

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
GEOTECHNISCHE SERIE

herausgegeben von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

MATÉRIAUX POUR LA GÉOLOGIE DE LA SUISSE
SÉRIE GÉOTECHNIQUE

publiés par la

Commission Géotechnique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Lieferung 79

Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Anhydritgruppe (Mittlere Trias) in der Region Liestal–Arisdorf (Baselland, Nordwestschweiz)

Th. Widmer

1991

In Kommission bei Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern

Inauguraldissertation zur Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel
von Thomas Widmer aus Gränichen (Aargau), Basel 1989

Satz und Druck: Vontobel Druck AG, Feldmeilen
Lithos: C+L, Zürich

ISBN 3-907997 12 3

VORWORT DER SCHWEIZERISCHEN GEOTECHNISCHEN KOMMISSION

Die vorliegende Arbeit untersucht die Stratigraphie, das Ablagerungsmilieu und die Paläogeographie der Evaporite des Mittleren Muschelkalkes im Basler Jura. Die Evaporite, die sogenannte Anhydritgruppe, sind als Abscherhorizonte des Faltenjuras auf dem älteren, ungefalteten Untergrund bekannt. Die ökonomisch interessanten Salzschieben innerhalb der Anhydritgruppe werden in der Region Basel wirtschaftlich genutzt. Ihre Stratigraphie und Sedimentologie ist aus Bohrungen und Bergwerken gut bekannt. Die Kenntnisse über die Dolomitbänke, Mergel, Tone und sulfathaltigen Gesteine im Liegenden und Hangenden der Salzschieben waren jedoch viel weniger umfassend. Der Autor hat einen grossen Beitrag zur Erfassung der gesamten evaporithaltigen Abfolge des Mittleren Muschelkalkes geleistet. Die Grundlage seiner Arbeit bilden sechs Bohrungen der Vereinigten Schweizerischen Rheinsalinen AG in der Region von Arisdorf-Giebenach und Liestal (Baselland). Aufgrund von detaillierten Untersuchungen des Gefüges und der Mengenverhältnisse der Mineralphasen in den Salzen kann der Autor interessante paläogeographische Modelle sowie mög-

liche Bildungsmilieus und -prozesse für die Evaporite des Mittleren Muschelkalkes vorstellen. Seine Resultate zeigen, dass die Ablagerung der Anhydritgruppe in einem N-S-streichenden Golf erfolgte. Eine periodische Abgeschlossenheit des Ablagerungsraumes und das aride Klima führte zur Eindampfung der Salzschieben und Sulfatzonen.

Die Schweizerische Geotechnische Kommission freut sich, diesen aktuellen Artikel in ihrer Reihe «Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie» aufnehmen zu können, und dankt dem Autor für seine wertvolle und sorgfältige Arbeit. Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, März 1991

Der Präsident der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission

C. Schindler

VORWORT DES VERFASSERS

Die vorliegende Arbeit über die Stratigraphie und Sedimentologie der Anhydritgruppe entstand auf Anregung von Prof. Dr. D. Bernoulli und Dr. L. Hauber in den Jahren 1985 bis 1989 am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel. Die Kerne für die Untersuchungen sind von der Vereinigten Schweizerischen Rheinsalinen AG in verdankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden. Die meisten Bohrungen wurden im Sommer und Herbst 1985, die letzte Bohrung im Sommer 1987 durchgeführt.

D. Bernoulli und L. Hauber (Basel) möchte ich für die Einführung in das sedimentologische «Randgebiet» der Evaporite sowie für die Betreuung und Unterstützung während der Arbeit danken. Apparative und methodische Anforderungen bringen es mit sich, dass viele Präparate und Untersuchungen nur dank der Mithilfe von Spezialisten ausgeführt werden können. So wurden die Arbeiten am REM durch R. Guggenheim und M. Düggelin (Basel) unterstützt. Frau L. Zanninetti (Genf) bestimmte

die Foraminiferen, und zu den Röntgendiffraktometerdaten verhalfen mir M. Frey und W. Stern (Basel). E. Wagner (Basel) übernahm die oft mühsame und heikle Herstellung der Dünnschliffe.

Von den vielen Gesprächspartnern möchte ich besonders P. Jordan, U. Pfirter, H. Dronkert und A. Wetzel hervorheben, mit denen manche Aspekte der Sedimentologie im Allgemeinen und der Evaporite im Besonderen verhandelt wurden. Unvergessliche und lehrreiche Erlebnisse vermittelten mir Besuche in den deutschen Kali- und Salzbergwerken mit E. Niggli (Bern) und L. Hauber (Basel) sowie ein Feldkurs über rezente Karbonat- und Evaporitsedimentation in Tunesien unter der Leitung von A. Strasser und E. Davaud (Genf).

Schliesslich möchte ich meinen Eltern und meiner Freundin danken, die mich während dieser nicht immer einfachen Zeit in jeder Hinsicht unterstützt haben.

Thomas Widmer

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission	III		
Vorwort des Verfassers	IV	5.2.5 Die Bohrungen	20
Inhaltsverzeichnis	V	5.2.6 Sedimentäre Strukturen im Steinsalz	24
Zusammenfassung	VII	5.2.7 Statistische Daten	32
Abstract	VIII	5.2.8 Verunreinigungen im Salz	34
Résumé	IX	5.2.9 Interpretation der verschiedenen Salztypen	36
		5.2.10 Interpretation von Zwischenlagen und Verunreinigungen	41
1. Einführung	1	5.2.11 Korrelation und Zyklizitäten	42
1.1 Problemstellung	1	5.2.12 Ablagerungsmilieu der Salzsichten	44
1.2 Arbeitsmethoden	2	5.3 Einleitung zu den Unteren und Oberen Brekzien sowie den Unteren Anhydritschichten	45
1.3 Klassifikation und Nomenklatur	2	5.4 Einheit 3: Untere Brekzien	46
1.4 Einführung Evaporite	2	5.4.1 Mächtigkeit	46
		5.4.2 Die Bohrungen	46
2. Das Liegende der Anhydritgruppe	5	5.5 Einheit 4: Untere Anhydritschichten	49
2.1 Allgemeines	5	5.5.1 Mächtigkeit	49
2.2 Orbicularismergel	5	5.5.2 Die Bohrungen	50
		5.6 Einheit 6: Obere Brekzien	51
3. Anhydritgruppe	6	5.6.1 Mächtigkeit	51
3.1 Stratigraphie	6	5.6.2 Die Bohrungen	51
4. Einheit 1: Untere Sulfatzone	8	5.7 Lithologie und sedimentäre Strukturen der Einheiten 3,4 und 6	53
4.1 Einleitung	8	5.8 Interpretation der Lithologien	60
4.2 Mächtigkeit	8	5.9 Ablagerungsmilieu und Paleogeographie	62
4.3 Lithostratigraphie	8	5.10 Regionale Korrelation	63
4.4 Texturen und Gefüge	10		
4.5 Akzessorien	14	6. Obere Sulfatzone	64
4.6 Vergipsung	14	6.1 Einleitung	64
4.7 Interpretation und Ablagerungsmilieu	14	6.2 Einheit 7: Obere Anhydritschichten	64
4.8 Diagenese	15	6.2.1 Allgemeines	64
5. Das Salzlager	16	6.2.2 Mächtigkeiten	64
5.1 Einleitung	16	6.2.3 Die Bohrungen	65
5.2. Einheiten 2 und 5: Untere und obere Salzsichten	16	6.2.4 Lithologie und sedimentäre Strukturen	66
5.2.1 Einleitung	16	6.2.5 Interpretation der Lithologien, Ablagerungsmilieu, Zyklizitäten und Korrelationen	68
5.2.2 Unter- und Obergrenzen der Salzsichten	16	6.3 Einheit 8: Übergangsschichten	68
5.2.3 Mächtigkeiten der Salzsichten	17	6.3.1 Allgemeines	68
5.2.4 Salzklassifikation	17	6.3.2 Mächtigkeiten	68
		6.3.3 Die Bohrungen	70
		6.3.4 Lithologie und sedimentäre Strukturen	70
		6.3.5 Interpretation der Lithofazies	77
		6.3.6 Korrelation und Zyklizität	83
		6.4 Einheit 9: Dolomit-dominierte Schichten	83
		6.4.1 Allgemeines	83
		6.4.2 Mächtigkeit	83
		6.4.3 Die Bohrungen	83
		6.4.4 Lithologie und sedimentäre Strukturen	84
		6.4.5 Fazies-Interpretation und Ablagerungsräume	88

7. Einheit 10: Dolomitzone	89	8.3 Fasergips	98
7.1 Allgemeines	89	8.4 Interpretation	100
7.2 Mächtigkeiten	89		
7.3 Die Bohrungen	89	9. Diskussion	101
7.4 Lithologien und sedimentäre Strukturen	90	9.1 Ablagerungsgeschichte und Zyklizitäten	101
7.5 Interpretation von Lithologien und sedimentären Strukturen	91	9.2 Diagenese	102
		9.3 Mächtigkeitsvariationen – paläotektonische Kontrolle ?	103
8. Vergipsung und Fasergips	96		
8.1 Allgemeines	96	Literaturverzeichnis	104
8.2 Vergipsung	96		

ZUSAMMENFASSUNG

Die Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalkes besteht aus Sedimenten des flachen Subtidals, des Intertidals und des Supratidals. Infolge der periodischen Abgeschlossenheit des Ablagerungsraumes, – eines schmalen, etwa N-S streichenden Golfes – und als Ausdruck des ariden Klimas zu jener Zeit sind in unserer Region Wässer bis zur Halitübersättigung eingedampft worden. Es können mehrere lithologische Einheiten unterschieden werden (von unten nach oben): *Untere Sulfatzone*, *Salzlager* (Untere Salzschieben, Untere Brekzien, Untere Anhydritschichten, Obere Salzschieben und Obere Brekzien), *Obere Sulfatzone* (Obere Anhydritschichten, Übergangsschichten, Dolomit-dominierte Schichten) und *Dolomitzone*.

Die *Untere Sulfatzone* wird lithologisch von Anhydrit und bituminösen Dolomiten aufgebaut. Beides sind diagenetische Bildungen: Dolomit entstand wohl aus Aragonit, Anhydrit aus Gips. Die Gipsbildung erfolgt (1) an der Wasseroberfläche, von wo prismatische Kristalle auf den Boden sinken und Akkumulate bilden oder (2) im Sediment, wo durch Verdrängung Knollen und Lagen wachsen. Das Fehlen von auf der Sedimentoberfläche gewachsenen Gipskristallrasen kann auf zu hohe Wasserenergie im Ablagerungsraum, oder aber auf zu tiefes Wasser mit reduzierenden Bedingungen (und bakteriellem Abbau des Gipses) zurückzuführen sein. Für die zweite Möglichkeit spricht der Gehalt an organischem Material im Sediment.

Im *Salzlager* kann man die Sedimente grob drei Faziesräumen zuordnen: (1) einer zentralen oder landfernen «Becken»-Fazies («salt pan»), wo sich relativ reines Salz in z.T. tieferem Wasser ansammelt, (2) «saline mud flat»-Fazies mit stärker verunreinigtem, diagenetisch stark umgebildeten Salz und (3) einer «mud flat»-Fazies, welche meistens trocken liegt und wo sich kein Salz bildet oder zumindest nicht erhalten bleibt. Die Unteren und Oberen Salzschieben setzen sich aus einer (vom lokalen Subsidenzmuster kontrollierten) Anzahl zyklischer Abfolgen von «shallowing upward»-Sequenzen zusammen. Eine Sequenz besteht aus der regressiven Abfolge von reinem Salz, chaotischen Schlamm-Salz-Gemischen und Mud-flat-Detritus. Solche idealen Sequenzen werden allerdings durch Diagenese, Süßwasserzuflüsse mit detritischer Fracht und verdünnende marine Zuflüsse modifiziert. In der Bohrung S 106 werden die Unteren und Oberen Salzschieben durch eine Anhydritserie unterbrochen. Diese lässt sich gut mit den Unteren Anhydritschichten der anderen Bohrungen korrelieren. Diese findet sich dort allerdings zwischen den Unteren und Oberen Brekzien, welche über den Unteren Salzschieben liegen.

Die Unteren Anhydritschichten sind möglicherweise regional verfolgbar und greifen mehr oder weniger zeitgleich transgressiv über tiefliegende Becken in Halitfazies (S 106) und randliche Mud-flat-Fazies (die Unteren Brekzien) mit mergeligen Konglomeraten und Kollapsbrekzien über. Die Oberen Salzschieben von S 106 werden in den anderen Bohrungen durch die Oberen Brekzien vertreten. Dies ist durch die Lage zwischen Unteren und Oberen Anhydritschichten deutlich erkennbar.

In der *Oberen Sulfatzone* können die basalen Oberen Anhydritschichten regional verfolgt werden. Mächtigkeit und Ausbildung deuten auf ein ausgeglichenes Relief, welches durch (evt. vorkonzentrierte) marine Wässer überflutet wird. In diesem flachen Milieu bilden sich ausgedehnte Gipskristallrasen. Detritisch umgelagerter Gips ist der andere wichtige Bestandteil dieses Abschnittes. Halitübersättigung wird (zumindest in unserer Region) nicht mehr erreicht. Das erstmalige Auftreten von fossilführenden Dolomiten in den Übergangsschichten zeigt einen nochmaligen Rückschritt in der Evaporitabfolge an. Ob dies auf veränderte klimatische Bedingungen oder auf bessere Zuflussmöglichkeiten von normalen salinen marinen Wässern in unsere Region zurückzuführen ist, bleibt unklar. Subtidale, niederenergetische Sedimente in Sulfat- und Karbonatfazies dominieren die Abfolge. Sie werden nur gelegentlich von geringmächtigen, höhere Wasserenergie anzeigenden Ooid- oder Schillagen unterbrochen. Drei Zyklen sind erkennbar, welche mit Karbonaten beginnen und gegen oben in Sulfate übergehen. Als wahrscheinliches Ablagerungsmilieu wird eine Küste mit Lagunen und Gezeitenkanälen (ähnlich den Bahamas oder dem Persischen Golf) angesehen. In den Dolomit-dominierten Schichten werden diese Ablagerungsverhältnisse, allerdings mit kleinerem evaporitischem Einschlag, beibehalten. Subtidale Gezeitenkanäle unterbrechen die Ablagerung von supratidalen, feinlaminierten Dolomiten mit vielen Austrocknungserscheinungen und diagenetisch im Sediment gewachsenen Sulfatknollen. Der Gezeitengürtel muss lokal etwa in Ost-West-Richtung verlaufen sein.

In der *Dolomitzone* zeigt der Wechsel von bioturbierten und feinlaminierten Sedimenten an, dass sich die Sedimentation weiterhin in flachen subtidalen bis supratidalen Ablagerungsräumen abspielt. Als Biogene treten v. a. Muscheln, Gastropoden und Stromatolithen auf. Evaporite beschränken sich auf spätdiagenetische Bildungen. Die Transgression des oberen Muschelkalkes (Hauptmuschelkalk) in das Germanische Becken ist durch eine (möglicherweise eustatische) Meeresspiegelhebung während des späten Anisian bedingt.

ABSTRACT

The Anhydritgruppe of Middle-Muschelkalk age consists of shallow subtidal, intertidal and supratidal sediments. As result of periodically restricted connection with the open ocean in combination with a dry climate, brines have been evaporated to halite supersaturation. Several lithological units can be distinguished (from bottom to top): *Untere Sulfatzone*, *Salzlager* (Untere Salzsichten, Untere Brekzien, Untere Anhydritschichten, Obere Salzsichten, Obere Brekzien), *Obere Sulfatzone* (Obere Anhydritschichten, Übergangssichten, Dolomit-dominierte Schichten) and *Dolomitzone*.

The *Untere Sulfatzone* is lithologically dominated by anhydrite and bituminous dolomite. Both mineral phases are of diagenetic origin: dolomite formed from aragonite, anhydrite from gypsum. Gypsum formation occurs (1) at the water surface, where prismatic crystals grow and sink down to the sediment surface or (2) within the sediment where gypsum displacively grows as nodules and layers. The lack of gypsum crystals nucleated on the sediment surface may be due to (1) high water energy (abrasion) in the depositional environment or (2) reducing condition (and bacterial decomposition) in deeper water. High content of organic matter might support the second possibility.

In the *Salzlager*, three depositional facies are developed: (1) central basin facies where relatively pure halite accumulates in at least partly deeper water, (2) saline mud flat facies with impure, diagenetically strongly altered halite and (3) mud flat facies which is rarely flooded by marine waters and where halite forms subordinately and is not preserved. The Untere and Obere Salzsichten are made up by varying numbers of "regressive" shallowing upward cycles in response to differential subsidence. They grade up from pure halite to chaotic mud-halite mixtures and ultimately mud flat detritus. Ideal cycles, however, are usually modified by diagenesis, sheet floods with detritus and episodic influx of marine waters. At Drill Site S 106, the Untere and Obere Salzsichten are separated by a thick anhydrite bed. This intercalation correlates well with the Untere Anhydritschichten at the other Drill Sites. There, however, the Untere Anhydritschichten is located between Untere and Obere Brekzien, which overly the Untere Salzsichten. The Untere Anhydritschichten

transgressively overly basin-facies with halite (S 106) and marginal mud flat facies (Untere Brekzien) with mud pebble conglomerates and breccias and is probably of regional extent. The Obere Salzsichten of well S 106 is represented by the Obere Brekzien of the other Drill Sites. This interpretation is supported by the stratigraphic position of the Obere Salzsichten and the Obere Brekzien between Untere and Obere Anhydritschichten.

In the *Obere Sulfatzone*, the basal Obere Anhydritschichten can regionally be correlated. Thickness and sedimentary structures suggest a flat topography which is flooded by (probably pre-concentrated) marine waters. Gypsum selenite mazes form in this shallow marine environment. Eroded and redeposited gypsum is the other major constituent of this unit. Halite saturation is not achieved any more (at least not in the examined region). The occurrence of fossil-bearing dolomites in the Übergangssichten implies a further back-step in evaporite regime. It is uncertain whether these environmental changes are caused by climatic changes or by enhanced influx of normal saline marine waters into this region. Subtidal, low energy sediments in sulfate- and carbonate-facies dominate this unit. They are only rarely interrupted by high-energy oolite- and shell-grapestones. Three cycles with basal carbonates grading upward to sulfates are recognizable. As possible depositional environment, a coast with lagoons and tidal channels (similar to the Bahamas or the Persian Gulf) is suggested. The Dolomit-dominierte Schichten indicate a further step to normal marine conditions. Subtidal tidal channel-deposits alternate with supratidal, finely laminated dolomites with abundant desiccation features and diagenetically growing sulfate nodules. The tidal belt locally extends in an approximately E-W direction.

In the *Dolomitzone*, bioturbated and finely laminated dolomites alternate. They still document deposition in shallow subtidal to supratidal plain environment. Bivalves, gastropods and stromatolithes dominate the faunal assemblage. Evaporites form only during late diagenesis.

The Upper Muschelkalk transgression into the German Basin is related to a probably eustatic sea level-rise in the Late Anisian. Then lime carbonates (Hauptmuschelkalk) are deposited.

La Anhydritgruppe du Muschelkalk moyen est composée de sédiments appartenants à l'environnement sub-, inter- ou supratidal peu profond. Du à l'isolement périodique de la zone de sédimentation et suite au climat aride durant cette période, l'eau avait été évaporée jusqu' à la sursaturation en sel. On peut différencier plusieurs unités lithologiques (de bas en haut): *Untere Sulfatzone*, *Salzlager* (Untere Salzsichten, Untere Brekzien, Untere Anhydritschichten, Obere Salzsichten und Obere Brekzien) *Obere Sulfatzone* (Obere Anhydritschichten, Übergangssichten, Dolomit-dominierte Schichten) et *Dolomitzone*.

La *Untere Sulfatzone* est composée d'anhydrite et de dolomie bitumineuse, lesquelles sont d'origine diagénétique: la dolomite a été formée vraisemblablement d'aragonite et l'anhydrite par déshydratation de gypse. Le gypse a été produit (1) par précipitation de cristaux prismatiques à la surface de l'eau, qui forment, après sédimentation, des agglomérats, ou (2) par remplacement dans le sédiment même, en formant des nodules ou des strates. Le manque de cristaux crus sur le sol marin peut être expliquer par une mer trop mouvementée ou par une trop grande profondeur, ou le milieu réducteur provoque la décomposition du gypse par des bactéries. Le contenu élevé en matière organique est en faveur de la deuxième hypothèse.

Les sédiments du *Salzlager* correspondent grossièrement aux trois faciès suivants: 1) un faciès de bassin (salt pan), ou s'accumule du sel relativement pur, 2) un faciès saline mud flat avec du sel plus contaminé, 3) un faciès mud flat, qui reste en grande partie sec, avec probablement peu de formation de sel, qui n'est jamais conservé. Les Untere et Obere Salzsichten sont composés de plusieurs successions cycliques de séquences dites *shallowing upward*: à la base du sel pur, suivi d'un mélange chaotique de sel et de vase et finalement des sédiments détritiques. Cette séquence idéale peut être modifiée par la diagénèse, par l'afflux d'eau douce transportant du matériel détritique ou par l'afflux d'eau marine, qui a un effet diluant. Dans le forage S 106 les deux strates salines sont interrompus par des séries à anhydrite. Celles-ci peuvent être facilement corrélées avec les strates à anhydrite des autres forages, ou elles se trouvent dans une position stratigraphique légèrement différente: audessus des Untere Salzsichten, entre les Untere et Obere Brekzien. Ces niveaux à anhydrite ont une étendue régionale. Ils trans-

gressent plus ou moins simultanément sur les bassins profonds à faciès salin et sur le littoral en faciès mud flat avec des conglomérats margneux et des brèches d'effondrement. Les Obere Salzsichten du forage S 106 sont latéralement remplacées par les Obere Brekzien. Ceci est clairement indiqué par leur position entre les Obere et Untere Anhydritschichten.

Les Obere Anhydritschichten de la *Obere Sulfatzone* peuvent être suivies sur une échelle régionale. Leur épaisseur et leur apparence laisse présumer un relief équilibré, qui a été inondé par des afflux marines (ayant probablement une concentration en sel au dessus de la moyenne). Dans ce milieu peu profond, des pelouses étendus de gypse se sont formées. Du gypse détritique constitue une autre partie importante de cette zone. La saturation en sel n'est plus atteinte (de moins dans notre région). La première apparition de dolomie fossilifère dans les Übergangssichten montre une nouvelle rétrogression dans la suite évaporitique.

Si cette rétrogression est due à un changement climatique ou doit être attribuée à un afflux amélioré d'eau douce dans notre région, reste incertain. Les carbonates et sulfates subtidals, déposés en milieu à basse énergie, dominant cette série. Elle n'est qu'occasionnellement interrompue par des strates oolithiques peu importantes, indiquant une augmentation de l'énergie du milieu. On peut distinguer trois cycles, qui ont des roches carbonatées à leur base, devenants plus sulfatées vers le haut. Le milieu de déposition probable, est un rivage avec des lagunes et des chenaux de marée (comparables aux Bahamas et au Golfe Persique).

Dans la *Dolomitzone* ce milieu de déposition persiste avec une légère tendance évaporitique. La sédimentation de dolomie finement laminée, qui montre des signes de dessiccation et qui contient des nodules de sulfate diagénétique, est parfois interrompue par des passes intertidals. Le littoral s'étendait environ en direction est-ouest. Les sédiments bioturbés et finement laminés montrent, que la sédimentation continuait à avoir lieu dans un milieu sub- à supratidal peu profond. Les fossiles retrouvés sont entre autres des gastropodes et des stromatolithes. Les évaporites se limitent à des formations de diagénèse tardive. La transgression du Muschelkalk supérieurs (Hauptmuschelkalk) dans le bassin germanique est du à une variation du niveau de mer (probablement eustatique) pendant l'Anisien supérieur.

1. EINFÜHRUNG

1.1 Problemstellung

Bedingt durch die Rolle der Anhydritgruppe als Abscherhorizont und der starken oberflächennahen Vergipsung sind die wenigen Aufschlüsse im Faltenjura für detaillierte sedimentologische Untersuchungen ungeeignet. Unsere Kenntnisse über die Stratigraphie und Sedimentologie der Anhydritgruppe stammen demzufolge hauptsächlich aus Bohrungen und Bergwerken. Dort wurden vorwiegend die ökonomisch interessanten Salzschiefer bearbeitet, während den Dolomiten und Sulfaten im Liegenden und Hangenden der Salzschiefer nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt worden ist.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der stratigraphischen Verhältnisse, des Ablagerungsmilieus und der Paläogeographie der Evaporite des Mittleren Muschel-

kalkes (Anhydritgruppe) in der Region Liestal-Arisdorf. Lithologien und sedimentäre Strukturen werden mit rezenten und fossilen Evaporitablagerungen verglichen und mögliche Bildungsmilieus und -prozesse werden rekonstruiert. Es zeigt sich, dass die Anhydritgruppe in flachen subtidalen, intertidalen und supratidalen Ablagerungsräumen sedimentiert worden ist. Als Ausdruck der herrschenden Aridität und/oder einer periodischen Abgeschlossenheit von offener Ozeanen bilden sich Evaporite. Die Rekonstruktion der Bildungsgeschichte der Ablagerungen führt zu einer Revision der bestehenden Stratigraphie.

Die vorliegende Arbeit wird als Beitrag zum breiteren Verständnis der gesamten Evaporitablagerungen des Mittleren Muschelkalkes verstanden.

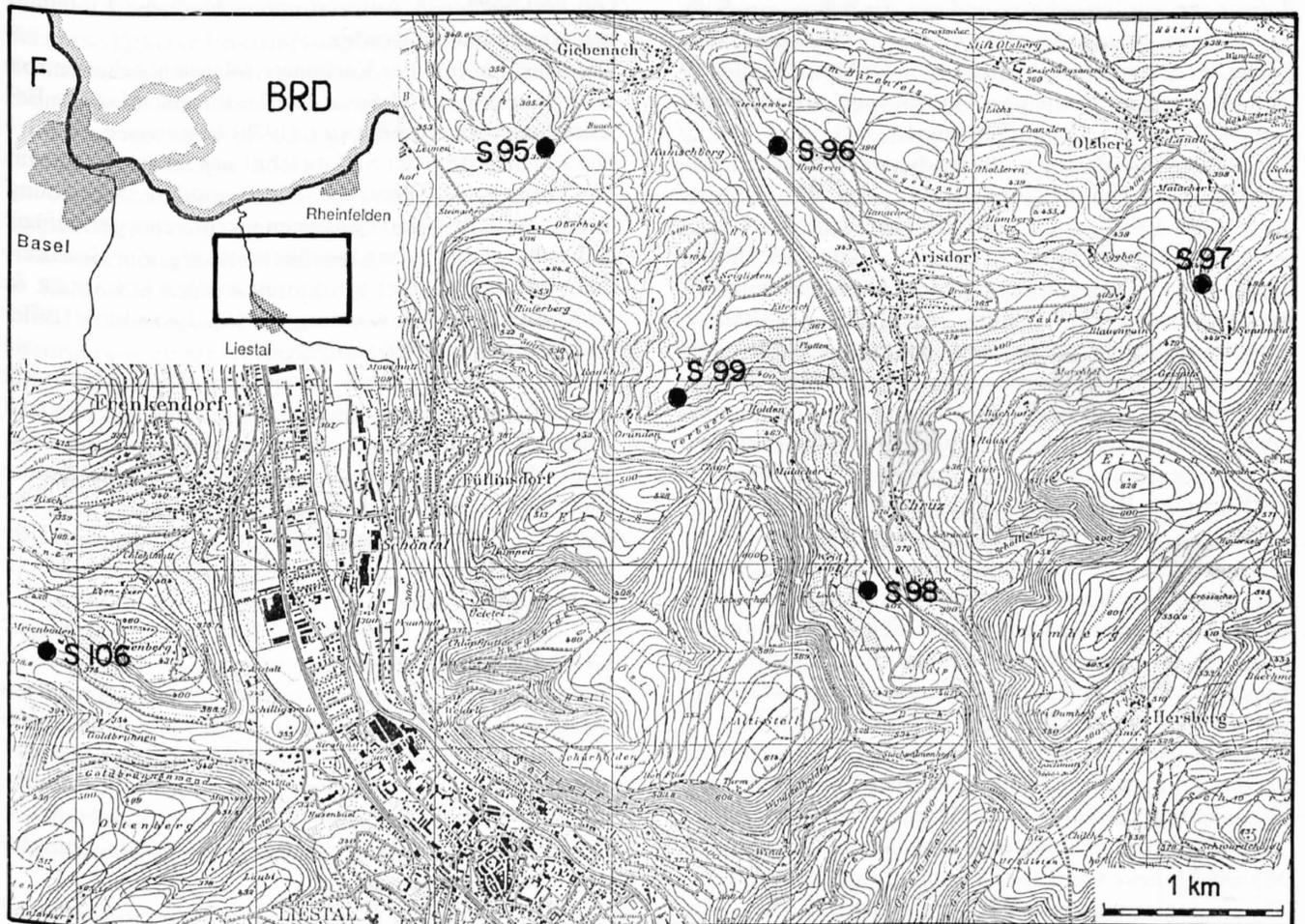


Fig. 1-1 Lage der Bohrungen

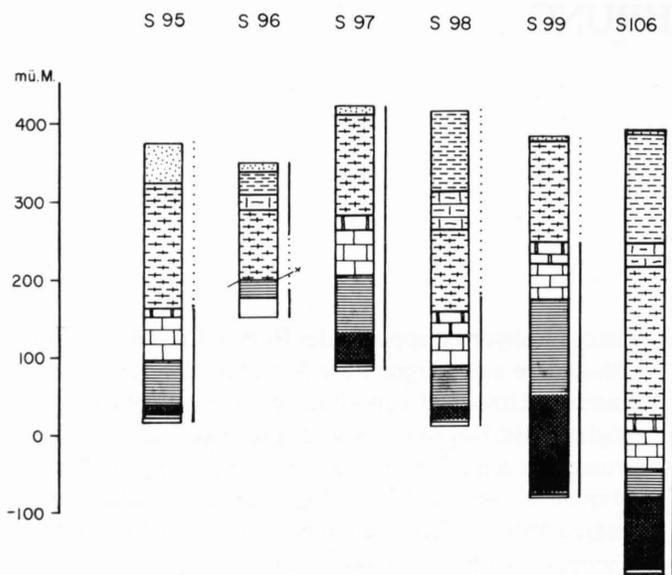


Fig. 1-2 Grobe Stratigraphie der Bohrungen (Lage vgl. Fig. 1-1). Die Darstellung entspricht der effektiven Höhenlage der Bohrungen im Feld.

1.2 Arbeitsmethoden

Die Grundlage für diese Arbeit bilden 6 Bohrungen der Vereinigten Schweizerischen Rheinsalinen AG, welche zwischen 1985 und 1987 im Gebiet von Arisdorf-Giebnach (Bohrungen S 95 bis S 99) und bei Liestal (Bohrung S 106) ausgeführt wurden (Fig. 1-1, 1-2). Grosse Teile der Bohrungen wurden gekernt und mit Ausnahme von S 96 und einigen kurzen Abschnitten von S 99 standen die Kerne der gesamten Anhydritgruppe für eine detaillierte Untersuchung zur Verfügung. Hierfür wurden sie halbiert und im Massstab 1 : 20 aufgenommen.

Zur makroskopischen Unterscheidung von feinkörnigen Anhydrit-Gips-Gemischen empfiehlt sich die Anwendung einer 10%igen Lösung von Bleinitrat $Pb(NO_3)_2$, welche den Gips weiss färbt (ANRICH, 1958). Zur Untersuchung von Feinstrukturen und des genauen Mineralbestandes wurden Dünnschliffe angefertigt. Giphaltige Proben wurden mit kalt härtendem Kunstharz fixiert, um die Entwässerung des Gipses zu verhindern. Die Färbung mit Bleinitrat kann auch auf Dünnschliffe angewendet werden und dient hier hauptsächlich der Unterscheidung von feinkörnigem Quarz und Gips. Zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit wurde der grösste Teil der karbonathaltigen Schliffe mit Alizarin-S gefärbt.

Die Salzbohrkerne wurden auf einer Diamantsäge halbiert. Da nicht trocken gesägt werden konnte – besonders die dünnen Kerne wurden total zerrissen – ist eine normale Wasserkühlung verwendet und mit Pressluft sofort getrocknet worden. Die schwache Anlösung der Schnittfläche lässt die Verunreinigungen sowie die Salzkorngrenzen als positives respektive negatives Relief hervortreten, was das Erkennen von Strukturen etwas erleichtert. Von ausgesuchten Stücken wurden Dünnschliffe angefertigt. Diese sind trocken präpariert und bis auf die normale Dünnschliffdicke von 30 μm hinuntergeschliffen worden. Von einigen ausgewählten Proben wurden Strukturpräparate der Fraktion $<2 \mu$ geröntgt und auf ihre Tonminerale hin untersucht. Auch REM-Untersuchungen wurden nicht systematisch, sondern auf bestimmte Problemstellungen hin angewendet.

1.3 Klassifikation und Nomenklatur

Die Anhydritgruppe wird hauptsächlich durch Karbonat- und Sulfatgesteine, Halit und Tone aufgebaut. Untergeordnet treten Siliciklastika, Hornsteine, Phosphate und Erze auf. Während für die Karbonate etablierte Klassifikationen existieren, sind v. a. für Sulfate und Steinsalz von verschiedenen Autoren unterschiedliche Einteilungen vorgenommen worden.

Die Klassifikation der Karbonate folgt den Arbeiten von DUNHAM (1962) und FOLK (1962), für mikrofazielle Beschreibungen wurde FLÜGEL (1978) beigezogen.

Die Klassifikation der Sulfate lehnt sich an die Arbeit von MAIKLEM et al. (1969) an. Die besondere Ausbildung einiger Anhydrit- und Gipstypen machte eine geringfügige Erweiterung dieser Klassifikation nötig. Zur Beschreibung mikroskopischer Strukturen wurden SCHALLER & HENDERSON (1932), CAROZZI (1960), LANGBEIN (1979) und DRONKERT (1985) beigezogen.

Es gibt keine allgemein akzeptierte Nomenklatur für Steinsalz, dafür eine Unmenge von bergmännischen und lokalen Namen. Es wurde deshalb eine eigene Einteilung geschaffen, welche sich an verschiedenen Autoren anlehnt und speziell auf die vorgefundenen Halittypen bezogen ist. Eine ähnliche Klassifikation findet sich in HÖVORKA (1987).

1.4 Einführung Evaporite

Das Ziel dieses Kapitels ist es, in kurzer und demzufolge unvollständiger Form eine Zusammenfassung der wichtigsten Fakten und Prozesse zu geben, welche die Bildung von Evaporiten beeinflussen. Dies ist wichtig im Hinblick auf die Modelle, welche für die Evaporitablagerungen entwickelt worden sind.

Eindampfungsabschnitte von Meerwasser

Für den Fall einer einfachen statischen Verdunstung von Meerwasser lassen sich die Mengenverhältnisse der aus-

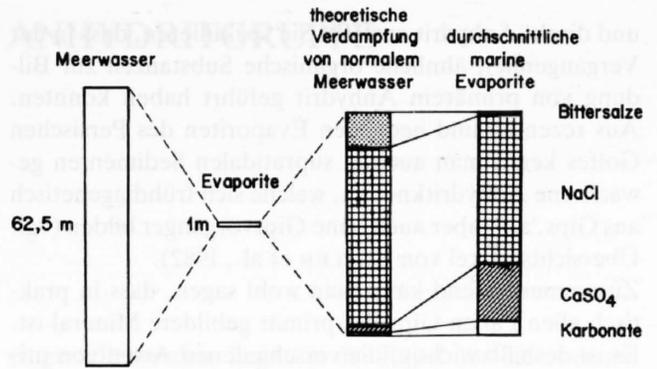
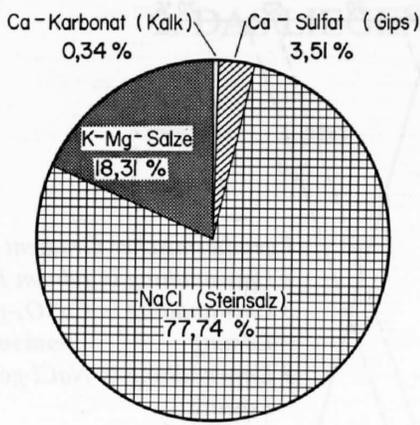


Fig. 1-3 a) theoretische Volumenanteile der verschiedenen Evaporite bei statischer Verdunstung. Daten nach USIGLIO (1849)
 b) Volumenvergleich zwischen Meerwassersäule, daraus gebildeten Evaporiten sowie deren theoretische (statische) und durchschnittlich beobachtete Zusammensetzung, aus HOLSER (1979)

fallenden Mineralphasen unter Berücksichtigung der in Experimenten gefundenen Ausscheidungsabfolge (USIGLIO, 1849; VAN'T HOFF, 1905, 1909) aus den Ionenkonzentrationen in normalem Meerwasser errechnen (Fig. 1-3a). Im Experiment werden mit zunehmender Verdunstung die Löslichkeiten von Kalziumkarbonat (Kalzit, Aragonit), Kalziumsulfat (Gips) und Halit in dieser Reihenfolge überschritten (progressive Evaporitabfolge). Bei noch stärkerer Eindampfung beginnen die ersten Bittersalze auszufallen. Für die Bildung einer 1 m mächtigen Evaporitserie muss eine Wassersäule von rund 62.5 m verdunstet werden, wobei der grösste Teil der Sedimente aus Halit besteht (Fig. 1-3a,b).

Im Vergleich zu der statischen, theoretischen Verdampfung weist eine natürliche Evaporitserie im Durchschnitt eine Verarmung an Bittersalzen und eine Anreicherung an Karbonaten und Sulfaten auf (Fig. 1-3b). Dies hat seine Ursache teilweise darin, dass frühdiagenetische Dolomitisierung zu einer Verarmung der Restlauge an Mg führt.

Die Diskrepanz zwischen theoretischen und beobachteten Mengenverhältnissen der Mineralphasen führte schon bald zur Entwicklung von dynamischen Modellen mit kontinuierlichem Zufluss mariner Wässer in ein teilweise isoliertes Becken und möglichem Rückfluss der dichten, hochkonzentrierten Lauge (Barrentheorie von OCHSENIUS, 1877). Neben der Geometrie eines Ablagerungsgebietes ist auch die durchschnittliche relative Luftfeuchtigkeit von grosser Bedeutung bezüglich der maximal erreichbaren Evaporitstufe. So bleibt z. B. Halit nur dort erhalten, wo die mittlere relative Luftfeuchtigkeit 76% unterschreitet (KINSMAN, 1976).

Gips-Anhydrit-Gleichgewicht

Obwohl in der Natur Gips das vorherrschende Ca-Sulfat an der Erdoberfläche ist, findet sich in Bohrkernen aus grösserer Tiefe stets Anhydrit. Die Umwandlung von Gips zu Anhydrit ist denn auch seit dem letzten Jahrhundert immer wieder erforscht worden. Verschiedene Auto-

ren sind allerdings zu sehr unterschiedlichen Resultaten gekommen (vgl. Zusammenfassung in DRONKERT, 1985).

Die Bildung von Ca-Sulfat hängt von verschiedenen Faktoren ab, wobei die Temperatur, die Konzentration von Ca und SO_4 wie auch von Fremdionen und die Aktivität des Wassers die grösste Rolle spielen. Bei höheren Temperaturen und Konzentrationen ist an sich Anhydrit das stabile Mineral (Fig 1-4). Aus kinetischen Gründen bleibt Gips jedoch bis weit ins Stabilitätsfeld des Anhydrites hinein die primär gebildete, metastabile Phase (CRUFT & CHAO, 1970). Dies wird auch durch die Mineralogie von rezenten salzgesättigten Systemen bestätigt. So finden sich im Toten Meer (NEEV & EMERY, 1967), in Niederkalifornien (Lagune von Ojo de Liebre [PHLEGER, 1969] und Salina Ometepe (SHEARMAN, 1970)) und auch in Nordafrika (Sebkha El Melah [PERTHUISOT, 1979, 1980]) stets Gips als koexistente Phase mit Halit, um nur einige Beispiele zu nennen. Auch in künstlichen Salinen tritt nur Gips auf (DRONKERT, 1985). CODY & HULL (1980) zeigen andererseits, dass im Beisein von bestimmten organischen Substanzen die Bildung von Gips verhindert wird

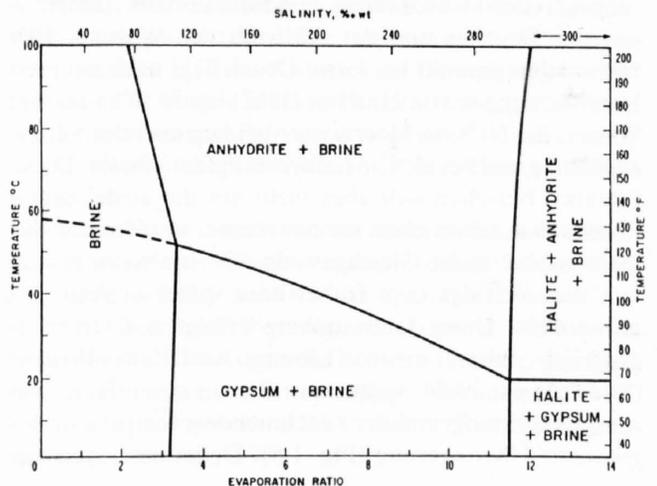


Fig. 1-4 Gleichgewichtsbeziehung zwischen Gips und Anhydrit in Abhängigkeit von p und T , aus HOLSER (1979)

und direkt Anhydrit ausfällt. Sie spekulieren, dass in der Vergangenheit ähnliche organische Substanzen zur Bildung von primärem Anhydrit geführt haben könnten. Aus rezenten und neogenen Evaporiten des Persischen Golfes kennt man auch in supratidalen Sedimenten gewachsene Anhydritknollen, welche sich fröhdiagenetisch aus Gips, z. T. aber auch ohne Gipsvorgänger bilden (vgl. Übersichtsartikel von BUTLER et al., 1982).

Zusammenfassend kann man wohl sagen, dass in praktisch allen Fällen Gips das primär gebildete Mineral ist. Es ist deshalb wichtig, die verschiedenen Arten von primären Gipsmorphologien näher zu betrachten.

In Salinen beobachtet man einen Wechsel von linsigem Gips habitus zu nadeligem Gips nahe und in der Halitfazies (DRONKERT, 1985). Eine weitere primäre Wachstumsform des Gipses sind prismatische und z. T. verzwilligte Kristalle («Schwalbenschwanzwillinge»), welche unter Wasserbedeckung am Beckenboden wachsen. Solche Kristallrasen finden sich in vielen Evaporiten. Experimente von CODY (1979) zeigen, dass sich bei langsamem Wachstum von Gips in einem durch organisches Material kontaminiertem Sediment mm- bis cm-grosse, linsenförmige Gipskristalle bilden. Das organische Material wirkt als selektiver Kristallinhibitor in bestimmten kristallographischen Richtungen und unterdrückt die sonst übliche prismatische Ausbildung des Gipses. Ein weiterer wichtiger Faktor ist der pH. Unter etwas saureren Bedingungen bilden sich in organisch kontaminiertem Material extrem elongierte Kristalle, während lentikuläre Kristalle unter eher alkalischen Bedingungen wachsen. Es ist also nicht verwunderlich, dass Gipslinsen unter anderem in den Algenmatten des Intertidal des Persischen Golfes vorkommen (vgl. z. B. SHEARMAN, 1978).

Die Erhaltung des Gipses erfordert einen gewissen Sauerstoffgehalt im Sediment. Unter anaeroben Bedingungen wird Gips von Sulfat-reduzierenden Bakterien abgebaut, falls genug Nährstoffe vorhanden sind. So interpretiert z. B. FRIEDMAN (1972) Tief-Mg-Kalzit im Roten Meer als bakteriell abgebauten Gips. Huntit soll ebenfalls durch den bakteriellen Zerfall von Gips entstehen (BUSSON & PERTHUISOT, 1977).

Die Umwandlung von Gips zu Anhydrit (eine Entwässerungsreaktion) ist vor allem eine Funktion der Temperatur, des Druckes und der Aktivität des Wassers. Der Umwandlungspunkt bei 1 atm Druck liegt nach neueren Untersuchungen von HARDIE (1967) bei 58 °C in reinem Wasser, bei 50 °C in Meerwasser bei beginnender Sulfatausfällung und bei 18 °C in halitgesättigtem Wasser. Diese Grenzen beziehen sich aber nicht auf die ausfallenden Phasen, wie schon oben gezeigt wurde, sondern auf das thermodynamische Gleichgewicht. Es ist also zu erwarten, dass sich der Gips früher oder später in Anhydrit umwandelt. Diese Umwandlung erfolgt z. T. fröhdiagenetisch über einen Lösungs-Ausfällungs-Prozess (SHEARMAN, 1985), spätestens aber in einer Tiefe von rund 1000 m aufgrund der zunehmenden Temperatur bei grösserer Überlagerung (Fig. 1-5). Dabei entstehen aus

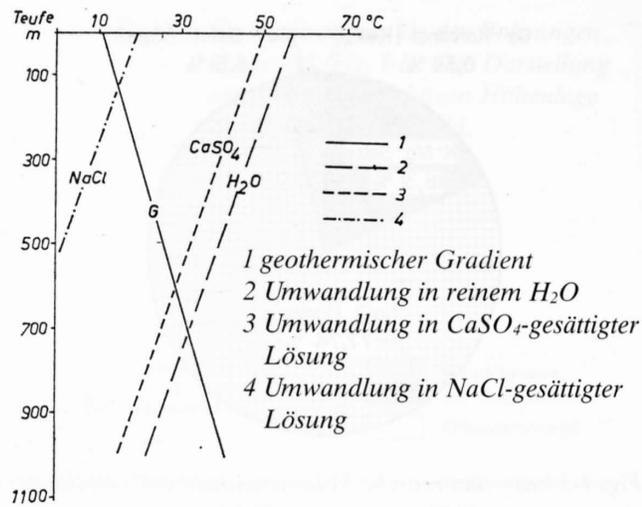


Fig. 1-5 Tiefenabhängigkeit der Umwandlung von Gips zu Anhydrit, aus LANGBEIN (1982)

100 Teilen Gips rund 62 Teile Anhydrit und 48 Teile Wasser. Falls das Wasser entweichen kann und keine Kompensation durch Sulfatzufuhr erfolgt, nimmt das Volumen also um etwa 38% ab.

Primäre / sekundäre Evaporite

Weil Evaporite aufgrund ihrer geringen Stabilität sehr leicht mineralogischen und textuellen Änderungen unterworfen sind, ist die Unterscheidung von «primären» und «sekundären» Merkmalen von grosser Wichtigkeit. Zudem interessiert auch die zeitliche Abfolge der verschiedenen Veränderungen. In der Evaporitliteratur werden die Begriffe primär und sekundär zum Teil sehr unterschiedlich angewendet. Die Dinge werden noch dadurch kompliziert, dass in der Mineralogie der Evaporite grosse Änderungen stattfinden können, ohne dass die sedimentären Strukturen dadurch verwischt werden, oder dass trotz textueller Änderungen die ursprünglichen Ablagerungsstrukturen noch erkennbar sind.

In dieser Arbeit wird in Anlehnung an HARDIE et al. (1985) zwischen sedimentären und fröhdiagenetischen oder penecontemporären Merkmalen unterschieden. Diese sind in dem Sinne als primär zu bezeichnen, da sie noch Informationen über den Ablagerungsraum liefern. Als sekundär oder spätdiagenetisch werden die während der Versenkung entstandenen Strukturen bezeichnet. Auf ganze Evaporitserien bezogen schlagen HARDIE et al. (1985) die Bezeichnung «primäre Evaporite» oder «modifizierte primäre Evaporite» vor, wo die Veränderungen zwar gross sind, aber trotzdem noch Aussagen über Ablagerungsraum und -prozesse gemacht werden können. Sekundäre Evaporite wären solche, deren späte Diagenese oder Metamorphose wenig oder keine primären Merkmale hinterlassen hat.

2. DAS LIEGENDE DER ANHYDRITGRUPPE

2.1 Allgemeines

Um die Bedeutung der Anhydritgruppe als Schichtglied der Germanischen Trias verstehen zu können, ist ein kurzer Exkurs über die allgemeine Ausbildung der Trias in unserer Region von Nutzen. Die wichtigsten Daten werden im folgenden Abschnitt in groben Zügen zusammengefasst.

Die Germanische Trias wird in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper eingeteilt (VON ALBERTI, 1834). Sie besteht – im Gegensatz zur alpinen Trias – vorwiegend aus kontinentalen Sedimenten. Der Ablagerungsraum, das sogenannte Germanische Becken, entsteht im Zechstein (Perm) und bleibt bis fast an das Ende der Trias erhalten. Die Trias beginnt mit roten Sandsteinen der kontinentalen Ablagerungen des Buntsandsteines, welche lokal Evaporite enthalten (Rötsalze). Danach setzen mit Beginn des Muschelkalkes eher marine Verhältnisse ein, welche zu den Evaporiten des Mittleren Muschelkalkes überleiten. Der höchste marine Einfluss während der Trias wird durch den Oberen Muschelkalk repräsentiert. Im Keuper beginnt eine zunehmende Verlandung mit Deltasedimenten und später kontinental dominierten Ablagerungen. Auch aus dem Keuper sind Evaporite bekannt. Im Laufe der Trias ändern sich die Schüttungsrichtungen der terrigenen Ablagerungen von nordwärts im Buntsandstein zu südwärts im Keuper, und während für den Unteren Muschelkalk vorwiegend Zuströme aus dem Norden postuliert werden, soll der Obere Muschelkalk eher Zuflüsse aus dem südwestlichen Paläotethysraum erhalten haben (MERKI, 1961).

2.2 Orbicularismergel

Im Rahmen der Untersuchung des Mittleren Muschelkalkes interessiert natürlich die Ausbildung der liegenden Formation, der sogenannten Orbicularismergel. Ihr Name wird von der häufig vorkommenden Muschel *Myophoria orbicularis* BRONN abgeleitet. Die Mächtigkeit der Formation liegt laut den Isopachenkarten von SCHWARZ (1975) in unserer Region zwischen 5 und 10 m. Da die Bohrungen der Vereinigten Schweizerischen Rheinsalinen mit dem Erreichen der Orbicularismergel

eingestellt werden, liegen in der Regel nur die obersten 2–3 m dieser Formation vor. Die nachfolgende Beschreibung der Schichten ist deshalb sehr summarisch gehalten.

Lithologie

Die untersuchten Kernabschnitte bestehen hauptsächlich aus dunklen, graubraunen bis fast schwarzen, beim Sägen stark bituminös riechenden, mergeligen Kalken. Gelegentlich sind sie schwach siltig und dolomitisch. Oft sind schöne Flaserstrukturen und feine Laminationen, z. T. auch Wellenrippeln zu beobachten. Anhydrit tritt in Form von Knöllchen und kleinen Linsen, aber auch als diskrete Lagen von mehreren cm Dicke auf. In der Bohrung S 96 liegt rund 8 m unter dem mittleren Muschelkalk eine 2.50 m mächtige Schicht aus dichtem, grauem, feinkörnigem Anhydrit mit Mergelschlieren. Solche Anhydritlagen werden schon früher von verschiedenen Autoren erwähnt (BESTEL, 1929; SCHACHL, 1954; SCHMIDT et al., 1924; HAUBER, 1971; PETERS et al., 1985). Sie zeigen, dass Sulfatablagerung nicht erst in der Anhydritgruppe, sondern bereits viel früher einsetzt.

Auch die bituminösen Kalkmergel im obersten Teil der Orbicularismergel sind schon häufig beschrieben worden. Laut DISLER (1914) sind in unserer Region nur die obersten rund 5 m als solche «Stinkmergel» ausgebildet.

Ablagerungsmilieu und Paläogeographie

SCHWARZ (1975) hat den Unteren Muschelkalk im süddeutschen Raum eingehend untersucht. Seinen Ausführungen zufolge sind die Orbicularismergel Ablagerungen einer ruhigen Flachwasserfazies im Bereich des flachen Schelfes. Die eingeschränkte Fauna sowie das Auftreten von Evaporiten sprechen für eine gewisse Abschließung des Muschelkalkbeckens, was zu einer erhöhten Salinität führte.

Weiter im Norden, und dort vor allem westlich des Rheines, werden die Orbicularismergel durch laminierten, z. T. stromatolithischen Dolomit überlagert. Gegen Westen und Osten sind Übergänge zu terrigenen Sedimenten zu beobachten. Die Tiefe des Beckens nimmt gegen Norden zu. Entgegen den Erwartungen sind aber auch südlich des Schwarzwaldes stärker marine Einflüsse festzustellen (SCHWARZ, 1975).

3. ANHYDRITGRUPPE

3.1 Stratigraphie

In dieser Arbeit wird die Anhydritgruppe in Anlehnung an HAUBER (1971, 1980) von oben nach unten folgendermassen eingeteilt:

- oben Dolomitzone
- Obere Sulfatzone
- Salzlager
- unten Untere Sulfatzone

Weiter scheidet HAUBER (1971) in der Oberen Sulfatzone drei Untergruppen aus:

- der obere Teil ist vorwiegend mergelig-dolomitisch ausgebildet und enthält häufig bituminöse Lagen und nur untergeordnet Sulfate

- der mittlere Teil besteht zu einem grossen Teil aus groben, kompakten Anhydritbänken
- der untere Teil ist vorwiegend anhydritisch, mit Mergel- und Tonzwischenlagen, oft unruhig gelagert (schlierig, wolkig, feingeschichtet, synd sedimentäre Brekzien)

Die für das Bergwerk Felsenau von BAUMANN & STUCKY (1984) vorgenommene stratigraphische Gliederung der Anhydritgruppe lässt sich nach den Angaben der Autoren nur lokal anwenden (u. a. fehlende Salzschieht). Sie lehnt sich an die von WILDI (1975) publizierte Gliederung an (Namen in Klammern). Von oben nach unten beobachten BAUMANN & STUCKY (1984) folgende Abschnitte:

- Mergel und Tone der Sulfatserie (-zone)
- obere Sulfatschichten (-zone)
- obere Gipsschichten (obere Gipsbrekzie)
- mittlere Sulfatschichten (-zone)

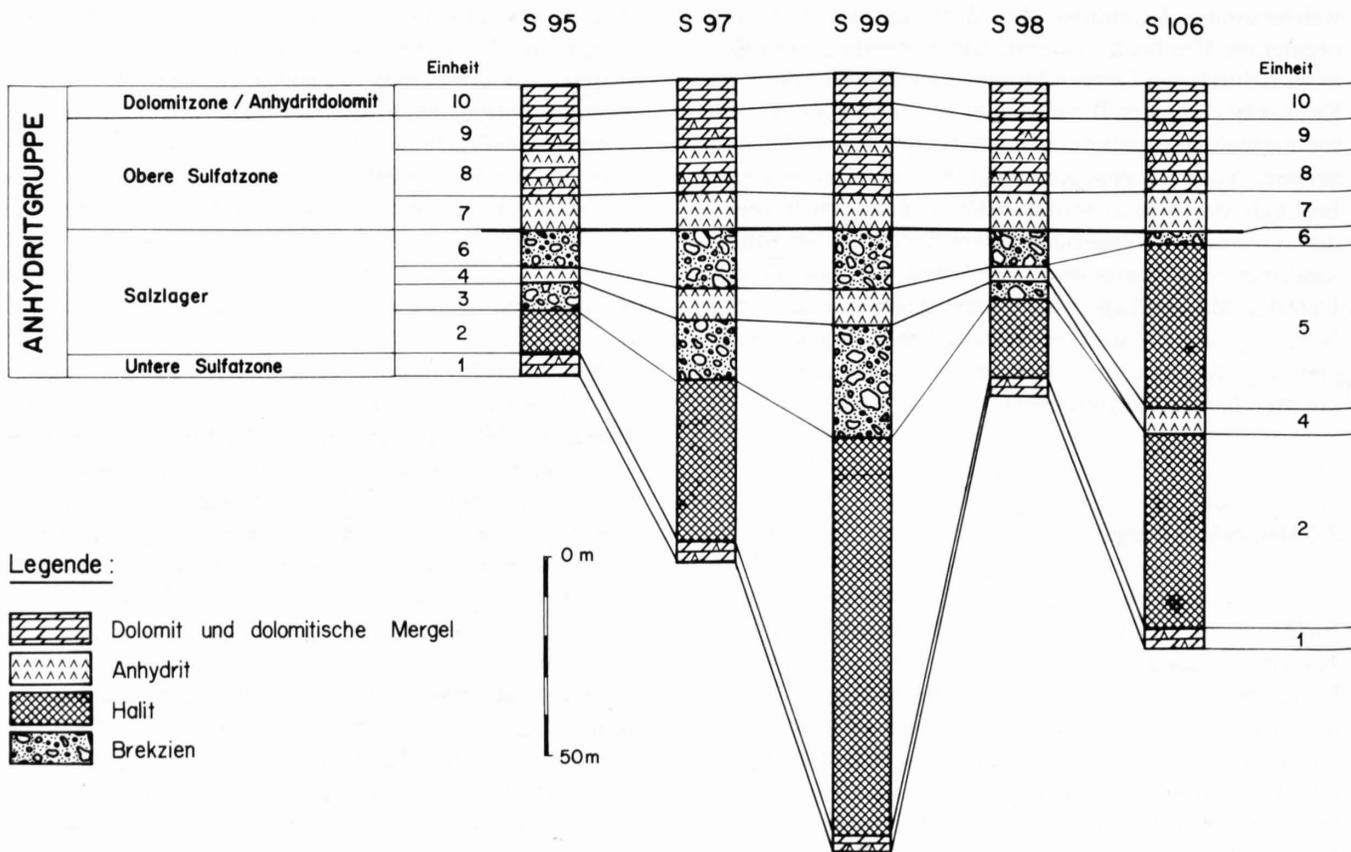


Fig. 3-1 grobe Stratigraphie und Lithologie der untersuchten Bohrungen. Als Datumlinie dient die Grenze zwischen der Einheit 6 (Obere Brekzien) und der Einheit 7 (Obere Anhydritschichten). Die grossen Mächtigkeitsvariationen in der Anhydritgruppe sind hauptsächlich durch die variablen Mächtigkeiten der Einheiten 2 bis 6 bedingt (Darstellung mit korrigierten Mächtigkeiten für S 99).

Tabelle 3,1 Stratigraphische Einteilung der Anhydritgruppe

HAUBER 1971	DIESE ARBEIT	BAUMANN & STUCKY 1984	
DOLOMITZONE	DOLOMITZONE	?	
OBERE SULFATZONE oberer Teil, v. a. mergelig und dolomitisch	OBERE SULFATZONE Dolomit-dominierte Schichten Übergangsschichten	Mergel und Tone der Sulfatserie	
			OBERE SULFATZONE Obere Anhydritschichten
mittlerer Teil mit kompakten Anhydritschichten	SALZLAGER Obere Brekzien Obere Salzschiechten	obere Gipsschichten	
unterer Teil mit unruhig gelagerten Abschnitten, Brekzien		Untere Anhydritschichten	mittlere Sulfatschichten
		Untere Brekzien	untere Gipsschichten
SALZLAGER	Untere Salzschiechten		
UNTERE SULFATZONE	UNTERE SULFATZONE	untere Sulfatschichten	

- untere Gipsschichten (untere Gipsbrekzie)
- untere Sulfatschichten (-zone)

Aufgrund der Ausbildung der untersuchten Bohrungen wird in dieser Arbeit die Anhydritgruppe in 10 Einheiten gegliedert, wobei sich die Erweiterungen vor allem auf das Salzlager und die Obere Sulfatzone beziehen (Fig. 3-1).

Wie sich im folgenden zeigen wird, sind die Brekzien, welche bisher in die Obere Sulfatzone gestellt wurden, als Randfazies der Salzschiechten zu betrachten. Dies hat zur Folge, dass die Grenze zwischen Salzlager und Oberer Sulfatzone nicht wie bis anhin an den Top der salzföhren-

den Schichten (z. B. HAUBER, 1971), sondern an die Basis der Einheit 7 (Fig. 3-1, Tab. 3,1) gelegt wird.

In Tabelle 3,1 wird versucht, die verschiedenen Einteilungen der Anhydritgruppe zu korrelieren. Während die Parallelen zu HAUBERS (1971) Einteilung relativ leicht ersichtlich sind (die Gebiete liegen auch nahe beisammen), ist die Korrelation zur Felsenau spekulativer. Nimmt man jedoch an, dass die beiden Gipsbrekzien (WILDI, 1975) den Unteren und Oberen Brekzien entsprechen (oder als Subrosionsbrekzien von ehemaligen Salzschiechten zu betrachten sind), so passen untere, mittlere und obere Sulfatschichten gut mit der Unteren Sulfatzone und den Unteren und Oberen Anhydritschichten zusammen.

4. Einheit 1: UNTERE SULFATZONE

4.1 Einleitung

Die Untere Sulfatzone stellt den kurzen progressiven Evaporitabschnitt in Sulfatfazies dar und wird im wesentlichen durch Anhydrit und mehr oder weniger mergeligen Dolomit aufgebaut. Dabei enthalten auch die scheinbar reinsten Anhydrite respektive Dolomite stets einen geringen Prozentsatz des anderen Minerals. Der Anhydrit dürfte mengenmässig in der Unteren Sulfatzone leicht überwiegen.

Die von SCHACHL (1954) verwendete Einteilung der Unteren Sulfatzone in Mausgraue Dolomite unten, Feingeschichteten Grundanhydrit in der Mitte und Flasrigen Grundanhydrit oben ist bezüglich der Abgrenzung der Zonen untereinander etwas unklar und wird hier nicht angewendet, obwohl die Abfolge dieser Zonen an sich auch in den untersuchten Bohrungen anzutreffen ist.

4.2 Mächtigkeit

Die Basis der Unteren Sulfatzone ist scharf ausgebildet und wird durch den Wechsel von Kalzit zu Dolomit definiert. Schon SCHMIDT et al. (1929) lassen die Orbicularismergel dort enden, wo die «bituminösen Steinmergel, die sogenannten «Stinkmergel» die Oberhand gewinnen». SCHACHL (1954) beginnt die Untere Sulfatzone mit den untersten Dolomiten. Diese Grenze wird auch in neueren Arbeiten angewendet (PETERS et al., 1985). Das Auftreten von Anhydrit kann nicht als Unterscheidungsmerkmal zum Liegenden dienen, da einzelne Anhydritlagen schon deutlich innerhalb der kalkigen Orbicularismergel zu finden sind. Makroskopisch ist der Wechsel von Kalzit zu Dolomit nicht sichtbar. Hingegen kann in allen Bohrungen wenige cm bis dm über der Grenze ein Wechsel von dunklen, praktisch schwarzen Dolomiten unten zu helleren, graubeige Dolomiten oben festgestellt werden. Die Grenze zum Salzlager wird in Anlehnung an SCHACHL (1954) zwischen dem massiven, schlierig-flasrigem «Grundanhydrit» unten und dem hangenden grünlichgrauen «Salzton» gezogen. Der Grund dafür ist, dass

Tabelle 4,1 Mächtigkeiten der Unteren Sulfatzone

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit
S 95	352.20	–	347.33	=	4.87 m
S 97	334.10	–	328.20	=	5.90 m
S 98	398.91	–	393.90	=	5.01 m
S 99	462.07	–	457.22	=	4.85 m
S 106	572.38	–	567.58	=	4.80 m

in diesem Horizont erstmals Halit auftritt. Andere Autoren legen die Obergrenze direkt unter das massive Steinsalz (HAUBER, 1971; PETERS et al., 1985).

Mit den obengenannten Grenzen ergeben sich wenig variierende Mächtigkeiten zwischen 4.80 m in S 106 und 5.90 m in S 97 (Tabelle 4,1). Die Bohrung des Salzfeldes Schweizerhalle–Zinggibrunn zeigen ebenfalls eine recht konstante Mächtigkeit von 3 bis 5 m (HAUBER, 1971). Auch in Kochendorf zeigt die Untere Sulfatzone mit 4.45 m eine in diesem Rahmen liegende Dicke (SCHACHL, 1954). Die Untere Sulfatzone der Bohrung Böttstein ist 6.14 m mächtig (PETERS et al., 1985).

4.3 Lithostratigraphie

Auf Grund der verschiedenen Anteile von Anhydrit und Dolomit kann eine makroskopische Einteilung der Gesteine in 3 Gruppen vorgenommen werden:

- mehr oder weniger mergeliger Dolomit
- massiver Anhydrit
- Anhydrit-Dolomit-Wechsellagerung

Als Wechsellagerung werden Abfolgen bezeichnet, in denen die einzelnen Lagen nicht mächtiger als 10 cm sind. Dickere Lagen werden in den Profilen als massiver Anhydrit respektive Dolomit ausgeschieden (Fig. 4-1).

Dolomit

Die unterste Partie der basalen mergeligen Dolomite ist wie erwähnt nach Farbe und Struktur von den liegenden kalkigen Orbicularismergeln nicht zu trennen. Erst einige cm über dem graduellen Kalk-Dolomit-Übergang findet auch ein Farbwechsel von dunkelbraunen bis schwarzen, oft feinlaminierten Dolomiten zu eher hellen, graubeige bis braunen, meist unlaminierten, mergeligen Dolomiten statt. Die Schichtdicke dieser basalen mergeligen Dolomite erreichen mit 101 cm in S 98 ihren Maximalwert. In S 106 fehlen sie vollständig (Fig. 4-1).

Die stratigraphisch höher liegenden mergeligen Dolomite unterscheiden sich kaum von den unteren. Gelegentliche farbliche Laminationen oder Bänderungen sowie stylolithische Säume treten durch unterschiedlichen Gehalt an tonig-bituminösem Material oder durch lagig verteilten, feinkörnigen Anhydrit hervor. Zuweilen sind flache Winkeldiskordanzen zu beobachten (Fig. 4-2a). Etwa ab der Mitte der Unteren Sulfatzone werden die Dolomite wieder dunkler, mit Ausnahme der Bohrung S 97, wo die graubeige Farbtöne weiter hinauf reichen.

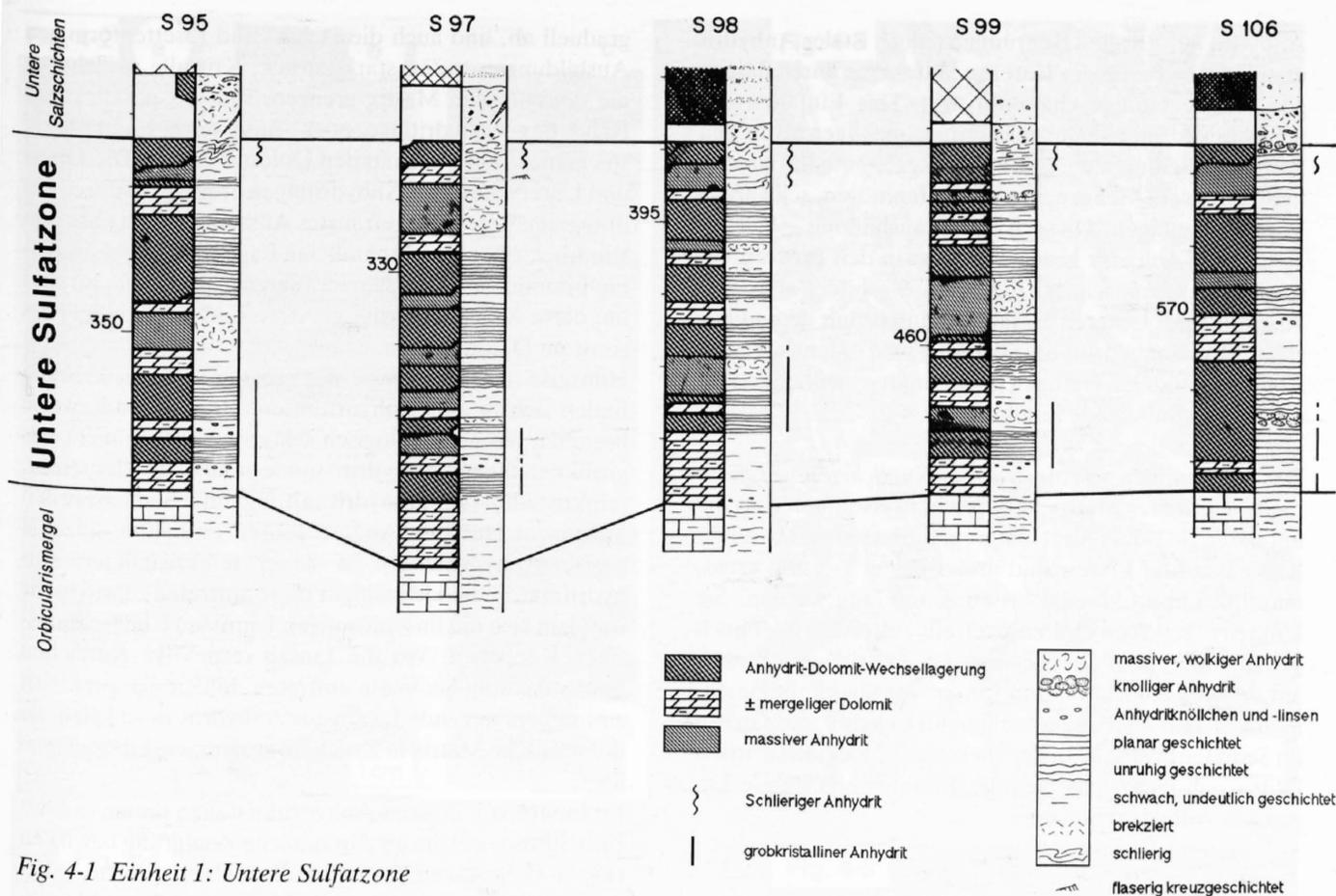


Fig. 4-1 Einheit 1: Untere Sulfatzone

Mikroskopisch gesehen bestehen die Dolomite aus gleichkörnigen, durchwegs bräunlich bestäubten Kristallen. Im untersten Teil der Unteren Sulfatzone sind sie zum grössten Teil als schöne, im Mittel etwa 0.02 mm lange Rhomboeder ausgebildet (idiotropes Gefüge). Die blaue Anfärbung durch Alizarin S weist zudem auf einen erhöhten Eisengehalt dieser Dolomite hin. Die Rhombengrösse und die idiomorphe Ausbildung nehmen im Verlauf der Profile gegen oben ab, und die Kristalle lassen sich auch nicht mehr anfärben. Schliesslich herrschen eher subhedrale und am Schluss rundliche, anhedrale Dolomitmikrokristalle vor.

Anhydrit

Der Anhydrit der Unteren Sulfatzone weist typischerweise immer bläulichgraue Farbtöne auf. Der grösste Teil besteht aus in Dolomit eingeschalteten, schichtparallelen Lagen, welche in Häufigkeit und Schichtdicke oft graduell zu- oder abnehmen. Diese *Anhydrit-Dolomit-Wechsellagerungen* bilden das Grundmuster der Sedimente der Unteren Sulfatzone. Die in den Profilen unterschiedenen dickeren Anhydrit- respektive Dolomitlagen sind nur mächtigere Ausbildungen, in denen man oft sedimentäre Strukturen besser beobachten kann.

Während die Basis von Anhydritlagen in der Regel scharf ist, können oft graduell abnehmende Anhydritgehalte an der Obergrenze beobachtet werden. Diese normal gradierten Lagen bilden den Hauptbestandteil der als Anhydrit-Dolomit-Wechsellagerung ausgedehnten Par-

tien der Profile. Lokal treten invers-normal gradierte Anhydritlagen auf. Es gibt aber auch Wechsellagerungen mit ungradierten, diskreten Anhydritlagen mit scharfen Unter- und Obergrenzen. Dabei muss aber folgendes beachtet werden: Wo immer der Anhydrit in einer bestimmten Konzentration auftritt, finden sich Anzeichen von anhydritischer Zementierung mit Verdrängung der dolomitischen Verunreinigungen an die Ränder oder in Zwickel. In ursprünglich gradierten Lagen bildet sich so in einer bestimmten Höhe der Lage ein scharfer Rand zwischen relativ reinem, anhydritisch zementiertem Anhydrit unten und anhydritischem Dolomit oben, so dass der makroskopische Eindruck einer beidseitig scharf begrenzten Anhydritlage entsteht.

In *massiven Anhydritlagen* wie auch in den anhydritreichen unteren Teilen von gradierten Lagen der Anhydrit-Dolomit-Wechsellagerungen kann man 2 Ausbildungen des Anhydrites unterscheiden:

- gebänderter Anhydrit, welcher lagenweise feinverteiltes dolomitisches Material oder Laminae aus mehr oder weniger mergeligem Dolomit enthält (Fig. 4-2b)
- wolkiger Anhydrit, in dem unregelmässige, oft lappig begrenzte Knollen (im cm-Bereich) aus relativ hellem Anhydrit durch dunkle, mm-breite Anhydritzonen getrennt werden

In den Bohrungen S 95 und S 97 treten in der an sich ruhig gelagerten Unteren Sulfatzone gelegentlich dünne Horizonte von unregelmässigem, leicht schlierig-faserigem

Anhydrit auf. In allen Bohrungen jedoch ist der Anhydrit der obersten Partie der Unteren Sulfatzone durch flaserige, fluidale Gefüge charakterisiert. Das Einfallen der Schichten ist hier steiler und unregelmässiger als in den liegenden Sedimenten und in der Regel enthält der Anhydrit grössere Mengen an tonig-bituminösen, schwarzen Verunreinigungen. Diese Anhydritausbildung – hier als *Schlieriger Anhydrit* bezeichnet – ist in den Profilen besonders gekennzeichnet (Fig. 4-1). Sie bildet stets den Abschluss der Unteren Sulfatzone und ist mit dem «Flasrigen Grundanhydrit» SCHACHL'S (1954) identisch. Die Zone mit fluidalen Gefügen reicht unterschiedlich weit in die Untere Sulfatzone hinunter.

Das Vorkommen von *Anhydrit in Knöllchen und Linsen* in dolomitischer Matrix ist typischerweise immer an die untersten 1–1.5 m der Unteren Sulfatzone gebunden. Knöllchen und Linsen sind in der Regel 1–3 mm gross, einzelne Linsen können bis zu 5 mm lang werden. Sie können regellos im Dolomit verteilt auftreten, oder auch gehäuft unter oder über diskreten Anhydritlagen. Zuweilen sind die Knöllchen und Linsen vor allem mit zunehmender, aber auch mit abnehmender Dichte und Grösse im Sediment verteilt. In den dichtest «gepackten» Partien bilden sich mehr oder weniger zusammenhängende Lagen aus Anhydritknöllchen.

4.4 Texturen und Gefüge

Grobkristalliner Anhydrit

Wie erwähnt ist der Anhydrit der untersten Abschnitte der Unteren Sulfatzone deutlich grobkristallin ausgebildet. Dieser grobkristalline Anhydrit bildet vor allem Anhydritlagen und -laminae, in geringerem Ausmass auch Knöllchen und Linsen sowie Einzelkristalle im dolomitischen Sediment. Die Anhydritkristalle erscheinen im Schliff in Form von bis zu 3 mm langen Leisten, Fächern, Doppelfächern und Rosetten, seltener auch grossen, tafeligen Kristallen (Fig. 4-3). Gegen die Mitte der Unteren Sulfatzone zu nimmt die Grösse der Anhydritkristalle

graduell ab, und auch die fächer- und rosettenförmigen Ausbildungen treten stark zurück. Kristalle, welche an die dolomitische Matrix grenzen, sind oft parallel zum Rand der Anhydritlage oder -linse angeordnet, lokal spießen sie aber auch in den Dolomit hinein. Die Ober- und Unterseiten von Anhydritlagen erhalten dadurch ein unregelmässiges, ausgefranztes Aussehen, ohne aber den Eindruck einer schichtparallelen Lage zu verwischen. Tonig-bituminöse Säumchen im angrenzenden Dolomit sind um diese Kristalle herum gebogen und engständiger als sonst im Dolomit.

Hinweise auf die Genese der grossen Anhydritkristalle finden sich in den Anhydritlinsen. Bezeichnenderweise bestehen die morphologisch schönsten Linsen nicht aus grobkristallinem Anhydrit, sondern aus viel kleinerem, feinkristallinerem Anhydrit mit undeutlichem, zuweilen blockigem Habitus. Andere Linsen enthalten einzelne grosse Anhydritleisten in dieser feinkristallinen Anhydritmatrix, und je häufiger diese auftreten, desto mehr wandeln sich die linsenförmigen Umrisse zu unregelmässigen Knöllchen. Wo die Linsen respektive Knöllchen relativ dicht im Sediment auftreten, bilden sich praktisch zusammenhängende Lagen aus Anhydrit, in welchen die dolomitische Matrix in Zwickeln zusammengedrängt vorliegt.

Im Innern von grossen Anhydritkristallen finden sich oft Einschlüsse, welche eine bräunliche Zonierung bewirken (Fig. 4-4). SCHACHL (1954) hat diese als «rundliche, seltener prismatische oder wurm- bis kanalförmige Flüssigkeits(?) -Einschlüsse» beschrieben. In leistenförmigen Kristallen hat die Zonierung ebenfalls Leistenform, die Verunreinigungen selber liegen aber in engständigen Ebenen, welche senkrecht zur Längsachse der Leisten stehen. Der Saum um die Zonierung herum ist mehrere μ breit und völlig klar. Solche als Anwachssäume interpretierten Zonen wachsen lokal in die zonierte Partien benachbarter Kristalle hinein. Gebogene Anhydritleisten zeigen spröde zerbrochene Zonierungen und Verheilung mit klarem Anhydrit.

In diesem Zusammenhang ist eine weitere Beobachtung wichtig (Fig. 4-5): Anhydritleisten von max. 0.4 mm Länge und einem Längen-Breiten-Verhältnis von max. 10

Fig. 4-2a *Oben brauner, bituminöser, mergeliger Dolomit mit farblich definierten Laminationen und flachen Winkeldiskordanzen sowie kleinen Anhydritknöllchen (weiss). Unten massiver, «wolkiger», grobkristalliner Anhydrit (oberflächlich weiss vergipst). S 106, Untere Sulfatzone, 572.07 – 572.23 m*

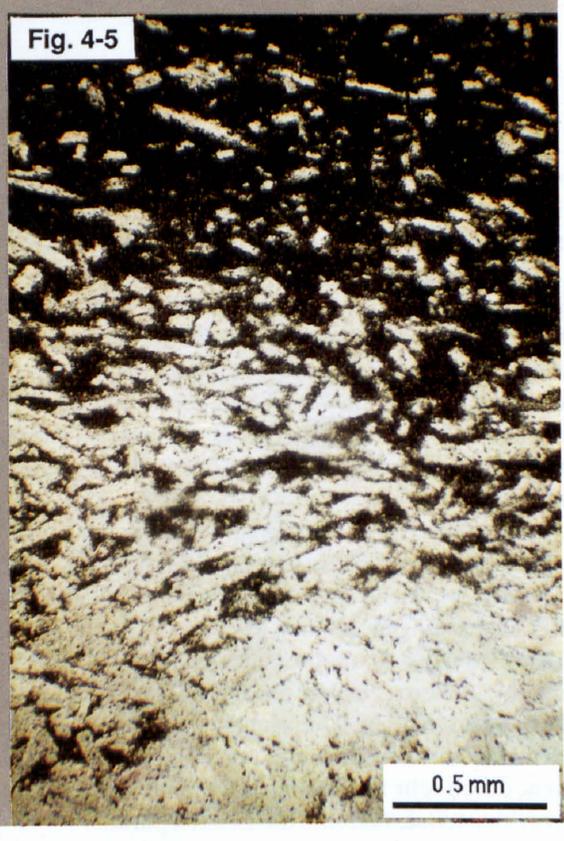
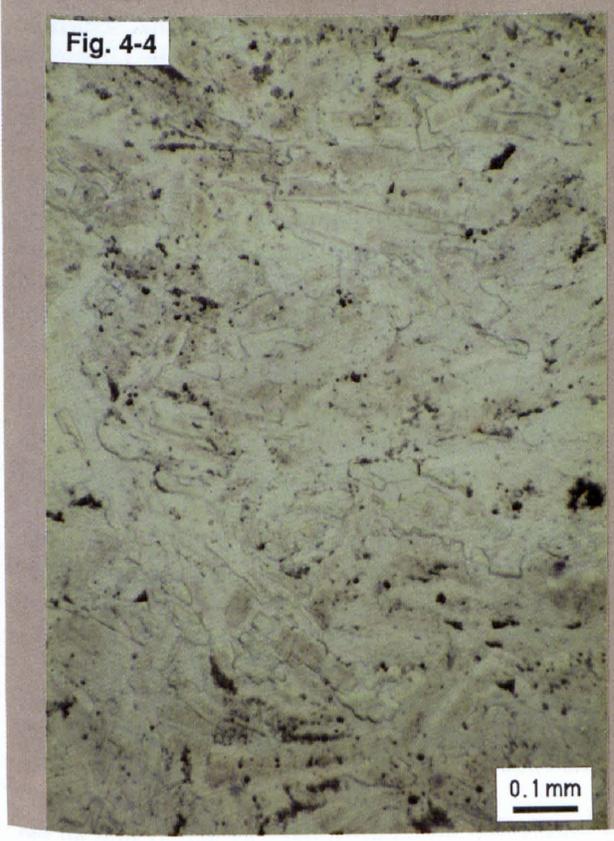
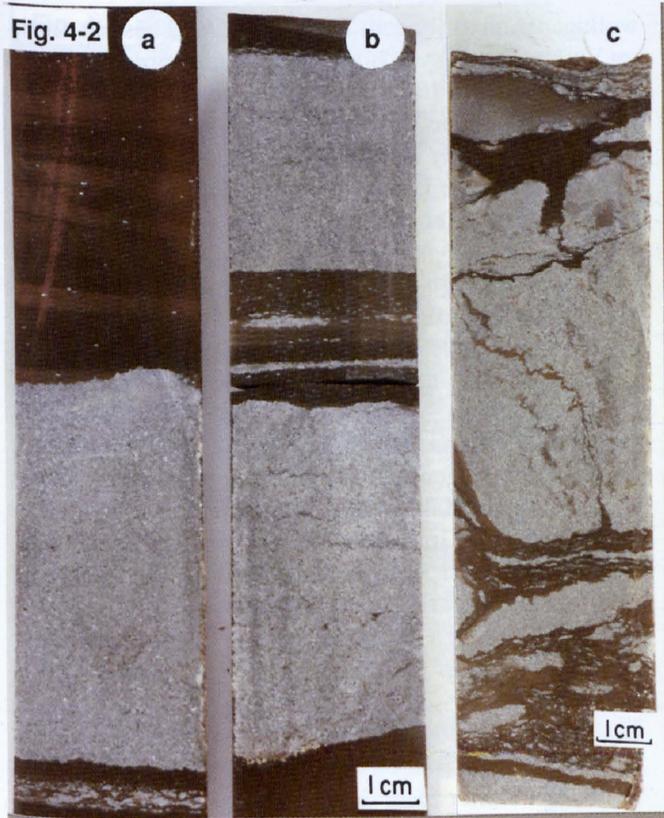
Fig. 4-2b *Wechselagerung von mergeligem Dolomit (braun) und Anhydrit (oberflächlich weiss vergipst). Das untere Anhydritintervall ist durch dolomitische Verunreinigungen schwach gebändert und führt an der Basis mm-grosse Pyritknöllchen. Im mergeligen Dolomit haben sich Anhydritknöllchen zu diskontinuierlichen Lagen zusammengeschlossen. S 106, Untere Sulfatzone, 572.24 – 572.40 m*

Fig. 4-2c *Knolliger Anhydrit (oberflächlich weiss vergipst) in einer Matrix aus beige bis braunem, mergeligem Dolomit, welcher durch das Knollenwachstum deutlich verdrängt wird. S 106, Untere Sulfatzone, 571.27 – 571.40 m*

Fig. 4-3 *Wirr texturierter, grobkristalliner Anhydrit in fächer- und rosettenartiger Ausbildung. S 106, Untere Sulfatzone, 572.22 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols*

Fig. 4-4 *Grobkristalliner Anhydrit mit bräunlich bestäubten Zentren und klaren Anwachssäumen. Die leistenförmigen Kristalle sind intensiv miteinander verzahnt. S 98, Untere Sulfatzone, 397.27 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols*

Fig. 4-5 *Gradierte Lage aus grobkristallinem, leistenförmigem Anhydrit mit beliebiger Einregelung der Leisten in der Schichtungsebene (erkennbar an den Quer- und Längsschnitten). Diskordante Grenze zu anhydritisch zementierter Basis. S 97, Untere Sulfatzone, 332.26 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols*



sind hier parallel bis subparallel zur Schichtung in mergeligen Dolomit eingelagert. Rechteckige und rhombenförmige Schnitte werden als Quer- beziehungsweise Schrägschnitte durch die prismatischen Kristalle gedeutet; diese sind in ihrer Richtung also nicht streng orientiert. Die Häufigkeit der Anhydritnadeln nimmt gegen oben graduell ab. Eine schiefe Grenze trennt diese gradierte Zone scharf von der darunterliegenden, eher massiven Anhydritlage, welche die oben beschriebene, bräunlich zonierte Anhydritkristalle mit klaren Säumen enthält. Die selbe bräunliche Bestäubung, aber keine Anwachsäume, weisen nun auch die im Dolomit eingelagerten Anhydritnadeln auf. Jedoch werden hier keine fächer- oder rosettenförmige Anordnungen von Anhydritnadeln (wie innerhalb der massiven Anhydritlage) beobachtet.

In einer grob- bis mittelkristallinen, massiven Anhydritlage der Bohrung S 97 (331.20 m Tiefe) fallen kleine (1 mm), braunschwarze Einschlüsse auf. Unter dem Mikroskop sind sie als klare bis stark bräunlich bestäubte, oft stengelige oder zumindest gerade begrenzte Aggregate aus nicht identifiziertem, isotropem Material erkennbar. Gleichzeitig auslöschende Anhydritrelikte und die Form und Grösse der stengeligen Aggregate weisen sie als Pseudomorphosen nach Anhydrit aus. Rundliche Einbuchtungen und «angefressene» Ränder deuten auf spätere Resorption hin.

Feinkristalliner Anhydrit

In den Dolomiten zwischen den obersten grobkristallinen Anhydritlagen treten Horizonte aus feinen Anhydritleisten auf. Eine Länge von max. 0.3 mm und ein Längen-Breiten-Verhältnis zwischen 10 und 20 unterscheiden diese deutlich von den zuvor beschriebenen, grobkristallinen Anhydritleisten. Sie sind streng schichtparallel eingeregelt, rechteckige und rhombenförmige Querschnitte deuten aber auf eine beliebige Orientierung innerhalb der Schichtungsebene. Dieser Anhydrittyp gewinnt gegen oben allmählich die Überhand gegenüber dem grobkristallinen Anhydrit. Mit der abnehmenden Korngrösse werden die feinen Strukturen der Sedimente deutlicher sichtbar.

Massive, wolkige Anhydritlagen sind in der Regel unregelmässig flaserig bis knollig ausgebildet (dasselbe gilt für die anhydritreiche Basis von gradierten Anhydritlagen). In dicken Lagen können die relativ helleren, grauen «Knollen» bis zu mehreren cm lang werden. Sie sind durch dunklere, bläulichgraue Anhydritsäume voneinander abgegrenzt. Im Dünnschliff zeigen die helleren Partien eine wirre Anordnung von ungleich langen und dicken, durch sehr feinkörnigen Dolomit verunreinigte Anhydritleisten. Lokal sind die Leisten parallel bis subparallel zu den Knollenrändern angeordnet. Die von Auge dunkleren Zonen werden in der Regel durch grössere, oft auch schlankere Anhydritleisten gebildet. Diese sind kaum bestäubt und die Leistenform ist besser ausgebildet. In den Zwickeln zwischen den Leisten sind kleine Dolomitmikrokörner angereichert.

Massive, gebänderte Anhydritlagen unterscheiden sich in Textur und Gefüge der Anhydritkristalle nicht von den

wolkigen Anhydritlagen. Der Unterschied besteht einzig im Vorhandensein von horizontweise angeordnetem, fein verteiltem, dolomitischem Material oder diskreten dolomitischen Laminae. Letztere zeigen an den Rändern z. T. graduelle Zu- oder Abnahme des Dolomitgehaltes, aber auch recht scharfe Übergänge zu relativ reinem Anhydrit können beobachtet werden.

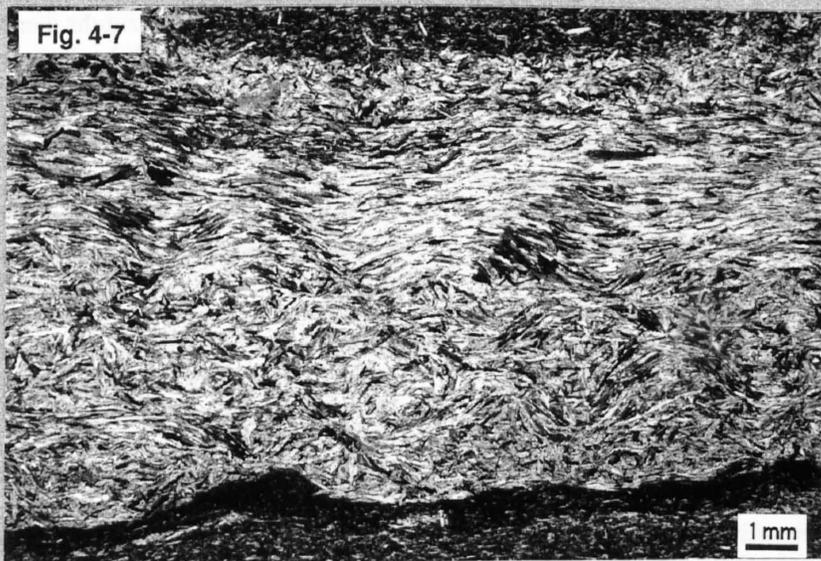
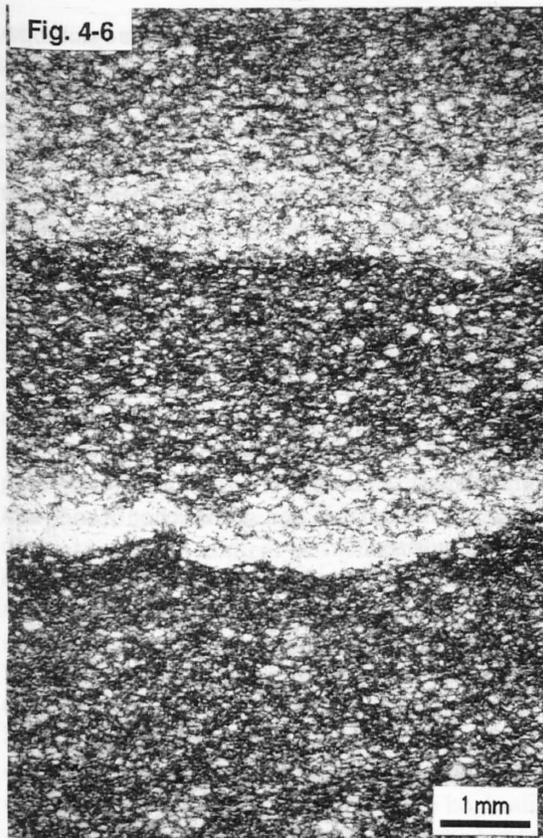
Wie erwähnt bilden *gradierte Anhydritlagen* den Grossteil der Anhydrit-Dolomit-Wechselagerungen. Mikroskopisch können zwei Typen von Gradierungen unterschieden werden.

Der erste Typ kann als mikroskopisches Analogon zu der als gradierte Lagen aus Anhydritknöllchen und -linsen beschriebenen Makrostruktur aufgefasst werden. Man findet diese Art Gradierung oft mit massiven, mehr oder weniger wolkigen Anhydritlagen vergesellschaftet. Das nachfolgend beschriebene Beispiel stammt aus einer dünnen, dolomitischen Zwischenlage des obersten massiven Anhydritintervalls der Bohrung S 97 (329.29 m Tiefe) (vgl. Fig.4-6).

Ein wolkiger Anhydrit, bestehend aus Anhydritleisten verschiedenster Grössen und oft wirrer Lagerung enthält nach oben immer mehr dolomitische Verunreinigungen. In einer schmalen Übergangzone bilden die kleinen, rundlichen Dolomitmikrokörner eine undeutliche, schichtparallele Laminierung. Gleichzeitig nimmt die Grösse der Anhydritkristalle deutlich ab. Mit zunehmendem Dolomitgehalt gegen oben ist der Anhydrit zuerst noch als lateral zusammenhängende, dann immer isoliertere Knöllchen und Linsen (bis zu 3 mm) ausgebildet. Die Knöllchen und Linsen bestehen aus kleinen, rund 0.1 mm langen Anhydritleisten, welche in einer kaum auflösbaren Anhydritgrundmasse stecken. Die Leisten in den Knöllchen weisen keine bevorzugte Richtung auf und ragen oft aus diesen heraus. In der dolomitischen Matrix treten sie auch als Einzelkristalle mit einer leichten Bevorzugung zur schichtparallelen Einregelung auf, doch sind auch fast senkrecht stehende Leisten zu sehen. Die Dichte und z. T. auch die Grösse der Anhydritknöllchen nimmt gegen oben graduell ab, um dann oft wieder schlagartig zuzunehmen, wobei sich die Knöllchen eventuell wieder zu schichtparallelen, meist leicht welligen und z. T. diskontinuierlichen Anhydritsäumen verbinden. Diese Säume sind im Handstück als feine Laminae sichtbar.

Der zweite Typ von Gradierung ist ebenfalls recht häufig. Es handelt sich dabei um eine gegen oben graduell abnehmende Dichte und z. T. Grösse von Anhydritleisten.

Der untere Teil der Anhydritlage ist massiv und an der scharfen Basis sind die Anhydritleisten häufig schichtparallel eingeregelt. Innerhalb des reinen Anhydritteiles nimmt die Grösse der Kristalle zuweilen gegen oben leicht ab, und aufrechte und wirrstrahlige Anordnung der Kristalle ist öfters zu beobachten. In einem Fall findet sich innerhalb einer solchen Anhydritlage ein etwa 2.5 mm breites, schichtparalleles Band aus wellig eingeregelt, schlanken Anhydritleisten (Fig. 4-7). Der obere Teil der gradierten Lagen enthält zunehmend mehr Dolomit, in



- Fig. 4-6 *Lagen aus Anhydritknöllchen mit graduell abnehmender Dichte und z. T. auch Grösse. Die Knöllchen schliessen sich eventuell zu diskontinuierlichen Säumen zusammen (Mitte Schliff).*
S 97, Untere Sulfatzone, 329.29 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols
- Fig. 4-7 *Gradierte Anhydritlage mit scharf ausgebildeter Basis, wirt texturiertem Abschnitt aus leistenförmigem Anhydrit unten, einem Band aus wellig eingeregelten Anhydritleisten in der Mitte und wiederum wirt texturierten, aber kleineren Anhydritleisten oben, welche in ihrer Dichte und Grösse gegen oben graduell abnehmen.*
S 97, Untere Sulfatzone, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols
- Fig 4-8 *Gradierte Anhydritlagen, unten in leicht invers-normal gradierter Ausbildung und zuoberst mit zwei durch diagenetische Sulfatausfällung modifizierten, ursprünglich wahrscheinlich ebenfalls gradierten Anhydritlagen.*
S 99, Untere Sulfatzone, 458.03 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

den kurzprismatische bis leistenförmige (rund 0.3 mm lange) Anhydritkristalle parallel bis subparallel eingebettet sind. Einzelne Leisten stehen aber auch senkrecht zur Schichtung und lokal scheinen mehrere Kristalle fächerartig aufwärts zu wachsen. Die schichtparallelen Leisten sind z. T. gebogen und gebrochen. Die Dichte und manchmal auch die Grösse der Leisten nimmt gegen oben graduell ab.

Nur selten können invers-normal gradierte Anhydritlagen beobachtet werden (Fig. 4-8). Auch hier kann man feststellen, dass die schichtparallele Einregelung der Leisten in den anhydritreichen Partien geringer ist.

Der *Schlierige Anhydrit* wird von sehr schlanken, nadeligen, zonenweise parallel eingeregelten Anhydritleisten aufgebaut. Diese Zonen sind gebogen und gewunden, was den Eindruck des makroskopischen Fluidalgefüges auch im Kleinbereich bestätigt. Neben reinem Anhydrit tritt auch tonig-dolomitisch verunreinigter Anhydrit und, vor allem im Druckschatten von Komponenten, auch grobkristalliner Anhydrit auf.

In der Bohrung S 97 bestehen die schlierigen, beige bis schwarzbraunen Verunreinigungen im Anhydrit im wesentlichen aus tonig-bituminösem Material mit variablen Anteilen von feinkörnigem Dolomit mit siltgrossem, eckigem Quarz und Feldspat sowie Blättchen von Biotit und Chlorit mit relativ viel opakem Material. Die tonig-bituminöse Matrix löscht parallel aus, d. h. die blättrigen Mineralien sind eingeregelt. Lokal sind die Verunreinigungen durch das Wachstum von Zonen mit klarem Anhydrit verdrängt und zu Linsen zusammengeschoben worden. Ab und zu können im Schlierigen Anhydrit diskrete Scherzonen mit randlicher Schleppung gebogener oder gebrochener Anhydritleisten beobachtet werden. Einzig in der Bohrung S 106 tritt in zwei Horizonten *knolliger Anhydrit* auf (Fig 4-2c). Die dolomitische Matrix wird durch den Anhydrit deutlich verdrängt und z. T. ersetzt. Mikroskopisch besteht der Anhydrit aus Leisten von 0.2 bis 1 mm Länge und einem Längen-Breiten-Verhältnis von 5 bis 10. Die Leisten sind in der Regel wirt, randlich aber auch parallel zum Knollenumriss angeordnet.

4.5 Akzessorien

Detritisches Material ist selten und in der Regel sehr feinkörnig (Silt-Grösse). Einzig in S 97 ist im obersten dolomitischen Mergelintervall eine grössere Konzentration an Detritus festzustellen. Eine cm-dünne Schüttung mit flacher Kreuzschichtung enthält dort neben Anhydrit und Dolomit auch Quarz, Feldspäte (u. a. Plagioklase) und Biotit sowie (?) Hellglimmer und Chlorit. In Zonen mit grösserer Konzentration an Quarz und Feldspat sind die eckigen, max. 0.05 mm grossen Komponenten stellenweise durch isotropes SiO₂ zementiert worden. Einige Quarze und Feldspäte zeigen syntaxiale Anwachssäume. Glimmer und Anhydrit sind z. T. um Komponenten herum gebogen worden. Biotit und Chlorit fallen durch ihren oft grossen Gehalt an Opaka auf. Ansonsten findet sich detritisches Material bevorzugt entlang stylolithischen Säumen.

Opakes Material ist in der Unteren Sulfatzone durchgehend, wenn auch nur in kleinen Mengen vorhanden. Hauptsächlich tritt es in dolomitisch verunreinigtem Anhydrit und in den mergeligen Dolomiten auf. Relative Anhäufungen von opakem Material finden sich manchmal an der Basis von reinen Anhydritlagen, besonders im grobkristallinen Anhydrit (Fig. 4-2b). Dabei sind lokal eigenartige, skelettförmige Verwachsungen mit Anhydrit zu beobachten. Zum Teil handelt es sich bei diesen Verwachsungen sicher um Pyrit, aber auch Vorkommen von Markasit und Zinkblende sind aus der Unteren Sulfatzone bekannt (SCHACHL, 1954). Der Pyrit ist manchmal als kleine idiomorphe Kristalle ausgebildet. Feinstes opakes Material ist auch entlang den Spaltbarkeiten des Anhydrites eingelagert. Ebenfalls etwas höher sind die Gehalte an opakem Material in den detritischen Zonen des Schlierigen Anhydrites.

Rötlichbraune und gelbliche Schlieren aus isotropem Material werden als Bitumen interpretiert. Möglicherweise ist fein verteiltes bituminöses Material auch für die bräunliche Bestäubung der Dolomitkristalle verantwortlich. Der Gehalt an Bitumen bestätigt sich auch durch den penetranten Geruch, der beim Sägen des Kernmaterials der Unteren Sulfatzone entsteht.

4.6 Vergipsung

Die Vergipsungen in der Unteren Sulfatzone der untersuchten Bohrungen sind minim. Sie beschränken sich auf randliche Umwandlungen von Anhydritlagen, wobei die Grenzflächen Anhydrit zu Dolomit als bevorzugte Wegsamkeit für die Wasserzufuhr dienen. In den Bohrungen S 95, S 97, S 99 und S 106 beschränken sich die Vergipsungen auf die unteren, grobkristallinen Anhydritlagen. In S 98 fehlt Vergipsung in der Unteren Sulfatzone ganz.

4.7 Interpretation und Ablagerungsmilieu

Die Untere Sulfatzone wird als Ablagerung des flachen Subtidals interpretiert. Im wesentlichen haben die selben Ablagerungsbedingungen geherrscht wie in den Orbicularismergeln. Die Abschliessung des Beckens ist allerdings noch stärker geworden, was zu einer eingeschränkten Zirkulation und stärkerer Eindampfung des Wassers führt. Die ausgeglichene Mächtigkeit und die konstante fazielle Ausbildung deuten auf gleichbleibende Ablagerungsbedingungen über weite Bereiche des Beckens hin. Gipsbildung fand an der Wasseroberfläche und im Sediment statt. Die Wasserenergie war niedrig und am Boden herrschten zeitweise anoxische Bedingungen. Diese entstehen durch den hohen Gehalt an organischem Material, wie aus vielen rezenten (hypersalinen) Becken bekannt ist (vgl. BRONGERSMA-SANDERS, 1972). Der Sauerstoffverbrauch durch die Oxidation des organischen Materials ist dort so gross, dass es am Boden zu anoxischen Bedingungen und zur Ablagerung von bituminösem Sediment kommt. Solche Phasen sind in den bituminösen Dolomiten dokumentiert.

Allerdings erfordert die Bildung und Erhaltung von Gips aerobe Verhältnisse, da er im anaeroben Milieu durch sulfatreduzierende Bakterien abgebaut wird (vgl. Einführung). Anzeichen für Sulfatreduktion sind möglicherweise die Pyritbildungen, welche sich vor allem an der Basis von Anhydritlagen finden. Dies bedeutet nicht unbedingt, dass die Sedimente einem ständigen Wechsel von aerobem und anaerobem Milieu unterworfen waren. Es ist wahrscheinlicher, dass am Beckenboden stets anoxische Bedingungen geherrscht haben und die periodische Bildung von Gips in den gut durchlüfteten Oberflächenwässern zeitweise zu gross für einen vollständigen Abbau am Boden war.

Die Anhydritlinsen und -knöllchen sind aus Analogieschlüssen zu rezenten Sedimenten sicher als Pseudomorphosen nach linsigem Gips anzusehen, welche frühdiagenetisch im Sediment gewachsen sind und dieses verdrängt haben. Der Wechsel in der Anhydritmorphologie von prismatischem zu schlankem, nadeligem Anhydrit in den obersten Partien reflektiert den abnehmenden pH-Wert mit zunehmendem Eindampfungsgrad der Lauge (KRUMGALZ, 1980) und stimmt mit den Beobachtungen über die Gipsmorphologie in rezenten Salinen überein (DRONKERT, 1985). Auch LANGBEIN (1979) vermutet, dass dieser lange, schlanke Anhydrittyp hochsalinare Bildungsbedingungen bzw. frühdiagenetische Umkristallisation unter solchen Bedingungen anzeigt.

Der graduelle Übergang von Anhydrit zu Dolomit entsteht vermutlich dadurch, dass periodische Übersättigung zu «schlagartiger» Bildung von Gips führt. Diese klingt gegen oben langsam aus, da mit dem Ausfällen der Kristalle die Konzentration der Lauge wieder gegen die Sättigungsgrenze zu abfällt.

Die Textur der gradierten Lagen mit den z. T. aufrecht stehenden Kristallen und der beliebigen Orientierung der Kristalle in der Schichtungsebene deutet darauf hin, dass es sich um Akkumulationen von an der Wasseroberfläche gebildeten und auf den Beckenboden abgesunkenen prismatischen Gipskristallen handelt. Einige Prismen sind in dem Netz der am Boden liegenden Kristalle aufrecht stecken geblieben. Dies erklärt, weshalb aufrechte Anhydritkristalle in den anhydritreichen Partien der gradierten Lagen häufiger sind als in den oberen Teilen, wo diese «Unterstützung» gefehlt hat. Das Wachstum von Gipslinsen im Sediment erfolgt möglicherweise gleichzeitig mit Phasen der Übersättigung.

Fehlen die aufrechten Kristalle und sind sie eingeregelt, so ist nicht auszuschliessen, dass die gradierten Lagen durch Resedimentationsprozesse (Turbidity currents) entstanden sind. Zum Teil mögen die Kristalle auch durch Bodenströmungen aufgearbeitet und eingeregelt worden sein. Allerdings kann späte Kompaktion des Sedimentes ebenfalls zur schichtparallelen Einregelung beitragen (SHEARMAN & FULLER, 1969). Schwache Strömungen sind auch in den flachen Winkeldiskordanzen der mergeligen Dolomite dokumentiert.

4.8 Diagenese

Die Karbonate, ursprünglich wohl als Aragonit, Hoch-Mg-Kalzit oder Tief-Mg-Kalzit abgelagert, liegen alle als

Dolomit vor. Die Feinkörnigkeit der Dolomite lässt auf frühdiagenetische Umwandlung schliessen, wofür auch die Abnahme der Korngrösse gegen oben spricht (also eine ungleichmässige, nicht pervasive Dolomitierung). Die unten schön ausgebildeten Rhomben sind wohl das Ergebnis einer langsamen Umwandlung, während gegen oben die zunehmende Mg-Konzentration in der überliegenden Lauge und im Porenwasser zu früherer und schnellerer Bildung von sich im Wachstum gegenseitig hemmenden Dolomitkristallen führt.

Sowohl die feinkristallinen, prismatischen wie auch die langen, nadeligen Anhydritkristalle werden als Pseudomorphosen nach Gips interpretiert. Etwas anders sind die Verhältnisse bei den Pseudomorphosen nach im Sediment gewachsenen Gipslinsen. Da sind nur die Umrisse noch primär, die Füllung selber besteht aus aphanitischem Anhydrit, der seinerseits z. T. wieder zu grobkristallinem, leisten-, fächer- und rosettenförmigem Anhydrit umkristallisiert ist. Einzelne grosse Anhydritleisten sich auch im Sediment gewachsen. Beides, Anhydritlinsen und grobkristalline Ausbildung ist auf die basalen Teile der Unteren Sulfatzone beschränkt. Die Diagenese des Anhydrites hat sich also ebenfalls im Laufe der Zeit verändert. Was genau die Ursache dafür war, ist nicht klar. Man könnte spekulieren, dass bei niedrigen Laugenkonzentrationen einmal gebildeter Anhydrit eine bevorzugte Stelle für weitere Ausfällung (Zement und Anwachs säume) ist, während bei höheren Konzentrationen die Neubildung von Gipskristallen die effektivere Methode ist, die Übersättigung abzubauen. Die langen Anhydritleisten im obersten Teil reflektieren den abnehmenden pH mit zunehmender Konzentration der Lauge (vgl. Einführung).

Die Wechsellagerung von feinkristallinem und grobkristallinem Anhydrit in einer Übergangszone zeigt, dass die Umwandlung wohl in einer «lit par lit»-Art erfolgte und damit eher frühdiagenetisch ist. Die Zementation von wolkigem Anhydrit wie auch Zementation und Anwachs säume in grobkristallinem Anhydrit verlangen eine Sulfatzufuhr. Diese erfolgte leichter von oben her und erfordert eine gewisse Permeabilität des Sedimentes, welche bei höherer Überlagerung nicht mehr vorhanden ist. Späte Diagenese ist auch daher eher unwahrscheinlich.

Die fächerartigen und sphärolitischen Anhydritkristalle sind sicher diagenetische Bildungen. Ähnliche Sphärolite werden aus dem Leine-Anhydrit des polnischen Zechstein beschrieben (KLAPCINSKY, 1986).

Knolligen Anhydrit findet man in heutigen Sabkhas als diagenetische Bildungen im Sediment (z. B. KINSMAN, 1966). Dass knolliger Anhydrit jedoch nicht nur in supratidalen Sedimenten, sondern auch in Beckensedimenten vorkommt, zeigen DEAN et al. (1975). Sie gehen mit MURRAY (1964) einig, dass knolliger Anhydrit eher als diagenetische Fazies (Wachstum von Knollen durch Verdrängung des Wirtsedimentes) denn als Ablagerungsfazies anzusehen ist. Demzufolge sind die Chikken-wire-Anhydrite in S 106 nicht unbedingt als Evidenz für Emer-sion zu deuten, wogegen auch ihre Assoziation mit den bituminösen Dolomiten spricht. Was aber genau zu dieser von den anderen Bohrungen verschiedenen Anhydritausbildung geführt hat, bleibt unklar.

5. DAS SALZLAGER

5.1 Einleitung

Wie bereits angedeutet umfasst die neue Stratigraphie des Salzlagers die Einheiten 2 bis 6 (vgl. Fig. 3-1). Tabelle 5,1 zeigt diesen Sachverhalt noch einmal auf. Zur Bespre-

chung der Einheiten werden die Unteren und Oberen Salzsichten (Einheiten 2 und 5), sowie die Unteren Brekzien, Unteren Anhydritschichten und die Oberen Brekzien (Einheiten 3, 4 und 6) thematisch zusammengefasst.

Tabelle 5,1 Stratigraphie des Salzlagers und der Oberen Sulfatzone im Vergleich zu HAUBER (1971)

HAUBER 1971		DIESE ARBEIT	
OBERE SULFATZONE	oberer Teil, v. a. mergelig und dolomitisch	OBERE SULFATZONE	Dolomit-dominierte Schichten
	mittlerer Teil mit kompakten Anhydritschichten		Übergangsschichten Obere Anhydritschichten
	unterer Teil mit unruhig gelagerten Abschnitten, Brekzien	SALZLAGER	Obere Brekzien Obere Salzsichten Untere Anhydritschichten Untere Brekzien
SALZLAGER	Untere Salzsichten		

5.2. Einheiten 2 und 5: UNTERE UND OBERE SALZSCHICHTEN

5.2.1 Einleitung

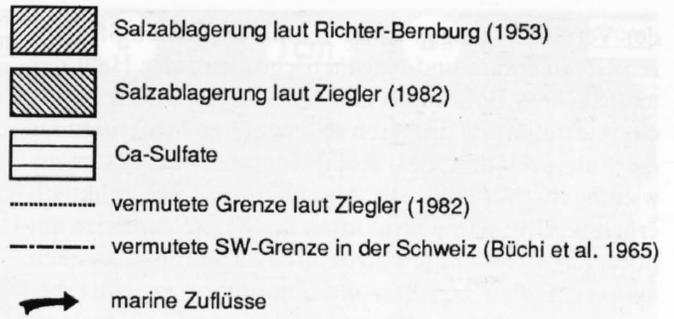
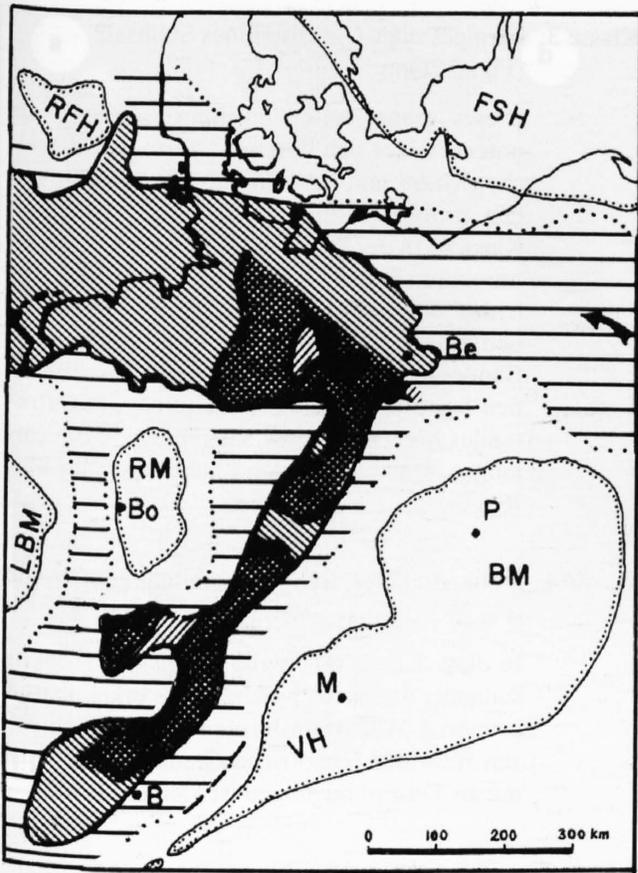
Der Salzbergbau hat in Europa eine lange Tradition. Im Gegensatz zu den viel besser untersuchten Salzlagern des Zechstein waren die Muschelkalksalze aber selten Gegenstand von detaillierten Untersuchungen. So ist auch die Liste der Autoren, welche sich mit der stratigraphischen Ausbildung der Muschelkalksalze in Deutschland und in der Schweiz beschäftigten, relativ kurz: VERLOOP (1909), BESTEL (1929), BUXTORF (1949), TREFZGER (1950), SCHACHL (1954), DELLWIG (1966), WILD (1973, 1980), HAUBER (1971, 1980), RICHTER-BERNBURG (1977), PETERS et al. (1985) und MATTER et al. (1987). Der Hauptablagerungsraum des Steinsalzes des Mittleren Muschelkalkes liegt in Nordeuropa. Die Salzvorkommen der Nordschweiz sind Teil eines etwa NNE-SSW streichenden Ausläufers (Fig. 5-1). In Europa finden sich gleichaltrige Salzablagerungen auch in Spanien. In der Schweiz sind Salzablagerungen des Mittleren Muschelkalkes – abgesehen von den Salzfeldern in der Umgebung von Riburg-Möhlin und Schweizerhalle – aus Bohrungen im Molassebecken (BÜCHI et al., 1965), bei Buix (SCHMID et al., 1924) und an verschiedenen Stellen im östlichen Jura (PETERS et al., 1985) bekannt.

Die ersten Salzbohrungen in der Nordschweiz erfolgten durch Karl Christian Friedrich Glenk. Am 30. Mai 1836 stiess er beim Rothaus westlich von Schweizerhalle in einer Tiefe von 126 m erstmals auf Steinsalz. Bis heute wurden von der Vereinigten Schweizerischen Rheinsalinen AG nahezu 200 Bohrungen abgeteuft, welche sich vor allem auf die bekannten Salzlager von Schweizerhalle-Wyhlen-Kaiseraugst und Rheinfelden-Riburg konzentrieren.

5.2.2 Unter- und Obergrenzen der Salzsichten

Ausschlaggebend für die Definition der Unter- und Obergrenzen der Salzsichten ist das erste respektive letzte Auftreten von Halit im Sediment. Auf die Abgrenzung des Salzlagers zu der liegenden Unteren Sulfatzone ist im vorherigen Kapitel bereits eingegangen worden: die Basis wird durch den typischen grünlichgrauen «Salzton» mit dem orange und roten Salz gebildet. In der Regel tritt Halit erstmals in diesem Horizont auf. Nur in Ausnahmefällen trifft man in tieferen Lagen auf Klüfte, welche mit Halit gefüllt sind.

Die Obergrenze der Unteren Salzsichten ist meist gut definiert: relativ reines Steinsalz wird an einem scharfen Kontakt von den Unteren Brekzien oder Unteren Anhydritschichten überlagert. In der Bohrung S 99 ist ein



- BM Böhmisches Massif
- FSH Fenno - Scandisches Hoch
- LBM London - Brabant Massif
- RFH Ringkøbing - Fyn Hoch
- RM Rheinisches Massif
- VH Vindelizisches Hoch

- B Bern
- Be Berlin
- Bo Bonn
- M München
- P Prag

Fig. 5-1 Verbreitung der Evaporite des Mittleren Muschelkalkes in Mitteleuropa nach ZIEGLER (1982), BÜCHI et al. (1965) und RICHTER-BERNBURG (1953).

eher gradueller, aber dennoch klarer Kontakt festzustellen, indem ein salzhaltiger Anhydrit (ca. 40% Salz) an die hangenden Brekzien grenzt. In der Bohrung S 106 wird der letzte salzhaltige Abschnitt aus anhydritischen und dolomitischen Mergeln gebildet, welche Drusen von Halit führen. Die Untergrenze der Oberen Salzschichten in S 106 ist relativ scharf, während die Obergrenze durch eine Mergel-Anhydrit-Brekzie mit Salzdrusen und Faser-salz gebildet wird.

Tabelle 5,2 Mächtigkeiten der Unteren und Oberen Salzschichten,
 USS = Untere Salzschichten
 OSS = Obere Salzschichten
 S 106 total = Basis USS bis Top OSS (inkl. Untere Anhydritschichten)
 korr. = korrigiert für Schichteinfallen von S 99

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit
S 95 USS	347.33	–	336.81	=	10.52 m
S 97 USS	328.81	–	288.99	=	39.88 m
S 98 USS	393.66	–	378.81	=	14.85 m
S 99 USS	457.22	–	329.90	=	127.32 m, korr.: 99.80 m
S 106 total	567.58	–	471.40	=	96.18 m
S 106 USS	567.58	–	515.17	=	52.41 m
S 106 OSS	508.89	–	471.40	=	37.49 m

5.2.3 Mächtigkeiten der Salzschichten

Die erbohrten Mächtigkeiten liegen zwischen 0 m in S 96 und 127.30 m in S 99 (Tab. 5,2). Die Distanz zwischen diesen beiden Bohrungen beträgt wenig mehr als 1.5 km (Fig. 1-1). Die Mächtigkeitsangabe von S 99 ist allerdings mit Vorsicht zu genießen, spielt doch die Tektonik hier eine wichtige Rolle. Unter gewissen Annahmen – näheres darüber später – reduziert sich die erbohrte Mächtigkeit auf eine stratigraphische Mächtigkeit von rund 100 m, wobei auch dieser Wert eher noch zu hoch ist. Auch das Fehlen von Salz in der Bohrung S 96 soll Gegenstand späterer Diskussionen sein. Die Mächtigkeit für S 106 «total» versteht sich als Mächtigkeit von der Basis der Unteren Salzschichten bis zum Top der Oberen Salzschichten (also inklusive Untere Anhydritschichten). Mächtigkeitschwankungen dieser Grössenordnung sind in der Nordschweiz nichts ungewöhnliches. Auch in Riburg sind Mächtigkeiten zwischen 0 m und 80–100 m auf weniger als 1 km Distanz bekannt (HAUBER, 1980).

5.2.4 Salzklassifikation (Fig. 5-2)

Um Vergleiche zwischen den einzelnen Bohrungen zu erleichtern werden in dieser Arbeit verschiedene Salztypen oder Salzklassen unterschieden. Die Einteilung beruht einzig auf makroskopischen Kriterien. Auf Grund von Kristallgrössen und -formen, dem Anteil und der Art

der Verunreinigungen sowie charakteristischen Strukturen (sedimentäre und diagenetische) wird der Halit der untersuchten Bohrungen in 7 Salzklassen unterteilt. Da das Auftreten von primären sedimentären Strukturen für die Interpretation des Ablagerungsmilieus besonders wichtig ist, werden auch Abschnitte mit nur reliktsch erhaltenen primären Strukturen der Klasse der Salze mit primären sedimentären Strukturen zugeordnet. In allen anderen Fällen bedeutet die Zuordnung zu einer bestimmten Salzklasse, dass der betreffende Kernabschnitt zumindest überwiegend aus diesem Salztyp besteht. Im folgenden werden die verschiedenen Salzklassen kurz vorgestellt.

Klasse 1: Steinsalz mit vertikal elongierten Kristallen (Fig. 5-2a)

Dieser Typ von Steinsalz enthält als einziger noch deutliche primäre Wachstumsformen des Salzes. Die Grenzen der elongierten Kristalle werden durch Verunreinigungen (Ton, Dolomit oder Anhydrit) definiert. Die Kristalle sind lokal bis zu mehreren cm gross. Oft wechseln in der Vertikalen relativ unreine Zonen mit elongierten Kristallen mit klaren, relativ sauberen Salzabschnitten. Lagen aus vertikal elongierten Salzkristallen oder Relikten davon finden sich häufig in Partien, welche Lagen aus Anhydrit und/oder dolomitischen Mergeln enthalten.

Klasse 2: grobkristallines, helldunkel gebändertes Steinsalz (Fig. 5-2b)

Charakteristisch für diesen Salztyp ist die farbliche Bänderung im cm- bis dm-Bereich, welche durch die relative Häufung von Bröcklein und Fetzen von Mergel, Dolomit und Anhydrit in bestimmten Horizonten hervorgerufen wird. Gelegentlich sind die Verunreinigungen als diskrete horizontale Säumchen von wenigen mm Dicke zwischen das Salz eingeschaltet. Anhydrit und Mergel oder mergeliger Dolomit können aber auch bis cm-dicke Lagen bilden. In dieser Salzklasse sind bräunliche Farbtöne vorherrschend, die reineren Zonen bestehen zum Teil aus klarem Salz.

Klasse 3: körniges oder feinkristallines Steinsalz (Fig. 5-2c)

Dieses graue, selten milchigweisse Steinsalz unterscheidet sich durch die Korngrösse, welche sich im mm-Bereich bewegt, deutlich von den gröber kristallinen Salzen der anderen Klassen. In der Regel ist dieses Salz wenig verunreinigt. Feine Tonfetzchen und selten Anhydrit sind homogen verteilt oder bilden Zonen grösserer Verunreinigungen, was in einer Bänderung analog der in Klasse 2 beschriebenen Salze resultiert. Ein weiteres, oft auftretendes Merkmal dieses Salztypes sind die cm-langen, schichtparallelen Linsen aus völlig klarem Salz.

Klasse 4: grobkristallines, wenig verunreinigtes Steinsalz (Fig. 5-2e)

In diese Klasse fallen alle Typen von grobkristallinem Steinsalz, welche keine erkennbaren primären Wachstumsformen oder Schichtungen aufweisen (chaotisches Steinsalz). Der Anteil an Verunreinigungen ist kleiner als 10%.

Klasse 5: grobkristallines, stark verunreinigtes Steinsalz (Fig. 5-2d)

Diese Salzklasse ist im Prinzip analog zur Klasse 4, nur dass der Anteil an unlöslichen Rückständen zwischen 10% und 50% liegt.

Klasse 6: Salzkuben und -drusen im Sediment (Fig. 5-2f)

Diese Klasse beinhaltet mm- bis cm-grosse Salzkuben und idiomorphe Salzkuben, welche durch Verdrängung des Sedimentes in diesem gewachsen sind. Der Salzgehalt ist kleiner als 50%.

Klasse 7: Fasersalz (Fig. 5-2g)

Fibröses, oft rötliches oder orange Salz tritt als Kluffüllungen in spröde zerbrochenem Anhydrit oder dolomitischen Mergeln auf.

Fig. 5-2 Salzklassen (detaillierte Erklärung im Text)

<i>a) elongiertes Steinsalz (Salzklasse 1),</i>	<i>S 99, 357.53 – 357.61 m</i>
<i>b) gebändertes Steinsalz (Salzklasse 2),</i>	<i>S 106, 532.43 – 532.55 m</i>
<i>c) körniges Steinsalz (Salzklasse 3),</i>	<i>S 97, 341.78 – 341.89 m</i>
<i>d) grobkristallines (rel. stark verunreinigtes) Steinsalz (Salzklasse 5)</i>	<i>S 99, 451.55 – 451.71 m</i>
<i>e) grobkristallines (rel. reines) Steinsalz (Salzklasse 4)</i>	<i>S 99, 369.58 – 369.65 m</i>
<i>f) Salzkuben und -drusen (Salzklasse 6)</i>	<i>S 97, 316.08 – 316.15 m</i>
<i>g) Fasersalz (Salzklasse 7)</i>	<i>S 99, 386.34 – 386.41 m</i>

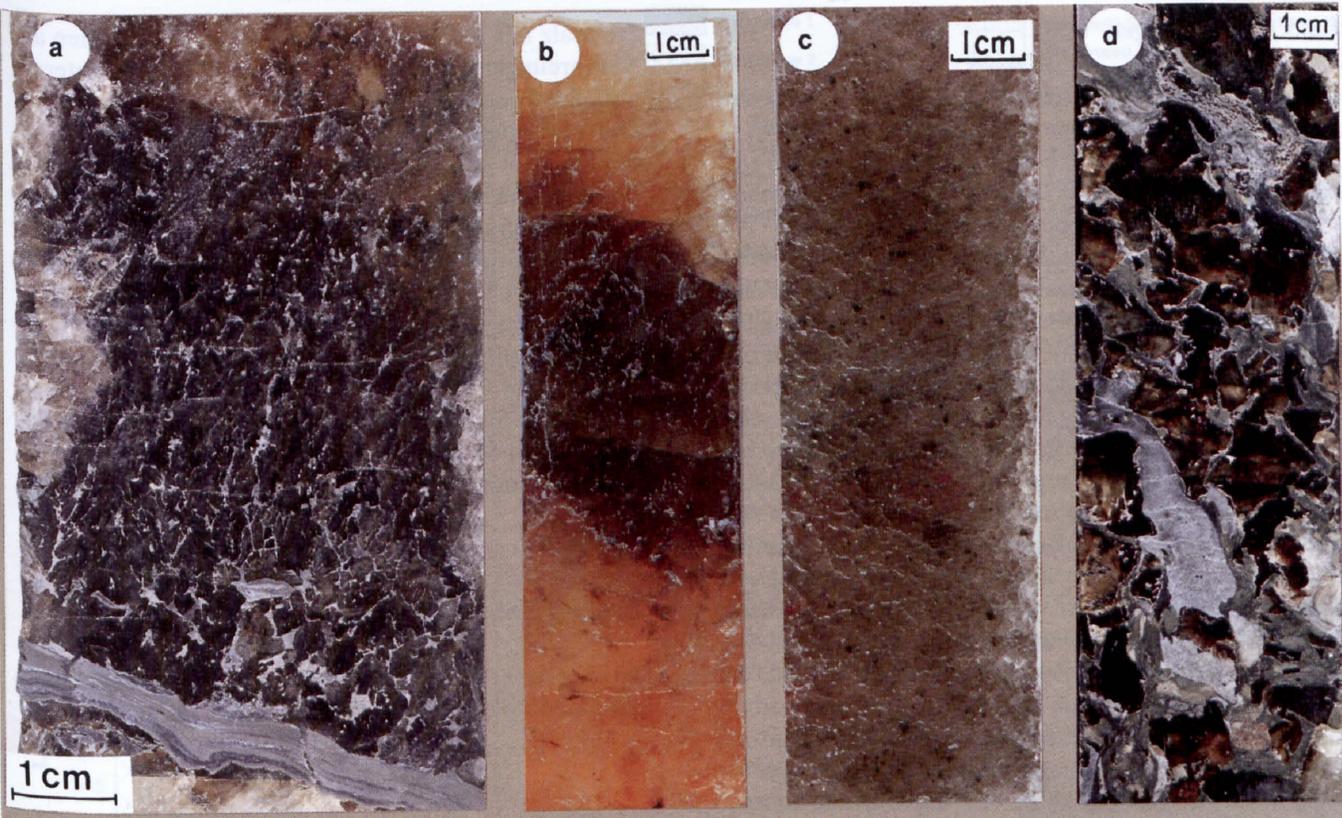
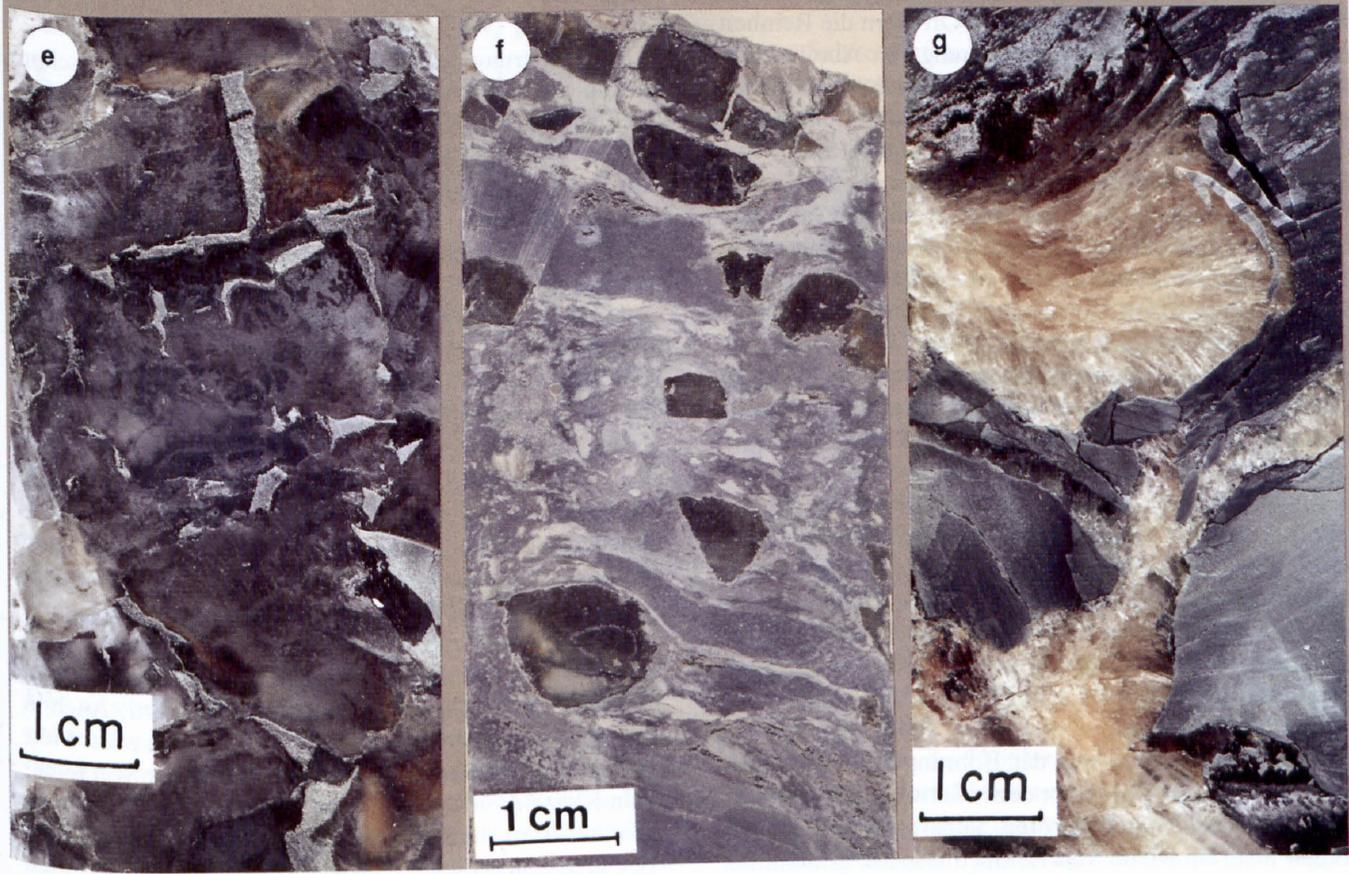


Fig. 5-2



5.2.5 Die Bohrungen

Bemerkungen zu den Profilen

In den Lithologiekolonnen der Salzprofile (Fig. 5-3) werden einzelne Salzklassen durch verschiedene Maschenweiten der Raster gekennzeichnet. Dies soll den Vergleich unter den verschiedenen Bohrungen erleichtern und Abfolgen innerhalb einer Bohrung deutlicher hervortreten lassen, als dies mit der Strukturkolonne allein möglich wäre. Aus zeichnerischen Gründen sind Verunreinigungen oder Salzgehalte unter 10% in den Lithologiekolonnen weggelassen worden. Bei den Verunreinigungen wird lediglich zwischen Anhydrit einerseits und dolomitischen Mergeln und Tonen andererseits unterschieden. Die gesondert ausgeschiedenen Salzklassen sind (in der Folge zunehmender Maschenweite der Raster): Klasse 3 (körniges Steinsalz), Klasse 1 (elongierte Salzkristalle) und Klasse 2 (grobkristallines, gebändertes Steinsalz). In allen anderen Fällen wird der Anteil Salz durch den groben Raster angegeben, wobei Steinsalz der Klasse 4 durch das Fehlen von Verunreinigungen zu erkennen ist. Die Unterscheidung von gebändertem und ungebändertem Steinsalz der Klasse 3 erfolgt durch die Signatur in der Strukturkolonne. Fasersalz und Salzkuben oder -drusen im Sediment werden ebenfalls durch die entsprechenden Symbole in der Strukturkolonne kenntlich gemacht.

Im folgenden wird auf die groben Salzabfolgen der einzelnen Bohrungen kurz eingegangen. Oft dient die Reinheit des Salzes als Kriterium zur Trennung von Abschnitten. Besonderheiten und detaillierte Beschreibungen einzelner Kernabschnitte werden später bei der Behandlung der betreffenden Salzklassen näher berücksichtigt. Die Beschreibungen erfolgen von unten nach oben.

Die Darstellung der Bohrung S 99 ist mit den (aus dem Schichtfallen berechneten) korrigierten Mächtigkeiten dargestellt. Die Tiefenangaben (der erbohrten Mächtigkeiten) wurden allerdings beibehalten, was die Verzerrung der Tiefenskala verursacht.

Für die Bohrung S 106 sind die Unteren Salzschieben und die Oberen Salzschieben mit den Unteren Anhydritschichten dazwischen in einem Profil (Fig. 5-3c) dargestellt.

Bohrung S 95

Untere Salzschieben: 336.81 m – 347.33 m = 10.52 m (Fig. 5-3a)

Die Unteren Salzschieben der Bohrung S 95 sind ziemlich einfach aufgebaut. Über dem relativ mächtigen basalen Tonintervall mit den roten Salzdrusen und -kuben folgen mehrere Meter von ziemlich reinem, grauem bis klarem Steinsalz der Klasse 4. Das darauf folgende Intervall von grauem, körnigem Halit mit klaren Salzlinsen (Klasse 3) geht gegen oben wiederum in gräuliches bis lokal völlig sauberes, grobkristallines Steinsalz (Klasse 4) über. Ein kurzer Abschnitt aus klarem und bräunlichem

Steinsalz mit Anhydritsäumchen und lagigen Zonen aus Verunreinigungen (Klasse 2) schliesst diesen unteren, auffallend reinen Teil ab.

Die restlichen rund 2.5 m bestehen vorwiegend aus bräunlichem und klarem, vor allem durch grünlichgraue dolomitische Mergel verunreinigtem, chaotischem Steinsalz der Klasse 5. Direkt auf dem gebändertem Steinsalz und kurz darüber finden sich zwei Lagen aus brekzierten Mergeln mit Salz in Drusen und als Kuben (Klasse 6).

Kurz unter dem Salzdach tritt eine dünne Lage mit vertikal elongierten Salzkristallen (Klasse 1) auf. Dieser Horizont enthält zudem Bruchstücke von beige, kreuzgeschichteten Siltlagen. Die Unteren Salzschieben werden durch einen Saum aus schwarzen, bröckeligen Mergeln von den hangenden Brekzien getrennt.

Bohrung S 96

Wie bereits erwähnt ist in der Bohrung S 96 kein Steinsalz gefunden worden.

Bohrung S 97

Untere Salzschieben: 288.99 m – 328.81 m = 39.88 m (Fig. 5-3b)

Die Gliederung der Bohrung S 97 präsentiert sich schon komplizierter. Über dem basalen Tonintervall ist – ähnlich wie in der Bohrung S 95 – wiederum eine mehrere Meter (rund 5.80 m) mächtige Serie aus sehr reinem Steinsalz vorhanden. Diese gliedert sich jedoch etwas anders als in der Bohrung S 95. Beginnend mit einem Abschnitt aus gebändertem Steinsalz (Klasse 2) folgt kurz darauf ein rund 2.5 m mächtiges Intervall von körnigem, schwach gebändertem Steinsalz (Klasse 3). Dieses wird durch Halit der Klasse 4 überlagert, und der Abschluss der reinen Partie bildet wiederum gebändertes Steinsalz (Klasse 2), welches lokal körnig ausgebildet ist.

Nach einem kurzen Abschnitt mit Steinsalz der Klasse 5 folgt eine etwa 3.5 m mächtige Schicht, welche durch das Auftreten elongierter Salzkristalle (Klasse 1) gekennzeichnet ist. Damit assoziiert sind Salze der Klassen 3 und 4, sowie Lagen von Anhydrit und dolomitischen Mergeln, welche oft siltig sind. Eine Anhydritlage sowie brekzierte und deformierte, grünlichgraue Mergel leiten über in einen Abschnitt, der vorwiegend aus stark verunreinigten, chaotischen Klasse-5-Salzen gebildet wird. Auch in diesen treten Anhydrit- und vor allem gegen oben Mergellagen auf. Weiter oben schalten sich Lagen von reinem Klasse-4-Salz ein.

Die nächsten rund 11 m werden von sauberem Steinsalz der Klasse 4 gebildet, und die letzten 7.5 m sind durch gebändertes Steinsalz (Klasse 2) charakterisiert, wobei auch Klasse-4- und Klasse-5-Salze damit assoziiert sind. Der Kontakt zu den hangenden Brekzien ist schief und scharf und wird hier durch einen 2 mm dicken Saum aus rötlichem Anhydrit gebildet.

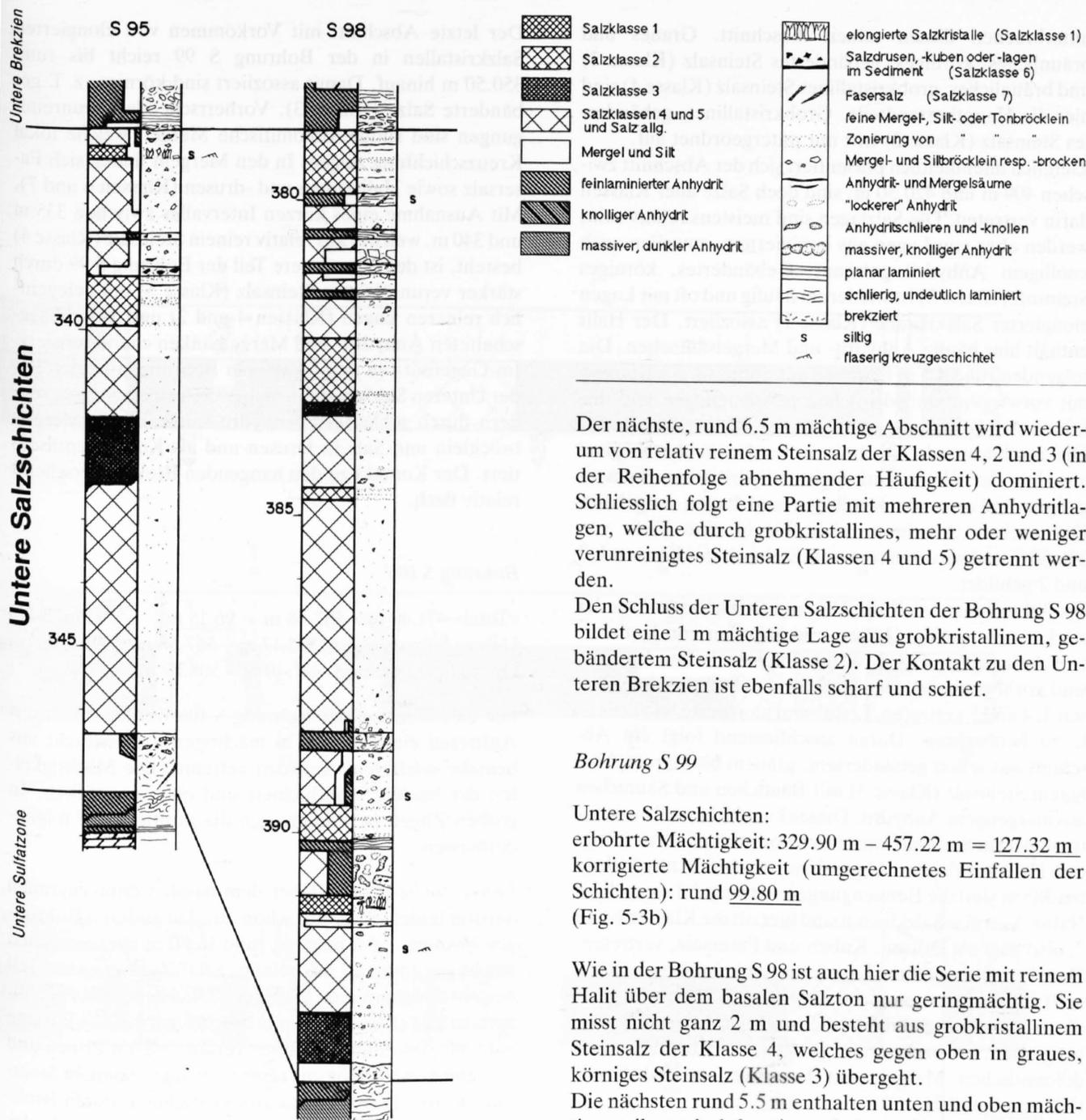


Fig. 5-3a Einheit 2: Untere Salzschichten

Bohrung S 98

378.81 m – 393.66 m = 14.85 m (Fig. 5-3a)

Der relativ reine, untere Abschnitt über der grünlich-grauen Tonbasis der Bohrung S 98 ist nur rund 2 m mächtig. Er besteht aus körnigem, gebändertem Steinsalz (Klasse 3), welches gegen oben in Klasse-4-Salz übergeht. Im folgenden, etwa 3 m mächtigen, relativ viel Verunreinigungen enthaltenden Abschnitt sind ausser körnigem Steinsalz alle Salzklassen vertreten. Hervorzuheben sind eine Schicht mit elongiertem Steinsalz (Klasse 1) unten und eine Zone mit gebändertem Halit (Klasse 2) im mittleren Teil. Anhydrit, z. T. als Lagen, bildet den grössten Teil der Verunreinigungen.

Der nächste, rund 6.5 m mächtige Abschnitt wird wiederum von relativ reinem Steinsalz der Klassen 4, 2 und 3 (in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit) dominiert. Schliesslich folgt eine Partie mit mehreren Anhydritlagen, welche durch grobkristallines, mehr oder weniger verunreinigtes Steinsalz (Klassen 4 und 5) getrennt werden.

Den Schluss der Unteren Salzschichten der Bohrung S 98 bildet eine 1 m mächtige Lage aus grobkristallinem, gebändertem Steinsalz (Klasse 2). Der Kontakt zu den Unteren Brekzien ist ebenfalls scharf und schief.

Bohrung S 99

Untere Salzschichten:
 erbohrte Mächtigkeit: 329.90 m – 457.22 m = 127.32 m
 korrigierte Mächtigkeit (umgerechnetes Einfallen der Schichten): rund 99.80 m
 (Fig. 5-3b)

Wie in der Bohrung S 98 ist auch hier die Serie mit reinem Halit über dem basalen Salzton nur geringmächtig. Sie misst nicht ganz 2 m und besteht aus grobkristallinem Steinsalz der Klasse 4, welches gegen oben in graues, körniges Steinsalz (Klasse 3) übergeht.

Die nächsten rund 5.5 m enthalten unten und oben mächtige, teils stark deformierte Anhydritlagen. Dazwischen liegen ca. 3.5 m durch vorwiegend dolomitische Mergel verunreinigtes Steinsalz der Klasse 5. Die folgenden 4 m werden von körnigem Steinsalz (Klasse 3) dominiert. Unten enthält es noch relativ viele Beimengungen, nach einer dünnen Zwischenlage mit elongierten Salzkristallen ist es sehr rein und zeigt typische helldunkel Bänderung. Den obersten Teil dieses Abschnittes bildet Halit der Klasse 4, welcher Säume und Bändchen von Anhydrit und Mergel enthält.

Die nächsten 4 m des Profiles werden durch Steinsalz der Klasse 5 dominiert. Unten und oben enthält es mehrere Anhydritlagen, und im untersten Drittel findet sich eine Lage aus brekzierten, grünlich-grauen, beige (dolomitreichen) und zum Teil rötlichen siltigen Mergeln mit Salzkuben und Fasersalz (Klassen 6 und 7).

Der darüber anschliessende Abschnitt aus reinem Steinsalz ist rund 16 m mächtig und reicht bis in eine Tiefe von 420.50 m hinauf. Einzig zwei Mergellagen bei 430 m

unterbrechen diesen reinen Abschnitt. Graues und bräunliches, körniges, gebändertes Steinsalz (Klasse 3) und bräunliches, grobkristallines Steinsalz (Klasse 4) sind hier die Hauptbestandteile. Grobkristallines, gebändertes Steinsalz (Klasse 2) tritt nur untergeordnet auf.

Ziemlich uneinheitlich präsentiert sich der Abschnitt zwischen 409 m und 420.50 m, sind doch Salze aller Klassen darin vertreten. Die Salzlagen sind meistens relativ rein, werden aber von Lagen aus laminiertem, zuweilen auch knolligem Anhydrit getrennt. Gebändertes, körniges Steinsalz (Klasse 3) ist wiederum häufig und oft mit Lagen elongierter Salzkristalle (Klasse 1) assoziiert. Der Halit enthält hier häufig Anhydrit- und Mergelsäumchen. Die folgenden rund 4.5 m bestehen aus Steinsalz der Klasse 5 mit vorwiegend anhydritischen Beimengungen und diskreten Anhydritlagen.

Der anschliessende Abschnitt ist wiederum überwiegend aus Halit der Klasse 5 mit meist anhydritischen Beimengungen in Form von Knöllchen und Lagen aufgebaut. Der nächste Abschnitt reicht bis in eine Tiefe von 396.50 m und wird von reinerem Steinsalz der Klassen 4, 3 und 2 gebildet.

Bis 391 m hinauf sind die Unteren Salzschichten wieder stärker verunreinigt. Lagen und Schollen von laminiertem Anhydrit und (z. T. siltigen) dolomitischen Mergeln sind vorherrschend. Der Halit ist durch Typen der Klassen 3, 4 und 5 vertreten. Lokal sind elongierte Salzkristalle zu beobachten. Daran anschliessend folgt ein Abschnitt aus schön gebändertem, grauem bis klarem, körnigem Steinsalz (Klasse 3) mit Bändchen und Säumchen aus mergeligem Anhydrit. Dieses kurze Intervall aus relativ reinerem Steinsalz wird rasch von stärker verunreinigtem Halit überlagert. Abgesehen von einer Anhydritlage bei 385 m sind die Beimengungen vorwiegend mergeliger Natur. Von den Salzklassen sind hier oft die Klassen 6 und 7, also Salz als Drusen, Kuben und Fasersalz, vertreten. Daneben gibt es dünne Lagen aus feinkristallinem (Klasse 3) und elongiertem Steinsalz (Klasse 1). Den Abschluss dieses Abschnittes bildet eine mächtige Lage aus grünlichgrauen, oft brekzierten, siltigen, anhydritischen und dolomitischen Mergeln mit Fasersalz und Salzdrusen (Klassen 6 und 7).

Die vorwiegend siltig-mergeligen Verunreinigungen sind auch im folgenden Abschnitt bis rund 375 m noch anzutreffen. Das Steinsalz ist grobkristallin und ziemlich rein (Klasse 4) oder auch stärker verunreinigt (Klasse 5). Gegen oben treten körniges Steinsalz (Klasse 3) und darin eingeschaltet eine Lage mit elongierten Salzkristallen (Klasse 1) auf. Eine relativ reine Partie kann man zwischen 375 m und 369.50 m ausscheiden. Etwas mehr als 3 m von grauem, kristallinem bis körnigem Steinsalz (Klasse 3) gehen gegen oben in grobkristalline Salze der Klassen 5 und 4 über. Der anschliessende Abschnitt bis 366.60 m enthält Lagen von elongiertem Steinsalz. Daneben sind auch die Salzklassen 4, 5 und 3 vertreten. Anhydrit- und Mergellagen kommen ebenfalls vor. Es folgt ein durch Klasse-5-Salz dominierter Abschnitt, der Anhydrit- und Mergellagen enthält und gegen oben von einem rund 1.5 m mächtigen Anhydrit-Mergel-Intervall abgeschlossen wird. Daneben sind auch Salze der Klassen 4 und 5 vorhanden.

Der letzte Abschnitt mit Vorkommen von elongierten Salzkristallen in der Bohrung S 99 reicht bis rund 350.50 m hinauf. Damit assoziiert sind körnige, z. T. gebänderte Salze (Klasse 3). Vorherrschende Verunreinigungen sind siltige, dolomitische Mergel, welche lokal Kreuzschichtung zeigen. In den Mergeln finden sich Fasersalz sowie Halitkuben und -drusen (Klassen 6 und 7). Mit Ausnahme eines kurzen Intervalles zwischen 335 m und 340 m, welches aus relativ reinem Steinsalz (Klasse 4) besteht, ist der ganze obere Teil der Bohrung S 99 durch stärker verunreinigtes Steinsalz (Klasse 5) mit gelegentlich reineren Lagen (Klassen 4 und 2) und zwischengeschalteten Anhydrit- und Mergelbänken charakterisiert. Im Gegensatz zu den bisherigen Bohrungen ist der Top der Unteren Salzschichten nicht durch eine Salzlage, sondern durch schlierigen Anhydrit mit kantigen Mergelbröcklein und Salz in Drusen und als Kuben repräsentiert. Der Kontakt zu den hangenden Brekzien erscheint relativ flach.

Bohrung S 106

«Total» 471.40 m – 567.58 m = 96.18 m (Fig. 5-3c)

Untere Salzschichten: 515.17 m – 567.58 m = 52.41m

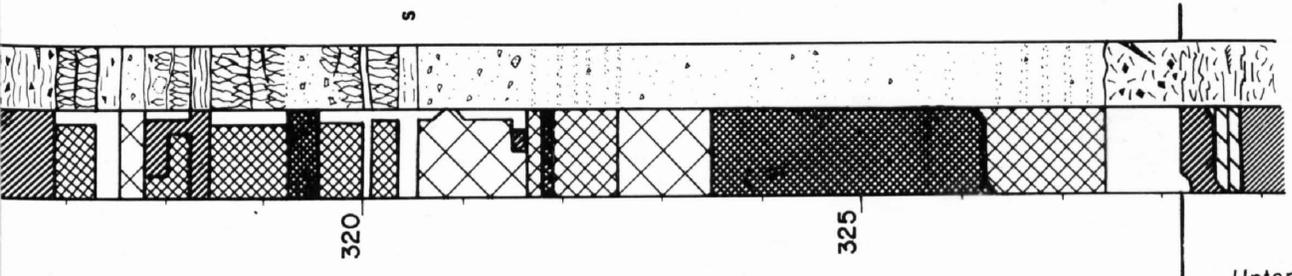
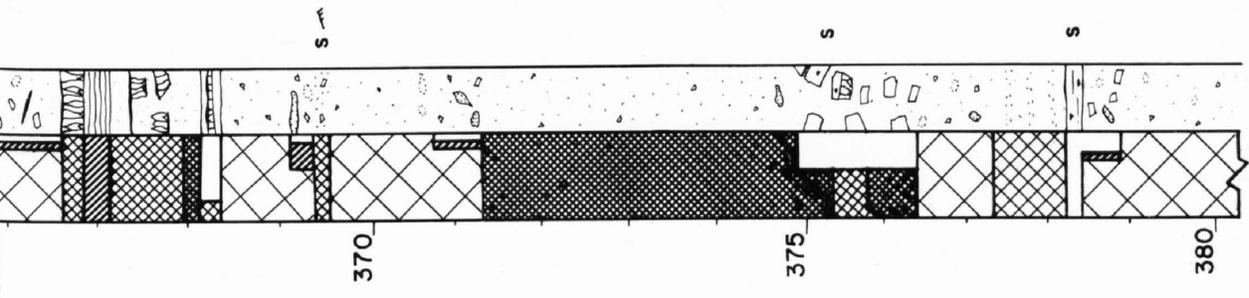
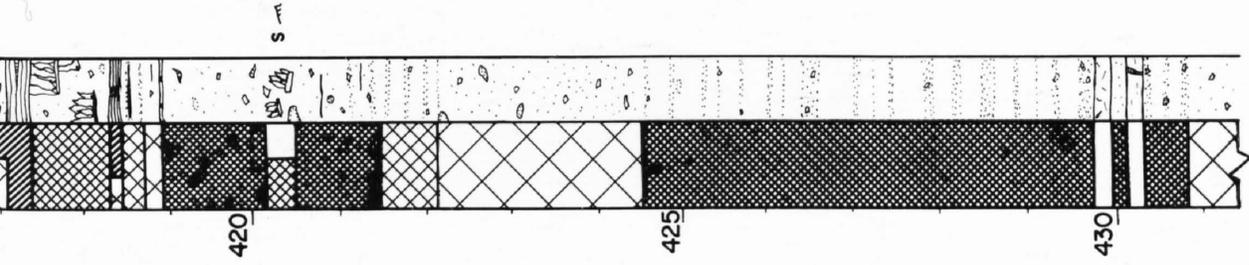
Obere Salzschichten: 471.40 m – 508.89 m = 37.49 m

Die Salzschichten der Bohrung S 106 werden durch das Auftreten einer über 6 m mächtigen Trennschicht aus beinahe salzfreiem Anhydrit getrennt. Die Mächtigkeiten der beiden Salzschichten sind oben angegeben. In groben Zügen präsentiert sich die Stratigraphie folgendermassen.

Untere Salzschichten: Über dem basalen grünlichgrauen Salzton findet sich – wie schon aus den anderen Bohrungen bekannt – ein hier mit rund 16.50 m ausgesprochen mächtiges Intervall aus reinem Salz. Zum grössten Teil besteht es aus grauem, körnigem, lokal helldunkel gebändertem Salz (Klasse 3). Unterbrochen wird dieses körnige Salz nur von dünnen, stärker verunreinigten Zonen und von einem Abschnitt aus reinem, grobkristallinem Steinsalz (Klasse 4) und einem grobkristallinen, durch Brocken von kreuzgeschichtetem Silt verunreinigtem Steinsalz der Klasse 5.

Der nachfolgende Abschnitt bis ca. 544 m hinauf besteht unten aus Klasse-2- und Klasse-5-Salzen mit zwei Zwischenlagen aus feinlaminiertem Anhydrit, in der Mitte aus relativ reinen und zum Teil gebänderten Salzen der Klassen 2, 3 respektive 4 und oben aus stärker verunreinigten, grobkristallinen Salzen (Klasse 5) mit Zwischenlagen aus Anhydrit und dolomitischen Mergeln. In den Zwischenlagen treten lokal Fasersalz (Klasse 7) sowie Salzkuben und -drusen (Klasse 6) auf.

Die folgenden rund 13.50 m bis 530.65 m bestehen aus wechselnden Schichten von grobkristallinen Salzen der Klassen 2 (gebändert) sowie 4 und 5 (chaotisch). Anhydrit und Mergel bilden die Verunreinigungen im Salz wie auch diskrete Lagen mit Salzdrusen und Fasersalz (Klassen 6 und 7). Lokal sind die Mergel siltig. Beige, dolomitreiche und seltener rötliche Mergel sind ebenfalls vorhanden.



Untere Sulfatzone



Fig. 5-3b Einheit 2: Untere Salzschiechten

Der nächste, etwa 5 m mächtige Abschnitt besteht aus stärker verunreinigten Salzen der Klassen 3 und 5 sowie mehreren Zwischenlagen von Anhydrit und Mergel. In diesem Abschnitt finden sich die einzigen sicheren Vorkommen von elongierten Salzkristallen (Klasse 1) in der Bohrung S 106.

Grobkristallines, chaotisches Steinsalz der Klassen 4 und 5 dominieren den Abschnitt bis zum Einsetzen der Trennschicht bei 515.15 m. Das Steinsalz wird von einer anhydritischen Mergellage bei etwa 522.50 m sowie von knolligen und feinlaminierten Anhydritlagen bei etwa 516.50 m unterbrochen. Mit diesen Verunreinigungen sind lokal Fasersalz (Klasse 7) und Salzkuben und -drusen assoziiert.

Obere Salzsichten: Auf die Beschreibung der Trennschicht wird im Kapitel über die Unteren Anhydritschichten näher eingegangen. Hier sei nur erwähnt, dass es sich im wesentlichen um eine Wechsellagerung von dunklen, massiven Anhydriten und feinlaminierten Anhydriten mit einem mergelreichen Teil nahe der Basis handelt.

Die Oberen Salzsichten beginnen ähnlich wie die Unteren Salzsichten mit einem Horizont aus brekzierten bis schlierigen, dolomitischen und anhydritischen Mergeln mit Salzdrusen (Klasse 6), welcher wiederum von reinem Steinsalz der Klassen 3 und 4 überlagert wird. Darauf folgt grobkristallines, schön gebändertes Steinsalz (Klasse 2). Dieser reine Abschnitt wird einzig von einer Lage aus feinlaminiertem Anhydrit bei 499.50 m unterbrochen.

Zwischen 495.90 m und 488.60 m finden sich rasch wechselnde Schichten der Klassen 2, 3, 4 und 5 mit einem dicken Mergelhorizont unten und feinlaminiertem Anhydrit und zwei Lagen aus knolligem Anhydrit oben. Daran schliesst sich ein rund 4 m mächtiger Horizont aus relativ reinem Salz der Klasse 4 an.

Der Abschnitt bis 478.50 m wird durch gebändertes Steinsalz (Klasse 2) dominiert. Damit sind grobkristalline Salze der Klassen 4 und 5 sowie Salze der Klassen 6 und 7 assoziiert, was durch die hier häufiger auftretenden Zwischenlagen und Verunreinigungen von Anhydrit und Mergeln bedingt ist. Die anschliessenden etwa 4.80 m bestehen mehrheitlich aus alternierenden Lagen von feinlaminiertem Anhydrit und dolomitischen Mergeln mit kurzen Einschüben von chaotischen, grobkristallinen Salzen der Klassen 4 und 5. In den Anhydritlagen finden sich oft Salzdrusen (Klasse 6) sowie in einem Fall Pseudomorphosen von Halit nach Gips. Die sonst grünlich-schwarzen dolomitischen Mergel sind hier lokal beige und enthalten zum Teil kreuzgeschichteten Silt.

Die letzte Salzsicht reicht bis 472 m hinauf und wird von relativ reinem Steinsalz der Klasse 4 gebildet. Der Abschluss der Oberen Salzsichten besteht aus einer Mergel-Anhydrit-Brekzie mit Salzdrusen (Klasse 6) und Fasersalz (Klasse 7) in Klüften.

5.2.6 Sedimentäre Strukturen im Steinsalz

Wie gut sedimentäre Strukturen im Steinsalz makroskopisch zu erkennen sind, hängt von mehreren Faktoren ab.

Zum einen ist ein bestimmter Grad an Verunreinigungen nötig, welche als kontrastierendes Mittel wirken und durch Anlagerung an Wachstumsflächen oder zwischen Kristalle charakteristische Zonierungen oder Wachstumsformen der Salzkristalle hervortreten lassen. Primäre Sedimentstrukturen (auf die Anwendung der Begriffe primär und sekundär wurde bereits in der Einführung eingegangen) sind wichtige Indizien zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes.

Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Erhaltung der primären Wachstumsformen. Schon in einem frühen Stadium der Ablagerung setzen Prozesse ein, welche die primären sedimentären Strukturen verwischen und zum Teil auch zerstören. Was im Sediment noch erkennbar bleibt, stellt in vielen Fällen nur noch ein Relikt der ursprünglichen Ablagerungstextur dar. Das Erkennen sedimentärer Strukturen wird zusätzlich durch den kleinen Kerndurchmesser erschwert.

Ausgehend von primären sedimentären Strukturen soll im folgenden Abschnitt versucht werden, eine Beschreibung der verschiedenen Salztypen sowie der Modifikationen des Sedimentes durch früh- und spätdiagenetische Umwandlungen zu geben.

Vertikal elongiertes Steinsalz

Dieser Typ von Steinsalz bildet, wie die Profile zeigen, nur einen kleinen Teil der Salzsichten. Bedingt durch Verunreinigungen von Anhydrit, Ton und Dolomit weist elongiertes Steinsalz vorwiegend bräunliche und gelbliche Farbtöne auf. Wechselnde Verunreinigungsgrade führen zum Teil dazu, dass relativ helle, massive Salzlagen mit dunkleren Zonen elongierter Salzkristalle alternieren. Die Bänderung liegt im cm- bis dm-Bereich und ähnelt stark der Bänderung den Salzen der Klasse 2. Elongiertes Salz ist häufig mit körnigem Salz, relativ stark verunreinigtem Salz sowie Mergel- und Anhydritlagen assoziiert.

Elongierte Salzkristalle wachsen meist direkt auf Anhydrit- oder Mergellagen (Fig. 5-2a). Die länglichen Kristalle stehen mehr oder weniger aufrecht und sind bis zu 5x höher als breit. Die untersten Kristalle sind klein und kurz. Parallel zur Zunahme der Kristallgrösse gegen oben nimmt die Anzahl der Kristalle ab. Selten gehen Salzlagen mit elongierten Kristallen graduell aus klarem, grobkristallinem Salz hervor, indem zunehmend mehr Anhydrit oder dolomitische Mergel die elongierten Kristalle umhüllen. Die Kristalle selber sind in der Regel klar. Zonierungen durch Flüssigkeitseinschlüsse sind selten. Hingegen treten in einigen Fällen Anlagerungen von Verunreinigungen auf Wachstumsflächen auf, was zu einer charakteristischen tännchenartigen Zonierung der Kristalle führt (Fig. 5-4f). Dort ist auch erkennbar, dass die kubischen Kristalle mit den Kanten oder Ecken nach oben orientiert sind.

In den untersuchten Bohrungen werden Lagen aus elongiertem Salz häufig durch Diskontinuitätsflächen wie Anhydrit- oder dolomitische Mergellagen sowie von dünnen Lösungsfilmern abgeschnitten. Es finden sich aber, wenn auch selten, nach oben graduelle Übergänge zu relativ

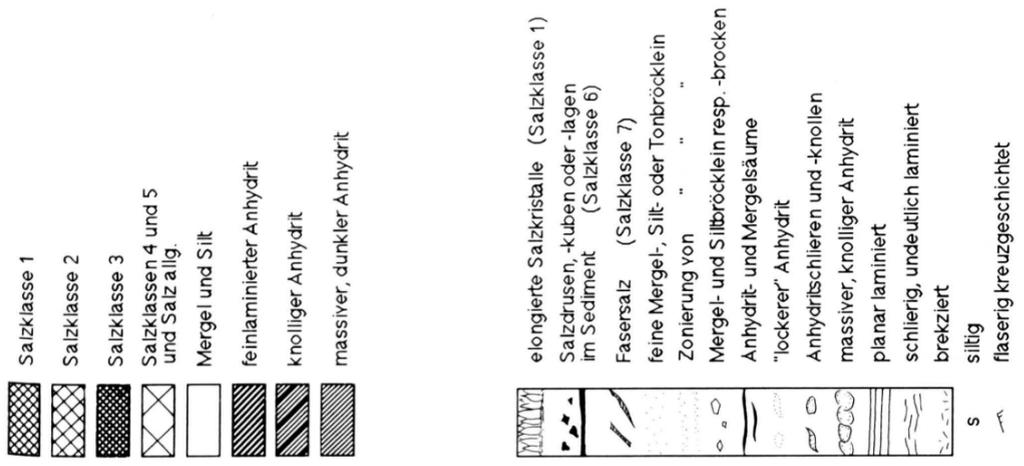
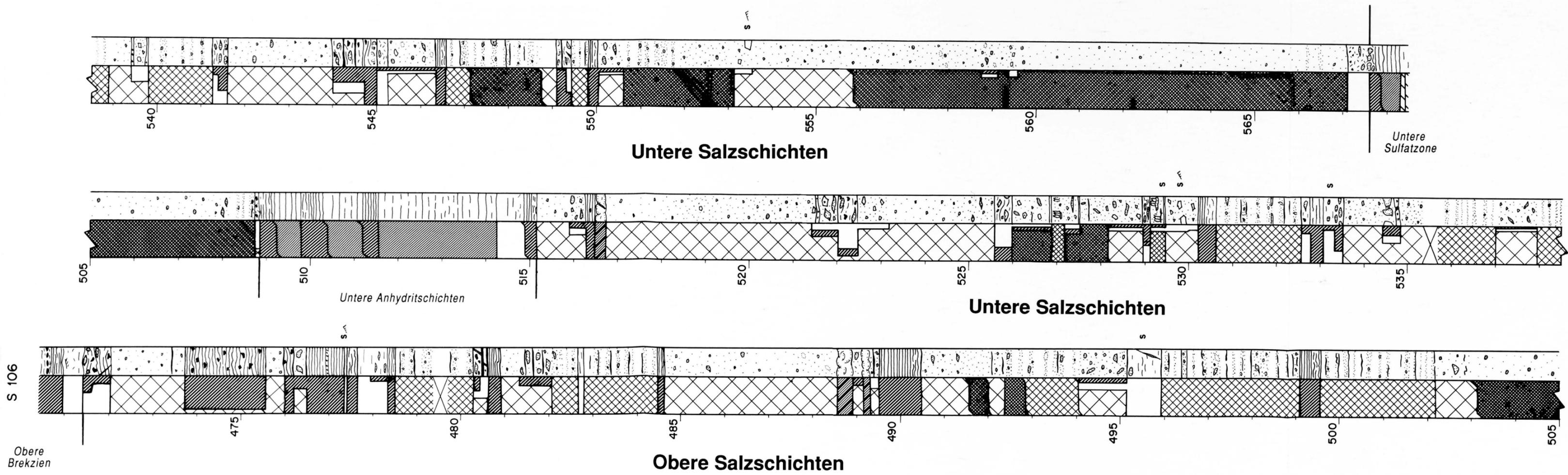


Fig. 5-3c Einheiten 2 und 5: Untere und obere Salzschiechten

reinem, meist körnigem Salz, wobei durch den abnehmenden Verunreinigungsgrad die Kristallmorphologie undeutlicher wird.

Lösungsstrukturen in elongiertem Steinsalz

Es ist auffällig, wie häufig elongiertes Salz durch Anhydrit- oder Mergellagen überlagert wird oder in stark verunreinigtes, grobkristallines Steinsalz übergeht. Oft hat man den Eindruck, dass die Überdeckung durch Verunreinigungen das Erhaltungspotential des elongierten Salzes erhöht, obwohl diese Lagen an sich eine Verdünnung der Lauge und somit grössere Gefahr für die Erhaltung primärer Sedimentstrukturen im Salz darstellen. Anlösungsphänomene sind dann auch in verschiedenem Ausmass zu beobachten, wobei sich die im folgenden beschriebenen Unterscheidungen von stärkerer und schwächerer Anlösung auf den beobachteten Kerndurchmesser beziehen und keine Schlüsse auf die laterale Entwicklung gezogen werden können.

Schwache Anlösung ist in wenigen Fällen dokumentiert (Fig. 5-4a,d,e): Makroskopisch hat man oft den Eindruck eines kontinuierlichen Überganges von elongiertem Salz unten zu einer dünnen Lage aus kleinen Salzkuben in Mergelmatrix in der Mitte, welche gegen oben in salzfreie dolomitische Mergel übergehen (Fig. 5-4a) Im Dünnschliff zeigt sich hingegen eine schwache Anlösung und Rundung der Spitzen der elongierten Salzkristalle. Darüber liegen häufig 0.2 bis rund 5 mm grosse Salzkristalle, von denen die kleineren die Depressionen zwischen den elongierten Salzkristallen füllen (Fig. 5-4d). Einige der grösseren elongierten Kristalle zeigen Zonierungen, welche sie als am Boden gewachsene, primäre Salzkristalle

ausweisen. So ist z. B. in Fig. 5-4e ein sogenannter «Cornet»-Kristall (ARTHURTON, 1973) zu sehen, welcher schichtparallel in die dolomitischen Mergel eingelagert ist (unter «cornets» versteht man sich gegen oben konisch erweiternde Kristalle mit einer trichterförmigen Depression in der gegen oben weisenden Kubusfläche). Die gerundeten Kanten deuten auf leichte Anlösung hin. Offensichtlich sind diese Kristalle erodiert und transportiert worden.

Mittelstarke Anlösung ist häufiger zu beobachten. Das Relief der Ablaugungsfläche ist grösser (cm-Bereich aufwärts) und die unlöslichen Rückstände des gelösten Salzes werden als wellige, oft diskontinuierliche Lösungssäume auf dem verbleibenden Salz abgelagert (Fig. 5-4a). Leichte Anlösung in Form von wenige cm in das liegende Salz hineinreichenden Mikrokarsten (Fig. 5-4f, vgl. auch Fig. 5-7b) erfolgt auch entlang von Kristallgrenzen. Stärkere Anlösung schafft nicht nur ein grosses Oberflächenrelief, sondern auch tief in die liegenden Salzsichten hinuntergreifende Lösungshohlräume. Diese sind von Sediment oder von klarem, grobkristallinem Salz gefüllt (Fig. 5-4c). Zum Teil finden sich durch Auslaugung unterspülte Lagen aus elongiertem Salz, welche als verkippte Schollen in grobkristallinem Salz liegen.

Gebändertes, grobkristallines Steinsalz

Dieser Salztyp besteht aus alternierenden Lagen von relativ reinem, hellem und dunklerem, stärker verunreinigtem Steinsalz (Fig. 5-5). Der Anteil an Verunreinigungen übersteigt in den dunklen Zonen selten 10%. Die helleren Zonen dazwischen enthalten kaum mehr als 5%, oft sogar überhaupt keine Verunreinigungen. Damit gehört das

- Fig. 5-4a Vertikal elongiertes Steinsalz mit Lösungsstrukturen. Die dolomitischen Mergel (grau) sind entlang den Kristallgrenzen angereichert und definieren die vertikale Elongation. In der Mitte des Handstückes bilden sie einen Residualsaum über einer Ablaugungsfläche. Oben ist der Übergang von elongiertem Salz zu den dolomitischen Mergeln anscheinend graduell, im Detail ist jedoch eine schwache Anlösung und Rundung von Kristallspitzen erkennbar. Das Mergelintervall enthält sowohl erodierte Salzkristalle (vgl. Fig 5-4e) wie auch durch Verdrängung des noch weichen Sedimentes gewachsenen Salzkuben.
S 97, Untere Salzsichten, 319.16 – 319.23 m
- Fig. 5-4b Vertikal elongiertes Steinsalz mit einer Anlösungsfläche ohne Residualsaum (das Material ist wegtransportiert worden) wird von körnigem Steinsalz überlagert.
S 99, Untere Salzsichten, 356.79 – 356.88 m
- Fig. 5-4c Elongiertes Steinsalz mit verschiedenen Ablaugungsflächen wird von dolomitischen Mergeln mit im Sediment gewachsenen Salzkuben überlagert, worauf sich erneut elongierte Kristalle bilden. Rechts oben findet sich ein grösserer Lösungshohlraum, welcher mit Salz und Mergelbrocken verfüllt ist.
S 99, Untere Salzsichten, 351.43 – 351.51 m
- Fig. 5-4d Lösungsfläche in elongiertem Steinsalz mit Füllung der Depressionen durch kleine Salzkristalle.
S 98, Untere Salzsichten, 391.26 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols
- Fig. 5-4e Detail aus Fig. 5-4a. »Cornet«-Kristall (Mitte links) und gerundete Kristalle sind erodiert, transportiert und leicht angelöst worden.
S 97, Untere Salzsichten, 319.18 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols
- Fig. 5-4f Dolomitische Mergel definieren Kristallgrenzen und tännchenartige Zonierungen in primären Salzkristallen. »Cornet«-Kristall in der Mitte des Schliffes. Senkrechter Lösungskarst ist mit klarem Steinsalz gefüllt.
S 99, Untere Salzsichten, 382.68 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

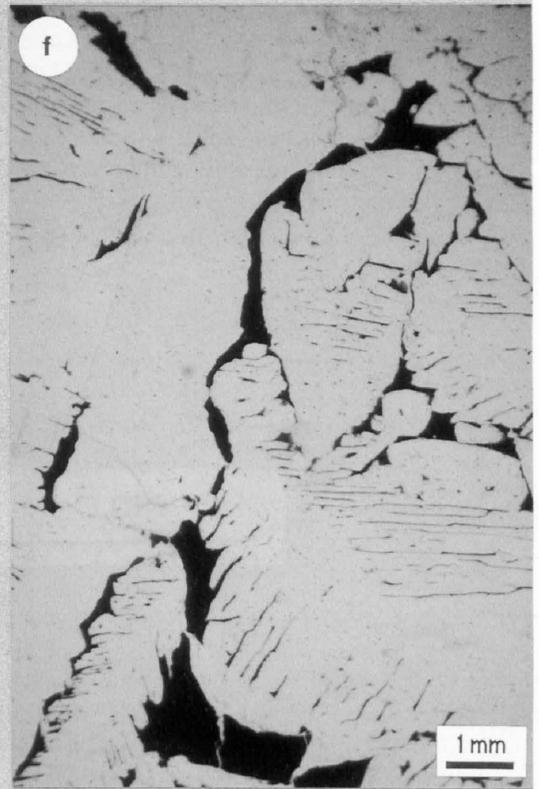
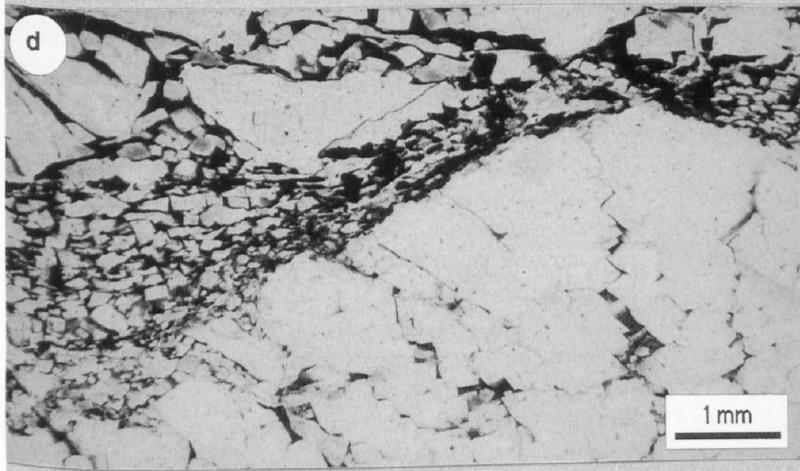
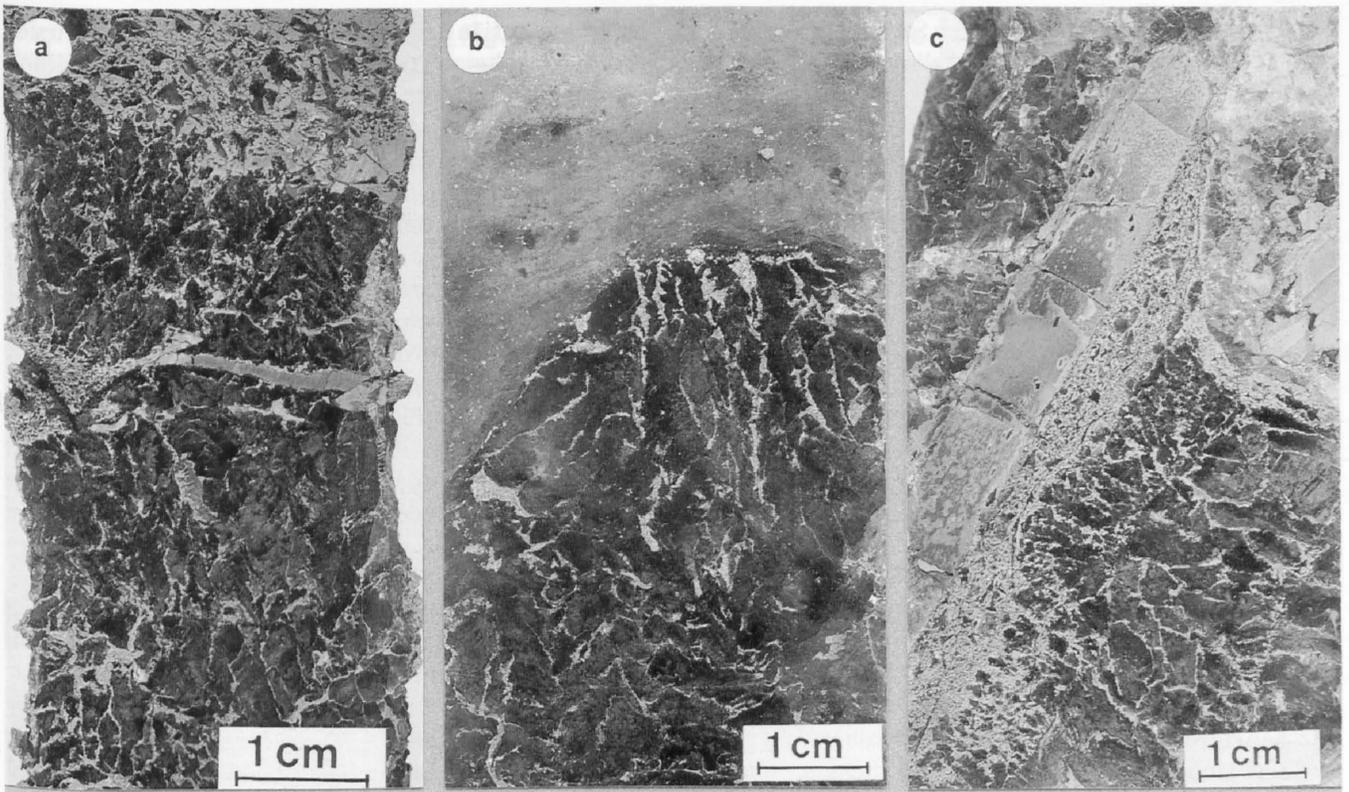


Fig. 5-4

gebänderte Salz zu den relativ reinen Salztypen, und es ist auch meistens mit reinem, grobkristallinem Salz der Klasse 4 assoziiert.

Als Verunreinigungen treten Anhydrit und Ton, seltener Dolomit auf. Sie sind in der Regel in Zwickel zwischen die Salzkristalle gedrängt worden oder bilden Bändchen in den dunkleren Zonen. Innerhalb der Kristalle sind lokal Anhydritleisten und Ton zu finden. Oft werden Abschnitte aus gebändertem Salz von Anhydrit- oder Mergellagen begrenzt.

Die farbliche Bänderung bewegt sich im cm- bis dm-Bereich. In der Regel sind die engständigen Bänderungen scharf und deutlich ausgebildet, während Bänderungen im dm-Bereich (20 bis 40 cm) oft graduelle, undeutliche Übergänge zeigen, was zu einer diffusen Bänderung führt und die Unterscheidung zu grobkristallinem, ungebändertem Salz schwierig werden lässt. Scharfe Begrenzungen treten vorwiegend an der Basis von dunklen Zonen auf und werden durch dünne, oft diskontinuierliche, wellige Lösungsfilm aus Anhydrit oder anhydritischen Mergeln gebildet. Andere scharfe Übergänge entstehen durch schlagartiges Auftreten von Anhydrit- und Mergelfetzchen. Lösungsfilm treten auch innerhalb und als obere Begrenzung von dunklen Zonen auf. Seltener finden sie sich in reinem Salz. In diesen Fällen sind sie dünn (1 mm) und bestehen meist nur aus Anhydrit.

Die Salzkristalle sind grobkristallin (rund 1 cm und grösser) und als mehr oder weniger schöne Kuben ausgebildet. Teilweise gerundete Kanten deuten auf gelegentliche Anlösung hin. In den dunklen Zonen sind die Salzkuben in der Regel kleiner, und lokal hat man den Eindruck, dass die Verunreinigungen undeutlich vertikal elongierte Kristalle definieren. Abgesehen von den Lösungsfilm sind im gebänderten Salz keine Lösungsstrukturen beobachtet worden.

Körniges bis kristallines Steinsalz (Fig.5-6a)

Dieser Salztyp, im folgenden der Kürze halber als körniges Salz bezeichnet, tritt in allen Bohrungen nahe der

Salzbasis auf. In den Bohrungen S 99 und S 106 finden sich auch in höheren Teilen der Salzsichten wiederholt mächtige Abschnitte aus körnigem Salz.

Körniges Salz ist in der Regel sehr rein (90% Salz). Seine graue Farbe wird durch feinste tonige, anhydritische und mergelige Verunreinigungen verursacht. Daneben kommen auch milchigweisse und bräunliche Varietäten vor. Lokal treten linsige bis rundliche, bis 2 cm grosse Einsprenglinge aus klarem Salz auf («Salzaugen»).

Wie die Strukturkolonnen der Profile zeigen, kann man 2 Ausbildungen von körnigem Salz unterscheiden. Einerseits sind wiederum durch wechselnde Anteile an Beimengungen farbliche helldunkel Bänderungen vorhanden, wobei die Übergänge in der Regel graduell sind und Anhydrit- respektive Mergelsäumchen nur selten auftreten. Dem anderen Typ von körnigem Salz fehlen diese Bänderungen.

Wie bereits erwähnt ist körniges Salz, v. a. die weisslichen und bräunlichen Varietäten, oft mit vertikal elongiertem Salz assoziiert. Es tritt aber auch häufig zusammen mit grobkristallinen Salztypen auf, besonders mit dem relativ reinen Salz der Klasse 4. Die Übergänge von körnigem Salz zu grobkristallinem Salz sind meist graduell. Lokal treten zudem Wechsellagerungen mit zu- oder abnehmendem Anteil des einen oder anderen Salztypes auf.

Mikroskopisch gesehen besteht das körnige Salz aus rundlichen bis reiskornähnlichen Körnern mit 0.5–5 mm Durchmesser. Die Korngrenzen sind durch feinste Verunreinigungen oder durch ein Netz von röhrenförmigen Flüssigkeitseinschlüssen definiert. Die Kristalle selber sind oft durch Einschlüsse zoniert (Fig. 5-6b), was ebenfalls zu den milchigweissen und grauen Farben dieses Salzes beitragen mag. Die Zonierungen sind sehr fein (0.1 mm) und bestehen aus 20 bis 30 μ breiten Zonen von meist kubischen Flüssigkeitseinschlüssen.

Körniges Salz zeigt gelegentlich elongierte, eingeregelter Körner, wobei die Orientierung auf verschiedenen Bruchflächen eines ursprünglich ganzen Kernes in unterschiedliche Richtungen weisen können. Dieses Phänomen ist besonders nahe der Salzbasis zu beobachten.

- Fig. 5-5 *Grobkristallines, helldunkel gebändertes Steinsalz mit Anreicherung von Verunreinigungen in feinen Lösungssäumen oben und einem Mergel-Anhydrit-Bändchen unten.*
S 106, Obere Salzsichten, 498.85 – 498.94 m
- Fig 5-6a *Graues, körniges Steinsalz über einer Anhydrit-Mergel-Lage. Unten und oben schliesst sich bräunliches, grobkristallines Salz an, welches vermutlich durch Umkristallisation von körnigem Salz entstanden ist.*
S 106, Obere Salzsichten, 501.63 – 501.74 m
- Fig. 5-6b *Körniges Steinsalz mit Zonierungen durch (teilweise kubische) Flüssigkeitseinschlüsse. Auf den Kristallflächen (linke Bildseite) sind schlauch- und röhrenförmige Netze von Flüssigkeitseinschlüssen (?) ausgebildet.*
S 97, Untere Salzsichten, 323.58m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols
- Fig. 5-7a *Grobkristallines, durch grünlichgraue und rötliche, dolomitische Mergel relativ stark verunreinigtes Steinsalz mit chaotischer Lagerung. Das Steinsalz ist als anhedrale, zuweilen aber auch kubische Kristalle ausgebildet.*
S 98, Untere Salzsichten, 388.80 – 388.90 m
- Fig. 5-7b *Flaserig kreuzgeschichteter Silt (hellbraun) und dolomitische Mergel (dunkelgrau) bilden eine detritische Lage über einer Ablaugungsfläche. Entlang von ursprünglich wohl elongiertem Steinsalz bildeten sich Mikrokarste, welche mit dem Silt verfüllt worden sind. Senkrecht stehende Partie aus S 99.*
S 99, Untere Salzsichten, 332.62 – 332.77 m

Fig. 5-5



Fig. 5-6 a



Fig. 5-6 b

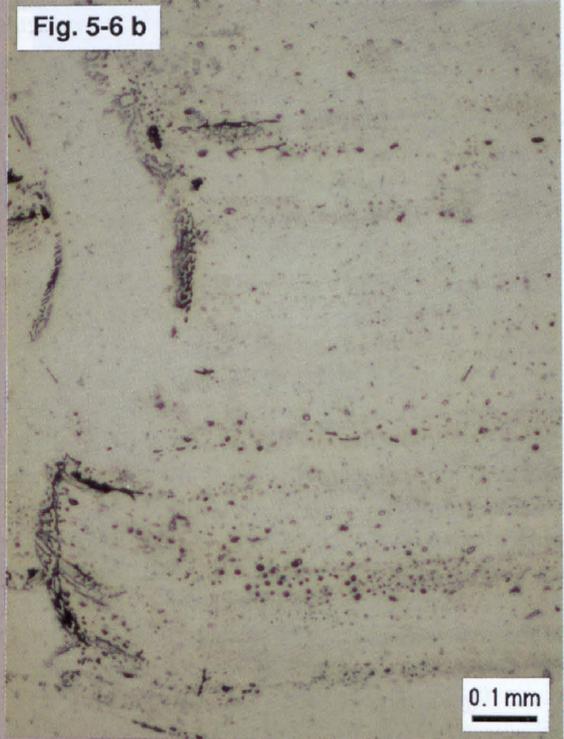
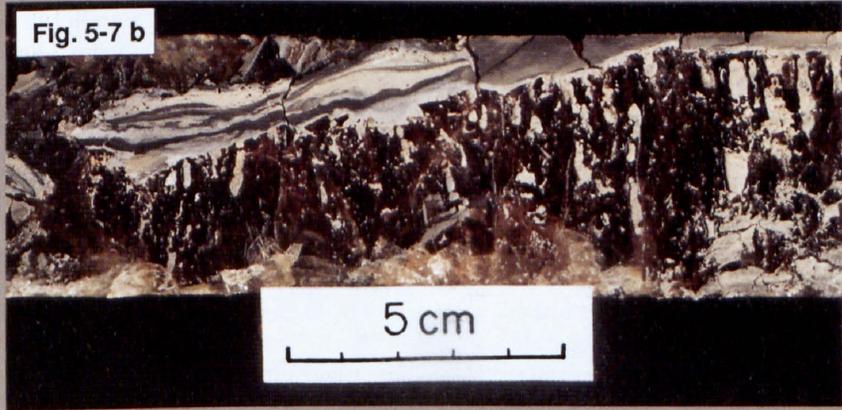


Fig. 5-7 a



Fig. 5-7 b



Grobkristallines, mehr oder weniger verunreinigtes Steinsalz

Das Steinsalz der Klassen 4 und 5 ist durch das Fehlen von Schichtung charakterisiert. Es besteht vorwiegend aus bräunlichen bis klaren, mehr oder weniger deutlich kubisch auskristallisiertem Salz. Die Lagerung der Sedimente macht einen chaotischen Eindruck und Anhydrit und Mergel, welche zum Teil siltigen Detritus enthalten, sind als Brocken, Bröcklein, Schlieren, Knollen und Zwickel zwischen die Salzkristalle eingelagert (Fig. 5-7a, Fig. 5-2d,e). Anhydrit tritt zudem als Lösungssäumchen auf. Bedingt durch fein verteilte Einschlüsse von Verunreinigungen weisen die Salzkristalle häufig bräunliche, gelegentlich auch rötliche und graue Farbtöne auf. Viele Kristalle sind auch klar. Sie enthalten kaum Flüssigkeitseinschlüsse. Hingegen treten auf den welligen Grenzflächen zwischen den Kristallen ganze Komplexe von z. T. wurmförmigen, oft untereinander verbundenen, aber auch isolierten Flüssigkeitseinschlüssen auf (analog Fig. 5-6b). Die Grösse der Salzkristalle hängt zum Teil vom Grad der Verunreinigungen ab. In reineren Partien herrschen grössere, zuweilen über 5 cm messende Salzkristalle vor, welche als schöne Kuben ausgebildet sind. An Verunreinigungen grenzendes Salz zeigt sowohl kubische wie auch anhedrale Umrisse.

In einem gewissen Sinn sind diese beiden Salzklassen Sammelkübel für alles, was nicht einer anderen Salzklasse zugeordnet werden kann. Der relativ kleine Durchmesser der Kerne spielt hier wieder eine wichtige Rolle, indem zum Beispiel grobkristalline Füllungen von grösseren Lösungshohlräumen nicht als solche erkannt und als grobkristallines Salz klassifiziert werden könnten.

Das Steinsalz der Klasse 4 ist mit den anderen relativ reinen Salzklassen 2 und 3 assoziiert, während Salz der Klasse 5 hauptsächlich mit Anhydritlagen zusammen auftritt.

Als einzige primäre Strukturen sind in den Salzklassen 4 und 5 Lösungsphänomene zu beobachten. Die schon in anderen Salzklassen besprochenen Lösungssäume und -bändchen treten hier ebenfalls auf, wenn auch viel seltener. In einer senkrecht stehenden Partie der Bohrung S 99 sind schöne Karste ausgebildet: die Lösungshohlräume stehen mehr oder weniger vertikal. Sie haben sich entlang

den Korngrenzen von ursprünglich wohl elongiertem Salz gebildet und werden durch Quarz-Feldspat-Silt gefüllt, welcher auf der Ablaugungsfläche des Salzes flache, flaserige Rippeln bildet (Fig. 5-7b).

Salzdrusen, Salzkuben und Fasersalz im Sediment

In einem Grossteil der Zwischenlagen und in den Brocken von Anhydrit oder seltener von Mergel finden sich von Salz gefüllte Drusen oder Kuben.

Salzdrusen treten in vielen Formen und Grössen auf. Innerhalb von feinlaminiertem oder schlierigem, massivem Anhydrit sind sie meist länglich oder linsig und passen sich in ihren Umrisen ganz allgemein dem durch Inhomogenitäten vorgegebenen Rahmen an (Fig. 5-8a). Oft ist in den Salzdrusen reliktsch Material der Matrix enthalten, welches die gleiche Morphologie, Grösse und Einregelung wie der umgebende, salzfreie Anhydrit zeigt. Zusätzlich führen die Drusen an der Grenze zu anhydritischer Matrix oft grössere, idiomorphe Anhydritplättchen, deren Zentren zum Teil angelöst sind (Fig. 5-8b). Innerhalb von eher dolomitischer Matrix werden die Drusen vorwiegend von idiomorphen, bis 0.5 mm grossen Dolomitrhomben umsäumt, deren Zentren ebenfalls oft angelöst sind.

Salzkuben treten in dünnen oder in den oberen Teilen von dickeren Zwischenlagen sowie in Anhydrit- oder Mergelbrocken auf. Die Grösse der kubischen Kristalle ist variabel und schwankt im mm- bis cm-Bereich. Das Sediment um die Kuben herum ist zum Teil deutlich verdrängt worden, und angrenzende Anhydritleisten regeln sich parallel zu den Kanten ein. Oft sind die Ecken der Kuben in die Länge gezogen, es treten aber auch Kuben mit gerundeten Kanten und Ecken auf (Fig. 5-2f). Randliche, aus idiomorphen Kristallen gebildete Anhydrit- oder Dolomitsäume wie in den Salzdrusen fehlen in den Salzkuben. In den Klüften zwischen spröde zerbrochenen Lagen oder Bruchstücken von Verunreinigungen findet sich immer wieder gelbliches bis rötliches, selten weissliche Fasersalz. Die einzelnen Fasern sind wenige mm dick und erstrecken sich über die ganze Kluftbreite. Zum Teil sind sie gebogen und enthalten Bruchstücke der Kluftwände (Fig. 5-2g).

Fig. 5-8a Salzdrusen, welche sich in ihrer Form den durch Anhydrit (hell) und dolomitischen Mergeln vorgegebenen Inhomogenitäten anpassen. Neben eigentlichen Drusen (oberhalb der Mitte) finden sich auch Zonen mit partiell herausgelöstem Anhydrit (helle Partien), was in einer als »lockerer Anhydrit« beschriebenen Textur resultiert. S 99, Untere Salzsichten, 350.55 – 350.69 m

Fig. 5-8b Salzdruse (grau) innerhalb von schlierig texturiertem Anhydrit und dolomitischen Mergeln (schwarz). Der Rand der Druse ist mit idiomorphen Anhydritkristallen ausgekleidet, deren Zentren meist herausgelöst und mit Steinsalz gefüllt sind. S 95, Untere Salzsichten, 346.45 m, Dünnschliffaufnahme mit nicht vollständig gekreuzten Nicols

Fig. 5-9b Eine ältere, leicht rötlich gefärbte Salzgeneration um die siltigen Mergelkomponenten herum wird von klarem Steinsalz abgeschnitten (Pfeile). Idiomorphe Anhydritkristalle im unteren Bildteil, deren Bezug zu den beiden Salzgenerationen unklar ist. S 98, Untere Salzsichten, 393.78 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 5-9c Verschiedene Salzgenerationen grenzen an eine siltige Mergelkomponente. Rötliche Farbe und Säume aus idiomorphen Dolomitkristallen definieren die verschiedenen Salzgenerationen und die frühere Lage von Verunreinigungen. Diskussion im Text, vgl. auch Fig. 5-9. S 97, v, 320.00 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 5-8 a



Fig. 5-8 b

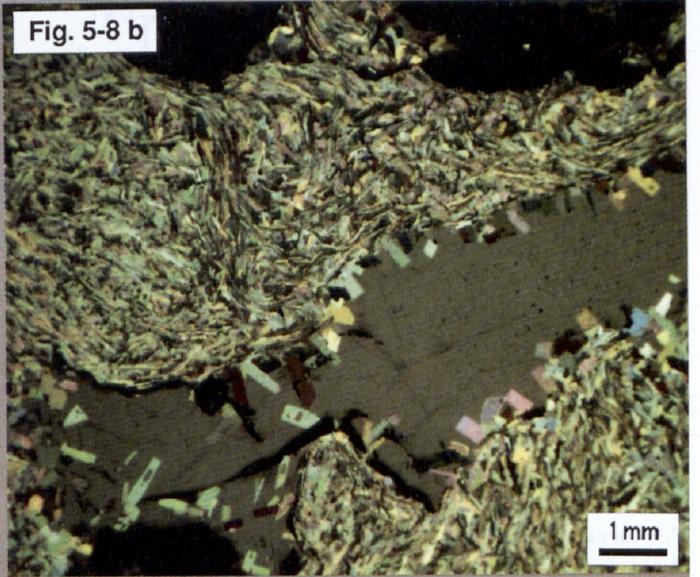
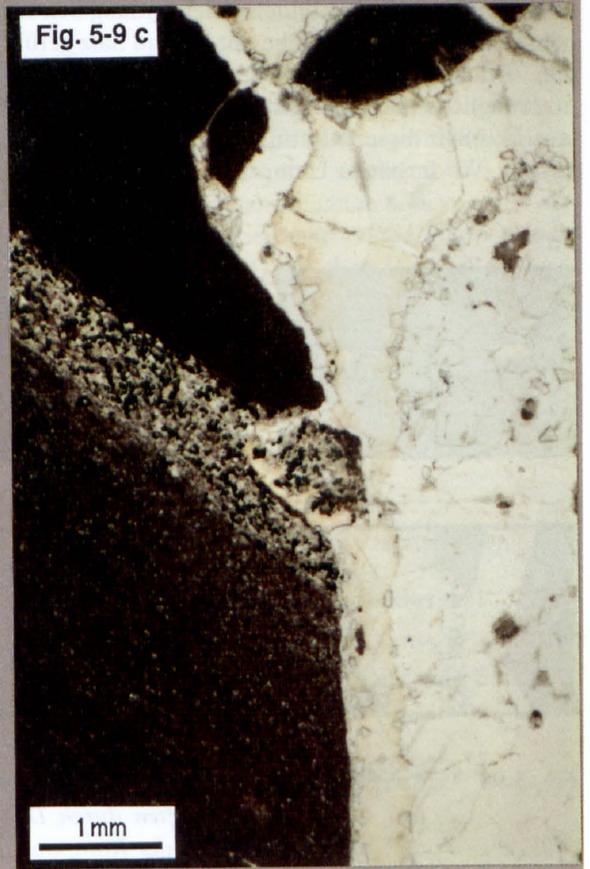


Fig. 5-9 b



Fig. 5-9 c



Abgesehen von den bereits beschriebenen Lösungshohlräumen, welche mit jüngerem Salz gefüllt sind, können angrenzend an Brocken von Verunreinigungen oder in Salzdrusen in einzelnen Fällen verschiedene Generationen von Salz unterschieden werden. Es sind 2 Kriterien, welche diese Unterscheidung erlauben.

Als erstes Kriterium dienen farbliche Unterschiede im Salz. Fig 5-9b zeigt ein Beispiel aus dem basalen Salzton der Bohrung S 98. Man erkennt deutlich, wie das an den siltigen Mergel grenzende, leicht rötliche Salz teilweise weggelöst wurde und nur noch an relativ geschützten Stellen erhalten ist. Die jüngere Salzgeneration, welche die entstandenen Hohlräume füllt, ist weniger stark gefärbt oder klar.

Als zweites Merkmal dienen Säume von Dolomit- oder Anhydritkristallen. Es sind dies die selben idiomorphen Kristalle, welche üblicherweise Salzdrusen auskleiden oder auf den Oberflächen von Komponenten wachsen. Im vorliegenden Beispiel (Fig. 5-9c) beobachtet man eine ältere, leicht rötlich gefärbte Generation von Salz. Diese enthält randlich Säume von Dolomitkristallen, welche ursprünglich auf den Komponenten wuchsen, wie man am Mergelbruchstück am oberen Bildrand noch sehen kann. Durch Dehnung bildeten sich entlang den Komponenten erneut Risse, welche mit klarem Salz gefüllt wurden. Dabei löste sich der Dolomitzement von seinem ursprünglichen Substrat und ist jetzt völlig von Salz umgeben. Das Salz dieser Kluftfüllungen ist innen also älter als aussen. Wo farbliche Unterschiede im Salz fehlen, sind

solche Säume von Dolomitkristallen Indizien für verschiedene Salzgenerationen. Oft kann anhand der Polarität des Kristallwachstums sogar entschieden werden, auf welcher Seite das Salz älter ist. Im Gegensatz zu den Lösungshohlräumen ist diese Art von Hohlräumen durch Dehnung entstanden. Die Ursachen für die Dehnung sind unklar. Möglicherweise führte die Lösung von benachbartem Salz zu Instabilisierung. Eine alternative Erklärung wäre, dass die Hohlräume durch Schrumpfung der Komponenten entstanden. Unklar bleibt auch der Ursprung der rötlichen Farbe im älteren Salz und deren Fehlen in jüngerem wie auch das Fehlen von Dolomitsäumen in jüngerem Salz. Beide Phänomene hängen wahrscheinlich mit Diffusion der benötigten Elemente aus den Komponenten zusammen, so dass man spekulieren könnte, dass eine zweite Generation von Lauge zu lange Diffusionswege vorfand oder zu wenig Zeit hatte, um das Material innerhalb der nötigen Frist (vor der Ausfällung des Salzes) herbeizuschaffen.

5.2.7 Statistische Daten

In diesem Kapitel werden einige statistische Auswertungen der untersuchten Profile präsentiert. Dazu sind aber verschiedene Bemerkungen vorzuschicken.

Was die Qualität der Daten betrifft, so sei an dieser Stelle nochmals auf die bereits besprochenen Probleme der Zuordnung von Salz zu einer bestimmten Salzklasse verwiesen. Ebenfalls problematisch, besonders in dünnen Kernen, ist die Beurteilung, ob es sich bei Verunreinigungen um Zwischenlagen oder nur um Schollen handelt. Bei den Anteilen der Verunreinigungen im Salz handelt es sich um makroskopisch geschätzte Werte. Diese Werte plus die Zwischenlagen werden als totale Verunreinigung der Salzsichten bezeichnet. Eine zusätzliche Einschränkung entsteht dadurch, dass die Obergrenzen der Salzsichten nicht zeitgleich sind. Dies ist insbesondere für die Bohrung S 106 von Bedeutung, wo die Unteren Anhydritschichten zwischen den Unteren und Oberen Salzsichten liegen. Um möglichst «Gleiches mit Gleichem» zueinander in Beziehung setzen zu können, werden die Daten für Untere und Obere Salzsichten sowie für S 106 «total» einzeln dargestellt. Zum Vergleich der prozentualen Anteile der verschiedenen Salzklassen werden die Unteren Salzsichten berücksichtigt, und für die Daten von S 106 «total» werden die Unteren Anhydritschichten als Zwischenlagen angesehen. Trotz dieser Einschränkungen lassen sich zumindest gewisse Trends formulieren, die als Charakterisierung des Ablagerungsraumes von Bedeutung sind. Betrachten wir zuerst einmal die totale Verunreinigung der Unteren Salzsichten (Fig. 5-10), so fällt die beinahe lineare Zunahme der (in m umgerechneten) Verunreinigungen mit zunehmender Mächtigkeit der Salzsichten auf. In den geringmächtigen Unteren Salzsichten der Bohrungen S 95 und S 98 wie auch in den Unteren Salzsichten von S 106 liegt der prozentuale Anteil der Verunreinigungen zwischen 16% und 18.5%, während die mächtigen Unteren Salzsichten von S 99 und S 106 («total») zwischen 25% und 27.5% Verunreinigungen enthalten. Zudem

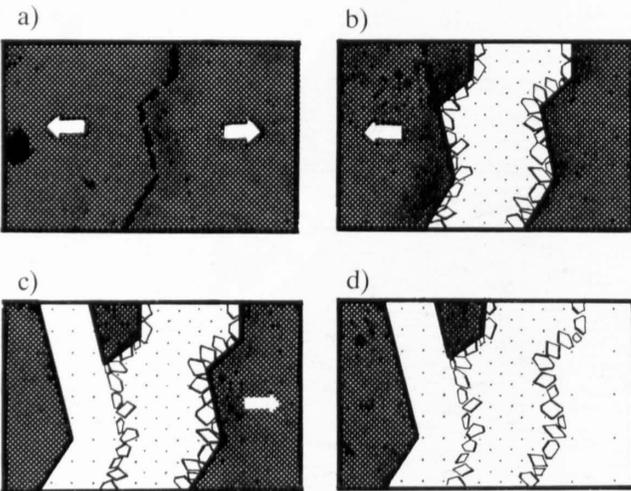


Fig. 5-9a Salzgenerationen in Klüften
 a) Öffnung von Klüften durch Dehnung oder Kontraktion der Komponenten
 b) Wachstum von idiomorphen Dolomitkristallen auf Kluftwänden und Füllung des Restvolumens durch Salz
 c) erneute Kluftbildung mit teilweiser Ablösung des Dolomitzementes und Kluftfüllung mit jüngerem Salz (ohne Dolomitzement)
 d) aktueller Stand (entspricht in etwa Fig. 5-9c) Diskussion im Text

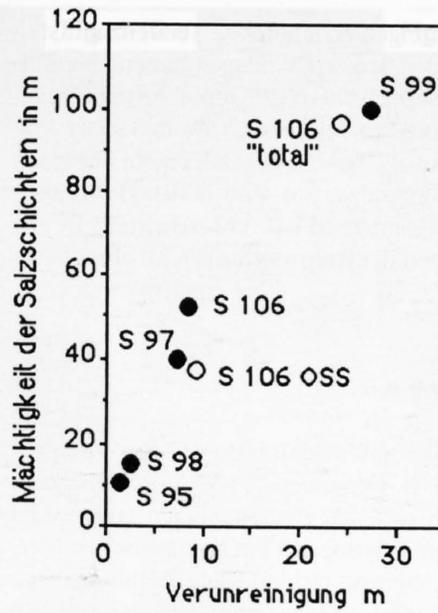
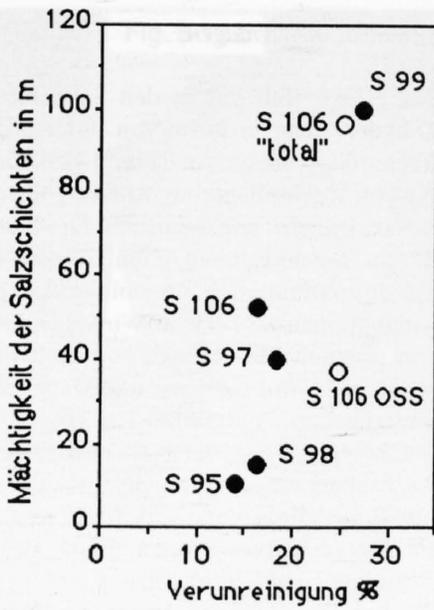


Fig. 5-10 Prozentuale und absolute Anteile der totalen Verunreinigungen in Abhängigkeit der Mächtigkeit der Salzsichten.
Diskussion im Text.

OSS = Obere Salzsichten von S 106
 S 106 «total» = Basis USS bis Top OSS
 ● = Daten für die Unteren Salzsichten

sind die Oberen Salzsichten von S 106 mit 24.8% bedeutend stärker verunreinigt als die Unteren Salzsichten (16.3%). Der Anteil der verschiedenen Salzklassen in den untersuchten Bohrungen zeigt folgende Trends (Fig. 5-11): Salzklasse 2 (gebändertes Salz) zeigt eine leichte Abnahme des prozentuellen Anteils mit zunehmender Mächtigkeit der Salzsichten, während Salzklasse 3 (körniges Salz) eine leichte Zunahme zeigt. Auffällig ist der hohe Anteil an körnigem Salz in den Unteren

Salzsichten der Bohrung S 106. Salzklasse 4 (grobkristallines, relativ reines Salz) ist in den geringmächtigen Salzsichten bedeutend stärker vertreten (55.9% in S 95) als in den mächtigen Salzsichten z. B. von S 99 mit 22.8%. Zusammengenommen machen die relativ reinen Salze (Salzklassen 2, 3 und 4) zwischen 51.5% (S 99) und 73.8% (S 95) auf die gesamten Unteren Salzsichten aus. Der Anteil an Salz der Klasse 5 (grobkristallines, stärker verunreinigtes Salz) variiert zwischen 13.7% in S 98 und

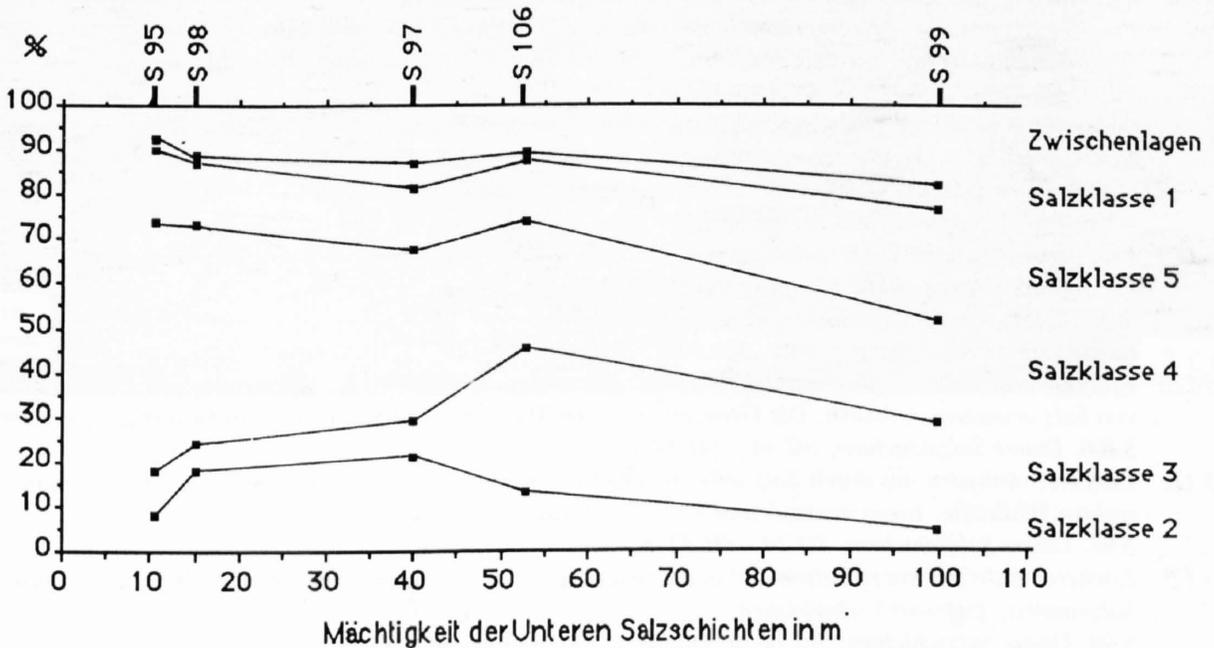


Fig. 5-11 Anteile der Salzklassen 1 bis 5 und der Zwischenlagen in Relation zur Mächtigkeit der Unteren Salzsichten. Relativ reine Salze (Klassen 2 bis 4) sind unten zusammengefasst. Diskussion im Text.

24.6% in S 99 und zeigen zunehmende Tendenz mit steigender Mächtigkeit. Die Zwischenlagen haben ebenfalls in den mächtigen Salzschiechten grösseren Anteil (18.3% in S 99) als in den geringmächtigen (7.6% in S 95). Elongiertes Salz (Salzklasse 1) macht ganz allgemein nur einen geringen Teil des Steinsalzes aus. Nur in den Bohrungen S 97 und S 99 wird die 5%-Marke überschritten. In den Oberen Salzschiechten der Bohrung S 106 fehlt elongiertes Salz völlig.

5.2.8 Verunreinigungen im Salz

Die Salzschiechten der untersuchten Bohrungen enthalten zwischen 14 und 28% (Volumen-%) Verunreinigungen, wovon rund 50 bis 80% als Zwischenlagen ausgebildet sind. Diese bestehen lithologisch aus dolomitischen Mergeln und Anhydrit mit unterschiedlichen Beimengungen von detritischem Feldspat-Quarz-Silt sowie gelegentlich Dolomit. In der Regel sind solche Zwischenlagen Evidenz für verdünnende, also die Konzentration der Wässer herabsetzende Einflüsse im Ablagerungsraum. Dies gilt sowohl für aus marinen Zuflüssen entstandene Lagen wie auch für Zwischenlagen aus detritischem Material. Einzig Detritus äolischen Ursprungs ist nicht mit Verdünnung assoziiert.

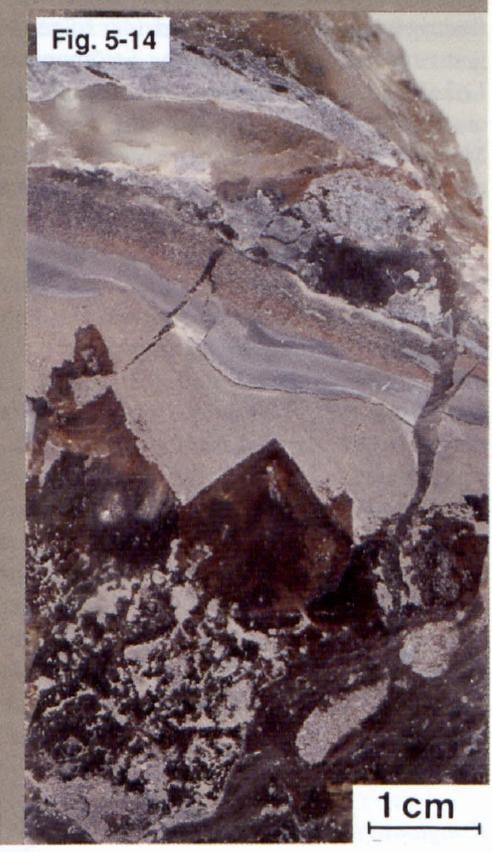
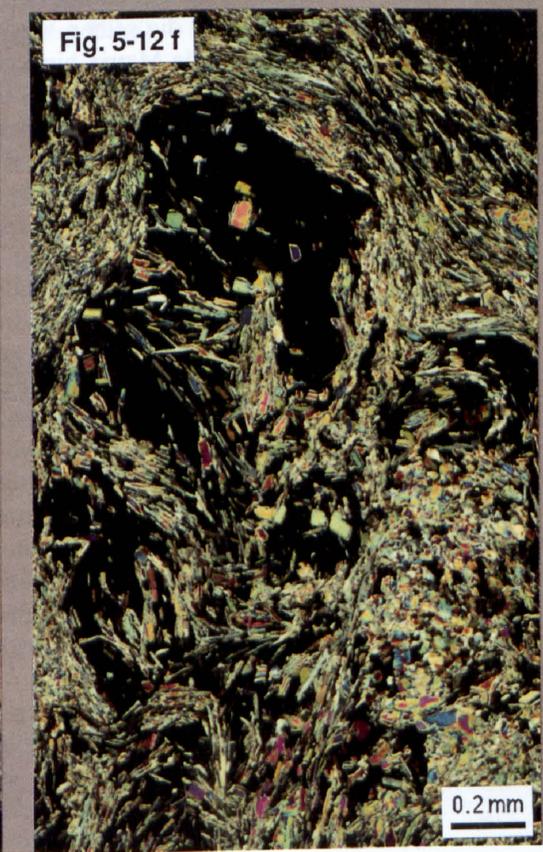
Aufarbeitung von Zwischenlagen führt zur Bildung von Konglomerat- oder Brekzienlagen. Aber auch Brocken von Verunreinigungen im Salz sowie chaotische Halit-Mergel-Brekzien sind auf ähnliche Weise entstanden. Mit zunehmender Konzentration von Halit in den Porenwässern kann es zu Wachstum von Halitkuben im noch weichen Sediment kommen.

Anhydritzwischenlagen

Der grösste Teil des in den Salzschiechten enthaltenen Anhydrits liegt in Form von dünnen Anhydrit-Mergel-Wechsellagerungen vor (Fig. 5-12a, Fig. 5-12d). Dieser Typ von Wechsellagerung wird im folgenden als *feinlaminiertes Anhydrit* angesprochen. Die Laminationen liegen im mm- bis cm-Bereich. Zum Teil sind sie unregelmässig und diskontinuierlich ausgebildet. Lokal treten flaserige Laminationen und flache Winkeldiskordanzen auf. Oft sind graduelle Übergänge von Anhydrit zu Mergel zu beobachten, wobei Grösse und Menge der schichtparallel eingeregelteten Anhydritleisten gegen oben abnehmen. Die Mergelanteile der Laminae zeigen die für solche Wechsellagerungen typische dunkelbraune, bei erhöhtem Tongehalt beinahe schwarze Farbe. Zum Teil enthält der Anhydrit etwas siltigen Quarz, Feldspat (z. T. sicher Plagioklas) und Chlorit(?).

Die basalen Teile von Lagen aus feinlaminiertem Anhydrit zeigen oft gestörte Schichtung mit fluidalen Strukturen. Erst in den höheren Partien setzt die ungestörte Wechsellagerung ein. Fig. 5-12a zeigt den einzigen Kernabschnitt von feinlaminiertem Anhydrit, in dem am Boden gewachsene Gipskristalle nachgewiesen werden können. Die Kristalle wachsen von einer Lage aus, sind wenige mm gross und zeigen die typischen, gegen oben breiter werdenden Umrisse. Allerdings sind sie von Halit pseudomorph ersetzt worden. Nach der Lösung des ursprünglichen Gipses und vor der Füllung mit Halit sind randlich Anhydritkristalle in den Hohlraum hineingewachsen. Partiiell sind auch Teile des feinlaminierten Anhydrits durch Salz ersetzt worden, aber in viel geringerem Ausmass. Auffällig sind auch die nur in den ehemaligen Gips-

- Fig. 5-12a Zwischenlage aus feinlaminiertem Anhydrit (Anhydrit ist oberflächlich weiss vergipst, Mergel sind schwarz) mit Pseudomorphosen von Steinsalz nach horizontweise gewachsenen Gipskristallen (Pfeile). Die Strukturen sind durch die Bildung von zusätzlichen Salzdrusen und -kuben etwas verschleiert.
S 106, Obere Salzschiechten, 477.05 – 477.11 m
- Fig. 5-12b Grösserer Brocken aus einer kreuzgeschichteten Siltlage, welche gegen oben graduell in Mergel übergeht. Unten rechts durch Lösung des liegenden Salzes gestörte Lagerung, oben Bildung von durch Verdrängung des Sedimentes wachsende Salzkuben mit teilweise ausgezogenen Ecken (Pfeile).
S 106, Untere Salzschiechten, 329.85 – 329.93 m
- Fig. 5-12c Konglomerate aus dunklen, dolomitischen Mergeln, hellen (weiss vergipsten) Anhydritknollen und wenig beige Dolomiten. Die mergelige Matrix ist fluidal strukturiert.
links S 106, Obere Salzschiechten, 478.16 – 478.27 m
rechts S 106, Untere Salzschiechten, 529.02 – 529.12 m
- Fig. 5-12d Konglomerat aus z. T. plastisch deformierten, feinlaminierten Anhydritkomponenten und knolligem, partiell von Salz ersetztem Anhydrit. Die Grenzen zwischen Matrix und Komponenten sind kaum auszumachen.
S 106, Untere Salzschiechten, 541.44 – 541.54 m
- Fig. 5-12e Lockerer Anhydrit mit durch Salz teilweise ersetzten Partien und Resten von mergelreichen Laminae in der rechten Bildhälfte. Links drusiges und kubisches Steinsalz.
S 97, Untere Salzschiechten, 311.24 – 311.32 m
- Fig. 5-12f Lockerer Anhydrit mit reliktsch und in der ursprünglichen Position erhaltenen Anhydritleisten, welche in der Salz«matrix» (schwarz) schwimmen.
S 99, Untere Salzschiechten, 362.68 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols
- Fig. 5-14 Diagenetisches Wachstum von Steinsalz nach Ablagerung der Siltlage, wobei das noch weiche Sediment verdrängt wurde.
S 99, Untere Salzschiechten, 419.85 – 419.95 m



kristallen auftretenden, nadeligen und büscheligen Aggregate von Pyrit(?).

Zwischenlagen aus dunklem, knolligem Anhydrit kommen einzig in der Bohrung S 106 wenig unter den Unteren Anhydritschichten und etwa in der Mitte der Oberen Salzschieben vor.

Mergelzwischenlagen

Ungestörte Mergellagen sind selten. Neben grünlich-grauen und bräunlich-schwarzen Mergeln treten olivegrüne, manchmal auch weinrote Varietäten auf. Meistens enthalten die Mergel dünne Laminae aus detritischem Silt (vorwiegend Feldspäte und Quarz).

Siltzwischenlagen

In allen Bohrungen treten Lagen aus siltigem, detritischem Material auf (Fig. 5-12b und 5-7b). Die üblicherweise kreuzgeschichteten und gradierten Lagen gehen gegen oben meist in mergelige Partien über. Die Rippeln sind flach (kleiner als 1 cm) und asymmetrisch, zuweilen flaserig ausgebildet. Übereinander folgende Rippeln zeigen zum Teil unterschiedliche Strömungsrichtungen an. Lokal sind in den Siltlagen inkohlte Reste von pflanzlichem Material enthalten. In einzelnen mit dolomitischen Mergeln assoziierten Lagen sind «Sandball»-Strukturen und überkippte Schrägschichtung zu beobachten.

Mineralogisch bestehen die Siltlagen hauptsächlich aus Feldspäten (Plagioklase und Kalifeldspäte) und Quarz mit unterschiedlichen Anteilen von Pyrit, Karbonat, braun und grün pleochroitischem Chlorit und etwas Hellglimmern. Im Dünnschliff zeigen viele der eckigen, max. 0.1 mm grossen Quarz- und Feldspatkomponenten rötliche Bestäubung. Beide Komponenten haben oft syntaxiale, klare Anwachssäume, welche idiomorphe Kristalle bilden.

Die Komponenten sind z. T. durch leicht rötlichbraunes Steinsalz zementiert. Fleckenweise tritt auch poikilotoper, später leicht korrodierter Dolomit als Zement auf. An vielen Stellen sind die Komponenten eng gepackt und weisen lange Kornkontakte auf. Diese Bindungen sind immerhin so wichtig, dass die Siltlagen beim Herauslösen des Salzementes in den meisten Fällen nicht auseinanderfallen.

Konglomerate und Brekzien (Fig 5-12c,d)

Der grösste Teil der Zwischenlagen im Salz besteht aus Konglomeraten und Brekzien. Als Komponenten treten feinlaminiertes Anhydrit und Mergel, selten auch beige Dolomit auf. Zusätzlich enthalten vor allem die mergelreichen Lagen Knollen und Schlieren aus massivem, grauem und z. T. rötlichem Anhydrit.

Die Matrix besteht aus grünlich-grauen, und schwarzen und selten braunen Mergeln mit dolomitischen, anhydritischen und zum Teil siltigen Beimengungen. Sie weist häufig fluidale Strukturen auf. Bei den Komponenten

fällt auf, dass Mergel und Silte vorwiegend spröde zerbrochen sind und somit Brekzien bilden. Die Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit sind z. T. ebenfalls spröde zerbrochen, zeigen aber meist eine gewisse Kantenrundung und sind in einigen Fällen sogar plastisch deformiert worden. Sie sind meistens schichtparallel eingeregelt.

Die massiven Anhydritknollen bestehen aus blockigem bis kurz-prismatischem, sehr reinem Anhydrit. Die massiven Anhydritschlieren werden aus langen Anhydritleisten gebildet, welche streng parallel ausgerichtet sind und um die manchmal auftretenden Linsen aus siltigem und mergeligem Material oder um Linsen von wirt angeordneten Anhydritleisten herumschwingen. Auch sonst zeigen die parallel eingeregelteten Anhydritleisten lokal die wildesten Verfaltungen. Massive Anhydritknollen und -schlieren sind sowohl bezüglich Morphologie wie auch dem aufbauenden Anhydritthabitus Endglieder vieler Zwischenformen.

Brocken, Bröcklein und Schlieren von Verunreinigungen

In einem gewissen Sinne kann man auch die Salze der Klassen 4 und 5 als Brekzien ansprechen. Die Komponenten sind die selben wie in den Konglomeraten und Brekzien, die Matrix hingegen besteht aus Salz und als zusätzliche Komponenten treten häufig Brocken und Schlieren von Konglomeraten und Brekzien auf. Vorwiegend mergelige Komponenten sind in der Regel eckig zerbrochen, während anhydritreichere Komponenten wie feinlaminiertes Anhydrit und schlieriger Anhydrit eher plastisch deformierte Formen zeigen. Daneben tritt aber noch eine besondere Art von Anhydrit auf, welche hier als «*lockerer Anhydrit*» angesprochen wird (Fig. 5-12e). Darunter sind graue und rötliche, oft knollige oder lappig begrenzte Aggregate aus im Salz eingebettetem Anhydrit zu verstehen, wobei grosse Teile des Anhydrits durch Salz ersetzt worden sind und die Anhydritkristalle in der Salzmatrix schwimmen. Der Habitus des Anhydrits zeigt grosse Variationen von dünnen Leisten bis zu eher blockigen, idiomorphen Kristallen. Die Grösse der Kristalle ist ebenfalls sehr unterschiedlich und schwankt zwischen 20 μ und 1 mm. In isoliert im Salz liegenden lockeren Anhydritknollen sind die Leisten wirt angeordnet.

Ähnliche Phänomene lassen sich ganz allgemein an Salz-Anhydrit-Kontakten feststellen (vgl. auch Abschnitt über Salzdrusen und Fig. 5-8a). In den Zonen mit lockerem Anhydrit sind dort die Kristalle gleich arrangiert und haben dieselbe Kristallform wie im angrenzenden Anhydrit. An schlierigen Anhydrit grenzende Zonen aus lockerem Anhydrit bestehen also ebenfalls aus parallel eingeregelteten Leisten (Fig. 5-12f).

5.2.9 Interpretation der verschiedenen Salztypen

Die Interpretation von Ablagerungsbedingungen und -milieus verschiedener Salztypen hat eine lange Geschichte und war häufig (und ist es zum Teil immer noch) sehr kontrovers. Studien an rezenten Salzseen und Sali-

nen sowie Experimente haben in jüngerer Vergangenheit zumindest im Hinblick auf einige charakteristische Salztypen viel zum Verständnis ihrer Genese beigetragen. In diesem Sinne ist ein kurzer Überblick der gewonnenen Ergebnisse von Nutzen. Salzausfällung kann demnach stattfinden

1. an der Wasseroberfläche
2. an Grenzflächen zwischen Laugen verschiedener Zusammensetzung (RAUP, 1970; SLOSS, 1969)
3. an der Sedimentoberfläche
4. im Sediment

Experimentelle Verdunstung von gesättigten Salzlaugen durch ARTHURTON (1973) lieferten folgende Ergebnisse: An der Wasseroberfläche bildeten sich (vor allem tagsüber) 4 verschiedene Typen von Salzkristallen (vgl. Fig. 5-13):

- a) rechteckige Plättchen
- b) Salzkuben mit abwärts zeigender Ecke
- c) hohle, von oben gesehen 4seitige sogenannte pyramidale «Hopperkristalle»
- d) hohle, von oben gesehen 6seitige pyramidale Hopperkristalle (mit abwärts zeigender Ecke)

Es bleibt aber unklar, welche Variablen die Bildung eines bestimmten Salztypes bewirken. Die einzelnen Kristalle verbinden sich an der Wasseroberfläche zu Ketten, Netzen und schliesslich Matten oder «Flößen» (rafts). Durch den Einfluss von Wind und

Wellen oder wenn die Oberflächenspannung und der Auftrieb das Gewicht der Matten nicht mehr zu tragen vermögen, sinken diese zu Boden.

Am Boden bilden sich charakteristische syntaxiale Überwachungsformen. Zeigen Ecken oder Kanten von abgesunkenen Salzkuben nach oben, so dominieren diese Kristalle auf Grund des in dieser Richtung schnelleren Wachstums über die Kuben, bei denen Flächen nach oben weisen. Vertikale Elongation von Salz ist demnach charakteristisch für Wachstum am Boden und ist Ausdruck des Konkurrenzkampfes um Wachstumsraum. Variationen in der Wachstumsgeschwindigkeit führen zur Bildung von einschlusreichen (Flüssigkeitseinschlüsse) und klaren Zonen. Die Zonierung dieses sogenannten Chevron-Salzes (WARDLAW & SCHWERDTNER, 1966) wird von verschiedenen Autoren dahingehend interpretiert, dass sie die Temperaturvariationen zwischen Tag (schnelles Wachstum – einschlusreiche Zonen) und Nacht (langsameres Wachstum – klare Zonen) reflektieren (HOLSER 1979, KENDALL 1984). Dies würde für Chevron-Salz eine Bildung in geringer Wassertiefe implizieren, da sich diese Temperaturwechsel in tieferem Wasser nicht mehr bemerkbar machen würden.

Laut ARTHURTON (1973) bilden sich die an der Sedimentoberfläche wachsenden Salzkristalle vor allem nachtsüber bei relativ niederen Temperaturen (verglichen mit den tagsüber herrschenden Temperaturen). In seinen Experimenten treten zuerst rechteckige, transparente Plättchen auf, welche sich innerhalb von Stunden zu würfeligen, milchigweissen Kristallen entwickeln. Je tiefer die Lauge ist, desto weniger und grössere Kristalle werden gebildet.

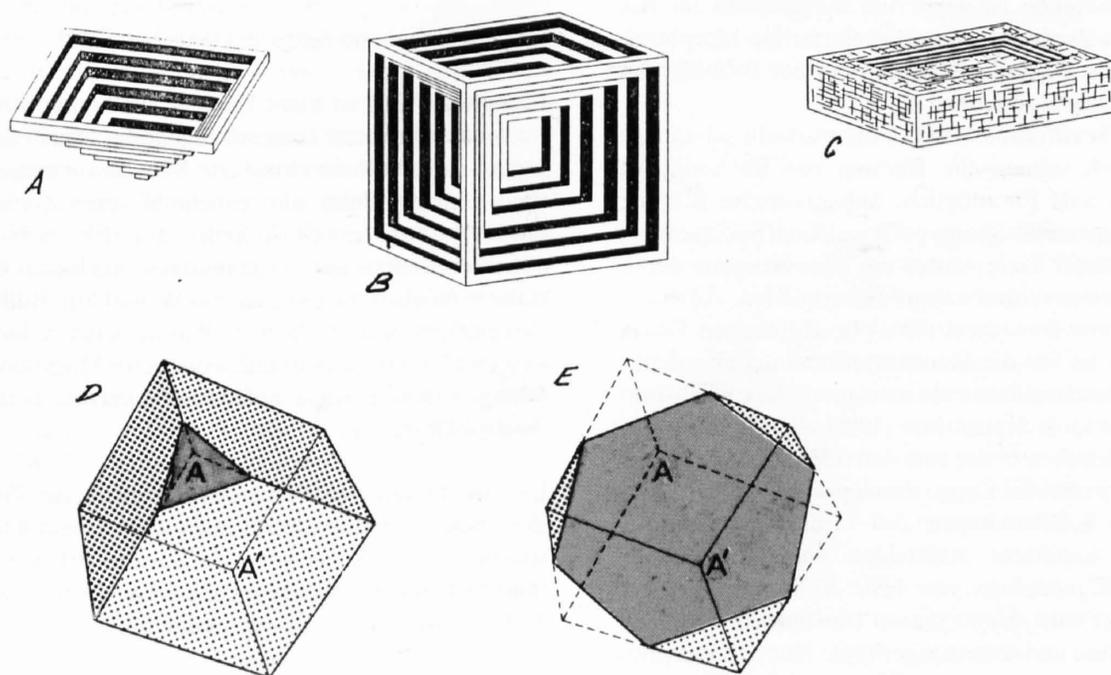


Fig. 5-13 Kristallformen von Steinsalz (Fig. A bis C aus RAUP, 1970)

- A) pyramidale Hopperkristalle
- B) kubische Hopperkristalle
- C) tabuläre Hopperkristalle
- D) und E) schematische Schnitte senkrecht zur Körperdiagonalen A–A' (Ecke A' des Kubus weist gegen unten), was in drei- oder sechseitigen Schnitten mit der Wasseroberfläche resultiert.

Grösse und Häufigkeit der Kristalle werden auch von der Art und Morphologie des Substrates beeinflusst: bei geringer Wachstumsdichte behalten die Kristalle beim Weiterwachsen ihre kubischen Umriss, während sich bei dichter Besiedelung sogenannte «Cornet»-Kristalle bilden. Darunter versteht man gegen oben breiter werdende Kristalle mit flacher Oberseite und eventuell einer Depression in dieser oberen Kristallfläche (vgl. Fig. 5-4e,f). Ähnliche Kristallformen können auch aus der Überwachung von abgesunkenen Salzmatten aus Plättchen oder pyramidalen Hopperkristallen resultieren.

In den Experimenten von RAUP (1970) traten ebenfalls verschiedene Salzmorphologien auf. In Abhängigkeit von der Grösse der Kristalle wurden zuerst kleine, solide Kuben und dann kubische Hopperkristalle beobachtet. Die grössten Salzkristalle hatten die Form von tabulären Hopperkristallen (Fig. 5-13). Die Überwachung von diesen Salzkristallen sollte zu den selben Wachstumsformen wie bei an der Wasseroberfläche gebildeten Kristallen führen.

Das Wachstum von Salzkristallen im Sediment wird unter anderem von NEEV & EMERY (1967) und GORNITZ & SCHREIBER (1981) aus holozänen Sedimenten des südlichen Teiles des Toten Meeres beschrieben. Ihren Ausführungen nach bilden sich bis zu 10 cm grosse Halitkuben unter Verdrängung des umliegenden Sedimentes (displacive halite). Die Kuben weisen in den Seiten typische trichterförmige Vertiefungen auf (kubische Hopperkristalle) und sind zum Teil durch Einschliessen von Verunreinigungen parallel zu den Kristallflächen zoniert. Bedingt durch das ausgeprägte Wachstum der Kanten weisen Schnitte durch solche kubische Hopperkristalle oft dendritische oder skelettartige Umriss auf. Die Wachstumsgeschwindigkeit ist wiederum massgebend für das Ausmass von Zonierungen und skelettartige Morphologie: langsames Wachstum resultiert in der Bildung von perfekteren, klareren Kuben.

GORNITZ & SCHREIBER (1981) halten sowohl subaquatische wie auch subaerische Bildung von im Sediment wachsendem Salz für möglich. Subaquatische Bildung erfolgt in laugengesättigtem, noch weichem Sediment bis in mehrere Meter Tiefe, wobei die Übersättigung durch die leichte Temperaturabnahme bewirkt wird. Auch ein Einfluss des von BRAITSCHE (1962) beschriebenen Filtrationseffektes ist für die Konzentrationszunahme denkbar. Für wahrscheinlicher als subaquatisches Wachstum halten GORNITZ & SCHREIBER (1981) allerdings die Bildung von Salzkuben in der vadosen oder oberen phreatischen Zone, wobei die Lauge durch periodische Überflutung, durch Schwankungen des Grundwasserspiegels oder durch kapillares Aufsteigen von Grundwasser («evaporative pumping» von HSÜ & SIEGENTHALER, 1969) geliefert wird. Unter diesen Umständen würde rasches Wachstum und somit ausgeprägte Hopper-Morphologie erwartet. LOWENSTEIN & HARDIE (1985) schreiben die Bildung von Salzkuben im Sediment ebenfalls der Austrocknungsphase von Salzseen, d. h. dem Einfluss von gesättigtem Grundwasser zu.

Mit Ausnahme der im Sediment gewachsenen Salzkristalle bilden die oben beschriebenen Arten das Ausgangsmaterial für die weiteren Prozesse im Ablagerungsraum.

Neben den bereits angesprochenen syntaxialen Überwachungen sind vor allem mechanische Prozesse von gewisser Bedeutung, sind sie doch mit ein Grund für das kleine Erhaltungspotential der an der Wasseroberfläche gebildeten Salzmatten. Bewegungen durch Strömungen und Wellen resultieren in der Auflösung dieser Matten. Die isolierten Salzkristalle verhalten sich dann wie sonstiges klastisches Material und bilden z. B. laminierte Lagen oder Wellenrippeln (NURMI & FRIEDMAN, 1977). Aus dem flachen südlichen Teil des Toten Meeres werden sogar (durch Abrasion entstandene) Halitooide beschrieben (WEILER et al., 1974). Die mechanische Umlagerung von Salz wird meist durch intensives Weiterwachsen der Kristalle nach der Ablagerung verschleiert. Dabei werden Verunreinigungen in Zwickel zwischen die Kristalle gedrängt. Die detritischen Texturen bleiben nur erkennbar, wenn das Salz durch Anhydrit oder Schlamm umhüllt wird.

Fehlen sowohl frühe syntaxiale Überwachungen wie auch mechanische Aufarbeitung, so türmen sich die abgesunkenen Salzmatten als mechanische Akkumulate auf (HARDIE et al. 1985). Das gleiche Resultat ist zu erwarten, wenn die Bildung und Akkumulation von Salzmatten schneller ist als die Überwachung am Boden. Dies sollte vor allem bei rascher Verdunstung und damit bevorzugter Bildung von Salz an der Wasseroberfläche der Fall sein. Versucht man, die in den Bohrungen angetroffenen Salzklassen im Lichte der oben aufgezeichneten Prozesse und im Vergleich zu anderen Salzablagerungen zu interpretieren, so lassen sich über ihre möglichen Bildungsbedingungen folgende Aussagen machen:

Vertikal elongiertes Salz

Elongiertes Salz ist klare Evidenz für kompetitives Kristallwachstum unter Laugenbedeckung. Das in den Bohrungen angetroffene elongierte Salz ist vorwiegend klar (kein Chevron-Salz), nur manchmal treten Zonierungen durch Karbonate und Anhydrit auf (Fig. 5-4f). Beide Faktoren deuten auf ein langsames Wachstum der Kristalle in möglicherweise tieferem Wasser hin. Bildung von elongiertem Salz in flachem Wasser kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, und assoziierte Mikrokarste und Siltlagen deuten sogar auf darauf folgende periodische Austrocknung hin.

Um zu erklären, wie die Verunreinigungen der Zonierungen (seien sie nun detritischen oder chemischen Ursprungs) ohne Anzeichen von Lösung auf den Wachstumsflächen der Kristalle angelagert wurden, sind folgende Entstehungsmechanismen vorstellbar:

- a) Schwache Zuflüsse von Wässern niedrigerer Salinität schwimmen auf Grund ihrer geringeren Dichte auf der schwereren, gesättigten Lauge. Die mitgeführten detritischen Sedimente respektive die bei zunehmender Verdunstung ausfallenden Mineralien sinken durch die stratifizierte Wassersäule auf die Wachstumsflächen der Kristalle.

- b) Detritisches Material (auch evaporitische Mineralien) wird durch Wind in den Ablagerungsraum verfrachtet und sinkt durch die (zumindest am Boden des Beckens) gesättigte Lauge auf die Kristalle.

Unter a) werden schwache Zuflüsse angenommen, weil grössere Ereignisse eher zur Durchmischung der Wassersäule und somit zur Lösung des Salzes führen würde. Lösung des Salzes ist häufig im Zusammenhang mit elongiertem Salz beobachtet worden und deutet auf grössere Ereignisse, welche, zumindest wenn sie kontinentalen Ursprungs sind, grössere detritische Fracht mit sich führen. In den meisten Fällen werden die Verunreinigungen durch das Weiterwachsen der Kristalle oder durch die Wasserbewegung in die Depressionen zwischen den Spitzen gedrängt, was den Kristallen dann ihre elongierten Umrisse verleiht.

Grobkristallines, gebändertes Salz

Vorkommen von gebändertem Salz sind in vielen Salzlagern verbreitet. Man kennt sie u. a. aus den permischen Evaporiten von Nordamerika (z. B. HANDFORD & BASSET, 1982) und des deutschen Zechstein (z. B. RICHTER-BERNBURG, 1953) oder aus dem triadischen Muschelkalksalz von Süddeutschland (WILD, 1980), um nur einige Beispiele zu nennen.

Schön gebänderte Salze mit Anhydritlaminae sind aufgrund ihrer Regelmässigkeit und ihrer beckenweiten Korrelierbarkeit oft als jährliche Varven interpretiert worden (RICHTER-BERNBURG, 1953). Ausgehend von dieser Annahme hätte die Salzbildung zwischen 8000 Jahre für 500 m Salz des permischen Zechstein (RICHTER-BERNBURG, 1953) und 4000 Jahre für 180 m (600 ft) für die devonische Prairie-Evaporite-Formation von Saskatchewan (WARDLAW & SCHWERDTNER, 1966) gedauert. Würde gebändertes Salz in flachem Wasser bei konstantem Wasserspiegel gebildet, so würde dies eine Subsidenzrate von 4 bis 6 cm pro Jahr implizieren, was als unrealistisch angesehen wird. Deshalb wird angenommen, dass zu Beginn der Sedimentation von gebändertem Salz schon ein beträchtliches Relief vorhanden war, die Ablagerung also in tiefem Wasser stattfand. Für einen Zusammenhang von gebänderten Salzen und Beckenposition spricht auch die Beobachtung von DELLWIG (1955) in den silurischen Salina-Salzen von Michigan. Dort ist die Bänderung von klarem Salz und wolkigem Salz (2–9 cm) mit Dolomit-Anhydrit-Laminae in den randlichen Gebieten des Beckens nur noch schwach entwickelt.

In jüngerer Zeit ist diesen Modellen aber gewisser Widerspruch erwachsen. Gebänderte Salze werden nämlich auch in rezenten Salzseen gebildet. Die Bänderungen sind allerdings in der Regel nicht so regelmässig wie die oben beschriebenen. SHEARMAN (1970) beschreibt aus der niederkalifornischen Salina Ometepe Salzlagen von 1 bis 8 cm Dicke, welche mit 2–3 cm dicken Gipslagen alternieren. Die Bänderungen sind dort Ergebnis wiederholter Überflutung und Austrocknung und stellen keine jährlichen Zyklen dar. Gegen die Interpretation als jährli-

che Varven ist auch PHLEGER (1969) aufgrund von Untersuchungen in der Lagune von Ojo de Liebre. Laut HOVORKA (1985) ist das gebänderte Salz (1–3 cm) der permischen San-Andres-Formation durch Rekristallisation von Akkulaten von Salzmatte entstanden. Die unterschiedliche Beimengung von Verunreinigungen definieren noch die ursprüngliche Schichtung, während die Textur durch die Überwachung der Salzkristalle völlig verschwunden ist.

Verglichen mit den rhythmischen, varvenartigen Ablagerungen der eingangs beschriebenen gebänderten Salze sind die in den Bohrungen angetroffenen Bänderungen viel breiter, unregelmässiger und diffuser. Die Assoziation mit Lösungssäumen weist ebenfalls auf «unruhige» Ablagerungsbedingungen hin. Trotzdem sind aufgrund der Reinheit der gebänderten Salze relativ stabile Sedimentationsverhältnisse ohne drastische Zuflüsse von untersättigten Wässern anzunehmen. Möglicherweise ist das gebänderte Salz, wie von HOVORKA (1987) vermutet, durch die Akkumulation und eventuell mechanische Aufarbeitung von abgesunkenen Salzmatte entstanden. Die grossen Kristalle sind, vergleicht man sie mit der Grösse primär gebildeter Kristalle, Ergebnis einer Überwachung. Fehlende Flüssigkeitseinschlüsse deuten auf Rekristallisation. Die dunklen Zonen representieren Zeiten, in denen verdünnende Zuflüsse (marinen oder kontinentalen Ursprungs) z. T. Lösung von Salz bewirkten und Verunreinigungen in den Sedimentationsraum einbrachten. Helle Zonen sind entweder Zeugnis rascher Verdunstung und Salzbildung oder Ergebnis verminderter Zuflüsse mit Verunreinigungen. Zonen von reinem Salz direkt über Lösungssäumen können auch dadurch entstehen, dass sich die untersättigten Wässer durch die Lösung von älterem Salz rasch wieder der Sättigung nähern und nach der Ablagerung der Residuate (als Lösungssaum) reines Salz ausfällt (sogenannt deszendentes Salz).

Körniges Salz

Aufgrund der geringen Korngrösse und der Flüssigkeitseinschlüsse kann das körnige Salz als diagenetisch kaum oder nur schwach überprägtes, relativ primäres Salz angesehen werden. Die oft beobachtete Bänderung wird wohl auf die selben Prozesse zurückzuführen sein wie die oben beschriebenen. Im Unterschied zum grobkristallinen gebänderten Salz sind aber oft weniger Lösungssäume vorhanden. Ein weiterer wesentlicher Unterschied zum Grossteil der anderen Salze besteht in der grauen Farbe des körnigen Salzes. Sie spricht für reduzierende Bedingungen im Ablagerungsraum, wie man sie z. B. bei dichtestratifizierten Laugen annehmen muss. In diese Richtung deutet auch die geringe Diagenese des körnigen Salzes, stellt die Stratifizierung doch einen gewissen Schutz des Salzes vor wechselhaften Einflüssen dar. Daraus kann man folgern, dass das Volumen der Lauge zu Zeiten der Bildung von körnigem Salz relativ gross war und sich mögliche verdünnende Zuflüsse nicht in dem selben Ausmass bemerkbar machten wie im grobkristallinen, gebänderten Salz. Die Assoziation von körnigem Salz mit ebenfalls relativ primärem elongiertem Salz ist

ebenfalls Evidenz für den geringen Einfluss diagenetischer Prozesse zu gewissen Zeiten der Salzablagerung. Die von SCHACHL (1954) aus dem Salzbergwerk von Kochendorf beschriebenen (Wellen-)Rippelmarken in feinkristallinem, gebändertem Salz zeigen, dass die Ablagerung von diesem Salztyp subaquatisch und zumindest lokal oberhalb der Wellenbasis stattgefunden hat. In den Bohrungen konnten solche Strukturen nicht beobachtet werden. Wellenrippeln im Salz sind auch aus dem Toten Meer bekannt, wo sie zusammen mit höher energetischen Ablagerungen von Halitoiden auftreten (WEILER et al., 1974). In Anlehnung daran scheint es möglich, dass es sich beim körnigen Salz ebenfalls um durch Abrasion gerundete Kristalle handelt. Für relativ hohe Energie spricht auch das Vorkommen von eingeregelmtem, reiskornförmigem Salz, das sowohl in den Bohrkernen wie auch in Stetten vorkommt und von SCHACHL (1954) als mögliche Strömungseinregelung interpretiert wird. Darauf weisen auch die verschiedenen Richtungen der Einregelung in nahe aufeinander folgenden Horizonten hin. Ein gewisser Widerspruch besteht hier allerdings zwischen relativ hoher Energie einerseits und stratifizierter Wassersäule andererseits. Doch kann auch in stratifizierten Wässern periodische Übersättigung der Oberflächenwässer zu einer Umwälzung der Wassermassen führen und somit höher energetische Ablagerungen bewirken. Denkbar sind in diesem Zusammenhang auch Resedimentationsprozesse wie z. B. Salzturbidite. Unklar bleibt die Bildung der klaren «Salzaugen», doch dürfte ihre Entstehung eher mit diagenetischen als mit sedimentären Prozessen zu tun haben.

Grobkristallines, mehr oder weniger verunreinigtes Steinsalz

In diesen grobkristallinen Salzen sind am wenigsten Strukturen enthalten, welche sich irgendwie deuten lassen. Schichtung und primäre Wachstumsformen fehlen völlig. Einzig Lösungsstrukturen sind lokal erkennbar. Die grossen Kristalle weisen auf starke Rekristallisation hin, welche das Sediment intensiv umgestaltet hat. Die Verunreinigungen sind in Zwickel zwischen die Kristalle gedrängt worden. Diese Art von Steinsalz, welche von HOVORKA (1987) «chaotic mudstone halite» genannt wird, macht einen grossen Teil der untersuchten Salzsichten aus.

SMITH (1971) hält folgende Bildungsarten für diese strukturlose Mischung von Salz und Verunreinigungen für möglich:

1. Primäre Bildung und Rekristallisation von Salz, wobei während letzterer zuvor abgelagerte Zwischenlagen von klastischem Material umgelagert und intensiv mit dem Salz vermischt werden.
2. Gleichzeitige Ausfällung von Halit und Ablagerung von klastischem Material, ebenfalls gefolgt von Umverteilung und Mischung.
3. Sekundäre Bildung von Salz im Sediment während der frühen Diagenese oder der späteren Versenkung.

Das Fehlen von sedimentären Strukturen in den Verunreinigungen wird durch die wiederholte Lösung und Ausfällung von Salz im Sediment erklärt, einem Prozess, für den er den Ausdruck «haloturbation» vorschlägt.

HANDFORD (1982) beschreibt ähnliche «chaotic mud-halite»-Schichten aus dem Bristol Dry Lake, einem kontinentalen Playasee in Kalifornien. Er schreibt ihre Entstehung dem Wechsel von Überflutung und Trockenstadien zu. Während der Überflutung bilden sich Salzlagen auf der Sedimentoberfläche. Nach der Austrocknung verlagert sich die Salzausfällung in den Boden, wo Salzkuben durch Verdrängung des Sedimentes wachsen. Erneute Überflutung bewirkt Lösung von Salz (auch des Salzes im Sediment) und Ablagerung der mitgeführten Klastika. Mit zunehmender Verdunstung erfolgt wieder Salzausfällung und im nächsten Trockenstadium Füllung von Lösungshohlräumen und weiteres verdrängendes Salzwachstum im Boden. Das Resultat wiederholter Zyklen ist ein Mosaik grobkristallinen Salzes in einer Schlammmatrix. Die grobkristallinen, relativ reinen Salze der Klasse 4 sind möglicherweise das Ergebnis wiederholter mariner Überflutungen mit Ausfällung von Anhydrit und nur geringem oder fehlendem Anteil von detritischem Material. Die grossen Salzkuben wären dann unter diesen stark wechselnden diagenetischen Bedingungen gebildet worden, ohne dass man die verschiedenen Salzgenerationen noch auseinanderhalten könnte.

In Ausnahmefällen kann noch auf das Ausgangsmaterial von grobkristallinem Salz geschlossen werden. So zeigen die siltgefüllten Lösungshohlräume der Fig. 5-7b genau die selben Formen wie sie LOWENSTEIN & HARDIE (1985) aus vertikal elongiertem Salz der Salina Ometepec beschrieben haben.

In dem grobkristallinen Unteren und Oberen Salz der Salzbergwerke Kochendorf, Heilbronn und Stetten ist z. T. eine Anordnung der Verunreinigungen in vertikalen Streifen zu erkennen, die sich im Querschnitt an den Decken als polygonales Muster ausdrückt; das reine Salz bildet also eine Art von Palisaden, welche gewissermassen von Verunreinigungen umhüllt sind (SCHACHL, 1954; RICHTER-BERNBURG, 1953, 1977, 1980; WILD, 1980; DELLWIG & KÜHN, 1980). Es ist sehr gut möglich, dass auch die grobkristallinen, mehr oder weniger verunreinigten Salze der untersuchten Bohrungen diese vertikalen Streifungen aufweisen. In den Kernen können sie natürlich nicht nachgewiesen werden, aber die vertikale Anordnung einiger Anhydrit- und Mergelschlieren könnte auf die Existenz vertikaler Streifung hinweisen. Während allgemein anerkannt wird, dass die groben Kristalle dieses Salzes durch Umkristallisation entstanden sind, bleibt der Ursprung der vertikalen Streifung ein kontroverser Streitpunkt. Nachdem RICHTER-BERNBURG (1953) die Entstehung auf Gleitfaltung und Steilstellen ursprünglich horizontal gebänderten Salzes noch als möglich betrachtet, hebt er später (1980) die Rolle untersättigter Wässer und submariner Karstprozesse hervor, welche mit Lösung und/oder Rekristallisation des Salzes in Beziehung stehen. Die Genese der polygonalen Anordnung bleibt unklar. TUCKER (1981) schreibt die Entstehung ähnlicher polygonaler Strukturen mit tief hinuntergreifenden, gefüllten Spalten in den triadischen Salzen von

Cheshire (England) einer thermischen Kontraktion des Salzes zu. DELLWIG & KÜHN (1980) machen das Auspressen von Restporenwässern für die Entstehung der vertikalen Streifung verantwortlich. Die aufsteigenden Wässer sollen dadurch freigesetzt werden, dass Schockwellen von Erdbeben das schlecht zementierte Salz in eine dichtere, stabilere Lagerung überführen.

Der Zeitpunkt der Umkristallisation lässt sich durch folgende Beobachtungen ungefähr eingrenzen: Die Wechsellagerung mit diagenetisch weniger überprägten Salztypen spricht gegen eine pervasive Rekrystallisation und somit eher für frühdigenetische Prozesse. Die meisten Autoren sind sich darin einig, dass das Untere Salz der süddeutschen Muschelkalksalze schon vor der Ablagerung der jüngeren Bändersalze rekristallisiert war. Detailbeobachtungen in den Bohrungen sprechen ebenfalls für frühe Diagenese. In S 99 in rund 420 m Tiefe liegt innerhalb von körnigem Salz ein wenige cm dicker Abschnitt aus grobkristallinem Salz unterhalb einer kreuzgeschichteten Siltlage. Nach der Schüttung der Siltlage und der teilweisen Salzlösung erfolgte im Laufe der Konzentrationszunahme ein Umkristallisieren und Überwachsen des verbliebenen Salzes. Dabei ist der noch nicht zementierte Silt verdrängt worden, und das Salz zeigt idiomorphe Umrisse, welche als Zacken in die Siltlage hineinpiessen (Fig. 5-14). Die Umkristallisierung und Kornvergrößerung datiert also vor der Zementierung der Siltlage, welche wohl spätestens zum Zeitpunkt der Bildung des überliegenden Salzes von diesem zementiert worden ist.

Für frühe Diagenese sprechen auch Überlegungen ganz allgemeiner Natur: die Stabilität von Salz ist im wesentlichen durch die Sättigung der umgebenden Wässer gegeben. Druck und Temperatur können in den untersuchten seichten Bohrungen vernachlässigt werden. Die grössten Zuflüsse untersättigter Wässer erfolgen sicher oberflächlich, wenngleich auch Prozesse wie Entwässerung von Gips zu Anhydrit oder artesische Aktivitäten eine Rolle spielen können. Die Diagenese wird also zu einem grossen Teil von der Sedimentoberfläche aus gesteuert. Das heisst, dass vor allem wechselnde Bedingungen im Ablagerungsraum zu diagenetischen Prozessen führen. Überflutung und Austrocknung sind in diesem Sinne Extremsituationen und sind vor allem in randlichen Beckenzonen besonders ausgeprägt zu erwarten.

Salzdrusen, Salzkuben und Fasersalz im Sediment

Die Entstehung der Salzdrusen scheint in mehrphasigen Prozessen abzulaufen, deren Ursache zum grossen Teil im dunkeln liegen. Betrachtet man die häufig auftretenden Salzdrusen im feinklamierten Anhydrit, so können folgende Phasen voneinander unterschieden werden: Sicher findet zuerst eine Lösungsphase statt, wobei v. a. randlich noch Teile der Matrix erhalten bleiben. Danach folgt eine Phase der Anhydritbildung, welche durch die grossen, idiomorphen Anhydritplättchen belegt ist. Allerdings scheinen sich einige der die Stabilität des Anhydrits bestimmenden Parameter im Laufe des Anhydritwachstums verändert zu haben, zeigt sich doch oft selekti-

ve Anlösung der Zentren der Kristalle. Als letzte Phase folgt die Füllung des Hohlraumes durch Halit. Was die wechselnden Stabilitätsbedingungen des Anhydrits verursacht und was sie bedeuten, bleibt unklar. Möglicherweise hat es etwas mit der Gips-Anhydrit-Umwandlung zu tun. Darauf deutet die Tatsache, dass Pseudomorphosen von Halit nach Gips in feinklamiertem Anhydrit auftreten (Fig. 5-12a). Die gewachsenen Gips-Einkristalle (oder deren Anhydritersatz) sind mehr oder weniger selektiv ersetzt worden, und zwar zu einem Zeitpunkt, als das umliegende feinkörnige Sulfat möglicherweise bereits als Anhydrit vorlag und das Sediment genug zementiert war, um eine Hohlräumbildung zu erlauben. Denkbar wäre auch, dass sich die Anhydritphasen je nach Ausgangsmaterial (feinkörniger Gips oder Gips-Einkristall) in ihrer Stabilität gegenüber Salzlösungen unterschieden. Pseudomorphosen von Halit nach Gips werden ebenfalls von SCHALLER & HENDERSON (1932) aus den Kaliminen von Neu Mexiko und Texas sowie von PRESLEY (1987) für permische Evaporite in Texas beschrieben.

Auf die Bildung der Salzkuben wurde bereits eingegangen. Laut GORNITZ & SCHREIBER (1981) entstehen sie bevorzugt in der vadosen oder oberen phreatischen Zone. Einige wenige Punkte sollen hier noch ergänzt werden. Dass die Kuben eher in den oberen Teilen der Zwischenlagen auftreten, ist darauf zurückzuführen, dass die wachstumslimitierenden Faktoren wie Ionenangebot, Porosität und «Verdrängbarkeit» des Sedimentes gegen die Tiefe zu abnehmen und der Bildung von Salzkuben Grenzen setzen. In den tieferen Teilen v. a. der konglomeratischen Zwischenlagen hatten sich ursprünglich wohl ebenfalls Salzkuben gebildet, welche allerdings wieder aufgelöst wurden. Gerundete Salzkuben sind gewissermassen ein Grenzfall, indem die verdünnenden Wässer noch eine leichte Lösung der Salzkuben bewirkte, das mitgeführte oder ausgefällte Sediment aber genügte, um die Kuben vor nachfolgenden verdünnenden Zuflüssen zu schützen. Die meist klaren, einschussfreien Kuben und die fehlende Hoppermorphologie deuten auf ein langsames Wachstum des Salzes. Die Bildung der Salzkuben wird also vorwiegend von der Sedimentoberfläche aus gesteuert und wird deshalb als frühdigenetischer Prozess angesehen.

Weniger klar ist der Zeitpunkt der Fasersalzbildung. Einzige Randbedingung ist, dass das umgebende Gestein bereits so verfestigt vorliegen muss, dass sprödes Zerbrechen möglich ist. Dies aber ausschliesslich als späte Diagenese zu interpretieren, scheint zu voreilig. Die oftmals rötliche, gelbe und orange Farbe deutet auf oxidierende Bildungsbedingungen (SCHACHL, 1954). Andererseits tritt in den Bohrungen der Schweizerischen Rheinsalinen Fasersalz in tektonisch beanspruchten Salzschiechten im Bereich der Adlerhofantiklinale häufiger auf (mündl. Mitteil. L. Hauber), was in diesem Fall für späte Bildung spricht.

5.2.10 Interpretation von Zwischenlagen und Verunreinigungen

Zwischenlagen im Steinsalz dokumentieren, wie bereits erwähnt, praktisch in allen Fällen eine Verdünnung der

überliegenden Wässer. Die Verdünnung bewirkt eine Auflösung des obersten Salzes und eine Akkumulierung der darin enthaltenen Verunreinigungen als Residual- oder Lösungssaum. Die im Zufluss enthaltenen Feststoffe und die gelösten Salze werden bei nachlassender Wasserenergie sedimentiert respektive bei zunehmender Konzentration der Lauge ausgeschieden. Nun sind die Zwischenlagen nicht Resultat einer einzigen Verdünnung (wie man eher für Lösungssäume annehmen kann), sondern stellen eher eine Folge von immer wiederkehrenden Ereignissen dar. Solange das liegende Salz durch die Sedimente nicht genügend vor Lösung geschützt ist, resultiert jeder verdünnende Zufluss in einer Instabilisierung und Aufarbeitung der Sedimente auf dem Salz. Zusätzlich werden diese durch Bildung und Wiederauflösung von im Boden gewachsenen Salzkuben «haloturbiert». Dies erklärt, weshalb so viele der feinlaminierten Anhydritlagen an der Basis gestörte Lagerung aufweisen. Solche Brekzien und Konglomerate, welche ihre Entstehung der Auflösung von Salz verdanken, werden Subrosionsbrekzien genannt.

Handelt es sich um Zuflüsse marinen Ursprungs, so ist vor der Wiederaufnahme der Salzbildung die Bildung von (eventuell sehr wenig) Dolomit und Anhydrit zu erwarten. Vor allem der Anhydrit macht denn auch einen wesentlichen Teil der Verunreinigungen aus, und im feinlaminierten Anhydrit ist auch viel mergeliger Dolomit (oder dolomitischer Mergel) enthalten. Die öfters beobachteten sedimentären Strukturen deuten auf Umlagerung hin. Da die gradierten Lagen z. T. auch Beimengungen von detritischem Material enthalten, ist zumindest für jene Fälle ein Beitrag kontinentaler Zuflüsse nachgewiesen. Dafür spricht auch, dass der dolomitreiche Anteil der Laminae tonig ist. Es ist vorstellbar, dass der nach mariner Überflutung vorwiegend am Rande des Beckens gebildete Gips von sedimentbeladenen Wässern (durch periodische Regengüsse verursacht) aufgearbeitet und in tiefere Teile des Beckens geschüttet wurde. Ebenfalls gradierte Anhydrit-Mergel-Laminae würden die bereits in der Unteren Sulfatzone beschriebenen periodischen Gipsübersättigungen dokumentieren. Welcher dieser Prozesse in welchem Ausmass eine Rolle gespielt hat, ist unmöglich abzuschätzen. Denkbar ist auch eine Kombination dieser Mechanismen. Auf jeden Fall sind Lagen aus laminiertem Anhydrit Zeichen längerer Unterbrüche in der Salzbildung, und in den konglomeratischen Horizonten ist, bedingt durch die Auflösung von Salz, möglicherweise ein noch längerer Zeitabschnitt verborgen.

Die Knollen und Schlieren von Anhydrit in den mergelreichen Partien werden als im Sediment gebildete Konkretionen (eventuell durch Umwandlung und Weiterwachsen von im Sediment gebildeten Gipslinsen) gedeutet. Analoges Knollenwachstum kennt man aus dem Supratidal des Persischen Golfes (BUTLER et al., 1982; KINSMAN, 1969). Die Abflachung der Knollen zu Schlieren lässt sich durch den Transport (fluidale Gefüge), möglicherweise aber auch durch späte Kompaktion erklären. Sicher kontinentalen Ursprungs ist das Material der Mergel- und Siltlagen. Auch hier ist Transport und grossräumige Überflutung durch meteorische Wässer als Süsswasserlinse über laugengefüllte Becken oder z. T. vielleicht

sogar über ausgetrocknete Salzebenen anzunehmen. Fliesen diese Wässer in ein Becken mit hochsalinärer Lauge, so bildet sich eine Dichtestratifizierung mit einer Frischwasserlage an der Oberfläche. Die feine Fraktion der detritischen Fracht (v. a. Tonminerale) verteilt sich entlang der Dichtegrenzfläche über weite Strecken (SONNENFELD & HUDEC, 1985). Die gröberen Anteile fallen bereits am Rande des Beckens aus und werden von den schwachen Bodenströmen kaum transportiert. Deshalb ist anzunehmen, dass die kreuzgeschichteten Siltlagen, besonders wenn sie mit Mikrokarsten assoziiert sind, fluviatile Ablagerungen auf einer ausgetrockneten Salzebene darstellen. Darauf deuten auch «Sandball»-Strukturen und die überkippten Schrägschichtungen hin, welche durch «Verflüssigung» (liquefaction) des Untergrundes entstehen und indikativ für rasche Ablagerungen sind (LEADER, 1982; COLLINSON & THOMPSON, 1982).

Einen nicht abschätzbaren Einfluss kann auch die Verfrachtung von detritischem Material durch Wind haben. Sand- und Staubstürme sind ja ein bekanntes Phänomen in ariden Gebieten. So schätzt SUGDEN (1963) den äolischen Anteil der Sedimente im Persischen Golf auf einen Drittel und auch PILKEY & NOBLE (1966) sind der Meinung, dass neben biogenem Karbonat der äolische Staub die wichtigste Sedimentquelle des Persischen Golfes darstellt.

Was die Entstehung des lockeren Anhydrits betrifft, so zeigt die Ähnlichkeit mit in Salzdrusen beobachteten Strukturen, dass es sich ebenfalls um Lösungsphänomene handelt. In die selbe Richtung weisen die lockeren Zonen um ins Salz eingelagerte, z. B. feinlaminierte oder schlierige Anhydritkomponenten herum. Dass die Anordnung der Leisten in den salzzementierten Zonen übernommen wurde, deutet darauf hin, dass die Lösung nicht über eine Hohlraumbildung gegangen ist. Die Ursache der Kalziumsulfatlösung bleibt auch hier unklar. Möglicherweise erfolgte sie zeitgleich mit der Drusenbildung.

5.2.11 Korrelation und Zyklizitäten

Vergleicht man die Unteren Salzsichten der 5 Bohrungen untereinander, so fallen folgende Punkte auf: in allen Bohrungen folgt auf die schlierigen Anhydrite der Unteren Sulfatzone ein Intervall aus grünlichgrauen, brekzierten, siltigen Mergeln mit roten Salzkuben und -drusen. Derselbe «Salzton» ist aus den Salzbergwerken des Mittleren Muschelkalkes in Süddeutschland und aus den Salzbohrungen der Saline Schweizerhalle bekannt, allerdings mit stark schwankenden Mächtigkeiten (bis lokal fehlend, mündl. Mitteil. L. Hauber). Die weite Verbreitung lässt vermuten, dass die Bildung solcher Salztone eine grundlegende Phase in der progressiven Evaporitabfolge darstellt. Ihre komplizierte diagenetische Geschichte mit Brekzierung, verschiedenen Salzgenerationen, Phasen der Bildung von Kalziumsulfat und der Pyritbildung durch Reduktion desselben sowie der relativ grosse detritische Einfluss sind Zeugnis für die stark wechselnden Ablagerungsbedingungen zu Beginn der Salzausfällung. Es ist auch nicht zu erwarten, wie schon SCHACHL (1954) bemerkte, dass das erste gebildete Salz auch gleich erhal-

ten bleibt. Der grosse detritische Einfluss weist möglicherweise darauf hin, dass sich das Milieu ständig im Grenzbereich zur Salzstabilität befunden hat und, nachdem das meiste Kalziumsulfat bereits ausgefällt war, nur der detritische Einfluss zur Sedimentbildung beitrug. In diesem Salzton steckt also möglicherweise viel Zeit.

Die nachfolgenden Intervalle aus reinem Salz, dem oft grauen, körnigen und dem z. T. gebänderten Salz sind als Ablagerung in relativ tiefem Wasser unter eventuell stratifizierten Verhältnissen zu deuten. Der Einfluss von kontinentalen, detritusführenden Wässern wie auch von marinen Zuflüssen ist gering und resultiert in schwacher Salzlösung sowie der Sedimentation von Lösungssäumen und dünnen Zwischenlagen. Nimmt man einen konstanten Meeresspiegel an und betrachtet man das Auftreten von kreuzgeschichteten Siltlagen und von roten Mergeln als Indiz für Austrocknung, so muss man schliessen, dass die Becken relativ flach waren (vielleicht 10 bis 15 m) und durch die Salzbildung möglicherweise rasch gefüllt wurden. Es ist aber auch möglich (und sehr wahrscheinlich), dass Meeresspiegelschwankungen zu einer Isolation der Becken geführt haben und in diesen der Wasserspiegel durch die Verdunstung unter das Meeresniveau abgesunken ist. In einem solchen Fall lassen sich keine Angaben über die Tiefe der Becken machen.

Tabelle 5,3 Übergangswahrscheinlichkeiten, Diskussion im Text

a) beobachtete Übergangswahrscheinlichkeiten

	SK 1	SK 2	SK 3	SK 4	SK 5	Anh	Mer
Salzklasse 1		0.00	0.38	0.00	0.23	0.19	0.19
Salzklasse 2	0.00		0.13	0.27	0.17	0.27	0.17
Salzklasse 3	0.23	0.08		0.25	0.18	0.15	0.13
Salzklasse 4	0.03	0.17	0.17		0.22	0.25	0.14
Salzklasse 5	0.03	0.06	0.08	0.31		0.32	0.20
Anhydritlagen	0.09	0.15	0.06	0.20	0.41		0.09
Mergellagen	0.16	0.10	0.16	0.27	0.24	0.06	

b) beobachtete minus zufällige Übergangswahrscheinlichkeiten

	SK 1	SK 2	SK 3	SK 4	SK 5	Anh	Mer
Salzklasse 1		-0.10	0.25	-0.21	0.01	0.01	0.03
Salzklasse 2	-0.09		0.00	0.06	-0.05	0.09	0.01
Salzklasse 3	0.14	-0.02		0.03	-0.10	-0.04	-0.04
Salzklasse 4	-0.07	0.06	0.02		-0.03	0.05	-0.05
Salzklasse 5	-0.07	-0.05	-0.07	0.07		0.11	-0.01
Anhydritlagen	-0.01	0.04	-0.09	-0.03	0.17		-0.09
Mergellagen	0.07	-0.01	0.02	0.04	0.04	-0.13	

Zeiten mit vermehrten Einflüssen verdünnender Wässer bewirken stärkere Salzlösung mit Karstbildung sowie Ablagerung von Zwischenlagen. Es entsteht stärker verunreinigtes Salz.

Analysiert man die in den Bohrungen beobachteten Übergänge zwischen den diversen Salzklassen und den Zwischenlagen nach der Methode von WALKER (1979), so ergibt sich folgendes Bild (Tab. 5,3). Die relativ reinen Salze (Klassen 2, 3 und 4) sind miteinander assoziiert, wie auch eher verunreinigtes Salz und die Zwischenlagen eng verbunden sind. Es lässt sich somit eine vereinfachte Einteilung der Salze in 2 Gruppen vornehmen. Die wechselnden Abfolgen dieser 2 Gruppen definieren eine Zyklizität bestehend aus reinem Salz unten und verunreinigtem Salz mit Zwischenlagen oben (Fig. 5-15a). Die Zyklen weisen stark wechselnde Mächtigkeiten und unterschiedliche Detailausbildung auf. Auch ihre Anzahl variiert in den verschiedenen Bohrungen. Es können sowohl symmetrische wie auch asymmetrische Zyklen beobachtet werden. Meistens sind die Zyklen unvollständig, wie es bei den häufig auftretenden Lösungserscheinungen auch zu erwarten ist. In beckenrandlichen Zonen mögen auch nur die obersten Teile der «idealen» Abfolge, also verunreinigtes Salz und Zwischenlagen, ausgebildet sein.

Es ist nicht möglich, die Zyklen der Bohrungen eindeutig untereinander zu korrelieren (Fig. 5-15b). Es gibt innerhalb der Salzsichten auch keine typischen Zwischenlagen, welche als Leithorizonte dienen könnten. Dies ist allerdings nicht verwunderlich, konnten doch in Hochbohrungen des Salzbergwerkes Heilbronn einzelne bis über 1 m dicke Zwischenlagen nicht einmal über 200 m korreliert werden (SCHACHL, 1954; Fig. 37).

Eine Möglichkeit der Korrelation ist durch die Parallelisierung der Salzbasis gegeben. Die reinen Intervalle an der Basis von S 95, S 97, S 98 und S 99 wären einander dann gleichzusetzen. Dies gilt auch für den verunreinigten Teil dieses untersten Zyklus, in dem auch in allen vier erwähnten Bohrungen elongiertes Salz auftritt. Etwas eigenartig nehmen sich allerdings die verfalteten, diskordant überlagerten Anhydritlagen in S 99 aus. Möglicherweise handelt es sich um synsedimentär verrutschte Sedimente.

Innerhalb dieser verunreinigten Partie im untersten Zyklus von S 99 tritt auch ein kurzer Abschnitt aus reinem Salz auf, der in den anderen Bohrungen nicht zu finden ist.

Als Basis des 2. Zyklus werden die rund 20 m mächtigen reinen Salze der oberen Hälfte von S 97 mit dem reinen Abschnitt zwischen etwa 439 m und 417 m von S 99 parallelisiert. Dies entspricht in S 98 dem Intervall zwischen 388 m und 382 m. Von der Mächtigkeit her ist man versucht, auch die etwa 17 m mächtige Serie an der Basis von S 106 mit diesem 2. Zyklus zu korrelieren. Nimmt man die Salzbasis von S 106 als zeitgleich mit den anderen Bohrungen, so würde demzufolge der verunreinigte Teil des 1. Zyklus fehlen oder in einem der kurzen Abschnitte aus verunreinigtem Salz (z. B. bei 559 m) verborgen liegen. Die verunreinigte Partie des 2. Zyklus ist durch die vielen Zwischenlagen aus feinlaminiertem Anhydrit (vor allem in S 98 und S 99) gekennzeichnet.

Weiter oben in den Bohrungen wechseln die Zyklen in

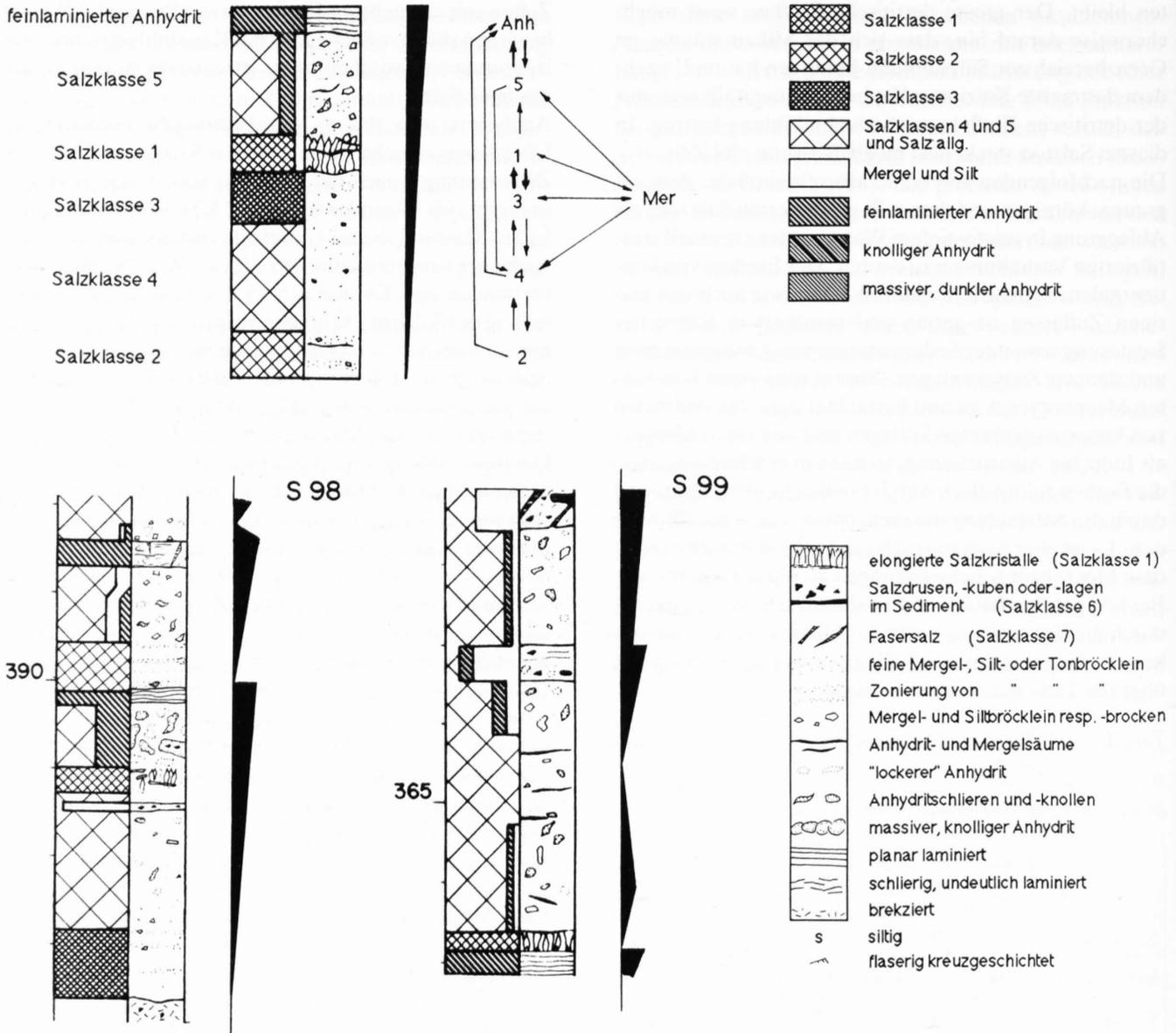


Fig. 5-15a) Synthetische Salzabfolge gemäss den Übergangswahrscheinlichkeiten. Die relativ reinen Salze (Klassen 2, 3 und 4) entsprechen Ablagerungen unter ständiger Laugenbedeckung (perennial brine pool, Becken-Fazies), welche in eher verunreinigte, oft grobkristalline Salze mit Lösungserscheinungen und Zwischenlagen übergehen (ephemeral brine pool bis saline mud flat, Beckenrand-Fazies). Diese Kleinzyklen zeigen somit einen «shallowing upward»-Zyklus, welcher allerdings selten so sauber ausgebildet ist. Oft sind die Zyklen unvollständig und teilweise auch symmetrisch ausgebildet, wie die beiden Beispiele aus den Bohrungen S 98 und S 99 zeigen.

immer kürzerer Folge. In S 99 können mindestens 7 Zyklen ausgeschieden werden. Die Definition der Zyklen wird aber immer arbiträrer und die Korrelationen sind dementsprechend fragwürdig. Erst die unteren Anhydritschichten sind als Leithorizont wieder sicher korrelierbar. Auch die Oberen Salzsichten der Bohrung S 106 zeigt abnehmende Mächtigkeit der Zyklen gegen oben.

Betrachtet man die Verbreitung der Zyklen in den verschiedenen Bohrungen, so beobachtet man eine Zunahme der Anzahl Zyklen in südlicher und westlicher Richtung: im Norden S 95 mit einem Zyklus und S 96 mit fehlendem Salz. In S 97 im Osten ist der 2. Zyklus zumindest teilweise ausgebildet, während in S 98 im Süden auch noch der 3. Zyklus zu finden ist. In S 106 sind trotz fehlenden Unteren Brekzien weniger Zyklen ausgebildet als in S 99, was darauf hindeutet, dass sich das (lokale) Depotzentrum in der Nähe von S 99 befunden hat. Stimmen

die Korrelationen, so muss man aufgrund der Mächtigkeiten annehmen, dass sich das Ablagerungszentrum des 1. Zyklus jedoch eher im Norden (S 95) oder Osten (S 97) befunden hat. Mit dem 2. Zyklus, der besonders mächtig ausgebildet ist, verschiebt es sich eher in südliche und westliche Bereiche.

5.2.12 Ablagerungsmilieu der Salzsichten

Aus den obigen Ausführungen folgt, dass die Salzsichten aus zyklischen Sedimentationsprozessen hervorgegangen sind. Die reinen Salze stellen Ablagerungen relativ «tiefer» Becken unter ständiger Laugenbedeckung dar (perennial brine pool). Mit der Füllung der Becken kommt es zu zeitweiser Austrocknung (ephemeral brine pool) mit der Assoziation von elongiertem Salz, grobkristallinem Salz, Zwischenlagen und Erosionserscheinungen

gen. Diese Assoziationen sind aus vielen Salzlager bekannt (WARDLAW & SCHWERDTNER, 1966; SHEARMAN, 1970; HARDIE et al., 1985; LOWENSTEIN & HARDIE, 1985). Die Zyklen stellen also sogenannte «shallowing upward cycles» dar, wie dies bei den hohen Sedimentationsraten und eventuell fallenden Wasserspiegeln nicht anders zu erwarten ist. Ähnliche Zyklen sind aus der permischen Salado-Formation von Westtexas und New Mexico beschrieben worden (LOWENSTEIN, 1982).

Das Wandern von Ablagerungszentren und die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Salzsichten lassen vermuten, dass das lokale Subsidenzmuster die Tiefe der Becken und somit die Mächtigkeit und Anzahl der abgelagerten Salzyklen bestimmt. Es ist möglich, dass diese differentielle Subsidenz durch synsedimentäre Brüche bedingt ist, wie sie von HAUBER (1980) schon für das Salzlager von Riburg-Möhlin angenommen werden. Die lokale Subsidenz bestimmt auch, in welchen Teilen des Beckens die Subrosion des bereits gebildeten Salzes einsetzt. So muss man z. B. für S 97 annehmen, dass zwischen dem reinen Salz des 2. Zyklus und den hangenden Unteren Brekzien ein erosiver Hiatus liegt, dem zumindest der obere Teil des 2. Zyklus zum Opfer fiel. Ein Transport von Verunreinigungen Richtung Beckenzentrum ist auch durch den grossen Anteil von Verunreinigungen in den Bohrungen S 99 und S 106 angedeutet.

5.3 Einleitung zu den Unteren und Oberen Brekzien sowie den Unteren Anhydritschichten

Da die Unteren und Oberen Brekzien sowie die Unteren Anhydritschichten lithologisch ähnlich aufgebaut sind, werden sie gemeinsam beschrieben.

Die Komponenten der Brekzien und Konglomerate wie auch die Zwischenlagen und die Unteren Anhydritschichten werden durch verschiedene Anhydrittypen, mehr oder weniger dolomitische und tonige Mergel und selten Dolomite gebildet. Beim Anhydrit wird in den Lithologiekolonnen der Profile zwischen feinflaminiertem Anhydrit, dunklem, knolligem Anhydrit und massivem, dunklem Anhydrit unterschieden. Letzterer unterteilt sich weiter in laminierte bis gebänderte und wolkige Varietäten. Diese werden in der Strukturkolonne unterschieden. Die tonig-dolomitischen Mergel und die selten auftretenden Dolomite werden in den Profilen zusammengefasst.

Bedingt durch den oft kleinen Kerndurchmesser erwies es sich in den Brekzien z. T. als schwierig, zwischen ungestörten Zwischenlagen und grösseren Schollen, welche nur wenig gekippt sind, zu unterscheiden. So können sich im Detail wohl einige Fehler eingeschlichen haben, die groben Abfolgen von brekzierten und ungestörten Lagen sind aber sicher.

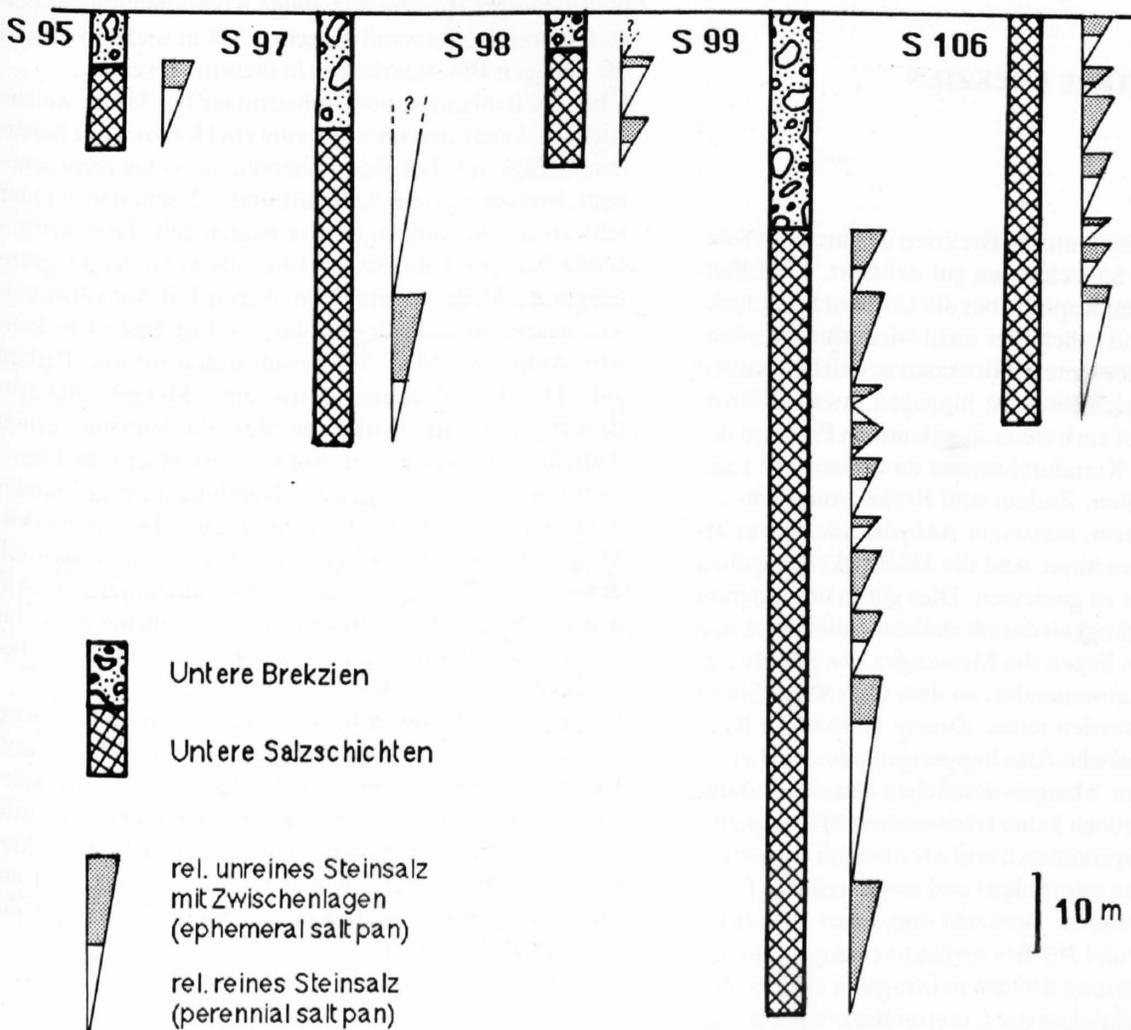


Fig. 5-15b) Stark schematisierte und vereinfachte Darstellung der Zyklenabfolge in den Bohrungen. Diskussion im Text

Ein weiteres Problem besteht darin, die Vielfalt der Brekzien und Konglomerate in ein vernünftiges Schema einzuordnen. Da es bezüglich der Form der Komponenten viele Übergänge und Mischungen zwischen Konglomeraten und Brekzien gibt, wird im folgenden der Einfachheit halber stets von Brekzien geredet. Diese werden bezüglich ihres Anhydritgehaltes eingeteilt in:

- Mergelbrekzien <10% Anhydritgehalt
- Mergel-Anhydrit-Brekzien 10–50% Anhydritgehalt
- Anhydrit-Mergel-Brekzien 50–90% Anhydritgehalt
- Anhydritbrekzien >90% Anhydritgehalt

Die Komponenten der Brekzien sind grösstenteils in eine schwarze, grünlichgraue oder selten bräunlichrötliche Mergelmatrix eingebettet. Beimengungen von feinkörnigem Anhydrit, verschiedene Oxidationsstufen des Eisens und unterschiedliche Ton- und Dolomitanteile sind für die farblichen Unterschiede und z. T. wohl auch für die unterschiedliche Verfestigung der Matrix verantwortlich. Es finden sich jedoch auch anhydritisch zementierte Bruchstücke. Die Übergänge zwischen den verschiedenen Brekzien sind in den vorliegenden Kerndurchmessern schwierig zu beurteilen. Es können sowohl eindeutig graduelle wie auch scharfe, z. T. erosive Kontakte beobachtet werden.

5.4 Einheit 3: UNTERE BREKZIEN

5.4.1 Mächtigkeit

Die Untergrenze der Unteren Brekzien ist durch das Salzdach der Unteren Salzsichten gut definiert. Einzelheiten wurden schon im Kapitel über die Unteren Salzsichten besprochen und sollen hier nicht wiederholt werden. Die Abgrenzung der Unteren Brekzien zu den hangenden Unteren Anhydritschichten ist hingegen etwas arbiträr. Dies liegt vor allem am bereits angedeuteten Problem des Verhältnisses von Kerndurchmesser zu Grösse und Lage von grossen Schollen. Zudem sind Brekzierungen in anhydritisch verheiltem, massivem Anhydrit oft schwer erkennbar. In diesem Sinne sind die Mächtigkeitsangaben mit etwas Vorsicht zu geniessen. Dies gilt in besonderem Masse für die Mächtigkeit der oft steilstehenden Brekzien der Bohrung S 99, liegen die Messungen des Schichteinfallens doch weit auseinander, so dass über weite Strecken interpoliert werden muss. Zudem können im Kern unerkannte tektonische Anschuppungen oder Verfaltungen vorhanden sein. Mangels deutlichen Anzeichen dafür wurden für S 99 jedoch keine tektonischen Mächtigkeitsveränderungen angenommen und wie erwähnt die gemessenen Schichtfallen interpoliert und umgerechnet. Trotzdem sind die Unteren Brekzien mit einer erbohrten Mächtigkeit von rund 36.40 m respektive umgerechneten 27.40 m in der Bohrung S 99 am mächtigsten ausgebildet. Die geringste Mächtigkeit der Unteren Brekzien weist die Bohrung S 95 mit 7.05 m auf. In der Bohrung S 106 fehlen die Unteren Brekzien völlig (Tab. 5,4).

Tabelle 5,4 Mächtigkeiten der Unteren Brekzien

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit
S 95	336.81	–	329.76	=	7.05 m
S 97	289.99	–	275.00	=	14.99 m
S 98	378.81	–	373.84	=	4.97 m
S 99	329.90	–	293.52	=	36.38 m
					korr.: ca. 27.90 m

5.4.2 Die Bohrungen (Fig. 5-16)

Bohrung S 95

$$329.76 \text{ m} - 336.81 \text{ m} = \underline{7.05 \text{ m}}$$

Die Unteren Salzsichten der Bohrung S 95 werden von einer dünnen Mergel-Anhydrit-Brekzie und einer Lage aus feinlaminiertem Anhydrit überdeckt. Der nachfolgende Abschnitt bis zur feinlaminierten Anhydritlage bei 334 m zeichnet sich dadurch aus, dass Mergel oder Anhydrit ab und zu rötliche Farbtöne zeigen. Zudem wird dieser Abschnitt (mit Ausnahme von zwei Horizonten mit Anhydritknollen) lithologisch von dolomitischen Mergeln dominiert. Fluidale Gefüge mit plastisch deformiertem, feinlaminiertem Anhydrit in der untersten Anhydrit-Mergel-Brekzie und einige Komponenten aus beige Dolomit im Intervall zwischen 334 m und 335 m sind die einzigen Besonderheiten in diesem Abschnitt.

Über der feinlaminierten Anhydritlage bei 334 m, welche leicht brekziert ist, tritt wiederum ein Horizont mit fluidalem Gefüge auf. Die Komponenten aus eckig zerbrochenem, feinlaminiertem Anhydrit sind z. T. schön in der hier schwarzen, mergeligen Matrix eingeregelt. Die nachfolgende Mergel-Anhydrit-Brekzie aus vorwiegend grünlichgrauen Mergeln enthält im oberen Teil Anhydritknollen, welche so dicht liegen, dass sie fast einen Chickenwire-Anhydrit bilden. Wiederum treten rötliche Farben auf. Die Überdeckung durch eine Mergel-Anhydrit-Brekzie mit Komponenten aus Mergeln, feinlaminiertem Anhydrit und knolligem Anhydrit weist erneut Fließstrukturen sowie eine gewisse Rundung auch der feinlaminierten Anhydritkomponenten auf. Die Anhydrit-Mergel-Brekzie darüber zeigt als Besonderheit plastisch deformierte Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit. Eine Mergelbrekzie aus grünlichgrauen bis schwarzen, dolomitischen und tonigen Mergeln beschliesst diesen Abschnitt.

Der Rest der Unteren Brekzien der Bohrung S 95 wird durch grobe Brekzien aus dunkelgrauem, massivem, wolkigem bis gebändertem Anhydrit gebildet. Die Brekzierung wird gegen oben immer schwächer und undeutlicher. Oft sind die Anhydritkomponenten nicht durch Matrix getrennt, sondern von Anhydrit zementiert. Eine dünne Lage aus fein brekzierten Mergeln schliesst die Unteren Brekzien ab.

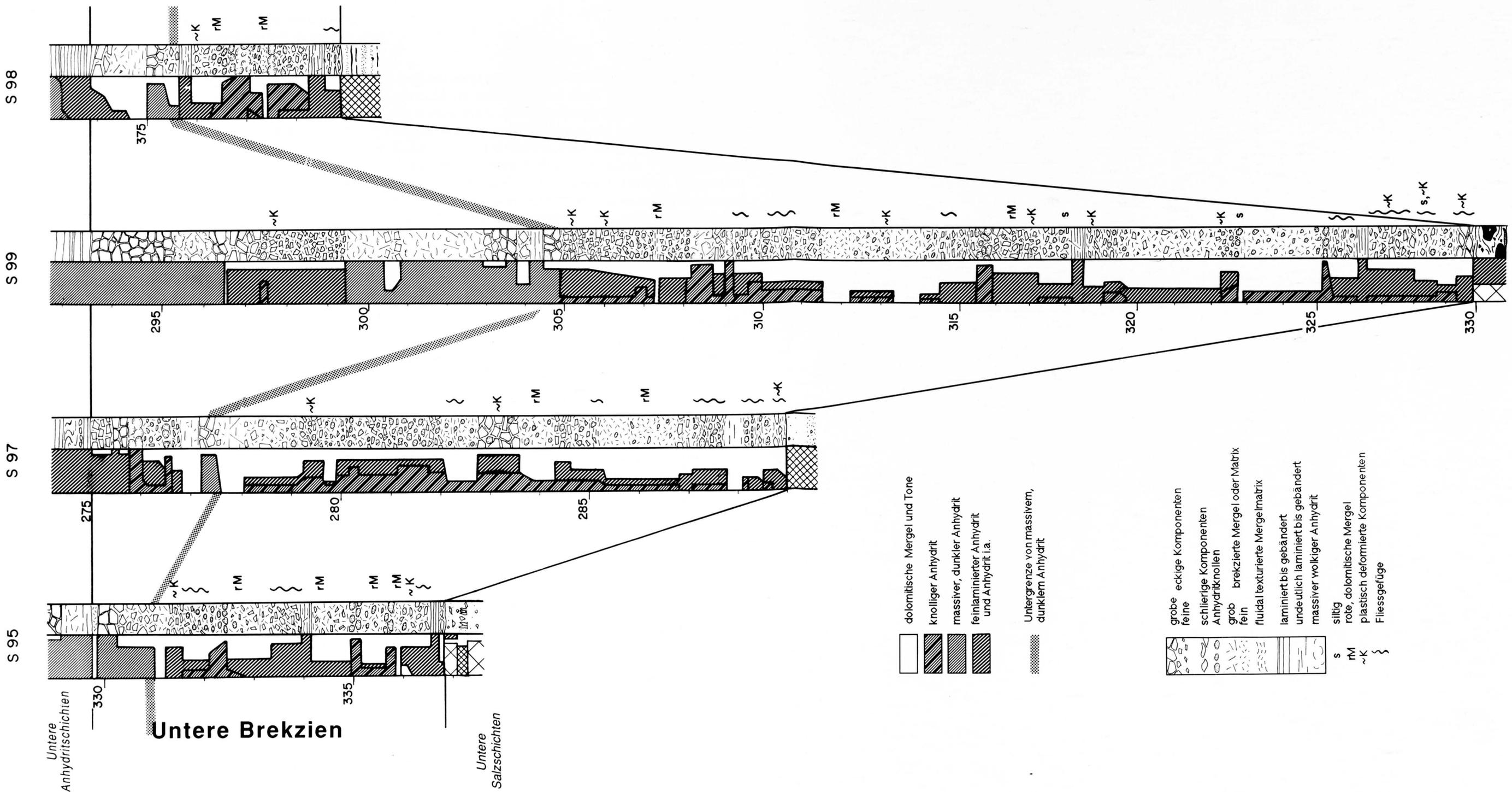


Fig. 5-16 Einheit 3: Untere Brekzien

Bohrung S 97

275.00 m – 289.99 m = 14.99 m

Wie in S 95 ist die Basis der Unteren Brekzien der Bohrung S 97 durch eine Zone mit schwacher Brekzierung und fluidalen Gefügen gekennzeichnet. Lithologisch bestehen die Brekzien hier vorwiegend aus grünlichgrauen und schwarzen Mergeln. Anhydrit tritt in Form von Knollen und als z. T. schlierige, plastisch deformierte Komponenten auf. Mergel, zuweilen von rötlicher Farbe, dominieren die Brekzien bis etwa 283.50 m hinauf. Dort setzt ein Horizont mit grossen Komponenten aus z. T. deformiertem, feinlaminiertem Anhydrit und oft rötlichen Anhydritknollen ein. Zusätzlich tritt hier in Zwickeln hellbeige Dolomit auf.

Zwischen der darüberliegenden Mergel-Anhydrit-Brekzie mit lokal fluidalem Gefüge und dem beigebraunen Mergelintervall bei 278 m bestehen die Brekzien aus variablen Anteilen von Anhydrit in Knöllchen, Knollen sowie als laminierte, eher eckige Komponenten und grünlichgrauen bis schwarzen, mehr oder weniger tonigen, dolomitischen Mergeln. Anhydritknollen sind z. T. rötlich, und lokal sind plastisch deformierte Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit zu beobachten.

Bei 277.50 m setzt nun wieder zum ersten Mal eine grobe Brekzie aus dunklem, massivem, z. T. gebändertem Anhydrit ein. Sie wird von einer Lage aus beige-grauem, mergeligem Dolomit überdeckt. Der Rest der Unteren Brekzien wird hauptsächlich durch Anhydrit gebildet. Zwei Lagen aus knolligem bis wolkigem Anhydrit sind hervorzuheben. Ansonsten bestehen die Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit, mit einem Vorkommen von beige Dolomit bei 276.20 m.

Bohrung S 98

373.84 m – 378.81 m = 4.97 m

Ähnlich wie in der Bohrung S 95 sind auch in der Bohrung S 98 die Unteren Salzsichten durch eine Anhydrit-Mergel-Lage mit fluidalem Gefüge und einer Lage aus nur schwach brekziertem, feinlaminiertem Anhydrit überdeckt. Die darauf folgende Anhydrit-Mergel-Brekzie besteht vorwiegend aus knolligem Anhydrit, welcher oben eine Lage aus z. T. rötlichem Chicken-wire-Anhydrit bildet. Auch die anschliessende, grünliche, feine Mergelbrekzie zeigt lokal rötliche Zonen. Darüber folgt ein Horizont mit hauptsächlich knolligem, z. T. dicht gepacktem Anhydrit, wobei sowohl Komponenten wie auch Matrix lokal zuweilen rötlich sind. Feinlaminiertes Anhydrit als z. T. plastisch deformierte Komponenten und eine Lage oder Scholle aus unruhig gelagertem, feinlaminiertem Anhydrit treten zwischen etwa 375.60 m und 376.50 m als Einschub auf. Der anschliessende Abschnitt bis 375.00 m besteht aus gegen oben häufiger und grösser werdenden Komponenten aus dunklem, massivem, mehr oder weniger wolkigem Anhydrit. Daneben kommen beige, dolomitische Mergel als Matrix und selten auch als Komponenten vor. Auch der Rest der Unteren Brekzien enthält beige, dolomitische Mergel: zuerst als Lage aus

leicht anhydritisch laminierten und lokal schwach brekzierten dolomitischen Mergeln und dann in einer grob brekzierten Mergel-Anhydrit-Brekzie, welche gegen oben graduell mehr Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit enthält.

Bohrung S 99

293.52 m – 329.90 m = 36.38 m
(reduziert ca. 27.90 m)

Die Basis der Unteren Brekzien ist auch in dieser Bohrung durch Fließgefüge und duktil deformierte Komponenten charakterisiert. Die Mergel sind grünlichgrau, lokal auch beige. Auch eine Komponente aus siltigem, beige Dolomit wurde gefunden. Der Anhydritgehalt nimmt gegen oben zu, Anhydritknollen und feinlaminierte Anhydrite sind zuweilen rötlich. Dieser Abschnitt mit fluidalen Gefügen wird bei 326.40 m durch eine Scholle oder Lage aus feinlaminiertem Anhydrit unterbrochen, bevor sie bei 325.20 m durch eine fast massive Lage aus rötlichen Anhydritknollen beendet wird. Der hangende Abschnitt bis ca. 318.30 m wird vorwiegend von dolomitischen Mergeln gebildet. Lokal sind diese sonst grünlichgrauen Mergel auch beigefarben. Erwähnenswert ist eine Scholle aus olivebeige, siltigem und glimmerhaltigem Dolomit bei 322.90 m.

Bis 315.50 m folgt ein etwas anhydritreicherer Abschnitt. Vor allem feinlaminiertes Anhydrit ist hier vorherrschend. Anhydritknöllchen und Mergel sind z. T. rötlich, und auch plastisch deformierte Komponenten sowie beige dolomitische Mergel sind vorhanden. Der Abschluss dieses Abschnittes wird von einem Horizont mit Chicken-wire-Anhydrit gebildet.

Der nächste Abschnitt bis etwa 310 m wird wiederum von Mergeln dominiert. Unten und oben kann man fluidale Gefüge beobachten, lokal finden sich plastisch deformierte Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit. Auffällig sind die beiden Mergelbrekzien bei 312 m und 314 m, wobei im oberen Mergelintervall schlierige bis fleckige Partien aus rostrotten bis weinroten Mergeln zu sehen sind.

Der folgende Abschnitt bis etwa 304.90 m besteht wieder mehrheitlich aus Anhydrit. Unten tritt vor allem knolliger Anhydrit auf und bildet drei diskrete Lagen. Oben dominiert feinlaminiertes Anhydrit, welcher oft plastisch deformiert ist. Rötliche Farben können in Mergeln, knolligem und schlierig deformiertem, feinlaminiertem Anhydrit auftreten.

Bei 304.90 m setzen in der Bohrung S 99 die massiven, dunklen Anhydrite ein. Grosse, eckige Schollen aus massivem, gebändertem Anhydrit mit wenig mergeliger Matrix dazwischen wechseln mit Lagen oder Schollen von massivem, wolkigem Anhydrit. Häufig sind diese massiven Anhydritbrekzien anhydritisch zementiert, was vor allem beim wolkigen Anhydrit die Brekzierung schwer erkennbar macht. Dieser Abschnitt reicht bis etwa 299.40 m hinauf, wo er von einem Horizont aus hauptsächlich feinlaminiertem Anhydrit abgelöst wird. Dieser Horizont zeigt eine auffällige Grössenzunahme der Brekzienkomponenten gegen oben. Abgeschlossen wird er

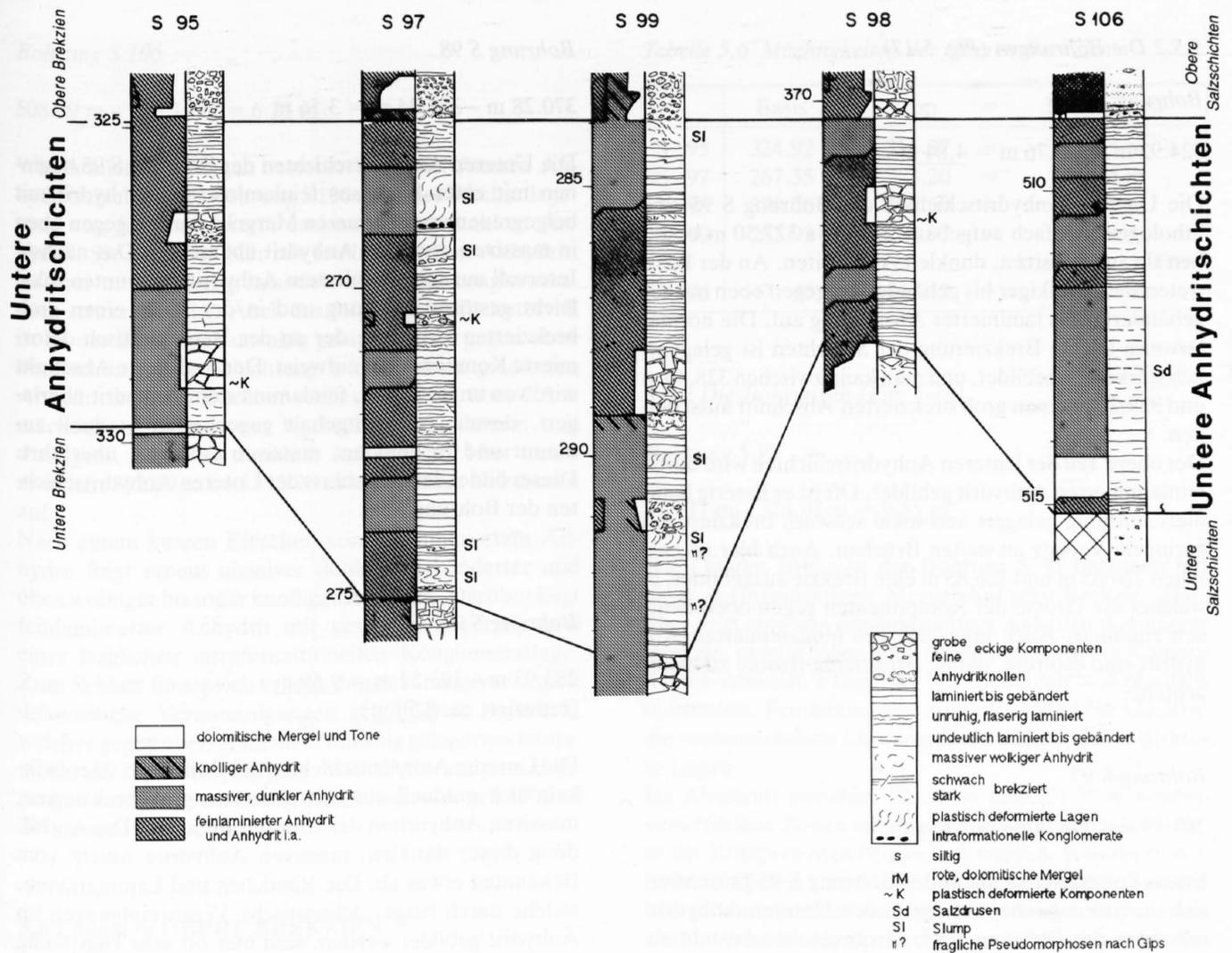


Fig. 5-17 Einheit 4: Untere Anhydritschichten

durch eine Lage oder Scholle aus beige, feinkörnigem Dolomit.

Der Rest der Unteren Brekzien der Bohrung S 99 bis 253.50 m besteht aus massivem, dunkelgrauem Anhydrit, wobei die Brekzierung wiederum nur undeutlich ist und gegen oben graduell ausklingt.

5.5 Einheit 4: UNTERE ANHYDRITSCHICHTEN

Zwischen den Unteren und den Oberen Brekzien, in der Bohrung S 106 zwischen den Unteren und Oberen Salzschichten, findet sich ein Intervall aus mehrheitlich ungestörten Anhydritschichten. Sie bestehen im wesentlichen aus feinlaminiertem Anhydrit und massivem, dunklem Anhydrit. Dazwischen treten immer wieder Einschaltungen von brekzierten Lagen und Horizonten auf (Fig. 5-17)

5.5.1 Mächtigkeit

Die Festlegung der Obergrenze ist einfach: der Übergang von massivem Anhydrit zu den deutlich brekzierten Schichten der Oberen Brekzien respektive zu den Oberen

Salzschichten (S 106) ist in allen Bohrungen recht scharf. Wiederum gibt die Bohrung S 99 einige Probleme bezüglich ursprünglicher Mächtigkeit auf. Das Einfallen der Schichten variiert zwischen 12° und 36°, wobei zuoberst über grössere Abschnitte 18° und zuunterst Werte um 30° gemessen werden. Somit reduziert sich die erbohrte Mächtigkeit von 9.59 m auf 8.52 m, was immer noch der mächtigsten Ausbildung der Unteren Anhydritschichten entspricht. Wie die Daten aus den anderen, praktisch ungestörten Bohrungen zeigen, müssen die variablen Schichtfallen nicht einmal in jedem Fall auf Tektonik zurückzuführen sein. So sind in S 95, S 98 und S 106 öfters Einfallen zwischen 10° und 20°, zuweilen bis 30° zu beobachten. Die kleinste Mächtigkeit der Unteren Sulfatschichten ist mit 3.56 m in S 98 erbohrt worden (Tab. 5,5).

Tabelle 5,5 Mächtigkeiten der Unteren Anhydritschichten

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit
S 95	329.76	–	324.92	=	4.84 m
S 97	275.00	–	267.35	=	7.65 m
S 98	373.84	–	370.28	=	3.56 m
S 99	293.52	–	283.93	=	9.59 m
S 106	515.17	–	508.89	=	6.28 m
					korr.: ca. 8.50 m

5.5.2 Die Bohrungen (Fig. 5-17)

Bohrung S 95

324.92 m – 329.76 m = 4.84 m

Die Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 95 sind lithologisch einfach aufgebaut. Bis etwa 327.50 m bestehen sie aus massiven, dunklen Anhydriten. An der Basis treten sie in wolkiger bis gebänderter, gegen oben in eher gebänderter bis laminiertem Ausbildung auf. Die normalerweise leichte Brekzierung der Schichten ist gelegentlich stärker ausgebildet, und man kann zwischen 328.40 m und 329.20 m einen grob brekzierten Abschnitt ausscheiden.

Der obere Teil der Unteren Anhydritschichten wird durch feinlaminierten Anhydrit gebildet. Oft ist er flaserig laminiert, unruhig gelagert und lokal schwach brekziert mit geringem Versatz an steilen Brüchen. Auch hier ist zwischen 326.35 m und 326.85 m eine Brekzie ausgebildet, in welcher die Grösse der Komponenten gegen oben deutlich zunimmt. Auch innerhalb des feinlaminierten Anhydrits sind diskrete, dünne Brekzienhorizonte zu beobachten.

Bohrung S 97

267.35 m – 275.00 m = 7.65 m

Etwas komplizierter als in der Bohrung S 95 präsentiert sich die lithologische Abfolge in den Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 97. Grob gesehen besteht sie hier aus einer Wechsellagerung von feinlaminiertem Anhydrit einerseits und dunklem, massivem Anhydrit andererseits.

Die Abfolge beginnt mit einer etwa 1 m mächtigen Lage aus feinlaminiertem Anhydrit, welche zwei Horizonte mit schön verfalteten Schichten enthält. Darauf folgt dunkler, massiver, gebänderter bis laminiertem Anhydrit, welcher gegen oben graduell in feinlaminierten Anhydrit übergeht. Dieser wird bei etwa 272.60 m von einer Lage aus grauschwarzen, dolomitischen und tonigen Mergeln mit wenig Anhydrit in feinen Lagen und in Knöllchen unterbrochen. Lokal zeigt der feinlaminierte Anhydrit brekzierte Lagen und öfters steile Brüche ohne nennenswerten Versatz.

Nach einem Intervall von dunklem, massivem Anhydrit folgt bei 271.00 m wieder eine mächtigere Partie aus feinlaminiertem Anhydrit. Erneut zeigt dieser eine unruhige Lagerung, feine Verfältelungen und brekzierte Horizonte mit z. T. plastisch deformierten Komponenten. Bei 269.50 m setzt eine Lage schön verfalteter Anhydrits ein, die an der Basis eine feine Anhydrit-Brekzie führt. Die oben steil gestellten, verfalteten Schichten werden von einer Lage aus massivem, laminiertem Anhydrit scharf abgeschnitten. Gleich darauf folgt nochmals ein rund 90 cm dicker Horizont aus plastisch deformiertem, massivem, durch dolomitische Verunreinigungen laminiertem bis gebändertem, relativ dunklem Anhydrit. Abgeschlossen werden die Unteren Anhydritschichten durch unruhig gelagerten und flaserigen, feinlaminierten Anhydrit.

Bohrung S 98

370.28 m – 373.84 m = 3.56 m

Die Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 98 beginnen mit einer Lage aus feinlaminiertem Anhydrit mit beigegrauen und schwarzen Mergeln, welche gegen oben in massiven, dunklen Anhydrit übergehen. Das nächste Intervall aus feinlaminiertem Anhydrit zeigt unten lokal leicht gestörte Lagerung und in der Mitte einen grob brekzierten Horizont, der an der Basis plastisch deformierte Komponenten aufweist. Der brekzierte Abschnitt wird von ungestörtem, feinlaminiertem Anhydrit überlagert, dessen Anhydritgehalt gegen oben graduell zunimmt und in dunklen, massiven Anhydrit überführt. Dieser bildet den Abschluss der Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 98.

Bohrung S 99

283.93 m – 293.52 m = 9.59 m
(reduziert ca. 8.50 m)

Die Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 99 entwickeln sich graduell aus den obersten, grob brekzierten, massiven Anhydriten der Unteren Brekzien. Die Ausbildung dieser dunklen, massiven Anhydrite weicht vom Bekannten etwas ab. Die Bändchen und Laminationen, welche durch beige, dolomitische Verunreinigungen im Anhydrit gebildet werden, sind hier oft sehr engständig und wellig ausgebildet. Der Top dieser massiven dunklen Anhydrite wird durch ein Paket mit steilgestellter Schichtung gebildet, welches diskordant von einer Anhydrit-Mergel-Brekzie überlagert wird. Diese Brekzie besteht aus mehrheitlich knolligem Anhydrit in einer Matrix aus grünlichgrauen, dolomitischen Mergeln.

Der nächste Abschnitt bis etwa 289.30 m besteht immer noch aus relativ dunklem, massivem Anhydrit. Der grösste Teil ist gebändert und laminiert. Bei etwa 290.00 m ist erneut eine diskordant überlagerte, verfaltete und z. T. brekzierte Partie zu beobachten. Zuoberst in diesem Abschnitt findet ein Wechsel von gebändertem, massivem Anhydrit zu knolligem Chicken-wire-Anhydrit statt.

Zwischen 289.30 m und etwa 285.35 m bestehen die Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 99 aus feinlaminiertem Anhydrit. Zuerst ist eine grobe Anhydrit-Mergel-Brekzie zu erkennen, welche von lokal plastisch deformiertem, oft Kleinfältelung aufweisendem, feinlaminiertem Anhydrit überdeckt wird. Die Laminationen sind häufig wellig ausgebildet und zeigen z. T. flache Winkeldiskordanzen. Einige Horizonte sind leicht brekziert. Gegen oben treten die schwarzen dolomitischen Mergel zurück und leiten graduell zu einem weiteren Abschnitt aus massivem, dunklem Anhydrit über. Dieser ist unten durch dolomitische Verunreinigungen laminiert und zeigt lokal plastische Deformationen. Der oberste Teil, der den Abschluss der Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 99 bildet, besteht aus einer 50 cm dicken Lage aus plastisch deformiertem, massivem Anhydrit.

508.89 m – 515.17 m = 6.28 m

Wie in allen Bohrungen bestehen auch die Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 106 aus einer Wechsellagerung von feinlaminiertem und massivem dunklem Anhydrit. Sie beginnen hier mit feinlaminiertem Anhydrit, welcher unten flaserig laminiert bis fluidal-konglomeratisch strukturiert ist. Auch das folgende Mergelintervall ist an der Basis noch unruhig gelagert, zeigt gegen oben aber schon ruhige Schichtung mit einzelnen gradierten Anhydritlaminae. Darüber schliesst sich ein über 2,5 m mächtiger Abschnitt aus wechselnd gebändertem und wolkigem, massivem dunklem Anhydrit an. Hier treten zwischen 512.60 m und 513.20 m lokal einige Salzdruzen auf.

Nach einem kurzen Einschub von feinlaminiertem Anhydrit folgt erneut massiver dunkler, gebänderter und oben wolkiger bis sogar knolliger Anhydrit. Darüber liegt feinlaminiertes Anhydrit mit gestörter Lagerung und einer fraglichen intraformationellen Konglomeratlage. Zum Schluss findet sich erneut dunkler, massiver, durch dolomitische Verunreinigungen gebänderter Anhydrit, welcher gegen oben graduell in unruhig gelagerten feinlaminiertem Anhydrit übergeht. Wie in den anderen Bohrungen sind auch in S 106 Schichtfallen zwischen 10° und 20° gemessen worden.

5.6 Einheit 6: OBERE BREKZIEN

Über den Unteren Anhydritschichten folgt ein weiteres Intervall aus Brekzien. Sie zeigen im wesentlichen die gleichen Brekzientypen wie in den Unteren Brekzien. Die Bohrung S 106 nimmt hier wiederum eine Sonderstellung ein, indem die Oberen Brekzien zwischen den Oberen Salzschiechten und den Oberen Anhydritschichten liegen.

5.6.1 Mächtigkeit

Auf die Abgrenzung der Oberen Brekzien zu den liegenden Unteren Anhydritschichten wurde bereits eingegangen. Als Obergrenze der Oberen Brekzien wird die jeweils letzte, deutlich brekzierte Schicht gewählt. Dies unabhängig davon, bis in welche stratigraphischen Horizonte die Brekzierung hinaufreicht. Die Mächtigkeit der Brekzien in S 106 ist mit rund 3.30 m gegenüber den anderen Bohrungen stark reduziert. Auch ist die Brekzierung nur horizontweise und schwach ausgebildet.

Was für die Unteren Brekzien der Bohrung S 99 bezüglich Umrechnen auf ursprüngliche Mächtigkeit gesagt wurde, hat auch hier Gültigkeit. Die Basis der Oberen Anhydritschichten zeigen ein Einfallen von rund 50, die obersten Partien der Unteren Anhydritschichten fallen mit etwa 20 ein. Das Umrechnen auf «normale» Mächtigkeit mittels Interpolation zwischen diesen beiden Grenzwerten führt zu einer Verringerung der erbohrten 18.96 m auf rund 15.00 m (Tab. 5,6).

Tabelle 5,6 Mächtigkeiten der Oberen Brekzien

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit
S 95	324.92	–	315.37	=	9.55 m
S 97	267.35	–	253.20	=	14.15 m
S 98	370.28	–	361.60	=	8.68 m
S 99	283.93	–	264.97	=	18.96 m
					korr.: ca. 15.00 m
S 106	471.40	–	468.12	=	3.28 m

5.6.2 Die Bohrungen (Fig. 5-18)

Bohrung S 95

315.37 m – 324.92 m = 9.55 m

Die Oberen Brekzien der Bohrung S 95 beginnen mit einer geringmächtigen Mergel-Anhydrit-Brekzie. Darüber liegt eine von feinlaminiertem Anhydrit dominierte Brekzie, welche gegen oben zunehmend gröbere Komponenten aufweist. Einige der Komponenten sind plastisch deformiert. Feinlaminiertes Anhydrit bleibt bis 323.30 m die vorherrschende Lithologie, zuweilen bildet er diskrete Lagen.

Im Abschnitt zwischen 323.30 m und 321.50 m können verschiedene Zonen mit gegen oben zunehmender Grösse der Komponenten beobachtet werden. Rundliche Anhydritknöllchen sind häufig und auch die grünlichgrauen Mergelkomponenten sind hier gut gerundet. Gegen oben treten vermehrt Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit auf, welche schliesslich in eine Anhydrit-Mergel-Brekzie überleiten.

Nach einem kurzen Intervall aus einer feinen, gegen oben gröber werdenden Mergel-Anhydrit-Brekzie mit z. T. rötlichen Anhydritkomponenten folgt eine Scholle (dem Einfallen von 48° nach zu schliessen) aus feinlaminiertem Anhydrit, welche von einer gegen oben mergeliger und feiner werdenden Anhydrit-Mergel-Brekzie überlagert wird.

Zwischen 319.30 m und etwa 317.40 m folgt ein mergeldominierter Abschnitt. Die in der Regel grünlichgrauen bis schwarzen Mergel, wie auch die Komponenten aus feinlaminiertem und massivem Anhydrit sind z. T. rötlich. Anschliessend dominieren wieder feinlaminiertes Anhydrit als Komponenten von groben Brekzien und als kaum brekzierte Schollen oder Lagen. Den Abschluss der Oberen Brekzien bildet eine leicht normal gradierte Brekzie mit eckigen Komponenten aus feinlaminiertem Anhydrit und schwarzen bis grünlichgrauen Mergeln, welche z. T. geflossen erscheinen.

Bohrung S 97

253.20 m – 267.35 m = 14.15 m

Die Basis der Oberen Brekzien der Bohrung S 97 wird durch eine Lage aus massivem, hellem Chicken-wire-Anhydrit gebildet. Diese wird von einer Anhydrit-Mergel-

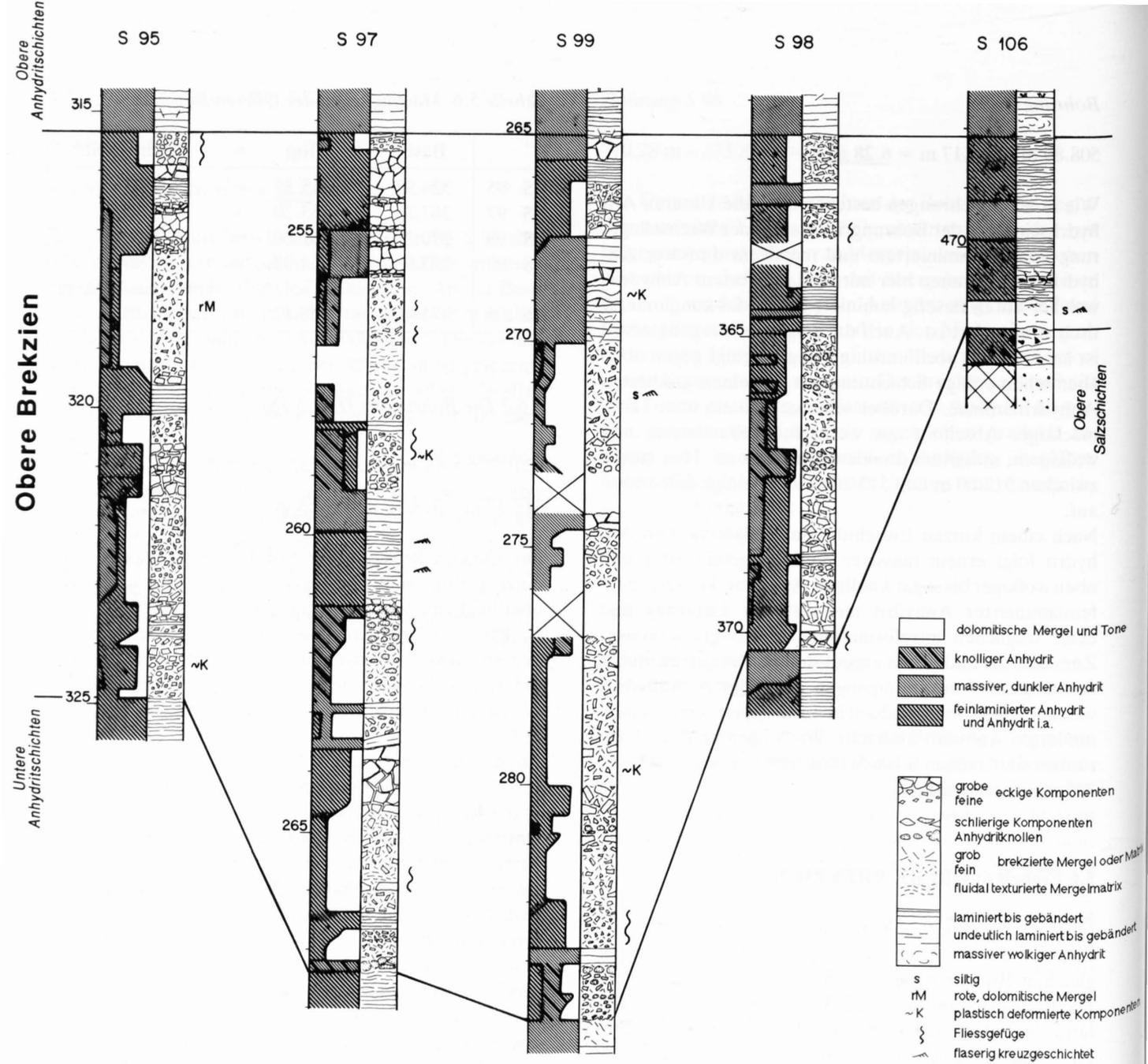


Fig.5-18 Einheit 6: Obere Brekzien

Brekzie und einer Lage aus feinlaminiertem Anhydrit überdeckt. Daran anschliessend folgt eine Mergel-Anhydrit-Brekzie mit meist eckigen Komponenten aus Mergeln und feinlaminiertem Anhydrit. Lokal sind Flie遶uge ausgebildet. Die Grösse und Menge der Anhydritkomponenten nehmen gegen oben zu und leiten graduell in eine Anhydrit-Mergel-Brekzie über.

Bei 263.50 m und 263.00 m liegen zwei Lagen oder Schollen aus massivem, dunklem Anhydrit, welche durch eine Mergel-Anhydrit-Brekzie mit grünlichgrauen Mergeln, feinlaminiertem Anhydrit und rundlichen Anhydritknöllchen getrennt werden. Das anschliessende Intervall aus grünlichgrauen Mergeln und gegen oben zunehmendem Gehalt an Anhydritknollen und -knöllchen reicht bis etwa 261.20 m hinauf. Im obersten Teil sind Flie遶uge zu beobachten, und als Abschluss findet sich eine Lage aus rötlichgrauem Chicken-wire-Anhydrit.

Der Abschnitt zwischen 261.20 m und 259.25 m besteht aus nur lokal brekzierten Schichten. Unten werden sie durch feinlaminierten Anhydrit und oben aus massivem, dunklem Anhydrit gebildet. Nach diesem relativ ungestörten Abschnitt folgt eine Anhydrit-Mergel-Brekzie mit Flie遶uge, plastisch deformierten Komponenten und einer Lage aus feinlaminiertem Anhydrit als Abschluss. Das folgende Intervall bis etwa 255.65 m wird lithologisch von grünlichgrauen und z. T. schwarzen Mergeln dominiert. Unten treten zuweilen noch bis 3 cm grosse, rötliche Anhydritknollen auf. Danach folgt ein leicht anhydritisch laminiertes Mergelintervall und schliesslich eine Mergel-Anhydrit-Brekzie mit feinlaminierten und knolligen Anhydritkomponenten. Lokal treten Flie遶uge auf. Die obersten Partien bestehen mehrheitlich aus grob brekzierten Abschnitten. Zuerst folgt eine grobe Anhydritbrekzie aus vorwiegend dunklem, massivem Anhydrit,

welche von einer groben, lagenweise feineren Brekzie aus feinlaminierem Anhydrit abgelöst wird. Den Abschluss der Oberen Brekzien der Bohrung S 97 bildet eine dünne Lage einer Anhydrit-Mergel-Brekzie.

Bohrung S 98

361.60 m – 370.28 m = 8.68 m

In der Bohrung S 98 beginnen die Oberen Brekzien mit einer groben Anhydrit-Mergel-Brekzie mit unten plastisch deformierten Mergeln. Bis etwa 367.35 m werden die Brekzien hauptsächlich durch feinlaminierem Anhydrit gebildet, wobei stets mehr oder weniger, z. T. rötliche Anhydritknollen und Komponenten aus massivem, dunklem Anhydrit vorhanden sind. Zwischen 367.35 m und 366.90 m findet sich ein Horizont aus mehrheitlich knolligem Anhydrit, der bei dichter Packung fast Chicken-wire-Textur erreicht. In der anschliessenden Brekzie trifft man erstmals auf Komponenten aus beige Dolomit. Bis 364.80 m bestehen die Anhydrit-Mergel-Brekzien zum grössten Teil aus feinlaminierem Anhydrit. Zwei Horizonte mit knolligem Chicken-wire-Anhydrit liegen darin eingebettet.

Zwischen 364.20 m und 364.80 m liegen ruhig gelagerte, feinlaminierem Anhydrite mit einem Einschub aus massivem, dunklem Anhydrit. Darüber folgen Anhydrit-Mergel-Brekzien, welche lokal Fließstrukturen aufweisen. Teile dieser Brekzien sind durch das Bohren völlig zerrieben worden. Nach einer Zwischenlage aus massivem, dunklem, gebändertem Anhydrit folgt als Abschluss der Oberen Brekzien eine Anhydrit-Mergel-Brekzie mit feinlaminierem Anhydrit als Komponenten in schwarzen, lokal beige-grauen Mergeln.

Bohrung S 99

264.97 m – 283.93 m = 18.96 m
(reduziert ca. 15.00 m)

Über den Unteren Anhydritschichten der Bohrung S 99 liegt mit scharfem Kontakt an der Basis eine Anhydrit-Mergel-Brekzie, welche gegen oben deutlich gröber wird. Ein Grossteil der Komponenten besteht aus knolligem Anhydrit, welcher auch diskrete Lagen bildet. Über dieser basalen Brekzie folgt eine Lage oder Scholle aus massivem, dunklem, laminierem Anhydrit. Bis etwa 277.40 m bestehen die Brekzien vorwiegend aus Mergeln mit Bruchstücken von feinlaminierem Anhydrit. Diese sind lokal verfalzt und zeigen z. T. rötliche Farbtöne. Nur ganz selten treten Lagen aus knolligem Anhydrit auf (bei etwa 280.70 m). Die üblicherweise grünlich-grauen Mergel sind bei 279.30 m ausnahmsweise dunkelbeige-farben und lokal kann man graduelle zu- oder abnehmende Komponentengrößen feststellen. An diesen Abschnitt schliesst eine Anhydrit-Mergel-Brekzie aus massivem, feinlaminierem sowie knolligem Anhydrit an.

Über den nächsten, leider völlig zerbohrten Abschnitt lassen sich keine Angaben mehr machen.

Bis 274.60 m dominieren Mergel-Anhydrit-Brekzien, welche gelegentlich helle, dolomitische Mergelkomponenten führen. Darüber liegt eine grobe Brekzie aus massivem, laminierem Anhydrit, welcher z. T. rötlich ist. Die folgenden rund 70 cm sind wiederum völlig zerbohrte. Bis 270.00 m sind die Brekzien sehr mergelreich und führen Bruchstücke aus massivem und knolligem, z. T. rötlichem Anhydrit. Die Mergel zeigen verschiedene grünlich-graue Farbtöne und sind zuweilen leicht siltig. Einzelne Abschnitte sind grob brekziert.

Der Abschnitt zwischen 270.00 m und 265.50 m wird durch Schollen oder Lagen und grob brekzierte Partien von massivem, dunklem, gebändertem bis laminierem Anhydrit gebildet. Laminationen und Bänderungen sind oft wellig und unruhig, und es können verfaltete Schollen beobachtet werden. Brekzierte Partien sind hier in der Regel anhydritisch zementiert.

Der nächste Abschnitt bis 265.50 m wird vor allem durch feinlaminierem Anhydrit gebildet. Unten findet sich eine lokal grobe Anhydrit-Mergel-Brekzie, welche oben durch eine 50 cm mächtige Lage aus feinlaminierem Anhydrit abgeschlossen wird. Der Rest der Oberen Brekzien der Bohrung S 99 wird durch eine anhydritisch zementierte, grobe Brekzie aus massivem, dunklem, sehr dolomitreichem Anhydrit gebildet. Die Versätze der Komponenten gegeneinander sind nur gering.

Bohrung S 106

468.12 m – 471.40 m = 3.28 m

Die Oberen Brekzien der Bohrung S 106 beginnen mit einem grünlich-grauen bis schwarzen, lokal auch weinroten Mergelintervall. Die dolomitischen Mergel enthalten Silt als Laminae und kreuzgeschichtete dünne Lagen. Oft sind sie flaserig laminiert bis schlierig, fluidal deformiert. Darüber folgt ein oft unruhig gelagerter feinlaminierter Anhydrit mit schwarzen dolomitischen Mergeln. Lokal treten Fluidalstrukturen und Lagen aus flachen Anhydritknollen (intraformationelle Konglomerate?) auf. Eine schwache Brekzierung wird durch steile, zackige Anhydritklüfte angezeigt.

Der hangende Abschnitt aus dunklem, massivem, gebändertem Anhydrit ist wiederum ruhig gelagert, wie auch der unterste Teil des folgenden feinlaminierem Anhydrits. Gegen oben wird letzterer allerdings wieder unruhiger mit variablem Schichtfallen bis 20°. Flaseriger, feinlaminierter Anhydrit mit Lagen aus linsigen Anhydritknöllchen schliesst diesen obersten Teil der Oberen Brekzien der Bohrung S 106.

5.7 Lithologie und sedimentäre Strukturen der Einheiten 3,4 und 6

Feinlaminierter Anhydrit

Im Dünnschliff unterscheidet sich der feinlaminierem Anhydrit in nichts von der bereits in den Salzschieben beschriebenen Ausbildung. Gradierungen (Fig. 5-19a),

Kreuzschichtungen (Fig. 5-19b) und Beimengungen von Quarz, Feldspat und Glimmer finden sich auch hier. Zuweilen enthält er kompaktierte, dolomitische Pellets.

In einigen Schlifften von feinlaminiertem Anhydrit ist die Schichtung im mikroskopischen Bereich durch die Neubildung von Anhydritlinsen, -schlieren und -knöllchen gestört. Diese Neubildungen beobachtet man vor allem in Bereichen, welche ursprünglich sowohl Anhydrit wie auch dolomitische Mergel enthielten. In relativ reinem Anhydrit sind sie mangels kontrastierendem Material schlecht zu sehen und in Mergeln sind sie selten. Die Knöllchen und Linsen bestehen aus feinkristallinem Anhydrit, und die Mergel werden deutlich verdrängt (Fig. 5-19c). Lokal werden auch siltige Partien zu Linsen zusammengedrängt (Fig. 5-19d).

In den Brekzien liegen die Komponenten, bedingt durch die Wechsellagerung von Anhydrit und dolomitischen Mergeln, meist als plattige, scharfkantige Bruchstücke vor (Fig. 5-19e, f). Die Grösse der Komponenten ist sehr variabel, die Sortierung ist in der Regel schlecht. Wo die Komponenten relativ gross sind und den Hauptteil der Brekzien ausmachen, ist die Rotation der Komponenten in der Regel klein und die Brekzierung somit schwach (z. T. In-situ-Brekzierung).

Feinlaminiertes Anhydrit bildet auch cm bis dm dicke Zwischenlagen in den Brekzien, wobei die Basis der Lagen meist scharf, z. T. wohl erosiv ist (Fig. 5-19g). Die Laminationen sind oft unregelmässig wellig, z. T. flaserig ausgebildet. Lokal finden sich Kreuzschichtungen und kleine synsedimentäre Brüche.

In den Unteren Anhydritschichten tritt feinlaminiertes Anhydrit als oft unruhig laminierte, z. T. lagen- oder horizontweise brekzierte Schichten auf. Oft kann man auch kleine, wenige Laminae umfassende Rutschfalten beobachten, welche unten und oben durch flachliegende Schichten begrenzt sind. In S 97 treten in 2 Horizonten 30 cm bis 40 cm dicke, plastisch deformierte Schichtpakete aus feinlaminiertem Anhydrit auf. An der Basis sind diese Abschnitte brekziert, und in einem Fall werden sie oben diskordant abgeschnitten.

Massiver, dunkler, Anhydrit

Dunkler, d. h. braungrauer bis dunkelgrauer, massiver Anhydrit, in dem man durch unterschiedlich konzentrierte, dolomitische Verunreinigungen noch Laminationen, Bänderungen oder wolkige Strukturen erkennen kann, findet sich erst von den oberen Partien der Unteren Brekzien an aufwärts (Fig. 5-16). In den Brekzien tritt er meist in reinen Anhydritbrekzien (mehr als 90% Komponenten) mit relativ geringem Versatz der Bruchstücke auf. Eckige Bruchstücke dominieren auch hier, die plattige Ausbildung wie beim feinlaminierten Anhydrit tritt jedoch selten auf. In den dicht gepackten Brekzien sind Klüfte und Brüche oft anhydritisch verheilt, was vor allem die Brekzierung von wolkigem Anhydrit verschleiern kann.

Massiver, dunkler Anhydrit baut grosse Teile der Unteren Anhydritschichten auf und ist dort eng mit feinlaminiertem Anhydrit assoziiert. Er ist auch wichtiger Bestandteil der Oberen Brekzien, wo er Zwischenlagen oder grobe Anhydritbrekzien bildet. Seltener tritt er als Komponente in anderen Brekzien oder Konglomeraten auf.

Im Gegensatz zum feinlaminierten Anhydrit sind die dolomitischen Verunreinigungen in eine Grundmasse aus Anhydrit eingebettet und bilden keine diskreten, anhydritfreien Laminae. Dementsprechend zerfallen die Kerne dieses Anhydrittypes auch nicht entlang den Schichtfugen (deshalb «massiver» Anhydrit). Zudem sind die Beimengungen fast ausschliesslich dolomitischer Natur. Toniger und siltiger Detritus sind selten und finden sich praktisch nur im Bereich der graduellen Übergänge zu feinlaminiertem Anhydrit. An dieser Stelle sei bemerkt, dass die Zuordnung zum einen oder anderen Anhydrittyp gar nicht immer so klar ist. Innerhalb von massivem Dolomit treten dann und wann auch kurze Abschnitte von feinlaminiertem Anhydrit auf. Beide Lithologien sind also eng miteinander assoziiert.

Laminationen und Bänderungen im massiven, dunklen Anhydrit liegen im mm- bis cm-Bereich und entstehen

Fig. 5-19a Detail aus feinlaminiertem Anhydrit mit gradierten Anhydrit-Mergel-Schüttungen

S 97, Untere Anhydritschichten, 270.81 m, Dünnschliffaufnahme mit //Nicols

Fig. 5-19b Kreuzschichtung in feinlaminiertem Anhydrit. Der leistenförmige Anhydrit ist kreuzgeschichtet. Bei den rötlichen Komponenten handelt es sich um detritischen Quarz und Feldspäte, welche lokal klare, syntaxiale Anwachsäume aufweisen (Pfeile).

S 97, Untere Brekzien, 287.86 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 5-19c Diagenetische Knöllchenbildung in feinlaminiertem Anhydrit. Dolomitisches Material wird deutlich verdrängt (Pfeil).

S 97, Obere Brekzien, 260.33 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 5-19d Diagenetische Sulfatfällung kann zu Bildung von mehr oder weniger massiven, flaserig laminierten Strukturen führen, in denen siltiges Material der groben Basis von ehemaligen Laminae zu flachen Linsen zusammengedrängt wird.

S 97, Obere Brekzien, 259.45 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 5-19e In Abhängigkeit der Lithologie plastisch oder spröde deformierter, feinlaminiertes Anhydrit. Deutlich sichtbar sind die graduellen Übergänge in den einzelnen Laminae sowie das plastische Verhalten der anhydritreichen Partien und das spröde Zerbrechen der dunklen, tonig-dolomitischen Partien mit geringem oder keinem Anhydritanteil.

S 97, Untere Anhydritschichten, 270.91 m, Dünnschliffaufnahme mit //Nicols

Fig. 5-19 a



Fig. 5-19 b



Fig. 5-19 c

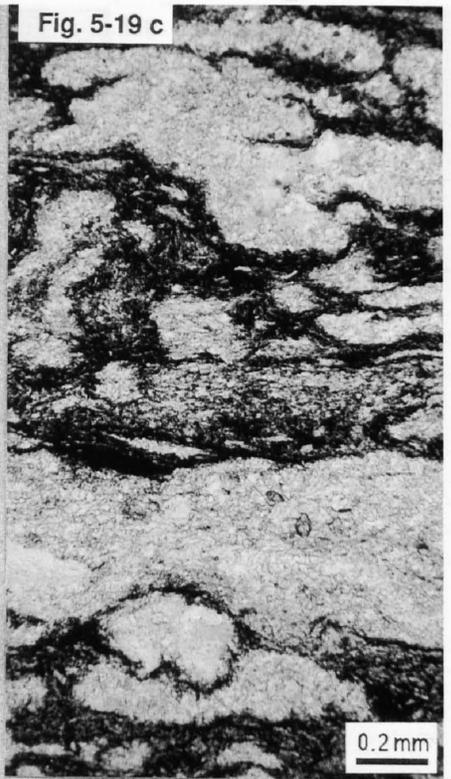


Fig. 5-19 d

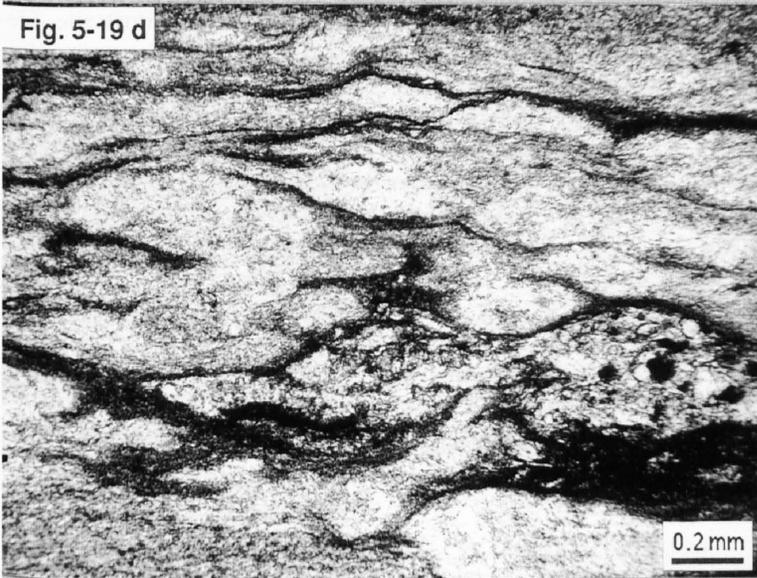
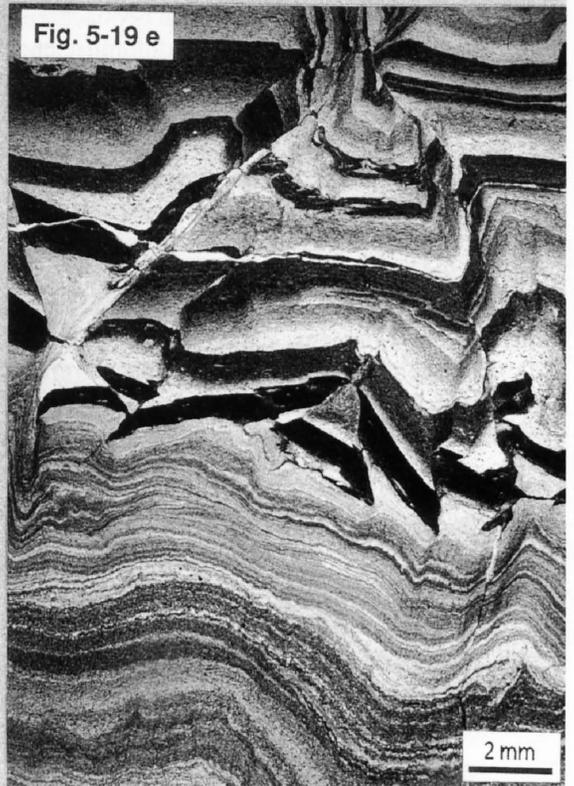


Fig. 5-19 e



durch den wechselnden Gehalt an rundlichen, maximal 10 μ grossen Dolomitkristallen. Zum Teil definieren diese flache Winkeldiskordanzen und Kreuzschichtungen. Reine, graue Anhydritlagen von rund 1 cm Dicke zeigen oft eine flache Basis und unregelmässige, wellige Ausstülpungen oben, welche von dolomitisch laminiertem Anhydrit überdeckt werden (Fig. 5-20a). Leicht konische, sich gegen oben verbreiternde Umriss erinnern an die Formen von am Boden gewachsenen Gipskristallen (Schwalbenschwanzwillinge). Mögliche Anlösung und diagenetische Prozesse haben die Form allerdings stark modifiziert (Fig. 5-20b).

Dolomitreiche Lagen sind oft schwach boudiniert, und die Risse sind mit gröber kristallinem, isometrischem Anhydrit gefüllt. Ansonsten sind die Anhydritkristalle zwischen 10 μ und 30 μ , selten 50 μ gross und von isometrischer bis leicht prismatischer Form mit unregelmässig lappigen, verzahnten Umrissen. Längliche Kristalle sind vorwiegend auf die dolomitreicheren Partien beschränkt. Diagenetische Anhydritbildung (aphanitische Linsen, Knöllchen und Schlieren) führt lokal zu Verdrängung und Ersatz von dolomitreichen Partien, was in einer welligen, unruhigen Lamination resultiert und den Kontakt zwischen anhydrit- und dolomitreichen Zonen verwischt. In Ausnahmefällen sind innerhalb von Laminae schwache graduelle Zunahmen von Dolomit zu beobachten. In S 99 treten in einem Fall unter einer dolomitreichen Lage Anhydritknöllchen aus parallel eingeregelteten Leistchen auf (wie im feinlaminierten Anhydrit). Es handelt sich um eine Schüttung mit den groben Komponenten an der Basis, welche von feinkörnigem Dolomit oben überlagert werden (Fig 5-20d). Aber auch hier ist die Neubildung von Anhydrit so stark, dass die Strukturen undeutlich werden.

In S 97 und S 99 kommen mehrere plastisch deformierte Schichten aus braunem, massivem Anhydrit vor (Fig. 5-20c). Die steile Lagerung mit z. T. diskordanter Überlagerung und konglomeratischen bis brekzierten Partien sind Indizien dafür, dass es sich um Resedimente handelt.

Einige Komponenten bestehen aus beige, durch Anhydrit feinlaminiertem Dolomit. Sie sind durch dunkelgrauen Anhydrit zementiert.

In vielen Abschnitten aus massivem, gebändertem bis laminiertem Anhydrit nimmt die Deutlichkeit der Bänderungen gegen oben ab und leitet graduell zu massivem, meist grauem, wolkigem Anhydrit über. Die Grösse der «Wolken» liegt im cm-Bereich. Sie haben unregelmässige, lappige Umriss und sind durch dünne Zonen aus dunkelgrauem Anhydrit voneinander getrennt. Die Grösse und Form der Anhydritkristalle in den Knollen ist gleich wie in den laminierten und gebänderten Varietäten. Sie zeigen das selbe regellose Gefüge und sind durch wenig feinkristallinen Dolomit verunreinigt. Lokal ist das dolomitische Material durch Verdrängung zu feinsten, gewundenen Säumen konzentriert worden. In diesen Bereichen treten prismatische, parallel eingeregeltete Anhydritleisten auf. In den dunkelgrauen Zwischenzonen sind die Kristalle etwas gröber und nicht verunreinigt.

Die diagenetischen Neubildungen und Umkristallisationen sind im wolkigen Anhydrit noch stärker entwickelt als in den gebänderten bis laminierten Varietäten und führen zu einem Gefüge, das kaum Schlüsse auf den ursprünglichen Zustand zulässt.

Verstreut im massiven, dunklen Anhydrit finden sich oft grosse (max. 1.5 mm), idiomorphe Dolomitkristalle. Sie weisen einschliessreiche, z. T. zonierte Zentren oder Sanduhrstrukturen auf (Fig. 5-20d). Viele enthalten relik-tischen Anhydrit und werden selber z. T. von idiomorphem Quarz verdrängt. Alle sind von einem gleichmässig breiten, syntaxial aber nicht kontinuierlich aufgewachsenen Saum von kleineren Dolomitkristallen umgeben. Auch idiomorphe Quarze treten häufig auf.

Anhydritknollen

Als letzter Anhydrittyp verbleiben noch die massiven, dunklen, nur schwach verunreinigten Anhydritknollen. Sie treten quasi als Durchläufer in vielen Brekzien auf,

Fig. 5-19f Kompakte Brekzie aus eckigen Komponenten von feinlaminiertem Anhydrit mit wenig mergeliger Matrix (Insitu-Brekzie). Die graduellen Anhydrit-Mergel-Übergänge sind lokal schon von Auge sichtbar (der Anhydrit ist weiss vergipst, die Mergel sind dunkelgrau).

S 99, Obere Brekzien, 280.32 – 280.40 m

Fig. 5-19g Scharfe, vermutlich erosive Überlagerung einer Anhydrit-Mergel-Brekzie unten (mit intensiver diagenetischer Sulfatbildung (weiss)) durch feinlaminierten Anhydrit mit gradierten Anhydrit-Mergel-Laminae. Der Anhydrit im oberen Teil zeigt im Gegensatz zur Brekzie keine diagenetischen Modifikationen.

S 97, Obere Brekzien, 258.22 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 5-20a Dunkler, massiver, durch dolomitische Verunreinigungen laminiertes bis gebänderter Anhydrit. Die dunkelgrauen, reinen Anhydritlagen könnten aus angelösten, ehemaligen Gipskristallrasen entstanden sein (vgl. Fig. 5-20b)

S 99, Untere Anhydritschichten, 293.42 – 293.53 m

Fig. 5-20b Stark schematisierte Entstehung von Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips, episodischem Gipswachstum mit Unterbrüchen durch mehr oder weniger lösungsfähige Wässer, welche detritische Sedimentfracht enthalten.

Fig. 5-20c Rutschmasse aus massivem dunklem Anhydrit mit dolomitreichen Komponenten unten und plastisch deformierten Gefügen oben. Der Abschnitt ist unten und oben von flachliegenden bis leicht geneigten Serien begrenzt (Basis rechts unten).

S 99, Untere Anhydritschichten, 283.95 – 284.55 m

Fig. 5-19 f



Fig. 5-19 g



Fig. 5-20 c

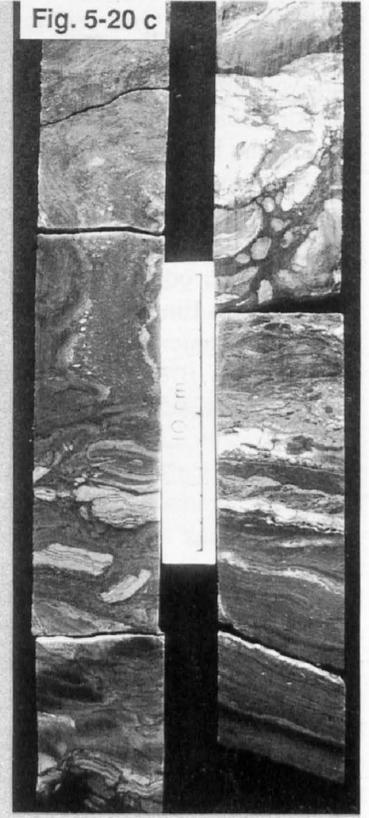
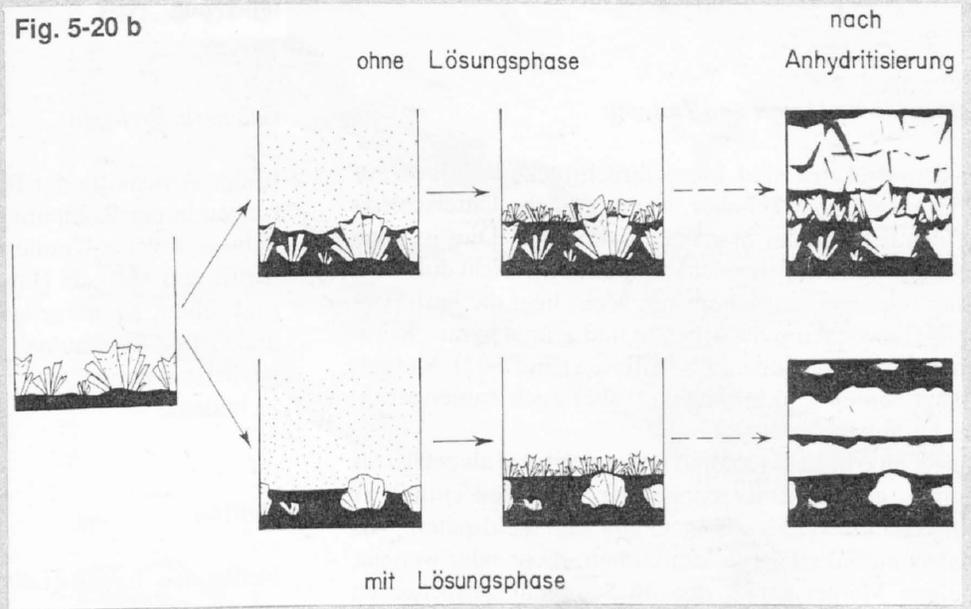


Fig. 5-20 a



Fig. 5-20 b



welche zu einem Grossteil aus Mergeln bestehen (Fig. 5-21a). Deshalb sind sie auch kaum zusammen mit massivem Anhydrit zu finden und fehlen auch in den Unteren Anhydritschichten. Neben grauen weisen die Knollen öfters rötliche Farbtöne auf.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Komponenten zeigen die Knollen eher rundliche Formen mit z. T. lappigen Umrissen. Manchmal umschliessen sie andere Komponenten oder passen sich mit ihrer Form diesen zumindest an. Einerseits treten diese (manchmal gelängten und deformierten) Knollen in mergelreichen, fluidal strukturierten Brekzien oder Konglomeraten auf (Fig. 5-21b). Andererseits finden sie sich in der Mergelmatrix zwischen eckigen Komponenten. In einigen Fällen bilden sie zusammenhängende Lagen (Chicken-wire-Anhydrit). Unter dem Mikroskop zeigen viele Knollen ein grobkristallines Mosaik aus mehr oder weniger isometrischen, 0.04 bis 0.1 mm grossen Anhydritkristallen. Lokal treten Nester aus größerem (bis 0.3 mm), verzahntem Anhydrit auf, und manchmal sind die Knollen randlich feinkörniger. Es gibt jedoch auch Knollen, welche durch ungleichkörnigen, zwischen 0.02 mm und 0.2 mm grossen, blokigen bis leistenförmigen Anhydrit aufgebaut sind, wobei die grösseren Kristalle regellos in der Grundmasse von feinkörnigem Anhydrit liegen. Die meist wirr gelagerten Leisten sind manchmal randlich und z. T. auch innerhalb der Knollen parallel eingeregelt.

Dolomitische Mergel und Dolomit

In den Brekzien sind Mergelbruchstücke meistens nur dann als solche erkennbar, wenn farbliche Unterschiede sie deutlich von der Matrix unterscheiden. Dies ist dann der Fall, wenn Matrix oder Komponenten leicht dolomitischer oder anhydritischer sind. Meist liegt die Farbe der Mergel zwischen schwarzbraun und grünlichgrau. Rötliche Farbtöne sind ebenfalls vertreten (Fig. 5-22). Mergelkomponenten sind meist eckig, aber auch kantengerundet bis gut gerundet.

Beige, mikritischer Dolomit findet sich lokal als eckige bis kanten-gerundete Komponenten. Zum Teil enthält er siltige Beimengungen von Quarz und Feldspäten. Als Matrix enthalten die dolomitischen, mehr oder weniger tonigen Mergel neben den im Sediment gewachsenen Anhydritknöllchen oft grosse Mengen an isolierten Anhydrit-, Dolomit- und (z. T. sicher authigenen) Quarzkristallen. Die Anhydritkristalle liegen in Form von 0.1 bis 0.2 mm grossen Plättchen mit häufig idiomorphen Umrissen vor. Daneben bilden sich auch schlanke Anhydritleisten, welche die Matrix teilweise ersetzen. Die Dolomite zeigen lokal rhombenförmige Kristalle von bis zu 0.3 mm Grösse. Quarze sind oft als bipyramidale Prismen ausgebildet.

Deformierte Komponenten in den Brekzien

In einigen Abschnitten der Brekzien sind die Komponenten deutlich deformiert. Besonders gut lassen sich die

Deformationen in den feinlaminierten Anhydriten beobachten (Fig. 5-23). Meist handelt es sich um plastische Verfaltungen, doch kann in denselben Komponenten auch sprödes Verhalten (kleine Überschiebungen und Kinkbänder) beobachtet werden.

Brekzien mit fluidalem Gefüge

In allen Bohrungen weisen die Brekzien gleich über dem Salzdach, aber auch in einigen höheren Horizonten, fluidale Gefüge auf (Fig. 5-24). Die Komponenten dieser Brekzien bestehen aus feinlaminiertem und knolligem Anhydrit, sowie aus Mergeln. Anhydritknollen sind oft länglich und mehr oder weniger schichtparallel eingeregelt. Es kann aber nicht entschieden werden, ob es sich um Einregelung ursprünglich länglicher Knollen oder um Elongation ursprünglich runder Knollen handelt. Auch mergelreiche, feinlaminierte Anhydrite sind stark deformiert und bilden oft schlecht definierte Schlieren. Z.T. wird dadurch die Unterscheidung zwischen anhydritreicher Matrix und mergelreichen Anhydritkomponenten unmöglich. Allein dolomitreiche Mergel liegen als eckige, eingeregelt Bruchstücke vor und werden von den Mergeln umflossen. In ansonsten ruhig gelagerten Schichten weisen die Fliessbrekzien oft ein leichtes Einfallen auf.

Gradierte Brekzien

Einige Abschnitte der Brekzien zeigen deutliche Gradiierungen in der Komponentengrösse. Meistens handelt es sich um inverse Gradiierungen aus feinlaminiertem Anhydrit und Mergeln (Fig. 5-25). Normale Gradiierungen sind selten. In mergeligen Abschnitten nehmen Anzahl und Grösse von Anhydritknollen oft gegen oben zu, um zuoberst eventuell eine Lage aus Chicken-wire-Anhydrit zu bilden.

Detritus

Neben den Tonmineralien, welche die wichtigste detritische Sedimentkomponente darstellen, treten in geringerem Ausmass wiederum siltgrosse Quarz-, Feldspat- und Glimmerkomponenten in diversen Horizonten der Brekzien auf. In den Unteren Anhydritschichten fehlt dieser siltige Einschlag, und auch in den Oberen Brekzien scheint er nicht mehr so gross zu sein. Oft tritt siltiger Detritus in dolomitischen Komponenten von Brekzien auf. Diskrete, kreuzgeschichtete Siltlagen wie in den Salzschieben werden nur noch selten beobachtet.

Rotfärbung

In allen Bohrungen, besonders aber in den geringmächtigen Brekzien der Bohrungen S 95 und S 98 finden sich ab und zu Rotfärbungen in der Matrix und/oder in den Kom-

Fig. 5-20 d

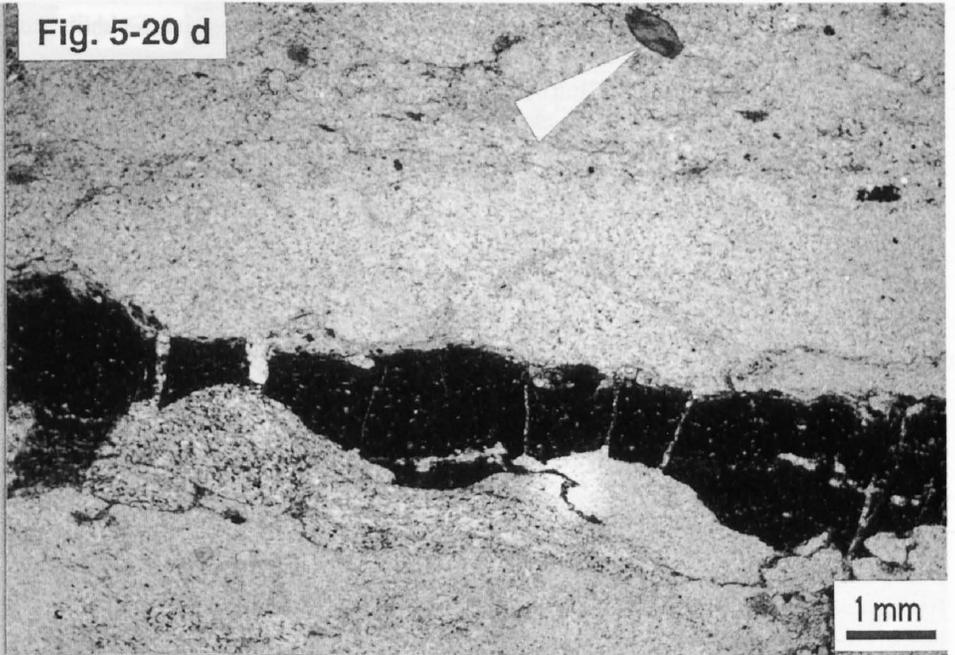


Fig. 5-21 a

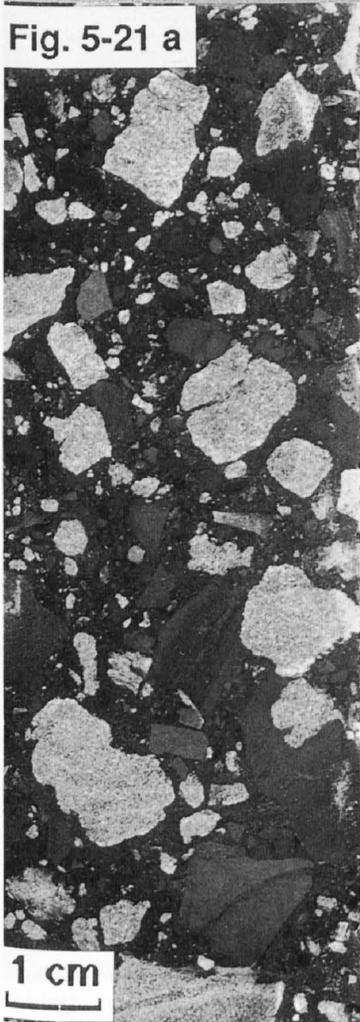


Fig. 5-21 b

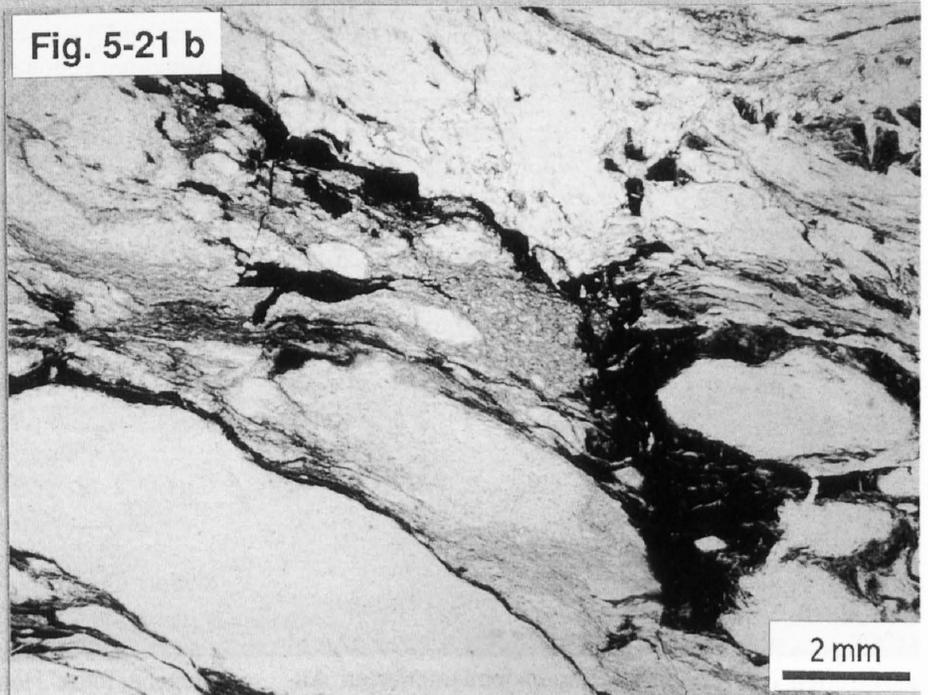


Fig. 5-20d Schüttung mit sulfatischen Komponenten sowie diagenetisch neugebildeten oder rekristallisierten Knöllchen an der Basis. Der feine Anteil besteht aus dolomitischen Mergeln. In der oberen Bildhälfte liegt ein neugebildeter, idiomorpher Dolomitekristall mit Sanduhrstruktur (Pfeil).

S 99, Untere Anhydritschichten, 290.58 m, Dünnschliffaufnahme mit +Nicols

Fig. 5-21a Mergel-Anhydrit-Brekzie mit eckigen, dunklen, grünlichgrauen Mergelkomponenten, rundlichen, im Sediment gewachsenen Anhydritknollen mit z. T. eingebuchteten Umrissen sowie einigen fraglichen Anhydritkomponenten (Anhydrit ist durch die oberflächliche Vergipsung weiss).

S 99, Untere Brekzien, 323.32 – 323.46 m

Fig. 5-21b Brekzie mit intensiver Neubildung von Sulfatknollen und Rekristallisation von Sulfaten in mergeliger Matrix. Fluidales Mikrogefüge mit Einregelung und Kompaktion der Knollen.

S 97, Untere Brekzien, 283.05 m, Dünnschliffaufnahme mit //Nicols

ponenten. Am häufigsten sind die rundlichen Anhydritknollen von rötlicher Farbe (Fig. 5-26). Dabei sind Variationen von Grau mit rötlichem Farbstich bis zu intensivem Orangerot zu beobachten. Praktisch alle Chicken-wire-Anhydrite sind zumindest leicht rötlich gefärbt. Viel seltener beobachtet man, dass schlierig deformierte Komponenten aus ursprünglich feinlaminiertem Anhydrit rötliche Farben aufweisen. Hingegen sind Mergelbrekzien öfters rötlich gefärbt (vgl. Fig. 5-22).

5.8 Interpretation der Lithologien

Der feinlaminierte Anhydrit zeigt auch hier, dass er durch Resedimentation entstanden ist. Hypothesen für seine Entstehung sind bereits im Kapitel über die Salzschichten beschrieben worden. Im Gegensatz zu den Salzschichten ist jedoch eine leichte Zunahme der diagenetischen Rekristallisationen und Neubildungen festzustellen. Ebenfalls häufiger kommt knolliger Anhydrit, vor allem die oft rötlichen, zusammenhängenden Lagen aus Chicken-wire-Anhydrit, vor. Die Knollen wachsen überall, wo genug weiches Sediment vorhanden ist. Sie sind Evidenz dafür, dass diagenetische Ausfällung von Ca-Sulfat, möglicherweise unter subaerischen Verhältnissen, eine zunehmend wichtige Rolle spielt. Subaerische Exposition mag besonders dort gegeben sein, wo rötliche Farben, d. h. oxidierendes Milieu, vermehrt auftreten. Dies ist in den geringmächtigen Brekzien öfters der Fall.

Das ursprünglich wohl filzige, wirre Gefüge aus Anhydritnadeln und -leisten in den Knollen ist jedoch nur selten erhalten geblieben. Spätdiagenetische Rekristallisation resultiert in einem mehr oder weniger isometrischen, blockigen Anhydritmosaik (vgl. LANGBEIN, 1982). Massive Anhydritschlieren stellen möglicherweise transportierte und deformierte, noch «weiche» Knollen dar. Auch sie sind in der Regel stark rekristallisiert. Ebenfalls der späten Diagenese sind die Neubildungen von in der Matrix gewachsenen, isolierten Anhydritleisten und -plättchen sowie von oft idiomorphem Dolomit und Quarz zuzuordnen.

Der dunkle, massive Anhydrit ist eine neue fazielle Ausbildung des Anhydrits, welche in den Salzschichten nicht anzutreffen ist. Im Vergleich zum feinlaminierten Anhydrit geht der Gehalt an detritischem Ton, Quarz und Feldspat deutlich zurück und fehlt meist ganz. Manchmal finden sich Indikationen für Strömung und Resedimentation, und zeitweise scheinen auch Gipskristalle am Boden von wasserbedeckten Becken gewachsen zu sein. Bei den gebänderten und laminierten Varietäten handelt es sich möglicherweise um detritisch umgelagerten Gips mit unterschiedlich grossen Beimengungen von Dolomit. Von verschiedenen Autoren wird der Beitrag von Algenmatten zur Bildung dieser Bänderungen hervorgehoben. SCHREIBER et al. (1982) weisen darauf hin, dass das Wachstum solcher Algenmatten bei hohen Salinitäten und periodische Gipsübersättigung eng miteinander verbunden sind. In den untersuchten Kernen tritt aber keine

positive Evidenz für solche Algenmatten auf. Ähnliche massive, gebänderte Anhydrite und Gipse, welche auch oft mit am Boden gewachsenem Gips (Kristallrasen) assoziiert sind (vgl. massiver, gebänderter Anhydrit in den Oberen Anhydritschichten), werden von verschiedenen Autoren als flach subaquatische Ablagerungen gedeutet (SCHREIBER et al., 1976, 1982; CRAWFORD & DUNHAM, 1982; HANDFORD & BASSET, 1982; RICHTER-BERNURG, 1985).

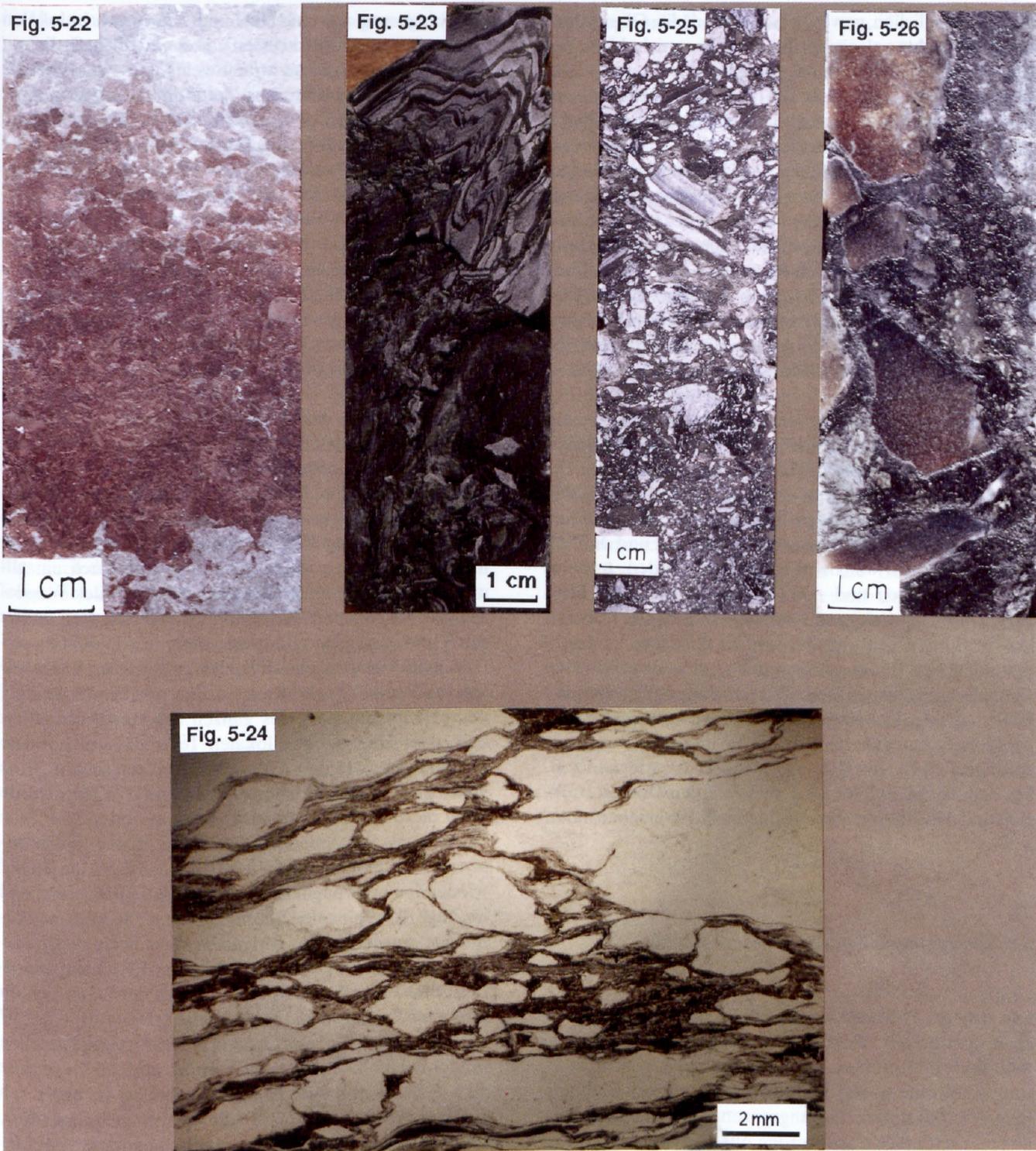
Die wolkige Varietät des dunklen, massiven Anhydrits ist eindeutig eine diagenetisch bedingte Makrostruktur, wie die graduellen Übergänge zwischen gebänderten und wolkigen Varietäten zeigen. Überhaupt sind im dunklen, massiven Anhydrit keine Kristallformen des ursprünglich wohl als Gips abgelagerten Sedimentes erhalten geblieben, und die diagenetischen Überprägungen von sedimentären Strukturen nehmen im Vergleich zum feinlaminierten Anhydrit zu.

Synsedimentäre, subsequeute oder(sub)rezente Brekzien?

Brekzien, die ihre Entstehung im weitesten Sinne dem Weglösen von Salz verdanken, werden Subrosionsbrekzien genannt. Man kennt sie aus vielen Salzlagern, die in die Nähe der Oberflächengrundwässer auftauchen (cap-rocks) oder sonstwie (z. B. tektonisch) in die Nähe von Aquiferen gebracht worden sind. Ebenfalls bekannt sind Subrosionserscheinungen durch gespannte Wässer aus dem Liegenden (ANDERSON & KIRKLAND, 1980). In der Literatur wird zwischen Residualbrekzien und Nachfallbrekzien unterschieden (LANGBEIN, 1984). Residualbrekzien bestehen aus den im Steinsalz eingebetteten, unlöslichen Rückständen und Verunreinigungen, während Nachfallbrekzien in situ durch das Nachbrechen von hangenden Schichten in die darunter geschaffenen Hohlräume entstehen. Eine typische «Subrosionsstratigraphie» besteht also aus einer Residualbrekzie unten und einer Nachfallbrekzie oben.

Auch die Salzschichten der Nordwestschweiz zeigen oberflächennahe Ablaugung. Der Salzspiegel liegt im Salzfeld von Rheinfelden-Riburg rund 150 m unter der Erdoberfläche (HAUBER, 1980). Rezente, aktive Subrosion ist dort schon in einigen Salzbohrungen beobachtet worden und zeichnet sich dadurch aus, dass zumindest direkt über den Salzschichten Vergipsung und z. T. sogar laugengefüllte Hohlräume angetroffen werden. Beides fehlt in den untersuchten Bohrungen. Die Obergrenzen der Salzschichten liegen auch deutlich tiefer (vgl. Fig. 1-2), was rezente Subrosion eher unwahrscheinlich macht (mögliche Ausnahme ist S 96).

Angenommen, die Brekzien gehen auf die Auflösung eines ehemals vollständig ausgebildeten Salzlagers (ähnlich S 106) zurück, so würden 30 m Brekzien bei einer (relativ hoch angesetzten) Verunreinigung von 30% einer ursprünglich 100 m mächtigen Salzschicht entsprechen. Das wäre in etwa für die Brekzien von S 97 der Fall, für S 99 wäre die Mächtigkeit noch grösser. Die differentielle Subsidenz zwischen den Bohrungen müsste also während der Salzablagerung noch ausgeprägter gewesen sein (immer vorausgesetzt, dass das Relief am Ende der Salzbil-



- Fig. 5-22 Grünlichgraue und weinrote, dolomitische Mergelbreccie. S 98, Untere Breccien, 377.31 – 377.38 m
- Fig. 5-23 Plastisch deformierter, feinlaminiertes Anhydrit als eckig zerbrochene Komponente in schwarzer, dolomitischer Mergelmatrix.
S 99, Untere Breccien, 306.75 – 306.89 m
- Fig. 5-24 Breccie mit fluidalem Gefüge. Eingeregelt und kompaktierte Komponenten aus rekristallisiertem Anhydrit sowie aus im Sediment gewachsenen Anhydritknollen liegen in einer anhydritischen und dolomitischen Mergelmatrix.
S 97, Obere Breccien, 257.45 m, Dünnschliffaufnahme mit //Nicols
- Fig. 5-25 Leicht invers gradierte Breccie aus eckigen, feinlaminierten Anhydritkomponenten in einer grauschwarzen Matrix aus dolomitischen Mergeln.
S 95, Obere Breccien, 324.60 – 324.73 m
- Fig. 5-26 Rötliche Anhydritknollen in anhydritischer und dolomitischer Mergelmatrix.
S 98, Untere Breccien, 376.28 – 376.38 m

dung ausgeglichen gewesen ist). Wenn die Obergrenze der Salzsichten also einen fossilen (aber nicht Mittleren Muschelkalk-zeitlichen) Salzspiegel darstellt, so würde dies eine Hebung von über 100 m für genau jene Gebiete bedeuten, welche während der Salzablagerung durch grosse Subsidenz gekennzeichnet waren. Eine differentielle isostatische Hebung des Salzlagers ist für die ange-troffenen Salzmächtigkeiten und Überlagerungen eher unwahrscheinlich, und es ist auch keine tektonische Phase bekannt, welche für diese Relativbewegungen verantwort-lich sein könnte. Auch wäre bei dieser der Hebung entsprechend grossen Ablagerung eine Brekzierung der hangenden Schichten und Formationen zu erwarten. Ungeachtet der Salz- oder Brekzienmächtigkeit hört die Brekzierung aber überall unter den Oberen Anhydrit-schichten auf.

Es verbleibt noch die Möglichkeit, dass die Brekzien und Konglomerate während der Salzablagerung entstanden sind. Und dafür gibt es folgende Argumente:

Grosse Teile der Brekzien unterscheiden sich nicht von den Zwischenlagen in den Salzsichten: sie bestehen hauptsächlich aus feinlaminiertem Anhydrit und dolomiti-schen Mergeln, welche eher Brekzien bilden, und aus Anhydritschlieren und -knollen in dolomitischen Mer-geln, woraus vorwiegend Konglomerate mit z. T. fluida-len Strukturen gebildet werden. Es ist daher anzuneh-men, dass sich Bildungsmilieu und -mechanismen im we-sentlichen gleichen. Das bedeutet, dass es sich bei den Brekzien und Konglomeraten um synsedimentäre Lö-sungserscheinungen handelt. Dies impliziert, dass ur-sprünglich noch Salz abgelagert worden ist, wie man z. B. aus dem lateralen Übergang zwischen den Oberen Brek-zien und den Oberen Salzsichten in S 106 ersehen kann.

5.9 Ablagerungsmilieu und Paleogeographie

Die Unteren Brekzien werden als Ablagerungen von fla-chen, periodisch überfluteten Schlammebenen (saline mud-flats) interpretiert. Das Hauptgebiet der Salzablage-rung (die brine pools) zieht sich in westlicher Richtung (gegen S 106) zurück. Die angrenzenden Schlammebenen liegen leicht erhöht und werden nur noch periodisch von marinen Wässern überflutet. Ihre Sedimentation ist kon-tinental dominiert und vor allem durch die Ablagerung von Tonen gekennzeichnet. In den vadosen Zonen dieser Ebenen bilden sich Anhydrit- oder Gipsknollen, wie sie aus vielen rezenten und fossilen Sabkhas beschrieben werden (SHEARMAN, 1978). Auch die Zunahme der An-hydritknollen gegen oben ist dort ein oft beobachtetes Phänomen. Viele der Brekzien und Konglomerate zeigen fluviatilen Transport an. Dies ist auch auf rezenten mud flats (z. B. rund um kontinentale Playas [HANDFORD, 1982]) der Fall, wo das Sediment durch migrierende Ka-näle periodisch aufgearbeitet wird. Umlagerungen von älteren Evaporiten in einem «kannibalistischen» Eვა-poritbecken werden auch von VAI & RICCI LUCCHI (1977) aus den messinischen Evaporiten in Italien beschrieben.

Salzablagerung auf mud flats findet nur noch in lokalen Depressionen, als Salzkrusten und eventuell im Sediment statt. Das diagenetische Milieu wenig unter der Oberflä-che von Salzkrusten ist reduzierend, nur in höher gelege-nen, selten von Salz bedeckten Teilen (S 95, S 98) bleiben Relikte oxidierender Verhältnisse erhalten. Gips- oder Anhydritknollen wachsen durch Verdrängung des Sedi-mentes und bilden zum Teil zusammenhängende Chik-ken-wire-Lagen. Feinlaminiertes Anhydrit entsteht durch die Aufarbeitung von Gips durch detritusführende, höchstwahrscheinlich meteorische Wässer, welche die «mud-flats» periodisch überfluten. Solche Ereignisse mö- gen, zusammen mit verdünnenden Zuflüssen marinen Ursprungs, für die vollständige Lösung des einstmals ge-bildeten Salzes verantwortlich sein.

Es ist erstaunlich, dass die Grenze zwischen den Unteren Salzsichten und den Unteren Brekzien so scharf ausge-bildet ist. Bei einem graduellen Übergang von «brine pan» zu «saline mud flat» wäre an sich eine Wechsellage-rung von Brekzien und Salz zu erwarten. Es wird deshalb angenommen, dass die Emersion, welche durch die «mud flat»-Ablagerungen angezeigt wird, nicht durch ein all-mähliches (im Detail zyklisches) Absinken des Wasser-spiegels im gesamten Ablagerungsraum, sondern relativ rasch und ohne Schwankungen erfolgt ist. Dies kann sei-ne Ursache in (tektonisch? oder eustatischer? Meeres-spiegelabsenkung bedingter) stärkerer Einschränkung des «Hauptzuflusses» des ganzen Evaporitbeckens ha-ben, oder aber in einer lokalen Tektonik, welche neue Strömungsmuster und Ablagerungszentren schafft. Eine gleich grosse Menge zufließender mariner Wässer würde dann diese neuen Depressionen füllen und grosse Teile der ehemals laugenbedeckten Gebiete trockenfallen las-sen. Das so exponierte Salz wird erodiert, bis das Relief wieder den ursprünglichen, stabilen Verlauf aufweist und im Zuge der regionalen Subsidenz wieder Sediment akku-muliert werden kann. Möglicherweise setzt diese vermehrte Emersion zuerst im Osten ein. Es scheint jeden-falls, dass besonders dort gewisse Teile der Salzsichten grösserer Erosion zum Opfer gefallen sind (z. B. von S 97 und eventuell S 96). Die Gegend um S 99 ist lokal gesehen immer noch ein Ablagerungszentrum, aber im Gegensatz zu S 106 in «mud flat»-Fazies ausgebildet. Im grösseren Rahmen gesehen subsidieren die westlichen Teile stärker, und Salzablagerung findet bis zur Sedimentation der Un-teren Anhydritschichten statt. Die Daten über die regio-nale Verbreitung der Brekzien sind bisher aber zu gering, um mehr als eine Hypothese zu stützen.

Die Unteren Anhydritschichten sind klare Evidenz für ein Ansteigen des Meeresspiegels, was in einer Überflu-tung des gesamten untersuchten Ablagerungsraumes re-sultiert. Der Übergang entspricht einer Transgression, und es ist anzunehmen, dass die Unteren Anhydritschich-ten einen regional korrelierbaren, zeitgleichen Leithori-zont bilden (vgl. unten). Etwas unverständlich ist auf den ersten Blick, dass die Unteren Anhydritschichten erneut in S 99 am mächtigsten sind, und sogar widersprüchlich scheint, dass die brekzierten Horizonte in S 95, S 97, S 98 und S 99 Salzablagern anzeigen, während in S 106, wo doch

im Hangenden und Liegenden Salz vorkommt, bloss einige Salzdrusen enthalten sind. Dies lässt sich jedoch folgendermassen erklären: der vergleichsweise kleine Einfluss von feinlaminiertem (detritischem) Anhydrit in S 106 lässt auf eine relativ landferne (quasi Becken-) Position schliessen. Die Sedimentation ist ruhig, während in S 97 und S 99 Rutsche und unruhige Schichtung möglicherweise eine Hangsituation andeuten. S 95 und S 98 liegen eventuell noch höher. Diese Teile des Ablagerungsraumes emergieren sogar zeitweise, und lokal bilden sich Salzablagerungen in flachen Depressionen, während in den ständig laugenbedeckten Teilen des Beckens die Salzsättigung der Lauge nie erreicht wird. Allerdings ist das Erhaltungspotential dieser Salze klein und nur Lösungsbrekzien zeugen von ihrer Existenz.

In den Oberen Brekzien herrschen wiederum die gleichen Bedingungen wie vor der Ablagerung der Unteren Anhydritschichten. Wohl bildet sich Salz, es bleibt jedoch nur im Westen (S 106) erhalten. Allerdings deutet auch dort die zunehmende Verunreinigung der Oberen Salzsichten auf erhöhten Einfluss von untersättigten Wässern hin. Erst später erreicht die Progradation der mud flats auch diese Region. In den Oberen Brekzien treten lokal auch Zwischenlagen von feinlaminiertem und massivem, gebändertem Anhydrit auf, eine zeitweilig tiefere Wasserbedeckung anzeigend. Die Mächtigkeiten der Oberen Brekzien variiert nicht mehr so stark wie in den Unteren Brekzien, und die stärkste Subsidenz liegt nun im Bereich von S 106.

5.10 Regionale Korrelation

Die Unteren Anhydritschichten sind ein Leithorizont, der sich vermutlich regional verfolgen lässt. Die folgenden Überlegungen und Vergleiche sind zwar spekulativ und benötigen weitere Untersuchungen, sie sind aber trotzdem erwähnenswert.

In einer älteren Salzbohrung östlich Arisdorf (S 39) liegen sie direkt über den Unteren Salzsichten und die Unteren Brekzien fehlen (SOMMER, 1954). In einigen Bohrungen in der Umgebung der Saline Riburg liegt diese Anhydritschicht analog zur Situation in S 106 zwischen den Unteren und Oberen Salzsichten (HAUBER, 1980). Genau die selbe Situation trifft man in der Bohrung Buix, wo in einer Tiefe von rund 910 m eine etwa 5 m mächtige Schicht aus «derbem Anhydrit» innerhalb des Steinsalzes liegt (SCHMIDT et al., 1924). Es scheint auch möglich, eine Korrelation mit der Felsenau herzustellen: die unteren und oberen Gips-Schichten (BAUMANN & STUCKY, 1984) respektive Gips-Brekzien (WILDI, 1975) würden den Unteren und Oberen Brekzien gleichgestellt und die darin eingeschlossenen mittleren Sulfatschichten den Unteren Anhydritschichten. Auch die Bohrung Riniken (MATTER et al., 1987) weist innerhalb der Brekzien eine rund 6 m mächtige Anhydritserie auf, welche wahrscheinlich den Unteren Anhydritschichten entspricht. Ob Salz noch vorhanden ist (oder jemals gebildet wurde), hängt vom Ablagerungsmilieu und den synsedimentären Lösungen, aber auch von späteren Subrosionen ab.

6. OBERE SULFATZONE

6.1 Einleitung

Zur Erleichterung der Orientierung sei an dieser Stelle nochmals die in dieser Arbeit verwendete Stratigraphie

wiederholt (Tab. 6,1 , vgl. Fig. 3-1). Demnach setzt sich die Obere Sulfatzone von unten nach oben aus den Oberen Anhydritschichten, den Übergangsschichten und den Dolomit-dominierten Schichten zusammen.

Tabelle 6,1 Stratigraphie des Salzlagers und der Oberen Sulfatzone im Vergleich zu HAUBER (1971)

HAUBER 1971		DIESE ARBEIT	
OBERE SULFATZONE	oberer Teil, v. a. mergelig und dolomitisch	OBERE SULFATZONE	Dolomit-dominierte Schichten
	mittlerer Teil mit kompakten Anhydritschichten		Übergangsschichten Obere Anhydritschichten
	unterer Teil mit unruhig gelagerten Abschnitten, Brekzien	SALZLAGER	Obere Brekzien Obere Salzschieben Untere Anhydritschichten Untere Brekzien
SALZLAGER	Untere Salzschieben		

6.2 Einheit 7: OBERE ANHYDRITSCHICHTEN

6.2.1 Allgemeines

Nach den Oberen Brekzien folgt ein weiterer Abschnitt aus massivem Anhydrit. Die Untergrenze wird durch die letzten deutlich brekzierten Schichten der Oberen Brekzien markiert. Einzig in der Bohrung S 106 kann man offen lassen, ob die relativ ungestörten Schichten der Oberen Brekzien nicht schon zu den Oberen Anhydritschichten gezählt werden sollten.

Die Obergrenze der Oberen Anhydritschichten ist gut definiert durch das erstmalige Auftreten einer etwa 2 m mächtigen Serie aus beige, feinkörnigem Dolomit, welcher die Basis der Übergangsschichten bildet.

6.2.2 Mächtigkeiten

Mit den so definierten Grenzen schwankt die Mächtigkeit der Oberen Anhydritschichten zwischen rund 8.45 m in S 95 und etwa 9.55 m in S 98 (Tab.6,2). An dieser Stelle sei nochmals darauf hingewiesen, dass die erbohrte Mächtigkeit der Oberen Anhydritschichten in der Bohrung S 99 rund 20 m beträgt. Die Schichten stehen öfters steil und sind zum Teil sogar überkippt. Das Einfallen kann aber häufig eingemessen werden, so dass die Umrechnung auf die ursprüngliche stratigraphische Mächtigkeit von 9.40 m (abzüglich der Dicke der Fasergipsadern) nur mit einem kleinen Fehler behaftet ist.

Tabelle 6,2 Mächtigkeiten der Oberen Anhydritschichten

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit		abzüglich Fasergips
S 95	315.37	–	306.94	=	8.43 m		
S 97	253.20	–	244.20	=	9.00 m		
S 98	361.60	–	352.04	=	9.56 m		
S 99	264.97	–	244.95	=	20.02 m	korr.: 9.70 m	9.40 m
S 106	468.12	–	458.95	=	9.17 m		

6.2.3 Die Bohrungen (Fig. 6-1)

Die Oberen Anhydritschichten werden lithologisch aus fünf Anhydrittypen und einem Gipstyp aufgebaut. Es sind dies

- feinlaminiertes Anhydrit
- massiver dunkler, laminiertes bis gebändertes Anhydrit
- massiver dunkler, wolkiger Anhydrit
- massiver heller, laminiertes bis gebändertes Anhydrit
- massiver heller, wolkiger Anhydrit
- dunkler, undeutlich laminiertes Gips

Da die Ausbildung der Oberen Anhydritschichten überall sehr ähnlich ist, werden die Bohrungen gesamthaft beschrieben.

Die Basis der Oberen Anhydritschichten wird durch einen 2–2.5 m mächtigen Horizont aus dunklem, massi-

vem Anhydrit gebildet. Dabei wechseln sich gebänderte und wolkige Varietäten, wobei unten eher gebändertes und oben eher wolkiger Anhydrit vorherrscht. In den gebänderten Partien der Bohrungen S 97, S 99 und S 106 finden sich lokal Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips. Dieser massive, dunkle Anhydrit geht gegen oben graduell in massiven, hellen Anhydrit über. Grösstenteils ist dieser gebändert und in S 99 treten erneut Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips auf.

Mit Ausnahme der Bohrung S 97 folgt nun eine geringmächtige Schicht aus feinlaminiertem Anhydrit. Meist ist er flaserig laminiert und zum Teil finden sich flache Kreuzschichtungen. In S 98 und S 99 ist die Basis dieses Horizontes als intraformationelles Konglomerat ausgebildet. Der darüber folgende Abschnitt aus massivem, dunklem Anhydrit ist wiederum ziemlich mächtig. Wie schon im unteren Abschnitt ist eine Tendenz zu eher wolkigen Varietäten gegen oben festzustellen. In den gebänderten Partien der Bohrungen S 99 und S 106 treten Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips auf. Inmitten dieser

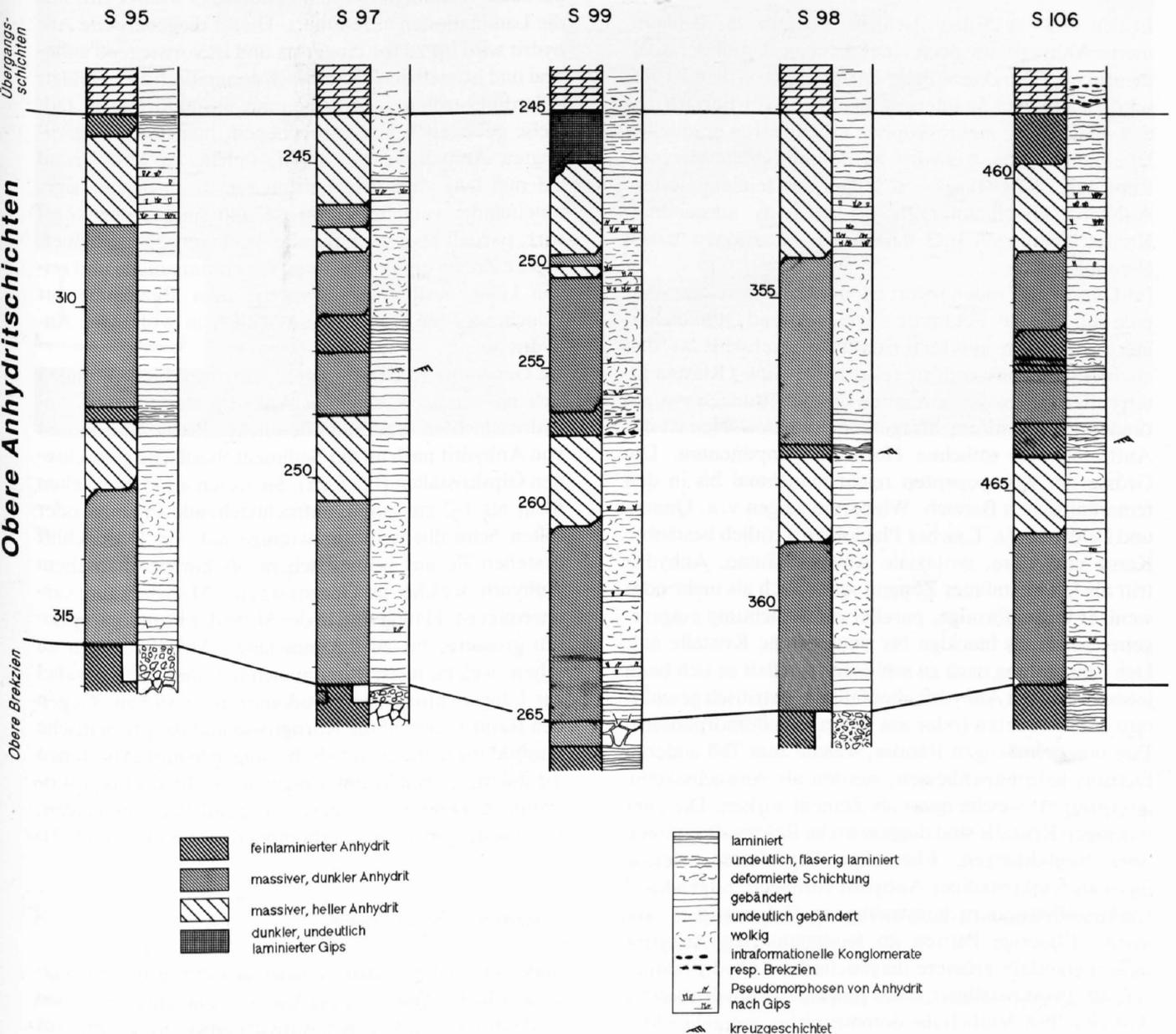


Fig.6-1 Einheit 7: Obere Anhydritschichten

massiven, dunklen Anhydrite findet sich in S 97 einer und in S 106 zwei Horizonte aus feinlaminiertem Anhydrit. Gegen oben nehmen die hellen Farbtöne wiederum graduell zu und leiten in massiven, hellen Anhydrit über. In verschiedenen Horizonten sind hier in allen Bohrungen Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips zu finden. In S 97 und S 99 tritt im unteren Teil des hellen Anhydrits jeweils ein kurzer Einschub aus dunklerem, massivem Anhydrit auf.

Dieser helle, massive Anhydrit bildet in S 97 und S 98 den Abschluss der Oberen Anhydritschichten. In S 95 und S 106 tritt als oberste Lage feinlaminiertes Anhydrit auf, und in S 99 wird der Abschluss der Oberen Anhydritschichten durch ein Intervall aus dunklem, undeutlich laminiertem Gips gebildet. In allen Bohrungen ist die Überlagerung durch den hangenden Dolomit sehr scharf.

6.2.4 Lithologie und sedimentäre Strukturen

Feinlaminiertes Anhydrit

In den Oberen Anhydritschichten macht der feinlaminierte Anhydrit nur noch einen kleinen Anteil der Sedimente aus. Die Ausbildung entspricht dem bereits Beschriebenen mit Laminierung im mm- bis cm-Bereich und den meist schon makroskopisch erkennbaren graduellen Übergängen von Anhydrit zu dolomitischen Mergeln. Zum Teil ist die Basis von Lagen aus feinlaminiertem Anhydrit konglomeratisch bis brekziös ausgebildet. Kreuzschichtungen und flaserige Laminationen treten ebenfalls auf.

Im Dünnschliff fallen sofort wieder die detritischen Anteile auf: Quarze, Feldspäte sowie Hell- und Dunkelglimmer. Knöllchen aus feinkristallinem Anhydrit werden ebenfalls als transportierte (ehemalige Gips-) Klasten interpretiert. Zum Teil enthalten die Schüttungen gut gerundete, dolomitische Mergelkomponenten. Neu ist das Auftreten von rötlichen Hornsteinkomponenten. Die Grösse der Komponenten reicht manchmal bis in den feinarenitischen Bereich. Wiederum zeigen v. a. Quarze und Feldspäte (z. T. sicher Plagioklase) rötlich bestäubte Kerne und klare, syntaxiale Anwachsäume. Anhydrit tritt als feinkristalliner Zement, aber auch als mehr oder weniger leistenförmige, parallel zur Schichtung eingeregelt, sowie als blockige bis isometrische Kristalle auf. Der Einregelung nach zu schliessen handelt es sich beim leistenförmigen Anhydrit ebenfalls um detritisch geschütete Komponenten (oder um deren Pseudomorphosen). Ihre unregelmässigen Ränder, welche zum Teil anderen Detritus halb umschliessen, werden als Anwachsäume interpretiert, welche quasi als Zement wirken. Die eher blockigen Kristalle sind diagenetische Rekrystallisationen oder Neubildungen. Ehemalige Gipsklasten, welche meist als feinkristalliner Anhydrit vorliegen, zeigen lokal Umkristallisation zu feinstrahligem, fächerartigem Anhydrit. Flaserige Partien im feinlaminierten Anhydrit weisen ebenfalls grössere diagenetische Anhydritbildungen auf. Feinkristalliner, meist blockiger Anhydrit ersetzt dort zum Teil deutlich die dolomitreiche, mergelige Matrix.

Massiver, dunkler Anhydrit

Die makroskopische und mikroskopische Ausbildung der gebänderten bis laminierten wie auch der wolkigen Varietäten entspricht im wesentlichen den bereits beschriebenen Ausbildungen in den Unteren Anhydritschichten. Der Anteil an Dolomit kann in gebänderten bis laminierten Varietäten jedoch stark zunehmen und oft sogar überwiegen. Es treten auch praktisch reine, mikritische Dolomitlaminae, -bänder und -lagen auf. Besonders in S 106 sind diese dolomitreichen Abschnitte häufig, so dass man fast von einer Anhydrit-Dolomit-Wechselagerung sprechen kann. In der Nähe zu feinlaminiertem Anhydrit finden sich dort auch noch ab und zu gradierte Anhydritlagen mit siltigem Detritus.

In dolomitreichen Partien ist der Anhydrit als feine Leisten von wirrer, manchmal auch fast schichtparalleler Einregelung vertreten. Die variierende Häufigkeit dieser Leisten definiert eine schwache Schichtung mit oft kleinen Winkeldiskordanzen. Entlang den anhydritreicheren Zonen setzen lokal Rekrystallisation des Anhydrits und partielle Verdrängung von dolomitischer Matrix ein, was die Laminationen akzentuiert. Dieser diagenetische Anhydrit wird bis zu 0.1 mm gross und ist vorwiegend anhedral und isometrisch bis schwach prismatisch ausgebildet. Allerdings treten auch Zonen aus leistenförmigen, teilweise gebogenen und gebrochenen, manchmal verzwilligten Anhydritkristallen auf, welche im Mittel rund 0.3 mm lang sind. Die Leisten zeigen unregelmässige, miteinander verzahnte Umrisse und sind in der Regel wirr, partiell aber auch parallel zueinander angeordnet. Solche Zonen enthalten kaum Verunreinigungen und zeigen keine bestimmte Geometrie oder Beziehung zur Schichtung. Sie treten hauptsächlich in wolkigem Anhydrit auf.

Im Gegensatz zu den Unteren Anhydritschichten finden sich im massiven, dunklen Anhydrit der Oberen Anhydritschichten erstmals deutliche Pseudomorphosen von Anhydrit nach an der Sedimentoberfläche gewachsenen Gipskristallen (Fig 6-2a). Sie treten als kleine, selten mehr als 1–2 cm lange, aufrechtstehende Prismen oder selten Schwalbenschwanzwillinge auf. Im Dünnschliff bestehen sie aus isometrischem bis kurzprismatischem Anhydrit, welcher im Gegensatz zur «Matrix» kaum verunreinigt ist. Häufig sind in der Mitte der Pseudomorphosen grössere, bis zu 0.3 mm lange Anhydritleisten zu sehen, welche meist wirr, manchmal aber auch parallel zur Längsrichtung der Pseudomorphose stehen. Gegen den Rand zu nimmt die Korngrösse und die prismatische Ausbildung in der Regel ab. In einigen Schliffen bestehen die dolomitischen Verunreinigungen nicht aus kryptokristallinem Dolomit, sondern aus rund 0.1 mm langen, linsenförmigem bis leicht rhomboedrischem Dolomit (?).

Massiver, heller Anhydrit

Massiver, heller Anhydrit hebt sich durch die milchig-weisslichen, gräulichen bis leicht bräunlichen Farbtöne deutlich von den anderen Anhydrittypen ab. Er geht oft graduell aus massivem, dunklem Anhydrit hervor und

Fig. 6-2 a



Fig. 6-2 b



Fig. 6-2a *Massiver, dunkler Anhydrit mit dolomitreichen Lagen oben, Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips in der Mitte und durch Sulfatbildung gestörte Schichtung im unteren Teil.*

S 97, Obere Anhydritschichten, 252.24 – 252.31 m

Fig. 6-2b *Durch tonige und dolomitische Verunreinigungen gebänderter, massiver, heller Anhydrit mit Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips (vgl. auch Fig. 5-20b)*

S 98, Obere Anhydritschichten, 353.49 – 353.56 m

wird meist von feinlaminiertem Anhydrit überlagert (Fig. 6-1). Die Strukturen sind analog zum massiven dunklen Anhydrit, man kann also wieder alle Übergänge zwischen laminierten bis gebänderten und wolkigen Varietäten beobachten. Auch Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips treten wieder auf und sind sogar etwas häufiger als im massiven, dunklen Anhydrit (Fig. 6-2b). Bräunliche und grünlichgraue Beimengungen von vermutlich Dolomit und Ton bilden die oft welligen, im cm-Bereich liegenden Laminationen, die «drapings» über den Pseudomorphosen und auch die internen, chevron-artigen Zonierungen in einigen Schwalbenschwanzwillingen. Zum Teil sind die farblichen Unterschiede im Dünnschliff auch nur als Zonen von «bestäubtem» Anhydrit ausgebildet. Korngrößen und -texturen im massiven, hellen Anhydrit sind sehr variabel. Man findet alle Übergänge zwischen kryptokristallinem, anhedralem Anhydrit und grobkristallinen Anhydritleisten von bis zu 0.5 mm Länge und einem Länge/Breite-Verhältnis von 5 bis 10 Zonen aus grobkristallinem Anhydrit sind meist völlig rein. Die Pseudomorphosen bestehen aus solch reinem Anhydrit, aber auch in wolkigen Partien findet er sich häufig.

Dunkler, undeutlich laminiertes Gips

In S 99 ist die oberste Partie der Oberen Anhydritschichten bereits partiell zu Gips umgewandelt. Der ganze Problembereich der Vergipsung wird später eingehend behandelt. An dieser Stelle soll nur erwähnt werden, dass diese oberste Partie ursprünglich wohl als feinlaminiertes Anhydrit wie in S 95 und S 106 vorlag.

6.2.5 Interpretation der Lithologien, Ablagerungsmilieu, Zyklizitäten und Korrelationen

Analog zur Interpretation der massiven Anhydrite in den Unteren Anhydritschichten kann auch hier angenommen werden, dass es sich um flache, subaquatische Ablagerungen handelt. Dies wird insbesondere aus den vielen Horizonten mit Kristallrasen geschlossen. Der Grossteil des massiven, laminierten bis gebänderten Anhydrits entsteht aber klastisch, d. h. durch Transport und Ablagerung von Gipskörnern, welche wohl aus der näheren Umgebung stammen. Darauf deuten jedenfalls die beobachteten Winkeldiskordanzen und Rippeln hin. Komponenten und Zement sind später in Anhydrit umgewandelt und möglicherweise noch rekristallisiert worden. Die wolkige Ausbildung ist ebenfalls als diagenetische Fazies anzusehen.

In den untersuchten Kernen kann man zwei Zyklen erkennen: beide sind zwischen 4 und 6 m mächtig und bestehen aus massivem, dunklem Anhydrit unten, massivem, hellem Anhydrit in der Mitte und wenig feinlaminiertem Anhydrit oben. Der Unterschied zwischen dolomitreichem, dunklem Anhydrit und hellem, relativ reinem Anhydrit kann auf zwei Arten entstanden sein. Entweder ist der Dolomitanteil als normale Ausfällung der Karbonatphase anzusehen, und der Wechsel zu dolomitarmem Anhydrit würde die Verschiebung in die sulfatdo-

minierte Evaporitphase anzeigen. Oder aber die hellen Anhydrite repräsentieren höher energetische (möglicherweise flachere) Ablagerungsräume, in denen der feine Sedimentanteil ausgewaschen wurde. Der feinlaminierte Anhydrit am Top dieser Zyklen zeigt den niedrigsten Wasserstand mit grösstem Einfluss von kontinentalem, detritischem Material an. Bei den beiden Zyklen handelt es sich somit um «Shallowing-upward»-Zyklen, welche entweder durch Progradierung der Flachwasser-Faziesräume oder durch Flacherwerden in Folge des verdunstungsbedingten Wasserverlustes entstanden sind. Die Mächtigkeit ist über das ganze bearbeitete Gebiet sehr konstant und die Detailausbildung der Stratigraphie lässt sich gut korrelieren. Der ganze Ablagerungsraum erscheint recht gleichförmig ohne grosses Relief. Auch regional scheinen die Oberen Anhydritschichten einen Leithorizont zu bilden. Man kennt sie aus allen Salinenbohrungen (mündl. Mitteilung L. HAUBER), und auch in Buix (SCHMIDT et al., 1924) sowie in allen Bohrungen der Nagra (DRONKERT (1987), Schicht III A) sind sie anzutreffen.

6.3 Einheit 8: ÜBERGANGSSCHICHTEN

6.3.1 Allgemeines

Über den Oberen Anhydritschichten treten erstmals wieder Dolomite auf. Zusammen mit verschiedenen Anhydrittypen, Gips- und Mergellagen bilden sie die sehr abwechslungsreiche Stratigraphie der Übergangsschichten.

Die Basis der Übergangsschichten ist durch die scharfe Überlagerung der Oberen Anhydritschichten durch Dolomit gut definiert. Die Obergrenze wird nach dem letzten, über 1.5 m mächtigen Intervall aus massivem, teilweise vergipstem Anhydrit gezogen (Fig. 6-3).

6.3.2 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeit der Übergangsschichten ist in allen Bohrungen ziemlich ausgeglichen. Die hier häufig auftretenden Fasergipsadern können jedoch beträchtlich zur Gesamtmächtigkeit beitragen.

In der Bohrung S 99 wurde in einer Tiefe von etwa 233 m eine kleine Überschiebung durchfahren. Brekzierter Dolomit mit steilgestellten Schollen und vielen Gleitspiegeln bildet hier eine rund 2 m mächtige Zone, deren Dicke von der erbohrten Mächtigkeit abgezählt wurde. Zudem wurde das Schichtfallen, welches ab 240 m von 20° auf über 40° bei 244 m ansteigt, auf normale Schichtmächtigkeit umgerechnet.

Mit obigen Einschränkungen, den eingangs definierten Grenzen und abzüglich der Fasergipsadern variiert die Mächtigkeit der Übergangsschichten zwischen rund 10.30 m in S 98 und 12 m in S 99 (Tab.6,3).

6.3.3 Die Bohrungen (Fig. 6-3)

Die grobe Ausbildung der Übergangsschichten ist in allen fünf Bohrungen sehr ähnlich, so dass die Bohrungen gesamthaft besprochen werden können.

Der Kontakt zu den liegenden Oberen Anhydritschichten ist stets scharf und wird von beige, massiven, schwach laminierten Dolomiten gebildet. In S 97 und S 99 handelt es sich um sehr feinkörnigen Dolomit, und in beiden Bohrungen ist die unterste Partie durch plastische Deformationen bis schwache Brekzierung gekennzeichnet. In der Bohrung S 106 treten an entsprechender Stelle intraformationelle Konglomerate auf. In den Bohrungen S 95, S 98 und S 99 ist nahe der Basis der Übergangsschichten eine fossilreiche, verkieselte Lage vorhanden.

Der mittlere und obere Teil des Dolomites besteht in allen Bohrungen aus beige, massivem bis schwach laminiertem, feinkörnigem Dolomit, welcher gegen oben graubeige wird und dessen Schichtung durch Bioturbation gestört ist. In S 97, S 98 und S 99 schliesst dieser Dolomit mit einer Lage aus knolligem Anhydrit respektive Gips ab.

Der anschliessende, grauschwarze dolomitische Mergelhorizont mit lokal Anhydrit als Knöllchen oder dünnen Lagen ist in allen Bohrungen anzutreffen. Auf dieses Mergelintervall folgt graubeige, mergeliger, feinlaminiertes Dolomit mit Anhydrit respektive Gips als einzelne Knöllchen und Knollenlagen (Chicken-wire). Die Schichtung des Dolomites ist oft unruhig und intraformationelle Konglomerate sind häufig. In S 95 tritt unter diesem Dolomit noch ein kurzer Abschnitt aus feinlaminiertem Anhydrit auf.

Anschliessend folgen erneut schwarze bis graue dolomitische Mergel mit lokal feinen Anhydritlagen oder -knöllchen. Diese gehen gegen oben graduell in einen grauen, flaserigen bis schlierigen Anhydrit über. Zum Teil wird dieser Anhydrit ziemlich massiv und knollig, öfters aber treten tonige Mergel als Schlieren oder dünne Laminae auf, wie z. B. in S 106, wo der flaserige Anhydrit mit feinlaminiertem Anhydrit wechsellagert. In den Bohrungen S 95, S 97 und S 98 liegen innerhalb des flaserigen

Anhydrits dann auch Lagen aus anhydritisch laminierten, grauen bis schwarzen dolomitischen Mergeln. In der Bohrung S 99 ist der flaserige Anhydrit praktisch vollständig vergipst worden und führt viele Fasergipsadern.

Über einem scharfen Kontakt schliesst ein rund 2 m mächtiger Abschnitt aus beige, feinkörnigem Dolomit an. Farbliche Laminationen zeigen zum Teil flache Winkeldiskordanzen und Erosionsflächen. Lokal treten intraformationelle Konglomerate auf. In S 97 und S 98 schliesst sich oben noch feinlaminiertes Dolomit an, und in S 95 finden sich zuoberst noch Anhydritknollen.

Der Kontakt zu dem nachfolgenden grauen, flaserigen Anhydrit ist in den meisten Fällen graduell, indem unten noch einzelne dolomitische Lagen eingeschaltet sind. Der Anhydrit ist unruhig gelagert, mit plastisch deformierten und zum Teil brekziert erscheinenden Horizonten. Lokal treten Lagen aus hellem, massivem Anhydrit auf.

Über einem erosiven Kontakt folgt in allen Bohrungen ein rund 50 cm mächtiges dolomitisches Intervall mit konglomeratischer Basis und Lagen von kreuzgeschichteten Ooiden. Gegen oben geht dieses graduell in hellen, massiven, gebänderten bis laminierten Anhydrit über. Im obersten Teil dieses massiven Anhydrits nimmt der Mergelanteil langsam zu und leitet in der Bohrung S 106 in feinlaminierten Anhydrit über. In den anderen Bohrungen ist der entsprechende Abschnitt völlig vergipst. Mit Ausnahme von S 98 werden die Übergangsschichten überall von hellem, plastisch deformiertem, massivem Gips respektive Anhydrit abgeschlossen. Die Grenze zu den hangenden Dolomit-dominierten Schichten ist stets scharf ausgebildet.

6.3.4 Lithologie und sedimentäre Strukturen

Wie bereits angedeutet ist die lithologische Ausbildung der Übergangsschichten sehr variabel. In den Profilen werden fünf Anhydrittypen, zwei Gipstypen, drei Dolomittypen und dolomitische Mergel unterschieden. Die Gips lithologien werden in diesem Kapitel nur oberflächlich behandelt. Auf Details wird später eingegangen.

Fig. 6-4a Massiver, heller Anhydrit mit dolomitischen und wenig tonigen Verunreinigungen, welche Laminationen, Bänderungen und lokal wellige Laminationen (Pfeil) definieren. Diagenetische Sulfatneubildung im unteren Drittel.

S 106, Übergangsschichten, 448.84 – 448.98 m

Fig. 6-4b Massiver, heller Anhydrit mit verrutschtem Schichtpaket. Dolomitreiche Laminae sind lokal boudiniert. Anhydritische Zementation der Bruchstücke.

S 98, Übergangsschichten, 342.63 – 342.78 m

Fig. 6-5a Grauer, flaserig laminiertes Anhydrit mit reliktsch erhaltenen Anhydrit-Mergel-Laminae (analog feinlaminiertes Anhydrit).

S 106, Übergangsschichten, 450.36 – 450.44 m

Fig. 6-5b Schief gestelltes Schichtpaket in flaserig laminiertem Anhydrit, unten und oben flach begrenzt.

S 97, Übergangsschichten, 235.85 – 235.94 m

Fig. 6-5c Flaserig laminiertes Anhydrit mit gradierten und kreuzgeschichteten Anhydrit-Mergel-Laminae und intensiver Neubildung und Umkristallisation der anhydritischen Partien.

S 97, Übergangsschichten, 239.19 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-5d Flaserig laminiertes Anhydrit mit Neubildung von Anhydritknöllchen.

S 97, Übergangsschichten, 235.65 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-4a



Fig. 6-4b



Fig. 6-5 a



Fig. 6-5 b



Fig. 6-5 c

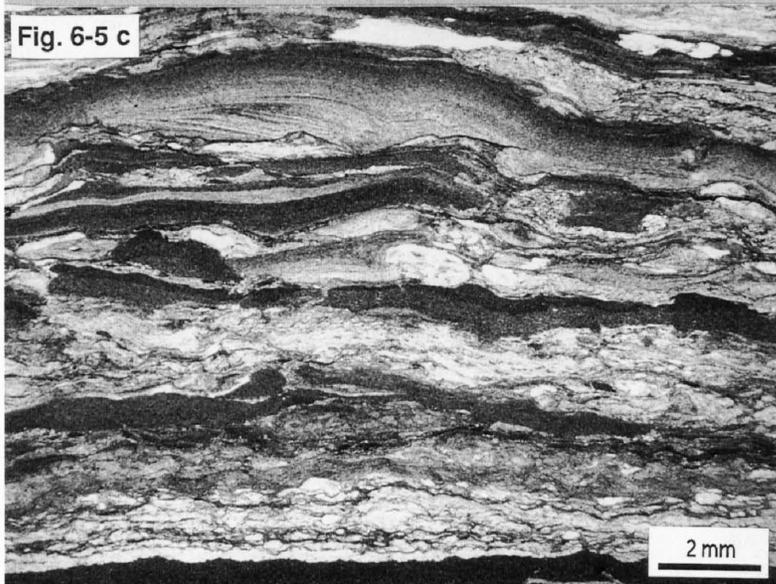


Fig. 6-5 d



Feinlaminiertes Anhydrit

Der Anteil an feinlaminiertem Anhydrit in den Sedimenten nimmt weiter ab. Man findet ihn vor allem mit flaserig laminiertem, aber auch mit massivem, hellem, gebändertem Anhydrit und mit dolomitischen Mergeln assoziiert. Im Dünnschliff erkennt man wieder die eingeregelteten Anhydritleisten mit siltigen, detritischen Beimengungen sowie die graduellen Übergänge zu tonigen Mergeln. Der Anteil an siltigem Detritus geht im Vergleich zu feinlaminiertem Anhydrit in den liegenden Schichten zurück.

Massiver, heller, laminiertes Anhydrit

Ein letztes Mal tritt am Top der Übergangsschichten ein Intervall dieser Lithofazies auf. Sie geht innerhalb weniger cm graduell aus dem dolomitischen Oolith hervor und wird von vergipstem (ausser in S 106), feinlaminiertem Anhydrit überlagert. Beimengungen von Dolomit und zum Teil auch Ton bilden die im cm-Bereich und darunter liegende Laminationen, welche oft unruhig und wellig ausgebildet sind (Fig. 6-4a). Einzig in S 95 sind in einem Horizont 1–2 mm grosse Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips gefunden worden. Ansonsten treten in diesem Intervall keine Pseudomorphosen auf, welche doch im massiven, hellen Anhydrit der Oberen Anhydritschichten noch so verbreitet waren. Dafür finden sich lokal flache Rippeln, und einzelne Partien liegen als verrutschte Schichtpakete vor (Fig. 6-4b). In S 99 ist eine etwa 1 cm dünne Lage aus verkieselten Ooiden in den massiven, hellen Anhydrit eingebettet.

Im Dünnschliff besteht der massive, helle Anhydrit aus verschiedenkörnigem, meist filzig-wirrig texturiertem Anhydrit von kurzprismatischem bis leistenförmigem Habitus und einer Grösse zwischen 0.05 und 0.5 mm. Die kleinen, vorwiegend kurzprismatischen Kristalle treten in verunreinigten Zonen auf, während die grösseren hauptsächlich reine Anhydritzonen bilden. Grobkristalline Anhydritleisten zeigen wiederum klare Anwachssäume um bestäubte, leistenförmige Zentren. Oft ist grobkristalliner Anhydrit auch verzwilligt, und die Ränder benach-

barter Kristalle weisen stufenartig verzahnte Kontakte auf. In reinem Anhydrit findet sich zuweilen eine horizontweise schichtparallele Einregelung der Anhydritleisten.

Die Verunreinigungen bestehen entweder aus einer undefinierbaren Bestäubung aus tonigem (?) Material, dunkelbraunem, mikritischem Dolomit oder rundlichen, feinkristallinen Dolomitmikrokrnern von max. 20 Grösse, welche meist isoliert im Anhydrit liegen.

Flaserig laminiertes Anhydrit

Dieser graue bis graubraune, in der Regel undeutlich flaserig laminierte Anhydrit nimmt eine Stellung zwischen feinlaminiertem und massivem, hellem Anhydrit ein. Er ist auch öfters mit diesen beiden Lithologien assoziiert.

Der Mergelanteil im flaserigen Anhydrit variiert stark. Wo wenig Mergel vorhanden ist, geht er graduell in massiven, hellen Anhydrit über, wie man in einigen Abschnitten im oberen Teil der Übergangsschichten beobachten kann. Umgekehrt erkennt man in einigen Partien noch Laminationen mit graduellen Anhydrit-Mergel-Übergängen, wie sie sonst im feinlaminierten Anhydrit auftreten (Fig. 6-5a). Lokal sind auch helle, wolkeig rekristallisierte Zonen zu erkennen und ab und zu finden sich kleine Verfaltungen. In manchen Horizonten treten dünne Konglomeratlagen auf. Sie sind aber nur dann gut erkennbar, wenn die Komponenten aus Dolomit bestehen. Mögliche sulfatische Konglomeratlagen sind durch die starke Rekristallisation und Neubildungen völlig verwischt. Lokal finden sich auch verrutschte, steilgestellte und leicht verfaltete Lagen, welche unten und oben durch flachliegende Schichten begrenzt sind (Fig. 6-5b).

Die Ähnlichkeit zu feinlaminiertem Anhydrit bestätigt sich auch im Dünnschliff, sind doch oft Laminae mit graduelltem Übergang von schichtparallel eingelagerten Anhydritleisten mit siltigen Beimengungen zu tonigen Mergeln anzutreffen (Fig. 6-5c). Im Gegensatz zu feinlaminiertem Anhydrit sind aber hier die grössten Partien durch feinkristallinen, leicht prismatischen, filzig textu-

Fig. 6-6 *Knolliger Anhydrit wächst in feinlaminiertem Dolomikrit und bildet zusammenhängende Lagen (Chicken-wire-Anhydrit). Das dolomitische Material wird zwischen die Knollen zusammengedrängt, einzelne Dolomitleisten zerbrechen durch das Knollenwachstum.*

S 106, Übergangsschichten, 456.00 – 456.07 m

Fig. 6-7a *Feinlaminiertes Dolomikrit mit tonigen Säumen und Lagen von intraformationellen «flat pebble»-Konglomeraten. Lokal finden sich lange Kornkontakte zwischen den Komponenten.*

S 106, Übergangsschichten, 456.12 – 456.20 m

Fig. 6-7b *Feinlaminiertes Dolomikrit. Die dunklen Lagen sind tonreich, die hellen Säumchen bestehen aus detritischen Quarz und Feldspäten. Lokal findet sich im Schliff gelbes, organisches(?) Material.*

S 97, Übergangsschichten, 236.80 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-8a *Dolomikrit in relativ tonreicher Ausbildung, welche flache Winkeldiskordanzen und leicht erosive Strukturen hervortreten lässt. Der «Normaltyp» des Dolomikrites besteht aus beige, strukturlosen Dolomiten wie sie in der Mitte des abgebildeten Handstückes zu sehen sind.*

S 106, Übergangsschichten, 453.46 – 453.55 m

Fig. 6-8b *Oberster Teil des Dolomikrites in tonreicher, laminiertes Ausbildung und bioturbirten Partien.*

S 106, Übergangsschichten, 457.13 – 457.21 m

Fig. 6-6

1 cm



Fig. 6-7a

1 cm



Fig. 6-7 b

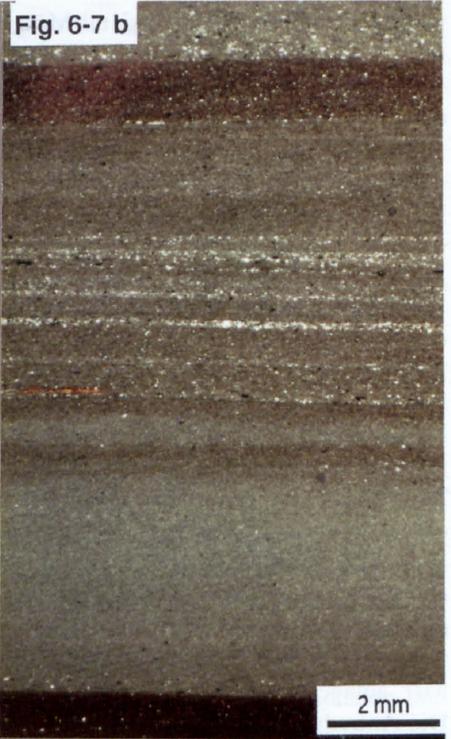


Fig. 6-8 a

1 cm



Fig. 6-8 b



rierten Anhydrit rekristallisiert. Mergelige Zonen werden durch das Wachstum von Anhydritknöllchen und -schlieren verdrängt (Fig. 6-5d), so dass vom ursprünglichen Gefüge nicht mehr viel erhalten ist.

Massiver, knolliger Anhydrit

Isolierte Knollen oder auch Lagen von knolligem Anhydrit treten in den Übergangsschichten am Top der beiden feinkörnigen Dolomitintervalle und innerhalb der feinlaminierten Dolomite auf. Meist handelt es sich um hellen Anhydrit respektive Gips, dunkle massive Anhydritknollen (Fig. 6-6) sind seltener. Dolomitische oder toniges Material wird an den Rand der Knollen gedrängt. Dolomitlaminae zwischen einzelnen Knollenlagen sind oft zerbrochen. Mikroskopisch zeigen die Anhydritknollen unterschiedliche Texturen. So bestehen sie in S 95 bei etwa 299.60 m aus feinkristallinen (max. 20 μ), isometrischen bis kurzprismatischen Kristallen, während an stratigraphisch analoger Stelle in S 98 bis zu 0.3 mm langer, wirr gelagerter, leistenförmiger Anhydrit vorherrscht. Die Anhydritknollen sind oft partiell verkieselt oder vergipst, worauf später eingegangen werden soll.

Dolomitische Mergel

Schwarze, grauschwarze und selten bräunlichgraue, tonreiche dolomitische Mergel treten in mehreren Horizonten in der unteren Hälfte der Übergangsschichten auf. Sie sind zuweilen durch farbliche Unterschiede oder durch feine Anhydritsäume schwach laminiert und enthalten lokal kleine Anhydritlinsen und -knöllchen. Manchmal treten auch faserig strukturierte Anhydritlagen auf.

Dunkler, undeutlich laminiertes Gips und massiver, heller Gips

Bei der Vergipsung von mergelreichen Anhydrittypen wie feinlaminiertem oder faserig laminiertem Anhydrit entsteht dunkler, meist unregelmässig laminiertes Gips, während aus massivem, hellem Anhydrit eher heller Gips gebildet wird. Die Vergipsungen betreffen mit Ausnahme von S 99 und S 106 nur die obersten Partien der Übergangsschichten. Auf die Vergipsung wird in einem späteren Kapitel eingegangen. Zusätzlich treten viele Faserigipsadern auf. Auch dieses Thema wird dort behandelt.

Feinlaminiertes Dolomikrit

Feinlaminiertes, graubeige bis beigebraunes Dolomikrit tritt in den Übergangsschichten (abgesehen von kurzen Abschnitten weiter oben) nur in der unteren Hälfte zwischen den dolomitischen Mergeln auf. Die Übergänge von und zu den dolomitischen Mergeln sind graduell in einem Abschnitt von wenigen cm. Der feinlaminierte Dolomikrit bildet einen rund 1 m mächtigen Abschnitt, in den in unterschiedlichem Ausmass noch isolierte Anhydrit- oder Gipsknöllchen, -knollen und zum Teil Chik-

ken-wire-Lagen eingebettet sind (vgl. Fig. 6-6).

Die Dicke der Dolomitlaminae liegt im mm- bis cm-Bereich. Einzelne, meist homogene Lagen werden bis zu 2 cm dick. Die Laminationen sind oft gekräuselt, unregelmässig und entstehen einerseits durch farbliche Unterschiede, welche durch Variationen im Tongehalt hervorgerufen werden, und andererseits durch dünne, schwarzbraune Säume, welche zum Teil sehr engständig im Dolomit liegen (Fig. 6-7a). Lokal treten Verfaltungen von einzelnen, oben und unten flach begrenzten Laminae auf. Mikroskopisch gesehen besteht der Dolomit aus rundlichen, zwischen 10 bis 15 μ grossen, stets bräunlich bestäubten Kristallen. Die Färbung wird durch gelbliches bis bräunliches Material verursacht, welches lokal kristallin und manchmal isotrop ist (bei gekreuzten Nicols schwarz), oder auch nur als Impregnation des Dolomites vorliegt (Fig. 6-7b). Die Säume sind oft wellig und fächern sich lateral auf. Meistens enthalten sie grössere Mengen an Opaka (vermutlich Pyrit) und siltigen Detritus (darunter Quarz, Feldspat, Hell- und Dunkelglimmer). Einige der Säume sind mikrotyolithisch überprägt.

Die feinlaminierten Dolomite sind sehr dicht und weisen keine makroskopische Porosität auf. Einzig in sulfatführenden Abschnitten könnten einige der kleinen, rundlichen Anhydritknöllchen durch Füllung von Poren entstanden sein. In Fig. 6-6 treten einige laminoide, anhydritgefüllte Poren auf.

In allen Bohrungen enthalten die feinlaminierten Dolomikrite 1–2cm dicke Lagen aus intraformationellen Konglomeraten (Fig. 6-7a). Die Komponenten aus hellbeige Dolomikrit liegen als gut gerundete, flache Chips vor (flat pebble conglomerate). Oft sind zwischen den Komponenten lange Kornkontakte zu beobachten.

Die beiden oberen Abschnitte aus feinlaminiertem Dolomit in S 97 und S 98 unterscheiden sich leicht von der beschriebenen Ausbildung. So fehlen hier intraformationelle Konglomerate und Sulfatknöllchen, und auch die Lamination ist engständiger als sonst üblich.

Massiver Dolomikrit

Nahe der Basis und in der Mitte der Übergangsschichten treten zwei 1.5 bis 2 m mächtige Intervalle aus gelblichbeige, mehr oder weniger massivem Dolomikrit auf. Er erscheint grösstenteils sehr homogen, ohne irgendwelche sedimentäre Strukturen. Nur lokal finden sich beigebraune bis fast schwarze, tonig-bituminöse Abschnitte, in welchen feinste planare Laminationen mit zum Teil flachen Winkeldiskordanzen und erosiven Strukturen zu beobachten sind (Fig. 6-8a). Selten treten dünne Horizonte mit intraformationellen Konglomeraten auf. Einige Partien zeigen graue, knollige oder lagige Verkieselungen. Im unteren Intervall ist die obere Hälfte durch relativ dunklen, mergelreichen, gräulichbeige Dolomikrit aufgebaut. Die Lagerung dieses Abschnittes erscheint in allen Bohrungen gestört bis leicht brekziert. In S 106 ist gut zu sehen, dass es sich dabei um eine gegen oben graduell intensiver werdende Bioturbation des Sedimentes handelt (Fig. 6-8b).

Im Dünnschliff bestehen die Dolomikrite aus mikritischem bis mikrosparitischem, bräunlichem Dolomit mit wenig siltigem Detritus (Quarz, Feldspat? und einige Hellglimmer). Dunkle, tonreichere Partien enthalten zudem viel opakes Material (Pyrit?).

Massive bis schwach laminierte Dolomite

Massive Dolomite ohne oder mit nur schwach und lokal ausgebildeter Lamination finden sich an der Basis der Übergangsschichten in den Bohrungen S 95, S 97 und S 106. Einige cm-dicke, gradierte Lagen erweisen sich im Dünnschliff als Pellet-Packstones. Sie enthalten wenige, unbestimmbare Kleinforaminiferen und Ostracoden. Als Matrix tritt dolomitische Mikrosparit auf, und lokal sind Matrix wie auch Komponenten durch grobkristallinen, poikilitisch wachsenden Anhydrit ersetzt worden (Fig. 6-9). Einige der Pellets innerhalb des Anhydrits sind durch mikrokristallinen Quarz (Chert) gefüllt.

Lumachelle

In den Bohrungen S 95, S 98 und S 99 treten kurz über der Basis der Übergangsschichten eine oder zwei, meistens grünlichblau verkieselte Lagen aus diversem Schalenmaterial auf (Fig. 6-10a). Der Kontakt zu den umgebenden Dolomiten ist wegen der diagenetischen Überprägung nicht gut erkennbar. Zumindest in S 95 scheint die Lumachelle mit einem schwach erosiven Kontakt auf den Pellet-reichen Dolomiten zu liegen. In S 99 setzten sich die verkieselten Lagen aus mehreren «Schüttungen» zusammen, und die Kontakte sind durch Diagenese und Bioturbation verwischt. In allen Vorkommen ist eine leicht inverse Gradierung zu beobachten, indem sich zuunterst vorwiegend Pelloide und kleine Bioklasten vorfinden und die grösseren Biogene erst weiter oben auftreten.

In S 98 bestehen die verkieselten Lagen aus Peloiden und einigen fraglichen Ooiden. Als Fossilien treten wenige Gastropoden, Ostracoden und Müschelchen sowie einige Kleinforaminiferen (*Paleonubucularia* sp.?) auf. Die ursprünglichen Schalen sind durch bohrende Algen vollständig mikritisiert worden, oder aber die Mikritisierung betrifft nur die Schalenränder, während der Rest herausgelöst und mit Megaquarz gefüllt ist. Lokal sind die Mikritsäume der Komponenten vor der Füllung zerbrochen worden. Auch die meisten Pelloide bestehen nur noch partiell aus Mikrit. Sie sind in der Regel durch mikrokristallinen Quarz ersetzt worden. Dasselbe trifft zum Teil auch auf die ursprünglich wohl mikritische Matrix zu. Andererseits gibt es auch Stellen, in denen der Porenraum zwischen den Komponenten durch Megaquarz gefüllt wird. In diesen Bereichen fällt auf, dass viele Komponenten von einem isopachen Zement aus rund 10 µ grossen, isometrischen Dolomitekristallen umgeben sind. Am Rand der verkieselten Partien sind nur noch einzelne Pelloide durch Chert ersetzt. Dafür tritt grobkristalliner, poikilitisch wachsender Anhydrit auf, welcher mikritisches Material (Matrix und Pelloide) ersetzt und die verkieselten Komponenten umschliesst. Umgekehrt gibt es

Stellen, in denen nur die in der dolomitischen Matrix schwimmenden Komponenten selektiv durch Anhydrit ersetzt worden sind.

Ähnlich wie die Pellet-Packstones in S 98 sind auch die basalen Partien der Lumachellen in S 95 und S 99 aufgebaut. Die eigentlichen Schillagen setzten sich aus diverssem, gut sortiertem Schalenmaterial zusammen. Es sind dies vorwiegend Gastropoden-, Muschel- und Ostracodenschalen. In einem verkieselten Lithoklasten treten einige Exemplare von *Turrispirillina* sp. (?) auf. Pelloide, Grapestones und Ooide (?) sind nur untergeordnet vertreten (Fig. 6-10b). Wiederum ist das ursprüngliche Schalenmaterial vollständig weggelöst. Die Komponenten zeigen mikritisierte Ränder und lokal dünne Dolomitzeimentsäume. Nur an wenigen Stellen sind noch mikritische Matrix und einige mikritische Kotpillen vorhanden. Die Diagenese der Lumachelle ist vielstufig und komplex, und die zeitliche Abfolge ist oft unklar (Auflistung mehr oder weniger von früh (oben) nach spät (unten)):

- Alles Karbonat ist in Dolomit umgewandelt worden.
- Mikrokristalliner Quarz ersetzt Pelloide, Schalen und lokal auch mikritische Matrix.
- Um Komponenten herum findet sich oft ein fibröser Isopachenzement aus Quarzin oder Chalcedon.
- Fibröser, radial-sphärolitischer, meist gelblicher Quarzin füllt Inter- wie auch Intrapartikelporosität.
- Megaquarz füllt Inter- wie auch Intrapartikelporosität.
- Grobkristalliner Anhydrit ersetzt dolomitische und verkieselte Komponenten und/oder Matrix
- Anhydrit wird in Gips umgewandelt.

Oolithischer Dolomit

In allen Bohrungen tritt im oberen Teil der Übergangsschichten ein rund 50 cm mächtiger oolithischer Dolomit auf. Der Kontakt zum liegenden ist deutlich erosiv, während der Übergang zum hangenden, massiven Anhydrit leicht graduell verläuft (Fig. 6-11a). Die Basis der Lage wird durch intraformationelle Konglomerate gebildet, deren Komponenten aus pelletführenden, dolomitischen Wakestones bestehen. Darüber folgen mehrere gradierte, cm-dicke Schüttungen aus pelletreichem Dolomit. Die einzelnen Schüttungen weisen gegeneinander kleine Winkeldiskordanzen und zum Teil erosive Kontakte auf. Lokal finden sich Bohrgänge, welche von der darüberliegenden Schüttung mit Pellets verfüllt werden. Neben Pellets enthalten die Lagen auch dolomitische Lithoklasten und weiche, schwarze Komponenten, welche sich im Dünnschliff als gelbbraune Talklithoklasten und Schlieren von kompaktierten Talkooiden erweisen (Fig. 6-11b). Als Fossilien treten Gastropoden, Muschelschalen und einige Kleinforaminiferen auf. Es sind dies *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Agathammina* sp., *Glomospira* sp. und *Paleonubucularia* sp. (?). Die zeitliche Verbreitung von *Meandrospira dinarica* beschränkt sich laut SALAJ et al. (1983) auf das mittlere und obere Anisian (Pelsonian und Illyrian). Über diesen Schüttungen folgt eine 10 bis 20 cm dicke Lage aus kreuzgeschichtetem, partiell verkieseltem Oo-

Fig. 6-9

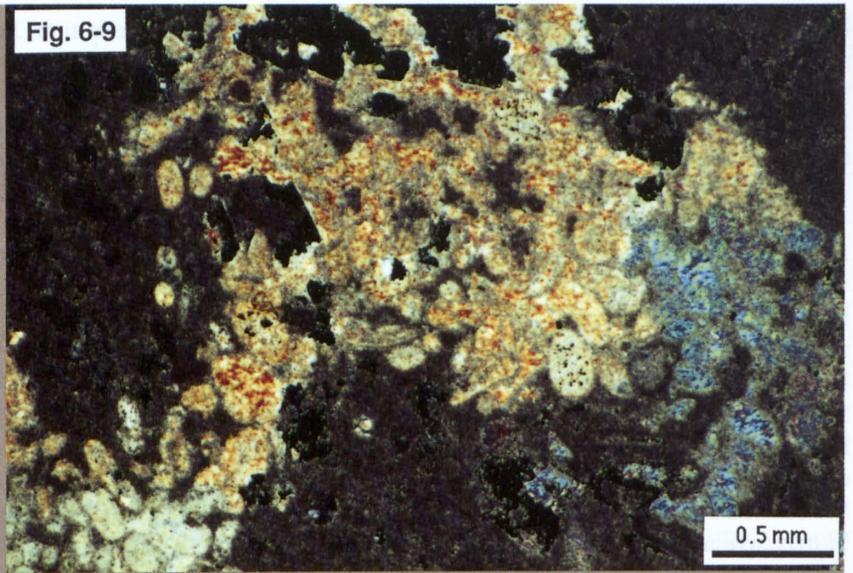


Fig. 6-10 a

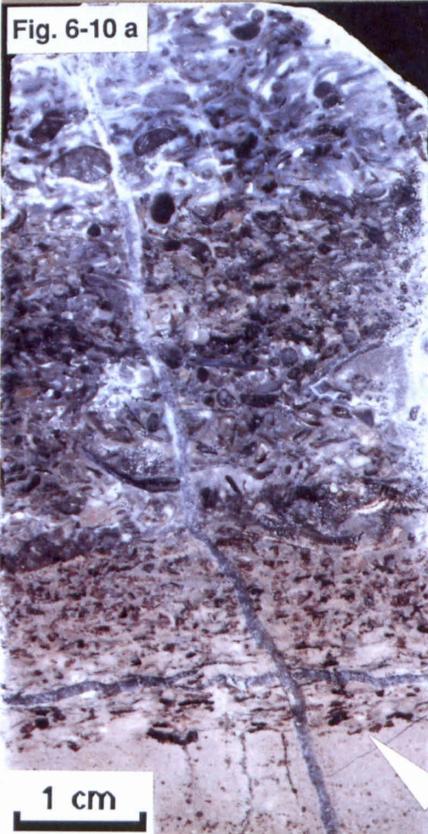


Fig. 6-10 b

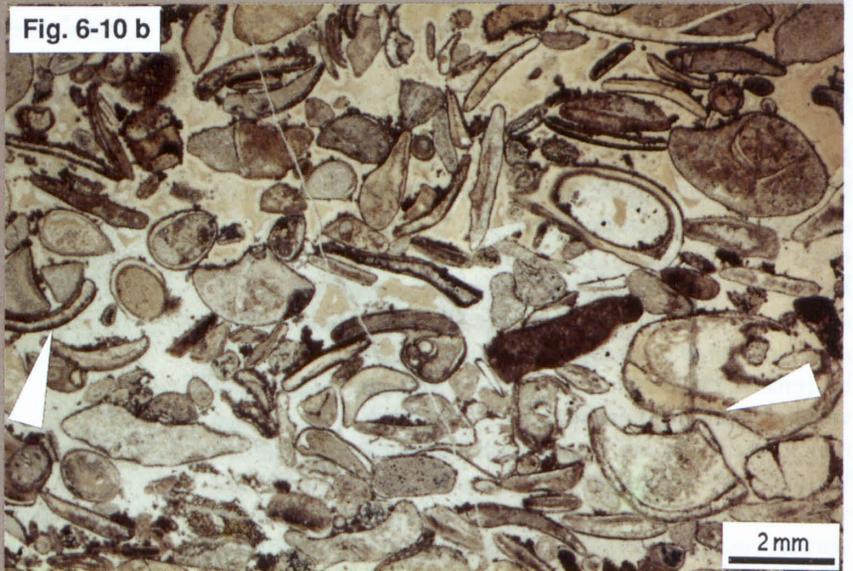


Fig. 6-9 Pellet-Packstone mit partieller Verdrängung des Dolomites durch Anhydrit, wobei die Pellets als «ghosts» erhalten bleiben.

S 98, Übergangsschichten, 351.61 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 6-10a Lumachelle mit leicht erosiver Basis (Pfeil) und gegen oben graduell zunehmender Verkieselung der Lage.

S 95, Übergangsschichten, 306.40 – 306.47 m

Fig. 6-10b Detail aus Figur 6-21a. Schillage mit lokal angebohrten (Pfeile), durch mikrokristallinen Quarz verkieselten Komponenten. Im oberen Teil der Aufnahme sind zwei Generationen von hellem und dunklem, gelbem, fibrösem Chalcedonzement zu erkennen, während im unteren Teil Komponenten und Zement durch Anhydrit (weiss) verdrängt werden.

S 95, Übergangsschichten, 306.43 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

lith aus Ooiden von 0.1mm bis 0.4 mm Grösse. Die Basis der Lage wird oft durch ein Konglomerat aus flachen, gut gerundeten, beige Dolomitkomponenten von bis zu 5 cm Grösse gebildet. Gegen oben geht der Oolith in wellig laminierte Dolomite über, welche in den Depressionen zwischen den Kämmen zusammengeschwemmte Ooide und Pellets führen. Partiiell sind die Dolomite hier bereits in Anhydrit umgewandelt.

Die Diagenese der Ooide ist komplex. Die ursprüngliche Mineralogie (Aragonit und/oder Calcit) ist nirgends erhalten geblieben. Wenn noch Karbonate auftreten, dann in Form von Dolomit. Zudem sind alle Ooide mindestens teilweise von mikrokristallinem Quarz ersetzt worden. Als Kerne der Ooide treten vorwiegend mikritische Pelloide, Pellets (?), zum Teil auch Schalenbruchstücke und selten Foraminiferen auf (Fig. 6-11c). In einem Fall findet sich eine *Planinivoluntina carinata* LEISCHNER als Teil einer Ooidschale. Wegen den tiefgreifenden diagenetischen Prozessen ist es schwierig zu entscheiden, ob es sich um ursprünglich radial oder tangential (oder gemischt) aufgebaute Ooide handelt. Trotzdem können noch einige Ooidtypen unterschieden werden. Neben «normalen», mehrschaligen Ooiden treten oft Ooide mit einer oder nur wenigen Laminae auf (superficial ooids). Zerbrochene und regenerierte Ooide (Hiatusooide), multiple Ooide wie auch völlig mikritisierte Ooide sind ebenfalls vertreten, wenn auch selten.

In einem Dünnschliff der Bohrung S 99 treten innerhalb einer Schnecke, deren Schale durch Megaquarz gefüllt ist (solution cavity fill), mikrokristallin verkieselte Ooide mit dolomitischen Relikten auf (Fig. 6-11d). Sie sind von einem isopachen Zement und lokal Meniskuszement (?) aus Dolomit umrandet. Der Rest des Porenraumes ist von mikritischem bis sparitischem Dolomit, z.T. auch von grobkristallinem Quarz gefüllt. Ausserhalb der Schneckenschale sehen die Ooide ganz anders aus. Zusätzlich zur Verkieselung weisen sie dort bräunliche, mehr oder weniger asymmetrische und meist ovale Säume aus Talk auf oder bestehen sogar völlig aus Talk (Talk ist erst weiter oben röntgenographisch nachgewiesen worden, hier wird aus mikroskopischer Analogie [gleiche optischen Eigenschaften] auf Talk geschlossen. Vgl. auch X-Ray-Verteilungsbilder in Fig. 6-12). Auch Lithoklasten und mikritische Ooidkerne sind partiell oder vollständig in Talk umgewandelt. Häufig ist Talk auch als Ummantelung von Grapestones, Lithoklasten, Peloiden und Fossilien zu beobachten (superficial ooids). Talkreiche Ooide liegen oft zerquetscht zwischen kompetenteren, stärker verkieselten Ooiden. Grosse Teile der mikritischen Matrix sind durch Quarz ersetzt, während sich die dolomitischen Isopachenzemente gegen diese Umwandlung resistent erweisen.

REM-Aufnahmen der rückgestreuten Elektronen verdeutlichen die Verhältnisse noch (Fig. 6-12a). In den Elementverteilungen (X-ray, Fig. 6-12b) sind die verkieselte Matrix (nur Si) und die Talkoide (Mg und Si), bei denen sich lokal noch der Lagenbau schwach abzeichnet (Pfeile), die dolomitischen Partien (Mg und Ca) sowie die anhydritischen respektive vergipsten Partien (Ca und S) gut sichtbar. Zum Teil enthalten die Talkkomponenten Anteile von Dolomit, welche am Ca-Verteilungsbild (bei

fehlendem S) erkennbar sind. Die tangential Anordnung der Talkplättchen ist aus Fig. 6-12c ersichtlich.

In vollständig verkieselten Oolithen sind die Talksäume selten und beschränken sich mehrheitlich auf den Rand der Verkieselungen, während direkt daran angrenzend öfters Säume aus stark kompaktierten Talkooiden auftreten. Die Ooide in der verkieselten Partie sind vollständig in Chert umgewandelt, und die konzentrische Struktur wird durch Säume von Pyrit (?) akzentuiert. Der Zement besteht aus fibrösem Chalcedon, der in vielen Fällen einen mehrere μ breiten Saum um die Komponenten bildet, während das Restvolumen von einer späteren, meist grobkristallinen Quarzgeneration gefüllt wird. Andernorts füllt der Chalcedon das ganze Porenvolumen und die gegeneinander wachsenden Fasern treffen sich an polygonalen, sogenannten compromise boundaries. Die Verkieselungen werden eventuell durch grobkristallinen (bis cm-grossen), oft poikilitisch die Ooide umschliessenden Anhydrit mit idiomorphen Umrissen verdrängt (Fig. 6-11c). Als letzte diagenetische Phase erfolgt die Vergipfung des Anhydrits.

In den oberen Teilen der Oolithlage sind die Talkoide verstreut in die dolomitische Matrix eingebettet. Auch dort sind sie partiell anhydritisiert (respektive vergipst) und meistens kompaktiert (vgl. Fig. 6-11b). In S 99 tritt innerhalb des hangenden massiven, hellen Anhydrits nochmals eine dünne, verkieselte Oolithlage auf, welche unten und oben von Säumen kompaktierter Talkoide begrenzt wird.

6.3.5 Interpretation der Lithofazies

Anhydritfazies

Der massive, helle Anhydrit wird analog zu den bereits besprochenen Abschnitten in den Oberen Anhydritschichten als subaquatische Ablagerung von detritischem Gips gedeutet. Darauf deuten die beobachteten welligen Laminationen, die flachen Rippeln und die Winkeldiskordanzen. Das Wachstum von Gipskristallrasen geht im Vergleich zu den Oberen Anhydritschichten zurück. Eine alternative Erklärung wäre, dass die Kristallrasen erodiert worden sind, weil die Wasserenergie vergleichsweise hoch war (wie es die liegenden Oolithe andeuten). Analog zu den Oberen Anhydritschichten wird der massive, helle Anhydrit von feinlaminiertem Anhydrit überlagert, was erneut als flacheres Wasser oder gar Emersion mit grösserem Einfluss von kontinentalem Detritus gedeutet wird.

Der flaserig laminierte Anhydrit nimmt in mehrer Beziehung eine Position zwischen diesen beiden Anhydrittypen ein. Einerseits zeigt dies die Stratigraphie mit den graduellen Übergängen zu Zwischenlagen aus dolomitischen Mergeln und feinlaminiertem Anhydrit im unteren Intervall und die Einschaltung von massiven, hellen Anhydritschichten im oberen Intervall. Mineralogisch wird dies bestätigt durch den Gehalt an tonigem und siltigem Detritus einerseits und die intensiven diagenetischen Neu- und Umbildungen von Gips resp. Anhydrit anderer-

seits, was lokal zu beinahe wolkigen Ausbildungen führt. Die selten auftretenden verstellten Schichtpakete oder verfalteten Lagen werden als Rutschungen interpretiert. Flaserig laminiertes Anhydrit stellt somit vermutlich ebenfalls eine subaquatische Ablagerung dar, aber mit grösserem Einfluss von kontinentalem Material als in den massiven, hellen Anhydriten.

Massiver, knolliger Anhydrit wächst in dolomitischem Wirtsediment durch Verdrängung. Bildung von Gips oder Anhydritknollen im Sediment, welche sich eventuell zu massiven Chicken-wire-Lagen zusammenschliessen, kennt man aus rezenten Sabkhas und ist von vielen Autoren beschrieben worden (vgl. Übersichtsartikel von BUTLER et al., 1982). Wenngleich knollige Strukturen nicht immer auf Emersion schliessen lassen, wird hier auf Grund der assoziierten Dolomitlithologien doch angenommen, dass es sich um diagenetische Bildungen in einem zumindest zeitweilig emergierten (? Sabkha-) Milieu handelt.

Dolomitische Mergel

Für sich allein stehend lässt sich diese Lithofazies kaum interpretieren. Die Mergel haben grosse Ähnlichkeit mit den Mergelanteilen in feinlaminiertem Anhydrit. Möglicherweise sind sie also vorwiegend kontinentalen, detritischen Ursprungs. Ihre Ablagerung muss in einem niedrig energetischen Milieu erfolgt sein.

Dolomitfazies

Im Zuge der regressiven Evaporitabfolge treten in den Übergangsschichten erstmals wieder grössere Abschnitte aus Dolomit auf. Alle Karbonate liegen als Dolomit vor, welcher aus der Umwandlung von ursprünglich wohl Aragonitschlamm entstanden ist. Aragonit ist jedenfalls die Karbonatphase, welche in der Regel in hypersalinen Milieus ausfällt (FRIEDMAN, 1966).

Die massiven bis schwach laminierten Dolomite mit pelletreichen, gradierten Lagen und den Kleinforaminiferen zeigen, dass sich doch wieder langsam Organismen in diesem lebensfeindlichen Milieu anzusiedeln beginnen. Auch Muscheln, Schnecken und Ostracoden etablieren sich zumindest in der näheren Umgebung (die Lumachelle ist wohl nicht im strengen Sinne als autochthon anzusehen). Die gradierten Lagen werden als Schüttungen interpretiert, was für die Ablagerung dieser Lithologie eine relativ hohe Wasserenergie voraussetzt (Sturmablagerungen?).

In den massiven Dolomikriten fehlt diese Fauna wieder. Die Feinkörnigkeit des Sedimentes und die lokale, meist ungestörte Lamination durch schwarze, bituminöse Zwischenlagen lassen auf niederenergetisches, möglicherweise zeitweilig anoxisches Ablagerungsmilieu unterhalb der Wellenbasis schliessen. Im oberen Teil des unteren Interzalles kann immerhin wieder eine bohrende Fauna nachgewiesen werden. Für andere Organismen scheinen die Lebensumstände ungünstig gewesen zu sein, oder aber ihre Überreste sind nicht erhalten geblieben.

Der graubeige, feinlaminierte Dolomikrit wird als inter- bis supratidale Ablagerung gedeutet. Indizien dafür sind die Art und Weise der Lamination (fehlende Bioturbation) sowie die vielen intraformationellen Konglomerate und die Sulfatknöllchen und -lagen, welche in den feinlaminierten Dolomikriten wachsen. Die Laminationen entstehen vermutlich durch Algenmatten oder -filme, welche das durch periodische Überflutungen (z. B. Springfluten) angelieferte Sediment überdecken und zudem äolisch transportierten Ton und Silt fixieren. Dickere, homogene Dolomitlagen werden als Ablagerungen von grösseren Überflutungen (eventuell saisonale Stürme) angesehen. Die Komponenten der «flat pebble»-Konglomerate entstehen aus solchen Lagen, welche durch Austrocknung zerbrechen. Wind und Regen runden die Kanten ab und Trockenrisse werden verfüllt. Möglicherweise sind die Klasten bei einer nachfolgenden Überflutung auch leicht aufgearbeitet, aufgeweicht und zusammenschwemmt worden (lange Kornkontakte). Die oberen beiden feinla-

Fig. 6-11a *Dolomitischer Oolith mit (von rechts unten nach links oben) erosiv abgeschnittenem Anhydrit, gefolgt von einer konglomeratischen Lage und diversen Lagen von pelletreichen Dolomiten mit lokalen Bohrgängen (Pfeil). Darüber folgt eine blaugrau verkieselte Ooidlage. Das oberste Kernstück (von der gegenüberliegenden Kernhälfte) zeigt leicht wellige Dolomite mit dunklen Talkooidlagen. Zuoberst sind erste Anhydritisierungen (weiss) ausgebildet.*

S 97, Übergangsschichten, 234.85 – 235.37 m

Fig. 6-11b *Kompaktierte Talkoide (gelb) mit ausgezogenen Mikritkernen werden partiell von Sulfaten verdrängt (Gips mit Relikten von Anhydrit).*

S 97, Übergangsschichten, 234.84 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-11c *Mikrokristallin verkieselte Ooide (unten mit einer Foraminifere als Kern) werden partiell von poikilitisch wachsendem Anhydrit ersetzt (oben links). Beginnende Vergipsung (grau) des Anhydrits um einzelne Ooide (z. B. unten).*

S 97, Übergangsschichten, 235.00 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 6-11d *Mikrokristallin verkieselte Ooide innerhalb einer durch grobkristallinen Quarz ersetzten Schneckenschale. Die Ooide sind von einem dolomitischen Isopachenzement umgeben. Der restliche Porenraum wird durch Quarz gefüllt.*

S 99, Übergangsschichten, 230.49 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-11 a



Fig. 6-11 b

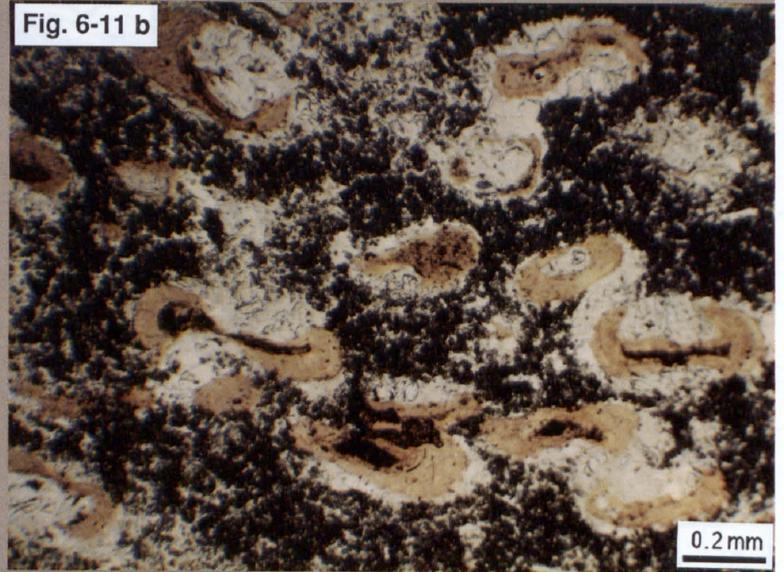


Fig. 6-11 c

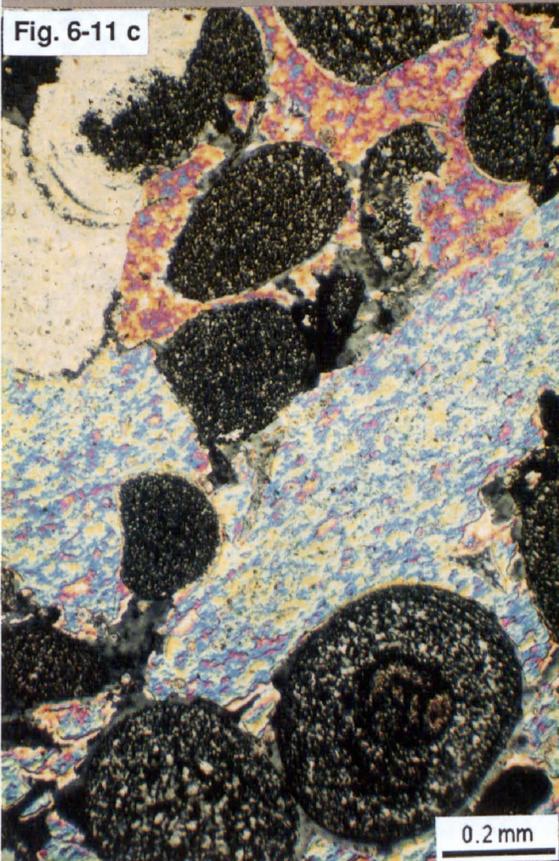


Fig. 6-11 d



Fig. 6-12 a



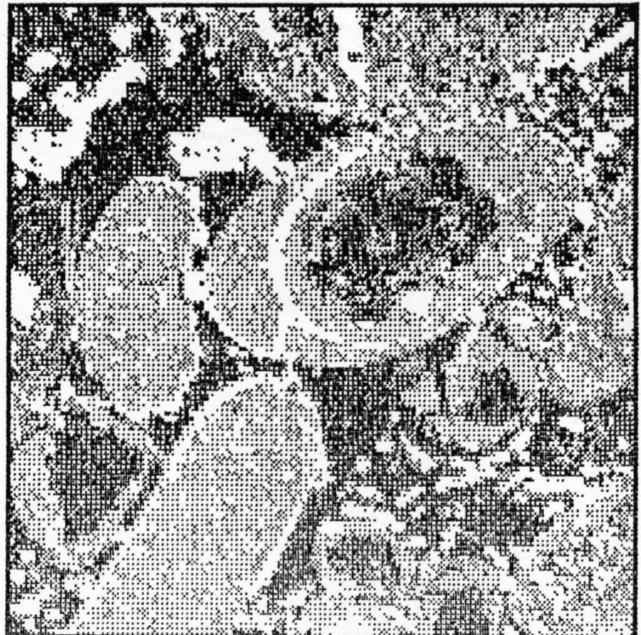
Fig. 6-12a,b Verkieelte Talkooide. REM-Aufnahme der rückgestreuten Elektronen (Fig. 6-12a) und Verteilungsbilder (X-ray, Fig. 6-12b) für Mg, Si, S und Ca. Diskussion im Text. S 99, Übergangsschichten, 230.49 m

Fig. 6-12 b

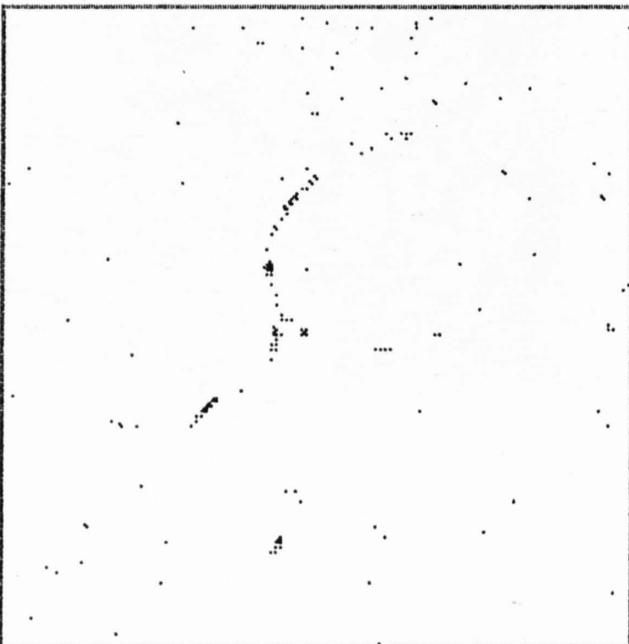
Mg



Si



S



Ca

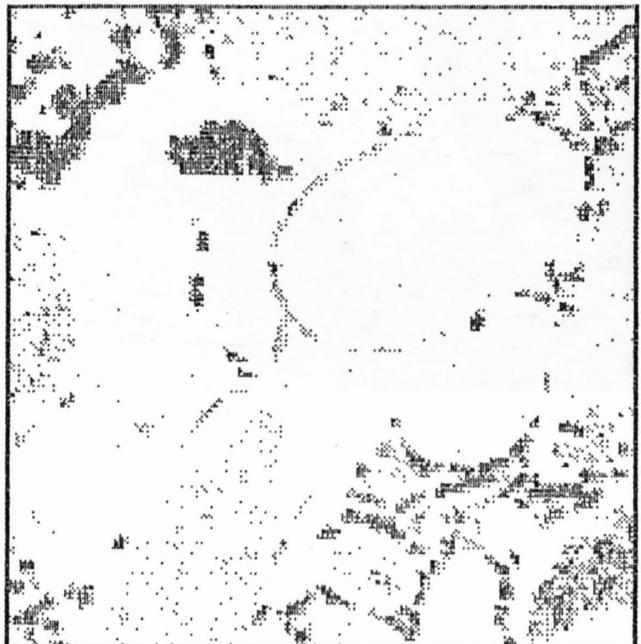


Fig. 6-12 c

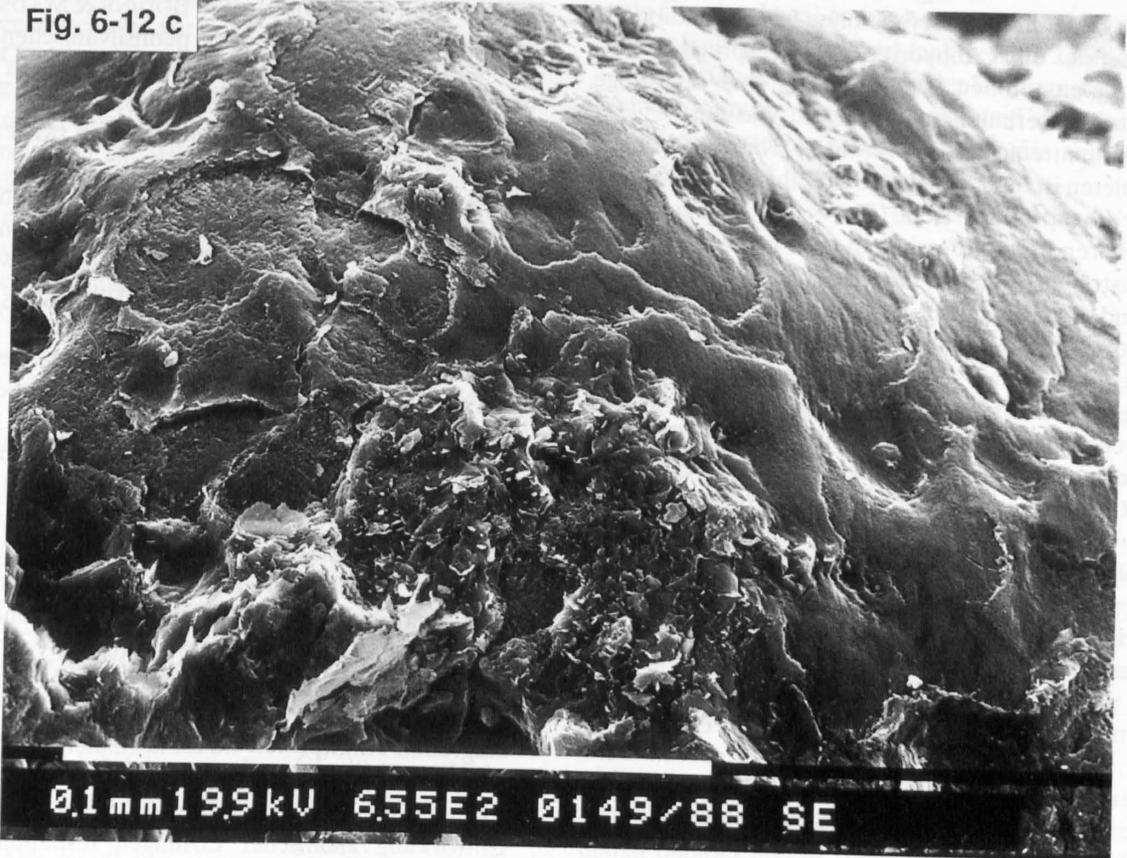


Fig. 6-12 d

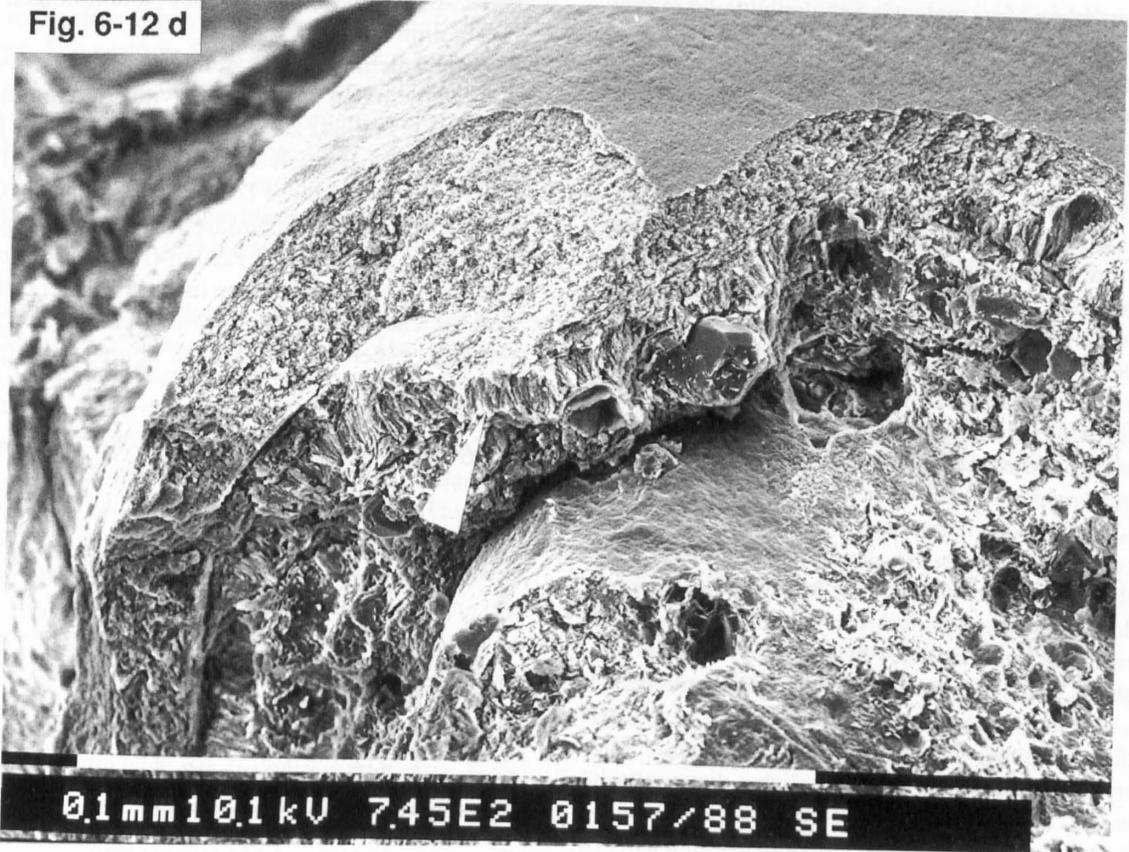


Fig. 6-12c Tangentielle Anordnung von biegsamen Talkplättchen an der Oberfläche eines Ooides.
S 95, Übergangsschichten, 293.32 m, REM-Aufnahme

Fig. 6-12d Mikrokristallin verkieseltes Ooid mit durch feine Talkhäutchen definiertem Schalenbau. Lokal treten grössere Quarze und fibrös gewachsene Varietäten auf (Pfeil).
S 99, Übergangsschichten, 297.47 m, REM-Aufnahme

minierten Dolomikrit-Intervalle ohne intraformationelle Konglomerate und Anhydritknöllchen sprechen aufgrund ihrer monotonen Feinschichtung eher für ruhige Sedimentationsverhältnisse in tieferem Wasser.

Die Algenmattenfazies in rezenten Karbonatablagerungsgebieten ist in Florida und den Bahamas charakteristisch für die supratidale Zone (SHINN et al., 1969; SHINN, 1983), während sie im Persischen Golf und in der Shark Bay (Australien) häufiger im geschützten Intertidal zu finden sind. So beschreiben WOODS & BROWN (1975) gut laminierte Sedimente mit feinen laminoiden Poren aus Gegenden mit glatten Algenmatten des unteren Intertidal. Algenmatten können auch subaquatisch wachsen und zeigen dort auch keine Risse durch Aufbrechen. Die Voraussetzung dafür ist allerdings, dass keine algenfressenden Organismen vorhanden sind (FRIEDMAN et al., 1973).

Der Oolith wie auch die Lumachelle zeigen ein relativ hochenergetisches Ablagerungsmilieu an. Indizien dafür sind die Kreuzschichtungen im Oolith und das Fehlen von Mikrit in der Lumachelle, was auf Auswaschung zurückgeführt wird. Allerdings relativiert das Auftreten von Talksäumen (oder deren Vorgänger) diese Aussage etwas.

In diesen porösen und gut permeablen Horizonten hat auch die Diagenese einen vom restlichen Sediment unterschiedlichen Verlauf genommen. In den Ooiden haben die diagenetischen Prozesse viele der für die Interpretation wesentlichen Merkmale wie Schalenbau und mineralogische Zusammensetzung zerstört. Als Vergleich mögen rezente Ooide aus dem Great Salt Lake dienen, welche aragonitisch sind (HALLEY, 1977). Die Assoziation der verschiedenen Ooide ist typisch für ein eingeschränktes, hypersalines Milieu. Auch die Art des Zementes lässt sich nicht genau bestimmen, da Kompaktion und Silifizierung die Strukturen verschleiern. Als wahrscheinlich wird eine marine, phreatische und eventuell vadose Zementation angesehen. Der dolomitische Isopachenzement bestand ursprünglich wohl aus Mg-Kalzit. Dies wird daraus geschlossen, dass die aragonitischen Schalen von Gastropoden gelöst sind, die Zemente aber erhalten blieben und somit sehr wahrscheinlich nicht aus Aragonit bestanden.

In den völlig silifizierten Oolithen ist kein Karbonatzement mehr vorhanden. Entweder bestand dieser aus Aragonit und ist (analog zu den Gastropodenschalen) weggelöst worden oder aber es ist gar nie karbonatischer Zement gebildet worden. Der in den Schliffen beobachtete Chalcedon- und Quarzinzement ist jedenfalls in Hohlräume hineingewachsen (FOLK & PITTMAN, 1971). Andernorts werden die verbleibenden Hohlräume mit Mikrit verfüllt, welcher später von Megaquarz ersetzt wird. Als letzte diagenetische Phase tritt grobkristalliner, idiomorpher Anhydritzement auf. Ähnliche diagenetische Prozesse sind in den Lumachellen abgelaufen.

Die Interpretation des Talkes ist etwas problematisch. An sich ist Talk ein hydrothermal oder metamorph gebildetes Mineral. Allerdings kennt man auch sedimentären (authigenen) Talk, besonders aus salinaren Ablagerungen. BRAITSCH (1962) berichtet über authigenen Talk in Anhydriten und anhydritreichen Horizonten in Halit. FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1959) fanden ihn in den

Evaporiten des Zechstein und BODINE & MADSEN (1987) beschreiben Talk aus dem pennsylvanischen Paradox Member in Utah. Neuerdings weiss man auch von Talkvorkommen in den obersten Dolomiten der Anhydritgruppe aus der Sondierbohrung Riniken (MATTER et al., 1988).

Allgemein wird angenommen, dass viele wenn nicht alle Tonminerale in marinen Evaporiten authigen durch die Reaktion von detritischen Tonen mit den Mg-reichen Laugen entstehen. Auf primäre Anlagerung von Talk (oder einem Talk-Vorgänger) deuten auch die tangential in den Ooidschalen angeordneten Talkplättchen in den REM-Aufnahmen. Andererseits tritt Talk aber auch als Replacement von karbonatischem Mikrit auf. LIPPMANN & PANKAU (1988) untersuchten Tonminerale im Mittleren Muschelkalk von Süddeutschland. Sie fanden vor allem Chlorit, Corrensit und Illit (neben Montmorillonit, Rectorit und Kaolinit), wobei sie die Neubildung von Corrensit und Chlorit nicht der durch Eindampfung erhöhten Mg-Konzentration zuschreiben, sondern diese vielmehr als «Anzeiger der Wirksamkeit von lakustrisch konzentrierter Alkalinität» sehen, «die beim Einfließen in normal marine Becken nicht in Silikatumwandlung eingreifen könnte, weil sie im normalen Meerwasser sofort durch Karbonatfällung unwirksam würde.» Sie betrachten «die Mg-haltigen Tonminerale als Ergebnis der Einwirkung alkalischer Lösungen festländischer Herkunft auf die Tonfraktion in einem eingeschnürten Becken». Als Ausgangsmaterial der Neubildungen vermuten sie Kaolinit.

Ebenfalls nicht ganz klar ist die Beziehung zwischen Talk und Quarz in den Ooiden. Aktivitätsdiagramme von BOWERS et al. (1984) zeigen, dass diese beiden Phasen im sedimentären Bereich koexistieren können (Fig. 6-13). Allerdings gelten diese Daten für kristallinen Quarz und nicht für die im sedimentären Bereich häufigen, amorphen SiO₂-Phasen. Das Fehlen (resp. das nur randliche Auftreten) von Talksäumen in den stark verkieselten Partien, welche aber beidseitig von Säumen aus kompaktierten Talkooiden umgeben sind, deuten auf einen Ersatz

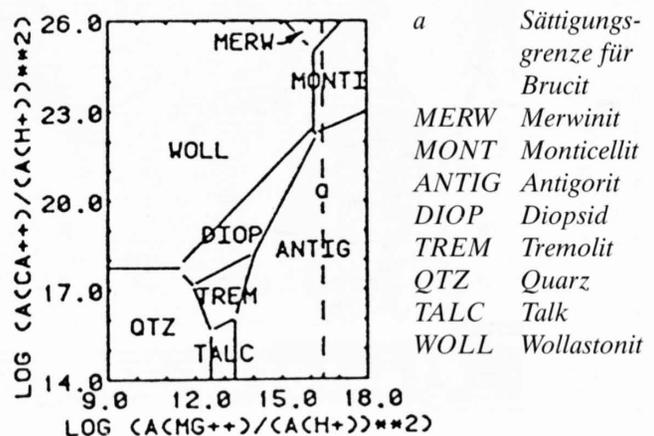


Fig. 6-13 Stabilitätsgrenzen zwischen Talk und Quarz bei 25 °C und 1 bar Druck im System HCl-H₂O-CaO-MgO-SiO₂. Mineralreaktionen sind bezüglich SiO₂ balanciert. aus BOWERS et al. (1984)

des Talkes in den verkieselten Bereichen hin, und zwar fröhdiagenetisch und vor der Kompaktion. Bei den silifizierten Ooiden mit wechselnden Chert- und Talksäumen (vgl. Fig. 6-11d) ist anzunehmen, dass die Wechsellagerung in dieser mineralogischen Ausbildung schon relativ früh entstanden ist, das heisst, dass der karbonatische Anteil der Ooide fröhdiagenetisch durch SiO₂ ersetzt worden ist. Dagegen spricht, dass keine Ooide mit Talk-Karbonat-Schalen beobachtet worden sind. Hingegen findet sich Talk als einfache Ummantelung von mikritischen Ooidkernen und anderen karbonatischen Komponenten.

6.3.6 Korrelation und Zyklizität

Wie die Profile zeigen, kann man die einzelnen Schichten sehr gut über die verschiedenen Bohrungen verbinden. Die Übergangsschichten lassen sich in drei Zyklen unterteilen. Der erste Zyklus beginnt mit dem Dolomit an der Basis und endet mit dem unteren Intervall aus flaserig laminiertem Anhydrit. Der zweite Zyklus besteht unten aus dem zweiten Abschnitt aus Dolomikrit und schliesst mit dem zweiten Abschnitt des flaserig laminierten Anhydrits. Der Oolith bildet die Basis des dritten Zyklus, welcher mit der supratidalen, feinlaminierten Dolomitfazies an der Basis der Dolomit-dominierten Schichten abschliesst. Alle drei Zyklen zeigen an der Basis eine deutlich erniedrigte Salinität (mit eventuell höherer Wasserenergie) und gehen gegen oben in eine höhere Evaporitfazies über. Die gestörte Schichtung mit den Konglomeraten an der Basis des ersten und dritten Zyklus und der scharfe Kontakt an der Basis des zweiten Zyklus werden jeweils als Transgressionshorizonte interpretiert. Im ersten und im dritten Zyklus ist zudem ein Übergang von subtidaler zu inter- bis supratidaler Ablagerung dokumentiert. Diese beiden Zyklen sind also «shallowing upward cycles».

Die Zuordnung der einzelnen Fazies zu geomorphologischen Einheiten ist schwierig (Fig. 6-14). Die massiven Dolomikrite könnten lagunäre Ablagerungen darstellen, die Lumachelle eine eingeschwemmte Schillage. Flaserig laminiertes sowie feinlaminiertes Anhydrit und die dolomitischen Mergel entstanden möglicherweise im flachen, «strandnahen» Lagunenbereich oder in flachen Tümpeln auf den supratidalen Ebenen, wo der Einfluss von detritischem Material (periodische Überflutung) relativ gross ist. Der letzte Zyklus könnte als lagunäre Ablagerung mit Ooidsandbänken interpretiert werden, (vgl. SANNE-MANN et al. 1978) für den basalen Zechstein), oder aber

als Gezeitenkanal (mit basalem channel lag), der gegen oben langsam flacher und inaktiv wird. Der schiefliegende Sulfatabschnitt am Ende der Übergangsschichten mag einen weiteren kleinen Kanal, und der abschliessende feinlaminierte Dolomitkrit könnte das zugehörige Ufer darstellen (vgl. SHINN et al., 1969).

6.4 Einheit 9: DOLOMIT-DOMINIERTE SCHICHTEN

6.4.1 Allgemeines

In den Dolomit-dominierten Schichten geht der Sulfatgehalt weiter zurück. Im wesentlichen bestehen sie aus zwei Dolomittypen, die mehr oder weniger Gips respektive Anhydrit in Form von Lagen, Knollen und Knöllchen enthalten. Die beiden Dolomittypen sind die graubeige, feinlaminierten Dolomikrite einerseits und die helleren, beige, massiven bis schwach gebänderten Dolomite andererseits.

Mit Ausnahme der Bohrung S 106 und Teilen der Bohrung S 98 liegen die Sulfate hier meist in Form von Gips vor. Fasergipsadern sind, wie schon in den liegenden Übergangsschichten, häufig anzutreffen.

Die Basis der Dolomit-dominierten Schichten ist durch den massiven, zum Teil vergipsten Anhydrit am Top der Übergangsschichten gegeben. Die Obergrenze wird durch das letzte rund 1 m mächtige Gips- respektive Anhydritintervall definiert. Dieses fehlt allerdings in S 98, so dass die Abgrenzung zur Dolomitzone recht arbiträr ist. Hier wird das letzte Auftreten von graubeige, feinlaminiertem Dolomikrit als Obergrenze gewählt, da dieser Dolomittyp für die Obere Sulfatzone typisch ist.

6.4.2 Mächtigkeit

Abzüglich der Fasergipsadern ergeben sich mit obigen Grenzen Mächtigkeiten zwischen rund 9.35 m in S 97 und 7.80 m in S 98 und S 106 (Tab. 6,4).

6.4.3 Die Bohrungen (Fig. 6-15)

Die Dolomit-dominierten Schichten beginnen in allen Bohrungen mit einer Lage aus graubeige, mergeligem,

Tabelle 6,4 Mächtigkeiten der Dolomit-dominierten Schichten

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit	abzüglich Fasergips (FG)
S 95	295.50	–	286.99	=	8.51 m	8.29 m
S 97	232.65	–	223.07	=	9.58 m	9.33 m
S 98	341.33	–	333.45	=	7.88 m	7.80 m
S 99	228.33	–	218.61	=	9.72 m	9.13 m
S 106	448.16	–	440.32	=	7.84 m	7.79 m

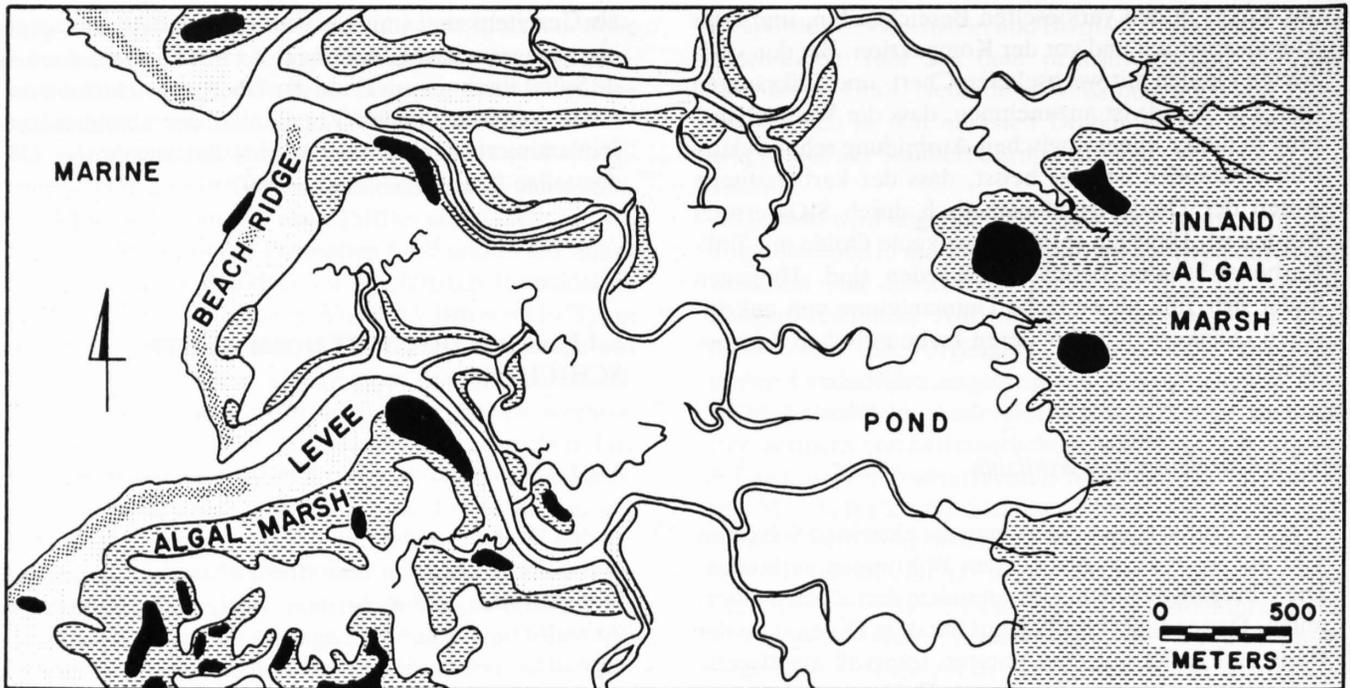


Fig. 6-14 Geomorphologische Einheiten in modernen Karbonat-Gezeitenebenen am Beispiel der Three-Creeks-Gegend auf Andros (Bahamas). Die schwarzen Flecken sind zementierte Krusten an der Oberfläche.
aus HARDIE (1977)

feinlaminiertem Dolomikrit, welcher intraformationelle Konglomerate enthält. Darauf folgt über einem scharfen Kontakt schwach gebänderter bis massiver Dolomikrit, welcher Gips und Anhydritknöllchen enthält. In S 95 liegt an dieser Stelle ein feinkörniger, graubeige Dolomit, der leicht brekziert erscheint und sehr wahrscheinlich bioturbiert ist.

Darüber folgt, zum Teil mit einem scharfen Kontakt an der Basis, zum Teil aber auch scheinbar graduell aus den dichter auftretenden Gipsknöllchen hervorgehend (S 99, S 106), eine massive, helle Lage aus Gips respektive Anhydrit. In den meisten Bohrungen ist diese Lage plastisch deformiert, und in S 95, wo noch viel Dolomit erhalten ist, kann man eine schwache Kreuzschichtung ausmachen.

In der Folge wechseln graubeige, feinlaminierte Dolomikrite mit helleren, beige, eher massiven bis schwach gebänderten Dolomikriten. Letztere sind oft bioturbiert. In allen Bohrungen werden vier feinlaminierte Intervalle von drei eher massiven Intervallen getrennt. In beiden Dolomittypen tritt Gips oder Anhydrit in unregelmässiger Folge als massive, zum Teil knollige Lage oder horizontweise als Knöllchen und Linsen auf. Intraformationelle Konglomerate sind ebenfalls häufig.

Mit Ausnahme von S 98 werden die Dolomit-dominierten Schichten in allen Bohrungen durch einen letzten, rund 1 m mächtigen Horizont aus Gips respektive Anhydrit abgeschlossen, welcher in S 99 und S 106 zuoberst knollig ausgebildet ist. In S 98 wird die Grenze zur hangenden Dolomitzone wie erwähnt nach dem letzten Auftreten von graubeige, feinlaminierten Dolomikriten gezogen.

6.4.4 Lithologie und sedimentäre Strukturen

Feinlaminierte Dolomikrite

Graubeige, feinlaminierte Dolomikrite sind die dominierende Lithologie in diesem Abschnitt der Oberen Sulfatzone. Wie schon im Liegenden zeichnen sie sich durch die häufig auftretenden intraformationellen Konglomerate, die plastisch deformierten Laminae und die im Sediment gewachsenen Sulfatknollen aus. Die beiden untersten Abschnitte aus feinlaminiertem Dolomikrit weichen allerdings leicht von der üblichen Ausbildung ab. Der basale Abschnitt der Dolomit-dominierten Schichten enthält in den Horizonten mit intraformationellen Konglomeraten (aus pelletführenden, mikritischen Komponenten) viele kompaktierte Talkooide (Fig. 6-16). Die meisten Ooide sind von einem dolomitischen isopachen Zement umgeben. Lokal findet sich mikritische Matrix. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Talkooiden sind hier keine Verkieselungen oder anderen diagenetischen Überprägungen anzutreffen.

Das zweite Intervall aus feinlaminiertem Dolomikrit (über dem hellen, massiven Anhydrit respektive Gips) fällt makroskopisch schon durch seine beinahe schwarze Farbe auf. In S 99 und S 106 treten darin dünne, schwarzblau verkieselte Lagen aus talkumsäumten, 0.1 bis 0.5 mm grossen Ooiden aus mikrokristallinem Quarz auf. Ein Grossteil der ursprünglich mikritischen Matrix ist durch Mega-Quarz ersetzt worden. Die Lagen sind mässig gut sortiert und enthalten auch oolithische Grapestones (Ooidbeutel) und bis mm-grosse Talklithoklasten. An stratigraphisch analoger Stelle in S 97 liegt der Talk als im Dünnschliff gelbliche Schlieren vor. Proben aus unter

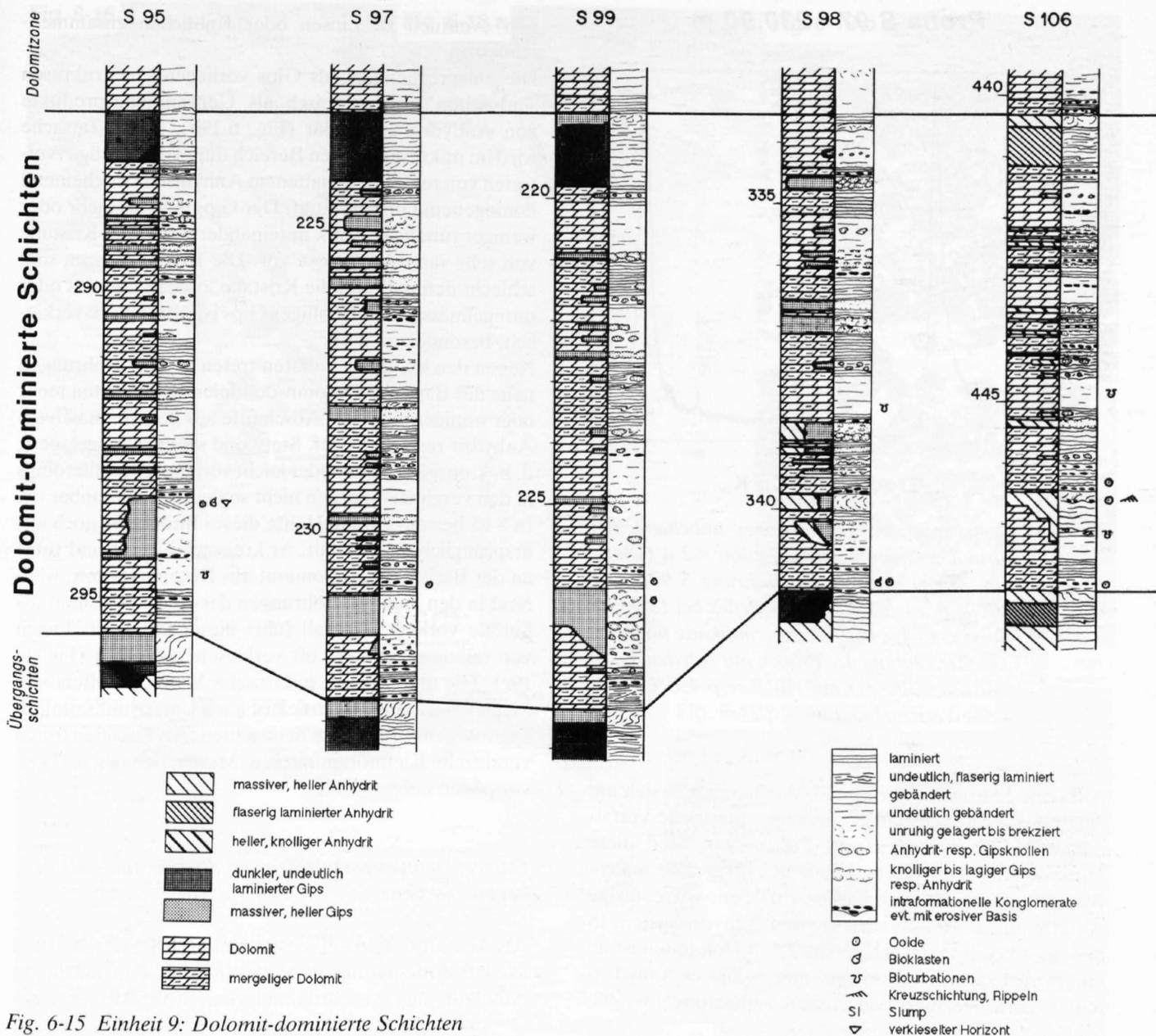


Fig. 6-15 Einheit 9: Dolomit-dominierte Schichten

anderem diesem Horizont wurden dekarbonatisiert und Strukturpräparate der Fraktion 2 (Äquivalentdurchmesser) im Röntgendiffraktometer aufgenommen (Fig. 6-17). Aufheizen auf 350 °C und 450 °C wie auch die Behandlung mit Äthylenglykol zeigen keine Verschiebung der d-Werte, welche das Mineral als Talk ausweisen.

Massiver bis schwach gebänderter, mergeliger Dolomit

Graubeige, graubrauner, beige und beigegrauer Dolomit ist in den Dolomit-dominierten Schichten ebenfalls häufig vertreten. Vor allem die dunklen Varietäten sind relativ mergelreich. Meistens ist dieser Dolomit homogen bis schwach laminiert oder gebändert, und lokal finden sich Verhärtungsflächen und bioturbirte Horizonte (Fig. 6-18a). Die Bioturbationen sind besonders in den dunkleren Varietäten verbreitet (oder besser sichtbar). Es treten auch öfters intraformationelle Konglomerate aus grauen, flachen Dolomitkomponenten auf. Zudem sind Sulfate

als Leisten, Linsen, Knollen oder Lagen zwischengeschaltet (Fig. 6-18b). Besonders die Leisten und kleinen Knöllchen sind häufig und erinnern in ihrer Art an die Sulfate in der Unteren Sulfatzone. Im Dünnschliff erweisen sich die Dolomite (abgesehen von den konglomeratischen Horizonten) als Mudstones bis gelegentlich Wakestones mit Pellets.

Massiver, heller Anhydrit und Gips

Die Sulfate liegen in der tiefsten Bohrungen S 106 noch vorwiegend als Anhydrit vor. Während sich S 98 anscheinend in einer kritischen Zone befindet, sind in den flacheren Bohrungen S 95, S 97 und S 99 die Sulfate praktisch ausschliesslich durch Gips vertreten.

Am häufigsten liegen die Sulfate als Knöllchen, Knollen und Chicken-wire-Lagen vor. Lokal finden sich innerhalb von knolligem Anhydrit verfaltete Lagen (sog. contorted layers, enterolithic folds oder Schlangen- resp. Gekröse-

Probe S 97 - 230.90 m

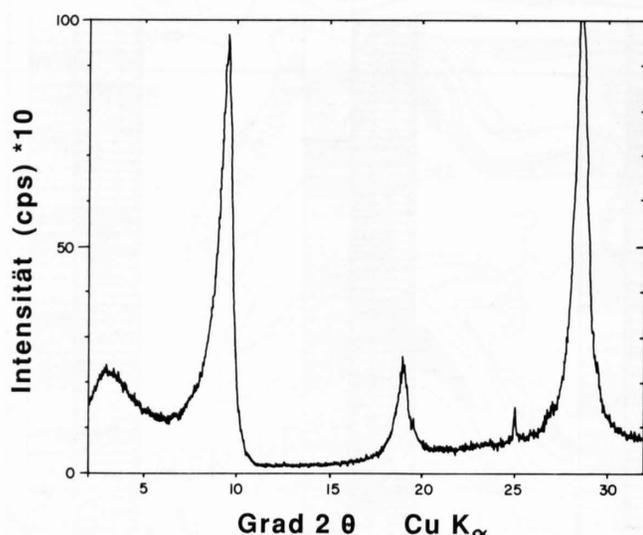


Fig. 6-17 Röntgendiffraktogramm eines unbehandelten Strukturpräparates der Fraktion $<2 \mu$ (Probe aus 230.90 m Tiefe der Bohrung S 97). Der 002-Reflex bei 9.4, der 004-Reflex bei 18.9 und der 006-Reflex bei 28.6 sind indikativ für Talk. Die Behandlung der Proben mit Äthylenglykol und das Aufheizen auf 350°C resp. 450°C zeigte keine Verschiebung der Reflexe

Anhydrit deutscher Autoren). Dabei handelt es sich um durch starke Sulfatausfällung bedingte, plastische Verfaltungen einzelner Sulfatlagen (Fig. 6-19a). Sind diese Strukturen als Anhydrit ausgebildet, so zeigen sie mikroskopisch die bereits mehrmals beschriebene wirre, filzige Anordnung von verschiedenen grossen Anhydritleisten. In den massiven bis schwach gebänderten Dolomiten ist ab und zu auch das Wachstum einzelner, isolierter Anhydritleisten zu beobachten (vgl. Untere Sulfatzone), welche

sich eventuell zu Linsen oder Knöllchen zusammenschliessen.

Die entsprechenden, als Gips vorliegenden Strukturen sind schon makroskopisch als Umwandlungsprodukte von Anhydrit erkennbar (Fig. 6-19b). Diese Tatsache wird im mikroskopischen Bereich durch das häufige Auftreten von reliktsch erhaltenem Anhydrit in anscheinend homogenem Gips bestätigt. Der Gips liegt als mehr oder weniger rundliche, stark miteinander verzahnte Kristalle von sehr variabler Grösse vor. Die Kristallgrenzen sind schlecht definiert und die Kristalle löschen unzulässig oder unregelmässig aus. Knolliger Gips ist öfters stark verkieselt, besonders in S 98.

Neben den knolligen Sulfaten treten in allen Bohrungen nahe der Basis der Dolomit-dominierten Schichten mehr oder weniger mächtige Abschnitte aus hellem, massivem Anhydrit resp. Gips auf. Stets sind sie unruhig gelagert, d. h. kreuzgeschichtet oder leicht verfaltet, was allerdings in den vergipsten Partien nicht so deutlich erkennbar ist. In S 95 besteht gut die Hälfte dieses Intervalles noch aus ursprünglichem Dolomit, ist kreuzgeschichtet und führt an der Basis ein Konglomerat aus Dolomitklasten, während in den anderen Bohrungen der ganze Abschnitt als Sulfate vorliegt. Überall führt dieser Abschnitt Lagen von talkummantelten, oft verkieselten Ooiden (Fig. 6-19c). Die ursprünglich mikritische Matrix ist öfters von Mega-Quarz ersetzt, partiell ist auch Umkristallisation zu sparitischem Dolomit zu beobachten. Als Fossilien treten vereinzelte Kleinforaminiferen, Muschelschalen und Gastropoden auf.

Flaserig laminiertes Anhydrit und dunkler, undeutlich laminiertes Gips

Als Abschluss der Dolomit-dominierten Schichten tritt in allen Bohrungen ausser S 98 ein rund 1 m mächtiger Abschnitt aus flaserig laminiertem Anhydrit resp. un-

Fig. 6-16 Kompaktierte Talkoide mit dolomitischem, isopachem Zement.

S 98, Dolomit-dominierte Schichten, 341.26 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-18a Mehr oder weniger massiver Dolomit mit Bohrgängen, in denen teilweise Gipsknöllchen gebildet wurden (unterhalb Mitte). Über einer Verhärtungsfläche folgt etwas hellerer Dolomit mit diagenetischem Sulfatwachstum (jetzt sekundärer Gips) oben. Das Kernstück wird von einer steilen Faserigskluft durchzogen.

S 97, Dolomit-dominierte Schichten, 224.95 – 225.03 m

Fig. 6-18b Diagenetisches Sulfatwachstum (jetzt sekundärer Gips) in Form von wirr angeordneten Plättchen (im Schnitt als Leisten erscheinend), welche sich zu Knöllchen und Lagen verbinden.

S 97, Dolomit-dominierte Schichten, 231.80 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 6-19a Heller, massiver Anhydrit als diagenetisch gewachsene Knollen und einer plastisch deformierten «contorted layer».

S 106, Dolomit-dominierte Schichten, 440.32 – 440.48 m

Fig. 6-19b Beige Dolomit ist durch das Wachstum von Anhydritknollen verdrängt worden. Die weisslichen Anhydritknollen werden vor allem randlich von bräunlichem Gips ersetzt.

S 98, Dolomit-dominierte Schichten, 340.30 – 340.38 m

Fig. 6-19c Leicht unruhig gelagerter, massiver, heller Anhydrit mit diversen Diskontinuitätsflächen, bläulichschwarz verkieselten Ooidlagen (etwa in der Mitte und schwarzen Talkklasten in der Schüttung zuoberst (Pfeile).

S 106, Dolomit-dominierte Schichten, 446.50 – 446.70 m

Fig. 6-20 Dunkler, undeutlich laminiertes Gips mit aus verschiedenen dolomithaltigen und somit helleren oder dunkleren «Laminae». Im oberen Viertel ist eine Faserigskluft zu sehen.

S 97, Dolomit-dominierte Schichten, 223.55 – 223.70 m

Fig. 6-16

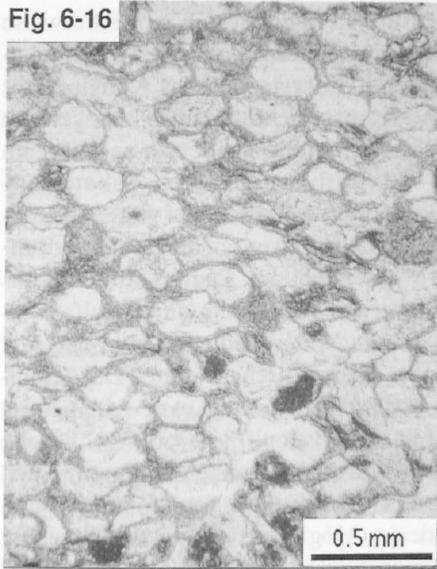


Fig. 6-18 a



Fig. 6-18 b



Fig. 6-19 a



Fig. 6-19 b



Fig. 6-19 c

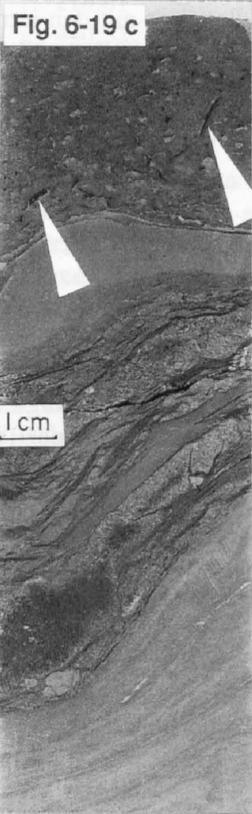


Fig. 6-20



deutlich laminiertem Gips auf. Die stratigraphischen Verhältnisse lassen darauf schliessen, dass letzterer aus der Vergipsung von flaserig laminiertem Anhydrit (wie in S 106) entstanden ist. Auch in S 106 ist mikroskopisch bereits beginnende Vergipsung festzustellen.

Der flaserig laminierte Anhydrit enthält hier relativ viel Dolomit und dolomitische Mergel, und die Laminationen sind weniger gestört als in den entsprechenden Abschnitten in den liegenden Übergangsschichten. Aber auch hier sind einzelne Lagen leicht verfaltet oder als schiefgestellte Pakete zwischen normalliegende Schichten eingeschaltet. Wiederum treten auch hellere, meist knollige Abschnitte aus massivem Anhydrit auf. Der dunkle, undeutlich laminierte Gips (Fig. 6-20) ist ebenfalls relativ dolomit- und mergelreich. Einzelne Lagen enthalten mehr oder weniger gut erhaltene Pellets und lokal etwas siltigen Detritus. Der Dolomit besteht aus 10 bis 20 μ , selten 40 μ grossen, rundlichen Kristallen, welche meist als Einschlüsse in poikilitisch wachsenden Gips eingebettet sind. Reine Dolomitlagen sind selten. Dieser Gipstyp ist häufig von vielen schichtparallelen Fasergipsadern durchzogen.

6.4.5 Fazies-Interpretation und Ablagerungsräume

Analog zu den Vorkommen in den Übergangsschichten wird der feinlaminierte Dolomikrit mit den intraformationellen Konglomeraten und den Sulfatknöllchen und -lagen als Ablagerung des Inter- bis Supratidal angesehen, während die eher massiven bis schwach gebänderten, oft mergeligen und zum Teil bioturbirten Dolomite Ablagerungen unter eher subtidalen Bedingungen darstellen. Intraformationelle Konglomerate und die Bildung von diagenetisch gewachsenen Sulfaten in letzteren mögen auf seltene Austrocknungen zurückzuführen sein. Die Dolomit-dominierten Schichten bestehen zum grössten Teil aus einer zyklischen Wechsellagerung dieser beiden Dolomittypen und stellen sehr wahrscheinlich Ablagerungen von Levees, Levee backslopes, high und low algal marsh sowie von ponds (Tümpeln) dar (vgl. Fig. 6-25). Dabei werden die eher massiven, bioturbirten Dolomite wohl in den Tümpeln gebildet worden sein. Ähnliche Ablagerungen, allerdings nicht mit demselben evaporitischen Einschlag, werden von HARDIE (1977) für die tidal flats von Andros Island (Bahamas) beschrieben. Der massive, helle Anhydrit resp. Gips im unteren Teil der Dolomit-dominierten Schichten wird als Gezeitenkanal interpretiert. Die erosive Basis greift mehr oder weniger tief in den liegenden Zyklus hinunter (vgl. z. B. S 95

mit S 98 in Fig. 6-26). S 95 befindet sich möglicherweise näher beim «offenmarinen» Raum, wo die Gezeitenkanäle neben der höheren Energie (basales Konglomerat [= Channel lag] und Kreuzschichtung) auch häufiger von niedrig salinen Wässern gefüllt werden, was nur zum partiellen Ersatz von Karbonaten durch Sulfate ausreicht. In den rückwärtigeren Partien des von Gezeitenkanälen durchzogenen Gürtels werden durch die Verdunstung höher saline Wässer gebildet. Daraus fällt Gips aus und die Karbonate werden vollständig durch Sulfate ersetzt, und auch in den liegenden Sedimenten bilden sich aus dem Porenwasser diagenetische Sulfate. Der feinlaminierte Dolomikrit darüber wird als Levee-Ablagerung (Levee crest und Levee backslope) interpretiert, welche gegen oben in Tidal-pond-Ablagerungen übergeht. Auch diese Partien werden gelegentlich von ooidliefernden Überflutungen bedeckt. Möglicherweise ist die Tatsache, dass die Ooide im supratidalen Bereich oft als Talk erhalten sind, während sie im subtidalen Kanal diagenetische Veränderungen erfahren, eben auf die unterschiedlichen diagenetischen Potentiale in diesen beiden Milieus zurückzuführen. Eine mögliche Erklärung für diese speziellen Verhältnisse ist, dass die Gezeitenkanäle nicht regelmässig (z. B. täglich), sondern nur periodisch mit frischem Wasser beliefert werden. Ein solches Szenario würde einem durch Wind dominierten Gezeitengürtel entsprechen. Stimmt diese Interpretation, so kann man auf einen etwa Ost-West verlaufenden Gezeitengürtel (mit «offenmarineren» Verhältnissen im Norden und dem landwärtigen Teil im Süden) schliessen, was auch mit der allgemeinen Paläogeographie übereinstimmt. Darauf weist auch die Mächtigkeitsverteilung hin. In den landwärtigen Partien (S 98 und S 106) ist deutlich weniger Sediment akkumuliert worden als in den küstennäheren Teilen im Norden.

Als letztes verbleiben noch die flaserig laminierten Anhydrite resp. ihre vergipsten Äquivalente. Analog zu den entsprechenden Abschnitten im Liegenden werden sie als subaquatische Ablagerungen gedeutet. Im Zusammenhang mit den umgebenden Sedimenten ist eine Bildung in einem periodisch überfluteten Gezeitentümpel wahrscheinlich. Dies ist der letzte Abschnitt der Anhydritgruppe, in dem die klimatischen und/oder geometrischen Bedingungen zur Bildung von subaquatischen Sulfaten noch gegeben sind. Wie erwähnt fehlt dieser Abschnitt in der Bohrung S 98. Fehlende erosive Strukturen lassen vermuten, dass er in diesem Bereich gar nicht abgelagert worden ist.

7. Einheit 10: DOLOMITZONE

7.1 Allgemeines

Das oberste Schichtglied des Mittleren Muschelkalkes wird in dieser Arbeit in Anlehnung an HAUBER (1960) Dolomitzone genannt. In der Literatur existieren als Synonyme (unter anderen) die Namen Unterer Muschelkalkdolomit (GRESSLY 1853, MÜHLBERG 1889), Unterer Dolomit mit Hornsteinen (MOESCH, 1867) und Anhydritdolomit (BRÄNDLIN 1911, DISLER 1914, MERKI 1961).

Die Dolomitzone besteht lithologisch praktisch nur aus Dolomit. Die Sulfate treten im allgemeinen stark zurück und sind nur noch lokal als Lagen oder Knöllchen vorhanden. Das von MERKI (1961) als spezifisches Merkmal bezeichnete Auftreten von dunkelbraunen bis schwarzen, gebänderten Silexlagen in einem 2–5 m mächtigen Abschnitt der mittleren Dolomitzone kann in den untersuchten Bohrungen nicht in dem beschriebenen Ausmass beobachtet werden.

Die Obergrenze der Dolomitzone ist durch den lithologischen Wechsel von Dolomit zu Kalk gut definiert. MERKI (1961) beschreibt den Übergang zum hangenden Hauptmuschelkalk als völlig konkordant und ohne Anzeichen eines Hiatus.

Im Gegensatz zur Obergrenze gibt das Festlegen der Untergrenze Probleme auf, worauf schon im Kapitel über die Dolomit-dominierten Schichten kurz eingegangen wurde. Laut MERKI (1961) ist der Übergang vom Hauptanhydrit (Obere Sulfatzone) zum Anhydritdolomit (Dolomitzone) kontinuierlich, «indem sich in den höheren Horizonten der Hauptanhydritgruppe mehr und mehr dolomitische Steinmergel einschalten, während die tonreichen Sedimente zurücktreten». Die Grenze wird mit dem «Einsatz des geschlossenen Dolomitkomplexes» gezogen. In dieser Arbeit dient das Auftreten eines Sulfathorizontes als markante Untergrenze. Wo dieser Horizont fehlt (S 98), wird die Grenze über dem letzten Vorkommen von graubeige, mergeligem, feinlaminiertem Dolomikrit gezogen, da dieser für die Obere Sulfatzone typisch ist. Was über diesem Horizont liegt, dürfte ebenfalls einen «geschlossenen Dolomitkomplex» bilden. Die Abgrenzung der Dolomitzone von der Oberen Sulfatzone ist nur lokal (und nach lokalen Kriterien) möglich und hat regional gesehen nur historische Berechtigung.

7.2 Mächtigkeiten

Mit den oben genannten Begrenzungen ergeben sich für die Dolomitzone ziemlich konstante Mächtigkeiten zwischen rund 7.70 m (S 98, S 99) und etwa 9.35 m (S 106)

(Tab. 7,1). Laut HAUBER (1980) scheint die Mächtigkeit lokal bis 20 m anzuschwellen, was m. E. aber eher auf oben erwähnte Schwierigkeit der Abgrenzung zum Liegenden (Fehlen von typischen Sulfathorizonten) zurückzuführen ist. MERKI (1961) gibt für den westlichen Teil des Tafeljuras (zwischen Basel und Frick) Mächtigkeiten zwischen 8 m und 12 m an.

Tabelle 7,1 Mächtigkeiten der Dolomitzone

	Basis	–	Top	=	Mächtigkeit
S 95	286.99	–	278.88	=	8.11 m
S 97	223.07	–	215.25	=	7.82 m
S 98	333.45	–	325.73	=	7.72 m
S 99	218.61	–	210.90	=	7.71 m
S 106	440.32	–	430.32	=	9.37 m

7.3 Die Bohrungen (Fig. 7-1)

Die Dolomitzone besteht vorwiegend aus hellbeige, braunbeige und beige-grauen, laminierten bis gebänderten Dolomiten. Zwischendurch finden sich mehr oder weniger massive, homogenere Abschnitte. Auffallend ist die oft recht grosse Porosität der Dolomite, besonders gegen den Hauptmuschelkalk zu.

Von der Bohrung S 99 standen die obersten 5 m der Bohrkerne nicht zur detaillierten Aufnahme zur Verfügung. Für das Profil wurde dieser Teil aus dem allgemein gehaltenen Bohrbericht der Saline Schweizerhalle übernommen.

Wie bereits angedeutet tritt der Sulfatgehalt in der Dolomitzone weiter zurück. Nur in den Bohrungen S 98, S 99 und S 106 stösst man noch auf durchgehende Lagen von Sulfaten. Ansonsten sind bloss noch einige verstreute Leisten, Linsen oder Knollen vorhanden. Praktisch alle Sulfate sind verkieselt worden.

Man kann die Dolomitzone anhand der Dolomittypen grob in drei Teile gliedern:

- einen unteren Teil mit eher massiven Dolomikriten
- einen mittleren Teil aus vorwiegend laminierten bis gebänderten Dolomikriten
- einen oberen Teil mit eher massiven bis gebänderten Dolomikriten und Dolopseudospariten

Der Übergang zu den hangenden Kalken des Hauptmuschelkalkes ist mehr oder weniger graduell

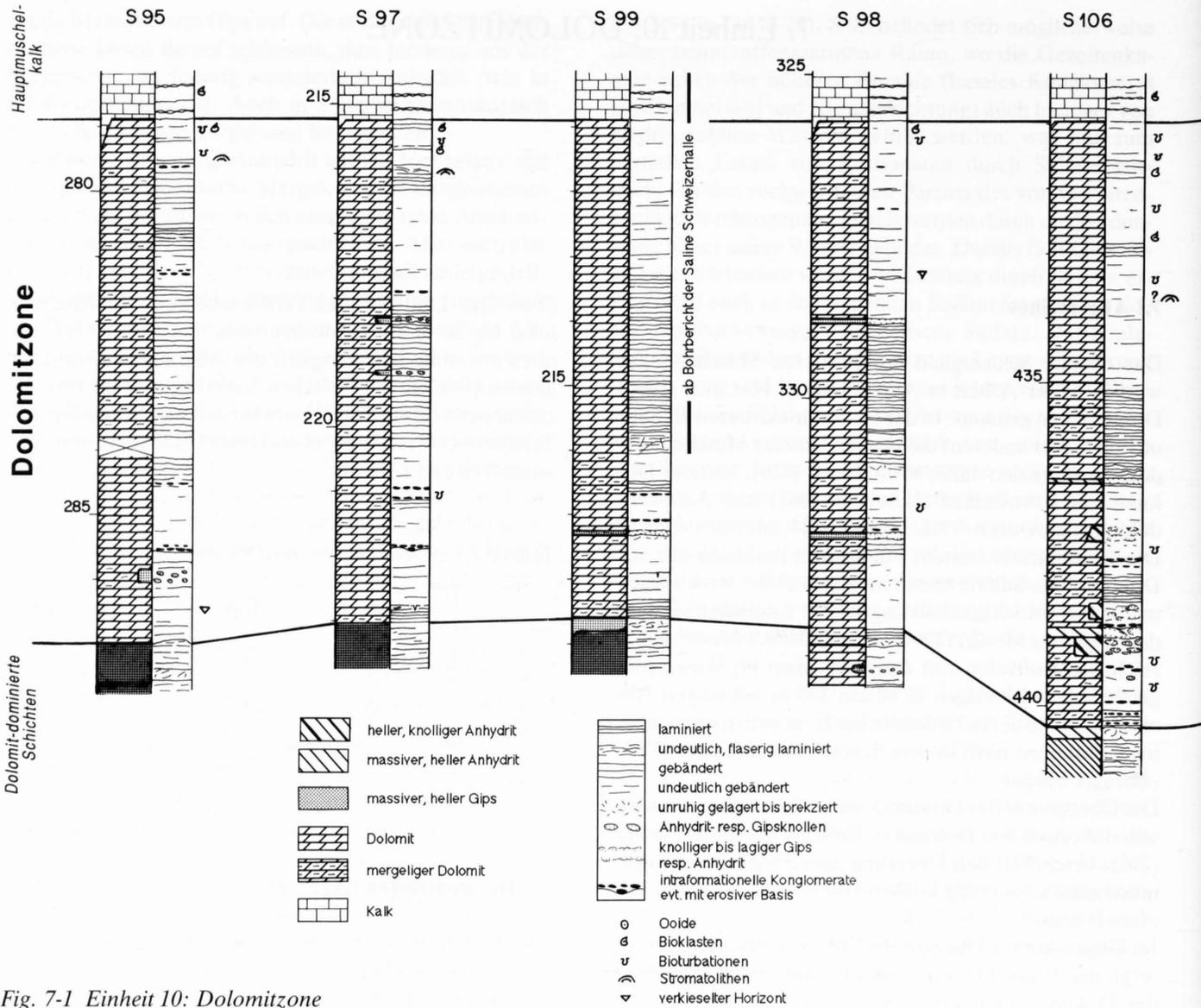


Fig. 7-1 Einheit 10: Dolomitzone

7.4 Lithologien und sedimentäre Strukturen

Feinlamierte Dolomikrite

Beigebraune, meist faserig feinlamierte Dolomikrite (Fig. 7-2a) bilden einen grossen Teil der Dolomitzone. Ihre Lamination ist oft wellig bis undulös, leicht diskordant und gelegentlich stylolithisch überprägt. Abgesehen von einem kurzen Intervall an der Basis der Dolomitzone führen sie im Gegensatz zu den feinlamierten Dolomikriten im Liegenden keine intraformationellen Konglomerate mehr. Lokal treten aber noch deutliche Trockenrisse auf (Fig. 7-2b)

Wie die Profile zeigen, wachsen im feinlamierten Dolomikrit noch Sulfatknollen und -knöllchen. Diese sind allerdings bei weitem nicht mehr so häufig wie im Liegenden und sind in praktisch allen Vorkommen ganz oder teilweise durch braungrauen bis weisslichen Quarz ersetzt worden. Zwischengeschaltet treten in den feinlamierten Dolomikriten cm-dicke, hellbeige Lagen aus homogenem Dolomit auf.

Mikroskopisch bestehen die feinlamierten Dolomikrite aus mikritischem Dolomit mit vereinzelt Pellets. Silt-grosser Quarz und etwas Glimmer sind fein verteilt oder entlang von tonigen Säumen konzentriert. Lokal auftretende poröse Partien mit vielen laminoiden Poren (LOGAN, 1974) werden als stromatolithische Horizonte interpretiert. Auch Zonen mit unregelmässigen Poren, wie sie LOGAN et al. (1974) für «pustular mats» des oberen und mittleren Intertidals der Shark bay beschreiben, können in den Sedimenten beobachtet werden.

Massive bis schwach gebänderte, leicht mergelige Dolomikrite

Massive bis schwach gebänderte, gelblichbeige bis grau-beige Dolomikrite sind ebenfalls recht häufig. Oft sind sie deutlich bioturbirt (Fig. 7-3a) und führen konglomeratische, zum Teil gradierte Lagen (Fig. 7-3b). Sie enthalten verkiezelte Sulfate in Form von Knollen, Lagen, Linsen und isolierten Leistchen (vgl. Fig. 6-29b). Mikroskopisch bestehen sie aus dolomitischem Mikrit. Konglomerati-

sche Horizonte enthalten in der Matrix zudem schlecht erkennbare, kompaktierte Pellets und in einigen Fällen Echinodermenbruchstücke. Als Komponenten treten hellbeige bis gräuliche Dolomikrite von bis zu mehreren cm Grösse, rundlichen oder plattigen Umrissen und zum Teil langen Kornkontakten auf.

Helle, schwach gebänderte bis laminierte Dolomikrite

Diese Lithologie steht quasi als Verbindungsglied zwischen den beiden oben beschriebenen Dolomittypen. Sie besteht aus hellbeige Dolomikrit mit oft wechselnden Bereichen aus laminierten und eher massiven, bioturbierten Abschnitten. Schichtparallele Styolithen sind häufig, und oft ist dieser Dolomittyp recht porös. Auch hier trifft man wiederholt auf konglomeratische Lagen. Öfters sind diese Dolomite brekziert und mit Sulfaten gefüllt (Fig. 7-4a). Verkieselte Sulfate in Form von Knöllchen, Linsen, Lagen und Leistchen sind ebenfalls vertreten.

Die Laminationen sind zum Teil stromatolithischer Natur, wenngleich dies nicht immer augenfällig ist. Besonders schön ist dies in der Bohrung S 98 dokumentiert, wo ein stromatolithischer Horizont partiell verkieselt worden ist (Fig. 7-4b). Während im verkieselten Teil die Laminationen deutlich hervortreten, sind sie im dolomiti-schen Teil nur schwer erkennbar und engständiger. In diesem Horizont sind neben kleinen Schalen von Ostracoden (?) auch einige Kleinforaminiferen (*Glomospira* sp., *Agathammina* sp. und Lageniden) enthalten. Lokal sind in stromatolithischen Horizonten domartige Aufwölbungen zu beobachten.

Gut erhaltene, nicht stromatolithische Laminationen bestehen aus alternierenden Lagen von Mikrit und Pellets. Allerdings sind die Laminationen durch Bioturbation recht oft gestört. Pellets wie mikritische Matrix sind partiell rekristallisiert und zeigen eine schwache Kornvergrößerung. Als Bioklasten treten wenige Ostracodenschalen, Algenfragmente (?) und Gastropoden auf, wobei die aragonitischen Schalen herausgelöst und zum Teil durch grobkristallinen Kalzit gefüllt worden sind.

Auch diese Dolomite sind sehr porös. Zum Teil handelt es sich sicher um Lösungsporosität, in anderen Fällen (Intrapartikelporosität) ist nicht deutlich erkennbar, ob es sich um primäre oder sekundäre Poren handelt. In stromatolithischen Partien sind auch laminoide Poren erkennbar (Fig. 7-4c).

Dolopseudosparite

Die obersten Abschnitte der Dolomitzone sind zum Teil als Dolopseudosparite ausgebildet. Sie sind meist von graubeige Farbe, und es treten gebänderte bis laminierte wie auch bioturbierte, stets aber stark poröse Varietäten auf. (Fig. 7-5a,b).

Vom Hauptmuschelkalk gegen die Dolomitzone zu enthalten die Sedimente, welche aus Pellet-Packstones mit diversen Fossilien (Muscheln, Gastropoden, Echinodermen und Algenfragmente) bestehen, immer grössere Anteile von Dolomithomben von bis zu 0.5 mm Länge.

Gegen unten sind die Rhomben häufiger, aber auch kleiner und weniger schön ausgebildet. Durch die Anfärbung mit Alizarin-S enthüllt sich der teilweise zonierte Aufbau aus alternierenden Dolomit- und Fe-Kalzit-Lagen (Fig. 7-5c). Oft beobachtet man Lösungshohlräume von Muscheln und Gastropoden. Z.T. sind diese nach der Lösung des ursprünglichen Schalenmaterials durch grobkristallinen Kalzit gefüllt worden, der seinerseits wieder von Dolomit verdrängt wird. Die Dolomitkristalle zeigen oft schwach undulöses Auslöschchen («baroque dolomite», FOLK, 1977).

Verkieselte und kalzifizierte Sulfate

Sulfate sind in der Dolomitzone nur noch schwach vertreten und bilden Knöllchen, Linsen, Lagen und Leistchen oder zementieren brekzierten Dolomit. In S 106 sind die Sulfate noch durch Anhydrit vertreten. Dabei besteht der Anhydrit, ähnlich wie in der Unteren Sulfatzone, aus grobkristallinen, leistenförmigen Kristallen mit bestäubten Zentren, welche teilweise Rosetten und Fächer bilden. In den seichter liegenden Abschnitten der Dolomitzone ist Anhydrit noch als Relikt im Quarz eingeschlossen. Aber auch Gips ist selten, dafür tritt häufig Kalzit auf. Quarz und Kalzit bilden also Pseudomorphosen nach Knöllchen, Lagen und Leistchen (Fig. 7-6a). Dabei sind manchmal sogar die Bestäubungen der Leistenzentren in die Quarz-Pseudomorphosen übernommen worden. Der Kalzit hingegen zeigt nie Einschlüsse von Sulfaten (solution cavity fill).

Neben der Anhydrit-Zementation von Brekzien treten auch Quarz und Kalzit als Füllungen auf. Zudem findet sich lokal Kalzit und Fluorit als Kluftfüllung (Fig. 7-6b).

7.5 Interpretation von Lithologien und sedimentären Strukturen

Die in der Dolomitzone beobachtete Abfolge der Lithofazies lässt mit einiger Sicherheit den Schluss zu, dass die Sedimentation in einem ähnlichen Milieu erfolgte wie in den liegenden Übergangsschichten. Der Wechsel von bioturbierten und laminierten Sedimenten zeigt an, dass sich die Ablagerung weiterhin in flachen subtidalen bis supratidalen Bereichen abspielt. Allerdings geht der evaporitische Einschlag weiter zurück. Die Sulfatbildung beschränkt sich auf diagenetische Prozesse, d. h. frühdiagenetische Bildung von Sulfatknollen, -linsen und -lagen sowie eher spätdiagenetisches Wachstum von Anhydritleistchen und -plättchen.

Die bioturbierten Dolomikrite im unteren Teil der Dolomitzone sind möglicherweise als subtidale Füllungen von Gezeitenkanälen mit konglomeratischen «channel lags» anzusehen. Zum Teil könnte es sich aber auch um Ablagerungen von Lagunen oder «ponds» handeln. Schwach laminierte bis dünn gebankte Dolomikrite mit fälteliger Lamination, sheat-crack-ähnlichen und sonsti-

gen (v. a. laminoiden) Poren bis lokaler Brekzierung sind auf Andros im Supratidal der «low algal marshes» um Tümpel des Gezeitengürtels herum anzutreffen. Die feiner laminierten, meist flaserigen Dolomikrite mit den organisch-reichen, dunklen Lagen aus Scytonema-Matten werden von HARDIE (1977) den «high algal marshes» zugeschrieben. Auch die in den Dolomiten oft auftretende Alternanz von Mikrit- und Pelletlagen wird aus jenen Sedimenten beschrieben (HARDIE, 1977).

Der obere Teil der Dolomitzone repräsentiert eher Ablagerungen im inter- (stromatolithischen) bis subtidalen (bioturbierten), lagunären Milieu. Die stromatolithischen Horizonte werden sowohl von glatten, flachen Algenmatten, wie auch von «pustular mats» gebildet. Der marine Einfluss ist deutlicher als im Liegenden und die Gesteine bestehen zu einem grossen Teil aus Pellets. Auch biogener Detritus ist häufiger.

Während der untere Teil der Dolomitzone also noch Ablagerungen des Gezeitengürtels repräsentiert, wird der mittlere Teil von «algal-marsh»-Sedimenten dominiert. Die Stratigraphie zeugt demnach von einer fortgesetzten Regression, wie sie schon in den liegenden Serien dokumentiert ist. Der obere Teil repräsentiert eher wieder intertidale und subtidale, etwas mehr «offen marine», aber immer noch eingeschränkte, möglicherweise lagunäre Verhältnisse. Die Faziesverteilung und die leicht erhöhte Mächtigkeit in S 106 lassen vermuten, dass diese mehr offen marinen Verhältnisse in den süd(west)lichen Teilen des untersuchten Gebietes (S 106) früher eingesetzt haben als in den nördlicheren Teilen (S 95).

Das abnehmende evaporitische Milieu wird auch von der Diagenese der Karbonate reflektiert. Die Dolomitisierung wird gegen den Hauptmuschelkalk zu immer unvollständiger und verschiebt sich wohl zeitlich in Richtung späterer Diagenese.

- Fig. 7-2a *Feinlaminiertes Dolomikrit mit flaserigen, teilweise stylolithisch überprägten Tonsäumen und oben braunen, verkieselten Sulfatknollen.*
S 106, Dolomitzone, 435.15 – 435.30 m
- Fig. 7-2b *Feinlaminiertes Dolomikrit mit einem Trockenriss, welcher von noch weichem Sediment verfüllt worden ist.*
S 97, Dolomitzone, 222.882 – 222.91 m
- Fig. 7-3a *Graubeige, massiver bis gefleckter, bioturbierter Dolomikrit mit einer Lage aus diagenetisch gewachsenen Sulfatknöllchen (hier Anhydrit).*
S 106, Dolomitzone, 439.50 – 439.63 m
- Fig. 7-3b *Beigegrauer Dolomikrit mit gradierter Lage von aufgearbeiteten Klasten des unterliegenden, grauen Dolomites.*
S 95, Dolomitzone, 285.54 – 285.60 m
- Fig. 7-4a *Brekzierter, beige Dolomit mit anhydritischer Zementierung der Brekzie und diagenetischer Sulfatbildung.*
S 106, Dolomitzone, 437.33 – 437.48 m
- Fig. 7-4b *Brauner, vor der Kompaktion verkieselter Stromatolith mit differentieller Kompaktion von verkieselten und karbonatischen Partien.*
S 98, Dolomitzone, 327.90 – 327.97 m
- Fig. 7-4c *Stark poröser, dolomitischer Stromatolith mit lokal laminoiden Poren (Pfeile). Sulfatische Zemente sind vollständig herausgelöst worden.*
S 97, Dolomitzone, 215.95 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 7-2 a



Fig. 7-2 b



Fig. 7-3 a



Fig. 7-3 b



Fig. 7-4 a



Fig. 7-4 b

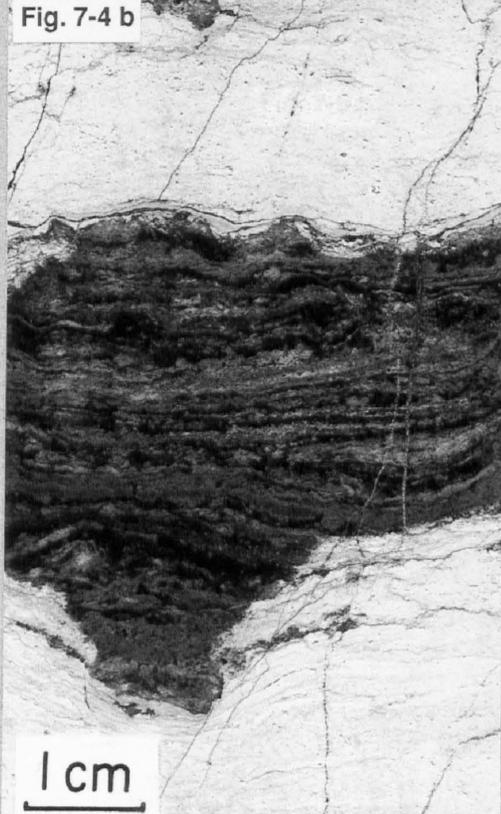


Fig. 7-4 c

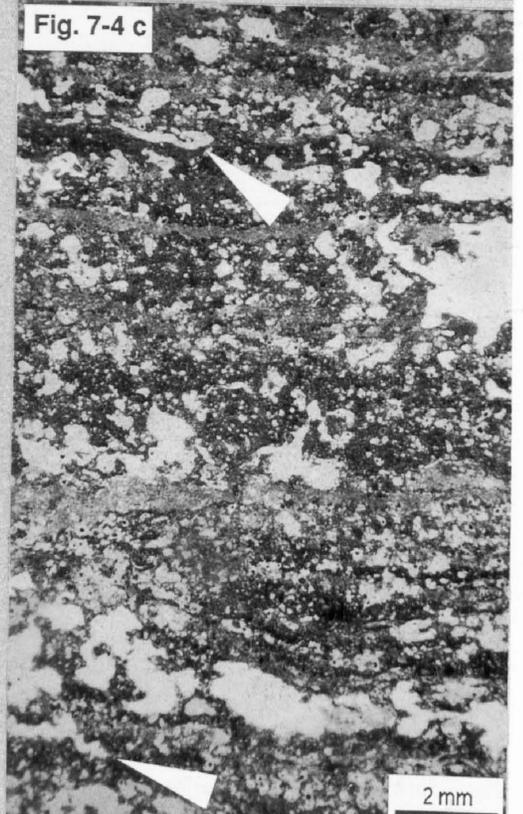


Fig 7-5a,b Dolopseudosparite der obersten Dolomitzone.

a) mit teilweise erhaltener Lamination oder Bänderung

b) stark bioturbierter Abschnitt mit herausgelösten Schnecken

S 106, Dolomitzone, a) 430.93 – 431.09 m b) 432.60 – 432.78 m

Fig. 7-5c Dolopseudosparite aus mehr oder weniger idiomorphen Dolomitrhomboedern mit zonierte
Aufbau aus Fe-Kalzit und Dolomit.

S 97, Dolomitzone, 215.35 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 7-6a Vollständig verkieselte Sulfatknolle (weiss) wird hauptsächlich randlich durch neugebildeten Kalzit (durch
Alizarin S rot gefärbt) ersetzt.

S 99, Dolomitzone, 217.98 m, Dünnschliffaufnahme mit // Nicols

Fig. 7-6b Durch grobkristallinen Kalzit und kubischem Fluorit gefüllte Kluft in mikritischem Dolomit.

S 97, Dolomitzone, 221.93 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 7-5 a



Fig. 7-5 b



Fig. 7-5 c

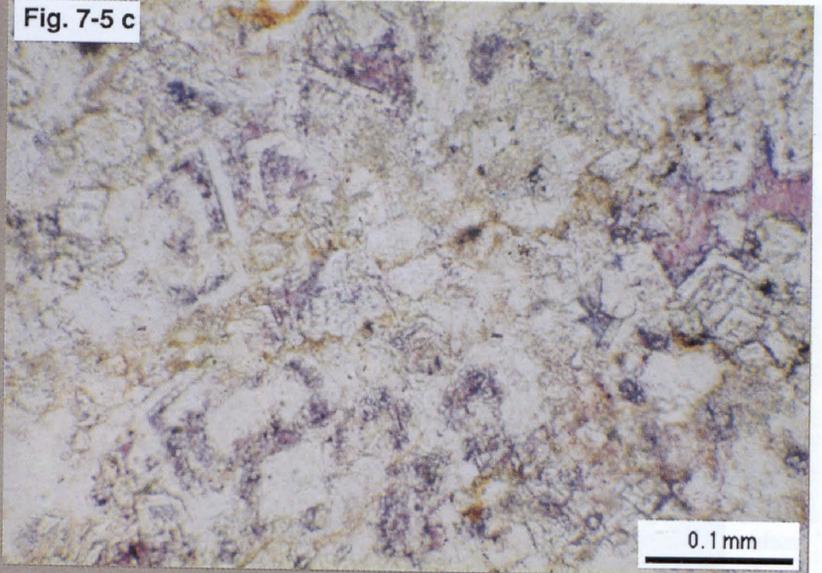


Fig. 7-6 a

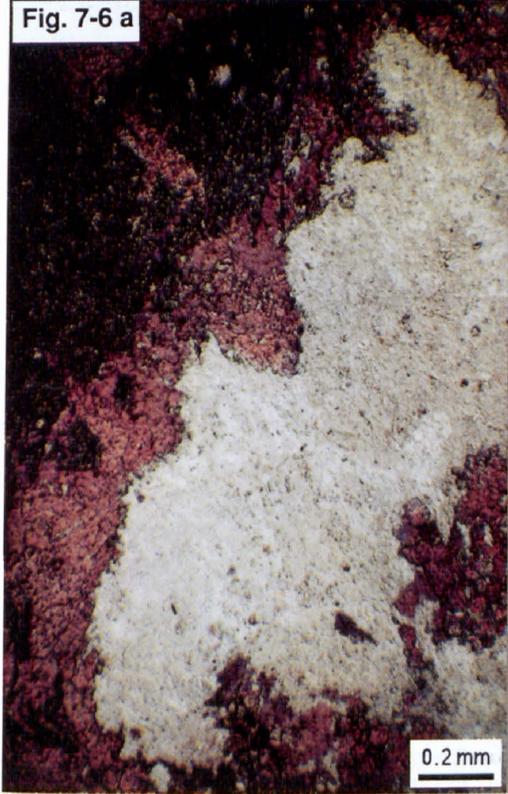
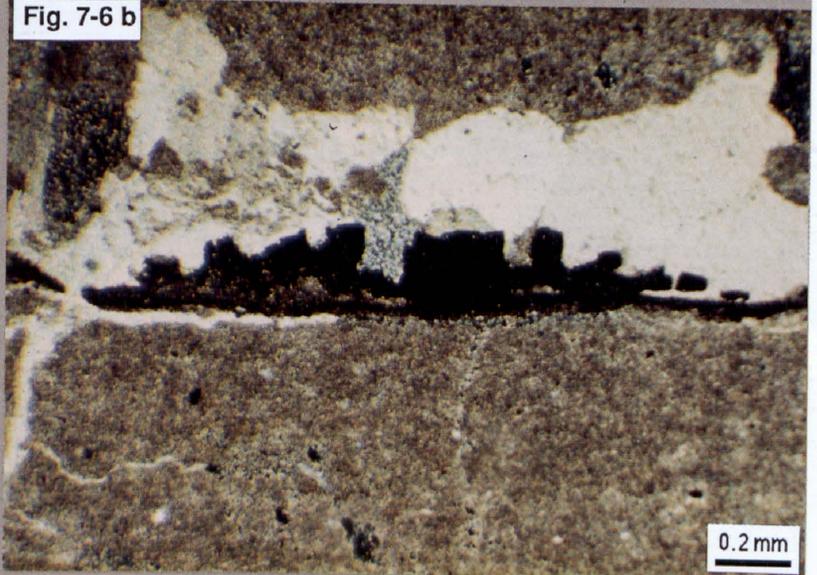


Fig. 7-6 b



8. VERGIPSUNG UND FASERGIPS

8.1 Allgemeines

Im Zuge des durch Erosion bedingten Wiederauftauchens oder durch tektonisch geschaffene Wegsamkeiten gelangen die Evaporite in den Einflussbereich von meteorischen Wässern. Dabei kann Steinsalz wieder aufgelöst werden (Subrosionsbrekzien mit Salzspiegel). Aber auch der Anhydrit ist unter diesen Bedingungen instabil und wird zu Gips hydratisiert (retrograde Diagenese von LANGBEIN, 1984). Zusätzlich bildet sich fibröser Gips, sogenannter Fasergips (engl. *satin spar gypsum*). Das Auftreten von Fasergips in Evaporitserien ist ein weitverbreitetes Phänomen und ist bereits im letzten Jahrhundert beschrieben worden (z. B. HAMMERSCHMIDT, 1883). Fasergips erscheint typischerweise in Klüften von bis zu mehreren cm Dicke und wird in Aufschlüssen wie auch in Bohrungen bis in einer Tiefe von rund 650 m angetroffen (SHEARMAN et al., 1972). Die wichtigsten Charakteristiken von Fasergips sind bereits von RICHARDSON (1920) beschrieben worden, und eine Zusammenfassung über Morphologien sowie verschiedene Bildungshypothesen findet sich in einem Artikel von MACHEL (1985).

OGNIBEN (1957) unterteilt die sekundären Gipse makroskopisch in selenitischen (nicht zu verwechseln mit dem primären, selenitischen Gips!) und alabastrinen Gips. Sekundärer selenitischer Gips wird durch grobe Aggregate von «Schwalbenschwanzwillingen» von mm bis mehreren cm Grösse gebildet, während alabastriner Gips eher feinkörnig, «zuckerig» ausgebildet ist. HOLLIDAY (1970) nennt den sekundären, grobkristallinen Gips «porphyroblastisch» und unterscheidet im alabastrinen (<50 μ) Gips zwei Hydratationstexturen als Endglieder mit graduellen Übergängen:

Typ 1 besteht aus schlecht definierten Körnern mit undulöser oder unregelmässiger Auslöschung und kaum oder nur zonenweise erkennbaren Korngrenzen, und

Typ 2 (granoblastischer Gips) besteht aus gut definierten, äquidimensionalen (meist anhedralen) Körnern.

8.2 Vergipsung

Die makroskopische Vergipsung reicht in den Bohrungen S 95, S 97 und S 98, unabhängig von der jeweiligen Tiefe unter Terrain, bis in die obersten Anhydrite der Übergangsschichten hinein (Fig. 6-3). In der tektonisch beanspruchten, verfalteten Abfolge von S 99 ist die Vergipsung bis in die obersten Lagen der Oberen Anhydritschichten eingedrungen (Fig. 6-1), während S 106 auch in der Dolomitzone keine nennenswerten Vergipsungen aufweist.

Diese Konfiguration zeigt, dass einer der wesentlichen Faktoren für die Vergipsung der Anhydritgruppe der Abstand zum nächstliegenden Aquifer (in diesem Falle dem Hauptmuschelkalk) ist. Es bildet sich also eine Art Vergipsungsspiegel aus. Tektonische Auflockerung in S 99 hat zusätzliche Migrationswege für Wasser geöffnet, so dass die Vergipsung bis weiter hinunter erfolgt ist. Wenn gleich Klüfte wichtige Wegsamkeiten darstellen, so erfolgt die Vergipsung doch hauptsächlich in lateraler Richtung. Als untergeordnete Aquifere dienen die verschiedenen Dolomitintervalle, von denen aus die Vergipsung ins Liegende und Hangende fortschreitet. Schliesslich sind die Inhomogenitätsgrenzen im Gestein, zum Beispiel die Mergel-Anhydrit-Grenzen in feinlaminiertem Anhydrit, bevorzugte Wasserwegsamkeiten. Oft beobachtet man idiomorphe Gipsblasten, welche von solchen Grenzen aus in den Anhydrit hineinwachsen. Auch in dolomitischer Matrix gewachsenen Anhydritknollen zeigen z. T. diese Art der Vergipsung. Die in unterschiedlichem Ausmass erhaltenen Anhydritrelikte bilden dabei gelegentlich eine Zonierung (Fig. 8-1a).

Fig. 8-1a Vergipsung einer in dolomitischer Matrix (dunkelbraun) gewachsenen Anhydritknolle (hell) durch grobkristallinen Gips. Die Kristalle wachsen vom Rand aus in die Knolle hinein und sind dort z. T. schön idiomorph begrenzt. Anhydritrelikte definieren lokal Zonierungen in den Gipskristallen.

S 95, Übergangsschichten, 299.65 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 8-1b Vergipsung von grobkristallinem Anhydrit (Interferenzfarben höherer Ordnung) durch undeutlich definierten, oft undulös auslöschenden alabastrinen Gips. Zwischen den Mergeln (schwarz) liegt eine dünne Fasergipsader.

S 98, Dolomit-dominierte Schichten, 340.35 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 8-2a Fasergipslage mit leicht verbogenen, fein ausgebildeten «Fasern». Man beachte die fehlende optische Kontinuität in den «Fasern». Der obere Bildteil zeigt Vergipsung durch granoblastischen, äquidimensionalen Gips.

S 97, Dolomit-dominierte Schichten, 223.73 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 8-2b Fasergipslage mit syntaxial auf dem Klufwandgips aufgewachsenen, grob ausgebildeten Fasern.

S 99, Übergangsschichten, 238.72 m, Dünnschliffaufnahme mit + Nicols

Fig. 8-1 a

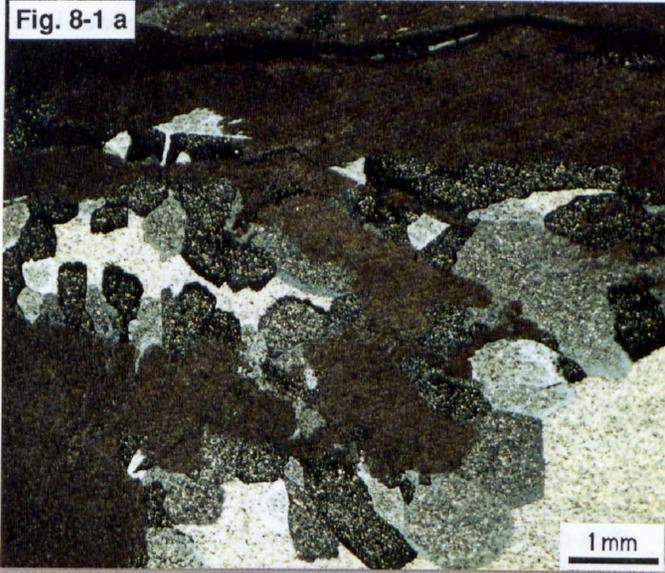


Fig. 8-1 b

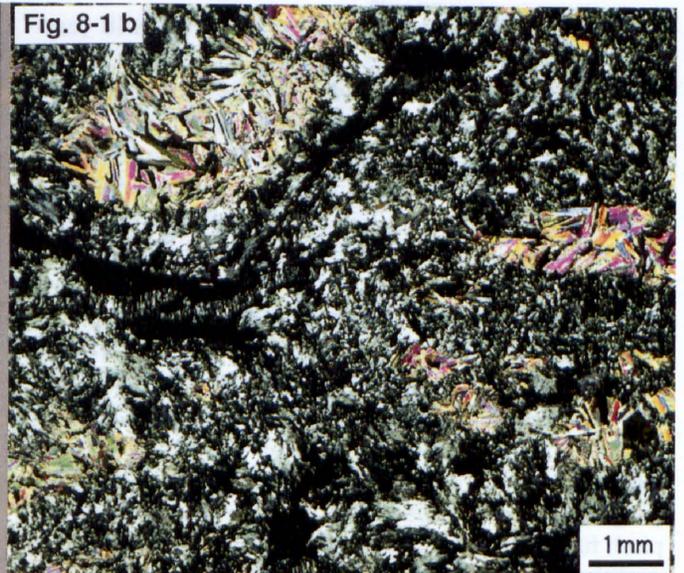
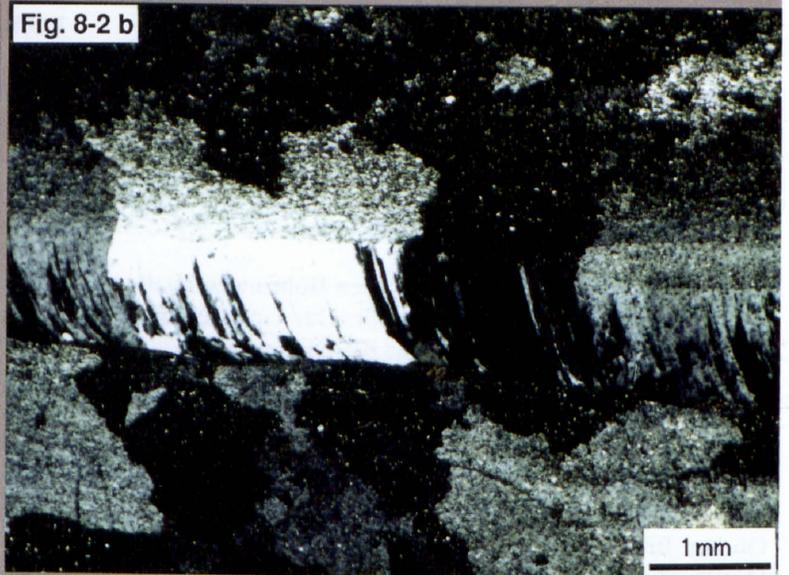


Fig. 8-2 a



Fig. 8-2 b



Eine weitere Art der Vergipsung zeigt Fig. 8-1b (entspricht dem Typ 1 des alabastrinen Gipses von HOLLIDAY, 1970). Schlecht definierte Gipskristalle mit undulösem Auslöschern und ausgefranst, schlecht definierten Korngrenzen ersetzen dort grobkristalline Anhydritknollen. Diese Art der Vergipsung macht in den untersuchten Bohrungen den grössten Teil aus. Reliktischer Anhydrit ist seltener als im Falle der Vergipsung durch idiomorphe Kristalle.

Diese beiden Arten der Vergipsung sind morphologische Endglieder mit vielen Übergangsformen. Eine häufige Zwischenstufe ist relativ grobkristalliner, mehr oder weniger isometrischer Gips mit unregelmässigen Umrissen (entsprechend HOLLIDAY's Typ 2), welcher ebenfalls reliktschen Anhydrit enthält und dolomitische Verunreinigungen poikilitisch umwächst (Fig. 8-2a und 8-2b). Typisch für die beobachteten Vergipsungen sind also die in praktisch allen Fällen erhaltenen Relikte von Anhydrit, welche diesen Gips als sekundäre Bildung ausweisen.

Obwohl aus der Theorie (vgl. Einführung) hervorgeht, dass die Vergipsung mit einer Volumenzunahme verbunden sein sollte, ist eine solche in den vorliegenden Bohrungen nie direkt beobachtet worden. Hingegen kann das Wachstum von Fasergipsadern in bestimmten Lithologien beträchtlich zur Gesamtmächtigkeit beitragen.

8.3 Fasergips

Fasergips kommt in allen untersuchten Bohrungen in allerdings sehr variabler Quantität vor. Der Grossteil der Vorkommen konzentriert sich auf die Obere Sulfatzone und in dieser auf die Übergangsschichten und die Dolomit-dominierten Schichten. Seltener tritt er in den Oberen Anhydritschichten und in der Dolomitzone auf. Im Salzlager, in den Brekzien und in der Unteren Sulfatzone fehlt Fasergips, mit Ausnahme einer Fasergipsader in den Oberen Brekzien von S 98 sowie etwas Fasergips in der Unteren Sulfatzone von S 97 und S 95, völlig. Dafür findet sich in der Unteren Sulfatzone gelegentlich Faseranhydrit mit sigmoidal verbogenen, mehr oder weniger horizontalen Fasern in steilstehenden Klüften.

Fasergips füllt in der Regel schichtparallele, d. h. für die meisten der untersuchten Bohrungen horizontale Klüfte. Im Kern können manchmal auskeilende, sich auffächernde oder keilförmig dünner werdende Fasergipslagen beobachtet werden. Dreidimensional betrachtet bilden die Klüfte flache Linsen, welche von oben gesehen rundliche Umrisse haben sollen (MACHEL, 1985).

Die Fasergipslagen sind unter anderem durch einen internen Saum (central parting) charakterisiert, der der Morphologie der Klüftwände folgt und der eine meist etwas dickere obere Hälfte von einem dünneren unteren Teil trennt. Dieser Saum ist nicht mit jenen Säumen vergleichbar, welche sich beim Einwärtswachsen von Klüftmineralien bilden. So fehlen z. B. drusige Hohlräume mit idiomorphen Kristallenden (PHILLIPS, 1974). Meistens sind innerhalb der Klüfte flache, eckige Bruchstücke von Klüftwandmaterial enthalten. MACHEL (1985) berichtet auch von parabolförmiger Anordnung solcher Verunrei-

nigungen. Denkt man sich diese losgelösten Teile an ihren alten Platz zurück, so passen die beiden gegenüberliegenden Klüftwände genau zusammen. Im Gegensatz zu den Vergipsungen finden sich in den Fasergipslagen nie Relikte von Anhydrit.

Die Gipsfasern stehen in der Regel vertikal, ungeachtet der Morphologie der Klüftwände. In horizontalen Lagen stehen sie also senkrecht auf den Wänden, in schichtparallelen Lagen von verkippten Serien jedoch schief dazu. In letzteren ist häufig eine sigmoidale Verbiegung der Fasern zu erkennen, wobei meist eine Aufschiebung des hangenden Blockes angezeigt wird. Die schichtparallelen Fasergipsadern in den verfalteten Partien von S 99 zeigen ebenfalls vertikal stehende Fasern. Es handelt sich also nicht um ehemals horizontale Adern, welche bei der Faltung steilgestellt worden sind. Die Fasergipsadern sind nach der Faltung entstanden. Nur in wenigen Fällen stehen die Fasern auch in steilstehenden Klüften ungefähr senkrecht zu den Wänden. Analoge Beobachtungen sind von WEST (1965) in den Purbeck-Gipsen von Dorset gemacht worden.

Die Dicke der Fasergipsadern variiert von weniger als 1 mm bis zu etwa 2 cm. Wo Fasergipsadern häufig sind, trifft man im Schnitt auf dickere Lagen. Die dickste Lage misst 12 cm.

Im mikroskopischen Bereich zeigen praktisch alle Fasergipsadern schwache Verbiegungen. Diese sind meist im Bereich des internen Saumes lokalisiert. Es existieren aber auch randliche Verbiegungen, kontinuierliche Verbiegungen über den ganzen Bereich der Fasergipsader (ohne erkennbaren internen Saum) oder Verbiegungen auf nur einer Seite des internen Saumes.

Die fibröse Morphologie des Gipses ist dort am schönsten ausgebildet, wo der umgebende Fels nicht aus Gips besteht (Fig. 8-2a). Wo Fasergipsadern innerhalb von Gips auftreten, kann man oft syntaxiale Orientierung zum Klüftwandgips beobachten (Fig. 8-2b). Die Gipsfasern sind in Richtung der c-Achsen gestreckt, und im Schliiff sieht man, dass einzelne Fasern nicht über ihre ganze Länge optisch kontinuierlich sind, sondern dass sich vielmehr Domänen aus Bündeln von Fasern mit einheitlichem Auslöschern bilden. Dieses Phänomen ist auch aus fibrösem Anhydrit bekannt (MACHEL, 1985). Lokal bilden sich innerhalb von Fasergipsadern grössere Gipsblasten aus.

Betrachtet man die Verteilung der Fasergipsadern in den Bohrungen, so fallen folgende Punkte auf: Erstens kommen die Fasergipslagen etwa ab der gleichen Tiefe vor wie die beginnende, oft nur mikroskopisch erkennbare Vergipsung. Dies ist leicht verständlich, sind doch beide Bildungen an die Anwesenheit von Wasser gebunden. Zweitens halten sich die Fasergipsadern bevorzugt an bestimmte Lithologien. Betrachtet man z. B. die Häufigkeitsverteilung (Fig. 8-3), so fallen in der Mitte und an der Basis der Übergangsschichten zwei «Löcher» auf, welche den beiden Dolomitintervallen entsprechen. Umgekehrt zeigt sich, dass flaserig laminiertes und feinlaminiertes Anhydrit respektive ihre vergipsten Äquivalente und auch feinlaminiertes Dolomit wohl auf Grund ihrer inhärenten, schichtparallelen Inhomogenitäten bevorzugte Bildungsorte für Fasergips sind.

Σ Fasergips in mm

	OAS	UgS	DdS	DZ	total
S 99	381	1374	586	--	2341
S 97	--	374	246	--	620
S 95	17	308	224	--	549
S 98	--	396	78	--	474
S106	--	--	45	11	56

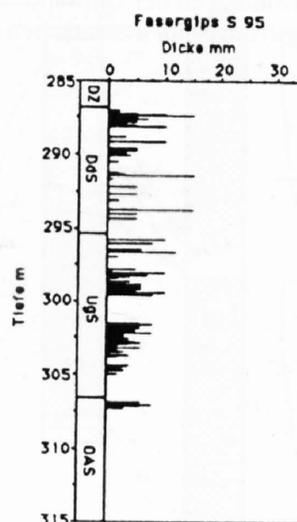
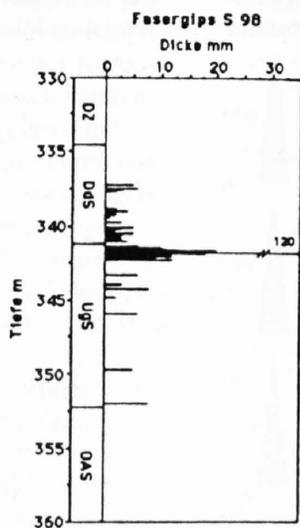
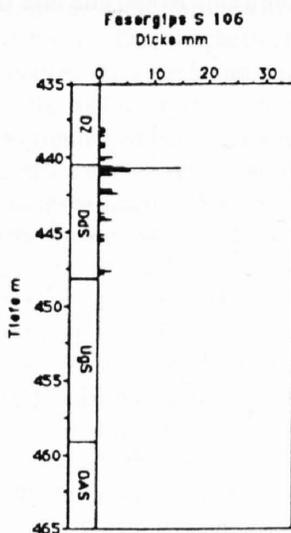
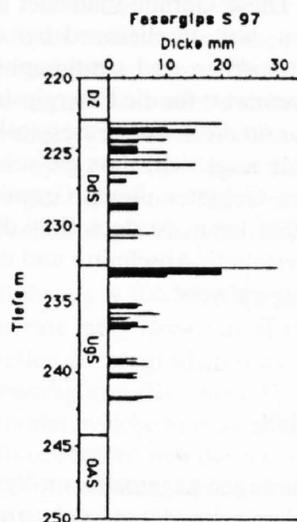
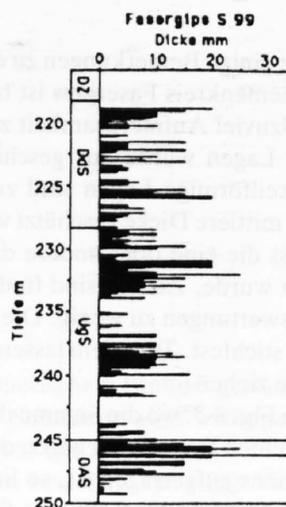
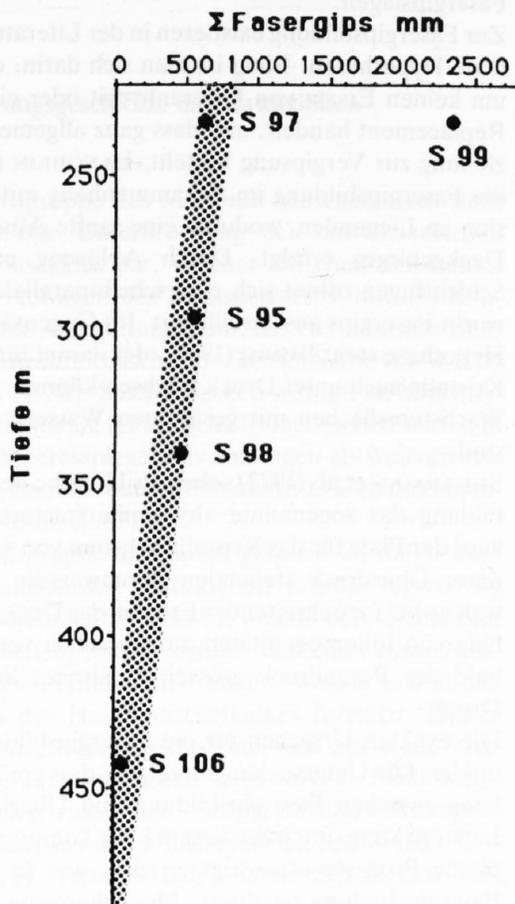


Fig. 8-3 a) Summe der Fasergipsaderdicke in den verschiedenen Bohrungen (Tabelle) und in Beziehung zu der mittleren Tiefe ihres Vorkommens (Graphik darunter). Diskussion im Text

b) Das Auftragen der Fasergipsdicken gegen die Tiefe zeigt die Abhängigkeit von bevorzugten oder schlechten Bildungsbedingungen für Fasergips von den verschiedenen Lithologien (z. B. «Löcher» in der Mitte und an der Basis der UgS)

DZ=Dolomitzone

DdS=Dolomit-dominierte Schichten

UgS=Übergangsschichten

OAS=Obere Anhydritschichten

An dieser Stelle einige Bemerkungen zu den statistischen Daten: dem Themenkreis Fasergips ist bei der Kernaufnahme nicht allzuviel Aufmerksamkeit zuteil geworden. Die Dicke der Lagen wurde nur geschätzt, sich auffächernde oder keilförmige Lagen sind zusammengefasst respektive eine mittlere Dicke geschätzt worden. Auch ist es möglich, dass die eine oder andere dünne Fasergipsader übersehen wurde. Zudem sind fünf Bohrungen für statistische Auswertungen zu wenig. Die Daten sind also nicht hieb- und stichfest. Trotzdem lassen sich einige qualitative Schlüsse ziehen.

Betrachtet man Fig. 8-3, wo die Summe der Fasergipsdicken in den einzelnen Bohrungen gegen die mittlere Tiefe ihres Vorkommens aufgetragen ist, so liegen die Punkte der Bohrungen S 95, S 97, S 98 und S 106 mehr oder weniger auf einer Geraden (punktierter Bereich), während S 99 demgegenüber eine übermässige Fasergipsbildung aufweist. Diese Gerade schneidet die Tiefenachse bei rund 500 m, was anscheinend bei den gegebenen regionalen tektonischen und stratigraphischen Verhältnissen einen Grenzwert für die Fasergipsbildung darstellt (ohne Korrektur für die seit der Fasergipsbildung erfolgte Erosion). Weiter zeigt sich, dass die tektonische Beanspruchung eines Gebietes dieses Grundmuster weitgehend modifizieren kann, ist doch S 99 die einzige Bohrung, welche verfaltete Abschnitte und deutlich erhöhte Fasergipsbildung aufweist.

8.4 Interpretation

Die in den Bohrungen angetroffenen Vergipsungen sind praktisch alle dem sekundären, alabastrinen Gips zuzuordnen. Man kann verschiedene Hydratationstexturen unterscheiden, welche möglicherweise durch den Zeitpunkt oder die Geschwindigkeit der Umwandlung bedingt sind. Die Vergipsungsfront ist im wesentlichen an den Abstand

zum nächsten Aquifer gebunden, wird durch (tektonisch bedingte) Klüftung und die Art des umgebenden Sedimentes aber stark beeinflusst. Die meisten Autoren sind sich einig, dass keine Volumenzunahme durch Vergipsung erfolgt, sondern das überschüssige Volumen in Lösung fortgeführt wird (HOLLIDAY, 1970). Möglicherweise ist dies der Herkunftsort des Gipses in den neugebildeten Fasergipslagen.

Zur Fasergipsbildung existieren in der Literatur verschiedene Hypothesen. Einig ist man sich darin, dass es sich um keinen Ersatz von Faseranhydrit oder ein sonstiges Replacement handelt, und dass ganz allgemein eine Beziehung zur Vergipsung besteht. LANGBEIN (1984) sieht die Fasergipsbildung im Zusammenhang mit Salzsubrosion im Liegenden, wodurch eine sanfte Absenkung des Deckgebirges erfolgt. Durch Ablösung entlang den Schichtfugen öffnet sich eine schichtparallele Klüftung, worin Fasergips auskristallisiert. Im Gegensatz zu dieser Hypothese steht BUNDI (1956), der darauf hinweist, dass Kristalle auch unter Druck wachsen können, solange die Wachstumsflächen mit gesättigten Wässern in Kontakt sind.

SHEARMAN et al. (1972) sehen als Ursache der Fasergipsbildung das sogenannte «hydraulic fracturing». Dabei wird der Platz für das Kristallwachstum von versiegelten, unter Überdruck stehenden Porenwässern geschaffen, welche bei fortschreitender Erosion das Deckgebirge entlang von Inhomogenitäten aufzubrechen vermögen, sobald der Porendruck grösser ist als der lithostatische Druck.

Die exakten Ursachen für die Fasergipsbildung bleiben unklar. Die Untersuchungen zeigen, dass ein Zusammenhang zwischen Fasergipsbildung und Überlast besteht. Letztere kann durch (in diesem Falle kompressive) tektonische Prozesse erniedrigt werden, was in gesteigerter Fasergipsbildung resultiert. Möglicherweise spielen dabei verschiedenen Faktoren eine Rolle, und ihre Gewichtung mag lokal ändern.

9. DISKUSSION

9.1 Ablagerungsgeschichte und Zyklizitäten

Die Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalkes stellt eine kurzzeitige Unterbrechung des mitteltriadischen Transgressionszyklus dar, welcher zwischen den betont klastischen Abfolgen des Buntsandsteins und des Keupers liegt. Der Ablagerungsraum, das Germanische Becken, ist ein intrakratonisches Becken im Sinne von BALLY & SNELSON (1980). Solche Becken werden im allgemeinen als relativ stabile tektonische Einheiten betrachtet, in denen sich Meeresspiegelschwankungen als weitverbreitete und gut korrelierbare sedimentäre Zyklen dokumentieren HAO et al. (1987).

Die Anhydritgruppe als ganzes gesehen ist durch zwei Sedimentationsphasen charakterisiert: einer *regressiven Phase* unten (Einheiten 1 bis 6), welche bereits mit dem liegenden Wellengebirge beginnt, und einer *transgressiven Phase* oben (Einheiten 7 bis 10), welche sich in den Karbonaten des Hauptmuschelkalkes fortsetzt. Dieser regressiv-transgressive Zyklus setzt sich aus einer Vielzahl von kleinmasstäblichen «regressiven» Shallowing-upward-Zyklen zusammen. Solche Sedimentationsmuster kennt man aus vielen flachmarinen Karbonaten und Evaporiten (vgl. WILSON, 1975). Sie werden allgemein als Transgressiv-regressiv-Ereignisse gedeutet, deren zugrundeliegende Mechanismen aber noch weitgehend unverständlich sind. Das Flacherwerden gegen oben ist dadurch bedingt, dass die Sedimentationsraten der Karbonate im allgemeinen höher sind als die Subsidenzraten. Dieses Verhalten ist bei den Evaporiten mit ihren hohen Bildungsrate noch ausgeprägter. Zusätzlich kommt das verdunstungsbedingte Absinken des Wasserspiegels (evaporitic drawdown) dieser Tendenz noch entgegen.

Die regressiv-transgressive Phase lässt sich weiter in zwei *regressive Salinarzyklen* unterteilen (Fig. 9-1). Der erste Salinarzyklus besteht aus den Einheiten 1 bis 3, also der Unteren Sulfatzone, den Unteren Salzschieben und den Unteren Brekzien. Die Untere Sulfatzone besteht aus bituminösen Dolomiten mit Einschaltungen von Anhydritlagen, welche durch periodisches Ausfällen von an der Wasseroberfläche gebildeten Gipsnadeln und deren Akkumulation am Beckenboden entstanden sind. Bituminöse Sedimente sind charakteristisch für progressive Eindampfungsabschnitte von Evaporiten.

Die Gesteine der Unteren Sulfatzone und das graue, körnige Steinsalz an der Basis der Salzlager sind sehr wahrscheinlich in einem relativ «tiefen» Becken abgelagert worden, welches aber mit dem Erreichen der Halitübersättigung schnell mit Sediment gefüllt wurde und durch das gleichzeitige Absinken des Wasserspiegels wohl bald

einmal unter subaerischem Einfluss gestanden hat. In der Folge spielt die Subsidenz eine wichtige Rolle für die Akkumulationsrate der Sedimente.

Die Salzschieben bestehen aus einer Vielzahl von «regressiven» Shallowing-upward-Zyklen aus (schematisch gesehen) reinem Salz unten, welches in stärker verunreinigtes Salz und schliesslich in detritisch beeinflusste Sedimente übergeht. Dieses Grundmuster der Sedimentation wird allerdings durch vielerlei Einflüsse modifiziert. Als solche sind hauptsächlich verdünnende marine und kontinentale Zuflüsse mit gelöster oder detritischer Fracht zu nennen, welche einen grossen Teil einstmals gebildeten Salzes wieder auflösen können. Gegen oben nehmen die Zyklenlängen in der Regel ab. Einzelne Zyklen lassen sich nur mit Vorbehalten zwischen den Bohrungen korrelieren.

Ausser in der Bohrung S 106 wird der 1. Salinarzyklus durch Konglomerate und Brekzien (Einheit 3) abgeschlossen. Sie stellen die progradierenden, beckenrandlichen Mud-flat-Faziesgürtel dar. Auch hier ist lokal eine Zyklizität ausgebildet, welche man als *shallowing upward* bezeichnen könnte, obwohl sich die Sedimentation jetzt mehrheitlich in kontinentalem Milieu abspielt. Diese regressiven Zyklen bestehen hauptsächlich aus Subrosions-

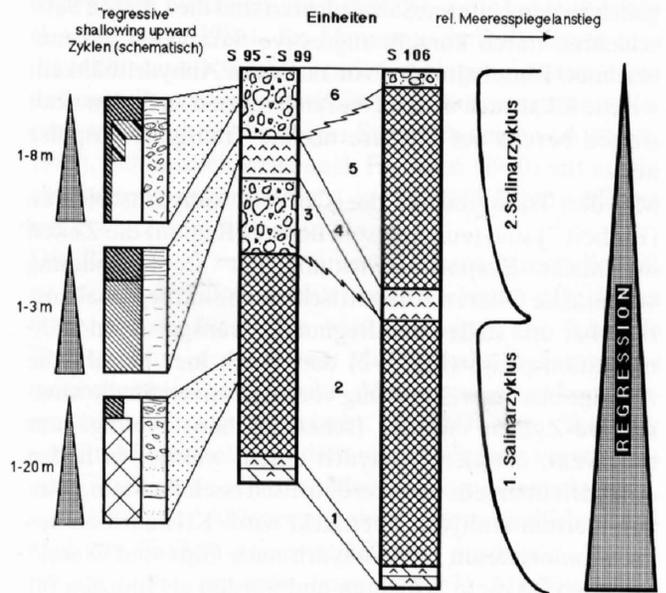


Fig. 9-1 Regressive Sedimentationsphase der Anhydritgruppe. Sie beginnt in den liegenden Orbicularismergeln und setzt sich mit der Unteren Sulfatzone und den zwei Salinarzyklen fort. Im Detail bestehen diese aus unterschiedlich mächtigen Shallowing-upward-Zyklen. Diskussion im Text.

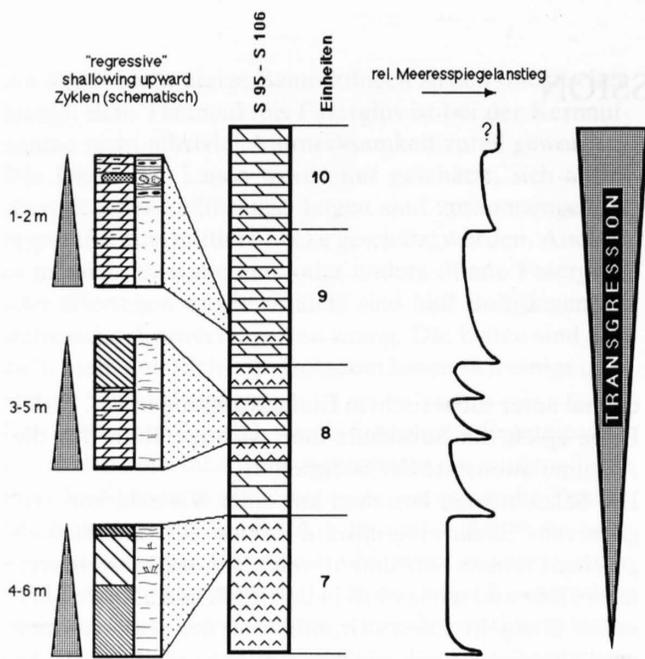


Fig. 9-2 *Transgressive Sedimentationsphase der Anhydritgruppe. Rezessive Evaporitabfolge von sulfatdominierten zu karbonatdominierten Ablagerungen. Diskussion im Text.*

brekzien, welche von detritischen Sedimenten überlagert werden. Diagenetische und fluviatile Prozesse spielen in diesem Ablagerungsmilieu dominierende Rollen.

Die Transgression der Unteren Anhydritschichten (Einheit 4) über Salzpflannen im Beckeninnern und Mud-flat-Fazies an den Rändern markiert den Beginn des 2. Salarzyklus, welcher in S 95 bis S 99 nur in Mud-flat-Fazies (Einheit 6), im Westen (S 106) aber zum grössten Teil noch in Halifazies (Einheit 5) ausgebildet ist. Im Vergleich zu den Unteren Salzschichten sind die Oberen Salzschichten durch kürzere regressive Salzyklen gekennzeichnet. Einschaltungen von massiven Anhydritbänken, welche lokal auch in den Oberen Brekzien zu finden sind, weisen bereits auf kleinere marine Transgressionspulse hin.

Mit der Transgression der Oberen Anhydritschichten (Einheit 7) sind (zumindest in unserer Region) die Zeiten maximaler Evaporitentwicklung mit Steinsalzbildung vorbei. Die Oberen Anhydritschichten sind regional korrelierbar und stellen den Beginn der transgressiven Sedimentationsphase (Fig. 9-2) dar. Auch hier besteht die Abfolge aus einer Stapelung von regressiven Shallowing-upward-Zyklen mit der (schematischen) Abfolge aus massivem, dunklem Anhydrit unten, welcher in hellen Anhydrit übergeht und von detritisch beeinflusstem, feinschichtigem Anhydrit überdeckt wird. Kristallrasen aus Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips sind charakteristisch für diese Schichten und werden als Indizien für flachmarine, tieferenergetische Ablagerung unter hypersalinen Wässern gedeutet.

Mit der Transgression der Übergangsschichten (Einheit 8) werden im Zuge der rezessiven Evaporitabfolge erstmals wieder Karbonate abgelagert. Es kommen auch Fossilien vor, welche allerdings entsprechend der hohen Salinität nur geringe Diversität aufweisen. Die hier auftretenden

regressiven Zyklen sind durch den Wechsel von karbonatischer zu sulfatischer Evaporitfazies charakterisiert. Sie stellen somit kleine progressive Ausscheidungsabfolgen dar, welche infolge des verdunstungsbedingten Wasserverlustes ein Flacherwerden gegen oben anzeigen und somit regressiv sind. Im obersten Zyklus treten im Karbonatintervall Ooide auf, welche ebenfalls auf flachmarine, möglicherweise etwas höher energetische Ablagerungsverhältnisse schliessen lassen. Als Besonderheit finden sich in diesem Abschnitt talkummantelte Ooide. Die Dolomit-dominierten Schichten (Einheit 9) stellen Ablagerungen eines Gezeitengürtels mit Tümpeln und Kanälen dar. Die vorwiegend karbonatische Sedimentation wird von geringer, vorwiegend diagenetischer Sulfatbildung begleitet. Die zyklischen Ablagerungen bestehen hier aus bioturbirten, feinkörnigen Dolomiten des Subtidals, welche in feinlaminierte Dolomite mit intraformationellen Konglomeraten des Supratidals übergehen. In lokalen Tümpeln kommt es ein letztes Mal zur Bildung von subaquatischen Sulfaten.

In der Dolomitzone (Einheit 10) schliesslich ist eine weitere regressive Entwicklung von Ablagerungen des Gezeitengürtels zu weiter landwärts liegenden Algen-Sümpfen mit stromatolithischen Ablagerungen dokumentiert. Der oberste Teil repräsentiert intertidale Ablagerungen, welche sich unter eingeschränkten, möglicherweise lagunären Bedingungen gebildet haben.

9.2 Diagenese

Die übergeordnete Regressions-Transgressions-Phase findet ihren Ausdruck auch in der Diagenese. Betrachtet man die Karbonate, so zeigen diese einen Wechsel von Kalken (Orbicularmergel) zu idiotopem Dolomit (im unteren Teil der Unteren Sulfatzone) und schliesslich zu feinkörnigem Dolomit. Diese Abfolge in der regressiven Phase findet ihr Spiegelbild in der transgressiven Phase, wo feinkörniger Dolomit zu kalkigen Dolomiten mit Dolomithomben (in der Dolomitzone) und schliesslich zu den Kalken des Hauptmuschelkalkes übergeht. Die Änderung in der Dolomittextur wird als Verschiebung von spätdiagenetischer zu frühdiaagenetischer Bildung und zurück interpretiert.

Ähnliche Verhältnisse findet man bei den Sulfaten, in denen das spätdiagenetische Wachstum von isoliert auftretenden Anhydritleisten, -fächern und -rosetten auf die Untere Sulfatzone und auf die dolomitischen Partien der Oberen Sulfatzone, also allgemein auf Sedimente niedriger Evaporitstufen beschränkt ist. Diagenetisches Sulfatknollenwachstum konzentriert sich vorwiegend auf die subaerischen Ablagerungen der Brekzien und Konglomerate einerseits und auf die supratidalen, feinlaminierten Dolomikrite der Einheiten 8 bis 10 andererseits.

Im Steinsalz äussert sich die Diagenese hauptsächlich in einer allgemeinen Kornvergrösserung mit kubisch auskristallisierten Kristallen. Die Schichten zeugen von einer komplizierten frühdiaagenetischen Geschichte mit wiederholten Lösungs- und Ausfällungsvorgängen.

Die Verteilung dieser verschiedenen diagenetischen Strukturen und Mineralien widerspiegeln also ebenfalls eine gewisse Symmetrie, welche zur übergeordneten Regressions-Transgressions-Phase parallel läuft. Der Grossteil der Diagenese hat demnach zu einem relativ frühen Zeitpunkt stattgefunden und ist massgebend von den Bedingungen im Ablagerungsraum kontrolliert worden.

Verkieselungen und authigene Quarze treten durch die ganze Formation hindurch auf. Eine gewisse Konzentration ist in der Oberen Sulfatzone festzustellen, wo ursprünglich poröse und permeable Lagen, aber auch Sulfatknollen selektiv silifiziert worden sind. Letztere sind stets von einer Kalzifizierung begleitet. Fibröse SiO₂-Varietäten (Chalcedon und Quarzin) treten neben mikrokristallinem und grobkristallinem Quarz auf und bilden verschiedene Generationen von Porenfüllungen und Ersätzen (replacement). Die Bildung von Quarzin wird von FOLK & PITTMAN (1971) mit erhöhten Salinitäten und Evaporiten in Verbindung gebracht. Als Quelle des Siliziums kommen kontinentale Verwitterungswässer mit Tonen, aber auch Biogene (z. B. Diatomeen) in Frage. Fibröse und mikrokristalline Verkieselungen können ebenfalls der frühen Diagenese zugeschrieben werden, während die mit Kalzifizierung verbundene Verkieselung von Sulfatknollen im oberen Teil der Formation eher mit der Heraushebung im Zuge der Erosion in Verbindung stehen.

Ganz klar im Zusammenhang mit der Heraushebung der Formation steht die Vergipsung und die Fasergipsbildung. Thermodynamisch gesehen ist Anhydrit bei den in den untiefen Bohrungen herrschenden Temperaturen und Drucken instabil und existiert nur als metastabile Phase, solange kein Wasser zur Hydratisierung vorhanden ist. Das Ausmass der Vergipsung hängt hauptsächlich vom Abstand zum nächsten Aquifer ab. Der Gips ist in verschiedenen Hydratationstexturen ausgebildet und wird später eventuell nochmals rekristallisiert. Das Ausmass der Fasergipsbildung kann mit der Überlagerungsmächtigkeit positiv korreliert werden. Tektonische Beanspruchung des Gebirges schafft zusätzliche Wasserwegsamkeiten und Klüftung und fördert die Fasergipsbildung.

9.3 Mächtigkeitsvariationen – paläotektonische Kontrolle?

Betrachtet man Fig. 3-1, so fallen die stark schwankenden Mächtigkeiten der relativ nahe beisammenliegenden Bohrungen auf. Die Datumlinie zwischen den Oberen Brekzien und den Oberen Anhydritschichten soll verdeutlichen, dass sich die grossen Mächtigkeitsvariationen auf die Einheiten 2 bis 6 konzentrieren. In den hangenden Schichten ist die Mächtigkeit nahezu ausgeglichen. Auf den ersten Blick scheint es also, dass während der Ablagerung der Einheiten 2 bis 6 starke differentielle Subsidenzen geherrscht haben. Nur ist es unwahrscheinlich,

dass sich diese Bewegungen auf diese kurze Zeit beschränken sollen, zumal AIGNER (1985) im Hauptmuschelkalk Süddeutschlands differentielle Subsidenzen beschreibt. Nimmt man umgekehrt an, dass differentielle Subsidenz vorher, während der Ablagerung der Anhydritgruppe und darüber hinaus kontinuierlich vor sich gegangen ist, so muss man daraus folgern, dass in den Einheiten 2 bis 6 viel mehr Zeit steckt als dies den Anschein macht und als man dies aufgrund der grossen Sedimentationsraten von Steinsalz vermutet. Tatsächlich finden sich in den Salzschieben und in den Brekzien ja auch viele Anzeichen für subaerische Exposition, welche wohl mit intensiver Erosion und Umlagerung verbunden war. Betrachtet man andererseits die Subsidenzraten, so schwanken diese zwischen rund 40 m/my (S 95) und 100 m/my (S 99), wenn man für die Entstehung der Anhydritgruppe etwa 2 my annimmt (2 my werden aufgrund der von HAQ et al. (1987) angegebenen Zeitdauer für den Regressiv-transgressiv-Zyklus im Oberen Anisian angenommen). Subsidenzraten in dieser Grössenordnung sind nicht durch einfache isostatische Subsidenz zu erklären. Sie passen vielmehr zu Dehnungstektonik mit Grabenbildung, also synsedimentärer Tektonik.

Mit diesen wenigen Bohrungen lassen sich selbstverständlich keine fundierten Aussagen über die Konfiguration der verschiedenen Subsidenzräume machen. Die folgenden Ausführungen sind denn auch mehr als Arbeitshypothesen für weitere Untersuchungen zu verstehen. Es zeigt sich nämlich, dass die Bohrungen mit grösserer Mächtigkeit (S 97, S 99 und S 106) etwa in einer Linie liegen und möglicherweise auf einen Trog hinweisen, welcher ungefähr E-W bis NE-SW streicht. Geht man davon aus, dass sich die differentielle Subsidenzen an ererbte Strukturen halten, so wären in diesem Zusammenhang die Permo-Karbon-Tröge der Nordschweiz hervorzuheben, deren Streichen etwa diese Richtungen aufweisen (LAUBSCHER, 1986). Im Hauptmuschelkalk lassen sich die differentielle subsidierenden Ablagerungsräume gut mit unterliegenden variscischen Strukturzonen korrelieren, welche ebenfalls obiges Streichen zeigen (AIGNER, 1985). Schliesslich weist auch HAUBER (1980) auf mögliche synsedimentäre Brüche im Salzfeld Riburg-Möhlin mit etwa diesem Streichen hin.

Die Regression zu Beginn des Mittleren Muschelkalkes ist auch in den alpin-mediterranen Gebieten ausgebildet (BRANDNER, 1984). Sie wird, wie auch die folgende Transgression des Oberen Muschelkalkes, durch eine möglicherweise eustatische Meeresspiegelsenkung respektive -hebung verursacht. Kleinräumige Tektonik schafft differentielle subsidierende Blöcke mit verschiedenen Geschichten relativer Meeresspiegelschwankungen, was sich in der Ablagerung einer unterschiedlichen Anzahl von Shallowing-upward-Zyklen ausdrückt. Diesen mögen sich regionale (eustatische?) Meeresspiegelschwankungen überlagern, welche zu den Transgressionen der Unteren und Oberen Anhydritschichten wie auch der Übergangsschichten führten.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, T. (1985): Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences: Lecture notes in earth sciences., – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- ALBERTI, F. A., VON (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalkes und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – Cotta, Stuttgart und Tübingen.
- ANDERSON, R. Y. & KIRKLAND, D. W. (1980): Dissolution of halite by brine density flow. – *Geology*, 8/2.
- ANRICH, H. (1958): Zur Frage der Vergipsung in den Sulfatlagerstätten des Mittleren Muschelkalkes und Gipskeupers in Südwestdeutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 106/3.
- ARTHURTON, R. S. (1973): Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. – *Sedimentology*, 20/1.
- BALLY, A. W. & SNELSON, S. (1980): Realms of subsidence. in: MIALL, A. D. (ed.): Facts and principles of world petroleum occurrence. *Canad. Soc. Petroleum. Geol., Mem.* 6.
- BAUMANN, W. & STUCKY, R. (1984): Geologische Untersuchungen an Evaporiten der Mittleren Trias in der Norwestschweiz am Beispiel des Bergwerkes Felsenau. *Ecolgae geol. helv.* 77/3.
- BESTEL, G. (1929): Das Steinsalz im Germanischen Mittleren Muschelkalk. – *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, L.
- BODINE, M. W. & MADSEN, B. M. (1987): Mixed-layer chlorite/smectites from a pennsylvanian evaporite cycle, Grand County, Utah. in: SCHULTZ, L. G., VAN OLPHEM, H. & HUMPTON, F. A. (eds.): *Proc. int. Clay Conf., Denver 1985*, The Clay Mineral Society, Bloomington, Indiana.
- BOWERS, T. S., JACKSON, K. J. & HELGESON, H. C. (1984): Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures and temperatures to 5 kb and 600 °C., – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- BRAITSCH, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. *Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen*, 3, – Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljuras zwischen Aare- und Fricktal. – *Verh. natf. Ges. Basel.*, 12.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. B.-A.*, 126/H 4.
- BRONGERSMA-SANDERS, M. (1972): Hydrological condition leading to the development of bituminous sediments in the pre-evaporitic Phase. in: UNESCO – *Geology of saline deposits.*, *Proc. Hannover Symp. 1968 (Earth Sciences)*, 7).
- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): Geologische Ergebnisse der Edölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 32/82.
- BUNDI, W. M. (1956): Petrology of gypsum – anhydrite deposits in southwestern Indiana. – *J. sediment. Petrol.*, 26/3.
- BUSSON, G. & PERTHUISOT, J. P. (1977): Interêt de la sabkha El Melah (sud-Tunesie) pour l'interprétation des séries évaporitiques anciennes. – *Sediment. Geol.*, 19/2.
- BUTLER, G. P., HARRIS, P. H. & KENDALL, C. G. ST. C. (1982): Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats. – *Soc. econ. Paleont. Mineral., core workshop/3*.
- BUXTORF, A. (1949): Beiträge und Vorschläge für den Ausbau der Staustufe Rheinfelden. – *Mitt. Amt für Wasserwirtschaft.*, 39.
- CAROZZI, A. V. (1960): *Microscopic sedimentary petrology.*, – Wiley, New York.
- CODY, R. D. (1979): Lenticular gypsum occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. – *J. sediment. Petrol.*, 49/3.
- CODY, R. D. & HULL, A. B. (1980): Experimental growth of primary anhydrite at low temperatures and water salinities. – *Geology*, 8.
- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. (1982): *Sedimentary structures* – George Allen & Unwin, London.
- CRAWFORD, G. A. & DUNHAM, J. B. (1982): Evaporitic sedimentation in the Permian Yates Formation, Central Basin Platform, Andrews County, West Texas. – *Soc. econ. Paleont. Mineral., core workshop/3*.
- CRUFT, E. F. & CHAO, P.-C. (1970): Nucleation kinetics of the gypsum-anhydrite. in: RAU, J. L. & DELLWIG, L. F. (eds.): *Third Symposium on Salt. 1.* – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- DEAN, W. E., DAVIES, G. R. & ANDERSON, R. V. (1975): Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. – *Geology*, 3/7.
- DELLWIG, L. F. (1966): The Muschelkalk salt at Heilbronn, Germany. in: RAU, J. L. (ed.): *Second Symposium on Salt.* – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- DELLWIG, L. F. (1955): Origin of the Salina salt of Michigan. – *J. sediment. Petrol.*, 25/2.
- DELLWIG, L. F. & KÜHN, R. (1980): A depositional mechanism for the Muschelkalk salt. in: COOGAN, A. H. & HAUBER, L. (eds.): *Fifth Symposium on Salt. 1.* – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- DISLER, C. (1914): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst. – *Verh. natf. Ges. Basel.*, XXV.
- DRONKERT, H. (1985): Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites. – *GUA papers of Geol.*, Serie 1/24.
- DRONKERT, H. (1987): Diagenesis of Triassic evaporites in northern Switzerland. – *Ecolgae geol. helv.* 80/2.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to the depositional texture. – *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 1.
- FLÜGEL, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungen von Kalcken.*, – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 43/1.
- FOLK, R. L. & PITTMAN, J. S. (1971): Lengths low chalcedony: a new testament for vanished evaporites. – *J. sediment. Petrol.*, 41/4.
- FOLK, R. L. (1977): Peculiar form of diagenetic carbonate from hypersaline and cave deposits, ancient to recent. – *West Texas Geol. Soc., Newsletter*.

- FRIEDMAN, G. M. (1966): Occurrence and origin of quaternary dolomite of Salt flat, New Mexico. – *J. sediment. Petrol.*, 36.
- FRIEDMAN, G. M. (1972): Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal limestone. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 56/6.
- FRIEDMAN, G. M., AMIEL, A. J., BRAUN, M. & MILLER, D. S. (1973): Generation of particles and laminites in algal mats – example from seamarginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 57/3.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, M. (1959): Die Tonminerale der Zechsteinformation. – *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 6.
- GORNITZ, V. M. & SCHREIBER, B. CH (1981): Displacive halite hoppers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. – *J. sediment. Petrol.*, 51/3.
- GRESSLY, A. (1853): Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebung Oltens in bezug auf den Hauenstein-Tunnel. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn*, 1928., 8.
- HALLEY, R. B. (1977): Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record. – *J. sediment. Petrol.*, 47/3.
- HAMMERSCHMIDT, F. (1883): Beiträge zur Kenntnis des Gyps- und Anhydritgesteines. – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*, V.
- HANDFORD, C. R. (1982): Terrigenous clastic and evaporite sedimentation in a recent continental sabkha playa basin. – *Soc. econ. Paleont. Mineral., core workshop/3*.
- HANDFORD, C. R. & BASSET, R. L. (1982): Permian facies sequences and evaporite styles, Texas Panhandle. – *Soc. econ. Paleont. Mineral., core workshop/3*.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science.*, 235.
- HARDIE, L. A. (1967): The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. – *Amer. Mineralogist.*, 52.
- HARDIE, L. A. (1977): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. *J. H. U. Studies in Geol.*, 22, – The John Hopkins University Press, Baltimore and London.
- HARDIE, L. A., LOWENSTEIN, T. K. & SPENCER, R. J. (1985): The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. in: SCHREIBER, B. C. & HARNER, H. L. (eds.): *Sixth International Symposium on Salt*, 1, – Salt Institute, Alexandria, Virginia.
- HAUBER, L. (1980): Geology of the salt field Rheinfelden-Riburg, Switzerland. in: COOGAN, A. H. & HAUBER, L. (eds.): *Fifth Symposium on Salt*, 1, – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- HAUBER, L. (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle-Zinggibrunn (Kt. Baselland). – *Eclogae geol. Helv.*, 64/1.
- HOLLIDAY, D. W. (1970): The petrology of secondary gypsum rocks: a review. – *J. sediment. Petrol.*, 40/2.
- HOLSER, W. T. (1979): Mineralogy of Evaporites. in: BURNS, R. G. (ed.): *Marine Minerals*. – *Mineral. Soc. Amer., short course notes*, 6, .
- HOLSER, W. T. (1979): Trace elements and isotopes in evaporites. in: BURNS, R. G. (ed.): *Marine Minerals*. – *Mineral. Soc. Amer., short course notes*, 6, .
- HOVORKA, S. (1987): Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. – *Sedimentology*, 34.
- HSÜ, K. J. & SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. – *Sedimentology.*, 12/1–2.
- KENDALL, A. C. (1984): Evaporites. in: WALKER, R. G.: *Facies Models*. Geosci. Canada, Reprint Series 1, 1984.
- KINSMAN, D. J. J. (1976): Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies. – *J. sediment. Petrol.*, 46/2.
- KINSMAN, D. J. J. (1966): Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. in: RAU, J. L. (ed.): *Second Symposium on Salt*, 1, – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- KINSMAN, D. J. J. (1969): Modes of formation, sedimentary associations and diagenetic features of shallow-water and supratidal evaporites. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 53/4.
- KLAPCINSKY, J. (1986): The Leine Anhydrite of the Polish Zechstein: a significant lithostratigraphical marker-unit. in: HARWOOD, G. M. & SMITH, D. B. (eds.): – *The English Zechstein and related topics.*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*/22.
- KRUMGALZ, B. (1980): Salt effect on the pH of hypersaline solutions. in: NISSENBAUM, A.: *Hypersaline brines and evaporitic environments*. – *Developments in Sedimentology*, 28, – Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- LANGBEIN, R. (1979): Petrologische Aspekte der Anhydritbildung. – *Z. geol. Wiss.*, 7/7.
- LANGBEIN, R. (1982): *Karbonat- und Sulfatgesteine.*, – VEB Dt. Verlag für Grundstoffindustrie, Berlin.
- LANGBEIN, R. (1984): Über subrosionsbedingte Gefüge in Anhydrit- und Gipsgesteinen. – *Z. geol. Wiss.*, 3.
- LAUBSCHER, H. P. (1986): The eastern Jura: relation between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – *Geol. Rdsch.*, 75/3.
- LEEDER, M. R. (1982): *Sedimentology*. – George Allen & Unwin, London.
- LIPPMAN, F. & PANKAU, H.-G. (1988): Der Mineralbestand des Mittleren Muschelkalkes von Nagold, Württemberg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 158/3.
- LOGAN, B. W. (1974): Diagenesis in holocene – recent carbonate sediments. in: LOGAN, B. W., READ, J. F., HAGAN, G. M., HOFFMAN, P., BROWN, R. G., WOODS, P. J. & GEBELEIN, C. D.: *Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia*. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 22.
- LOGAN, B. W., HOFFMAN, P. & GEBELEIN, C. D. (1974): Algal mats, cryptalgal fabrics, and structures, Hamlin Pool, Western Australia. in: LOGAN, B. W., READ, J. F., HAGAN, G. M., HOFFMAN, P., BROWN, R. G., WOODS, P. J. & GEBELEIN, C. D.: *Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia*. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 22.
- LOWENSTEIN, T. K. (1982): Primary features in a potash evaporite deposit, the Permian Salado Formation of West Texas and New Mexico. in: – *Soc. econ. Paleont. Mineral., core workshop/3*.
- LOWENSTEIN, T. K. & HARDIE, L. A. (1985): Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. – *Sedimentology.*, 32 .
- MACHEL, H. G. (1985): Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins. – *Sedimentology.*, 32.
- MAIKLEM, W. R., BEBOUT, D. G. & GLAISTER, R. P. (1969): Classification of anhydrite – a practical approach. – *Bull. canad. Petroleum Geol.*, 17/2.
- MATTER, A. PETERS, T., ISENSCHMIDT, CH., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J (1987): *Sondierbohrung Riniken*. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.*, Technischer Bericht 86-01 und 86-02.
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.*, 54/1.
- MOESCH, C. (1867): *Geologische Beschreibung des Aargauer Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz.*, 4.
- MÜHLBERG (1889): Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels, des projektierten Schafmattunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafel-Jura überhaupt. – *Eclogae geol. Helv.*, 1/5.

- MURRAY, R. C. (1964): Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. – *J. sediment. Petrol.*, 34 3.
- NEEV, D. & EMERY, K. O. (1967): The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. – *Bull. geol. Surv. Israel.*, 41.
- NURMI, R. D. & FRIEDMAN, G. M. (1977): Sedimentology and depositional environments of basin-center evaporites, Lower Salina Group (Upper Silurian), Michigan Basin. in: FISHER, J. H. (ED.) – Reefs and evaporites – concepts and depositional models., Amer. Assoc. Petroleum Geol./Studies in Geology, 5.
- OCHSENIUS, C. (1877): Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. – C. E. M. Pfeffer, Halle.
- OGNIBEN, L. (1957): Secondary gypsum of the Sulfur Series, Sicily, and the so-called integration. – *J. sediment. Petrol.*, 27/1.
- PERTHUISOT, J. P. La sebkhia El Melah de Zarzis, basin salin paraliqye subactuel(1979): in: dépôts évaporitiques. chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel.
- PERTHUISOT, J.-P (1980): Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. – *Bull. Cent. Rech., Exploration-Production Elf Aquitaine.*, 4/1.
- PETERS, T. MATTER, A., BLÄSI, H.-R. & GAUTSCHI, A. (1985): Sondierbohrung Böttstein (Untersuchungsbericht). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Technischer Bericht NTB 85-01 und 85-02.*
- PHILLIPS, W. J. (1974): The development of vein and rock textures by tensile strain crystallisation. – *J. geol. Soc. London.*, 130.
- PHLEGER, F. B. (1969): A modern evaporite deposit in Mexico. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 53/4.
- PILKEY, O. H. & NOBLE, D. (1966): Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf. – *Deep-Sea Res.*, 13/1.
- PRESLEY, M. W. (1987): Evolution of Permian evaporite basin in Texas panhandle. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 71/2.
- RAUP, O. B. (1970): Brine mixing: an additional mechanism for the formation of basin evaporites. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 54/12.
- RICHARDSON, W. A. (1920): The fibrous gypsum of Nottinhamshire. – *Mineral. Mag.*, 91.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1980): Aberrant vertical structures in well-bedded halite deposits. in: COOGAN, A. H. & HAUBER, L. (eds.): Fifth Symposium on Salt. – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): Einflüsse progressiver und rezessiver Salinität auf Entstehung und Strukturformen von Salzgesteinen – eine Problematik des Muschelkalk-Salzes. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. 59.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1953): Über salinare Sedimentation. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, 105.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1985): Zechstein-Anhydrite: Fazies und Genese. – *Geol. Jb. Reihe A.*, H. 85.
- SALAJ, J., BORZA, K. & SAMUEL, O. (1983): Triassic foraminifers of the West Carpathians. – *Geologicky ustav dionystura, Bratislava.*
- SANNEMANN, D., ZIMDARS, J. & PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, 129.
- SCHACHL, E. (1954): Das Muschelkalksalz in Südwestdeutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 98/3 .
- SCHALLER, W. T. & HENDERSON, E. P. (1932): Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas. – *Bull. geol. Surv. Amer.*, 833.
- SCHMIDT, C., BRAUN, L. PALTZER, G., MÜHLBERG, M., CHRIST, P. & JACOB, F. (1924): Die Bohrungen von Buix bei Prubtrut und Allschwil bei Basel. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.*, X. Lieferung.
- SCHREIBER, B. C., ROTH, M. S. & HELMAN, M. L. (1982): Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprints. in: HANDFORD, C. R., LOUCKS, R. G. & DAVIES, G. R.: Depositional and diagenetic spectra of evaporites – a core workshop. Soc. econ. Paleont. Mineral., core workshop, 3.
- SCHREIBER, B. C., FRIEDMAN, G. M., DECIMA, A. & SCHREIBER, E. (1976): Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicily Basin. – *Sedimentology.*, 23/6.
- SCHWARZ, H. U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates. *Contr. Sediment.*, 3, – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SHEARMAN, D. J. (1978): Evaporites of coastal sabkhas. in: *Marine Evaporites. – Soc. econ. Paleont. Mineral. short course*, 4,.
- SHEARMAN, D. J. (1970): Recent halite rock, Baja California, Mexico. – *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B*, 79.
- SHEARMAN, D. J. (1985): Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. in: SCHREIBER, B. C. & HARNER, H. L. (eds.): Sixth Symposium on Salt.1, – Salt Institute, Alexandria, Virginia.
- SHEARMAN, D. J. & FULLER, J. G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan. – *Bull. canad. Petroleum Geol.*, 17/4.
- SHEARMAN, D. J., MOSSOP, G., DUNSMORE, B. A. & MARTIN, M. (1972): Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. – *Trans. Inst. Min. Metall.*, 81.
- SHINN, E. A. (1983): Tidal flat environments. in: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H.: Carbonate depositional environments. – *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 33.
- SHINN, E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. – *J. sediment. Petrol.*, 39/3.
- SLOSS, L. L. (1969): Evaporite deposition from layered solutions. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 53/4.
- SMITH, D. B. (1971): Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of Northeast Yorkshire. – *Sedimentology.*, 17.
- SOMMER, M. (1954): Bericht über die Sondierbohrung S 39. – *Bohrberichte Vereinigte Schweizerische Rheinsalinen (Unpubl.)*,.
- SONNENFELD, P. & HUDEC, P. P. (1985): Clay-laminations in halite: their cause and effect. in: SCHREIBER, B. C. & HARNER, H. L. (eds.): Sixth Symposium on Salt. 1, – Salt Institute, Alexandria, Virginia.
- SONNENFELD, P. & HUDEC, P. P. (1985): Origin of clay films in rock salt. – *Sediment. Geol.*, 44.
- SUGDEN, W. (1963): Some Aspects of sedimentation in the Persian Gulf. – *J. sediment. Petrol.*, 33/2.
- TREFZGER, E. F. (1950): Die Steinsalzgefüge von Rheinfelden (Baden). Stratigraphie, Solung, Senkung. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. 32.
- TUCKER, R. M. (1981): Giant polygons in the Triassic salt of Cheshire, England: a thermal contraction model for their origin. – *J. sediment. Petrol.*, 51/3.
- USDOWSKI, E. (1974): Stabile und metastabile Reaktionen bei geochemischen Prozessen der Sedimentbildung und der Diagenese. – *Forschr. Mineral.*, 52/1.

- USIGLIO, J. (1849): Etude sur la composition de l'eau de la Méditerranée et sur l'exploitation des sels qu'elle contient. – Ann. Chem. Phys., 3d.serie., XXVII.
- VAI, G. B. & RICCI LICCHI, F. (1977): Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines. – Sedimentology., 24/2.
- VAN'T HOFF (1905/1909): Zur Salzbildung der ozeanischen Salzlagerstätten., – Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig.
- VERLOOP, J. H. (1909): Die Salzlager der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.,.
- WALKER, R. G. (1979): Facies and facies models. General introduction. in: WALKER, R. G. (ed.): Facies models. – Geosci. Canada, Reprint series 1, .
- WARDLAW, N. C. & SCHWERDTNER, W. M. (1966): Halite-anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada. – Bull. Geol. Soc. Amer., 77.
- WEILER, Y. SASS, E. & ZAK, I. (1974): Halite oolites and ripples in the Dead Sea, Israel. – Sedimentology., 21.
- WEST, I. M. (1965): Macrocell structures and enterolithic veins in British Purbeck gypsum and anhydrite. – Proc. Yorkshire Geol. Soc., 35, part 1/3.
- WILD, H. (1980): Das Salzlager des Mittleren Muschelkalkes im süddeutschen Raum, Schichtenfolge und Ausbildung – Rückschlüsse auf die Genese. in: COOGAN, A. H. & HAUBER, L. (eds.): Fifth International Symposium on Salt. 1, – N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.
- WILD, H. (1973): Neue Erkenntnisse über Genese und Lagerung des Salzes im Mittleren Muschelkalk in Süddeutschland. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 55.
- WILDI, W. (1975): Die Mettauferüberschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv., 68/3.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- WOODS, P. J. & BROWN, R. G. (1975): Carbonate sedimentation in an arid-zone tidal-flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. in: GINSBERG, R. N. (ed.): Tidal deposits. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch., 71/3.