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Charakteristisches Schichtglied am Top der Tonigen Grenzschiechten ist die "Röt-fossilbank", die auch als "Röt-basisandstein" bezeichnet wird. Während KALLIES (1963) die obersten fossilführenden Lagen dem Röt zuordnete, stellte HINZE (1967) die ca. 1m mächtige Sandsteinbank noch in den Mittleren Buntsandstein. Diese für die Festlegung der Grenze Röt/Mittlerer Buntsandstein bei Geländeaufnahmen kritische Sandsteinbank wurde auch für die Auswertung und Korrelation der Prospektionsbohrungen genutzt.

2.2.1.3 Oberer Buntsandstein, Röt (so)

Der Obere Buntsandstein besteht aus einer ca. 100-200 m mächtigen Abfolge aus Ton- und Schluffsteinen. Der basale Abschnitt ist Gips- und Steinsalz-führend. Letztere Minerale

unterliegen nahe der Oberfläche der Auslaugung und bedingen im Ausstrichbereich des Röt langgestreckte Erdfallgürtel. Das Röt wird nach HINZE (1967) in vier Abschnitte unterteilt:

Hgd.:	Unterer Muschelkalk	mu	
	Grauvioletter Abschnitt	so4	50 - 55m
	Rotbrauner Abschnitt	so3	20 - 25m
	Bunter Abschnitt	so2	20 - 30m
Röt			
		Postsalinärer Bereich	so 1c
	Grauer Abschnitt	Intersalinärer Bereich	so 1b
		Präsalinärer Bereich	so 1a
Lgd.:	Mittlerer Buntsandstein	sm	

Grauer Abschnitt: Der graue Abschnitt besteht aus grüngrauen Tonsteinen und Gipssteinen. Eingeschaltet ist in größeren Teufen ein ca. 70 - 90 m mächtiges Steinsalzlager, unterbrochen von Gips- bzw. Anhydritlagen, die im höheren Teil dominieren. Weiterhin wird dieser Bereich durch Ton- und Karbonatbänder gegliedert. Ursprünglich 100 m mächtig, bleiben von der Abfolge infolge oberflächennaher Laugung zumeist nur wenige Meter, von gelben Residualkarbonaten durchsetzte, graugrüne Tonsteine erhalten.

Präsalinärer Bereich (so1a): Über dem karbonatischen, ockergrau-braunen Sandstein ("Rötfossilbank") des obersten Mittleren Buntsandstein folgt unmittelbar das basale 4,1 m mächtige Gips-/Anhydritlager; letzteres bildet im Untersuchungsgebiet einen hell-/dunkelgrau gebänderten, schlierigen, zum Teil boudinierten Anhydritstein. Die Schichtung ist sekundär durch Marienglas-"Einsprenglinge" gestört, deren Anteil zum Hangenden zunimmt. Dieser rekristallisierte, vergipste Bereich ist mit 1 bis 2 m lokal sehr mächtig ausgebildet. Er besteht aus einem dunkelgrauen, massigen, ungeschichteten und grobspätigen Basisgips, entsprechend den basalen 4,1 m der Feingliederung nach HINZE (1967).

Intrasalinärer Bereich (so1b): Im Normalprofil (HINZE 1967) folgt über einem ca. 25 cm mächtigen dunkelgrauen Residualton ein brekziöser Gips mit Fasergips und feinverteilter, dunkelgrau-grünem Ton. Darüber folgt eine Serie aus fünf Ton- und vier brekziösen Gipssteinhorizonten. Im Hangenden des grobkristallinen Basisgipses lagern untertage grüngraue kompakte Gipssteine, die von maximal 1 cm dicken Fasergipslagen durchzogen sind; diese enthalten grüne Tonsteine, die z.T. entlang von Schuppenstörungen akkumuliert sind und darüberhinaus ss-parallele Gleitbahnen markieren. In tonsteinreichen Abschnitten sind die Gipslagen zu mm-großen Linsen zerschert, diese werden von grünen Tonsteinen umflossen. Lokal kommen maximal 5 cm große Alabasterknollen vor, die einen Gipskristallsaum aufweisen. Im höheren Teil sind brekziöse Gipssteine ausgebildet, doch ist die von HINZE (1967) beschriebene rhythmische Abfolge aus fünf Residualton- und vier Gipssteinhorizonten nicht nachweisbar. Die Residualtonhorizonte markieren die stratigraphische Position des nur aus Tiefbohrungen bekannten, oberflächennah jedoch gelösten Steinsalzlagers des Röt1. In zwei Residualtonhorizonten wies HINZE rote Gipssteinbrocken nach, welche die einzigen roten Evaporite im Röt bilden. Untertage lassen sich insbesondere im südlichen und zentralen Teil des Grubengebäudes ein bis zwei rote Gipslagen mit einer Mächtigkeit von ca. 10 cm über eine Distanz von mehreren Zehnermetern nachweisen.

Postsalinärer Bereich (so1c): Analog zum intrasalinären Röt 1b stellt das Röt 1c nach HINZE (1967) eine Wechsellagerung aus Gipsstein und Residualton dar. Jedoch ist der Ton nur untergeordnet ausgebildet. Wesentlich ist der textuelle Unterschied des Gipssteins, der nicht brekziös ist, sondern vorwiegend aus einer feinschichtigen Wechsellagerung von Gips-, Ton-

und Dolomitstein besteht. Infolge Ablaugung resultieren aus diesen Gipssteinen grüngraue bis gelbgrüne Tonsteine, wobei die Färbung der primär dunkelgrauen Tonsteine durch einen wechselnden Anteil an Dolomit, bzw. durch unterschiedlich intensive Verwitterung hervorgerufen wird. Untertage sind die Gesteine des so1c nicht eindeutig vom liegenden so1b abzugrenzen, da das Hauptunterscheidungsmerkmal, die brekziöse Ausbildung des so1b, tektonisch überprägt wurde. Im Normalprofil haben die Abschnitte des so1 eine Mächtigkeit von etwa 40 Metern, im Bereich Bützeberg/Holenberg sind maximal 7,5 m aufgeschlossen.

Bunter Abschnitt, Röt 2: Während im Röt 1 fast ausschließlich graue Farben dominieren, sind im Röt 2 vornehmlich rot und grün gefärbte Tonsteine ausgebildet. Die grüngrauen Farben wechseln an diffusen Grenzen. HINZE (1967) bezeichnet diese Lithotypen als "changierende" Tonsteine, die für das Röt 2 und Röt 4 charakteristisch sind. Dieser Befund gilt auch für die untertage am östlichen Rand des Grubengebäudes aufgeschlossenen Tonsteine, die in jenem Bereich von einem Netzwerk aus Fasergips durchsetzt werden.

Rotbrauner Abschnitt, Röt 3: In dem von HINZE beschriebenem Normalprofil bildet das Röt 3 eine Folge einheitlich braunroter Tonsteine. Schichtung ist kaum zu erkennen, ebenso sind keine Gipssteinlagen sondern lediglich Fasergips und feine Gips-Kluftfüllungen ausgebildet; auch treten grüne Farben deutlich zurück. Ein Charakteristikum für das Röt 3 ist die besondere Ablösungsform. Senkrechte Klüfte ergeben im Verband mit der Schichtung quaderförmige Brocken, die weiter in polygonale Bröckchen von mm-Größe zerfallen. In Röt 2 und Röt 4 bleibt dieses sekundäre Gefüge auf wenige Lagen beschränkt. Untertage ist Röt 3 mit Hilfe der genannten Charakteristika nicht nachweisbar.

Grauvioletter Abschnitt, Röt 4: Der oberste grauviolette Abschnitt bildet wiederum eine Wechselfolge aus roten und grauen Tonsteinen. Auch dominieren, wie schon im Röt 2, rote bzw. violettrote bis violette Farbtöne. Unterschiede bestehen allerdings in der Ausbildung der Schichtung. Während im Röt 2 die Farbwechsel nicht den Schichtgrenzen folgen, besteht im Röt 4 eine feine Lamination.

2.2.2 Muschelkalk

Südöstlich des Steinbruchgebietes von Stadtoldendorf, u.a. westlich Wangelnstedt, streicht der Muschelkalk weitflächig aus und steht zum Teil mit Zechstein in tektonischem Kontakt. Der Muschelkalk hat eine Normalmächtigkeit von 210 bis 240 m und läßt sich wie folgt gliedern:

Hgd.:	Keuper	k	
	Oberer Muschelkalk	mo	ca. 55 m
	Mittlerer Muschelkalk	mm	ca. 50-80 m
	Unterer Muschelkalk	mu	ca. 105-110 m
Lgd.:	Oberer Buntsandstein	so	

2.2.2.1 Unterer Muschelkalk (mu)

Der Untere Muschelkalk, der von STEIN (1966) nach Maßgabe der unterschiedlichen Verwitterungsbeständigkeit gegliedert wurde, besteht aus mergeligen Kalksteinen. Es werden vier Horizonte fester und harter Kalkstein-Bänke unterschieden:

Hgd.:	Mittlerer Muschelkalk	mm
	7. Bereich der Schaumkalkbänke	(muS)
	6. Wellenkalk	(muW3)
	5. Horizont der Terebratelbänke	(muT)
	4. Wellenkalk	(muW2)
	3. Horizont der Oolithbänke	(muO)
	2. Wellenkalk	(muW1)
	1. Basiskonglomeratbänke	(muB)
Lgd.:	Oberer Buntsandstein	so

Die Hartsteinbänke werden von drei Wellenkalkfolgen getrennt, bestehend aus grauen, plattigen, weichen, mergeligen Kalksteinen, denen in unregelmäßigen Abständen geringmächtigere festere Bänke zwischengeschaltet sind, die eine Feingliederung ermöglichen.

Die Hartsteinbänke werden von jeweils einem Gelbkalkhorizont unterteilt. Der Gelbkalk an der Muschelkalkbasis ist ca. 0,50-1,00 m mächtig. Die Intensität der Gelbfärbung ist stark verwitterungsabhängig. Der Gelbkalk der Oolithbänke ist sehr markant und etwa 2,00-2,50 m mächtig. Die Mächtigkeit der Gelbkalke der Terebratelbänke schwankt zwischen 0,30-2,00 m. Die 1,00-3,00 m mächtigen Gelbkalke der Schaumkalkbänke sind nicht sehr horizontbeständig. Im höheren Teil der Schaumkalkbänke sind vermehrt dolomitische Lagen eingeschaltet, die faziell zum Mittleren Muschelkalk überleiten.

2.2.2.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)

Die Ausbildung des Mittleren Muschelkalks ist aufgrund fehlender Aufschlüsse nur unzureichend bekannt. Über dem Unteren Muschelkalk folgen etwa 25-30 m zum Teil dolomitische, graue Mergelsteine. Darüber lagert eine wechselnd tonige Gipssteinserie von etwa 25-60 m Mächtigkeit, die oberflächennah zumeist vollständig ausgelaugt ist. Die Auslaugung hat auch das primär eingeschaltete Salinar betroffen.

Über dem Salinar sind ungefähr 30 m dolomitische, graue Mergelsteine ausgebildet, die im Basisbereich einige Meter Gipssteine enthalten. In der Bohrung Breitenstein (S' Rühle/Weser) hat der Mittlere Muschelkalk eine Mächtigkeit einschließlich des Sulfats von ca. 80 m (HERRMANN 1962).

2.2.2.3 Oberer Muschelkalk (mo)

Wie überall in Südniedersachsen sind innerhalb des Oberen Muschelkalks zwei stratigraphische Niveaus zu unterscheiden: Der Trochitenkalk (mo1), ein massiger, harter Schillkalkstein im Hangenden des Mittleren Muschelkalkes, und die Ceratitenschichten (mo2), eine Wechselfolge tonig-mergeliger und kalkiger Gesteine. Der Trochitenkalk hat eine Mächtigkeit von ca. 10-15 m. Die Ton- und Mergelsteine der insgesamt 40 m mächtigen Ceratitenschichten verwittern zu einem kalkigen, graugelben Ton, die Kalksteine erhalten eine weißgraue Verwitterungsrinde.

2.2.3 Keuper

Großflächige Ausstrichbereiche des Keuper bleiben auf den Bereich des Markoldendorfer Beckens beschränkt. Darüber hinaus sind bunte Tonsteine des Keupers als Grabenfüllungen im Golmbacher Bruchfeld und im Bereich Wangelnstedt aufgeschlossen. Die Abfolge beginnt unmittelbar über den Ceratitenschichten mit dunkelgrauen Tonen bzw. Tonsteinen, die zum Hangenden zunehmend violettrote und graugüne Farben annehmen. HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) stuften diese vielfach tektonisch reduzierte Abfolge in den Unteren Keuper ein.

Vollständige Profile sind außerhalb des Untersuchungsgebietes westlich der Weser und nördlich des Untersuchungsgebietes, entlang der Westflanke der Hils-Struktur, aufgeschlossen.

2.3 Känozoikum

2.3.1 Tertiär

Das Tertiär ist an Subrosionssenken gebunden. Dieser Befund gilt für die Vorkommen in Eschershausen, Lenne und Portenhagen ebenso wie für das Vorkommen im Scheitelbereich der Elfas-Salzaufwölbung. Neben den von GRUPE (1910) beschriebenen Braunkohle-führenden, feinen, weißen Quarzsanden des Miozäns im Tertiärbecken von Lenne-Wangelstedt besteht das Tertiär überwiegend aus glaukonitführenden Sanden des Unteroligozäns (Foraminiferen- und Ostracoden-führend) sowie aus dunklen, oft feinsandigen Tonen und Mergeltonen mit Kalkkonkretionen und Pyritknollen des Mitteloligozän (Rupelton); stark sandige Schillkalke mit sandigen glaukonitischen Mergeln bilden die fossilreichen „Kasseler Meeressande“ des Oberoligozäns.

3. Petrographie und Genese der Sulfatgesteine

Im folgenden wird zwischen *sedimentären* und *residualen Sulfaten* unterschieden, d.h. zwischen Sulfat-Gesteinen, die innerhalb der Zechstein-Eindampfungszyklen bzw. im Röt sedimentiert wurden und solchen, die infolge der tertiären bis quartären Ablaugung der Steinsalz-Serien subrosiv gebildet wurden.

3.1 Sedimentäre Sulfate

Infolge der Ausfällung von Gipskristallen aus dem Meerwasser und dem sich daraus ergebenden „Crystal rain“ (DEAN & ANDERSON 1978) resultiert die sedimentäre Akkumulation von CaSO_4 am Meeresboden. In Abhängigkeit von der Wassertiefe, des Sättigungsgrades und der Temperatur erfolgt die Bildung unterschiedlicher Sulfat-Faziestypen. Im Laufe der Absenkung und Kompaktion wird das $\text{CaSO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$ durch zunehmenden Überlagerungsdruck und Temperaturzunahme sowie Laugeninfiltration instabil und in wasserfreien Anhydrit umgewandelt. Bei einem Temperatur-Gradienten von ca. $30^\circ/\text{km}$ ohne verstärkenden Laugenzutritt beginnt die Gips-/Anhydrit-Umwandlung nach BRAITSCH (1962) etwa ab einer Teufe von ca. 800 m. Unterschiedliche p/t-Verhältnisse können dieses Bild modifizieren.

3.1.1 Zechstein

Zechstein2 (Gebänderter Deckanhydrit z2ANb/A2r): Der Gebänderte Deckanhydrit besteht aus einer Wechselfolge von sehr reinen, weißen und tonig verunreinigten, grünlich-graubraun bis lila gefärbten Sulfatbänken; diese sind wenige mm bis etwa 30 cm mächtig. Die Mächtigkeit ist zumeist nicht konstant, sondern variiert im Dezimeter-Abstand. Der Lagenbau wird insbesondere im stärker tonigen Top-Bereich häufig von bis zu 1 cm dicken grobkristallinen Gipslagen unterbrochen; darüber hinaus sind am Übergang zum Grauen Salzton häufig Alabaster-Knollen ausgebildet. Der Gebänderte Deckanhydrit ist weiterhin isoklinal gefaltet; entsprechend sind die primären Gefüge intensiv überprägt. Die mächtigeren weißen Bänke sind sehr rein und bestehen fast ausschließlich aus Gips bzw. Anhydrit, während die dünneren dunklen Zwischenlagen als Nebengemengteile Kaolinit und Quarz enthalten. Zum Hangenden nimmt der Anteil toniger Verunreinigungen deutlich zu.

Zechstein3 (Hauptanhydrit z3AN/A3): Der Hauptanhydrit unterscheidet sich durch seinen Karbonatgehalt in charakteristischer Weise von den übrigen Sulfaten. Röntgenographisch

wurde ausschließlich Magnesit nachgewiesen (vgl. Kap. 5). Im basalen Teil der Abfolge beträgt der Magnesit-Gehalt maximal 10 %, während im Top-Bereich der Magnesit-Anteil 3 % nicht übersteigt. Der Magnesit ist dispers verteilt oder in Nestern und dünnen Lagen angereichert. Darüber hinaus enthält der Hauptanhydrit Spuren von SiO_2 . In der Hauptanhydrit-Abfolge sind im unvergipsten Zustand unterschiedliche Anteile an makroskopisch sichtbaren Kristall-Rosetten ausgebildet. Im höheren Hauptanhydrit (z3AN9+10) bestehen z.T. mehrere Meter der Abfolge nahezu ausschließlich aus grobkristallinen Kristall-Rosetten.

Texturelle Unterschiede infolge variierender Verunreinigungen des Anhydrit-/Gipsgesteins ergeben eine Untergliederung in mehrere Schichtungstypen (KOSMAHL 1967/1969; BORNEMANN & FISCHBECK 1985):

1. *Lamellenanhydrit*

Wechsellagerung aus 1 - 5 mm mächtigen Sulfat- und Magnesitlagen. Die Schichtflächen sind eben bis wellig. Während der Vergipsung wurde die Schichtung zum Teil gekröseartig disharmonisch gefältelt (Taf.1, Fig. 1+2).

2. *Bänderanhydrit*

Wechsellagerung aus maximal 10 cm mächtigen Sulfatlagen mit 1 - 5 mm mächtigen Ton- oder Magnesitlagen. Die Schichtflächen sind überwiegend wellig. Die regelmäßige Bänderung des Bänderanhydrits (z3AN11) im Top des Hauptanhydrits resultiert aus Drucklösungssutturen, die im 3-5 cm Abstand angeordnet sind und nahezu ebene Grenzflächen ergeben (Taf. 1, Fig. 4+5).

3. *Schlierenanhydrit*

Maximal cm-große, unregelmäßig gestaltete „Magnesit-Nester“ schwimmen unregelmäßig in einer relativ reinen Sulfat-Grundmasse (Taf. 1, Fig. 3).

4. *Flaseranhydrit*

1 - 5 cm mächtige, relativ reine Sulfatlinsen sind in eine Matrix aus unreinem Sulfat (Flaserzonen) eingebettet. Die Flaserung bildet anastomosierend angeordnete Magnesit-Lamellen ab.

Aus der Wechsellagerung von bündelig angeordneten Flaserzonen mit mehr oder weniger reinen Anhydritlagen wird die Bezeichnung Bündelanhydrit (z3AN8) abgeleitet. Zum Hangenden geht der Bündelanhydrit in den Maseranhydrit über (Taf. 1, Fig. 7).

5. *Maseranhydrit*

Massiges, reines Sulfatgestein durch geringe Verunreinigungen gemasert (chicken-wire-Textur); z.T. sehr grobkristallin mit langen, schlauchartigen Kristall-Rosetten, sog. Fischgräten-Anhydrit Schichtung ist makroskopisch nicht erkennbar.

3.1.2 Buntsandstein

Oberer Buntsandstein (Röt, so1): Die Gips-/Anhydritsteine des Röts sind von jenen des Zechsteins generell gut zu unterscheiden. Rötgips enthält infolge toniger Beimengungen einen höheren Anteil an Verunreinigungen. Die Gesteinsfarbe ist entsprechend graubraun bis grüngrau. Der Tonmineralanteil der Sulfatgesteine variiert zwischen einigen Prozenten (Basisgips, ca. 90 % Sulfat) bis zu 25 % im Top des Basisgipses. Vorwiegend im höheren Teil sind mm bis max. 1-2 cm mächtige, hellgrüne oder gelbliche Tonlagen eingeschaltet. Neben primären Gefügen weist der Rötgips weitere diagenetisch bedingte Gefüge-Merkmale auf, die eine Abgrenzung gegenüber den Zechstein-Sulfaten ermöglichen. Der Rötgips enthält einen hohen Anteil an sekundärem Sulfat, einerseits in Form von Marienglas-Kristallen, andererseits, sehr charakteristisch, als Fasergips auf Kluftflächen. Marienglas-Kristalle sind bevorzugt im Basisgips ausgebildet und erreichen Durchmesser von maximal 1-2 cm.

Bereichsweise kommen kugelige Alabaster-Knollen von durchschnittlich etwa 1 - 3 cm Durchmesser vor; diese werden von bis zu 2 mm langen, nadeligen Gipskristallen radial umsäumt.

3.2 Residual-Sulfate

Die Residual-Sulfate bilden zusammen mit dem Hauptanhydrit den sulfatischen Anteil des Hutgesteins, das während der Subrosion salinarer Serien infolge des Zutritts wäbriger Lösungen entstand. Im Verlauf dieser Subrosion werden im Bereich des Salzspiegels die schwer- und unlöslichen Nebengemengteile, z. B. Sulfate und Tone oder Tonsteine, akkumuliert. Das Staßfurt-Steinsalz enthält neben geringen silikatischen überwiegend sulfatische Verunreinigungen bis max. 10% (freundliche mündliche Mitteilung Dr. BORNEMANN, BGR). Im höheren Teil des Leine-Steinsalzes ist dagegen der Anteil an silikatisch-tonigen Verunreinigungen sehr hoch (Tonbrockensalz). Gemäß der progressiven Abscheidungsfolge *Karbonat - Sulfat - Chlorid (- Sulfat)* weisen Residualbildungen aus Salzgesteinen *keine* nennenswerten Mengen an primären karbonatischen Verunreinigungen auf und sind daher von den z.T. primär karbonathaltigen, sedimentären Sulfaten, wie Werra-, Basal-, Haupt- und Pegmatitanhydrit, eindeutig abzugrenzen.

Die Kristallisation von Anhydrit als Residual-Sulfat erfolgt aus den an CaSO_4 -übersättigten Salz-Lösungen unter Einbau von Anhydrit-Residuen und weiteren schwerlöslichen Komponenten. Nach LANGBEIN (1987) und BALZER (1992) ist eine unmittelbare Wiederausfällung von Gips aus Steinsalz-gesättigten Lösungen nur bei einer Überdeckung von bis zu 125 m diagenetisch stabil. Bei Salzspiegel-Teufenlagen tiefer als 125 m - in Abhängigkeit vom geothermischen Gradienten - wird entsprechend aus den an CaSO_4 -übersättigten Salz-Lösungen immer Anhydrit als diagenetisch stabiles Mineral im Salzspiegel-Bereich kristallisieren. Für das Untersuchungsgebiet bedingt das Vorkommen von Residual- Anhydrit demnach ein Auflager während der Ablaugung von mindestens 125 m.

Charakteristische, subrosiv entstandene Lithotypen sind Linienanhydrite oder schichtungslos-massige Anhydritgesteine. Weitere Typen subrosiv gebildeter Gefüge in Anhydritgesteinen sind Kollapsbrekzien und Residualbrekzien (LANGBEIN 1964). Kollapsbrekzien entstehen infolge Subrosion dort, wo Steinsalz durch mächtige Anhydrit-Folgen überlagert wird; wobei der Anhydrit die durch Salzauflösung entstandenen Hohlräume kollabierend ausfüllt. Bei NaCl-Sättigung werden die Bruchstücke durch primären Anhydrit zementiert. Residualbrekzien resultieren aus der Subrosion stark anhydritisch verunreinigter Salzfolgen, wobei die Textur der anhydritischen Verunreinigungen überwiegend erhalten bleibt. Es entstehen charakteristische Lithotypen, wie der Sangerhäuser Anhydrit auf bzw. an der Ostflanke der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle (LANGBEIN & SEIDEL 1960) sowie die Residual-Sulfate von Stadtoldendorf mit Haken- und Schlaufen-Textur.

Residualsulfate (z2-4NAr): Die Sulfate sind chemisch sehr rein, lediglich Spuren von Quarz wurden röntgenographisch nachgewiesen (vgl. Kap. 4). Ebenso fehlt ein Karbonat-Anteil; weder der für den Werra-Anhydrit typische Calcit noch der für den Hauptanhydrit typische Magnesit sind vorhanden.

In Übereinstimmung mit der von BORNEMANN & FISCHBECK (1986) vorgeschlagenen Gliederung der Hutgesteine des Salzstockes von Gorleben werden die Residualgesteine des Untersuchungsgebietes makroskopisch in folgende Lithotypen gegliedert:

Linien-, Flaser- und Knollengipssteine stellen die Hauptmasse der aufgeschlossenen Residual-Sulfate dar; diese sind massig, grau, durchadert von dunklen anhydritischen

Schnüren, z.T. durch geringe tonige Verunreinigungen schwach und uneben geschichtet oder geflasert (Taf. 2, Fig. 7+8). Ein Sonderfall des Liniengipses ist der HS-Gipsstein (Haken- und Schlaufen-Gipsstein); für diesen sind 2 bis 5 mm mächtige weiße Lagen charakteristisch, die vermutlich syndesimentär „Haken- und Schlaufen-förmig“ deformiert wurden (HS-Textur). Überwiegend sind Doppellagen ausgebildet, die durch eine dunkle Mittellinie getrennt werden. An der Basis der Einzellagen ist häufig ein dunkler Saum ausgebildet (Taf. 2, Fig. 3+4). Im dreidimensionalen Anschnitt sind die „Schlaufen“ häufig als einige Dezimeter lange Schläuche erkennbar, die z.T. geschlossene Formen bilden oder aus separierten Sätteln bzw. Mulden hervorgegangen sind.

Lokal, bei Beteiligung von cm-dicken Sulfatlagen, entstanden Gesteine vom Typ Sangerhäuser-Anhydrit mit hellen, cm - dm mächtigen, brekzierten Sulfatlagen, die in eine dunkle Sulfat-Grundmasse eingebettet sind. (Taf.2, Fig. 6).

Massenanhydrit, massig, dunkel blaugrau; dieser stellt das Anhydrit-Äquivalent zu den Linien-, Flaser- und Knollengipssteinen dar. Die charakteristischen Texturen sind im bergfrischen anhydritischen Zustand makroskopisch nur schwer zu erkennen, diese werden erst infolge Vergipsung deutlich. Im angewitterten Zustand werden jedoch bereits nach wenigen Jahren Unterschiede in der Kristallgröße und dem Reinheitsgrad sichtbar, wie in den aufgelassenen Brüchen in Stadtoldendorf zu beobachten ist. Die Linienanhydritsteine lassen im Aufschluß die charakteristischen HS-Texturen vollplastisch hervortreten, hervorgerufen durch unterschiedlich starkes Absanden infolge selektiver Verwitterung (Taf.2, Fig. 5). Die Anhydrit-Kristalle sind zum Teil deutlich nadelig ausgebildet und parallel ausgerichtet. Im angewittertem Zustand wirkt die Oberfläche daher filzig.

Wolkige Gipssteine ergeben unscharfe Schichtgrenzen und enthalten häufig infolge dispers verteilter Fe-Beimengungen feine, rötliche Bänderungen, die aus Rückständen gelöster Salzgesteine resultieren. Vergleiche mit Salzspiegelbohrungen im Salzstock von Gorleben machen eine Deutung als konservierte Salzablaugungsflächen wahrscheinlich. Im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf sind wolkige Gipssteine vornehmlich im Top der Residual-Sulfate ausgebildet. Wolkige, 1-2 m mächtige Gipssteine sind untertage im Bereich des tektonischen Kontaktes von Röt/Zechstein weit verbreitet.

Brekzien sind untertage am tektonischen Kontakt Röt/Zechstein verbreitet. Aus der tektonischen Überprägung der weißen oder rötlichen, ca. 2-10 cm mächtigen Lagen resultieren disharmonischen Falten bis hin zur vollständigen Auflösung und Brekzierung des Schichtverbandes. Die Brekzierung ist vermutlich sowohl subrosiver als auch tektonischer Natur.

4. Geochemie

Chemische Analysen von Sulfatgesteinen des Zechsteins und des Oberen Buntsandsteins aus dem Bereich der Wesersenke und der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle werden von der Gipsindustrie routinemäßig durchgeführt. Die Analytik gilt allerdings im allgemeinen nur der Bestimmung des Gips- und zum Teil des Karbonatgehaltes. Umfassendere geochemische Untersuchungen, die alle Hauptelemente berücksichtigen, liegen bisher lediglich aus dem Gebiet östlich der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle vor (u.a. HEIMLICH 1959, 1964; JUNG & KNITSCHKE 1960, 1961; LANGBEIN & SEIDEL 1960).

Westlich der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle wurden die Sulfate vorwiegend lithostratigraphisch analysiert (u.a. von GAERTNER 1932; RICHTER-BERNBURG 1955;

HERRMANN, A. 1956; KOSMAHL 1967 und 1969). Die Rekonstruktion der Sulfat-Sedimentation und Anhydrit-Faziesanalyse ergänzen die lithostratigraphischen Befunde (u.a. KOSMAHL 1969; RICHTER-BERNBURG 1985; BALZER 1997).

Die nachfolgende geochemische Analytik hat folgende Zielsetzungen:

1. Im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf werden vorwiegend Proben von fraglichem Werra-Anhydrit und Hauptanhydrit geochemisch charakterisiert, um diese voneinander abzugrenzen sowie mit lithostratigraphisch und faziell gesichert zugeordneten Sulfaten zu korrelieren.
2. Isotopengeochemische Untersuchungen dienen der stratigraphischen Zuordnung, insbesondere jener Abfolgen, die im tektonischen Verband im Grubengebäude Bützeberg/Hohlenberg aufgeschlossen sind (HOLLÄNDER 1993). Analoge Untersuchungen wurden von HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) an Bohrungen und obertägigen Aufschlüssen im Bereich der Elfes-Struktur sowie von JORDAN (1986) an Bohrungen im Bereich des Leinetalgrabens, nördlich Göttingen, durchgeführt.

4.1 Haupt- und Spurenelementanalysen

4.1.1 Gehalte und Bedeutung der Haupt- und Spurenelemente

Die SiO_2 -Gehalte in den Residual-Sulfaten (P1, 3, 4, 6, 8) sind mit Werten zwischen 0,12 - 0,28 Gew.-%. sehr gering. Magnesitische Sulfate (P11, 14, 15) hingegen enthalten SiO_2 bis zu 1,49 Gew.-%. Um eine Zehnerpotenz erhöht sind die Gehalte des Gebänderten Deckanhydrits (P 16) sowie des Leine-Karbonats (P17); diese betragen 13,86 und 19,32 Gew.-% SiO_2 .

Die SiO_2 -Konzentration im Meerwasser ist infolge des hohen Gesamtelektrolytgehaltes sehr gering. Da eine wesentliche biogene und magmatische SiO_2 -Zufuhr während des Zechsteins auszuschließen ist, dokumentiert der SiO_2 -Gehalt vornehmlich den Festlandseinfluß bzw. die klimatischen Verhältnisse. Voraussetzung ist eine silikatische Verwitterung im Liefergebiet und der Transport in das Zechstein-Becken. Das ermittelte SiO_2 entstammt insbesondere dem detritischen Eintrag von Quarz, Feldspäten und Phyllosilikaten wie Kaolinit und Muskowit-Illit (s. Anhang) sowie untergeordnet aus authigenem Quarz. Authigener Quarz wird vorwiegend in den von Salzlösungen beeinflussten, das Salzgestein unmittelbar benachbarten Serien ausgefällt (GRIMM 1962). In Übereinstimmung mit der Eindampfungsabfolge Karbonat - Sulfat - Sulfat/Chlorid - Chlorid verringert sich mit zunehmender Eindampfung der SiO_2 -Gehalt. Von den maximalen Gehalten im Leine-Karbonat über den Hauptanhydrit zu den intrasalinaren Sulfaten als Endglied der Abfolge nimmt der SiO_2 -Gehalt kontinuierlich ab.

Die übrigen Hauptelementgehalte TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 korrelieren z.T. deutlich positiv mit den silikatischen und magnesitischen Verunreinigungen (Kaolinit, Muskovit-Illit, s. Anhang) und dokumentieren somit die durch den Festlandseintrag bedingten silikatischen Beimengungen der Sulfatgesteine.

Die MgO -Gehalte der Sulfate variieren zwischen 0,06 - 8,75 Gew.-%. Die höchsten Gehalte weisen die Hauptanhydrit-Proben mit 0,3 - 8,75 Gew.-% auf, die ausschließlich auf Magnesit zurückzuführen sind. Die beträchtlichen Schwankungen gehen vermutlich auf den Zustrom vorkonzentrierter Laugen bzw. Aussüßung durch Frischwasserzufuhr zurück. Die niedrigen MgO -Gehalte von 0,06 - 0,16 Gew.-% der Residual-Sulfate verweisen auf eine zunehmende Eindampfung und geringe Festlandseinflüsse. Das Leine-Karbonat weist mit 9,23 Gew.-% ebenfalls einen hohen Magnesit-Anteil auf (Abb. 5).

Das CaO der Sulfate ist im Anhydrit bzw. Gips enthalten und korreliert entsprechend mit den Gehalten an SO_3 . Im Leine-Karbonat (Probe 17) hingegen ist der CaO -Anteil vorrangig an

den Calcit gebunden. Dolomit ist nur in Spuren vorhanden, denn wie DEHNE & STEIN (1987) nachweisen konnten, besteht das Leine-Karbonat (Plattendolomit) aus einer feinschichtigen Wechsellagerung von Calcit und Magnesit.

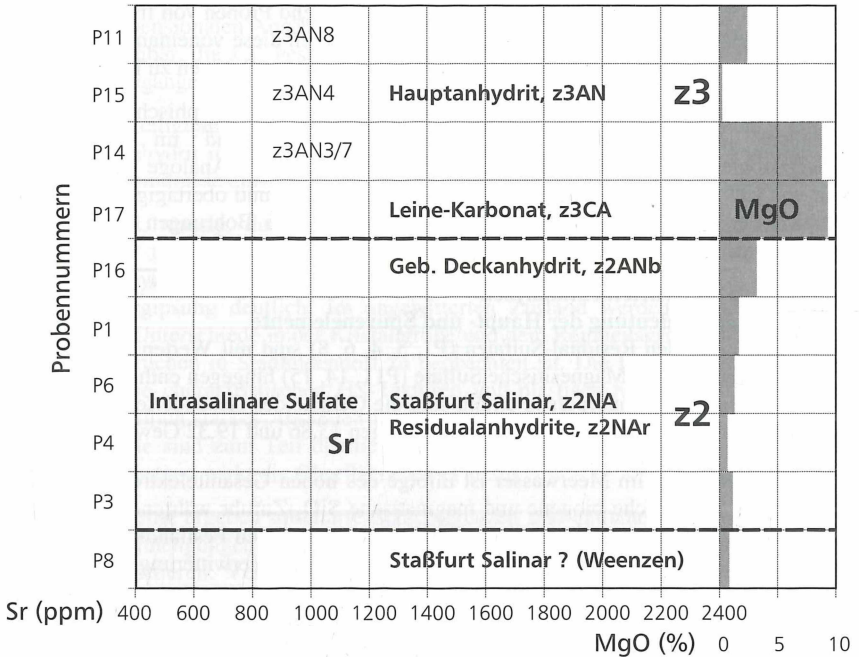


Abb. 6: Sr- und MgO-Gehalte von Sulfat- und Karbonat-Gesteinen. Sr und MgO sind ein Maß für den Eindampfungsgrad bzw. markieren den Einfluß des Festlandes. MgO ist terrigener Herkunft, während Sr überwiegend beckenintern abzuleiten ist. Die höchsten Sr-Werte erreichen die intrasalinaren Residual-Sulfate (P1, 3, 4, 6, 8). Die höchsten MgO-Gehalte der Sulfate weist der relativ küstennah sedimentierte basale Hauptanhydrit auf (P14 und P17). Die niedrigen MgO-Gehalte der intrasalinaren Residual-Sulfate verweisen auf eine zunehmende Eindampfung unter geringen Festlandseinflüssen.

Über den Glühverlust (GV) werden die Gips- und Karbonat-Gehalte durch den Kristallwasser- bzw. CO_2 -Anteil deutlich. Eine exakte Bestimmung des Gips-/Karbonatgehaltes ist insbesondere in karbonatisch verunreinigten Sulfaten nicht möglich. Reine Gipssteine ergeben einen GV von etwa 20 Gew.-%; höhere Werte, wie in den Proben 14, 17 um 30 Gew.-%, verweisen auf Karbonat-Anteile.

Die Ba-Gehalte der intrasalinaren Sulfate (P1, 3, 4, 6, 8) sowie der Hauptanhydrit-Proben (P11, 14, 15) variieren nur geringfügig und betragen 13 - 25 ppm, im Durchschnitt 17,5 ppm. Deutlich höhere Werte weisen der Gebänderte Deckanhydrit (P16) und das Leine-Karbonat (P17) mit 45 bzw. 81 ppm auf. Diese Erhöhung beruht vermutlich überwiegend auf der

Substitution von Kalium durch Ba in den Phyllosilikaten Kaolinit und Muskowit-Illit, die nur in diesen Proben nachgewiesen wurde (s. Anhang).

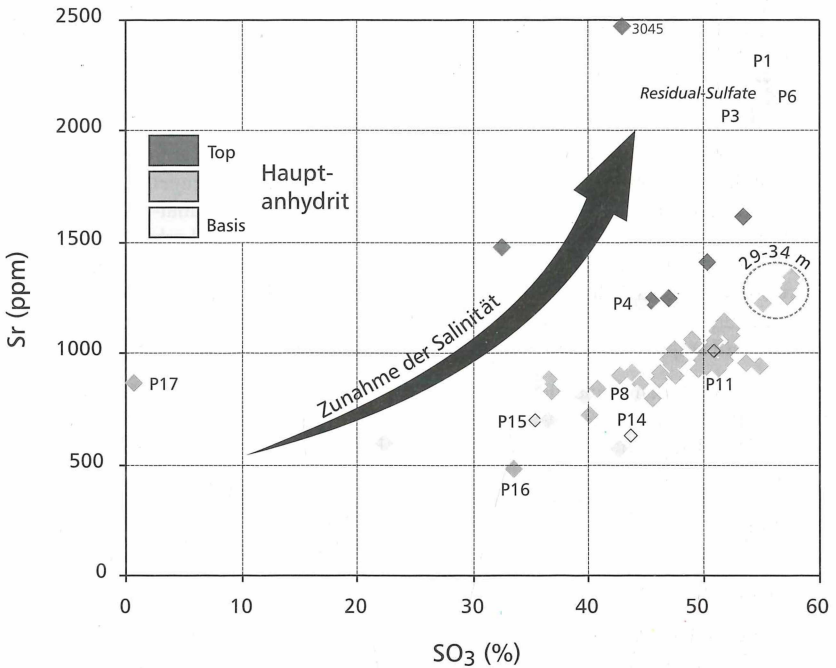


Abb. 7: Sr/SO₃-Diagramm von Sulfat- und Karbonat-Gesteinen im Vergleich zu einem kontinuierlich gemessenen Hauptanhydrit-Profil vom Westhang der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle (Lichtenstein). Das Sr in den Sulfatgesteinen ist an CaSO₄ gebunden, während es im Leine-Karbonat an Calcit gebunden ist. Sr und SO₃ korrelieren im Hauptanhydrit positiv miteinander. Die intrasalinaren Residual-Sulfate sowie Hauptanhydrit-Proben aus dem Top und zwischen 29 und 34 m liegen außerhalb des Hauptfeldes bei höheren Sr-Werten. Die Sedimentation dieser Proben erfolgte vermutlich unter hochsalinaren Bedingungen, möglicherweise bei gleichzeitiger Sedimentation von Steinsalz, (Probennr. s. Abb. 6).

Die niedrigsten Sr-Anteile enthält der Gebänderte Deckanhydrit (P16) mit 477 ppm. Leine-Karbonat (P17) und Hauptanhydrit (P11, 14, 15) weisen Gehalte von 623 - 1000 ppm auf. Mit bis zu 2235 ppm erreichen die intrasalinaren Sulfate (P1, 3, 4, 6, 8) die mit Abstand höchsten Sr-Gehalte. Strontium wird in marinen Evaporiten neben Aragonit, Calcit und Polyhalit fast ausschließlich in die Minerale Gips und Anhydrit diadoch eingebaut (FÜCHTBAUER 1988). Sr und SO₃ korrelieren daher positiv miteinander (Abb. 7). Die sehr hohen Sr-Gehalte (>>1000 ppm) dokumentieren eine fortgeschrittene Eindampfung. Die intrasalinaren Sulfat- sowie Hauptanhydrit-Proben aus dem Top der Abfolge liegen außerhalb der Punktwolken und sind zu höheren Sr-Werten verschoben. Die Sulfatausfällung erfolgte z.T. bei gleichzeitiger Sedimentation von Steinsalz, sogenanntem Maseranhydrit.

4.1.2 Sulfatklassifikation und paläogeographische Interpretation

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen der Sulfate ergeben aufgrund der oligomineralischen Zusammensetzung einen relativ einheitlichen Chemismus der Hauptkomponenten; daher ist der Gehalt an Nebenkomponten und Mineralspuren (s. Anhang) für die Unterscheidung der Sulfate signifikant. Diese bilden darüber hinaus genetische Indikatoren, die der Klassifikation dienen und Rückschlüsse auf die paläogeographisch-klimatischen Parameter gewähren.

Die sedimentären Zechstein-Sulfate (z.B. Werra-, Basal- und Hauptanhydrit) enthalten z.T. erhebliche Mengen an Karbonat, das im Hauptanhydrit (z3AN) durch Magnesit und im Werra-Anhydrit (z1AN) durch Calcit vertreten wird. Geringe Mengen an Quarz führen sowohl Werra-Anhydrit als auch Hauptanhydrit sowie die Residual-Sulfate (z2-4NAr). Lediglich im Gebänderten Deckanhydrit (z2ANb) ist der Quarz-Anteil erhöht. Nur der Werra-Anhydrit weist darüber hinaus einen Feldspat- Anteil auf. Tonminerale (Kaolinit) enthält in nennenswerten Mengen lediglich der Gebänderte Deckanhydrit. Diese qualitative Übersicht zeigt somit die Unterschiede im Mineralbestand der Sulfate auf und ermöglicht die Zuordnung der Hauptelemente zu den entsprechenden Mineralphasen.

Sulfatgesteine bestehen mineralogisch aus den drei Haupt(-Anion)-Komponenten Sulfat, Karbonat und Silikat; diese variieren in Abhängigkeit paläogeographisch-klimatischer Einflüsse. Die Diagramm-Auswertung dieser Komponenten ergibt Hinweise über die Bildungsbedingungen der stratigraphisch unterschiedlichen Sulfat-Horizonte. Aus der Projektion im DMS-Diagramm resultiert insbesondere die stratigraphische Charakteristik der Sulfate. SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 (D-Ecke) dokumentieren den detritogenen Festlandseinfluß, SO_3 (S-Ecke) stellt den Calciumsulfat-Gehalt und MgO (M-Ecke) den magnesitisch-karbonatischen Anteil dar.

Der Gesamtkarbonatgehalt wurde nicht in allen (Alt-) Analysen ermittelt, daher konnte nur der magnesitisch-karbonatische Anteil einbezogen werden. Die Darstellung nur eines Karbonatminerals fördert zwar die Gruppenbildung und die Abgrenzung des Hauptanhydrit von anderen Sulfat-Horizonten, schränkt jedoch den direkten paläogeographischen Vergleich dadurch ein, daß die calcitisch-karbonatischen Anteile, z.B. des Werra-Anhydrits, unberücksichtigt bleiben.

Die Basislinie des Diagramms bzw. das Verhältnis von M zu S definiert in erster Näherung den Eindampfungsgrad, die Höhe über der Basis hingegen den Einfluß bzw. die Entfernung vom Festland. In Abhängigkeit von der lithostratigraphischen Einstufung der Sulfatgesteine und deren Zusammensetzung sind mehrere Felder zu unterscheiden. Die Mehrheit der Proben-Punkte fällt in die untere Hälfte des Diagramms; lediglich der Gebänderte Deckanhydrit - mit hohem Tonmineral-Anteil - liegt nahe der D-Ecke. Magnesitische Sulfate, wie die Lamellenanhydrite des Hauptanhydrits, sind im linken unteren Teil des Diagramms angeordnet (Abb. 7). Nahe der S-Ecke sind sehr reine, offenbar hochsalinare Sulfate projiziert; letztere stellen intrasalinare Sulfate dar, wie der Sangerhäuser-Anhydrit als Residualgestein des Staßfurt-Salinars auf der Ostseite der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle sowie die Residualgesteine des Werra-Salinars (Abb. 7). Ebenfalls in die S-Ecke fallen Proben aus dem mittleren Teil des Hauptanhydrits und insbesondere die bereits makroskopisch als Intrasalinbildungen charakterisierten Residualsulfate aus dem Steinbruchgebiet von Stadoldendorf, die in früheren Arbeiten (u.a. HERRMANN, HINZE & STEIN 1967) als Werra-Anhydrit beschrieben wurden (Kap. 2).

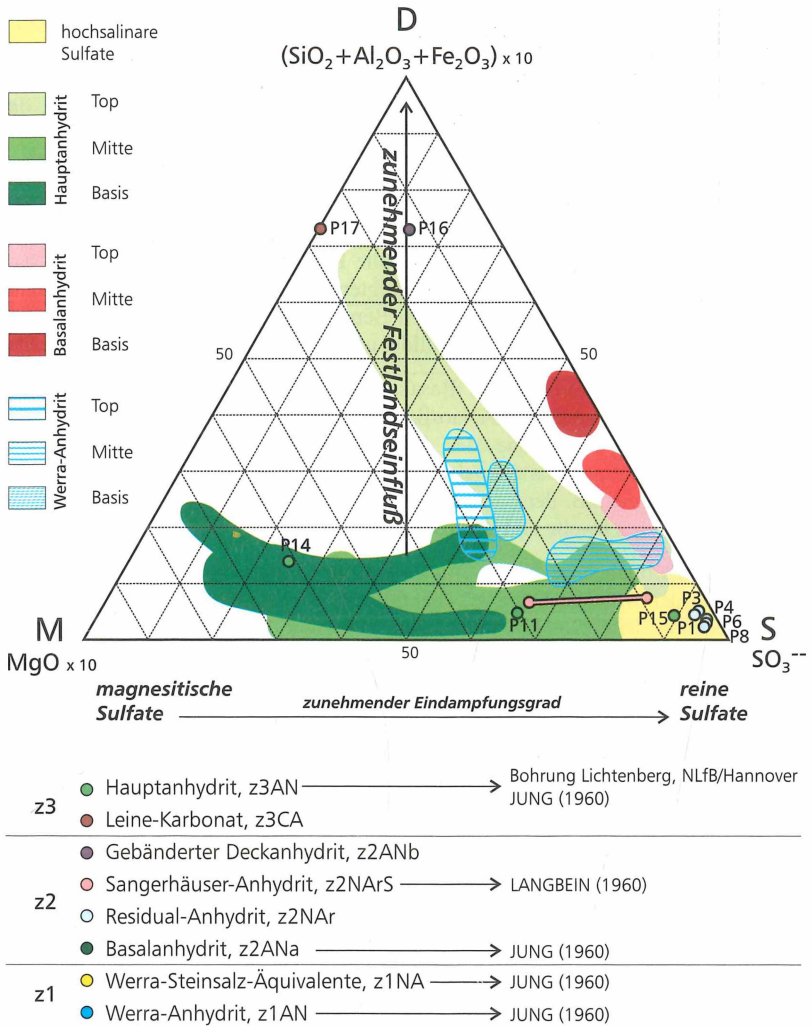


Abb. 8: Sulfatgesteine des Zechsteins - Verteilung der Felder von Werra-, Basal- und Hauptanhydrit im DMS-Diagramm.

Die Auswertung ergibt für die unterschiedlichen Sulfate jeweils langgestreckte Punktwolken, die sich im Bereich der S-Ecke überschneiden, jedoch in charakteristischer Weise zur D- oder M-Ecke tendieren. Es ist demnach möglich, stratigraphische Zuordnungen aus der Position im Diagramm abzuleiten, sofern die Daten-Punkte nahe der jeweiligen D- bzw. M-Ecke angeordnet sind. Für Basalanhydrit trifft diese Aussage zu (Abb. 8), während die Unterscheidung von Werra- und Hauptanhydrit auf diese Weise nicht möglich ist, da sich deren Felder überlagern.

Interpretiert man die charakteristischen Felder hinsichtlich der Lage der Probenpunkte im Profil der jeweiligen Sulfat-Folge, so resultieren z.T. deutlich voneinander abzugrenzende Untergruppen (Abb. 9). In der Anordnung der Untergruppen wird - gleichermaßen für den Werra-, Basal- oder Hauptanhydrit - eine zyklische Entwicklung deutlich, die von basalen, stark detritogen und/oder magnesitisch verunreinigten Sulfaten zu sehr reinen hochsalinaren Bildungen überleitet; letztere liegen jeweils im Bereich der S-Ecke. Für die Staßfurt-Folge (z2) ist dieser Verlauf am deutlichsten ausgebildet und wird anschließend eingehend erläutert.

Die Projektion der tiefsten Anteile des Basalanhydrits fällt etwa auf die Mitte der D-S-Verbindungsline. Zum Hangenden z2AN $\alpha/\beta/\gamma$ steigen die SO₃-Gehalte linear an, so daß der Top des Basalanhydrits sehr nahe der S-Ecke gelegen ist, der einen Bereich mit monozyklischer Evaporation charakterisiert. In gleicher Richtung folgen die sehr reinen intrasalinaren Sulfate, wie z.B. der Sangerhäuser-Anhydrit (z2NArS) aus dem Gebiet östlich der Oberharz-Eichsfeld-Schwelle und die Residual-Anhydrite von Stadtoldendorf (z2-4NAr).

Die Steinsalz-Folgen bleiben bei dieser Auswertung unberücksichtigt, diese lägen jedoch in Abhängigkeit von den Mg-Salz-Gehalten ebenfalls im Bereich des Feldes IIb (Abb. 9). Der Gebänderte Deckanhydrit (z2ANb), als jüngste rezessive Bildung der Staßfurt-Folge, ist wiederum nahe der D-Ecke positioniert und demnach stark terrigen beeinflusst. Die Staßfurt-Serie ist folglich als vollständiger Zyklus ausgebildet.

Der Werra-Anhydrit kann in Abhängigkeit von der faziellen Position in der Mitte der Abfolge ein Steinsalz-Lager enthalten oder gänzlich aus Sulfat bestehen. Die im Diagramm (Abb. 10) markierte Änderung der Zusammensetzung des Werra-Anhydrits entspricht jener der Staßfurt-Folge vom Basalanhydrit über die intrasalinaren Sulfate bis zum Gebänderten Deckanhydrit.

Die Position im Diagramm ist lediglich gegen die M-Ecke verschoben, wonach als Werra-Anhydrit im engeren Sinn nur das Liegende der Steinsalz-Einschaltung zu gelten hat, während das Hangende als Werra-Deckanhydrit zu bezeichnen ist. Entsprechend ist die Werra-Serie ebenfalls als abgeschlossener Zyklus mit rezessivem Top zu interpretieren.

Der Hauptanhydrit weicht von der einfachen linearen Anordnung des Basalanhydrits deutlich ab. Der übergeordnete Trend in der Änderung der Sulfat-Zusammensetzung von verunreinigten Basis-Proben zu sehr reinen Top-Proben bleibt zwar erhalten, jedoch innerhalb des Hauptanhydrits erfolgt dieser Wechsel in der Zusammensetzung mindestens viermal entsprechend einer polyzyklischen Evaporation. Dieser Befund ist durch mehrfach erfolgte, niedrigsalinare Zuflüsse unterschiedlicher Zusammensetzung zu erklären, die jeweils eine Laugenverdünnung bewirkten entsprechend einer failed evaporitic sequence.

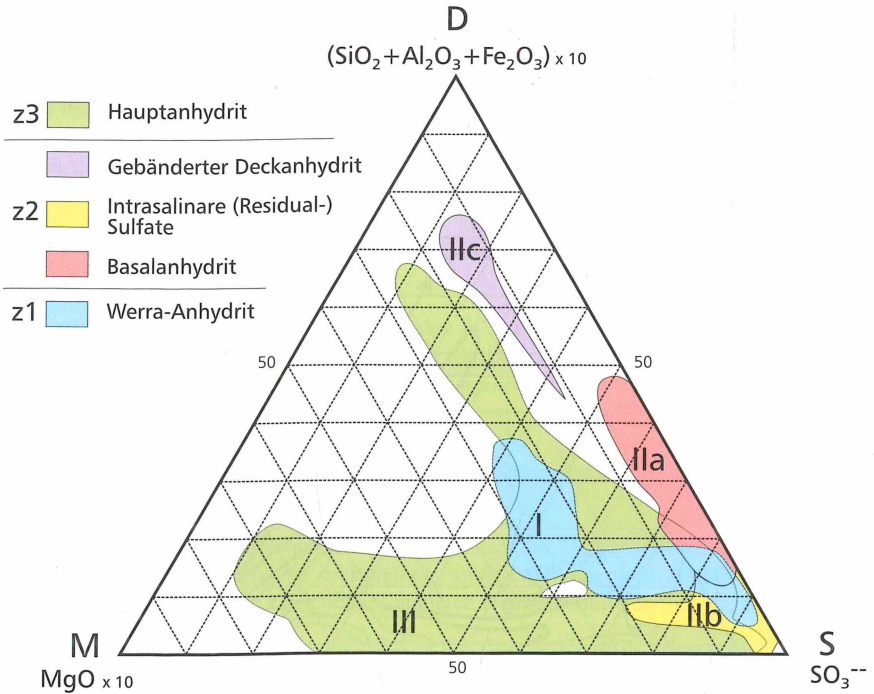


Abb. 9: Sulfatgesteine des Zechsteins - Projektion der lithostratigraphischen Einheiten von Werra-, Basal- und Hauptanhydrit vom Liegenden zum Hangenden. Die Felder IIa/c sind deutlich von den Feldern I und III getrennt. Die Zusammensetzung von IIa/c variiert vorwiegend aufgrund des detritogenen Anteils, während I und insbesondere III charakteristisch in Richtung der M- und D-Ecke gestreckt sind. Im Feld IIb sind sehr reine Sulfate angeordnet, die unter hochsalinaren Bedingungen entstanden.

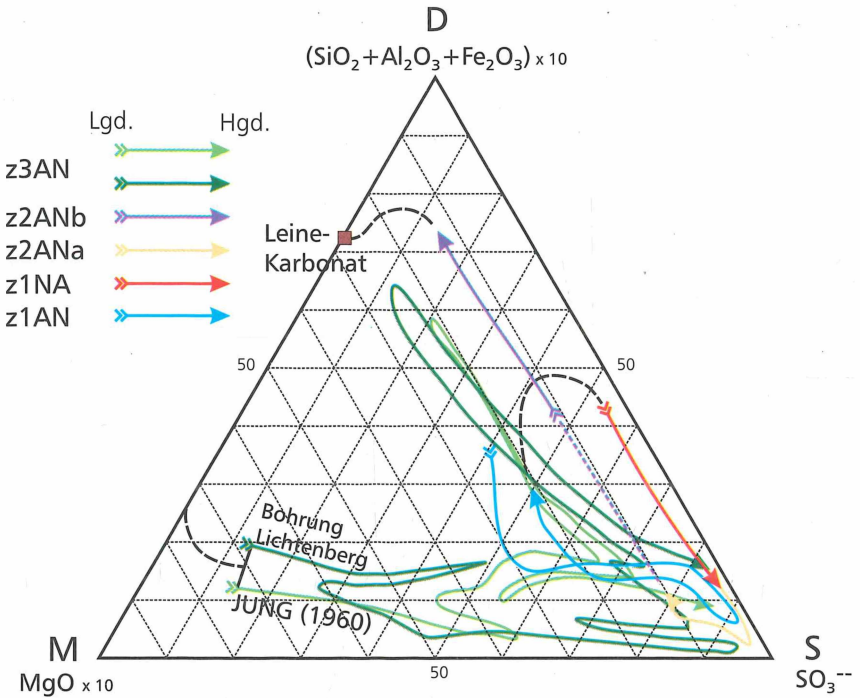


Abb. 10: Sulfatgesteine des Zechsteins - Projektion der lithostratigraphischen Einheiten und Änderung der Zusammensetzung innerhalb von Werra-, Basal- und Hauptanhydrit vom Liegenden zum Hangenden. Alle Sulfate folgen einem generellen Trend und verlagern sich von basalen, stark verunreinigten Sulfaten zu sehr reinen, hochsalinaren Sulfaten. Dieser Trend kann sich innerhalb einer Folge z.T. mehrfach wiederholen (z.B. Hauptanhydrit, z3AN; Änderungsverlauf gemittelt)

Zusammenfassend gilt: Der feldgeologisch ermittelte Nachweis intrasalinärer Sulfate im Gebiet Vogler-Homburgwald wird geochemisch bestätigt. Sowohl lithostratigraphisch (z1, z2, z3) als auch faziell unterschiedene Sulfat-Gruppen werden im DMS-Diagramm durch eine signifikante Anordnung bestätigt. Die Varianz der Sulfat-Zusammensetzung vom Liegenden zum Hangenden einer jeden Sulfat-Folge dokumentiert eine fortschreitende Eindampfung bzw. zunehmende Salinität entsprechend einer monozyklischen Evaporation - z.B. Basalanhydrit (z2AN). Aus Zuflüssen resultierten Laugenverdünnungen, die interne Evaporationsabfolgen entsprechend einer polyzyklischen Evaporation entstehen ließen - z.B. Hauptanhydrit (z3AN).

4.2 Schwefelisotopenuntersuchungen

4.2.1 Grundlagen und Probenauswahl

Die Verhältnisse der vier stabilen Schwefel-Isotope variieren in marinen Salzgesteinen in Abhängigkeit von der stratigraphischen Position. Altersgleiche Proben ergeben jedoch übereinstimmende, signifikante Isotopenverhältnisse (z.B. AULT & KULP 1959; NIELSEN & RICKE 1964; NIELSEN 1965). Gemessen wird das Häufigkeitsverhältnis von $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ und auf einen Standardwert normiert ($\delta^{34}\text{S}$). Für präkambrisch-kambrische Serien beträgt der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert bei ca. 30 ‰, dieser verminderte sich im Paläozoikum und erreichte mit 10 ‰ im Zechstein den geringsten Wert (CLAYPOOL et al. 1980). Mit Beginn der Trias erfolgte wiederum ein Anstieg, um im Muschelkalk 20 ‰ zu erreichen. Im jüngeren Mesozoikum variierten die Werte zwischen 15 – 21 ‰. Bereits im Verlauf des Tertiärs wurde der rezente Wert mit 20,3 ‰ erreicht.

Dieser erdgeschichtliche Entwicklungsgang des $\delta^{34}\text{S}$ -Wertes ermöglicht entsprechend eine stratigraphische Einstufung der verschiedenen Sulfate; diese ist zwar - für die gesamte Erdgeschichte betrachtet - nicht hinreichend aussagekräftig, da sich die Isotopenverhältnisse altpaläozoischer Sulfate nicht signifikant von jenen mesozoischer oder rezenter Sulfate unterscheiden, die Unterscheidung von Röt- ($\delta^{34}\text{S}$ 20-27 ‰) gegenüber Zechstein-Sulfaten ($\delta^{34}\text{S}$ 10-14 ‰) ist hingegen eindeutig (NIELSEN 1965, NIELSEN & MICHEL 1977).

4.2.2 Ergebnisse

Die isotopengeochemisch untersuchten Proben wurden im Grubengebäude des untertägigen Gipsabbaus Bützeberg/Holenberg entnommen, und zwar aus dem Liegenden Röt, dem Hangenden Zechstein und der zwischengeschalteten tektonisierten Übergangszone.

Die tonig-grünen Gipssteine mit Fasergipslagen aus dem basalen Röt belegen mit einem $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von 21,63 ‰ bestätigt eindeutig Röt-Alter.

Die weißen Gipslagen an der Basis der Zechstein-Schollen, direkt über Rötgips und grünem Residualton, ergaben mit $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von 10,69 ‰ dagegen Zechstein-Alter.

Die im Überschiebungsbereich häufig eingeschalteten, sehr reinen Gipssteine, die meist als zentimetergroße Phacoide oder kugelige Relikte von maximal einem Meter Durchmesser vorkommen wiesen mit einem $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von 11,53 ‰ ebenfalls Zechstein-Alter auf.

Neben diesen eindeutigen Zuordnungen wurden auch $\delta^{34}\text{S}$ -Mischwerte von 15,02 ‰ bzw. 14,65 ‰ gemessen. Nach HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) resultieren analoge Werte aus descendenten sulfathaltigen Wässern, die mit dem Festgestein im Lösungsgleichgewicht stehen. Proben mit $\delta^{34}\text{S}$ -Mischwerten entstammen ausnahmslos dem unmittelbaren Überschiebungsbereich

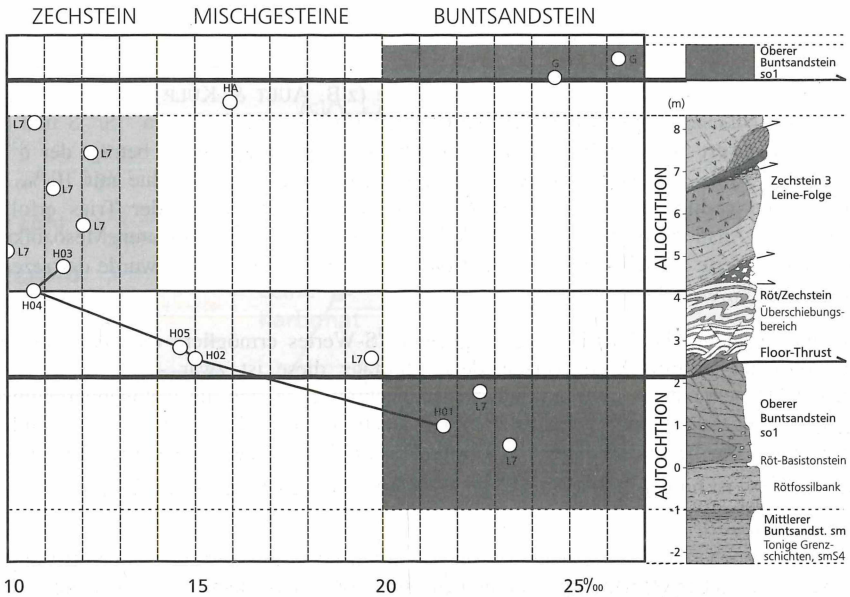


Abb. 11: Schwefelisotopenwerte ($\delta^{34}\text{S}$ in ‰) aus dem untertägigen Gipsabbau Bützeberg/Holenberg bei Stadtoldendorf (H01-05), Bahneinschnitt Giesenberg (G), Bohrung Hasenberg (HA) und Bohrung Lüthorst 7 (L7); G, HA + L7. Aus: HERRMANN, HINZE & STEIN (1967), Tab. 2 im Kontakt von Röt- und Zechsteinsulfaten.

JORDAN (1986) beschreibt Bohrbefunde aus dem Bereich des Leinetalgrabens, nördlich Göttingen, die im Röt-Profilabschnitt neben Röt-Sulfat mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von >20 ‰ und Sulfat-Gesteinen mit $\delta^{34}\text{S}$ -Mischwerten um 15, mehrere Zehnermeter Zechstein-Sulfat mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von 12-14 ‰ enthalten.

Die isotopengeochemischen Ergebnisse markieren somit eindeutig die Basisfläche der Überschiebung innerhalb des untertägig aufgeschlossenen Profils. Röt- und Zechstein-Sulfatgesteine, mit jeweils signifikanten $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopen-Werten, sind intensiv deformierte Gesteine mit Isotopen-Mischwerten zwischengeschaltet, welche die Überschiebung dokumentieren (Abb. 11).

5. Stockwerk-Gliederung

In refraktionsseismischen Profilen bildet die Oberfläche des Basalanhydrits (z2ANa) einen markanten Leithorizont. Die liegende Abfolge enthält keine chloridischen Anteile und wird entsprechend als prächloridischer-, die hangende Abfolge als intrachloridischer Zechstein bezeichnet (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967). Der trennende Leithorizont wird somit als Präsalinar-Oberfläche des Zechsteins definiert (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967).

Wesentlicher Befund der lithostratigraphischen Neuaufnahme (Kap. 2) besteht in der Feststellung, daß in den Überschiebungsbau der Elfas-Struktur lediglich die mobilen, intrachloridischen Anteile einbezogen sind, während der prächloridische Zechstein als Autochthon nicht vom Überschiebungsbau betroffen ist. Die bisherige Gliederung des Zechsteins im Gebiet Stadtoldendorf in prächloridischen und intrachloridischen Zechstein (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967) wird daher als Dreigliederung (Abb. 12) modifiziert:

Postsalinär :	Buntsandstein, Muschelkalk	-	Quartär
Salinar :	Staßfurt-Steinsalz (z2NA)	-	Leine-Steinsalz (z4NA) + Röt
Präsalinar :	Unterkarbon	-	Basalanhydrit

Solling - Scholle

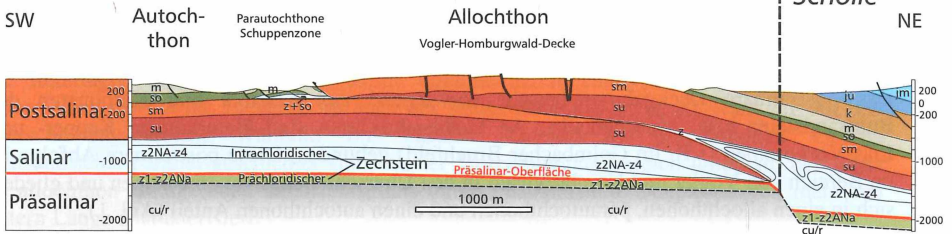


Abb.12: Stockwerkgliederung des Untersuchungsgebietes.

5.1 Präsalinar (cu - z2NA)

Als Präsalinar werden alle Serien zusammengefaßt, die nicht in die Elfas-Überschiebung einbezogen sind und entsprechend im ursprünglichen Verband lagern. Das Präsalinar umfaßt Unterkarbon, Rotliegend, Kupferschiefer, Zechsteinkalk, Werra-Anhydrit und den Basalanhydrit.

5.2 Salinar, z2NA - z4NA / so

Die Salinar-Abfolge umfaßt den höheren Zechstein vom Staßfurt-Salinar bis einschließlich Zechstein 4 (Intrachloridischer Zechstein sensu HERRMANN, HINZE & STEIN 1967). Dem Salinarstockwerk ist darüberhinaus das Röt als Intrusionshorizont des Zechsteinsalinars zuzuordnen.

5.2.1 Abscherhorizont (z2NA)

Als Abscherhorizont diente das Steinsalz des Staßfurt-Salinars, dessen Tiefenlage im Solling aus Bohrbefunden zu rekonstruieren ist. Im Bereich des Odfelds, dem nördlichen Sporn des Sollings, liegt das Staßfurt-Salinar nur wenig tiefer als im zentralen Solling (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967, Solling 4/5 ca. 1000/1300 m unter NN). In nordöstlicher Richtung, zwischen Elfas und Homburgwald, bereits auf der Hils-Scholle, wurde der Abscherhorizont in der Bohrung Lenne 1 (HARTWIG 1955) bei ca. 2300 m unter NN durchteuft.

Im Bereich der Solling-Scholle ergeben die Bohrbefunde eine relativ einheitliche Höhenlage der Präsalinar-Oberfläche bis in den unmittelbaren Randbereich des Odfeldes. Dieser Bereich

flacher Lagerung wird gegen NE, im Fortstreichen des Hameln-Elfas-Lineaments, vermutlich durch eine N-fallende Sockelstörung versetzt, da die deutliche Absenkung der Präsalinar-Oberfläche im Bereich der Hils-Scholle um ca. 1000-1500 m keineswegs bruchlos erfolgt sein kann. Dieser Schollenrand wirkte während der saxonischen Tektogenese als Rampe (Abb. 12).

5.2.2 Salinar-Stockwerk

Das Salinarstockwerk ist tektonisch zweigeteilt und wird durch den flachliegenden Unteren sowie Mittleren Buntsandstein der Solling-Scholle getrennt. Im Liegenden lagert im Solling eine autochthone Zechstein-Abfolge mit einer Mächtigkeit von insgesamt ca. 1000 m, die im Bereich Südhannover primär etwa 650 m Salzgesteine enthält.

Das Salinar im tektonisch Hangenden des (Mittleren) Buntsandsteins stellt eine intensiv abgelagerte Abfolge aus Röt-, Muschelkalk- und Zechstein-Evaporiten dar. Primär enthielt dieses Hangend-Salinar auch chloridische Anteile. Die Mächtigkeit des ungestörten Rötalinars betrug ca. 90 m, in dieses intrudierten keilförmig die Halite der Staßfurt-, Leine- und Aller-Serie sowie die zwischengeschalteten nicht-chloridischen Schichtglieder.

5.3 Postsalinar

Das postsalinare Deckgebirge besteht vorwiegend aus Klastika und Karbonaten des Buntsandsteins bzw. Muschelkalks. An Grabenstrukturen sind kleinräumige Keuper- und Lias-Vorkommen (z.B. im Golmbacher Bruchfeld) gebunden. Diese postsalinare Abfolge ist im Bereich von Vogler und Homburgwald in den Überschiebungsbau einbezogen und gliedert sich in einen allochthonen, parautochthonen und einen autochthonen Anteil (Anl. 1):

Allochthon: Der Untere Buntsandstein bis jüngste Mittlere Buntsandstein bauen den Vogler und Homburgwald auf und bilden den allochthonen Anteil des Postsalinars (Buntsandstein-Hangend-Komplex), der als Vogler-Homburgwald-Decke bezeichnet wird. Die Buntsandsteinschollen lagern ebenfalls allochthonem intrachloridischen Zechstein auf (Zechstein-Liegend-Komplex).

Parautochthone Schuppenzone: Der Vogler-Homburgwald-Decke sowie der in südöstlicher Verlängerung austreichenden Struktur von Salzderhelden ist ein maximal 2 km breites Bruchschollenmosaik aus Oberem Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper vorgelagert, das bereichsweise vom Zechstein-Salinar unterlagert wird (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967).

Autochthon: In südwestlicher Richtung ist der stratigraphische Verband von Muschelkalk und Buntsandstein zunehmend ungestört bzw. dieser ist nicht von der Intrusion des Zechsteinsalinars betroffen (Abb. 12, Anl.1). Im angrenzenden Solling bestand somit ursprünglich eine ungestörte Abfolge, die jedoch großflächig erodiert wurde.

6. Strukturen des Salinars und des Postsalinars

Der basalen Überschiebung (Floor-Thrust) lagert die Vogler-Homburgwald-Decke mit einer Mächtigkeit von etwa 150 - 200 m im Homburgwald/Steinbruchgebiet Stadtoldendorf bzw. bis zu 700 m im nördlichen Vogler auf (Anl. 1). Die Decke wird entlang einer Roof Thrust in einen maximal 100 m mächtigen, durch Duplex Strukturen charakterisierten Zechstein-Liegend-Komplex und einen flach auflagernden Buntsandstein-Hangend-Komplex zweigeteilt. Die Roof-Thrust wird morphologisch eindrucksvoll durch die Schichtstufe des Unteren Buntsandsteins markiert (Anl. 1).

6.1 Basale Überschiebung (Floor-Thrust)

Die basale Überschiebung (Floor-Thrust) über dem autochthonen bis parautochthonen Oberen Buntsandstein (Röt 1) ist nur im untertägigen Gipsabbau Holenberg aufgeschlossen (Abbau der Fa. Knauf, Westdeutsche Gipswerke). Diese bildet keine distinkte Überschiebungsfläche, sondern es besteht ein 3-10 m mächtiger Überschiebungsbereich, der durch subhorizontale, ss-parallele Gleitebenen charakterisiert ist. Die Abstände der Gleitbahnen betragen 0,5 bis 1 m. Der Überschiebungsbereich ist parallel zum Autochthon um 4° - 5° nach NW geneigt. Die Scherflächen des Überschiebungsbereichs verlaufen überwiegend im Röt-Tonstein, im Roten Salzton und im Residualtonstein des abgelaugten Leine-Salinars. Schuppen-späne bestehen aus Hauptanhydrit, Grauem Salzton/Leine-Karbonat; weiße und rote disharmonisch gefaltete Sulfate erreichen max. 3 m Mächtigkeit. Die Isotopenbestimmungen ergaben für die weiß-roten Sulfatlagen Misch-Werte, die weder dem Röt noch dem Zechstein eindeutig zugeordnet werden konnten (Abb. 11).

Dem Überschiebungsbereich lagert in inverser Position großflächig jüngerer Hauptanhydrit auf, der in den Schuppenbau einbezogen ist. Lokal sind linsenförmige Scherkörper von Gebändertem Deckanhydrit, Grauem Salzton und Leine-Karbonat eingeschaltet.

Die untertägig aufgeschlossenen Profile dokumentieren eine vertikale Zunahme der Deformation sowohl der Liegend- als auch der Hangendscholle jeweils in Richtung auf den Überschiebungsbereich. Während die basalen Anteile des autochthonen Oberen Buntsandsteins parallel-geschichtet sind, ist der Überschiebungsbereich unterhalb der Basis des allochthon auflagernden Zechsteinsulfats durch phacoidisierte Tonpakete von mehreren Metern Länge charakterisiert.

Intern deformierte, weiße und rote Mischsulfatlagen markieren den Hauptabscherhorizont. Der tektonische Transport erfolgte entlang subhorizontaler Gleitflächen. Die duktilen Materialeigenschaften der tonig-sulfatischen Wechselfolge führten zur Ausbildung disharmonischer Falten, die Fließfalten ähneln. Relativ kompetente, 5-10 cm mächtige Gipslagen bilden aufrechte bis SW-vergente Falten mit gekrümmten Achsenflächen. Das tektonoplastische Fließen bedingte einen Materialanstau in den Umbiegungszonen.

Unmittelbar im Liegenden des allochthonen Hauptanhydrits ist untertägig weithin ein Paket grüner Tonsteine ausgebildet, das vermutlich dem „Grünen Fuß“ des Roten Salztons (z4T) zuzuordnen ist. Die Unterseite dieses Tonsteinhorizonts bildet im Grubengebäude über weite Strecken die Firste. Dieser Tonsteinhorizont ist durch Sättel und Mulden mit Faltenhöhen von wenigen Dezimetern, bei Faltenlängen bis maximal 1-2 Meter charakterisiert.

Die Faltenachsen sind im gesamten Grubengebäude NW-SE-gerichtet. Die Falten resultieren aus der Stauchfaltung inkompetenter Stoffbestände im Einflußbereich der gegen SW gerichteten Überschiebung und stellen eine Querwellung dar.

Im Hauptanhydrit dominieren weitspannige Undulationen, während kleinräumige Falten die Ausnahme bilden. Liegende, enge bis isoklinale Kleinfalten sind hingegen in einer Scholle aus inkompetent reagierenden Gebändertem Deckanhydrit ausgebildet.

Die basale Überschiebung im Grubengebäude ist subparallel zum Top des autochthonen Mittleren Buntsandsteins angeordnet, der mit ca. 4° nach NW einfällt. Die Aufnahme der Raumlage der Überschiebungsfläche wurde im Rahmen der Diplom-Arbeit (HOLLÄNDER 1993) begonnen und 1994-1998 gemäß dem Abbaufortschritt erweitert. Das Relief ergibt weitspannige Achsen-Kulminationen und -Depressionen, die gleichermaßen - wie in den

zuvor beschriebenen unterlagernden Tonsteinen - Stauchfalten an der Basis des allochthonen Zechsteins abbilden. Die Faltenhöhen erreichen maximal 2 m.

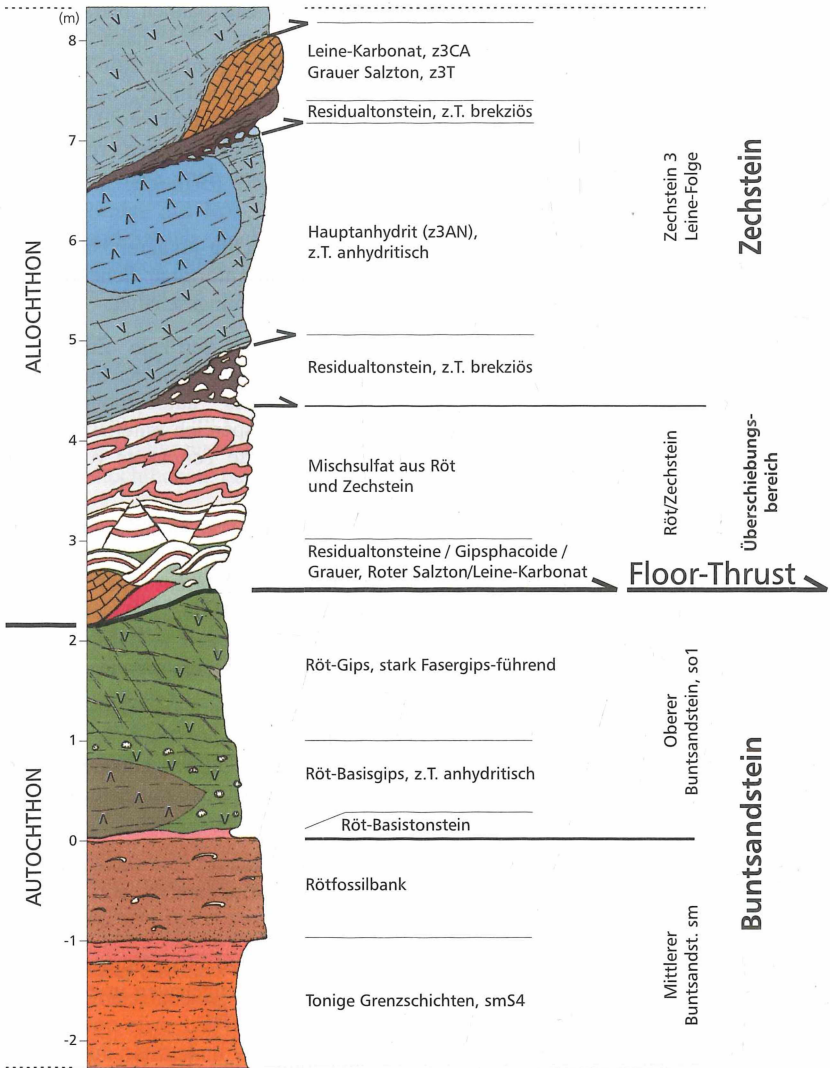


Abb. 13: Normalprofil im untertägigen Gipsabbau Bützeberg/Holenberg bei Stadoldendorf

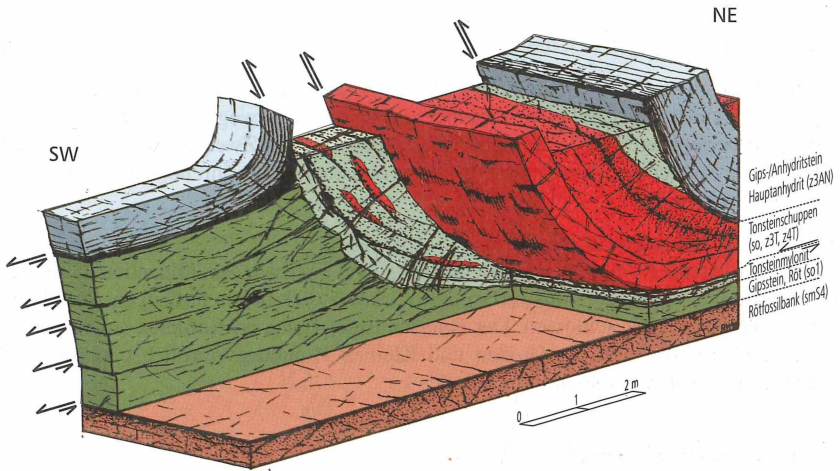


Abb. 14: Blockbild der listrisch geformten Zweigüberschiebung am Ostrand des Grubengebäudes Bützeberg/Holenberg.

Der Ostrand des Grubengebäudes wird durch den steilstehenden Bereich einer listrisch geformten Zweigüberschiebung markiert, die von der Floor-Thrust abzweigt (Abb. 14). Bislang wurde diese Grenze atektonisch, d.h. laugungsbedingt gedeutet, jedoch beweisen markante Lagenharnische auf den Unterseiten der steil aufgerichteten Tonsteine einen tektonischen Transport. Über einen Aufschlußbereich von ca. 3 m verflacht die schaufelförmige Überschiebungsbahn von 70° auf 40° . Den basalen Horizont der Zweigüberschiebung bildet ein Tonsteinmylonit, der sich aufwärts keilförmig ausweitet. Die Bruchstücke sind grün, rot oder violett und stratigraphisch dem Roten Salzton sowie Residualtonsteinen des Leine-Salinars zuzuordnen. Infolge der Beanspruchung der Liegendscholle sind die Gipsgesteine des unterlagernden Röt zerschert. Entlang schichtparalleler Adventivscherflächen sind die etwa 1 m mächtigen Bänke jeweils gegen SW vorgerückt. Der Zechstein der Hangendscholle wurde im Kontakt mit der Zweigstörung steil aufgerichtet, wobei zwischen dem Zechstein- und dem Röt-Sulfat Tonsteine des Röt und Zechstein tektonisch akkumuliert wurden.

Auf Spalten bilden sich aus Formationswässern bei ausreichendem Angebot an gelöstem Gips Fasergips-Bestege. Gipsneubildungen erfolgten im kompakten Gipsgestein des Oberen Buntsandsteins, in den oberen Dezimetern des sandigen Mittleren Buntsandsteins sowie in den Tonsteinen des Überschiebungsbereichs. Im Hauptanhydrit sind hingegen keine Fasergipslagen verbreitet.

Am Ostrand des Grubengebäudes, im Einflußbereich der Zweigüberschiebung (Abb. 14), ist der genetische Zusammenhang zwischen der Überschiebungstektonik und der Fasergipsbildung durch die Raumlage der Fasergipslagen hervorragend dokumentiert. Die Fasergipslagen im kompakten Rötgestein folgen generell zwei Vorzugsrichtungen: Zum einen handelt es sich um synthetische Zweigstörungen (Riedel-Scherflächen), die mit etwa 10-15° (R1) bzw. etwa 50-70° (R2) gegen Südwesten (250° - 270°) geneigt sind, zum anderen um antithetische Zweigstörungen (P), die mit etwa 40° gegen Nordosten gerichtet sind (Abb. 15).

Die Zweigstörungen sind als Dilatationszonen entwickelt, in denen Fasergips gesproßt ist. Entlang der schichtungsparallelen Hauptgleitflächen überwog Pressung gegenüber Ausweitung. Fasergipslagen sind daher überwiegend entlang der Zweigstörungen ausgebildet. Die Füllung der Spalten mit Fasergips erfolgte synkinematisch während der Spätphase der Überschiebungstektonik.

6.2 Die Vogler-Homburgwald-Decke

Der Zechstein-Liegend-Komplex ist im Steinbruchgebiet oberhalb Stadtoldendorf (Gipswerke Dr. Karl Würth und Vereinigte Gipswerke), etwa 3 km östlich des untertägigen Aufschlusses Bützeberg/Holenberg, aufgeschlossen. Der Buntsandstein-Hangend-Komplex (su-sm) streicht aus im Kohlenberg sowie an der Großen und Kleinen Homburg, nördlich und östlich des Steinbruchgebietes von Stadtoldendorf (Anl. 3).

6.2.1 Zechstein-Liegend-Komplex

Nach Bohrbefunden ist der unterlagernde autochthone Mittlere Buntsandstein im Bereich Stadtoldendorf mit 2° gegen Osten geneigt; darüber folgt - analog zu den untertägigen Aufschlüssen - ein wenige Meter mächtiger Überschiebungsbereich.

Das Oberflächenrelief steigt im Steinbruchgebiet von Westen nach Osten sowie von Süden nach Norden von etwa 230 auf 320 m ü.N.N. an. Aus den Teufen bzw. Höhenangaben resultieren Zechstein-Mächtigkeiten von ca. 10 m im SW bzw. 100 m im NE. Im Liegend-Komplex nimmt die Schichtneigung generell von der basalen Floor-Thrust zur Roof-Thrust zu, wobei etwa 50 m über der Basis die Schichten steil bis überkippt gelagert sind, während im unmittelbaren Dachbereich die Schichtlagerung wiederum subparallel zur Roof-Thrust ausgebildet ist. Die sigmoidale Annäherung der s-Flächen an die Roof-Thrust erfolgt über einen vertikalen Abstand von lediglich 10 m.

Die entlang von Flachbahnen und Rampen aufgesplitterte Schubmasse des Liegend-Komplexes besteht aus Duplex-Strukturen, die in charakteristischer Weise sowohl an ihrer Basis als auch an ihrer Obergrenze durch Überschiebungen - der Roof- und Floor-Thrust - begrenzt werden. Die sigmoidal gekrümmten Schuppenstörungen ergeben im Kartenbild einen halbkreis- bis sichelförmigen Ausbiß.

Stratigraphisch umfaßt der Liegend-Komplex den Gebänderten Deckanhydrit, Grauen Salzton, Leine-Karbonat, Hauptanhydrit, Roten Salzton sowie z.T. sehr mächtige Residual-Sulfate und -Tonsteine (Abb. 5). Im südwestlichen Steinbruchgebiet sind maximal 50 - 60 m mächtige, flach gelagerte, ungefaltete Residual-Sulfatgesteine aufgeschlossen, die dem Überschiebungsbereich direkt auflagern (Anl. 3). In NE-Richtung stehen sowohl stratigraphisch jüngere Serien als auch tektonisch höhere Stockwerk-Einheiten an, und zwar steil stehender bis invers gelagerter Hauptanhydrit sowie entlang von Schuppenstörungen Gebänderter Deckanhydrit, Grauer Salzton und Leine-Karbonat. Letztere sind häufig intensiv ausgewalzt und entsprechend bis auf wenige cm tektonisch reduziert oder linsig zerschert.

Das kompetent reagierende Leine-Karbonat wurde lokal zu einem Schuppenstapel akkumuliert (Anl. 5, L2).

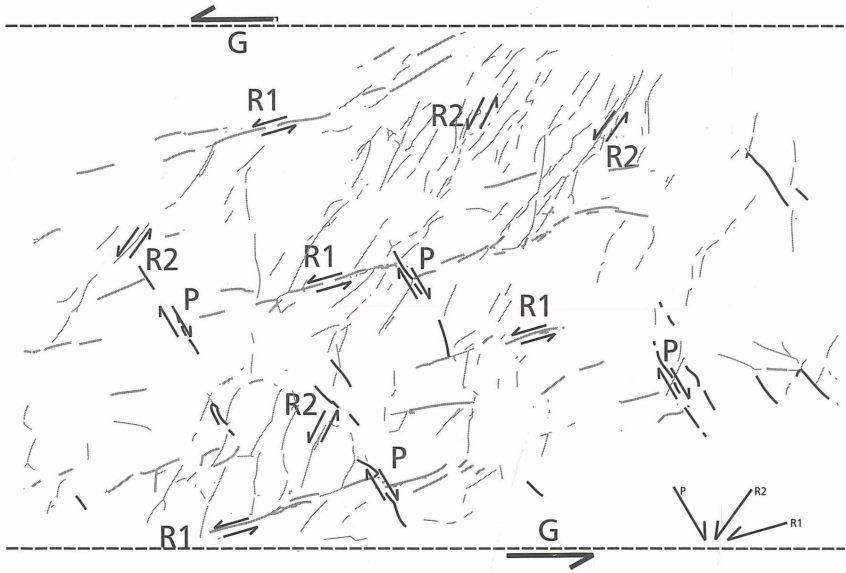


Abb.15: Fasergipsbelegte Scherflächen im Tonstein am Ostrand des Grubengebäudes. G: Hauptgleitflächen (~Schichtung), R1, R2: Synthetische Zweigstörungen (Riedelflächen), P: Antithetische Zweigstörungen (links SW, rechts NE).

Im Einflußbereich der Schuppenstörungen ist die Mächtigkeit des Hauptanhydrits lokal - vornehmlich im unteren Teil (z3AN 1-7) - ebenfalls tektonisch reduziert, verschuppt oder weitspannig gefaltet. Innerhalb des Hauptanhydrits bedingten Kompetenzunterschiede die Trennung in einen duktil reagierenden, älteren stratigraphischen Abschnitt (z3AN1-7) und einen rigid wirksamen, jüngeren Abschnitt (z3AN 8-13), der zu Großphacoiden deformiert wurde. Stratigraphische Abfolge und Gefüge bilden Duplex-Strukturen ab, die im Verlauf des von NE gegen SW gerichteten tektonischen Transportes aus der Zerschierung einer liegenden Groß-Falte entstanden (Abb. 16: Stadium 1). Der Liegend-Schenkel (Abb. 16: Stadium 1+2) wurde insgesamt zu einem invers gelagerten Großphacoid-Stapel deformiert. Hingegen wurde der Hangend-Schenkel (Abb. 16: Stadium 4) über dem als Abscherhorizont wirksamen Kern (Abb. 16: Stadium 3) zu einem Schuppenstapel verformt.

Einen ausgeprägten Faltenbau weisen die dünnbankigen Residual-Sulfate im Top der Residual-Sulfat-Folge sowie z.T. der Gebänderte Deckanhydrit auf. Es entstanden weitspannige, gegen SW bis W gerichtete Schlepp- und Stauchfalten sowie disharmonische Falten im m-Bereich (Anl. 5, Profil 2, 5).

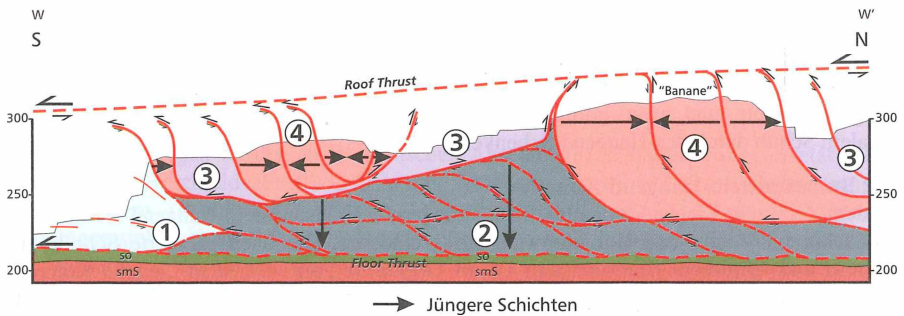


Abb.17: Anordnung der aus einer liegenden Großfalte entstandenen Duplex-Strukturen und Richtung der stratigraphischen Verjüngung (Pfeile).

1 = Schuppenstirn; 2 = Liegend-Schenkel; 3 = Kernschichten; 4 = Hangend-Schenkel.

Die Schuppenstirn (Abb. 17: 1) ist im südlichen Steinbruchgebiet (südlich Steinbruch L) aufgeschlossen. Diese besteht aus lithologisch monotonen, massig-dickbankigen Residualsulfaten mit maximal 70 m Mächtigkeit (Steinbruch L), die direkt den Sulfatgesteinen des Röt 1 aufliegen. Residual-Sulfatbänke mit HS-Textur (Taf.2, Fig. 3-5) werden bis ca. 5 m mächtig. Die Schichtlagerung ist söhlig bzw. subparallel zur Floor-Thrust angeordnet. Mehrere flach geneigte Überschiebungen folgen im vertikalen Abstand von 10 - 15 m.

Die Duplex-Strukturen an der Basis des Liegend-Schenkels (Abb. 17: 2) sind in vier Aufschlüssen obertägig dokumentiert (Anl. 5, Profil 1/2); diese lagern direkt dem Röt 1 auf und entsprechen somit in ihrer tektonischen Position den Aufschlüssen im untertägigen Gipsabbau Bützeberg/Holenberg. Die basalen Schuppen bestehen aus einer heterogenen Schichtenfolge des Zechstein 3 und 4. Großphacoide aus überkippt gelagertem Hauptanhydrit werden von intensiv ausgewalztem Grauen Salzton, Leine-Karbonat und Gebändertem Deckanhydrit sowie von Rotem Salzton umflossen. Die Lagerung der Großphacoide ist in 2 Profilen dargestellt (Anl.5, Profil V-V', W-W'). Die Schuppen werden von E-W bis SE- NW streichenden, gegen N einfallenden Störungen begrenzt. Im Bereich der Floor-Thrust sind vorwiegend rigid beanspruchte Schuppen aus jüngerem Hauptanhydrit (z3AN 8-13) akkumuliert, während im Top vermehrt plastisch wirksame Schuppen aus älterem Hauptanhydrit, Grauem Salzton und Leine-Karbonat angeschoppt wurden.

Die basale Flachbahn des ehemaligen Großfaltenkerns wurde zu einer Rücküberschiebung gegen N überprägt, aus der in Ergänzung mit der südlicher ausstreichenden, N-fallenden Aufsiebung (Steinbruch L.3/L.4) eine Pop-Up-Struktur resultiert (Anl.5, Profil W-W').

Der ehemalige Hangend-Schenkel der Großfalte (Abb. 17: 4) ist in 3 Bereichen aufgeschlossen und hat den flächenmäßig größten Anteil am Duplex-Stapel; dieser grenzt im Süden (Steinbruch L.3) in steil überkippter Lagerung direkt an die Schuppenstirn und wird nördlich bereichsweise vom Ausbiß des ehemaligen Großfaltenkerns (Abb. 17: 3) halbfensterartig unterbrochen.

Die stratigraphische Abfolge dieses Hangend-Schenkels gleicht mit dem Hauptanhydrit, stark ausgewalzten Resten von Grauem Salzton, Leine-Karbonat und Gebändertem Deckanhydrit sowie Resten von Rotem Salzton jener des Liegend-Schenkels. Der intensiv beanspruchte Liegend-Schenkel wurde vom Hangend-Schenkel überfahren, in Großphacoide (ca. 20x80 m) zerlegt, gestapelt, und zwar infolge des intensiven Zusammenwirkens von Auflast und lateralem Schub durch den Hangend-Schenkel.

6.2.2 Buntsandstein-Hangend-Komplex

Der dem Zechstein-Liegend-Komplex flach auflagernde Buntsandstein-Hangend-Komplex ist weitflächig im Vogler und Homburgwald aufgeschlossen. Die flach gelagerte Scholle aus Unterem und Mittlerem Buntsandstein ist im Gegensatz zum Zechstein-Liegend-Komplex nicht intern deformiert. Die bruchhafte, strukturparallele, hercynisch gerichtete Schollenzerlegung ist Folge der Salzablaugung. Bohrungen im Vogler (R ü h l e /Großes Tal, A d d a s h a l l , 2 A d d a s h a l l 1 und L i n s e) dokumentieren ein Auskeilen des Buntsandstein-Hangend-Komplexes in Richtung auf die Deckenstirn, wohingegen der unterlagernde autochthone Buntsandstein nach Nordosten - also in entgegengesetzter Richtung - auskeilt (Anl. 2, Profil A-B).

Die Auswertung der Bohrdaten ergibt, daß die Überschiebung im NW der Vogler-Homburgwald-Decke aus einer den Unteren und Mittleren Buntsandstein sehr flach durchschneidenden Bewegungsbahn hervorgeht, deren Neigung im NW ca. 10° beträgt, um im Homburgwald auf ca. 40° anzusteigen (Anl. 2, z.B. Profil A-B und G-H).

An den Bereich flacher Lagerung des Hangend-Komplexes schließt sich im Bereich Piepenberg - Pfeffersberg eine Zone mit steilen, streichenden, NW-SE gerichteten Störungen mit überwiegend abschiebendem Charakter an (Anl. 2, Profil E-F). Diese deutet JORDAN (1998) als „Spur der oberjurassischen Abschiebung, aus der sich während der oberkretazischen Inversion die Überschiebung der Vogler-Homburgwald-Decke entwickelte“. Vermutlich resultiert das Störungsbündel aus staffelförmigen Abschiebungen im autochthonen Buntsandstein, die sich - ausgelöst durch Salzabwanderung/Ablaugung im Salinarstockwerk - auf den überlagernden Buntsandstein-Hangend-Komplex durchpausten (Anl. 2, Profil C-D, E-F und G-H).

Unmittelbar nördlich der Störungszone fällt die Schichtfolge nach NE ein, also gegen die Hils-Struktur. Die Schichtneigungen nehmen längs der hercynisch gerichteten Struktur von NW nach SE zu. Während im nordwestlichen Vogler die Schichten mit ca. 15-20° nach NE einfallen, weisen im östlichen Elfas Unterer und Mittlerer Buntsandstein mit ca. 50° ein wesentlich steileres Einfallen auf.

6.3 Die parautochthone Schuppenzone auf der Stirnseite der Vogler-Homburgwald-Decke

Der Vogler-Homburgwald-Decke sowie der in südöstlicher Verlängerung austreichenden Salzderhelden-Überschiebung ist zwischen der Wesertal-Randstörung im NW und Portenhagen/Avendshausen im SE ein maximal 2 km breites Bruchschollenmosaik aus Oberem Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper vorgelagert, das bereichsweise von Zechstein-Salinar unterlagert wird (HERRMANN, HINZE & STEIN 1967). Der Obere Buntsandstein und Muschelkalk wurden infolge des keilförmig in das Röt 1 eingedrungenen Zechstein-Salinars vom Unterlager abgesichert und von der vorrückenden Decke zu einer parautochthonen Schuppenzone deformiert wurden. Sechs Profile queren in Richtung des tektonischen Transportes die parautochthone Schuppenzone (Anl. 2). Deutlich wird in den Profilen das unterschiedliche Materialverhalten des Röts und des Muschelkalks. Die

vorwiegend pelitischen Serien des Röt 2-4 wurden bei Anlage des Schuppenbaus zusammen mit dem unterlagernden Zechstein-Salinar tektonisch akkumuliert, während der überlagernde Muschelkalk entlang listrischer Aufschiebungen zu einem Bruchschollenmosaik zerlegt wurde. Der Südrand dieses parautochthonen Bereichs wird vom ungestörten Autochthon des Solling-Gewölbes markiert.

Die Schichtenfolgen werden an antithetischen Abschiebungen staffelförmig versetzt, z.B. im Golmbacher Bruchfeld (Profil Q-Q'), am Waseberg (Profil S-S'), am Südwestrand des Ziegenrückens (Profil T-T') und am Wendeburg (Profil U-U'). Diese z.T. listrischen Störungen stellen ehemalige Schuppenstörungen bzw. Aufschiebungen dar, die bedingt durch die Auslaugung des unterlagernden Salinars in einer jüngeren Phase reaktiviert und infolge der Umkehrung des Bewegungsganges im Sinne von JORDAN & KOCKEL (1991) zu Phäno-Abschiebungen invertiert wurden (Abb. 18).

Die Kollaps-Bewegungen endeten mit der Ablaugung des Salinars. Das Fehlen dieser gegen NE-geneigten Abschiebungen in südlicher gelegenen Regionen markiert den Bereich des ungestörten Autochthons des Solling-Gewölbes, und zwar etwa entlang einer Linie zwischen Spielberg (Profil P-P'), Holzberg (Profil T-T') und Belzerberg (Profil U-U').

Den nordwestlichen Abschluß der Schuppenzone bildet das ca. 10 km² große, der Stirn der Vogler-Homburgwald-Decke unmittelbar vorgelagerte Golmbacher Bruchfeld. Es bildet ein kleinräumiges (< 1 km²) Bruchschollenmosaik, das aus der Vergitterung SW-NE gerichteter Brüche im Fortstreichen des Falkenhagener Grabens mit NW-SE streichenden Brüchen resultiert (Profile Q-Q' und P-P'). Diese Brüche stellen überwiegend die für den Bereich der Schuppenzone charakteristischen Phänoabschiebungen dar.

Während im Verbreitungsgebiet der Vogler-Homburgwald-Decke das Röt 1 den Haupt-Abscherhorizont bildet, besteht in der parautochthonen Schuppenzone ein weiterer Abscherhorizont im Niveau des Mittleren Muschelkalks. Neben kleineren Schuppen aus Oberem Muschelkalk im Golmbacher Bruchfeld und an der NE-Flanke des Ziegenrückens (Profil T-T') lagern im Bereich des Kahleberges (Steinbruch Lüthorst, Profil U-U') der basale Mittlere und der Obere Muschelkalk an flacher Überschiebung unmittelbar dem Zechstein auf.

In den Schnitten (Abb. 19, Profil X-X') im Steinbruchsgebiet Wangelnstedt/Lüthorst ist dargestellt, daß im Norden und Westen des ehemaligen Abbaus Mittlerer und Oberer Muschelkalk unter Ausfall von Oberem Buntsandstein und Unterem Muschelkalk direkt Zechstein auflagen. In südlicher Richtung folgt Oberer Buntsandstein über Zechstein; letzterer ist keilförmig im Niveau des Röt-Salinars bis unter den Wendeburg vorgedrungen. Generell gilt, daß über wenigen Metern Röt 1 Schollen aus Hauptanhydrit/Grauem Salzton/Leine-Karbonat/Gebändertem Deckanhydrit in vermutlich überkippter Lagerung folgen. Darüber wurden bis zu 30 m massige Residual-Sulfate erhoben. Im Steinbruch waren über diesen Residual-Sulfaten Schollen aus Hauptanhydrit/Grauem Salzton/Leine-Karbonat/Gebändertem Deckanhydrit in normaler Lagerung aufgeschlossen. Leine-Karbonat, Grauer Salzton und Gebänderter Deckanhydrit sind in ihrer Mächtigkeit stark reduziert und insgesamt nur noch 1 m mächtig (Abb. 19, L3). Es resultiert somit eine gute Übereinstimmung mit den Befunden im Steinbruchsgebiet von Stadtdendorf (Anl.5, L2).

Die tektonische Position des Steinbruchs ist im Grenzbereich zwischen der Elfas-Struktur und der Struktur von Salzderhelden gelegen. Bruchstrukturen im Autochthon des Solling-

Gewölbes sind in zahlreichen Lagerstätten-Bohrungen, insbesondere beim Durchteufen der Oberfläche des jüngsten Mittleren Buntsandsteins (smS4), dokumentiert (Abb. 19).

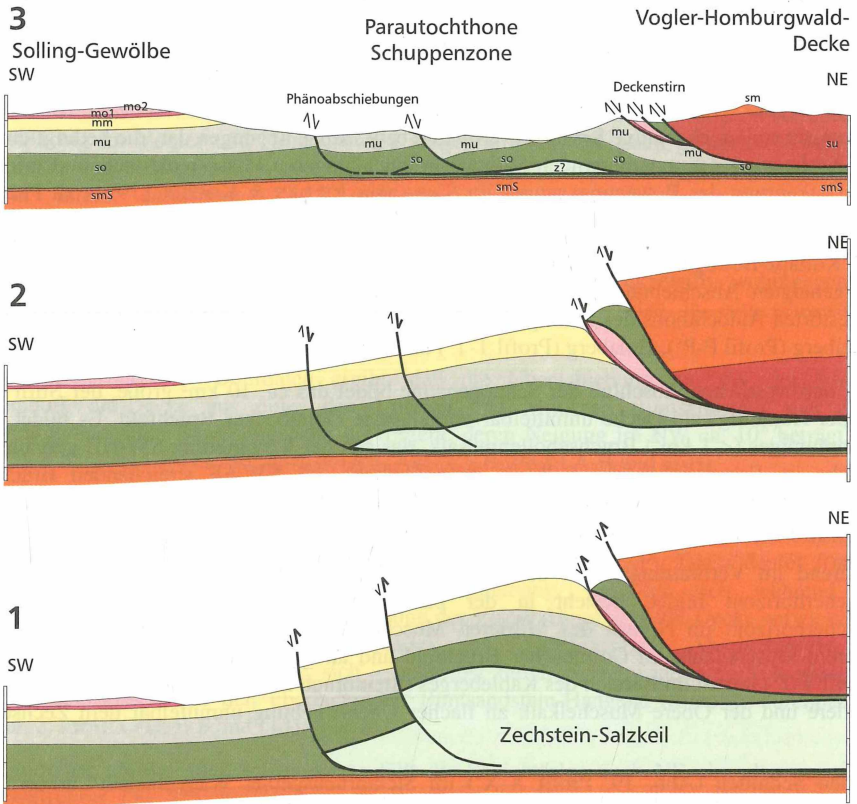


Abb.18: Inversion der Aufschiebungen im Stirnbereich der Vogler-Homburgwald-Decke zu Phänoabschiebungen infolge Salzablaugung.

- 1 = Bildung eines Salzkeils durch Einstürmen von Zechstein-Salinar in das Röt 1 und Anlage einer Schuppenzone auf der Stirnseite der Vogler-Homburgwald-Decke.
- 2 = Die Abtragung des Salinars führt zum Kollabieren der Deckschichten und zur Inversion der listrischen Aufschiebungen zu Phänoabschiebungen.
- 3 = Heutiger Zustand nach erfolgter Abtragung und Erosion.

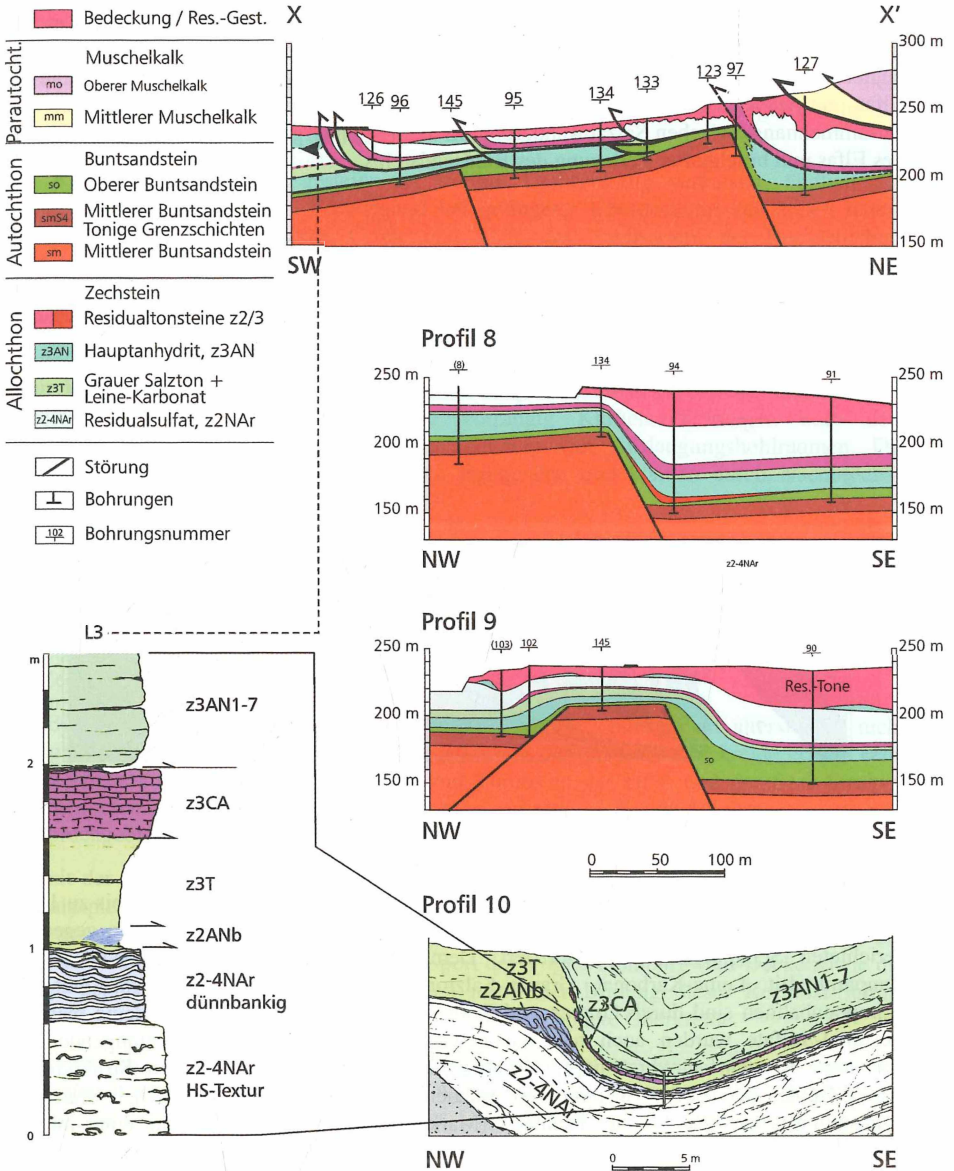


Abb.19: Profil-Serie im Steinbruchgebiet Wangelnstedt/Lüthorst.

Die antithetischen Abschiebungen sind staffelförmig angeordnet sowie gegen NE oder SE geneigt und resultieren aus der Vergitterung NW-SE und NE-SW streichender Brüche; letztere stellen gegen SE geneigte Abschiebungen dar mit Sprunghöhen von etwa 50m, die gleichsinnig mit dem Lüthorster Graben (Anl. 1) verlaufen und als deren Fortsetzung zu deuten sind. An diesen Abschiebungen werden die NW-SE -parallel zur Hebungslinie des Elfes gerichteten Bruchschollen treppenförmig versetzt. Vermutlich besteht ein genetischer Zusammenhang zwischen Salzabwanderung im tieferen Untergrund, Aufrichtung der Flanken des Elfes und bruchhafter Zerlegung des Buntsandsteins.

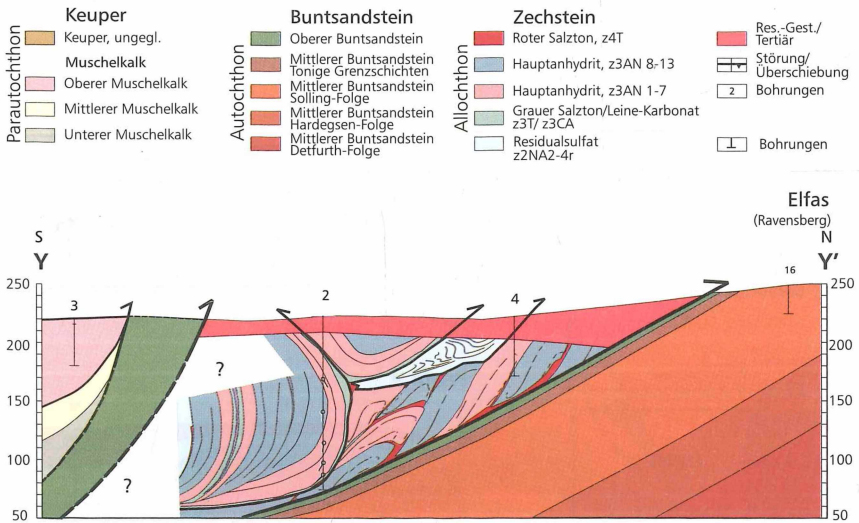


Abb. 20: Profilschnitt durch das Gebiet zwischen Lüthorst und Portenhagen.

Im südöstlich anschließenden Gebiet zwischen Lüthorst und Portenhagen wurde bis zu 150 m Zechstein erbohrt. Die Schichten stehen überwiegend steil und sind durch einen gegen NE gerichteten Schuppenbau charakterisiert. Dem basalen Röt lagert vorwiegend höherer Hauptanhydrit, Leine-Karbonat, Grauer Salzton und Gebänderter Deckanhydrit auf. Die Schuppenbahnen sind durch Grauen und Roten Salzton sowie Residual-Tonsteine markiert. Residual-Sulfate wurden auch hier nachgewiesen. Die Schichtfolge im Hangenden des Zechsteins ist mehrfach verschuppt, steil aufgerichtet und tektonisch reduziert. Strukturell ist dieses Gebiet bereits der Struktur von Salzderhelden zuzuordnen. Vermutlich drang das Zechstein-Salinär aus südlicher Richtung (Markoldendorfer Scholle) entlang einer mit 30° gegen SW relativ steil geneigten Überschiebungsfläche im Niveau des smS4 der SW-Flanke des Elfes (Anl. 1) keilförmig nach Norden in das Röt-Salinär ein (JORDAN 1986, Abb. 4).

Eine mit der Vogler-Homburgwald-Decke vergleichbare Prägung hat die Struktur von Salzderhelden somit nicht erfahren, denn ein Deckenbau im Scheitelbereich mit der Ausbildung eines Buntsandstein-Hangend-Komplexes ist nicht gegeben.

6.4 Junge Bruchtektonik und Auslaugung

Die Auslaugung der salinaren Anteile des Zechstein-Liegend-Komplexes sowie des Röt 1 erfolgte durch die Einwirkung meteorischer Wässer in zwei Phasen. Zunächst wurden die gut bis sehr gut löslichen chloridischen Salzgesteine weggeführt und deren sulfatische Anteile zu einem hutgesteinsartigen Residualsulfat akkumuliert. Anschließend wurden diese Anhydritsteine zu Gipsstein umgewandelt. Gleichzeitig begann die Ablaugung nahe der Oberfläche sowie innerhalb des Sulfatkörpers.

Das Relief anstehender Gipsgesteine ist weithin kleinschlottig verkarstet, ähnlich den Karrenfeldern in Kalksteinen. Vorwiegend bei geringerer Überdeckung entstanden häufig Schlotten, die bei ausreichender Größe und Tiefe das Nachsacken der Deckschichten auslösten und die Bildung von Erdfällen bzw. Dolinen bewirkten. Die Verbreitung der Erdfälle folgt häufig dem Ausbiß wasserführender Schichten, z.B. im Bereich des Bützeberges (Holenberg) oder der Homburg (Steinbruchgebiet Stadtoldendorf).

Störungen oder Materialwechsel beeinflussen die Fließrichtung der Wässer und bedingen somit Vorzugsrichtungen für die Anlage der Erdfälle. Die Lösungsvorgänge innerhalb des Gipsgesteins folgen in ähnlicher Weise vorrangig Klüften, Störungen oder dem Materialwechsel und führen gleichfalls zur Bildung von Auslaugungshohlräumen. Die Laughöhlen erweitern sich vorwiegend zum Hangenden und können durch Nachbrechen Erdfälle bilden.

Die im untertägigen Gipsabbau Bützeberg/Holenberg aufgefahrenen und mit rotem Ton gefüllten Karsthohlräume sind überwiegend im Überschiebungsbereich Zechstein-/Röt-Sulfat gelegen und vorwiegend in NW-SE-Richtung aufgereiht. Übertage bilden die trichter- oder schüsselförmigen Hohlformen einen ca. 200 m breiten Erdfallgürtel, der am Osthang des Bützebergs/Holenbergs (su) in N/S-Richtung verläuft und den Ausstrichbereich des Röt/Zechstein-Gipslaggers markiert.

Der Beginn der Salz-Ablaugung nach Abtragung des Deckgebirges ist altersmäßig nicht absolut festzulegen. Diese kann jedoch frühestens seit der jüngeren Oberkreide erfolgt sein, wie die marinen Abfolgen des Cenomans und Turons in der Hils- und der Sack-Struktur dokumentieren. Aus der Ablaugung resultieren sukzessive Residual-Sulfate, so u.a. im Steinbruchgebiet von Stadtoldendorf.

Die mit der Anlage eines Gipshutes vergleichbare Residual-Sulfat-Bildung erfolgt oberhalb des Salzspiegels aus Steinsalz-reichen Edukten. Es entstanden horizontal geschichtete Sulfate (BORNEMANN & FISCHBECK 1986). Aus der tektonischen Schrägstellung und Faltung der Residual-Sulfate ist zu folgern, daß der Transport der Vogler-Homburgwald-Decke sowie die Anlage der Schuppenstrukturen offenbar erst nach der Bildung dieser Residual-Sulfate endete, wonach die Bewegungen also z.T. jünger sind als höhere Oberkreide.

Im Anschluß an die tektonischen Bewegungen erfolgte lokal die Anlage von Subrosionssenken, so z.B. bei Lenne-Wangelnstedt, im Elfas und im Bereich der „Eschershausener Tertiärversenkung“, in der Oligozän-Miozän dokumentiert sind (GRUPE 1901). Weiterhin wurden infolge der Ablaugung des vermutlich bis zu 400 m mächtigen Salzkeils im Bereich der parautochthonen Schuppenzone ausgeprägte Kollaps-Bewegungen ausgelöst, welche die Inversion der Schuppenstörungen zu Phäno-Abschiebungen bedingten (Abb. 18).

7. Geodynamische Interpretation

7.1 Der saxonische Entwicklungsgang des Südniedersächsischen Berglandes

Der mitteleuropäische Raum ist vorrangig durch die Vergitterung rheinisch und hercynisch gerichteter Lineamente gegliedert. Die hercynisch streichenden Lineamente waren während des variscischen Subsequenz-Stadiums überwiegend als dextrale Seitenverschiebungen wirksam (BENEK 1989) und wurden während der saxonischen Entwicklung vielfach zu Auf- oder Überschiebungen ausgestaltet. Auch der Strukturplan Südniedersachsens weist diesen Entwicklungsgang auf. So sind die Strukturen des nördlichen Leineberglandes (u.a. Elfas-Lineament) das Ergebnis wiederholter, örtlich gegenläufiger Bewegungen an Brüchen im variscisch konsolidierten Sockel, die vermutlich im jüngsten Westfal angelegt wurden und bevorzugt WNW-ESE bzw. NW-SE ausgerichtet sind. Bewegungen an Grundgebirgsbrüchen wurden während der saxonischen Entwicklung auf das mesozoische Deckgebirge durchgepaust, wobei die unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften die Gefügeprägung der Oberkrusten-Stockwerke bestimmen. Während der saxonischen Tektogenese, die in Südhannover vorrangig vom Oberjura bis in das Tertiär wirksam war, wurden die Brüche des Grundgebirges überwiegend als Abschiebungen reaktiviert (JORDAN & KOCKEL 1991).

Stratigraphisch umfaßt dieses Stockwerk nicht nur das variscisch konsolidierte Grundgebirge, sondern - wie gezeigt wurde - auch das Präsalinar bzw. den prächloridischen Zechstein (Abb. 12). Von HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) wird im subsalinaren Untergrund der Vogler-Homburgwald-„Überschiebung“ eine NW-SE gerichtete Sockelstörung postuliert, an welcher die Basis des Zechsteins im Bereich der Hils-Scholle relativ zur Solling-Scholle um mindestens 1000 m abgesenkt ist. Staffelförmig angeordnete Sockelstörungen gliedern das Subsalar der Hils-Struktur in Horste und Gräben (JORDAN & KOCKEL 1991).

Für das hoch-teilbewegliche Salinarstockwerk mit einer primären Zechstein-Salz-Mächtigkeit von ca. 650 m sind viskose Reaktionsformen bzw. Fließgefüge charakteristisch. Das Salinarstockwerk pufferte den Bewegungsgang der saxonisch reaktivierten Grundgebirgsbrüche bzw. übertrug diese auf das Deckgebirge.

Im Zusammenhang mit der saxonischen Tektogenese war die Frage nach der autonomen oder passiven Wirkung des Zechstein-Salinars über Jahrzehnte das zentrale Problem (u.a. SCHUH 1927, STILLE 1936). Im Anschluß an die TRUSHEIMSche (1957) Interpretation der norddeutschen Salzstöcke deuteten HERRMANN, HINZE & STEIN (1967) die „Elfas-Überschiebung“ als eine halokinetische Struktur.

JACKSON & TALBOT (1986) revidierten die von TRUSHEIM (1957) definierten Begriffe „Halotektonik“ und „Halokinese“. Entsprechend werden als Halotektonik alle Arten der Salzbewegung zusammengefaßt, unabhängig von einer regionalen Einengung oder Ausweitung. Die Halokinese stellt lediglich einen Teilvorgang der Halotektonik dar, der durch laterale Spannungen ausgelöst oder beschleunigt wird. Nicht ausschließlich kompressive, sondern auch distraktive tektonische Regime vermögen salinartektonische Prozesse zu induzieren. Gravitativ bedingte Massenverlagerungen dominieren jedoch bei der Deformation des relativ leicht verformbaren Steinsalzes. Die ausschließliche Wirkung des gravitativen Energiepotentials erfolgt zunächst bei differentieller Auflast des Deckgebirges und resultiert in der beginnenden Salzmigration (differential loading halokinesis). Der initiale Druckgradient entsteht infolge lateraler Inhomogenitäten der postsalinaren Deckschichten, wobei faziell bedingte Unstetigkeiten, wie Mächtigkeits-, Dichte- und Materialänderungen oder tektonische Grenzflächen, insbesondere Überschiebungen, auslösend wirken. Erst mit

dem Erreichen einer Strukturhöhe mit etwa 150 m Reliefunterschied beginnen Auftriebskräfte aufgrund der Dichteinversion im Steinsalz wirksam zu werden (buoyancy halokinesis).

Halotektonisch mobilisiert wurde in Südniedersachsen neben dem Zechstein-Salinar das Salinar des Oberen Buntsandsteins, des Mittleren Muschelkalks, des Mittleren Keupers und örtlich die Evaporite des Oberen Juras. Die primäre Mächtigkeit des Zechstein-Salzes beträgt im Solling maximal 650 m. Im Röt wurden in Südniedersachsen hingegen nur einige Zehnermeter, maximal ca. 90 m Steinsalz nachgewiesen.

In oberflächennaher Position wurden die Salinar-Horizonte überwiegend abgelautet; so enthalten Oberer Buntsandstein, Mittlerer Muschelkalk und Mittlerer Keuper im Untersuchungsgebiet lokal lediglich sulfatische Relikte. Legt man das Subrosionsniveau des ungestörten Röts zugrunde, so wären Salzgesteine ab einer Teufe von ca. 500 m zu erwarten. Bei Ausbildung eines Röt/Zechstein-Doppelsalinars ist vermutlich aufgrund der wesentlich höheren Salzmächtigkeiten das Subrosionsniveau flachgründiger; dieses ist nach JORDAN (1986) in etwa 300 m Teufe angeordnet (Bohrungen Salzderhelden I, II, IV).

Das Zusammenwirken von Bruchschollentektonik und Salzmobilisierung hatte in weiten Teilen Südniedersachsens das Einströmen des Zechstein-Salinars in das Röt-Salinar zur Folge. Aus dem stratiformen „Aufblättern“ des flach gelagerten Röt-Salinars resultiert die Bildung charakteristischer Salzkeile (Abb. 22). Die im Anschluß an den vertikalen Salzaufstieg erfolgte laterale Ausbreitung erreichte im Bereich der Vogler-Homburgwald-Decke mit ca. 6 km maximale Beträge.

Die saxonische Ausgestaltung der Schollentreppe im präsalinaren Untergrund löste die Salzmigration aus und führte zu einer Salzakkumulation im Bereich der Hils-Scholle. Nachdem die Salzakkumulation spätestens im Malm das Kissenstadium erreicht hatte (JARITZ 1973), führte verstärkt ab Tithon (Münder Mergel) eine intensive Dilatationstektonik zur Ausbildung vorwiegend NW-SE gerichteter syndimentärer Gräben und Halbgräben. Eine SW-fallende Abschiebung im Fortstreichen der Leinetal-Struktur (Leinetal-Lineament) und eine NE-fallende Abschiebung im Verlauf der Vogler-Homburgwald-Decke und der Salzderhelden-Struktur (Elfas-Lineament) bildeten die Randstörungen der als komplexer Graben ausgestalteten Hils-Scholle. Solling-Scholle und Sack-Scholle bildeten die korrespondierenden Grabenschultern. Im zentralen Teil der Grabenscholle erfolgte bereits im Tithon (Münder Mergel) der Aufstieg des Diapirs von Weenzen (JORDAN & KOCKEL 1991).

Die kretazisch erfolgte tektonogenetische Entwicklung der Niedersächsischen Scholle ist durch die Anlage von Inversionsstrukturen charakterisiert. Mit dieser neutralen, ausschließlich deskriptiven Bezeichnung beschreiben BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL (1985) Strukturen, die aus dem Entwicklungsgang von Absenkung, Auffüllung und anschließender Hebung - also Inversion - resultieren. In Südniedersachsen war nach JORDAN & KOCKEL (1991) mit der Inversion eine Krustenverkürzung im prä-oberpermischen Sockel verknüpft, die ausschließlich vertikaltektonisch gedeutet wird. BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL (1998) schließen Horizontalbewegungen weitgehend aus, lediglich geringe Lateralversätze in der Größenordnung der Vertikalbewegungen werden als möglich erachtet.

Von DROZDZEWSKI (1988) hingegen werden korrespondierend mit der saxonischen Hebung der Ibbenbürener Karbonscholle Horizontalbewegungen postuliert, die in der Größenordnung den Vertikalbewegungen entsprechen. Der Autor verweist auf Befunde im westdeutschen Steinkohlenrevier (u.a. DROZDZEWSKI et al. 1985), wonach Systeme steil einfallender, niedrig angeordneter Störungen bevorzugt Horizontal- oder Blattverschiebungen darstellen, und

folgt, daß während der grabenartigen Absenkung des Niedersächsischen Beckens im Malm und während der Unterkreide die Grabenstörungen auch als Seitenverschiebungen, u.a. entlang der Osning-Zone, wirksam waren.

In Abhängigkeit von der Anordnung der niedrigen Randverwerfungen wurden während der jungkretazischen Deformation Schollen versenkt oder angehoben (Ibbenbürener Karbonscholle, Harz) und zu Überschiebungszonen (Osning-Überschiebung, z.T. Harznordrand-Überschiebung) ausgestaltet. Auf der Grundlage von Apatit-Fission-Track-Bestimmungen (THOMSON, BRIX & CARTER 1997) wurde beispielhaft für den mesozoischen Aufstieg des Harzes eine Vertikalbewegung von ca. 5 km ermittelt

Das Wesen dieser lineamentären, prävariscisch angelegten Störungen (KRIEBEL et al. 1997) kann sich im Fortstreichen in charakteristischer Weise verändern. So wird die Harznordrand-Störung von einer Abschiebung im südöstlichen Teil zu einer Auf- und Überschiebung im zentralen und nordwestlichen Teil (CLOOS 1938). Die lokalen Änderungen des Einfallens sowohl im Streichen als auch zur Teufe hin sind ein weiteres Charakteristikum steil stehender Störungszonen, die darüber hinaus als flower structures (HARDING & LOWELL 1979) ausgestaltet sein können; so wird die Schimmerwald-Scholle entlang der Harznordrand-Störung, die von WUNDERLICH (1953) als Gleitscholle interpretiert wurde, von WREDE (1988, Abb. 9) hingegen als aufgepreßte, positive flower-structure gedeutet.

7.2 Einengung und Ausweitung als Ergebnis von Sockelbewegungen

In der Blockbilddarstellung (Abb. 21) des Leineberglandes dient die Oberfläche des Mittleren Buntsandsteins als Leithorizont. Darin werden die gegenwärtig im Erosionsniveau gelegenen Areale, wie der Scheitelbereich des Elfas und der Ahlsburg sowie der Stimbereich der Vogler-Homburgwald-Decke, zeichnerisch ergänzt. Der Wechsel von Ausweitung und Einengung im Fortstreichen einiger Strukturen ist das charakteristische Merkmal dieser Region, deren Entwicklungsgang insbesondere durch den Bauplan der Schollengrenzen dokumentiert wird.

Die Hils-Struktur bildet eine weitspannige, schüsselförmige Ausweitzungszone, die im Zentrum von einer keilförmigen, nach S auslaufenden Störungszone (Hils-Lineament) zerlegt wird. Entlang der steilen NW-SE gerichteten Zentralstörung (Weenzen-Grünenplan) sind die Buntsandstein-Schollen max. 2 km auseinandergewichen, getrennt durch einen um ca. 1 km aufgestemmten Grundgebirgs-Horst. Im südöstlichen Fortstreichen geht die Zentralstörung in die NE-fallenden Kreiensen-Überschiebung über.

Die Flanken der Hils-Scholle, entlang dem Hameln-Elfas-Lineament und dem Brunnighausen-Leinetal-Lineament (BALDSCHUHN & KOCKEL 1998), werden von der Vogler-Homburgwald-Decke und den Leinetal-Überschiebungen gebildet (Abb. 22).

Das Markoldendorfer Lias-Becken und der Salzsattel von Ahlshausen sind in südöstlicher Verlängerung zwischen Hameln-Elfas- und Ahlsburg-Lineament gelegen. Über dem Ahlsburg-Lineament entwickelte sich die ebenfalls SW-vergente Ahlsburg-Überschiebung, die gegen das Elfas-Lineament um ca. 10 km staffelförmig versetzt ist.

Die Hils-Scholle, von hercynisch gerichteten Lineamenten gerahmt, wird von NNE-SSW angeordneten Transferstörungen in Teilschollen zerlegt, an denen die Schubweiten der Überschiebungen markanten Änderungen unterlegen sind. So werden im Fortstreichen des Hameln-Elfas-Lineaments die Deckgebirgsschollen durch NE-SW gerichteten Transferstörungen segmentiert und gegen SW auf die Solling-Scholle überschoben (Börry-, Vogler-Homburgwald- und Elfas-Scheitel-Überschiebung). Auf der Ostseite der

Transferstörungen (u.a. Hameln-Springe-, Wesertal-Marienburg- und Lüthorst-Alfeld-Lineament, Abb. 23 a) erreichen die Überschiebungsweiten maximale Beträge. In südöstlicher Richtung endet die Einengung im Bereich der Elfes-Scheitel-Überschiebung. In der weiteren Verlängerung des Hameln-Elfas-Lineaments sind hingegen gestaffelte Abschiebungen im Deckgebirge ausgebildet, wie die Struktur von Salzderhelden deutlich macht, deren Anlage jedoch mit der Elfes-Scheitel-Überschiebung korrespondiert. Diese scherenförmige Bewegung der Deckgebirgsschollen ist das Ergebnis von Schollenrotationen um vertikale Achsen, ein Befund, der insbesondere am trapezförmigen Austrich des allochthonen Buntsandsteins der Vogler-Homburgwald-Decke deutlich wird (Abb. 23).

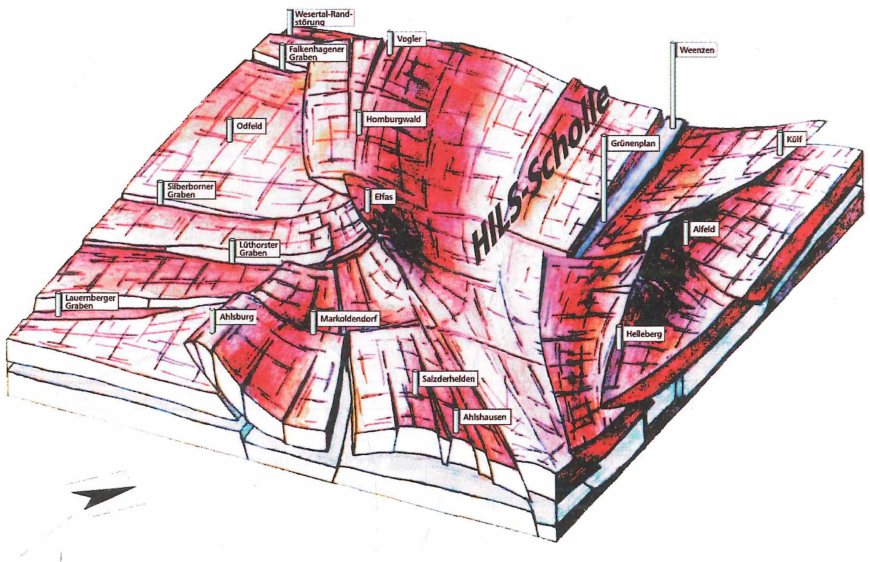


Abb 21: Blockbilddarstellung der Oberfläche Mittlerer Buntsandstein des Leineberglandes. Oberer Buntsandstein bis Quartär sind abgedeckt.

rot: Oberer Buntsandstein; lila: Zechstein-Salinar; braun: Grundgebirge.

Die Rotation um vertikale Achsen erfolgte vorwiegend sinistral bei gleichzeitiger sinistraler Horizontalbewegung an den NW-SE gerichteten Schollenrändern. Die Resultierende dieser beiden Vektoren ist entsprechend gegen SW gerichtet (Abb. 24). Abbilder dieses Bewegungsganges stellen disharmonische Falten im basalen Überschiebungsbereich dar, welche die Verkürzung senkrecht zum Deckentransport markieren sowie eine Querwellung an der Basis der Vogler-Homburgwald-Decke, die senkrecht zum gegen S bis SW gerichteten tektonischen Transport angeordnet ist.

Bei Annahme einer horizontalen Schubweite von ca. 4 - 5 km und eines rotationsbedingten Überschiebungsbetrages von max. ca. 5 km resultiert eine maximale Transportweite von ca. 6 - 7 km gegen SW.

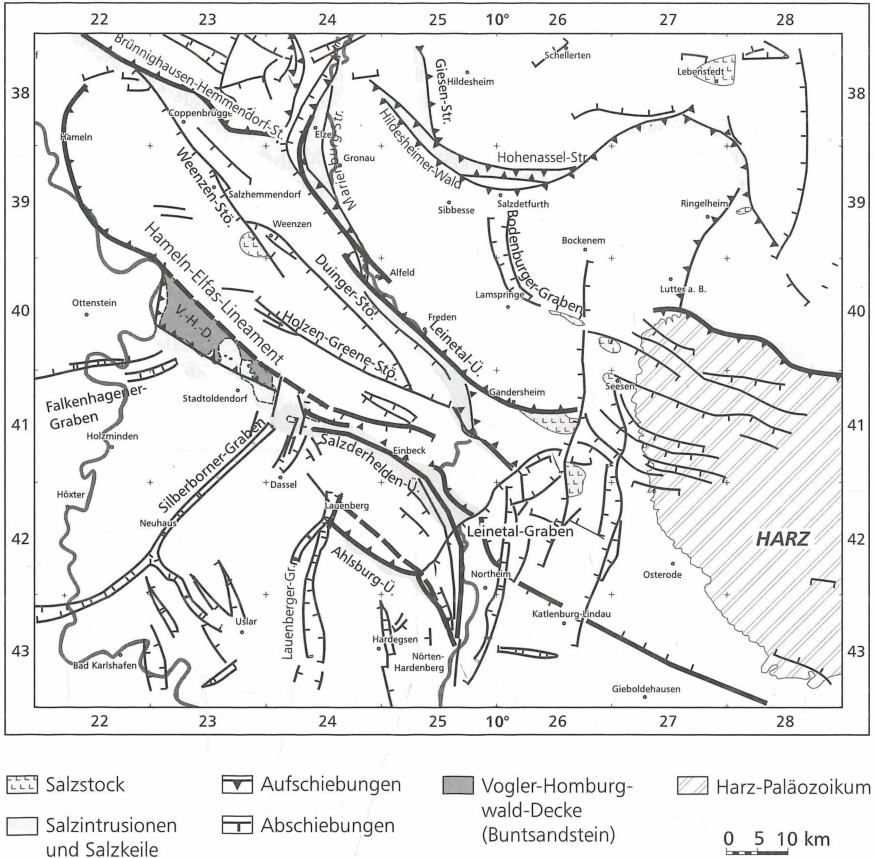


Abb 22: Strukturübersicht des Leineberglandes (modifiziert nach BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL 1996).

Nach der Darstellung der Deckgebirgs-Strukturen werden die Schollenrotationen und Überschiebungen mit dem Bewegungsgang der Grundgebirgsstrukturen korreliert.

BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL (1996) führen auf der Grundlage seismischer Profile den Beweis, daß die Strukturen des Nordwestdeutschen Beckens sämtlich über Sockelstörungen angeordnet sind. Die Ausformung der Deckgebirgsstrukturen wird entsprechend durch den Entwicklungsgang der Sockelstörungen gesteuert.

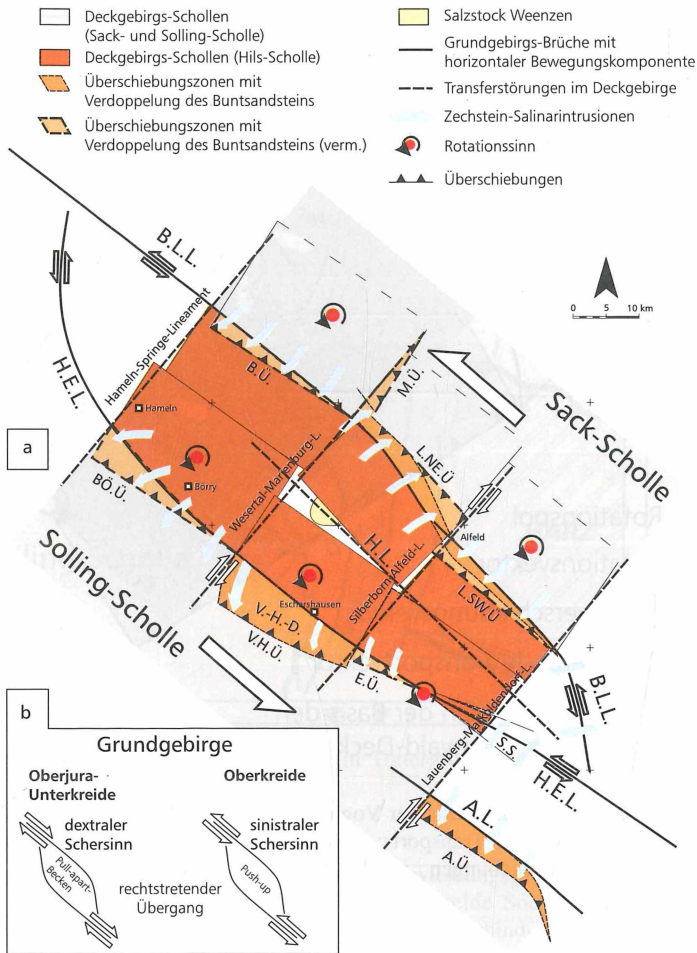


Abb 23:

- a: Deutung der oberkretazischen Hils-Struktur als Scherzone zwischen niedrig verspringenden Blattverschiebungen im Basement und resultierenden Schollenrotationen im Deckgebirge.
- b: Schemaskizze zur Entstehung von Verbindungsstrukturen bei dextralem Schersinn (jo-kru) und sinistralen Schersinn (kro).

A.L. = Ahlsburg-Lineament; A.Ü. = Ahlsburg-Überschiebung; B.L.L. = Brunnighausen-Leinetal-L.; Bö.Ü. = Börry-Ü.; E.Ü. = Elfes-Scheitel-Ü.; H.E.L. = Hameln-Elfas-L.; H.L. = Hils-L.; S.S. = Struktur von Salzderhelden; V.-H.-D. = Vogler-Homburgwald-Decke; V.H.Ü. = Vogler-Homburgwald-Ü.

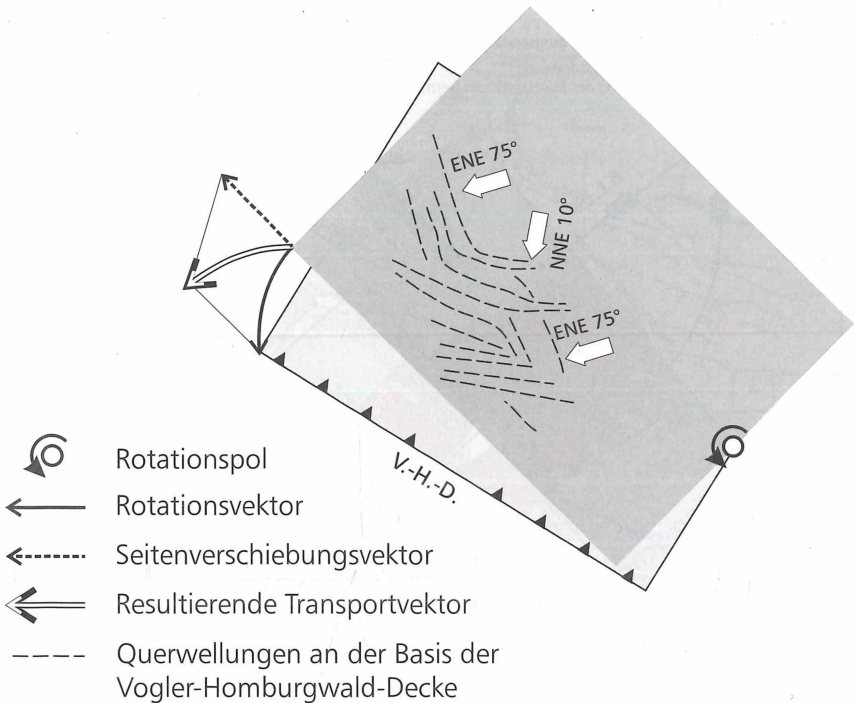


Abb. 24: Undulationen an der Basis der Vogler-Homburgwald-Decke (V.-H.-D.) markieren die Richtung des tektonischen Transports; letztere resultiert aus sinistraler Schollenrotation und Horizontalseitenverschiebungen in NW-SE Richtung mit gleichfalls sinistralen Schersinn.

Die Sockelstörungen im Bereich der Hils-Scholle bilden ein staffelförmiges, NW-SE gerichtetes Störungsbündel, deren Anordnung eine Verbindungsstruktur mit rechtstretendem Übertritt bildet (Abb. 25). Bei dextralem Schersinn entlang dieser Sockelstörungen resultierte eine divergente Transensions- (Pull-apart-Becken) bzw. bei sinistralen Schersinn eine konvergente Transpressions-Struktur (Push-up) (Abb. 23 b). Die Sockelbewegungen wurden auf das Deckgebirge infolge der abkoppelnden Wirkung des Zechstein-Salinars gedämpft übertragen. Im postsalinaren Stockwerk erfolgten Schollenrotationen, die unter transpressivem Regime mit der Anlage von Überschiebungen verknüpft waren, wobei jeweils Salzhorizonte im Oberen Buntsandstein und Mittleren Muschelkalk als Abscherhorizont dienten.

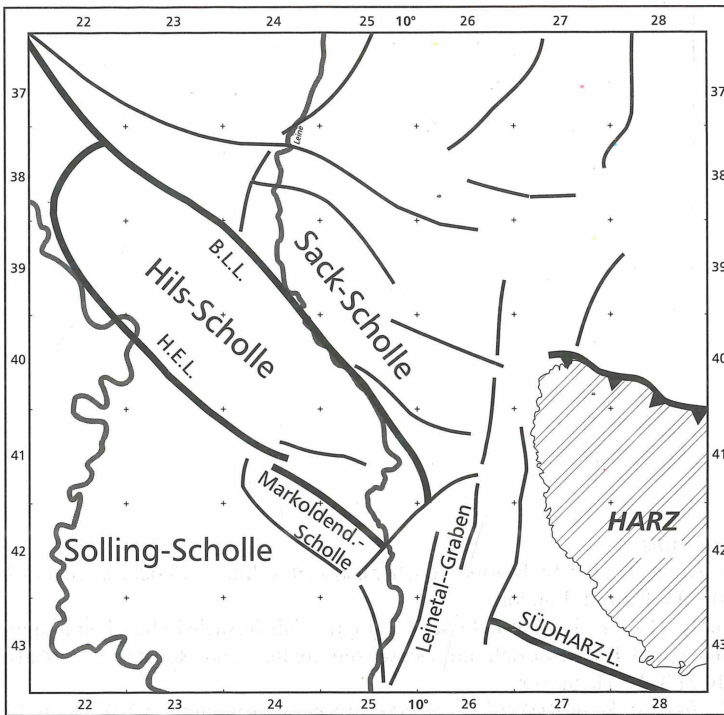


Abb 25: Anordnung der Sockelstörungen im Untergrund des Leineberglandes (ergänzt nach BALDSCHUHN & KOCKEL 1998).

Abschließend ergibt sich folgender tektonischer Entwicklungsgang: Im Bereich der Hils-Scholle waren während der Zeitspanne Oberjura/Unterkreide Sockelstörungen regional als dextrale Seitenverschiebungen unter Anlage divergenter Verbindungsstrukturen (Pull-apart-Becken) wirksam. Mit der Öffnung dieses Beckens ging eine Basement-Absenkung um vermutlich > 1000 m einher, die durch vorherige Akkumulation des Zechstein-Salzes zu einem Salzkissen (Keuper) und anschließendem diapirförmigen Durchbruch des Salzstocks von Weenzen, unter Anlage einer sekundären Randsenke mit maximalen Malm-Mächtigkeiten, kompensiert wurde.

An der Jura/Kreide-Wende wurden die aufgestemmten Schollenränder tiefgründig abgetragen, während im Beckenzentrum die Sedimentation fort dauerte. Während der Zeitspanne Hauterive-Turon waren die Subsidenzraten der Teilschollen weitgehend ausgeglichen (JORDAN & KOCKEL 1991).

Im Anschluß an die jungkimmerischen Bewegungen wurden nach JORDAN & KOCKEL (1991) während der jüngeren Oberkreide (Coniac-Santon) die Sockelstörungen reaktiviert. Der Bewegungssinn war jedoch sinistral ausgerichtet, so daß die jung-kimmerisch angelegten,

divergenten Basement-Verbindungs-strukturen während des subhercynen Bewegungsganges zu konvergenten Strukturen umgewandelt wurden. (Abb. 23 b).

Die Schollenrand-Abschiebungen im Basement wurden zu Aufschiebungen invertiert, deren oberjurassische Abschiebungsweiten jedoch nicht kompensiert wurden, so daß Phäno-Abschiebungen im Sinne von JORDAN & KOCKEL (1991) resultierten. Die Hebung der Hils-Scholle verstärkte im Zusammenwirken mit vorwiegend sinistralen Rotationen der Deckgebirgsschollen deren Auf- bzw. Überschiebungen, wobei das hoch-teilbewegliche Zechstein-Salz keilförmig-stratiform in das Röt-Salinar eindrang, bzw. sich deckenförmig ausbreitete.

Nach der Einrumpfung der Strukturen und einer erneuten Transgression aus dem Bereich des Niedersächsischen Beckens im Campan unterlag das Südniedersächsisches Bergland seit dem Maastricht einer generellen Hebung, die mit verstärkter Abtragung im Tertiär einherging. Salinare Horizonte, wie jene an der Basis der Vogler-Homburgwald-Decke, gelangten in den Bereich des Grundwasserspiegels und wurden unter Bildung von Residual-Sulfaten abgelautet. Die Salinarbewegungen, in welche die Residual-Sulfate z.T. einbezogen wurden, endeten vermutlich im jüngsten Tertiär mit der Anlage von Kollaps-Strukturen und Subrosionssenken; letztere sind noch gegenwärtig aktiv.

8. Literaturverzeichnis

- AULT, W. U. & KULP, J. (1959): Isotope geochemistry of sulfur. - *Geochim. cosmochim. Acta*, 16: 201-235; Oxford, London.
- AUTORENKOLLEKTIV (1991): Symbolschlüssel Geologie.- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 3. Auflage, 328 S, 1 Abb, 21 Tab.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1985): Inversionsstrukturen in NW-Deutschland und ihre Genese. - *Z. dt. geol. Ges.*, 136: 129-139, 4 Abb.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (HRSG.) (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1 : 300000. - Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohst.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1998): Der Salzkeil, ein strukturelles Requisite der saxonischen Tektonik. - *Z. dt. geol. Ges.*, 149: 59-70, 4 Abb.; Hannover.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1998): Der Untergrund von Hannover und seiner Umgebung. - *Ber. Naturhist. Ges. Hannover*, 140: 5-98, 52 Abb., 1 Tab., 1 K.; Hannover.
- BALZER, D. (1992): Petrologische Untersuchungen von Anhydrit- und Gipssteinen an ausgewählten Bohrprofilen aus dem Hütgestein des Allertaldiapirs. - *Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Greifswald*. - [Unveröff.].
- BALZER, D. (1997): Mikrofazies-Analyse von Ca-Sulfatgesteinen des Zechsteins. - *Geol. Jb.*, D 106: 3-99, 3 Abb., 3 Tab., 23 Taf.; Hannover.
- BENEK, R. (1989): Über jungpaläozoische Seitenverschiebungen in Mitteleuropa. - *Z. geol. Wiss.*, 17: 559-568; Berlin.
- BOIGK, H. (1957): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. - *Geol. Jb.*, 72: 325-340, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BORNEMANN, O. & FISCHBECK, R. (1985): Salzspiegelbohrung GoHy 3010, Schichtenverzeichnis ab Oberfläche des Salzstocks. - *Arch. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohst.; Hannover*.

- BORNEMANN, O. & FISCHBECK, R. (1985): Salzspiegelbohrung GoHy 3155, Schichtenverzeichnis ab Oberfläche des Salzstocks. - Arch. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohst.; Hannover.
- BORNEMANN, O. & FISCHBECK, R. (1986): Ablaugung und Hutgesteinsbildung am Salzstock Gorleben.- Z. dt. geol. Ges., 137: 71-83; Hannover.
- BRAITSCH, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. - Miner. Petrogr. in Einzeldarstellungen, 3: 1-297; Berlin (Springer)
- BRINCKMEIER, G. (1934): Überschiebungstektonik am Vogler-Homburgwald. - Jb. preuß. geol. L.-Anst. (f. 1933), 54: 584-601, 7 Abb.; Berlin.
- CLOOS, H. (1938): Einführung in die Geologie. - 503 S., 357 Abb., 3 Taf.; Berlin (Borntraeger)
- DAHLGRÜN, F., GRUPE, O. & FULDA, E. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Hildesheim. - Preuß. geol. Landesanst.; Berlin.
- DEAN, W. E. & ANDERSON, R. Y. (1978): Salinitycycles: Evidence for subaqueous deposition of castile Formation and the lower part of Salado Formation, Delaware Basin, Texas and New Mexico. In: AUSTIN, G. S. (Ed.): Geology and mineral deposits of Ochoan Rocks in the Delaware Basin and adjacent areas. - New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Circular 159: 15-20; Socorro, New Mexico.
- DEHNE, G. & STEIN, V. (1987): Beobachtungen zum Mineralbestand und zur Genese der Karbonatgesteine des Zechstein 3 (Z3, k) am westlichen Harzrand. - Ber. naturhist. Ges., 129: 85-92, 2 Abb.; Hannover.
- DIETZ, C. (1928): Der Gebirgsbau des Leinetals in der Gegend von Salzderhelden. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., 49: 81-101, 4 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus hercynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. - Geol. Rdsch. Bd. 77/1, S. 127-141; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G., ENGEL, H., WOLF, R. & WREDE, V. (1985): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagestätten. - 236 S., 149 Abb., 33 Taf.; Krefeld.
- FABIAN, H.-J. (1957): Die Bohrung "Northheim 1" - Ergebnisse eines regionalgeologisch interessanten Aufschlusses am Leinetalgraben. - N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 105: 113-122, 3 Taf.; Stuttgart.
- FREBOLD, G. (1925): Geologischer Führer durch das Hannoversche Bergland, I. Teil: Das Gebiet der rheinischen Störungen (südlicher Teil). - Samml. Geol. F. 28: 195 S., 37 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimentpetrologie Teil II. Sedimente und Sedimentgesteine. - 1141 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart)
- FULDA, E. (1929): Über Anhydritklippen. - Z. Kali 23: 129-133; Halle/Saale
- FULDA, E., DAHLGRÜN, F. & GRUPE, O. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Hildesheim. - Preuß. geol. Landesanst.; Berlin.
- GAERTNER, H.- R. v. (1932): Petrographie und paläographische Stellung der Gipse am Südrand des Harzes.- Jb. preuß. geol. L.A., 53: 655-694; Berlin.
- GAERTNER, H.-R. v., HERRMANN, A. (1968): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Hardeggen, - 271 S., 16 Abb., 16 Tab., 10 Taf., 1 Kt.; Hannover.
- GRIMM, W. D. (1962): Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten.- Z. dt. geol. Ges., 114, 3: 590-619; Hannover.

- GRUPE, O. (1901): Die geologischen Verhältnisse des Elfas und des Homburgwaldes. - Inaug.-Diss. Univ. Göttingen, 39 S., 1 Taf.; Göttingen.
- GRUPE, O. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Staddoldendorf. - 28 S., 1 Taf.; Berlin.
- GRUPE, O., FULDA, E. & GÖRZ, G. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Bockenem. - Preuß. geol. Landesanst.; Berlin.
- GRUPE, O., HAACK, W. & SEIDL, E. (1915): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Lamspringe. - Kgl. preuß. geol. Landesanst.; Berlin.
- HARDING, T. P. & LOWELL, J. D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. - AAPG Bulletin, 63, S. 1016-1058, 29 Abb.; Tulsa
- HARMS, F.-J. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Freden. - 168 S., 20 Abb., 18 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- HARTWIG, G (1955): Zur Petrographie und Transversalschieferung der tieferen Stufen der Zechsteingroßfolge 2 im Untergrund von Solling-Elfas und Dün-Hainleite-Eck. - Kali und Steinsalz, 1, 8:8-29, 21 Abb., 8 Tab.; Essen.
- HEIMLICH, K. (1959): Zum Karbonatgehalt des Hauptanhydrits (Zechstein 3) im nördlichen Harzvorland und Unstrutgebiet. - Z. angew. Geol. 5, 10, 442-445; Berlin.
- HEIMLICH, K. (1964): Zur Arbeitsmethodik bei Anhydrituntersuchungen und Gliederung des Hauptanhydrits.- Geologie, 13:198-210; Berlin.
- HERRMANN, A. (1956): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. - Geol. Jb., 72: 1-72; Hannover.
- HERRMANN, A. (1962): Gutachterliche Äußerung über das Gipsvorkommen Breitenstein, südlich Rühle/Weser. - Arch. Nds. Landesamt Bodenforschung, 8 S., 1 Abb.; Hannover.
- HERRMANN, A. (1974): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Sievershausen. - 82 S.; 8 Abb., 1 Taf., 1 Kt.; Hannover.
- HERRMANN, A. & HINZE, C. & STEIN, V. (1967): Die halotektonische Deutung der Elfas-Überschiebung im südniedersächsischen Bergland. - Geol. Jb., 84: 407-462, 10 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, A. & HINZE, C., HOFRICHTER, E. & STEIN, V. (1967): Salzbewegungen und Deckgebirge am Nordostrand der Sollingscholle (Ahlzburg). - Geol. Jb. 85: 147-164, 2 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, A. & HOFRICHTER, E. (1962): Zur Fazies der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke (mit einem Beitrag von G. Ludwig). - Geol. Jb., 79: 551-564, 2 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- HINZE, C (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. - Geol. Jb., 84: 637-716, 4 Abb., 1 Tab, 2 Taf.; Hannover.
- HINZE, C. (1976): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Seesen. - 161 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 6 Kt.; Hannover.
- HOFFMANN, A. (1927): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Elze. - Preuß. geol. Landesanst.; Berlin.
- HOFRICHTER, E. (1976): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Lauenberg. - 113 S., 6 Abb., 8 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Hannover.
- HOLLÄNDER, R. (1993): Tektonische Untersuchungen und geodynamische Interpretation der Elfas-Überschiebung im untertägigen Gipsabbau Bützberg/Holenberg bei Staddoldendorf. - 84 S.; 24 Abb., Diplomarbeit; Braunschweig
- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. (1986): External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. - GSA Bulletin, 97: 305-323.

- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. - Geol. Jb., 10: 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- JORDAN, H. & KOCKEL, F. (1991): Die Leinetalstruktur und ihr Umfeld - ein tektonisches Konzept für Südniedersachsen. - Geol. Jb., 126: 171-196, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- JORDAN, H. (1986): Halotektonik am Leinetalgraben nördlich Göttingen. - Geol. Jb., 92: 3-66, 13 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- JORDAN, H. (1993): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Einbeck. - 107 S., 12 Abb., 18 Tab., 6 Kt.; Hannover.
- JORDAN, H. (1998): Elfas und Ahlsburg - die Struktur der Schollengrenze zwischen Hils und Solling. - Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, 38: 149-162, 6 Abb.; Hannover.
- JUNG, W. & KNITSCHKE, G. (1960): Kombiniert-feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen der Anhydrite des Zechstein 1 im SE Harzvorland. - Geologie, 9: 1-112; Berlin.
- JUNG, W. & KNITSCHKE, G. (1961): Kombiniert-feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen des Basalanhydrits (z2) und des Hauptanhydrits (z3) im SE Harzvorland. - Geologie, 10: 1-116; Berlin.
- KÄDING K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechstein im Werra-Fulda-Becken. - Geol. Jb. Hessen, 106: 123-130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KALLIES, H.-B. (1963): Gesteinsausbildung und Fossilführung an der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im südlichen Niedersachsen. - Geol. Jb., 80: 367-436, 6 Taf.; Hannover.
- KOCKEL, F. (1986): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland, Blatt C 4322 Holzminden. - Ber. Arch. Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe; Hannover.
- KOENEN, A., v. (1906): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Hardegsen. - Kgl. preuß. geol. Landesanst.; Berlin
- KOENEN, A., v., GRUPE, O. & SEIDL, E. (1915): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Sibbesse. - Kgl. preuß. geol. Landesanst.; Berlin
- KOENEN, A., v., GRUPE, O. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Sibbesse. - Preuß. geol. Landesanst.; Berlin
- KOSMAHL, W. (1967): Grauer Salzton und Hauptanhydrit des Zechsteins in Nordwestdeutschland. - Geol. Jb., 84: 367-406, 1 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- KOSMAHL, W. (1969): Zur Stratigraphie, Petrographie, Genese und Sedimentation des Gebänderten Anhydrits (Zechstein 2), Grauen Salztons und Hauptanhydrits (Zechstein 3) in Nordwestdeutschland.- Beih. geol. Jb., 71: 1-129; Hannover.
- KRIEBEL, U., LÜDERS, V., RAPPILBER, I., SCHÖNBERG, G. & STEDINGK, K. (1997): Die Harznordrandstörung am Ostende des Benzingeröder Vorsprungs bei Blankenburg - ein jungvariszisches Strukturelement. - Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, 3, S. 59-77, 9 Abb., 3 Tab; Halle.
- KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.) (1987): Internationales Symposium - „Zechstein“. - Exkf., I, S. 1-173, 77 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1960): Zur Frage des "Sangerhäuser Anhydrits".- Geologie, 9: 778-787; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1964): Petrographische Strukturen von Anhydrit-Fazies-Typen.- Geologie, 13, 1: 46-49; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1987): The Zechstein Sulfates: the state of the art. - In: Peryt, T. M. [ed.]: The Zechstein facies in Europe. - Lecture Notes in Earth Sciences, 10: 143-188; Berlin (Springer)

- LEPPER, J. (1977): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Uslar. - 129 S., 14 Abb., 13 Tab., 10 Taf., 7 Kt.; Hannover.
- LEPPER, J. (1984): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Sarstedt. - 177 S., 24 Abb., 13 Tab., 4 Kt.; Hannover.
- LEPPER, J. (1991): Beiheft zur Geologischen Wanderkarte: Mittleres Weserbergland mit Naturpark Solling-Vogler. - Beih. Ber. naturhist. Ges. Hannover, 10: 58 S.; Hannover.
- LOTZE, F. (1930): Der Westrand des Leinetalgrabens zwischen Hardeggen und Moringen. - Abh. preuß. geol. Landesanst. 116: 195-232, 11 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- LOTZE, F. (1949): Die Orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung - In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 43-46, 2 Abb.; Hannover-Celle.
- MARTINI, H., J. (1937): Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und rheinischem Schiefergebirge. - Geotekt. Forsch. 1: 69-123, 36 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- MARTINI, H., J. (1955): Salzsättel und Deckgebirge. - Z. dt. geol. Ges., 105: 823-836, 3 Abb.; Hannover.
- NAGEL, U. & WUNDERLICH, H. G. (1969): Geologisches Blockbild der Umgebung von Göttingen. - Veröff. nieders. Inst. Landeskd. u. Landesentwickl. Univ. Göttingen, 91: 48 S., 1 Taf.; Göttingen.
- NIELSEN, H & MICHEL, G. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 26: 185-227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- NIELSEN, H. & RICKE, W. (1964): Schwefel-Isotopen-Verhältnisse von Evaporiten aus Deutschland; ein Beitrag zur Kenntnis von $\delta^{34}\text{S}$ im Meerwasser-Sulfat. - Geochim. cosmochim. Acta, 28: 577-591; Oxford, London.
- NIELSEN, H. (1965): Schwefelisotope im marinen Kreislauf und das $\delta^{34}\text{S}$ der frühen Meere. - Geol. Rdsch., 55: 160-172, 5 Abb.; Stuttgart.
- REIMANN, M. (1987): Geologie, Petrographie und Vergipsung der Zechsteinsulfatvorkommen von Stadtoldendorf und Osterode/Harz. - Ber. naturhist. Gesellschaft, 129: 57-84, 13 Abb., 1 Tab., 2 Anl.; Hannover.
- REIMANN, M. (1984): Die unterschiedliche Vergipsungsbereitschaft permischer und triadischer Sulfatvorkommen - anhand ausgewählter Beispiele mit neuen Detailkartierungen. - 161 S., Diplomarbeit; Würzburg.
- REIMANN, M. (1991): Geologisch-lagerstättenkundliche und mineralogische Untersuchungen zur Vergipsung und Volumenzunahme der Anhydrite verschiedener geologischer Formationen unter natürlichen und labormäßigen Bedingungen.- Geol. Jb., D 97: 21-125; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. - Z. dt. geol. Ges., 105: 843-854, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Über salinare Sedimentation.- Z. dt. geol. Ges., 105: 593-645; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G (1985): Zechstein Anhydrite, Fazies und Genese. - Geol. Jb., 85: 3-82, 50 Abb., 7 Taf.; Hannover.
- SCHRÖDER, E. (1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. - Abh. preuß. geol. Landesanst. 95: 57-82, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- SCHUH, F. (1927): Tangentiale Salzführung oder vertikaler Salzauftrieb? - N. Jb. Mineral., Geol., Paläontol., Abt. B, B.Bd. 58 (Pompeckj-Festband): 579-614, 14 Abb.; Stuttgart.
- SEIDL, E., KOENEN, A., v. & GRUPE, O. (1915): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Sibbesse. - Kgl. preuß. geol. Landesanst.; Berlin

- STEIN, V. (1966): Stratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Südniedersachsens. - Z. dt. geol. Ges., 117: 819-828, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- STILLE, H. (1922): Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung. - Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).
- STILLE, H. (1936): Die Hessische Tiefe im tektonischen Großbild Europas. - Vortrag vor der Hauptversammlung der dt. Geol. Ges.: 132, Kassel; Z. dt. geol. Ges. 88; Berlin.
- THOMSON, S., BRIX, M. & CARTER, A. (1997): Late Cretaceous denudation of the Harz Massif assessed by apatite fission track analysis. - Schriftenr. dt. Geol. Ges., 149. Hauptvers. Jena, Heft 2, Kurzfassung der Vorträge und Poster: S. 115, 1 Abb.; Hannover.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. - Z. dt. geol. Ges., 109: 11-151, 14 Abb.; Hannover.
- WALDECK, H. (1975): Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Bl. Eschershausen. - 1. Aufl.: 189 S., 8 Abb., 20 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P. (1933): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Bl. Lesse. - Preuß. geol. Landesanst.; Berlin.
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand - flache Abscherbahn oder wrench-fault-system?. - Geol. Rdsch., Bd. 77/1: S. 101-114, 11 Abb.; Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1953): Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg. - Geol. Rdsch., 41: 200-224, 7 Abb.; Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): Grenzfragen der saxonischen Tektonik Südniedersachsens. - Z. dt. geol. Ges. 109, 1: 159-168, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.

Dank

Mein besonderer Dank gilt meinem Lehrer, Herrn Professor Dr. H. WACHENDORF, auf dessen Anregung diese Arbeit entstand. Insbesondere für die fachliche Betreuung und das persönliche Engagement bei der Fertigstellung meiner Arbeit sowie während meiner gesamten Studienzeit danke ich herzlich.

Herrn Professor Dr. V. STEIN (NLfB) danke ich für seine fortwährende Diskussionsbereitschaft, technische Unterstützung und die Durchsicht des Manuskriptes. Herrn Dr. M. REIMANN (Gebr. Knauf - Westdeutsche Gipswerke) danke ich für die langjährige Unterstützung meiner Geländeaufnahmen. Herrn Dipl.-Ing. K. WÜRTH (Gipswerke Dr. Karl Würth - Turmgips) danke ich für die großzügige Befahrungserlaubnis der Steinbrüche in Städtoldendorf. Den Herren Dr. W. BEER, Dr. K.-Ch. KÄDING und Dr. G. v. STRUENSEE (Kali+Salz GmbH) danke ich für die Bereitstellung von Bohrverzeichnissen und die anregenden Diskussionen anlässlich gemeinsamer Befahrungen. Herrn Dr. O. BORNEMANN (BGR) danke ich für die Einführung in die Hauptanhydrit-Stratigraphie sowie die Hutgesteins-Problematik. Den Herren Dr. G. BEST (BGR) und Dr. F. KOCKEL (BGR) verdanke ich wertvolle Hinweise zum Untergrund Norddeutschlands. Herrn Dr. C. HINZE (NLfB) danke ich für die Möglichkeit, das Kernlager des NLfB in Grubenhagen befahren zu dürfen. Herrn Dr. H. JORDAN (NLfB) danke ich für die Einblicke in die Kartiерergebnisse des Blattes Dassel.

Nicht zuletzt gilt mein Dank meinen Freunden am Institut für Geowissenschaften der TU Braunschweig, Herren Dr. M. GANBLOSER, Dipl. Geol. C. OBERT, Dipl. Geol. D. PALMOWSKI, Dipl. Geol. E. TRAPP und Herrn Dr. P. BUCHHOLZ sowie insbesondere Herrn Dr. H. ZELLMER.

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen eines Stipendiums nach dem Graduierten-Förderungs-Gesetz vom Land Niedersachsen gefördert.

Manuskript eingegangen am 25. Juli 2000

Anschrift des Autors

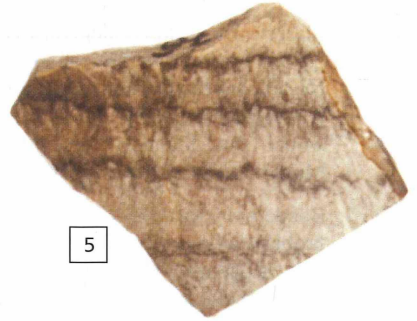
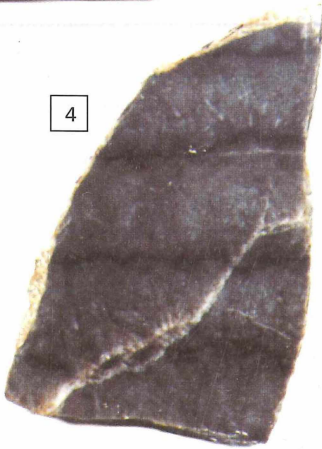
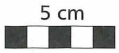
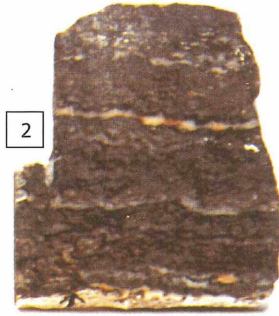
Dr. Ralf Holländer

Holzgarten 13a

34134 Kassel

Tafel 1

- Fig. 1: Lamellenanhydrit (z3AN3) und Flaser-/Schlierenanhydrit (z3AN4); die Grenzfläche zwischen dem geringmächtigen, gut geschichteten Lamellenanhydrit (unten) und dem kaum geschichteter Flaseranhydrit (oben) mit großen, braunen Nestern aus Lamellenanhydrit bzw. dünnsschichtigem Magnesit ist sehr markant ausgebildet. (Steinbruch Würth, „H“)
- Fig. 2: Lamellenanhydrit (z3AN6), vergipst; Wechsellagerung aus 1 – 5 mm mächtigen Sulfat- und Magnesitlagen. Die Schichtflächen sind eben bis wellig. Während der Vergipsung wurde die Schichtung zum Teil gekrümmteartig disharmonisch gefaltet. (Steinbruch Würth, „H“)
- Fig. 3: Flaser- bzw. Schlierenanhydrit (z3AN4+5), vergipst; diffus geschichtetes Gestein mit großen braunen Nestern aus Lamellenanhydrit bzw. dünnsschichtigem Magnesit. Die Nester haben Durchmesser von ca. 10 - 15 cm und dringen strahlig in das Nebengestein. Im z3AN5 ist die Schichtung des Schlierenanhydrits etwas deutlicher, wobei die Magnesit-Nester nach Größe und Anzahl zurücktreten bzw. die Magnesitführung vorwiegend lagenweise ausgebildet ist. (Steinbruch Würth, „H“)
- Fig. 4: Bänderanhydrit (z3AN11); Wechsellagerung aus maximal 10 cm mächtigen, grobkristallinen Sulfatlagen mit 1 – 5 mm mächtigen Ton- und Magnesitlagen. Die Schichtflächen sind überwiegend wellig ausgebildet. Die regelmäßige Bänderung stellt Drucklösungssutturen dar, die im 3 – 5 cm Abstand angeordnet sind und nahezu ebene Grenzflächen bilden.
- Fig. 5: Bänderanhydrit (z3AN11) wie Fig. 4 jedoch vollständig vergipst; infolge der Vergipsung wurden die Drucklösungssutturen makroskopisch sichtbar. (Steinbruch Würth, „H“)
- Fig. 6: Maseranhydrit (z3AN10); massiges, reines Sulfatgestein, durch Verunreinigungen gemasert (z.T. chicken-wire-Textur); überwiegend sehr grobspätig mit langen, schlauchartigen Kristallrosetten. Schichtung ist makroskopisch nicht erkennbar. Zum Hangenden nimmt der Anteil von bis zu 5 mm dicken, schwarzen Tonschnüren sowie roten Schlieren zu (oben). (Steinbruch Würth, „H“)
- Fig. 7: Flaseranhydrit bzw. Bündelanhydrit (z3AN8), vergipst; 1 – 5 cm mächtige, relativ reine Sulfatlinsen „schwimmen“ in einer Matrix aus unreinem Sulfat (Flaserzonen). Die Flaserzonen stellen anastomisierend ausgebildete Magnesit-Lamellen dar. Die Wechsellagerung von bündelig angeordneten Flaserzonen mit mehr oder weniger reinen Anhydritlagen charakterisiert den „Bündelanhydrit“ (z3AN8). (Steinbruch Würth, „H“)
- Fig. 8: Anhydritschale (z3AN13); Ton-führender Porphyroblasten-Anhydrit mit sehr reinen, oft wässrig-blauen Gips-/Anhydritblasten (Blauer Anhydrit von Stadoldendorf), bis zu 20 cm Durchmesser, die in eine stark tonige Matrix eingebettet sind. (Steinbruch Würth, „H“)



Tafel 2

- Fig. 1: Basissalz des Staßfurt-Salinars (z2NAa) mit 2 bis 5 mm mächtigen, weißen Anhydrit-Schnüren, die vermutlich bereits syndementär „Haken- und Schlaufen-förmig“ deformiert wurden Schnüren (HS-Textur). - Bohrung Solling 5.
- Fig. 2: Anhydrit-Schnüre im Leine-Steinsalz (z3NA); darunter: rötliches Gipsgestein unmittelbar oberhalb des Salzspiegels (BORNEMANN & FISCHBECK, 1986; Taf. 1) .
- Fig. 3: Linien-Flasergipsstein mit „Haken- und Schlaufen-förmig“ deformierten Anhydrit-Schnüren (HS-Textur): Die Doppellagen werden durch eine dunkle Mittellinie getrennt. (Steinbruch VG, Lehnkämpe)
- Fig. 4: Linien-Flasergipsstein mit großdimensionaler HS-Textur; Doppellagen werden durch eine dunkle Mittellinie getrennt. (Steinbruch VG, Lehnkämpe)
- Fig. 5: Angewitterte Oberfläche eines Linien-Flasergipsstein mit HS-Textur: Infolge selektiver Verwitterung treten die „Schlaufen“ voll-plastisch hervor. (Steinbruch Würth, „J“)
- Fig. 6: Anhydritstein vom Typ Sangerhäuser-Anhydrit. (Steinbruch Würth, „J“)
- Fig. 7: Flaser-Knollengipsstein; dunkle verfältelte Linien bilden knollige Verdickungen. (Steinbruch Würth, „V“)
- Fig. 8: Linien-Flasergipsstein mit HS-Textur, durchzogen von dunklen, tonigen oder anhydritischen Schnüren; in der Mitte Vergipsungsfront; unten Anhydritstein. (Steinbruch Würth, „J“)

