

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Landeshydrologie und -geologie
und der
Schweizerischen Geologischen Kommission

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par le
Service hydrologique et géologique national
et la
Commission Géologique Suisse

Lieferung 164
(Neue Folge)

Peter Jordan

Basel

Evaporite als Abscherhorizonte
Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung
am Beispiel der Nordschweizer Trias

Mit 68 Textfiguren und 6 Tabellen

1994

Vorwort der Herausgeber

Die vorliegende Lieferung 164 der «Beiträge» enthält die Untersuchungsergebnisse, die Peter Jordan am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel erarbeitet und im Rahmen seiner Habilitation zusammengestellt hat. Der Autor hat durch Kombination von Strukturgeologie und Gefügekunde am Beispiel der Jura-Abscherrung neue Resultate gewonnen, die einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis des natürlichen Deformationsverhaltens von Evaporiten darstellen. Die Arbeit bietet eine Zusammenstellung von Daten, welche die Thematik ganzheitlich, fast lehrbuchmässig, auf dem Stand der neuesten Forschung beschreibt. Sie hat somit grossen dokumentarischen Wert.

Das Manuskript wurde im November 1991 bei der Schweizerischen Geologischen Kommission eingereicht. Nach erfolgter Begutachtung durch die Herren Prof. St. Schmid (Basel) und W. Wildi (Genf) wurde der Landeshydrologie und -geologie empfohlen, die Arbeit von Peter Jordan in der Serie der «Beiträge» herauszugeben. Eine revidierte Fassung des Manuskripts wurde vom Autor im Juni 1992 abgeliefert; leider konnte die Drucklegung aber erst im September 1993 erfolgen.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Im September 1993

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel als Habilitationsschrift vorgelegt. Im Lichte der Erforschung des natürlichen Deformationsverhaltens der Evaporite stellt sie eine Zusammenfassung der jüngsten Forschungsergebnisse dar. Sie ist bei weitem nicht abschliessend, sondern vielmehr ein Marschhalt. Wenn sie das Interesse geweckt und andere Forscherinnen und Forscher zur Weiterführung der Arbeiten angeregt hat, so ist ihr Ziel erreicht.

Es war Hans Laubscher, der meine Aufmerksamkeit auf die bislang völlig unberechtigterweise geschmähten Evaporite und ihre interessanten Deformationsstrukturen gelenkt hat. Während der Arbeit unterstützten mich viele Kollegen mit Hinweisen und Ratschlägen. In ihnen fand ich auch immer wieder interessierte und stimulierende Diskussionspartner. Für diese Hilfe möchte ich mich hier ganz herzlich bedanken.

Ganz speziell gilt dieser Dank Hans Dronkert, Lukas Hauber, Urs Pfirter, Beat Vögtli und Thomas Widmer für Hinweise zur Stratigraphie und Sedimentologie der Evaporite und zur Vergipsungsproblematik, Werner Baumann, Lisa Dell'Angelo, Renée Heilbronner, Leslie Ko, Walter Müller, Rolf Nüesch und Dave Olgaard für Angaben und Diskussionen zur experimentellen Evaporit- und Ton-Deformation, Stefan Schmid für strukturgeologische Tips sowie Thomas Bitterli, Martin Burkhard, Peter Diebold, Hans Laubscher, Thomas Noack,

Walter Wildi und Peter Ziegler für Diskussionen zur Jura-problematik.

Mathias Freimoser, Lukas Hauber, Walter Müller, Stefan Schmid, Klaus Stucky, Walter Wildi, André Zingg wie auch die Nagra und die SBB haben mir in verdankenswerter Weise Probenmaterial, Daten und Pläne zur Verfügung gestellt und die Veröffentlichung der Forschungsergebnisse freigestellt. Ein ganz herzlicher Dank geht an Ruedi Kocher für den Hinweis auf die Bohrung Wisen und an Martin Meier, Beat Vögtli und Claude Müller für ihre Mithilfe bei der Probenahme im Belchen-Tunnel bzw. in Kienberg.

Alfons Berger, Elmar Werling, Willem Stern, Reynald Handschin, Richard Guggenheim, Marcel Düggelin, Daniel Mathys und Evi Zuberbühler halfen bei der Durchführung und Interpretation der Textur-Goniometer-, Röntgen-Diffraktometer- und REM-Analysen. Mille Wagner rang den heimtückischen Evaporiten exzellente Dünnschliffe ab. Ihnen allen gilt mein herzlichster Dank.

Bedanken möchte ich mich auch bei Stefan Schmid, Janos Urai, Andreas Wetzel und Walter Wildi für die kritische Durchsicht, bei Jacqueline Kobel für das Lektorat sowie bei Hermann Fischer für die Redaktion der vorliegenden Arbeit.

Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützte in verdankenswerter Weise die Arbeit im Rahmen der Projekte 3387, 2.3324-0.86, 20-2556.88 und 20-27571.89.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Herausgeber	2	4.2 Deformationsprozesse natürlich verformter Anhydrite	33
Vorwort des Verfassers	2	4.2.1 Frühere Arbeiten	33
Verzeichnis der Textfiguren und Tabellen	4	4.2.2 Neue Felddaten	35
1. Einleitung	5	4.2.3 Diskussion.	42
1.1 Regionaler Rahmen.	6	4.3 Beobachtungen zur Gips-Deformation	45
1.2 Frühere Arbeiten	8	5. Zur Rheologie evaporitischer Serien	47
2. Rahmen der Evaporit-Deformation.	8	5.1 Deformationsmechanismen der einzelnen Minerale . .	47
2.1 Regionaltektonisches Umfeld.	8	5.1.1 Chloride: Halit	47
2.2 Zusammenhang zwischen Alpen- und Jurafaltung. . .	9	5.1.2 Sulfate: Gips und Anhydrit	48
2.3 Geophysikalische Rahmenbedingungen der Evaporit-Deformation	11	5.1.3 Tonminerale: Illit, Smektit, Chlorit und «Mixed Layers».	49
2.3.1 Überlast und Paläotemperatur.	11	5.1.4 Karbonate: Magnesit, Dolomit und Kalk	50
2.3.2 Regionales Spannungsfeld.	11	5.2 Evaporite als Mehrphasengesteine	50
2.3.3 Alter und Dauer der Deformation	12	5.2.1 Deformationsverhalten im Anhydritfeld. . . .	50
2.3.4 Deformationsbeträge und Scherraten	12	5.2.2 Deformationsverhalten bei syntektonischer Vergipsung	52
3. Die Evaporit-Abfolgen	13	5.2.3 Folgerungen.	54
3.1 Stratigraphie und Mächtigkeit der Evaporite	13	6. Geometrie und Strukturen evaporitischer Scherzonen . . .	54
3.1.1 Einleitung	13	6.1 Veränderungen der Geometrie: Anhäufungen und Ausdünnungen.	54
3.1.2 Anhydritgruppe	15	6.1.1 Einleitung	54
3.1.3 Gipskeuper	19	6.1.2 Einbezug viskoser Abschermassen in Überschiebungen	55
3.2 Petrographie der Sulfat-Gesteine	21	6.1.3 Salzbecken und Beckeninversionen	60
3.2.1 Einleitung	21	6.1.4 Zur Diskontinuität der Abscherfläche	62
3.2.2 Mineralogie der Sulfat-Scherzonen	23	6.2 Faltung	63
3.2.3 Petrographisches Gefüge der Sulfate im Lichte der Sulfat-Deformation	23	6.3 Kinematische Indikatoren.	65
3.2.4 Zur statischen und dynamischen Vergipsung von Anhydrit	28	7. Schlussfolgerungen	72
4. Anhydrit- und Gips-Deformation unter natürlichen Bedingungen	31	Zusammenfassung	73
4.1 Einleitung.	31	Summary	74
		Literaturverzeichnis.	75

Verzeichnis der Textfiguren und Tabellen

	Textfiguren	Seite			Seite
Fig. 1	Laterale tektonische Gliederung des Faltenjuras, Verteilung der Haupt-Abscherniveaus und Zunahme der Krustenverkürzung	6	Fig. 40	Korngrößen-Verkleinerung in der Anhydritgruppe von Schafisheim	45
Fig. 2	Tektonische Karte des Ostjuras	7	Fig. 41	Anhydrit-Mylonite aus dem Regime 2/3	45
Fig. 3	Lokalisierung der in dieser Arbeit berücksichtigten Bohrungen, Gipsgruben und Tunnelaufschlüsse	7	Fig. 42	Gips-Mylonit aus der Grube Kienberg	46
Fig. 4	Hypothetische Querprofile durch das alpine Vorland zu Beginn der Jura-Abscherung	10	Fig. 43	Synorogene Gips-Fibern	46
Fig. 5	Entwicklung des Spannungsfeldes im alpinen Vorland vom Eozän bis heute	11	Fig. 44	Fließfestigkeitsdiagramme für Halit, Gips und Anhydrit	48
Fig. 6	Stratigraphie der Trias im Ostjura	13	Fig. 45	Abhängigkeit der Viskosität vom Verunreinigungsgrad	51
Fig. 7	Ausbildung der Anhydritgruppe am Hochrhein, im Faltenjura und im Aargau	14	Fig. 46	Inversion der relativen Kompetenz zwischen Anhydrit und Ton	51
Fig. 8	Rheologische Einheiten der Anhydritgruppe	15	Fig. 47	Deformationsbereiche, Ausgangslithologie, Mineralogie und syntektonische Vergipsung in der Bohrung Wisen	53
Fig. 9	Isopachenkarte der Anhydritgruppe	16	Fig. 48	Ton-Gips-Tektonit aus der Gipsgrube Kienberg	55
Fig. 10	Maximale Mächtigkeit der Salzlager der Anhydritgruppe	16	Fig. 49	Geometrische Modelle für Überschiebungen, die von unterschiedlichen Décollement-Typen nukleieren	56
Fig. 11	Mächtigkeitsprofil der Anhydritgruppe von Buix bis Berlingen	17	Fig. 50	Beispiele für Rampenfalten mit keil- oder walzenförmigem Einbezug der basalen Evaporite	57
Fig. 12	Salzklassen nach WIDMER (1991)	18	Fig. 51	Kinematische Sequenz einer Typ 3-Überschiebung, die von einem Infra-Décollement nukleiert	58
Fig. 13	Unterschiedlich starke Deformation in einem Kern aus den Sulfatdominierten Schichten von Schafisheim	19	Fig. 52	Mögliche Modelle für die Weiterentwicklung einer Überschiebung nach Erreichen der oberen Ebene	59
Fig. 14	Korrelation verschiedener Keuper-Profile der Nordschweiz	20	Fig. 53	Keilförmige Sulfat-Akkumulation und Sulfat-Mylonit in der Gipsgrube Riepel	59
Fig. 15	Rheologische Einheiten des Gipskeupers	21	Fig. 54	Kinematische Interpretation der Situation in der Gipsgrube Riepel	60
Fig. 16	Isopachenkarte des Gipskeupers	22	Fig. 55	Zusammenstellung der Hindernisse für eine basale Abscherung	61
Fig. 17	Mächtigkeit der Salzlager im Gipskeuper	22	Fig. 56	Faltungs- und Überschiebungsstrukturen im Zusammenhang mit der Auspressung permotriadischer Becken	61
Fig. 18	Coelestin-Fibern in teilweise vergipster Anhydrit-Kluft	24	Fig. 57	Kontinuität einer viskosen Zwischenschicht im Bereich von Sockel-Verwerfungen	62
Fig. 19	Gradierte Anhydrit-Mergel-Wechselagerung	24	Fig. 58	Verschmierung ursprünglich getrennter Halit-Pfannen und Halit-Becken zu einem kontinuierlichen Halit-Abscherhorizont	63
Fig. 20	«Chicken wire»- bis Knollen-Anhydrit im Bereich der «dolomite key bank» im Belchen-Tunnel	24	Fig. 59	Akkumulation und Ausdünnung der Evaporite	65
Fig. 21	Typische Anhydrit-Gefüge in den Evaporiten der Nordschweiz	25	Fig. 60	Deformationsstrukturen in der Anhydritgruppe von Wisen. a) Meso- und Mikrostrukturen. b) Deformationsstrukturen in ausgewählten Kernabschnitten	66/67
Fig. 22	Im «crack-and-seal»-Mechanismus gewachsene Anhydrit-Kluft	26	Fig. 61	Parasitäralfalten im Akkumulationsbereich der Gipsgrube Riepel	68
Fig. 23	Typische Gefüge der statischen Vergipsung in den Evaporiten der Nordschweiz	27	Fig. 62	Kleinfalte in dolomitführendem Anhydrit aus dem Belchen-Tunnel	68
Fig. 24	Maximale Eindringtiefe der Vergipsung in den Evaporiten der Nordschweiz	29	Fig. 63	Beispiele für Achsenebenen-normale Plattung von Falten aus dem Belchen-Tunnel	69
Fig. 25	Die Stabilitätsgrenze zwischen Gips und Anhydrit in Abhängigkeit der Wasser-Aktivität und der Tiefe in einem offenen System	30	Fig. 64	Regellose mergelige «pull-aparts» in Anhydrit	69
Fig. 26	Tektonische Position und aktuelle Tiefe der im Kapitel 4 erwähnten Aufschlüsse	32	Fig. 65	Gelängte Anhydrit-Knollen aus der Bohrung Wisen	70
Fig. 27	Kristallographie des Anhydrits und synthetische Texturen deformierter Anhydrit-Gesteine	34	Fig. 66	Asymmetrische «pull-aparts»	70
Fig. 28	Fließfestigkeit von polykristallinem Anhydrit-Gestein in Abhängigkeit der Temperatur	36	Fig. 67	Asymmetrische «pull-aparts» (initiales und finales Stadium)	71
Fig. 29	Löslichkeit typischer Evaporit-Mineralen in Abhängigkeit der Temperatur	36	Fig. 68	Auftreten von antithetisch rotierten «pull-aparts»	71
Fig. 30	Deformationsregimes der Anhydrit-Gesteine aufgrund von Feldbeobachtungen im Ostjura	36			
Fig. 31	Unterschiedliche Rekristallisation des Anhydrits	38			
Fig. 32	Verzwilligung auf (101) in Anhydrit	39			
Fig. 33	Subkorn-Rotation durch Druckgleiten auf (001) [010] im Regime 1	39			
Fig. 34	Typische Mikrogefüge der Anhydrit-Mylonite von Wisen (Regime 2/1)	40			
Fig. 35	Textur, durchschnittliche Korngrösse und Kornlänge der Anhydrit-Mylonite im Bereich der «Lower Ductile Domain» der Bohrung Wisen	41			
Fig. 36	Anhydrit-Mylonite der Farisberg-Überschiebung im Belchen-Tunnel	42			
Fig. 37	Texturen des Deformationsregimes 2	43			
Fig. 38	Synorogene Anhydrit-Fibern	43			
Fig. 39	Anhydrit-Mylonite im Gipskeuper von Schafisheim	44			
				Tabellen	
			Tab. 1	Bedeutende evaporitische Scherzonen (Auswahl)	5
			Tab. 2	Petrographie der Anhydritgruppe und des Gipskeupers	23
			Tab. 3	Tiefstes Auftreten von Gips-Fels und Gips-Fibern in verschiedenen Bohrungen der Nordschweiz	29
			Tab. 4	Durchlässigkeit und offene Porosität einiger Gesteine und Felstypen aus den Evaporit-Vorkommen des Juras und der Alpen	30
			Tab. 5	Mechanische Kennwerte von Anhydrit, Gips und Ton	49
			Tab. 6	Zusammenstellung der wichtigsten Faltungsphänomene in den evaporitischen Scherzonen des Juras	64

1. Einleitung

Abscherhorizonte bilden sich, wo immer evaporitische Serien in orogene Prozesse einbezogen werden, bevorzugt in diesen verformungsweichen Abfolgen aus Halit, Sulfaten und Mergeln (Tab. 1). Evaporit-Scherzonen treten dabei nicht nur als Deckenscheider, sondern vor allem auch als schichtparallele Entkoppelungshorizonte (Décollements) im Vorland des eigentlichen Gebirgsgürtels auf. Bei den spektakulärsten dieser Décollements propagiert die tektonische Bewegung bis über 100 km in das orogene Vorland hinaus – so z. B. im Appalachian Plateau, in der Salt Range Pakistans und im Faltenjura, dessen Abscherhorizonte das Thema der vorliegenden Arbeit sind. Schon früh wurde das Phänomen der grossräumigen Abscherung in Evaporiten der äusserst geringen Scherfestigkeit des Steinsalzes zugeschrieben (BUXTORF 1907; für eine Übersicht siehe DAVIS & ENGELDER 1985 cum biblio). Spätere Untersuchungen zeigten, dass auch die Sulfate (Anhydrit und Gips) schon bei vergleichsweise tiefen Temperaturen sehr leicht verformbar sind (z. B. WOHLICH 1967, LAUBSCHER 1975, 1984, SCHREIBER et al. 1982, BORNS 1983, BAUMANN 1984, VAN BERKEL et al. 1986, MARCOUX et al. 1987, HARLAND et al. 1988). Diese Beobachtungen

standen vorerst in unlösbarem Widerspruch zu den damals erarbeiteten Daten zur Anhydrit-Rheologie (HANDIN & HAGER 1957, MÜLLER & SIEMES 1974), die durchwegs hohe Festigkeiten erbrachten, welche mit denen anderer Sedimentgesteine, wie z. B. Kalzit, durchaus vergleichbar waren. In der Folge wurden die in den Sulfat-Gesteinen beobachtbaren Deformationsstrukturen entweder atektonischen sedimentären bzw. diagenetischen Prozessen (Diskussion in SCHREIBER et al. 1982) oder dem tektonisch induzierten Fließen von Gips oder Bassanit zugeschrieben (LAUBSCHER 1984, NÜESCH & BAUMANN 1989). Erst neuere felsmechanische Experimente an Anhydriten (MÜLLER & BRIEGEL 1977a, b, 1978, MÜLLER et al. 1981 und OLGAARD & DELL'ANGELO 1991) erbrachten den Beweis, dass Anhydrit unter bestimmten Umständen – relevant ist insbesondere die Korngrösse – durchaus eine sehr niedrige Scherfestigkeit haben kann und sich schon bei vergleichsweise tiefen Temperaturen viskos verhält. Die im Feld beobachteten Falten und Fließ-Strukturen in Sulfat-Gesteinen können somit – mit Ausnahme der im seichtesten Bereich entstandenen Gips-Mylonite – sehr wohl dem Kriechen von Anhydrit zugeschrieben werden.

Tabelle 1: *Bedeutende evaporitische Scherzonen.*

Gebirge, Gebirgstheil	Alter der Evaporite	Alter der Deformation
<u>Deckenscheider</u>		
Antalya-Faltengürtel (Türkei) 3)	Permo-Skyth	Tertiär
Karpatisches Vorland (Polen) 7)	Spätes Tertiär	Spätes Tertiär
Penninikum, Ostalpen (Schweiz, Österreich) 5) 8)	Trias	(Späte Kreide -) Tertiär
Pyrenäen	Trias	Frühes Tertiär
<u>Décollements</u>		
Appalachian Plateau (NE USA)	Silur	Spätes Karbon - Perm
Arc de Digne, A. de Nice Decken (F) 4)	Trias	Spätes Tertiär
Dolomiten (Italien) 6)	Perm	Tertiär
Franklin Mountains (NW Canada)	Kambrium	Späte Kreide - Frühes Tertiär
Jura (Schweiz/Frankreich)	Trias	Spätes Tertiär
Parry Island Fold Belt (N Canada)	Ordovizium	Spätes Devon - Frühes Karbon
Salt Range (N Pakistan) 1)	(Prä-) Kambrium	aktiv
Spitsbergen (Svalbard) 2)	Perm	Frühes Tertiär
Zagros (Iran)	Spätes Präkambrium, Tertiär	aktiv
<u>Para-orogene Faltung in Zusammenhang mit Diapirismus</u>		
Amadeus Becken (Zentr. Australien)	Präkambrium	Devon
Atlas (Marokko/Algerien)	Trias	Frühes Tertiär
Sverdrup Basin (N Canada) 9)	Spätes Karbon, Kreide	Tertiär

Quellen (wo nichts anderes angegeben: DAVIS & ENGELDER 1985): 1) BAKER et al. (1988), 2) HARLAND et al. (1988), 3) MARCOUX et al. (1987), 4) MALAVIELLE & RITZ (1989), 5) EISBACHER et al. (1990), 6) HELMAN & SCHREIBER (1985) und SAUER (1987), 7) TARKA (1988), 8) TRÜMPY (1980), 9) VAN BERKEL et al. (1986).

In der vorliegenden Arbeit wird am Beispiel der spätneogenen Jura-Abscherung dargelegt, wie weit die Mikrostrukturen der natürlich deformierten Anhydrite den von MÜLLER et al. (1981) und OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) beschriebenen Phänomenen in experimentell verformten Proben entsprechen. Im Kapitel 4 soll gezeigt werden, dass durchwegs eine recht gute Übereinstimmung herrscht. Zwischen den im Labor ermittelten Kennwerten, den sogenannten Fließgesetzen, und den im Felde ermittelten Daten besteht hingegen eine bedeutende Diskrepanz. Anhydrit ist offensichtlich unter natürlichen Bedingungen bei der Präsenz von Porenwässern weit fließfähiger als dies bislang aufgrund der extrapolierten Labordaten angenommen wurde.

Ein kurzer Überblick über das Mikrogefüge natürlich verformter Gipse rundet das vierte Kapitel ab.

In der Natur liegen Evaporite nur selten als reine Sulfat-Absfolgen, sondern vielmehr als polyphase und meist sequentiell geschichtete Gesteine vor. Das Deformationsverhalten polyphaser Evaporite wird – nach einem kurzen Überblick über die Rheologien der übrigen Komponenten (Halit, Gips, Ton und Karbonate) – im fünften Kapitel diskutiert. Besondere Beachtung wird dabei der Deforma-

tion unter retrograden Bedingungen, d. h. bei syntektonischem Einsetzen der Hydratisierung des Anhydrits, geschenkt.

Das sechste Kapitel ist den Deformationsstrukturen in Evaporiten gewidmet. Es zeigt, dass die Deformationsgefüge in Sulfat- und Halit-Gesteinen nicht, wie häufig angenommen, chaotisch, sondern durchaus geordnet und somit einer strukturgeologischen Analyse sehr wohl zugänglich sind. In diesem Zusammenhang wird zudem aufgezeigt, inwiefern Evaporite als Füll- und Schmiermittel tektonischer Strukturen auftreten können.

Die Rahmenbedingungen der Jurafaltung werden im Kapitel 2, die Stratigraphie und Mineralogie der untersuchten Evaporit-Absfolgen, der Anhydritgruppe und des Gipskeupers, im Kapitel 3 behandelt. Im dritten Kapitel soll im weiteren aufgezeigt werden, inwiefern sedimentär-diagenetische und tektonische Strukturen auseinander zu halten sind. Die oft frappierende Ähnlichkeit dieser Strukturen sowie das für evaporitische Scherzonen typische Nebeneinander von hochverscherten Zonen und praktisch undeformierten Sedimentstrukturen hat bislang bei der strukturgeologischen Analyse von Evaporit-Scherzonen zu Konfusionen geführt.

1.1 Regionaler Rahmen

Im Hinblick auf die evaporitischen Abscherhorizonte lässt sich der Jura in zwei Regionen unterteilen (Fig. 1): Im Ostjura verläuft die Abscherung vorwiegend im tieferen Evaporit-Niveau, in der Anhydritgruppe also, im Zentral- und Westjura hingegen im stratigraphisch höhergelegenen Gipskeuper. Dieser faziell bedingte Wechsel im Abschniveau – die Anhydritgruppe vermergelt gegen Südwesten, während der Gipskeuper mächtiger wird und zunehmend Steinsalz führt – verläuft etwa entlang einer Linie Fribourg–Bieler See. Die in diesem Bereich auftretende markante Querfaltenzone (Fig. 2) hängt sehr wahrscheinlich mit diesem Wechsel im Abschniveau kausal zusammen.

Die vorliegende Arbeit konzentriert sich – bedingt durch die Verteilung der Aufschlüsse (Fig. 3) – hauptsächlich auf die Region östlich dieser Übergangszone, die eine vergleichsweise geringe Einengung der Sedimenthaut von null bis maximal 15 km repräsentiert (Fig. 1).

Von den Aufschlüssen des Ostjuras wurden für die vorliegende Arbeit sechs strukturgeologisch und gefügekundlich untersucht, und zwar (vgl. Fig. 3):

- die Bohrung *Altishofen* (FISCHER & LUTERBACHER 1963),
- die Bohrung *Schafisheim* (MATTER et al. 1988c, DRONKERT 1987, JORDAN & NÜESCH 1989a, DRONKERT et al. 1990),
- die Gipsgrube *Riepel* (SCHINDLER 1962, 1966, RICK 1990, JORDAN & NOACK 1992),
- die Bohrung *Wisén* (JORDAN et al. 1990),
- der *Belchen-Tunnel* (WOHNLICH 1967, FRÖHLICHER & KEHRER 1968, PRASAD 1970, LAUBSCHER 1975, 1984, JORDAN 1988a),
- die Gipsgrube *Kienberg*.



Fig. 1: Laterale tektonische Gliederung des Faltenjuras. Verteilung der Haupt-Abschniveaus und Zunahme der Krustenverkürzung von NE nach SW nach dem Rotationsmodell von LAUBSCHER (1965).

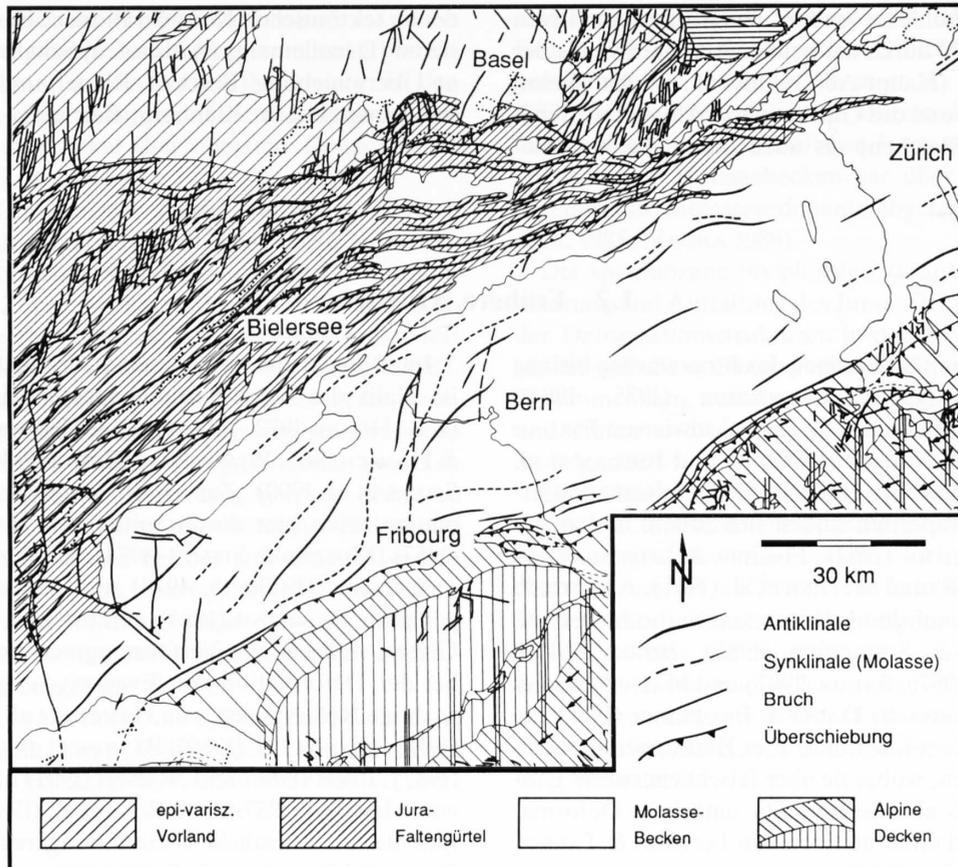


Fig. 2: Tektonische Karte des Ostjuras (nach NAGRA 1988).

Die Querfaltezone im Molassebecken südlich des Bieler Sees fällt etwa mit dem Wechsel des Haupt-Abschnerniveaus von der Anhydritgruppe im NE in den Gipskeuper im SW zusammen.

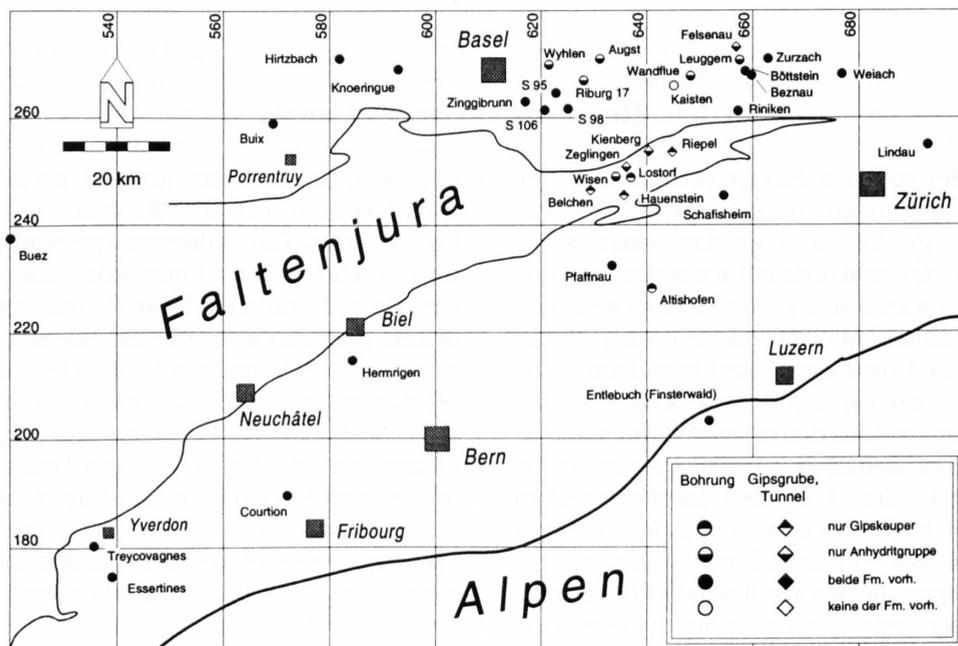


Fig. 3: Lokalisierung der in dieser Arbeit berücksichtigten Bohrungen, Gips-Gruben und Tunnel-Aufschlüsse.

Nicht dargestellt sind die weiter westlich gelegenen Bohrungen Laveron und Humilly im Genfer Becken (WILDI et al. 1991). Kartenbasis ist das Koordinaten-Netz der Schweiz. Landestopographie.

Die sechs Aufschlüsse geben einen repräsentativen Querschnitt sowohl durch die beiden Abschniveaus der Anhydritgruppe (Haupt-Abschniveau; Schafisheim, Wisen, Kienberg) und des Gipskeupers (Altshofen, Schafisheim, Riepel, Belchen) als auch durch die verschie-

denen tektonischen Konfigurationen: Basaler Abscherhorizont (Décollement) (Altshofen, Schafisheim), jurainterne Überschiebung (Belchen, Riepel) und Jura-Randüberschiebung (Wisen, Kienberg, Belchen).

1.2 Frühere Arbeiten

Die evaporitischen Scherzonen des Juras wurden bislang von WOHNLICH (1967), LAUBSCHER (1975, 1984), BAUMANN (1984), MATTER et al. (1988c) sowie von JORDAN (1988a), JORDAN & NÜESCH (1989a, b) und JORDAN et al. (1990) näher untersucht. Hinweise auf Deformationsercheinungen in Evaporiten finden sich zudem in den Arbeiten von SCHINDLER (1962), FISCHER & LUTERBACHER (1963), GSELL (1968) und MÜLLER et al. (1981). Ausserhalb des Juras sei hier auf die Arbeiten von SCHREIBER et al. (1982), HELMAN & SCHREIBER (1985), BORNS (1983), MARCOUX et al. (1987), SAUER (1987) und MALAVIEILLE & RITZ (1989) hingewiesen. DAVIS & ENGELDER (1985) geben einen weltweiten Überblick über Entkoppelungshorizonte in Evaporiten, wobei sie aber fälschlicherweise Evaporite mit Steinsalz gleichsetzen. Die natürliche Deformation von Halit wird unter anderen von JACKSON & TALBOT (1986) ausführlich beschrieben.

Im Bereich der experimentellen Gesteinsdeformation ist Halit das wohl bestuntersuchte Mineral überhaupt (z. B. HEARD 1972, ALBRECHT & HUNSCH 1980, CARTER & HANSEN 1983, WAWERSIK & ZEUCH 1986, CHESTER 1988, SPIERS et al. 1990). Zur experimentellen Anhydrit-Deformation seien hier die Arbeiten von HANDIN & HAGER (1957), MÜLLER & SIEMES (1974), RAMEZ (1976), MÜLLER & BRIEGEL (1977a, b, 1978) und MÜLLER et al. (1981) genannt. BAUMANN (1984) untersucht die Rheologie des Gipses, während das Verformungsverhalten der Tone, die bei der Deformation von Evaporit-Serien ebenfalls eine wichtige Rolle spielen, von HANDIN et al. (1963), BYERLEE (1978), WANG et al. (1980), RUTTER et al. (1986), MALTMAN (1987), BONNS (1988) und NÜESCH (1991) näher beschrieben wird. JORDAN (1987a) und ROSS et al. (1987) führten Experimente an künstlichen Gesteinsaggregaten durch, die Evaporit-Mineralien enthalten.

2. Rahmen der Evaporit-Deformation

2.1 Regionaltektonisches Umfeld

Zu Beginn des Tertiärs wird das Gebiet des zukünftigen Juras und dessen Hinterland von der alpinen Deformationsfront erreicht. Zu diesem Zeitpunkt können im betreffenden Gebiet drei strukturelle Einheiten unterschieden werden: 1. der während der variszischen Orogenese deformierte und metamorph überprägte Sockel, 2. die darin eingetieften und vorwiegend mit klastischem Material verfüllten Gräben des späten Karbons und des Perms sowie 3. die praktisch ungestörten mesozoischen Sedimente, deren Ablagerung nach einer Peneplainisierung an der Wende Perm/Trias begann. Die Basis der mesozoischen Sedimente scheint heute, zumindest regional, deutlich strukturiert zu sein. Wie weit diese Eintiefungen, Wellungen und Verwerfungen auf eine unvollständige Peneplainisierung, oder aber eine Reaktivierung paläozoischer Strukturen im Mesozoikum und Tertiär zurückzuführen sind, muss an den betreffenden Stellen noch diskutiert werden.

Die Mächtigkeit der mesozoischen Sedimente beträgt im NE (Aargau) etwa 1 km und nimmt gegen SW mehr

oder weniger kontinuierlich auf etwa 2 bis 2,5 km zu (Fig. 4) (BÜCHI et al. 1965, BITTERLI 1972, NAEF et al. 1985, NAGRA 1988). Der Sedimentstapel wird überwiegend aus Kalken, Mergeln und Tonen aufgebaut, also aus Materialien, die sich während der nachfolgenden alpinen Deformation praktisch ausschliesslich kataklastisch*) verhalten werden (z. B. DROXLER & SCHAEER 1979, LAUBSCHER 1979, JORDAN & NÜESCH 1989b, PFIFFNER 1990). Einzig im Bereich der Basis bilden die Anhydritgruppe und der Gipskeuper der mittleren und oberen Trias zwei Niveaus, die sich während der tertiären Gebirgsbildung überwiegend viskos verhalten werden. Die Mächtigkeit dieser Evaporite nimmt von NE (100 m im Ostjura) gegen SW (>500 m im westlichen Zentraljura) deutlich zu (BITTERLI 1972, RIGASSI 1977).

*) Unter *kataklastischer Deformation* werden in dieser Arbeit alle reibungskontrollierten Deformationsprozesse wie Spröddbruch und kataklastisches Fließen verstanden.

Im Eozän (*pyrenäische Phase*, LARROQUE & LAURENT 1988) führt eine regionale Aufdomung zu einer grossräumigen Erosion der spätesozoischen Sedimente. In den Kulminationsgebieten (Ostjura, Oberrheingraben) erreicht diese Erosion lokal den obersten Dogger (z. B. TRÜMPY 1980, NAGRA 1988).

Im Oligozän (*rheintalische Phase*) werden im Bereich des zukünftigen Juras die ererbten WSW–ENE streichenden, permokarbonischen Strukturen als sinistral-transsive Transform-Zone zwischen Bresse- und Rheintalgraben bzw. oberbayerischem Zerrbruchfeld reaktiviert (LAUBSCHER 1979, 1986, CHAUVE et al. 1980, ZIEGLER 1982, DIEBOLD 1990, LACOMBE & DUPIN 1991). Bei dieser transsiven Reaktivierung wirken die triassischen Evaporite erstmals als wichtige Entkoppelungshorizonte zwischen Grund- und Deckgebirge. So pausen sich die diskreten Sockelsprünge des Kristallins, die durchaus 300 m und mehr betragen können und bei der zukünftigen Jurafaltung als Nukleationsort von Überschiebungen eine wichtige Rolle spielen werden (MÜLLER et al. 1984, SPRECHER & MÜLLER 1986, LAUBSCHER 1987), nicht selten nur als Monoklinen in das Deckgebirge durch.

Im frühen Miozän erreicht die differentielle Subsidenz des Molassebeckens ihren Höhepunkt. Das südwärtige Abbiegen des europäischen Vorlandes unter den in Über-

schiebung begriffenen Alpenkörper führt in der oberen Kruste (inkl. der mesozoischen Schichttreihe) zu Zerrungen («orogenic loading», NAEF et al. 1985, LAUBSCHER 1987, DIEBOLD 1990). Bis zum Beginn der Juraphase werden im Bereich des zukünftigen Juras etwa 400 bis 900 m, im südlichen Molassebecken gar über 4,5 km oligozäne und miozäne Molassesedimente abgelagert (Fig. 4) (NAEF et al. 1985, NAGRA 1988).

Die spätmiozäne bis pliozäne *Juraphase* führt zur Abscherung und Auffaltung des Juras. Der überwiegende Teil der Deformationsstrukturen in den triassischen Evaporiten ist auf diese Phase zurückzuführen. Der genetische Zusammenhang zwischen dem eigentlichen Alpenkörper und seinem nordwestlichen Ausläufer, dem Jura also, wird im folgenden Kapitel diskutiert.

Heute lassen sich in Deckgebirge und Sockel des Ostjuras zwei unterschiedliche Spannungsfelder feststellen, deren Domänen durch die Evaporit-Horizonte getrennt werden (BECKER et al. 1987). Im kristallinen Untergrund verläuft die horizontale Haupt-Spannungsrichtung etwa NW–SE – was der Situation im ausseralpinen Europa entspricht (LARROQUE & LAURENT 1988) –, während sie in der Sedimenthülle etwa NNE–SSW orientiert ist und somit etwa parallel zur Haupt-Einengungsrichtung der Jurafaltung verläuft.

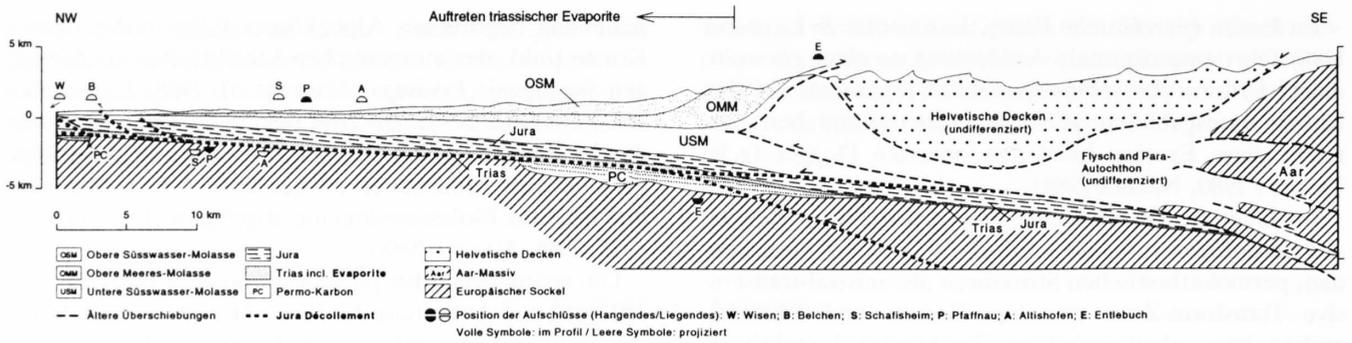
2.2 Zusammenhang zwischen Alpen- und Jurafaltung (Fernschubmodell)

Im Faltenjura sind – wie schon BUXTORF (1907, 1916) richtig erkannt hat – einzig das sedimentäre Deckgebirge über den Evaporiten in die Faltungen und Überschiebungen einbezogen (LAUBSCHER 1961, 1965, 1980, vgl. auch z. B. BITTERLI 1990, BURKHARD 1990, GUELLEC et al. 1990, WILDI & HUGGENBERGER 1991). Die Frage nach dem Ort, wo diese Deckgebirgsverkürzung, die im zentralen Jura immerhin bis zu 30 km betragen kann (LAUBSCHER 1965, WILDI & HUGGENBERGER 1991), im Sockel kompensiert wurde, ist für die vorliegende Arbeit von zentraler Bedeutung. So hängt von ihr eine Grosszahl der scherzonenunabhängigen Daten zur Kinematik und Deformationsgeschwindigkeit ab, die ihrerseits zur Beurteilung bzw. Überprüfung der aus den Evaporit-Scherzonen gewonnenen rheologischen und kinematischen Daten verwendet werden können.

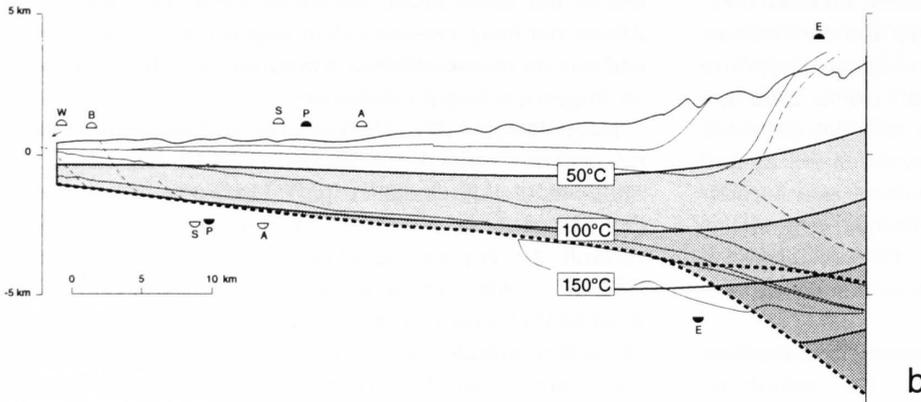
Es muss vorausgeschickt werden, dass die Frage nach dem Ort der Sockelverkürzung bis heute nicht schlüssig beantwortet ist. Grundsätzlich lassen sich zwei Gruppen von Hypothesen unterscheiden. Auf die geometrische Inkompatibilität der Feldbefunde mit einer rein *autochthonen* Verkürzung, d. h. einer Verkürzung des Sockels in direkter Umgebung des Juras oder unter dem Jura selber, wie sie z. B. von AUBERT (1945), GLANGEAUD (1950),

BELOUSSOV (1961), PAVONI (1961), WEGMANN (1963), und ZIEGLER (1982) formuliert wurde, hat schon LAUBSCHER (z. B. 1961, 1965, 1980) mit Nachdruck hingewiesen. Eine gewisse autochthone Sockelverkürzung, z. B. in der Form von Beckeninversionen, kann aber – wie später noch zu sehen sein wird – bei der Jurafaltung durchaus auch eine Rolle gespielt haben.

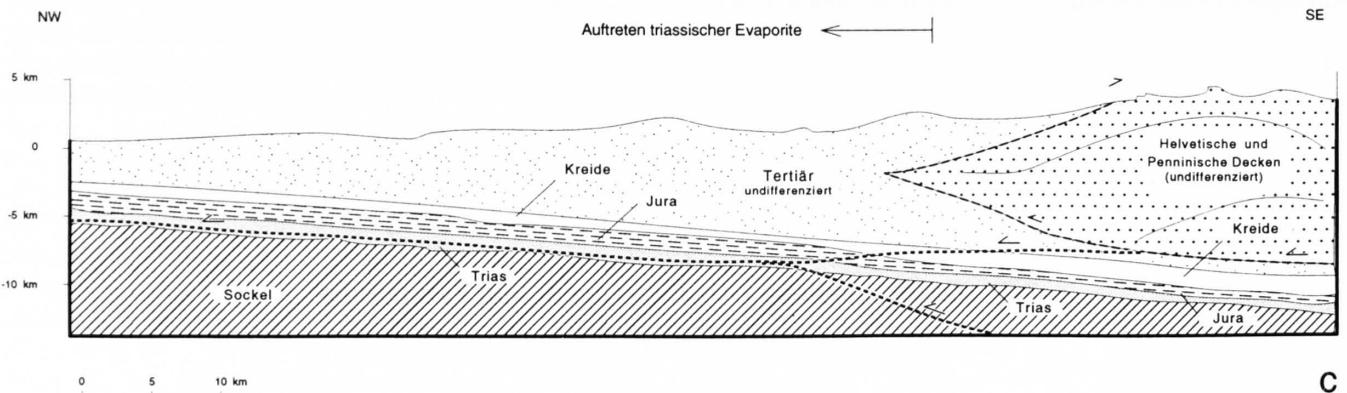
Im Licht der modernen Forschung scheint jedoch eine *allochthone*, im Bereich der Alpen zu suchenden Verkürzung für den Grossteil der im Jura dokumentierten Verkürzungsbeträge weit plausibler (z. B. UMBGROVE 1948, LAUBSCHER 1980, MÜLLER & HSÜ 1980, DIEBOLD & MÜLLER 1985, BURKHARD 1990, DIEBOLD 1990). Diese von BUXTORF (1907) mit dem Begriff «Fernschub» umschriebene Hypothese impliziert, dass der Molasse-Keil jeweils um den betreffenden Betrag nach N bzw. NW geschoben wurde, was mit der Tatsache in Einklang steht, dass alle bislang im Hinterland erbohrten Evaporite stark verschert sind. Wo genau im Alpenkörper diese Kompensation stattgefunden hat – ein bislang immer noch sehr kontroverses Problem (für eine Zusammenfassung siehe BURKHARD 1990) – ist für unsere Betrachtungen hingegen kaum von Belang (s. a. Fig. 4).



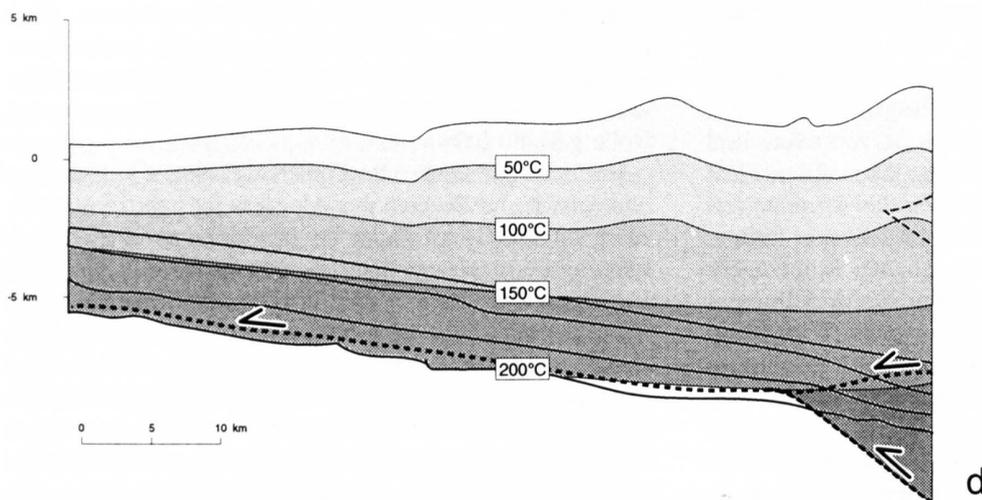
a



b



c



d

Fig. 4: Hypothetische Querprofile durch das alpine Vorland zu Beginn der Jura-Abscherung (b und d sind 2fach überhöht).

a) Profil durch die Bohrungen Pfaffnau und Entlebuch (basierend auf einem Profil von VOLLMAYR & WENDT 1987 sowie den Angaben zu Sedimentation und Erosion von NAEF et al. 1985); b) mögliche geothermische Verhältnisse im nördlichen Teil des obigen Profils bei Annahme eines geothermischen Gradienten von 40–50°C/km im Norden (DIEBOLD & MÜLLER 1985, MULLIS 1987) und von 25°C/km im Süden; c) stark schematisiertes Profil Aiguilles Rouges–Mont Tendre (basierend auf Angaben von LAUBSCHER 1965, BITTERLI 1972 und ESCHER et al. 1987); d) hypothetische geothermische Verhältnisse im Nordabschnitt von Profil c (geothermischer Gradient im Norden ca. 50°C/km; VOLLMAYR 1983).

2.3 Geophysikalische Rahmenbedingungen der Evaporit-Deformation

2.3.1 Überlast und Paläotemperatur

Wie erwähnt, nahm die Mächtigkeit der mesozoischen Sedimente im Gebiet Mittelland–Jura schon ursprünglich von SW nach NE ab. Diese Tendenz wurde durch die späteozäne Erosion noch verstärkt. Ihr fielen im NE ein bedeutender Teil der spätjurassischen und – wenn überhaupt je abgelagert (WILDI et al. 1989) – alle kretazischen Sedimente zum Opfer. Die Mächtigkeit der tertiären Molasse-Sedimente nimmt demgegenüber von NW nach SE zu, wobei die Isopachen ungefähr dem Streichen des zukünftigen Juras folgen. So betrug die Überlagerungsmächtigkeit der Evaporit-Horizonte zu Beginn der Juraphase im äussersten NE des nachmaligen Faltenjuras nur knapp 1,5 km, im SW aber über 3 km und SE des Molassebeckens gar 7 bis 8 km (Fig. 4).

Die heutigen geothermischen Verhältnisse im alpinen Vorland zeigen drei auffällige Strukturen (VOLLMAYR 1983, DIEBOLD & MÜLLER 1985, RYBACH 1981, HAENEL & STAROSTE 1988):

- einen normalen geothermischen Gradienten von etwa 20–30°C/km im und unmittelbar vor dem eigentlichen alpinen Körper (externe Massive, Helvetikum, Klippen-Decke).
- einen erhöhten Gradienten von etwa 40–50°C, der sich von Yverdon entlang dem Jura-Südfuss über das Jura-Ostende bis in die Gegend von Konstanz verfolgen lässt und – zumindest im Osten – eindeutig mit den Permokarbon-Gräben unter der mesozoisch-känozoischen Sedimentbedeckung korreliert.
- einen erhöhten Gradienten von 40 bis über 50°C im Bereich des Oberrheintalgrabens und seiner Fortsetzung gegen Süden.

Verschiedene Fakten deuten darauf hin, dass der Wärmefluss und dadurch auch der geothermische Gradient im späten Miozän – bedingt durch das oligozäne Rifting der rheintalischen Strukturen und die miozäne Reaktivierung der permokarbonischen Gräben – deutlich höher war als heute (MULLIS 1987, MULLIS & STALDER 1987, mündl. Mitt. W. Wildi, Genf, 1991). Ein Gradient von bis zu 50°C/km erscheint durchaus realistisch. Auf das Niveau der Abscherhorizonte übertragen, ergeben sich Paläotemperaturen von etwa

- 80°C bis 95°C im NE (Schafisheim, Gipskeuper bis Anhydritgruppe),
- 135°C bis 155°C im Zentrum (Essertines, Gipskeuper),
- 110°C bis 120°C im SW (Humilly SW Genf, Gipskeuper),

während im Bereich der damaligen alpinen Front (Paläogradient ca. 25°C/km) vergleichsweise mässige Paläotemperaturen herrschten, so z. B. etwa 185°C im Bereich der Bohrung Entlebuch. Die Temperatur entlang des Abscherhorizonts, der von SE nach NW von 6–8 km auf 1,5–2 km ansteigt, nahm also sehr wahrscheinlich weit weniger ab (von ca. 200 auf 100°C), als dies bei einem einheitlichen Gradienten anzunehmen wäre (Fig. 4).

2.3.2 Regionales Spannungsfeld

Die verschiedenen Deformationsphasen (pyrenäisch, rheintalisch und jurassisch) sind das Produkt eines sich ändernden Spannungsfeldes im alpinen Vorland. Ver-

schiedene Analysen von Mikroklüften, Horizontal-Styolithen und Kalzit-Zwillingen (PLESSMANN 1972, MEIER 1984, LARROQUE & LAURENT 1988, TSCHANZ 1990) ergaben folgende Richtungen für die maximale horizontale Kompression σ_{1H} (Fig. 5):

- Pyrenäische Phase (Eozän): σ_{1H} : N–S.
- Rheintalische Phase (Oligozän): σ_{1H} : N–S bis NNW–SSE.
- Juraphase (Mio-Pliozän): σ_{1H} : radial: im Osten NNE–SSW.
- rezent: σ_{1H} : NNE–SSW im Deckgebirge des Ostens, NW–SE im Sockel.

Die kinematischen Indikatoren der Juraphase deuten eine mehr oder weniger radiale Anordnung des damaligen Spannungsfeldes an. Trotzdem darf nicht von einem einheitlichen und gleichmässigen radialen Zusammenschub ausgegangen werden. Vielmehr hat das Spannungsfeld und somit auch die Transportrichtung zeitlich wie auch örtlich mehrfach gewechselt (z. B. LAUBSCHER 1965, JORDAN et al. 1990, WILDI & HUGGENBERGER 1991).

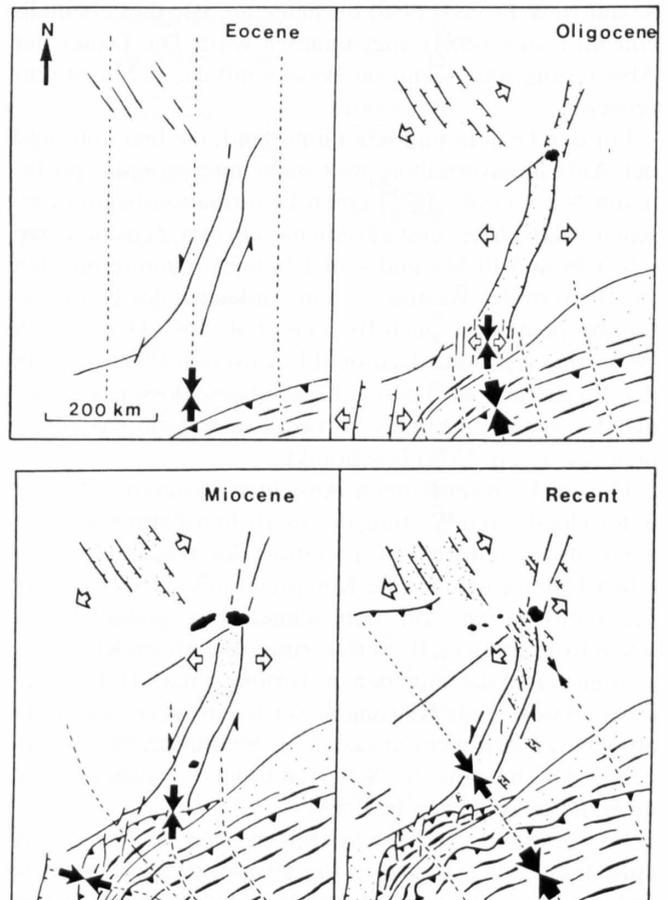


Fig. 5: Entwicklung des Spannungsfeldes im alpinen Vorland vom Eozän bis heute (nach LARROQUE & LAURENT 1988).

Die ausgefüllten Pfeile geben die horizontale σ_1 -Richtung an. Die gestrichelten Linien stellen die σ_1 -Trajektorien dar. In Extensionsgebieten ist die σ_3 -Richtung mit offenen Pfeilsymbolen angegeben. Sedimentationsräume sind punktiert, Vulkane schwarz.

2.3.4 Deformationsbeträge und Scherraten

Direkte paläopiezometrische Messungen an Anhydriten liegen bis heute mangels geeigneter Messmethoden leider nicht vor. So lässt sich die während der Verformung relevante deviatorische Spannung nur indirekt an Kalk-Komponenten, die von den Sulfaten aus dem Liegenden von Aufschiebungen mitgerissen wurden, ermitteln. Die Verzwilligung grösserer Kalzit-Körner zeigt, dass zumindest die 10 MPa-Schwelle (TULLIS 1980, LAURENT 1984) überschritten wurde. Paläopiezometrische Messungen nach der Methode von ROWE & RUTTER (1990) an Kalk-Kataklasiten des Juras ergeben sogar Werte von 300 MPa und mehr, was aber wohl etwas zu hoch gegriffen ist (Diskussion in Kap. 5.1.4). Als realistisch können deviatorische Spannungen von ca. 1 bis 50 MPa gelten.

2.3.3 Alter und Dauer der Deformation

Über Alter und Dauer der Jurafaltung bestehen sehr unterschiedliche Ansichten. So beginnt für BLONDEL et al. (1988) die Jurafaltung im Westen mit einer NE-SW-Kompression im frühen Miozän (ca. 20 Ma vor heute) und dauert mit SE-NW-Bewegungen (Faille du Vuache, SAMBETH & PAVONI 1988) bis heute an, wie dies ebenfalls von MUGNIER (1984) angenommen wird. Die Dauer der Abscherung wäre somit im Westen mit ca. 20 Ma zu umreissen.

Für den Ostjura und sein Hinterland, die hier aufgrund der Aufschlussverteilung weit mehr interessieren, postulieren NAEF et al. (1985) einen Deformationsbeginn zwischen «Helvetien» und «Pontien», also im Zeitraum zwischen 16 und 10 Ma und – in Übereinstimmung mit den Bearbeitern des Westjuras – ein Andauern der Deformation bis heute (vgl. auch BECKER et al. 1987, DEICHMANN 1987). Im Gegensatz dazu sieht LAUBSCHER (1980, 1987) in der Jurafaltung ein kurzes, heute abgeschlossenes Ereignis, das sich auf das späte Serravallien und auf das Tortonien (ca. 13 bis 7 Ma) beschränkt.

Die stark abweichenden Ansichten basieren auf einer unterschiedlichen Wertung der spärlichen Zeitmarker, auf einer abweichenden Interpretation der rezenten seismischen Daten (andauernde Kompression vs. Hebung oder Translation) bzw. auf unterschiedlichen globaltektonischen Konzepten (z. B. Verlagerung des aktiven Kompressionsgürtels in die Südalpen im Tortonien nach H. P. Laubscher, Basel). Eine Klärung dieser Kontroverse scheint in absehbarer Zeit nicht anzustehen. So müssen für die folgende Abschätzung der Scherraten diese unsicheren und divergierenden Daten genügen.

Im weiteren ist zu berücksichtigen, dass die Jurafaltung episodisch ablief, und dass die Evaporite auch schon in früheren – wenn auch in der Regel schwächeren – Deformationsphasen beansprucht wurden (z. B. Mettauer Überschiebung, WILDI 1975). So ist an einigen Stellen, wo sich die verschiedenen Phasen überlagern, mit einer bedeutend längeren Deformationsdauer zu rechnen – wenn auch in der Regel mit sich ändernden Spannungsfeldern und Transportrichtungen.

Eine erste Abschätzung der Krustenverkürzung der Juraphase wird von LAUBSCHER (1965) präsentiert. Eine generelle Zunahme der Verkürzungsbeträge von Ost nach West führt er dabei auf eine 8°-Rotation um einen Punkt östlich der Lägern zurück (Fig. 1). Spätere Abschätzungen der Krustenverkürzung bestätigen in der Regel die durch das Modell von Laubscher vorausgesagten Werte, wenn sie sie nicht gar noch übertreffen (z. B. MÜLLER et al. 1984, MUGNIER & VIALON 1986, LAUBSCHER 1986, BITTERLI 1990, JORDAN et al. 1990, GUELLEC et al. 1990, WILDI & HUGGENBERGER 1991). Gegen das Rotationsmodell als realistische mechanische Erklärung der Jurafaltung wurden verschiedentlich Zweifel erhoben (vgl. z. B. BURKHARD 1990). Als eine Art Verkürzungsformel hat sich die 8°-Rotation aber überall dort, wo detaillierte Berechnungen fehlen, als zuverlässige Hilfe zur Abschätzung von minimalen Scherbeträgen und Deformationsgeschwindigkeiten bewährt.

So kann davon ausgegangen werden, dass der totale Scherbetrag der Juraphase, d. h. der im jeweiligen Hinterland in den Evaporiten kumulierte Wert, im Bereich der Bohrung Schafisheim etwa 4 km und im weiter westlich gelegenen Querschnitt der Bohrung Altishofen etwa 6 bis 7 km betrug (Fig. 4). Je nach geschätzter Zeitdauer der Juraphase (s. o.) ergibt dies Deformationsbeträge von 0,3 bis 1,2 mm/a. Im Westjura hingegen sind die Geschwindigkeiten – den weit grösseren Transportbeträgen (≥ 30 km) entsprechend – bedeutend höher (ca. 2 bis 10 mm/a).

Auf die jeweiligen Evaporit-Mächtigkeiten bezogen, ergeben sich so Deformationsraten $\dot{\gamma}$ von ca. $5 \cdot 10^{-14}$ bis $2 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ im Osten (200 m Gipskeuper und Anhydritgruppe) bzw. $8 \cdot 10^{-14}$ bis $4 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ im Westen (400 m Gipskeuper). Es muss aber mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, dass die Evaporit-Serien – wie später erläutert wird – bei weitem nicht homogen verformt wurden, so dass realistischerweise mit Variationen der Deformationsrate $\dot{\gamma}$ zwischen etwa $5 \cdot 10^{-15}$ bis $1 \cdot 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ gerechnet werden muss.

Im Faltenjura selber liegen einzig für die Randüberschiebung bei Wisen (JORDAN et al. 1990) relativ gesicherte Daten vor. Hier wurde die ursprünglich vielleicht 100 bis 150 m mächtige Anhydritgruppe 4,8 km auf den Tafeljura aufgeschoben und dabei auf etwa 25 m ausgedünnt. Dies ergibt – auf die ursprüngliche Mächtigkeit bezogen – einen Scherbetrag γ von 32 bis 48 und einen Plättungsbetrag ϵ (normal zur Scherzonenbegrenzung) von 0,25 bis 0,17. Unter der Annahme, dass die Jura-Randüberschiebung während der Hälfte der Juraphase aktiv war – was natürlich Spekulation ist – ergibt dies ebenfalls eine Scherrate $\dot{\gamma}$ in der Grössenordnung von $1,5 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ und eine Plättungsrate $\dot{\epsilon}$ in der Grössenordnung von $3 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$. Auch hier muss aber berücksichtigt werden, dass sowohl Scherung als auch Plättung sehr ungleichmässig über die einzelnen Schichten verteilt sind (JORDAN et al. 1990).

Eine genaue Ermittlung der Scher- und Plättungsraten aus den vorliegenden Felddaten ist somit äusserst schwierig. Immerhin kann festgestellt werden, dass die Scherraten in den inkompetenten – in der Regel viskosen – Schichten, d. h. in den Haliten und reinen Sulfaten, in der Grössenordnung von $\geq 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ gelegen haben müssen.

3. Die Evaporit-Abfolgen

3.1 Stratigraphie und Mächtigkeit der Evaporite

3.1.1 Einleitung

Die beiden Evaporit-Abfolgen des Jura gebirges, die Anhydritgruppe und der Gipskeuper, sind Elemente der Germanischen Trias des epivariszischen alpinen Vorlandes (Fig. 6). Dabei wird die Anhydritgruppe konventionell dem «mittleren Muschelkalk» und der Gipskeuper dem «mittleren Keuper» gleichgesetzt. Die exakte chronostratigraphische Position und die Ablagerungsdauer beider Evaporit-Abfolgen sind jedoch weitgehend unbekannt.

In groben Zügen lässt sich der hiesige Muschelkalk und Keuper (Fig. 6) in zwei Zyklen unterteilen. Der erste, marine Zyklus beginnt mit der Transgression des Wellengebirges und endet mit der regressiven, sehr wahrscheinlich submarinen Eindampfungsserie der Anhydritgruppe, die wiederum in mehrere Subzyklen unterteilt werden kann. Der zweite Zyklus beginnt mit dem Trochitenkalk (Transgression). An der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk erreicht die marine Überflutung ihren Höhepunkt. Es folgt eine regressiv Serie, die vom marinen über

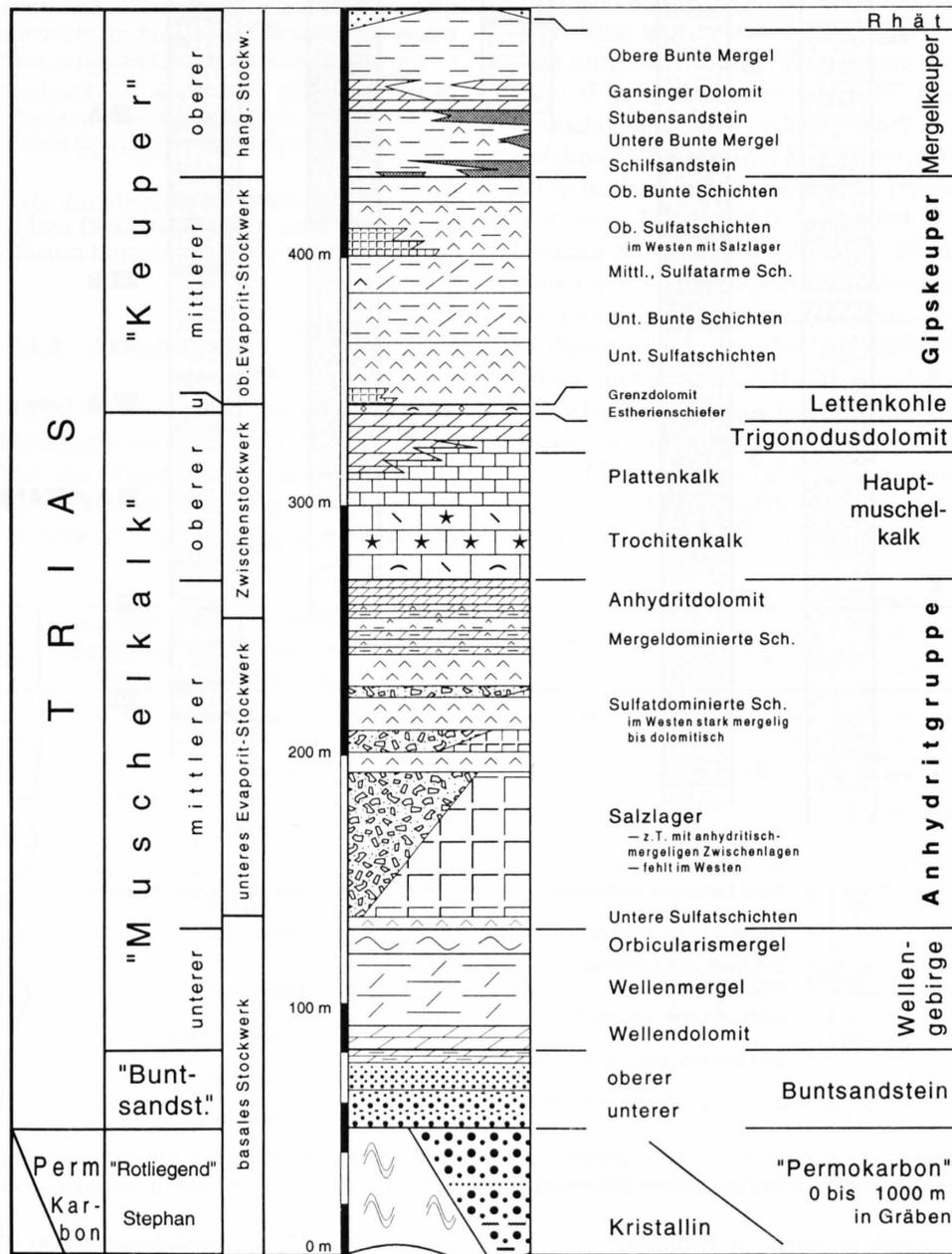


Fig. 6: Stratigraphie der Trias im Ostjura.

Über die Feinstratigraphie der bedeutend mächtigeren Trias des Zentral- und Westjuras ist relativ wenig bekannt (z. B. CHAUVE 1975, WILDI et al. 1991). Die stratigraphische Position der dort bis zu 300 m mächtigen Salzlager des Gipskeupers ist hier angedeutet.

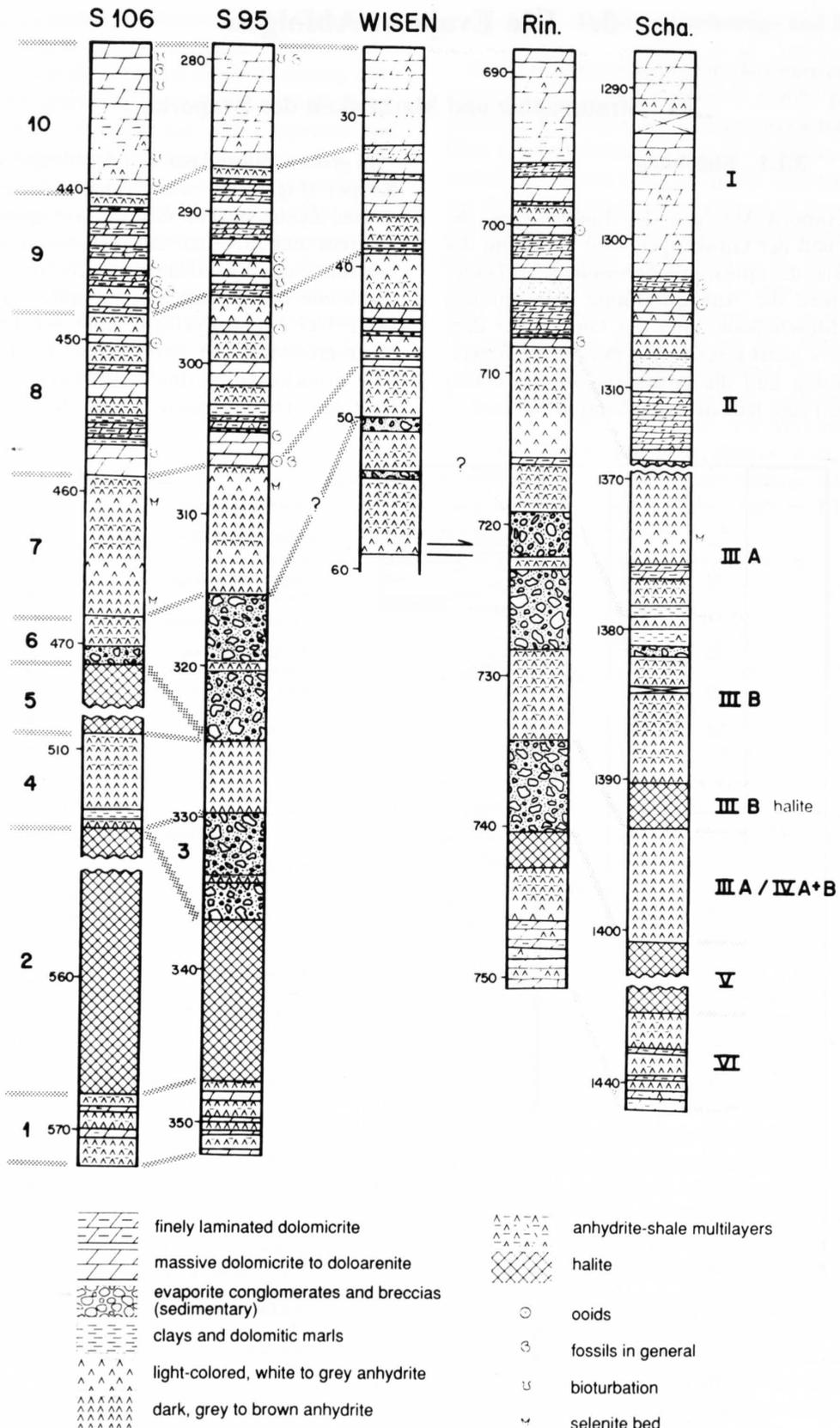


Fig. 7: Ausbildung der Anhydritgruppe am Hochrhein (Bohrungen S106 und 95), im Faltenjura (Bohrung Wisen) und im Aargau (Bohrungen Riniken [Rin.] und Schafisheim [Scha.]) (aus JORDAN et al. 1990).

Die Anhydritgruppe der Bohrungen Schafisheim (Décollement) und Wisen (Randüberschiebung) ist tektonisch beansprucht. 1-10: Stratigraphische Unterteilung nach WIDMER (1991); I-VI: nach DRONKERT (1987) (vgl. Fig. 8).

das litorale in das kontinentale Milieu (Sebkha) führt: Trigonodusdolomit – Lettenkohle – Gipskeuper – Bunte Mergel. Dabei lassen sich wiederum mehrere Subzyklen ausscheiden (WIDMER 1991, DRONKERT et al. 1990).

Für die tektonisch-rheologische Zielsetzung der vorliegenden Arbeit hat sich demgegenüber eine etwas abweichende Unterteilung bewährt (Fig. 6). Diese unterscheidet zwischen einem

- *basalen Stockwerk*, das in der Regel nicht in die Abscherung einbezogen wurde und die Unteren Sulfatschichten der Anhydritgruppe umfasst.
- *unteren Evaporit-Stockwerk*, das im Osten den *Haupt-Abscherhorizont* bildet und das Salzlager, die Sulfatdominierten Schichten sowie die Mergeldominierten Schichten der Anhydritgruppe umfasst.
- mehr oder weniger rigiden, ca. 70–80 m mächtigen *Zwischenstockwerk*, Anhydritdolomit, Hauptmuschelkalk, Trigonodusdolomit und Lettenkohle umfassend, das im östlichen und wahrscheinlich auch im zentralen Bereich des Juras häufig zwischen den beiden Evaporit-Stockwerken verschuppt wurde (Duplex-Geometrie).
- *oberen Evaporit-Stockwerk*, den Gipskeuper umfassend, das im Osten als Abscherhorizont eine untergeordnete Rolle spielt, im zentralen und westlichen Bereich aber den *Haupt-Abscherhorizont* bildet.
- *hangenden Stockwerk*, den Mergelkeuper umfassend, das in der Regel schon zum rigiden Deckgebirge gezählt werden kann, auch wenn die Unteren Bunten Mergel häufig etwas Gips führen.

3.1.2 Anhydritgruppe

Die Anhydritgruppe wurde kürzlich sowohl im Bereich der Rheinsaline-Bohrungen am Hochrhein (WIDMER 1991) als auch im Gebiet der Nagra-Tiefbohrungen (zentrale Nordschweiz) (DRONKERT et al. 1990) eingehend neu bearbeitet (Fig. 7, 8). In Abweichung zu der in diesen Arbeiten

vorgeschlagenen sedimentzyklischen Stratigraphie soll hier wiederum eine für die vorliegenden Untersuchungen zweckmäßigere rheologisch orientierte Unterteilung verwendet werden (Fig. 8). In aufsteigender Folge umfasst diese folgende Einheiten:

- Untere Sulfatschichten
- Salzlager
- Sulfatdominierte Schichten
- Mergeldominierte Schichten
- Anhydritdolomit

Dabei sind die Unteren Sulfatschichten dem nicht in die Abscherung einbezogenen basalen Stockwerk, der Anhydritdolomit hingegen dem rigiden Zwischenstockwerk zuzuordnen (s. o.). Es interessieren hier somit einzig die drei mittleren Einheiten. Vorerst aber ein Überblick über die gesamte Anhydritgruppe:

Im untersuchten Gebiet schwankt die Mächtigkeit der Anhydritgruppe zwischen etwa 30 m im Bereich der Bohrung Entlebuch und 200 m im Bereich der Bohrung Hermrigen (Fig. 9). Dabei ist gegen SE und E (Randfazies), möglicherweise aber auch gegen SW (Depotzentrum!) ein zunehmender Ersatz der Sulfate durch Dolomite und Mergel zu beobachten (FISCHER & LUTERBACHER 1963, BÜCHI et al. 1965, TRÜMPY 1980, VOLLMAYR & WENDT 1987). Die Unteren Sulfatschichten – meist dolomitische, oft etwas bituminöse Anhydrite der leistenförmigen Varietät – sind durchwegs geringmächtig (ca. 5 m). Die Mächtigkeit des Salzlagers ist sehr variabel. Sie erreicht ihre Maxima (bis 100 m) in einer etwa NW–SE streichende Zone zwischen Hochrhein und Bieler See (Fig. 10). Über dem Salzlager folgen die Anhydrit- und Mergeldominierten Schichten, die im Ostjura eine vergleichsweise konstante Mächtigkeit von etwa 40 bis 50 m haben, und der Anhydritdolomit, dessen Mächtigkeit nie wesentlich von 10 m abweicht.

wichtigste Scherzonen	Lithologie (schematisch)	Ungefähre Mächtigkeit im Osten	Hier verwendete rheologische Unterteilung	Hauber 1971	Wildi 1975	Dronkert 1987, Dronkert et al. 1990	Widmer 1991	Weitere häufig verwendete Begriffe
		10 m	Anhydritdolomit	Dolomitzone	Anhydritdolomit	I : Dolomit der Anhydritgruppe	10: Dolomitzone	unterer Dolomit, Dolom. der Anhydrit-Fm.
		20 - 30 m	Mergel-Dominierte Schichten	Oberer Teil, v.a. mergelig u. dolomitisch	Mergel und Tone der Anhydritgruppe	II : Carbonate-Rich Sulpharenites	9: Dolomiddomin. Sch.	Salzton* (Albert 1864), Mergelschichten (Gsell 1968)
				Mittl. Teil mit kompakten Anhydriten	Obere Sulfatzone	III A : Sulpharenites—Selenites	7: Obere Anhydritschichten	
		10 - 25 m	Sulfat-Dominierte Schichten	Unterer Teil mit unruhig gelagerten Abschnitten, Brekzien	Obere Gipsbrekzie	III B : Layered sulph.	6: Obere Brekzie	*Gypse des Salztons* (Mühlberg 1908)
					Mittl. Sulfatzone	IV A / III B Halite	5: Ob. Salzsch.	
		0 - 100 m	Salzlager	Salzlager mit Zwischenschichten		Untere Gipsbrekzie	V: Salzschichten	3: Unt. Brekzie
						4: Unt. Anhydritsch.	2: Untere Salzschichten	
~ 5 m	Unt. Sulfatsch.	unt. Sulfatzone	Unt. Sulfatzone	VI: Unt. Sulfatsch.	1: Unt. Sulfatzone	Bei Dronkert 1987: Sulp.: Sulpharenites IV A: Sulphate / Carbonate Breccia		

Fig. 8: Rheologische Einheiten der Anhydritgruppe in Korrelation mit lithostratigraphisch-sedimentologischen Unterteilungen. Die angegebenen Mächtigkeiten gelten für den Ostjura. Die potentiellen Abschniveaus sind links vermerkt.

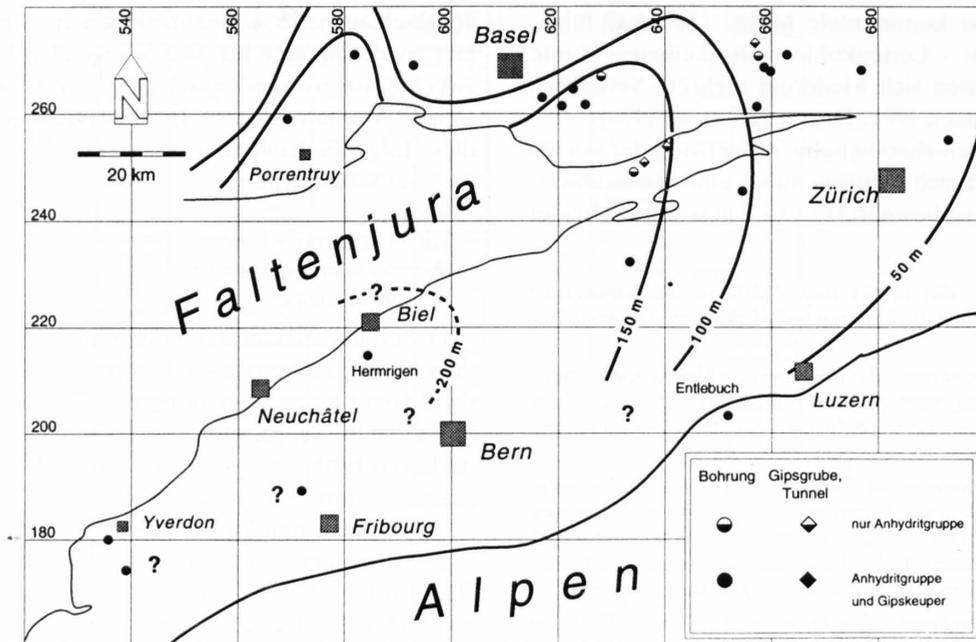


Fig. 9: Isopachenkarte der Anhydritgruppe in der Nordschweiz, basierend auf Angaben von HAUBER (1980) und NAGRA (1988).

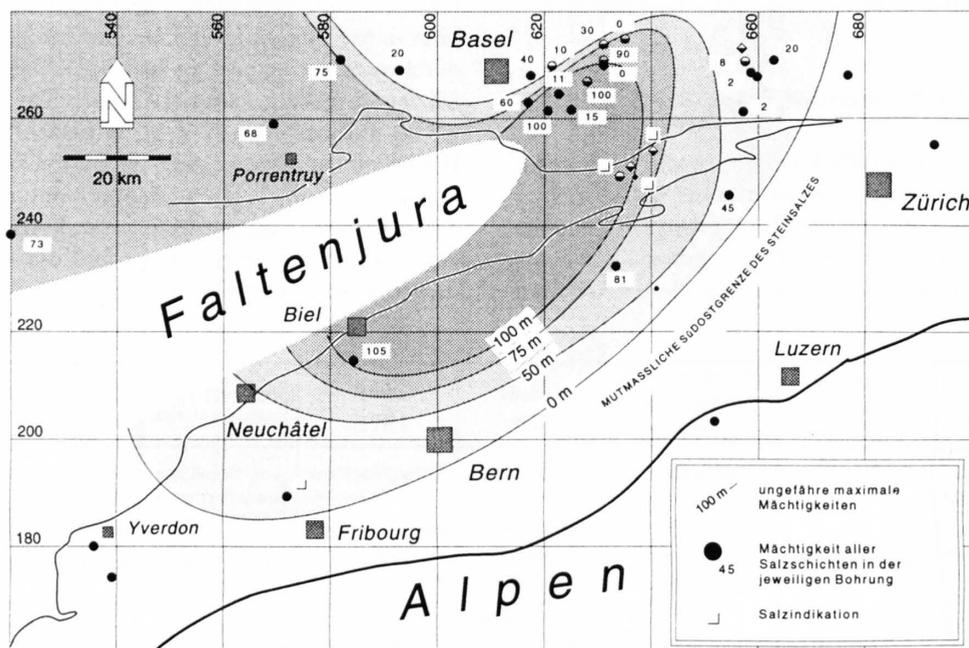


Fig. 10: Maximale Mächtigkeit der Salzlager der Anhydritgruppe, basierend auf Angaben von BITTERLI (1972), HAUBER (1980) und NAGRA (1988).

Am Hochrhein (E von Basel) wurden nur die grössten Mächtigkeiten berücksichtigt. Das Salz liegt sehr wahrscheinlich in mehr oder weniger isolierten Pfannen und Gräben und nicht, wie die Karte suggeriert, in einem einzigen, SW-NE verlaufenden Becken (Diskussion im Text).

3.1.2.1 Salzlager

Das Salzlager des Mittleren Muschelkalkes stellt, vom rheologischen Standpunkt aus betrachtet, das wohl geeignetste Gleitmaterial im östlichen Abschnitt der Jura-Abscherung dar. Die Tatsache, dass sich der Abscherhorizont aber dennoch nicht ausschliesslich im Salzlager entwickelt

hat, ist höchstwahrscheinlich auf dessen diskontinuierliche Ausbildung zurückzuführen. Die Untersuchungen von SCHMIDT et al. (1924), HAUBER (1971, 1980) und WIDMER (1991) zeigen, dass das Steinsalz zumindest am Hochrhein in einzelnen, untereinander nur schwer korrelierbaren Becken auftritt. Zudem können auf kurze Distanzen bedeutende Mächtigkeitschwankungen festgestellt werden

(HAUBER 1980) (Fig. 10, 11). Es ist durchaus möglich – wenn auch bislang nicht schlüssig bewiesen –, dass diese Becken ENE–WSW streichenden permischen Graben- oder Halbgrabenstrukturen folgen, deren Subsidenz somit bis in die Trias angehalten hätte. Solche Strukturen sind nicht nur vom Hochrhein (HAUBER 1980), sondern auch aus verschiedenen seismischen Profilen der Nagra (SPRECHER & MÜLLER 1986) wie auch der Erdölindustrie (pers. Mitt. P. Ziegler, Basel, 1991) dokumentiert. Nicht selten scheinen diese Becken während der mio-pliozänen Kompression des europäischen Vorlandes invertiert worden zu sein. Diese herausgepressten Salzbecken bilden heute meist verscherte, uhrglas-(bis diapir-)förmige Strukturen (RIGASSI 1977, pers. Mitt. P. Diebold, L. Hauber und P. Ziegler, Basel, 1990/91).

Die einzelnen Salzlager werden in der Regel von mehreren «shallowing upward»-Zyklen aufgebaut, die jeweils mit reinem Salz beginnen, gegen oben in durch Ton, Anhydrit und Dolomit verunreinigtes Salz und schliesslich in feinlaminierte Anhydrite übergehen (WIDMER 1991) (Fig. 12). Zum Teil sind diese Zyklen durch massive Dolomitbänke unterlagert (HAUBER 1971). Im Gebiet des Hochrheins können bis über zehn solcher Zyklen unterschieden werden. Die Korrelation dieser Zyklen zwischen den einzelnen Becken sowie die Grösse und der räumlich-zeitliche Zusammenhang dieser Becken wurde bislang leider nie näher untersucht. In der Regel lassen sich in den verschiedenen Bohrungen bis zu vier Grosszyklen unterscheiden, deren Top jeweils durch dickere Anhydrit-Schichten markiert ist (Fig. 8). Die einzelnen Salzlager

können in ihrem oberen Teil, d. h. unter den abschliessenden Anhydrit-Schichten, z. T. aber auch gänzlich durch Brekzien ersetzt sein. Diese Sulfat-Dolomit-(bzw. Sulfat-Magnesit-)Brekzien werden von WIDMER (1991) einer syndimentären Subrosion zugeordnet. Sie können aber, zumindest im seichteren Bereich, d. h. am Hochrhein (WILDI 1975), auch teilweise das Resultat einer (sub-)rezenten Subrosion sein (SCHACHL 1954).

Vom rheologischen Standpunkt aus betrachtet können die Anhydrit- oder Mergelzwischenlagen dem Salzlager zugerechnet werden, werden sie doch – wie die Bohrung Schafisheim zeigt – im Steinsalz mitverfaltet und boudiniert. Etwas anders sieht es aus, wenn diese Zwischenlagen nicht mehr durch Steinsalz, sondern durch Brekzien von den darüberliegenden Sulfatdominierten Schichten getrennt werden. In diesem Falle müssen diese Zwischenlagen rheologisch dem letzteren Abschnitt zugeordnet werden (Fig. 8). In stark verscherten Bereichen, wie z. B. in der Bohrung Wisen (Fig. 7), sind diese Brekzien tektonisch so stark überprägt, dass sie nur noch durch wenige petrographische Indizien von den – gleichfalls stark verscherten – massiven Anhydriten unterschieden werden können (JORDAN et al. 1990).

Aus petrographischer Sicht können im Steinsalz verschiedene Lithofaziestypen («Salzklassen», WIDMER 1991) unterschieden werden (Fig. 12). Typische sedimentär-diagenetische Salztypen sind dabei die Klassen 1 bis 5, die nicht selten in mehr oder weniger vollständigen «shallowing upward»-Zyklen (Fig. 12) auftreten.

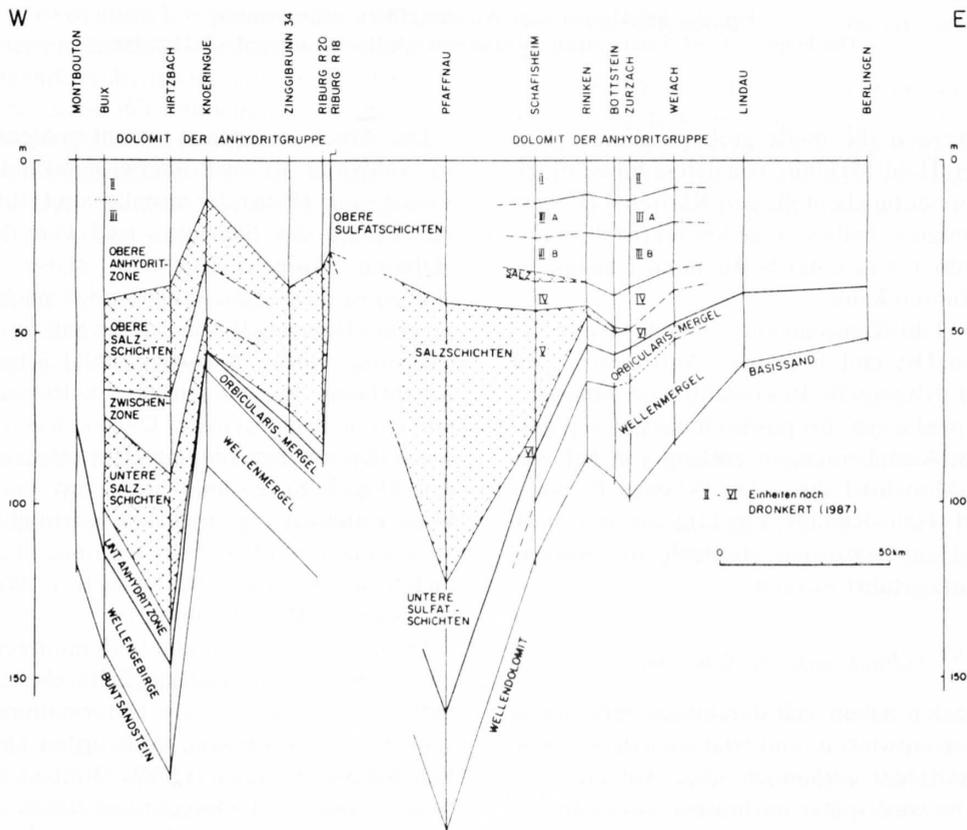
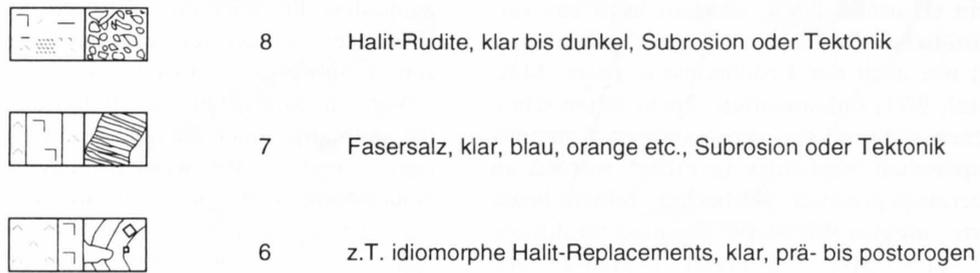


Fig. 11: Mächtigtkeitsprofil der Anhydritgruppe von Buix bis Berlingen am Untersee (vgl. Fig. 3); aus NAGRA (1988).

Petrographie
Sedimentsstruktur
Salzklasse



Shallowing-upward Zyklus

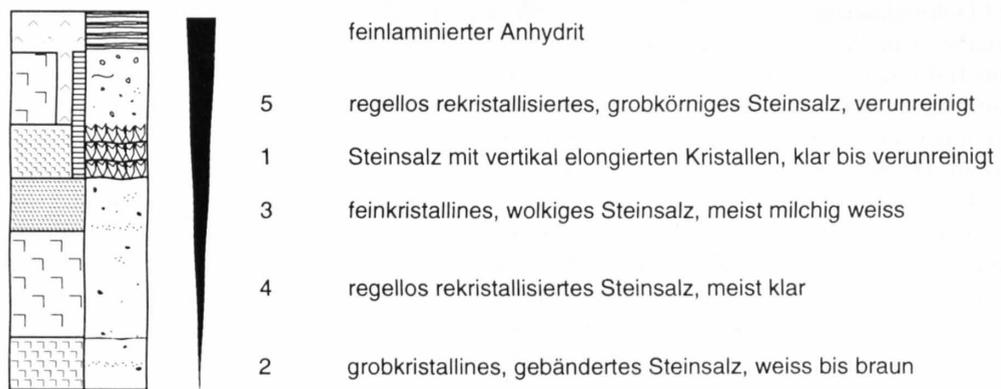


Fig. 12: Salzklassen nach WIDMER (1991), umgezeichnet.
Die Folge 2–4–3–1–5 stellt einen idealisierten «shallowing upward»-Zyklus dar.

Andererseits werden die meist grobkristallinen (Kristallgrösse ≥ 1 mm) Halit-Mylonite von den sedimentologischen Bearbeitern häufig ebenfalls den Klassen 4 (klares) bzw. 5 (verunreinigtes, trübes, regellos rekristallisiertes Steinsalz) zugeordnet, was unter bestimmten Umständen zu Konfusionen führen kann.

Die Klasse 6 («Halit-Replacements», Fig. 12) kann – in Abhängigkeit von Ort und Form des Auftretens – auf statische oder auf dynamische Rekristallisation zurückgeführt werden. Typische syn- bis posttektonische «replacements» sind Halit-Ausscheidungen entlang von Schieferungsebenen in Anhydrit-Falten. Die Klassen 6 und 7 («Fasersalze» und «Halit-Rudite», Fig. 12) können, je nach Situation, sowohl auf Subrosion als auch auf orogene Bewegungen zurückgeführt werden.

3.1.2.2 Sulfatdominierte Schichten

In diesen Schichten haben sich durchwegs bedeutende viskose Scherzonen entwickelt, und zwar auch dann, wenn niedrig viskose Salzlager vorhanden sind. Auf diese erstaunliche Tatsache wird später ausführlich eingegangen. Hier interessiert einzig, dass dieses Intervall die wohl spektakulärsten viskosen Deformationsstrukturen im gesamten Jura überhaupt hervorgebracht hat.

Der Abschnitt umfasst sowohl wohlgeschichtete, massive Anhydrite als auch überwiegend anhydritische Brekzienlagen im Dach oder anstelle von Halit-Lagern. Je nach Ausbildung des Salzagers und dem Mergelgehalt der «Oberen Anhydritschichten» sensu WIDMER (1991) (Fig. 8) ist diese Zone dünner oder mächtiger. So umfasst sie in der Bohrung Wisen, wo das Salzager synkinematisch weggelöst wurde, WIDMERS (1991) Schichten 3 bis 6. In Schafisheim, wo ein mittleres Salzager ausgebildet ist, umfasst sie demgegenüber DRONKERTS (1987) Schicht III B sowie den unteren Teil von III A (etwa ab dem Leit-anhydrit) (Fig. 7, 8). Es muss hier somit von einer vergleichsweise variablen ursprünglichen Mächtigkeit von 10 bis 25 m ausgegangen werden, die in tektonisch beanspruchten Gebieten zudem stark reduziert (z. B. in Wisen) oder erhöht sein kann (z. B. in Kienberg).

Im diskutierten Abschnitt dominieren die ausgesprochen reinen Sulfate ($\geq 95\%$ Sulfat-Anteil), die meist von mm-, selten cm-dicken, die Deformationsstrukturen nachzeichnenden mergeligen Anhydriten ($\geq 75\%$ Sulfat-Anteil, JORDAN & NÜESCH 1989a, JORDAN et al. 1990) unterbrochen werden. Untergeordnet treten auch sulfatärmere Schichten auf, die dann aber meist weit weniger verschert sind und in denen nicht selten sedimentäre Gefüge erhalten geblieben sind (Fig. 13).

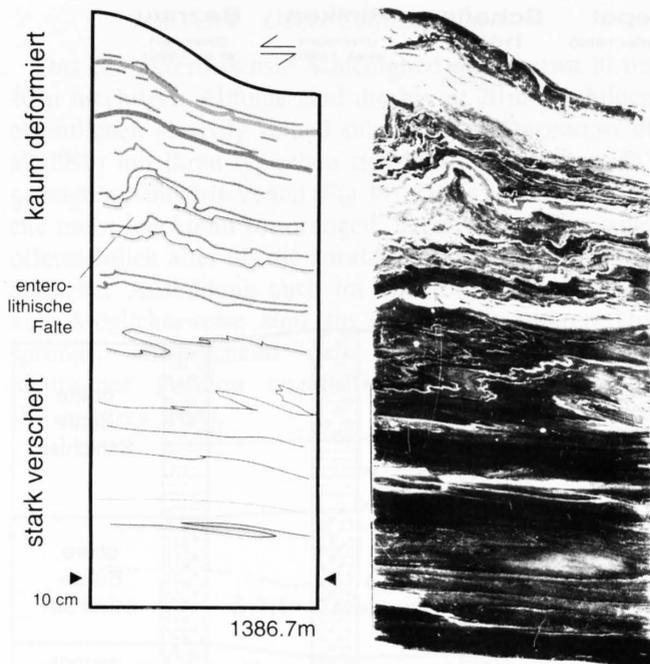


Fig. 13: Unterschiedlich starke Deformation in einem Kern aus den Sulfatdominierten Schichten (Anhydritgruppe) von Schafisheim. Praktisch undeformierte Schichten mit sedimentären enterolithischen Falten (oben) sind aufgrund eines höheren Gehalts an Dolomit und Ton in direkter Nachbarschaft zu einem hochverscherten Anhydrit-Mylonit (unten) erhalten geblieben.

3.1.2.3 Mergeldominierte Schichten

Dieser Abschnitt ist deutlich kompetenter als die liegenden Sulfatdominierten Schichten, jedoch weit inkompetenter als der hangende Anhydritdolomit. Dieses rheologische Verhalten gründet in der feinkbankigen Wechsellagerung von Anhydriten und Mergeln (Tone bis Dolomite), wobei die Mergel mengenmässig überwiegen. Die stoffliche Bankung und der signifikante rheologische Unterschied zwischen Mergeln und Sulfaten führt zu einer ausgeprägten Anisotropie, die sich in der intensiven Verfäلتung (z. T. Knickfalten) und in der Ausbildung von verschiedenen Scherflächen (S, Y usw.) manifestiert. Zudem erleichtern die Mergelzwischenlagen die Vergipsung des Anhydrits, was, rheologisch gesehen, nachhaltige Konsequenzen hat.

Die Mächtigkeit der Mergeldominierten Schichten variiert zwischen 20 und 30 m. Die Übergänge zu den Sulfatdominierten Schichten und zum Anhydritdolomit können fließend sein.

3.1.3 Gipskeuper

Die Sedimentologie des Gipskeupers wird von PRASAD (1970) und DRONKERT et al. (1990) eingehend beschrieben. Diese Autoren sowie weitere Bearbeiter (SCHMIDT et al. 1924, SCHINDLER 1962, SCHMASSMANN 1977) schlagen jeweils eine etwas abweichende stratigraphische Unterteilung vor (Fig. 14, 15). Von der Fragestellung der vorliegen-

den Arbeit her erwies sich die Einteilung SCHINDLERS (1962) als die zweckmässigste, spiegelt sie doch die rheologische Stratifizierung des Gipskeupers am besten wider. Sie wird hier, allerdings in einer verallgemeinernden Form (z. B. Sulfat statt Gips, Fig. 15), übernommen.

Ausgeprägte laterale Faziesänderungen (Sebkha!), tektonische Implikationen und unterschiedliche Aufschlussverhältnisse erschweren eine Korrelation der einzelnen Keuper-Profile (Fig. 14). Eine zweifache Repetition des Zyklus Sulfat-Wechsellagerung-Mergel zeichnet sich jedoch in allen Aufschlüssen ab (dabei wird der obere Mergelabschnitt traditionell dem Mergelkeuper zugerechnet). Im Ostjura, wo der Gipskeuper etwa 70–120 m mächtig (Fig. 16) und überwiegend mergelig ist, stellen die unteren Sulfatschichten ein wichtiges («roof thrust» der Muschelkalk-Schuppen), die oberen hingegen ein untergeordnetes Abscherniveau dar.

Gegen SW, d. h. in Richtung des Depotzentrums (bis gegen 400 m Gipskeuper bei Yverdon, Fig. 16), nimmt der Mergelanteil deutlich ab. An der Basis der beiden Zyklen sind bedeutende Salzlager ausgebildet (Fig. 17). Dabei ist das obere Salzlager – soweit dies bei den weitgestreuten und schlecht dokumentierten Bohrungen heute überhaupt feststellbar ist – durchwegs mächtiger (BITTERLI 1972).

In diesem oberen Salzlager scheint sich der eigentliche Haupt-Abscherhorizont des zentralen und westlichen Juras ausgebildet zu haben. Der Wechsel der basalen Scherzone vom mittleren Muschelkalk, der gegen SW vermergelt, in den mittleren Keuper verläuft etwa entlang einer Linie Bieler See–Fribourg. Auf den möglichen Zusammenhang dieser faziesbedingten lateralen Rampe mit der an entsprechender Position im Molassebecken auftretenden Querfaltenzone wurde bereits weiter oben hingewiesen.

Gegen NE und SE ist parallel zu einer deutlichen Mächtigkeitsabnahme des Gipskeupers als Ganzes (Fig. 16) ein zunehmender Ersatz der Sulfate durch Mergel (Bunte Mergel bzw. Quartenschiefer) zu beobachten (TRÜMPY 1959, VOLLMAYR & WENDT 1987).

3.1.3.1 Untere Sulfatschichten

Im Ostjura beginnen die Unteren Sulfatschichten über einem scharfen Kontakt zum liegenden Grenzdolomit in der Regel mit einer dünnen Sulfat-Mergel-Wechsellagerung (Fig. 14), die z. T. bituminöse Tonschiefer enthält (Lostorf). In der Beznau ist an der Basis eine Sulfat-Brekzie ausgebildet (Fig. 14), die möglicherweise ein hier einmal vorhandenes, nun aber weggelöstes Salzlager repräsentiert. Die darüber folgenden, meist massiven bis lagigen Sulfate (Gebänderter Anhydrit) sind hoch verformbar und zeigen oft spektakuläre Deformationsstrukturen. Die Mächtigkeit der Unteren Sulfatschichten variiert zwischen 10 und 25 m. Im Bereich des Belchen-Tunnels werden die Unteren Sulfatschichten durch eine mergelige Einschaltung zweigeteilt. Die Anhydrit-Schichten unterhalb dieser Einschaltung sind im Nordabschnitt bedeutend geringmächtiger, sehr wahrscheinlich als Folge tektonischer Ausdünnung (Fig. 14).

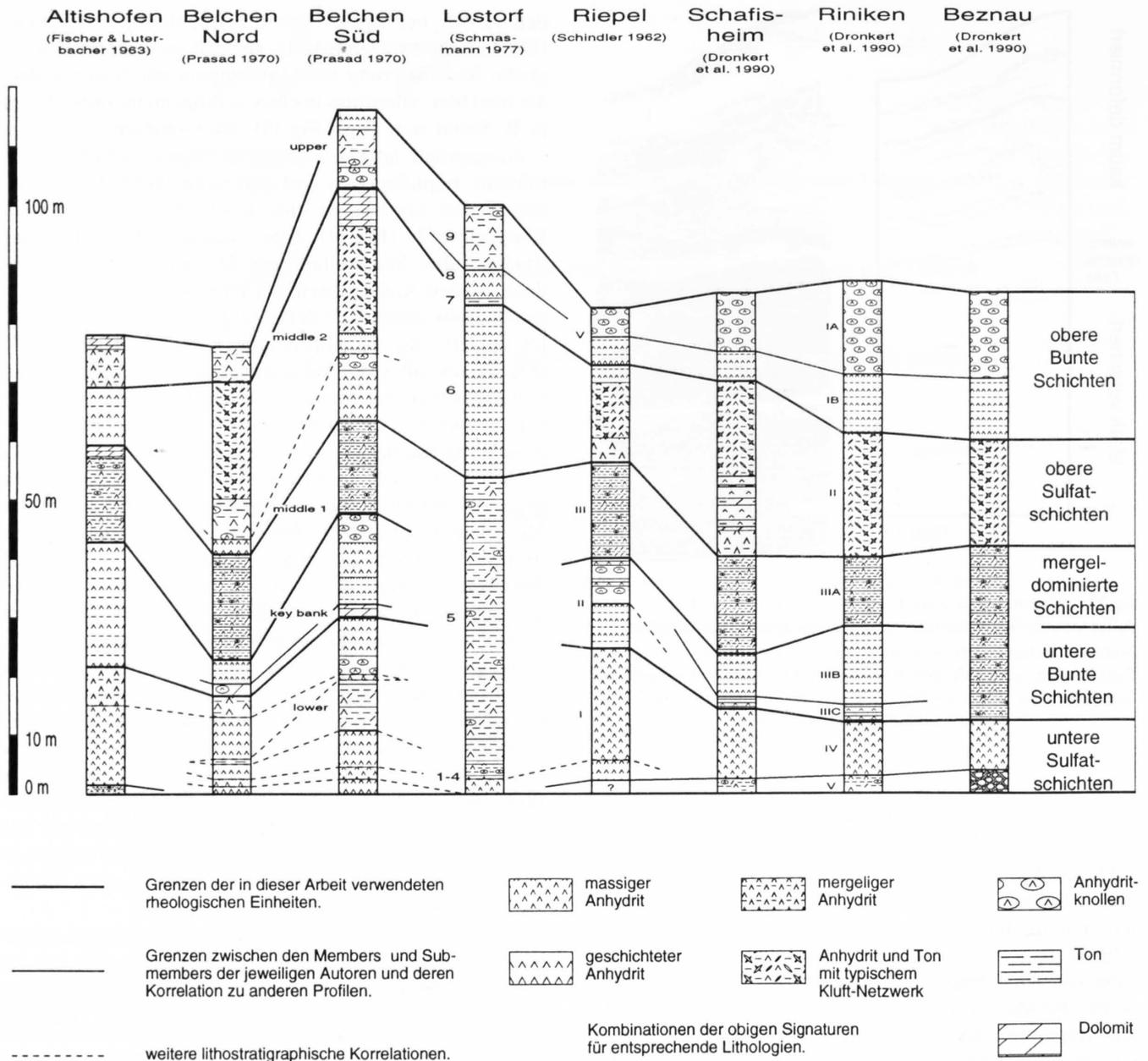


Fig. 14: Korrelation verschiedener Keuper-Profile der Nordschweiz.

3.1.3.2 Untere Bunte Schichten

Dieser Abschnitt wird von typischen grün-grauen Tonen und Mergeln mit Anhydrit-Knollen und -Lagen geprägt, die an der Oberfläche meist rot, weiss oder grau anwittern. Vereinzelt treten auch Dolomitlagen auf, so zum Beispiel die «dolomite key bank» (Fig. 14). Diese «key bank» hat bei der Entschlüsselung der komplexen Strukturen im Nordabschnitt des Belchen-Tunnels – die Bank wurde nicht weniger als 17mal angetroffen – eine zentrale Rolle gespielt (WOHNLICH 1967, PRASAD 1970). Die etwa 10 bis 20m mächtigen Unteren Bunten Schichten sind in der Regel kompetenter als die liegenden Unteren Sulfatschichten, aber weit inkompetenter als die hangenden Mittleren, Sulfatarmen Schichten.

3.1.3.3 Mergeldominierte Schichten

Dieser auch als Mittlere, Sulfatarme Schichten bezeichnete (Fig. 6), durchwegs etwa 15m mächtige Abschnitt zeigt deutliche Anklänge an die Unteren Bunten Mergel des Mergelkeupers. Mergel und Dolomite dominieren, während Anhydrit nur vereinzelt, meist in Form von Knollen, auftritt. In der Gipsgrube Riepel lässt sich eindrücklich beobachten, dass die Mergelschichten eine kompetente, eher rigide Zwischenschicht innerhalb des ansonsten duktilen Gipskeupers bilden.

3.1.3.4 Obere Sulfatschichten

Das charakteristischste Schichtglied dieser etwa 10 bis 40 m mächtigen Abfolge sind die bis zu 20 m mächtigen eigentlichen «heavily veined sulphcretes» (DRONKERT et al. 1990) mit ihren typischen sich kreuzenden, etwa 45° geneigten Anhydrit-Venen (Fig. 14). Diese an der Oberfläche meist leuchtend rot-orangen, netzartigen Venen sind offensichtlich älter als die Jurafaltung, treten sie doch in ähnlicher Ausbildung auch im undeformierten Vorland auf. Möglicherweise sind sie sogar sedimentären Ursprungs, entsprechend den im Belchen-Tunnel in identischer Position angetroffenen «Duodena-Falten» (LAUBSCHER 1984).

Unterhalb dieser charakteristischen Schicht treten in verschiedenen Profilen massive Anhydrite, «chicken wire»-Anhydrite und Anhydrit-Ton-Wechselagerungen auf (Fig. 14). Dieser basale Teil der oberen Anhydrit-Schichten ist im Nordabschnitt des Belchen-Tunnels tektonisch stark ausgedünnt. In der Gipsgrube Riepel hat sich in diesem Niveau eine spektakuläre Kleintektonik entwickelt.

3.1.3.5 Obere Bunte Schichten

Diese wiederum recht heterogene, etwa 10 bis 25 m mächtige Abfolge – mehrheitlich Mergel mit Sulfat-Knollen oder dünnen Sulfat-Bänken – verhält sich in der Regel spröde bis kataklastisch und bildet häufig schöne Kinkfalten aus.

3.2 Petrographie der Sulfat-Gesteine

3.2.1 Einleitung

Um den Grad der Verformung einer bestimmten Scherzone und die Prozesse, die zu dieser Verformung führten, akkurat analysieren zu können, ist es wichtig, den Protolithen, d.h. das Ausgangsgestein dieser Scherzone, zu kennen. Bei der vorliegenden Geometrie (es handelt sich ausschliesslich um Décollement-artige, d.h. schichtparallel verlaufende Scherzonen) ist die meist angewandte Technik, eine bestimmte Lithologie vom Zentrum der Scherzone in ihr unverformtes Äquivalent am Rande der Scherzone zu verfolgen, nicht anwendbar. Wohl sind in den vorliegenden Evaporit-Scherzonen graduelle Über-

gänge beobachtbar, doch sind diese Übergänge meist durch ursprüngliche sedimentpetrographische Änderungen bedingt.

Die Evaporit-Tektonite müssen somit mittels mineralogischer und sedimentpetrographischer Indizien ihren unverformten Äquivalenten zugeordnet werden. Aus dieser Sicht sollen in diesem Kapitel die Mineralogie, Petrographie und Geochemie sowie die sedimentären Gefüge und Strukturen der Sulfat-Gesteine kurz dargestellt werden. Der Schwerpunkt wird konsequenterweise im Vergleich von undeformiertem mit orogen verformtem Gestein liegen.

wichtigste Scherzonen	Lithologie Schematisch	Ungefähre Mächtigkeit im Osten	hier verwendete rheologische Unterteilung	Schindler 1962	Prasad 1970	Dronkert 1987, Dronkert et al. 1990
		10 - 15 m lokal bis 25 m	Obere Bunte Schichten	Obere Bunte Gruppe	Upper Gipskeuper	I: Anhydrite Nodules with Clay / Siltstone
		10 - 40 m	Obere Sulfatschichten	Obere Gipsgruppe	Massive Marly Sequence	II : Heavily Veined Sulphcretes
		~15 m	Mergeldominierte Schichten	Mittlere, Anhydrit-arme Schichten	Banded Sequence	IIIA: Banded Nodular Sulphates with Clay and Dolomite Beds
		10 - 20 m	Untere Bunte Schichten	Untere Bunte Gruppe		IIIB: Clay, Anhydrite Nod., Banded Sulpharen.
		10 - 25 m	Untere Sulfatschichten	Untere Gipsgruppe	Dolomite Key Bank	IIIC: Banded Sulpharen. with Stringers of Red Nod.
					Laminated Sequence	IV: Banded, Massive Sulpharenites V: Banded Sulpharenites with Dolomite and Clay

Fig. 15: Rheologische Einheiten des Gipskeupers im Ostjura in Korrelation mit lithostratigraphisch-sedimentologischen Unterteilungen. Die potentiellen Abschnerniveaus sind links angegeben.

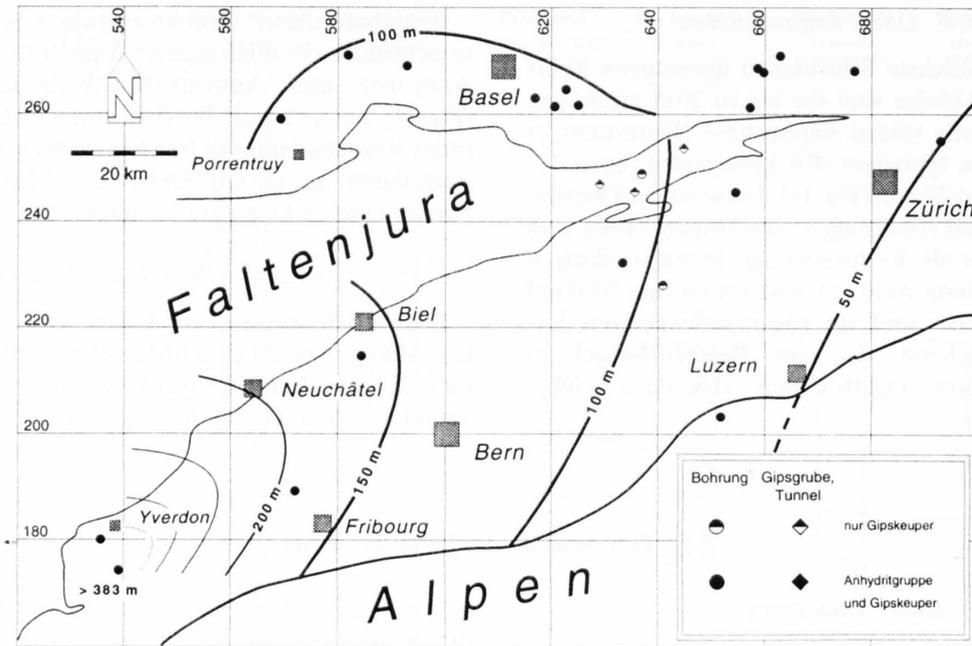


Fig. 16: Isopachenkarte des Gipskeuper, basierend auf Angaben von BITTERLI (1972), HAUBER (1980), VOLLMAYR & WENDT (1987) und NAGRA (1988).

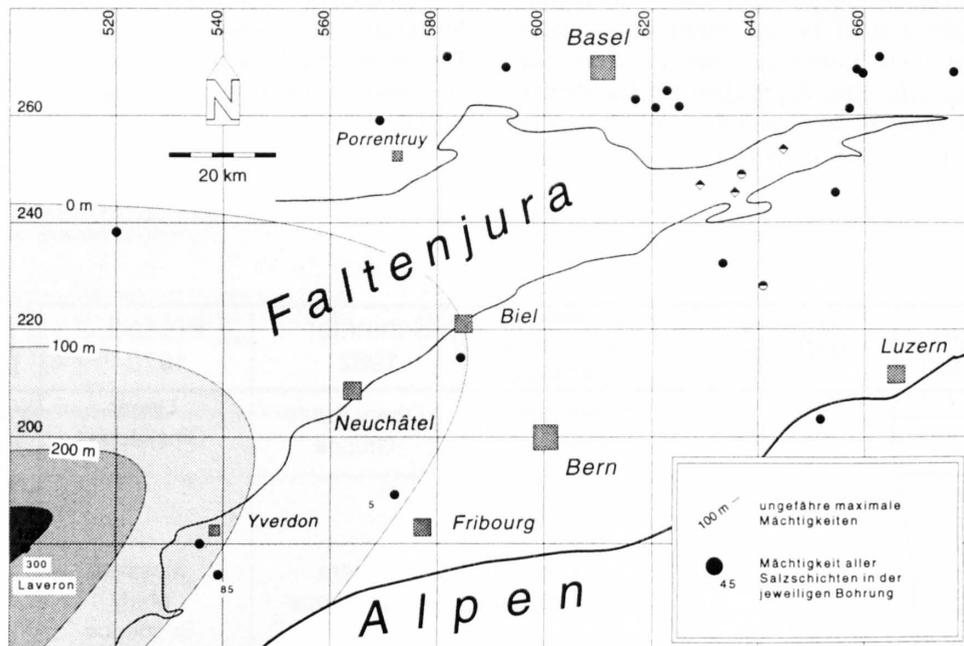


Fig. 17: Mächtigkeit der Salzlager im Gipskeuper (schematisch), basierend auf Angaben von BITTERLI (1972) und FISCHER & LUTERBACHER (1963).

Ein wichtiger Aspekt beim Studium der Evaporit-Deformation sind die möglichen Umwandlungsreaktionen, allen voran diejenige zwischen Anhydrit und Gips. Es ist daher ein weiteres Ziel dieses Kapitels, die Prozesse und, soweit möglich, Zeitpunkt, Tiefe und Ort dieser Umwandlung festzulegen.

Für eine Diskussion der Sedimentologie, Diagenese und Mineralogie der Evaporite sei hier auf PRASAD (1970), WIDMER (1991) und DRONKERT et al. (1990), für allgemeinere Darstellungen auf HOLLIDAY (1970), LANGBEIN et al. (1982) und DRONKERT (1985) hingewiesen.

3.2.2 Mineralogie der Sulfat-Scherzonen

Die wichtigsten Anhydrit-Scherzonen haben sich in den Sulfatdominierten Schichten der Anhydritgruppe und den beiden Sulfatschichten des Gipskeupers entwickelt. Im seichterem Bereich, im Zusammenhang mit der beginnenden Vergipsung und der Tonquellung, gewinnen zudem die Mergeldominierten Schichten der Anhydritgruppe und die Bunten Schichten des Gipskeupers an Bedeutung. Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über die in den betreffenden Schichten auftretenden gesteinsbildenden Minerale. Neben den Sulfaten interessieren hier auch die Tonminerale – und zwar vor allem die quellfähigen Formen Smektit und Corrensit – sowie die Karbonate, die als Fremdeinschlüsse einen nachhaltigen Einfluss auf die Rekristallisierfähigkeit der Sulfate und somit deren Festigkeit haben.

Als fibröse*) oder rekristallisiert-granulare Füllungen von Zerrklüften treten Anhydrit und, in den seichterem Zonen, Gips auf. Untergeordnet sind auch Coelestin-Fibern anzutreffen (Fig. 18).

Sulfate sind chemisch, insbesondere im oberflächennahen Bereich, äusserst instabil. So können sich Gips und Anhydrit während Sedimentation, Diagenese, tektonischer Überprägung und Exhumierung mehrmals gegenseitig ersetzen. Im weiteren kann das Überwachsen von Anhydrit durch Megaquarz, Dolomit oder Fluorit beobachtet werden. Diese «replacements» sind in der überwiegenden Zahl der Fälle diagenetisch und somit präkinematisch.

*) Um eine Verwechslung mit dem sedimentpetrographischen Begriff «Anhydrit-Fasern» (z. B. in filzigem Anhydrit; Kap. 3.2.3.1) zu vermeiden, werden hier im Zusammenhang mit stengeligen Aggregaten, die im «crack-and-seal»-Prinzip in tektonischen (z. B. Druckschatten, Zerrklüfte) und atektonischen Hohlräumen (z. B. «satinspars») wachsen, die Begriffe «Fibern» bzw. «fibröser Anhydrit/Gips» verwendet.

Etwas anders sieht es beim Überwachsen von Anhydrit durch Halit aus, das zumindest teilweise syn- bis postkinematisch ist. Das eher selten zu beobachtende Überwachsen von Dolomit durch Anhydrit («korrodierter Dolomit», FISCHER & LUTERBACHER 1963) ist in dieser Form vermutlich diagenetisch. In verschiedenen besonders reinen Sulfat-Tektoniten scheint es aber durchaus plausibel, dass ehemals vorhandene Dolomit-Einsprenglinge weggelöst bzw. überwachsen wurden.

3.2.3 Petrographisches Gefüge der Sulfate im Lichte der Sulfatdeformation

3.2.3.1 Mesoskopisches und mikroskopisches Gefüge der Anhydrite

Anhydrit-Gesteine treten als massige oder lagige Bänke unterschiedlicher Mächtigkeit, als Linsen sowie als isolierte Knollen auf. Anhydrit-Gesteine sind in der Regel durch unterschiedliche Gehalte an Ton, Dolomit, Magnesit usw. verunreinigt (Tab. 2). Reine Varietäten (>98% CaSO₄) sind eher selten.

Aus sedimentpetrographischer Sicht muss aller Anhydrit – mit Ausnahme einiger Formen von leistenförmigem Anhydrit, den sogenannten Akkumulat-Anhydriten (s. u.) – als sekundär, d. h. durch Umkristallisation aus Gips entstanden, bezeichnet werden. Für die vorliegende Arbeit ist es jedoch sinnvoller, den Begriff *primäre Anhydrite* auf alle Anhydrite anzuwenden, die zu Beginn der Deformation *vorhanden* waren. *Sekundäre Anhydrite* wären somit sinngemäss Anhydrite, die während der Deformation *entstanden* oder *umkristallisiert* sind, wie z. B. dynamisch rekristallisierte Anhydrite und die meisten fibrösen Anhydrite.

Tabelle 2: Petrographie der Anhydritgruppe (ohne Anhydritdolomit und Salzlager) und des Gipskeupers.

Mineral	Anhydritgruppe			Gipskeuper		
	Anteil in Vol%			Anteil in Vol%		
	Ø 1)	ALLE 2)	SHA 3)	Ø 1)	ALLE 2)	SHA 3)
Anhydrit	49	(0-97)	(0-92)	37	(0-98)	(0-98)
Gips		(0-90)	(0)		(0-90)	(0)
Kalzit	-	(0-1)	(0-2)	2	(0-73)	(0-1)
Dolomit, Magnesit	10	(0-84)	(0-84)	20	(0-86)	(0-84)
Quarz	3	(0-22)		1	(0-38)	
Tonminerale und Akzessorien (z.B. Pyrit)	38	(3-100)		40	(7-90)	
<u>Einzelne Tonminerale</u>						
(Σ Tonmin. =100%)						
Illit	55	(15-80)	(20-95)	55	(5-95)	(35-85)
Chlorit	15	(5-30)	(0-15)	15	(0-30)	(0-30)
Corrensit	25	(0-80)	(0-50)	30	(0-65)	(0-65)
Illit/Smektit, Smektit	5	(0-80)	(5-85)	-		

1) Durchschnitt aller Nagra-Bohrungen (Nagra 1988).

2) Streubereich in allen Nagra-Bohrungen (Matter et al. 1988a, b, c; Peters et al. 1986, 1989a, b).

3) Streubereich in der Bohrung Schafisheim (Matter et al. 1988c).

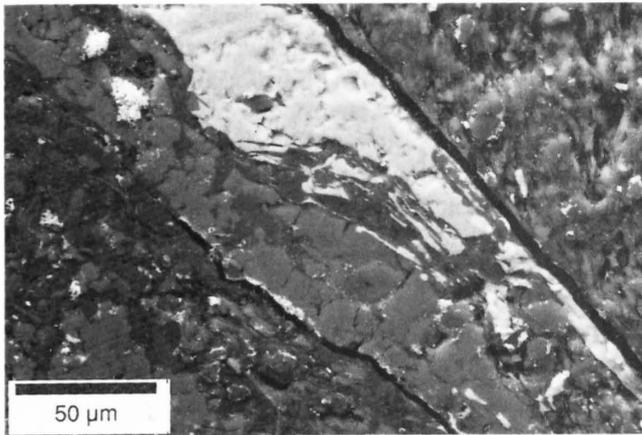


Fig. 18: Celestin-Fibern (hell) in teilweise vergipster (dunkel) Anhydrit-Kluft (mittelgrau, von links oben nach rechts unten; fleckiges Wirtgestein; Tonminerale) (REM-BSE-Bild, Belchen-Tunnel).

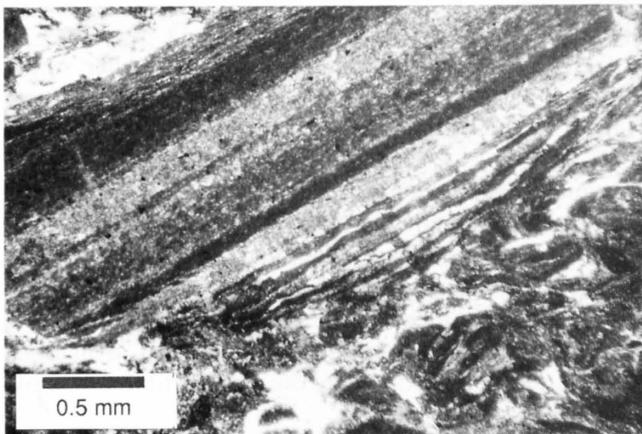


Fig. 19: Gradierte Anhydrit-Mergel-Wechselagerung. Isoliertes Bruchstück in einer tektonischen Brekzie aus der Gipsgrube Kienberg (Dünnschliff-Bild).

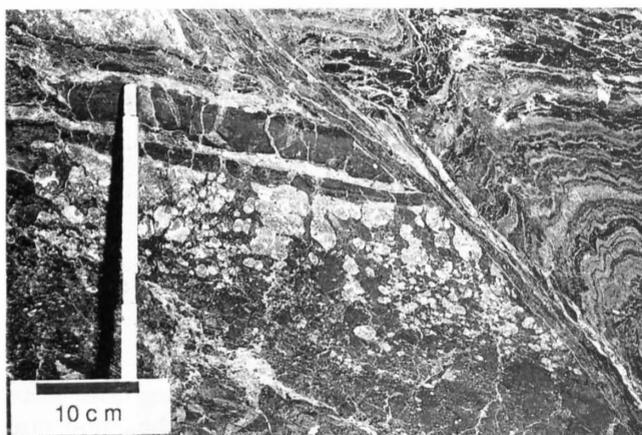


Fig. 20: «Chicken wire»- bis Knollen-Anhydrit im Bereich der «dolomite key bank» (links unten) im Gipskeuper des Belchen-Tunnels. Oberhalb der Überschiebung gradierte Anhydrit-Ton-Wechselagerung mit Schleppfalten am Überschiebungskontakt.

Als ursprüngliche, d. h. *primäre mesoskopische Gefügetypen* treten in den triassischen Anhydriten der Nord-schweiz folgende Formen auf:

- Gewachsene Anhydrit-Krusten, die z.T. enterolithisch verfaultet sind (Fig. 13), und *selenitische Anhydrite* (pseudomorph nach Gips-Seleniten), die meist als reine oder verunreinigte Bänke auftreten.
- Geschüttete, *arenitische Anhydrite* (aus Gips-Areniten) bzw. *Akkumulat-Anhydrite* (sedimentologisch primäre Anhydrite, «graded anhydrite laths beds», DRONKERT et al. 1990), deren Auftreten von reinen Anhydrit-Bänken bis zu anhydritführenden Mergeln reicht, und welche oft gradiert sind (Fig. 19).
- Gewachsene, mehr oder weniger isometrische, aus sedimentären Gips-Knollen entstandene *Anhydrit-Knollen*. Sie treten häufig isoliert oder als – z.T. enterolithisch verfaultete – Lagen («sulph-cretes») in Ton-Mergel-Gesteinen, seltener in Karbonaten, auf. Bänke, die überwiegend aus Anhydrit-Knollen bestehen, werden als «chicken wire»-Anhydrite bezeichnet (Fig. 20).
- Kollaps- und Lösungs-Anhydrite oder *Anhydrit-Brekzien*, die durch das Weglösen von Steinsalz entstanden sind. Diese Brekzien können sowohl auf triassische synsedimentäre als auch auf spätere – prä-, syn- oder postkinematische – Subrosion zurückgeführt werden. Eine genaue Zuordnung gestaltet sich oft schwierig.

Typische Phänomene der tektonischen Überprägung dieser initialen Gefügetypen sind

- Verwischung selenitischer und anderer Sedimentstrukturen (JORDAN et al. 1990).
- Überprägung und Amplifizierung der enterolithischen Falten (JORDAN & NÜESCH 1989a, s. a. Kap. 6.2).
- Boudinage («pull-aparts») von tonigen bis mergeligen Zwischenlagen wie auch von verunreinigten Anhydrit-Lagen innerhalb von reinen Anhydriten (SCHREIBER et al. 1982, s. a. Kap. 6.3).
- Ausbildung von Scherzonen-parallelen Anhydrit- und Gips-Fibern in Druckschatten (MALAVIEILLE & RITZ 1989, s. a. Kap. 6.3).
- Entwicklung einer sekundären, engständigen, oft in liegende isoklinale Falten gelegten Foliation, die in dieser Form untypisch für primäre Anhydrite ist (HELMAN & SCHREIBER 1985, s. a. Kap. 5.2.1.2).
- Längung der Anhydrit-Knollen (VAN BERKEL et al. 1986, s. a. Kap. 6.3).
- Auswalzung der Anhydrit-Brekzien zu laminierten massiven Anhydriten (JORDAN et al. 1990).

Ein weiteres typisches Phänomen deformierter Sulfat-Abfolgen ist das dichte Nebeneinander von hoch verscherzten Zonen und praktisch undeformierten Abschnitten mit vorzüglich erhaltenen Sedimentstrukturen (Fig. 13), die einen tektonisch nicht versierten Betrachter oft dazu verleiten, solche Sequenzen als undeformiert zu bezeichnen (vgl. SCHREIBER et al. 1982). Orogene Faltung wird dann fälschlicherweise enterolithischen oder «slumping»-Prozessen zugeschrieben. Es ist daher sinnvoll, an dieser Stelle auf einige markante Unterschiede zwischen sedimentären und tektonischen Falten hinzuweisen.

Synsedimentäre Faltung in Evaporiten kann ihre Ursache in Algenwachstum, exzessivem Kristallwachstum (enterolithische Falten) oder «slumping» haben (z. B. DRONKERT et al. 1990). Bei der überwiegenden Mehrzahl dieser Falten handelt es sich um offene, unregelmässige und mehr oder weniger symmetrische Strukturen mit annähernd senkrechten Achsenebenen, deren Amplitude meist im mm- bis cm-, selten im dm-Bereich liegt (Fig. 13). Zum Teil sind entsprechende Antiformen durch synsedimentäre Erosion gekappt. Sofern nicht weiter überprägt, können diese Strukturen daher meist eindeutig von rein

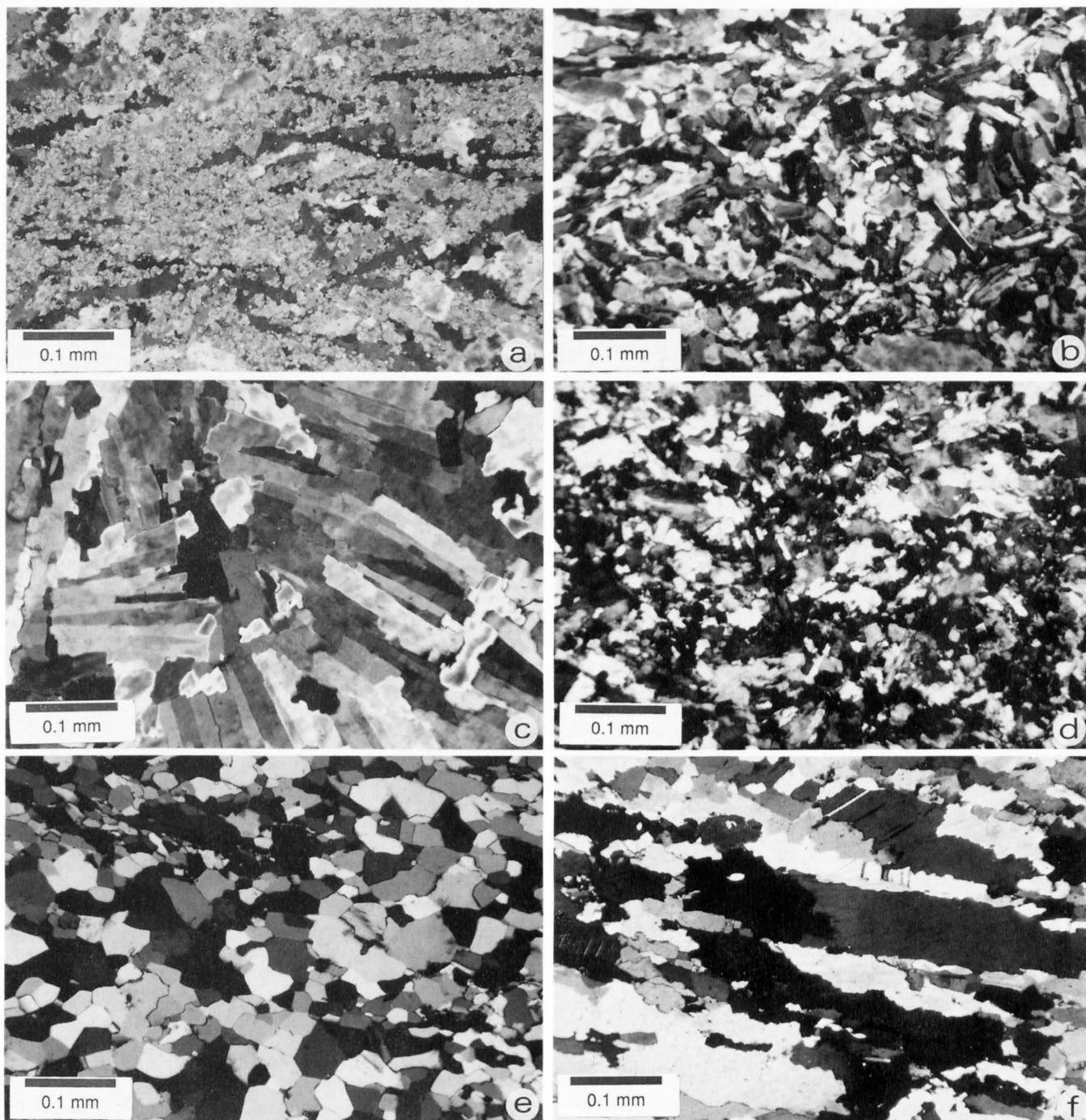


Fig. 21: Typische Anhydrit-Gefüge in den Evaporiten der Nordschweiz (Dünnschliff-Bilder, polarisiertes Licht).

a–d) Praktisch undeformierte Gefüge (Belchen-Tunnel): a) Anhydrit-Leisten in dolomitischer Matrix; b) filziger Anhydrit (Übergang zu Leisten-Anhydrit); c) Garben-Anhydrit (sekundäre Leisten), entstanden bei der Umkristallisation aus Gips; d) Matrix-Anhydrit (aus Matrix-Gips entstanden); e–f) tektonische Gefüge: e) granoblastischer Anhydrit, isometrisch (Deformationsregime 2/3, Altishofen); f) granoblastischer Anhydrit, gelängt (Deformationsregime 2, Wisen).

orogen induzierten Falten unterschieden werden, die in der Regel geometrisch regelmässig («class 1C-» bis «class 3-folds», RAMSAY 1967), asymmetrisch und häufig überkippt bis liegend sind. Im Zweifelsfall hilft eine mikrostrukturelle Analyse weiter (s. u.).

Beim *mikroskopischen Gefüge* kann wiederum, zum Teil sogar besser als beim mesoskopischen, zwischen eindeutig primären und eindeutig sekundären Strukturen unterschieden werden. Zu den typisch *primären Gefügen* zählen

– Der *leistenförmige Anhydrit* (Fig. 21a), der sowohl durch direkte Sedimentation von Anhydrit-Leisten in ein ansonsten toniges Milieu (Akkumulat-Anhydrit) als auch durch direktes Wachstum im Sediment entsteht. Die einzelnen Anhydrit-Leisten sind in der Regel etwa 200–500 μm lang und 5–20 μm dick. Die Übergänge zu filzigem bzw. Flaser-Anhydrit sind jedoch fließend. Akkumulat-Anhydrite haben bei tektonischer Überprägung eine grosse Überlebenschance, da das dispers verteilte Karbonat die Leisten an der Umkristallisation hindert. So sind die Leisten häufig tangential um Faltscharniere herum angeordnet.

- *Filziger Anhydrit* (Fig. 21b) entsteht durch Wachstum von Anhydrit-Fäserchen in vorwiegend dolomitischem bis tonigem Sediment (DRONKERT et al. 1990). Die einzelnen Fasern ($<50\ \mu\text{m}$ lang) sind mikroskopisch meist nur sehr schwer in ihrer Ausdehnung zu erkennen. Strukturen und Texturen sind optisch kaum feststellbar. Häufig sind die Nadeln wirr angeordnet, seltener bilden sie fluidale Gefüge.
- *Garben-Anhydrit* («anhydrite sheaves», Fig. 21c) stellt eine gröbere Varietät des filzigen Anhydrits dar. Typisch sind rosetten- oder garbenförmige Strukturen mit Durchmessern bis zu 1,5 mm. Daneben existieren aber auch lagige, fluidale und wirre Ausbildungen. Die einzelnen Fasern sind in der Regel klar begrenzt, wobei die Korngrenzen häufig sägezahnartig suturiert sind.
- *Matrix- oder aphanitischer Anhydrit* (Fig. 21d) ist eine sehr feinkörnige bis kryptokristalline Anhydrit-Varietät (Korngrößen $<<10\ \mu\text{m}$), die praktisch ausschliesslich in Anhydrit-Knollen auftritt und dort die erste Generation bei der Anhydritisierung der ursprünglichen Gips-Knollen darstellt. Im Innern der Knolle wird er später häufig von größerem, blockigem Anhydrit, am Rand der Knolle hingegen von leistenförmigem Anhydrit überwachsen.

Überwiegend tektonischen Ursprungs sind dagegen der granoblastische und der fibröse Anhydrit

- Als *granoblastischer Anhydrit* wird ein besonders reines Anhydrit-Rekristallit mit klar definierten Korngrenzen bezeichnet, das typisch für Anhydrit-Tektonite ist, und zwar ungeachtet, ob sie postkinematisch rekristallisiert sind oder nicht. In atektonischen Anhydriten tritt granoblastischer Anhydrit praktisch nicht oder nur äusserst punktuell auf (s. u.). Dieser Anhydrit-Typ wird sediment-petrographisch, ungeachtet seiner Genese und Kristallform (Achsenverhältnis, Korngrenzen), meist als «blocky anhydrite» bezeichnet (z. B. DRONKERT et al. 1990), was zu Konfusionen führen kann. Die Korngrösse des granoblastischen Anhydrits kann zwischen einigen Mikron und etwa $500\ \mu\text{m}$ variieren. Die einzelnen Körner können isometrisch («foam structure», Fig. 21e) sein, meist sind sie aber – abhängig vom Deformationsgrad und -mechanismus – mehr oder weniger gelängt und weisen in bestimmten Deformationsregimes Subkörner und Zwillinge auf (dynamische Rekristallite, Fig. 21f). Die Korngrenze kann mehr oder weniger gewellt sein (Korngrenzwandern), ist aber immer klar definiert.

Grundsätzlich existieren zwei Prozesse, die zur Bildung von granoblastischem Anhydrit führen können: direkte Umkristallisation aus primären Anhydriten, verbunden mit einer Verdrängung (Überwachsung) allfälliger Unreinheiten, oder Umkristallisation von Anhydrit-Fasern (s. u.).

Mehr oder weniger isometrische granoblastische Anhydrite («foam structure») finden sich in grösseren Tiefen ($>1,5\ \text{km}$). In den hier untersuchten Proben handelt es sich durchwegs um zum Teil postkinematisch leicht getemperte Anhydrit-Tektonite. Entsprechende «Anhydrit-Marmore» sollen aber auch in undeformierten, tief versenkten Sulfaten gefunden worden sein («deep burial replacements», z. B. DRONKERT et al. 1990). Eindeutig atektonischen Ursprungs sind einzig einige räumlich sehr begrenzte granoblastische «replacements» im Kern von Anhydrit-Knollen sowie die seltenen Pseudomorphosen nach leistenförmigen oder selenitischen Anhydriten.

- *Fibröse Kluft-Anhydrite* (Fig. 22) sind im «crack-and-seal»-Mechanismus entstanden. Sie bildeten sich in Tiefen über 600 m bei der Boudinage von mergeligen Zwischenlagen in viskosen Anhydriten, beim Voneinanderablösen ebensolcher Horizonte im Rahmen von Faltungen sowie bei der kataklastischen Deformation toniger bis karbonatischer Bänke und Abfolgen. Dabei sind solche sekundäre Anhydrit-Ausscheidungen nicht nur aus den Evaporiten selber,

sondern auch aus weit darüber liegenden Formationen bis hinauf zum Opalinus-Ton bekannt (FISCHER & LUTERBACHER 1963, MATTER et al. 1988c). Die bis zu 5 mm langen Fasern wurden nach ihrer Bildung nicht selten verformt, was sich durch Rekristallisation zu (gelängtem) granoblastischem Anhydrit und häufig auch durch damit verbundene Korngrößenveränderungen manifestiert. Nicht rekristallisierte Anhydrit-Fasern sind vorzügliche kinematische Indikatoren, bilden sie doch die oft komplexe Deformationsgeschichte ab (Fig. 22).

3.2.3.2 Gefüge sekundärer Gipse

Gips tritt im untersuchten Gebiet ausschliesslich als Umwandlungsprodukt aus Anhydrit oder als fibröse, z. T. auch alabastrine oder granoblastische Füllung von Entlastungsrissen («satinspars») und tektonischen Zerrklüften auf.

Im mesoskopischen Bereich entsprechen die *primären* (d. h. prä- oder atektonischen) Strukturen mehr oder weniger ihren anhydritischen Äquivalenten. Es ist wichtig, schon hier darauf hinzuweisen, dass die Umwandlung von Anhydrit zu Gips praktisch ohne Volumenänderung abläuft («volume-by-volume replacement»; das überschüssige Sulfat wird ausgewaschen oder in Gips-Klüften abgelagert). Sowohl sedimentär-diagenetische als auch tektonische Gefüge werden daher bei der Vergipsung praktisch nicht verändert. *Sekundäre* (d. h. synorogene) Gips-Strukturen sind im mesoskopischen Bereich die feinlamellierten Gips-Myonite, die «gypsum ribbons» (weiträumig in der Schieferungsebene verwischte Gips-Fasern) und die Ton-Gips-Tektonite, auf die später noch eingegangen wird.

Im mikroskopischen Bereich ist eine Trennung in tektonische und atektonische Gefüge im Unterschied zum Anhydrit nicht mehr so einfach durchführbar. Vielmehr ist der Übergang zwischen *dynamischer* und *statischer Vergipsung* fließend. Die dynamische Vergipsung umfasst die Hydratisierung anhydritischer Gefüge während der Defor-

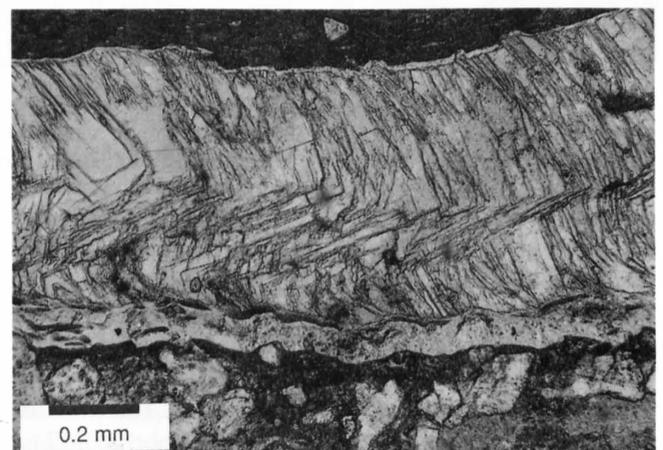


Fig. 22: Eine im «crack-and-seal»-Mechanismus gewachsene Anhydrit-Kluft zeichnet die Ablösungsgeschichte zweier dünner Mergelhorizonte während der Faltung ab. Helle Bänder zwischen Anhydrit-Vene und Wirtgestein sind postkinematische «satinspars» (fibröser Gips) (Dünnschliff-Bild, Belchen-Tunnel).

mation (die nachhaltigen rheologischen Folgen dieser Umwandlung werden noch zur Sprache kommen) wie auch die Gesamtheit aller syntektonischen Gips-Ausscheidungen.

Prinzipiell können bei der Vergipsung drei sukzessive Stadien beschrieben werden, die im folgenden für den statischen Fall dargelegt werden.

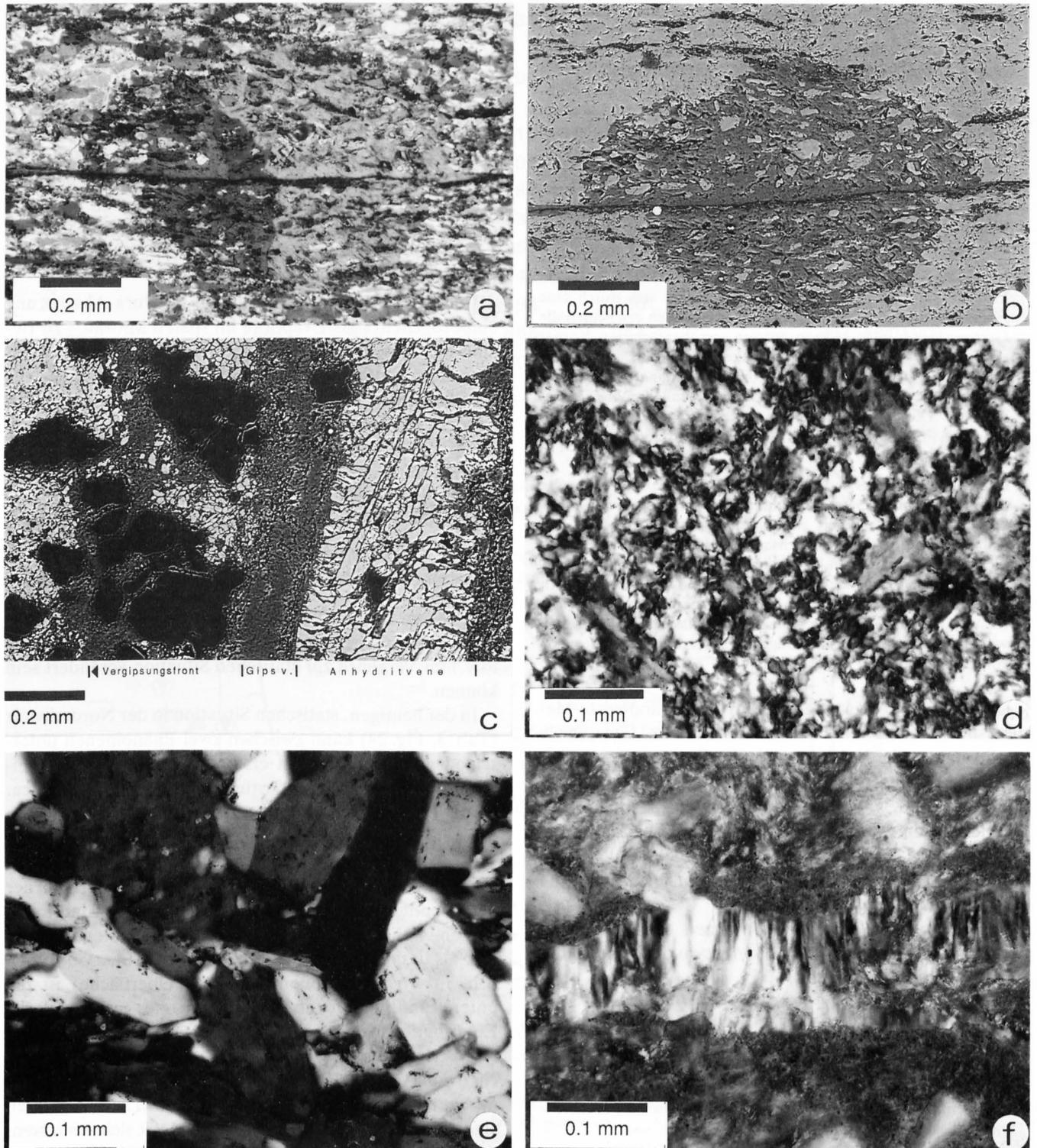


Fig. 23: Typische Gefüge der statischen Vergipsung in den Evaporiten der Nordschweiz.

a und b) Poikilitische «Gips-Sphäre» (aus zwei Einkristallen bestehend), von Tonhorizont (dunkel) aus nukleiert; a) Dünnschliff-Bild; b) REM-BSE-Bild (Anhydrit hell, Gips dunkel), Bohrung Wisen; c) beginnende Vergipsung einer Anhydrit-Vene. Der Gips (dunkelgrau) propagiert entlang der Korngrenzen sowohl in die Kluft als auch in das Wirtgestein. Links im Bild stark verästelte Vergipsungsfront. Schwarze Flecken sind Dolomit-Kristalle (REM-BSE-Bild, Belchen-Tunnel); d) alabastriner Gips (Dünnschliff-Bild, Gipsgrube Kienberg); e) idioblastischer oder Mosaik-Gips (Dünnschliff-Bild, Gipsgrube Kienberg); f) im «crack-and-seal»-Prinzip gewachsene, statische Gips-Vene («satinspar») (Dünnschliff-Bild, Belchen-Tunnel).

- 1) In einem ersten Stadium nukleieren *sphärenförmige Porphyroblasten* (Fig. 23a; «porphyroblastic secondary gypsum», DUNHAM 1948, HOLLIDAY 1970). Die Sphären sind in der Regel xenomorph (mit stark undulierenden, schlecht definierten Korngrenzen), z. T. aber auch hypidiomorph (d. h. ein Teil der Sphärenbegrenzung stellt Gips-Kristallflächen dar). Sie sind meist poikilitisch, d. h. sie schliessen Anhydrit-Relikte ein (Fig. 23a, b). In teilweise vergipsten Anhydrit-Tektoniten geben Form und kristallographische Einregelung dieser Anhydrit-Relikte Aufschluss über frühere Deformationsphasen. Die Nukleationskeime der Gips-Sphären sind in den meisten Fällen entlang von (feinsten) Mergelsäumen konzentriert. Die Sphären können einige Zentimeter gross werden und bestehen meist aus einem, seltener aus zwei bis drei Gips-Kristallen, die dann untereinander klar definierte Korngrenzen bilden (Fig. 23a). Die Sphärenbegrenzen propagieren häufig entlang von Anhydrit-Korngrenzen und folgen nicht selten Schwächezonen im Gestein, wie z. B. Schieferungsflächen (Fig. 23c). Die porphyroblastische Vergipsung, ein Vorläufer der Hauptvergipsung, erfasst in der Regel nur einige Prozent des ursprünglichen Anhydrits und wird dann von alabastrinem Gips überwachsen.
- 2) Der *alabastrine sekundäre Gips* (OGNIBEN 1957) (Fig. 23d), ein Produkt der Hauptvergipsungsphase, zeichnet sich durch eine filzige Struktur aus. Erst in ganz dünnen Schliften erscheinen die Grenzen der wenige Mikron grossen, amöbenförmigen Körner als scharfe, sehr stark verschlungene Flächen. Häufig haben grössere Bereiche benachbarter Körner, sogenannte «superindividuals» (OGNIBEN 1957), eine ähnliche kristallographische Einregelung. Diese Bereiche, die mit Kristalliten in Metallen vergleichbar sind, können Durchmesser von mehreren Zentimetern erreichen.
- 3) Nach dem Abschluss der Hauptvergipsungsphase – d. h. wenn in einem bestimmten Gesteinsvolumen aller Anhydrit vergipst ist – beginnt *idioblastischer bis granoblastischer Gips* (Fig. 23e) den alabastrinen Gips zu überwachsen. Die ersten Neoblasten sind meist idiomorph, ihr Nukleationsort scheint an keine erkennbare Struktur chemischer oder textueller Art gebunden zu sein. Mit zunehmender Rekristallisation berühren sich die einzelnen Neoblasten, und das Gestein erscheint granoblastisch. Nicht selten wird dieses granoblastische Gefüge von einer nächsten Generation von Gips-Idioblasten überwachsen.

Die Bildung der grösstenteils im «crack-and-seal»-Mechanismus wachsenden und daher fibrösen *Gips-Venen* («satinspars», Fig. 23f) beginnt in der Regel noch vor dem Einsetzen der eigentlichen Vergipsung des Anhydrit-Gesteins (Kap. 3.2.3). In den überwiegend horizontalen Entlastungsklüften wachsen feine und dadurch häufig samtig erscheinende Gips-Fasern. Im atektonischen Fall erfolgt das Faserwachstum in der Regel senkrecht zur Bruchfläche und somit vertikal.

Bei einem *syntektonischen Einsetzen* der Vergipsung sind einige signifikante Abweichungen zu den vorgenannten Strukturen zu beobachten.

- Die Gips-Fasern der «satinspars» bilden die oft komplexe Öffnungsgeschichte ab. Sie verlaufen daher häufig subparallel zur Schieferung und sind oft geschwungen.
- Gips-Fasern wachsen auch in Druckschatten und bilden dort die inkrementale Streckungsrichtung und so nicht selten die räumliche und zeitliche Änderung derselben ab.
- Andererseits werden die Gips-Fasern häufig nach ihrer Bildung deformiert, und zwar in der Regel unter Verwischung der ursprünglichen Fiber-Textur durch dynamische Rekristallisation. Ausgewalzte Druckschatten-Füllungen können einige Zentimeter lang werden («gypsum ribbons»).
- Der alabastrine Gips wächst in einem orogenen Spannungsfeld. Die Superindividuen zeigen meist eine deutliche Längung parallel zur inkrementalen Extensionsrichtung.

- Alabastriner oder granoblastischer Gips wird nach seiner Entstehung deformiert. Undulöses Auslöschchen, Subkornbildung, Längung der Domänen und eine vergleichsweise stärkere Undulation der Korngrenzen als im statischen Fall sind die Folgen.

3.2.4 Zur statischen und dynamischen Vergipsung von Anhydrit

Eine Vielzahl von sedimentologischen und sediment-petrographischen Indizien sowie Vergleiche mit anderen Anhydrit-Abfolgen – z. B. im mittel- und süddeutschen Raum (REIMANN 1984) – belegen unzweifelhaft, dass spätestens zu Beginn der Jura-Abscherung der gesamte sedimentär und diagenetisch gebildete Gips zu Anhydrit umgewandelt wurde (PRASAD 1970, SHEARMAN 1985, SONNENFELD 1984, DRONKERT 1987, WIDMER 1991, DRONKERT et al. 1990 u. a.).

Im weiteren lagen alle später in die Jura-Abscherung einbezogenen Trias-Evaporite im späten Miozän – zu Beginn der Abscherung also – in Tiefen von ≥ 1200 m. Der damalige geothermische Gradient betrug mindestens $40^\circ\text{C}/\text{km}$ (Kap. 2.3.1). Es kann also davon ausgegangen werden, dass der überwiegende Teil der Evaporite damals Temperaturen von $\geq 60^\circ\text{C}$ ausgesetzt war und somit Gips unter allen denkbaren Bedingungen (Druck, Salinität, Wasserdurchfluss usw., s. u.) stabil war.

Bei der Ermittlung der Untergrenze der Vergipsung muss grundsätzlich zwischen zwei verschiedenen Situationen unterschieden werden, einer *statischen* und einer *dynamischen*, da verschiedene die Vergipsung kontrollierende Grössen, wie z. B. Permeabilität und Kluftraum, während dynamischen Prozessen (Faltung, Aufschubung usw.) im Vergleich zur statischen Situation verändert sein können.

In der heutigen, statischen Situation in der Nordschweiz (Tab. 3, Fig. 24) kann zwischen zwei Phänomenen unterschieden werden: 1. dem ersten Auftreten von Gips-Fasern («satinspars») in Entlastungsklüften, das heute in ca. 450 m Tiefe lokalisiert werden kann, und 2. dem Beginn der Vergipsung des eigentlichen Anhydrit-Gesteins. Diese Vergipsung geht von Aquiferen (Dolomit- und Mergelbänken) aus, die über, unter und z. T. auch innerhalb der betreffenden Anhydrit-Schichten liegen. Das Eindringen von einem liegenden Aquifer ist dabei bedeutend langsamer als dasjenige von einem hangenden (REIMANN 1984), d. h. in einer gegebenen Tiefe (ab Oberfläche) ist die untere Eindringtiefe (ab Schichtunterseite) geringer als die Eindringtiefe von oben. Die Figur 24 zeigt, dass in der Nordschweiz erste Vergipsungsphänomene an Oberflächen von Anhydrit-Bänken in Tiefen von ca. 350 m, solche an Unterseiten hingegen erst ab ca. 280 m zu beobachten sind*). Aus dieser Zusammenstellung lässt sich schliessen, dass mit Gips-Fasern in Druckschatten ab Tiefen von ≤ 450 m, mit Gips-Tektoniten an der Oberfläche von Sulfat-Bänken ab Tiefen von 350 m und mit solchen innerhalb massiver Sulfat-Bänke vielleicht ab ≤ 200 m zu rechnen ist.

*) So ist zum Beispiel in 50 m Tiefe die Vergipsungsfront ca. 18 m von oben und ca. 7 m von unten eingedrungen.

Tabelle 3: Tiefstes Auftreten von Gips-Fels und Gips-Fibern in verschiedenen Bohrungen der Nordschweiz.

Bohrung, Tunnel	Gipskeuper		Anhydritgruppe 1)		Tiefstes Auftreten von Gips	
	Top (m)	Basis (m)	Top (m)	Basis (m)	Tiefe (m)	Formation
T tektonisiert						
T Wisen	-	-	39	63	63	basale tekt. Brekzie
Kaisten	-	-	-	-	94	Wellendolomit
Leuggern	-	-	100	160	165	Orbicularis-Mergel
T Belchen-Tunnel	30-180		-	-	180 2)	Gipskeuper
T S99	?	?	219	462 3)	247/250 4)	Anhydritgruppe
Böttstein	42	117	204	261	257	Orbicularis-Mergel
S95	?	?	287	352	296/307 4)	Anhydritgruppe
S98	?	?	333	399	342/352 4)	Anhydritgruppe
T Hauenstein-Tunnel	>350	>350	>350	>350	~350 2)	Gipskeuper
S106	?	?	440	572	- /448 5)	Anhydritgruppe
Riniken	529	612	698	750	-	kein Gips
Weiach	740	814	888	944	-	kein Gips
T Schafisheim	1139	1224	1304	1441	-	kein Gips

- 1) ohne Anhydrit-Dolomit
- 2) nur teilweise vergipst
- 3) Basis Untere Sulfatschichten bei 330 m
- 4) Vergipsung des Anhydritfels / tiefstes Auftreten von Gips-Fibern
- 5) in Anhydritgruppe nur Gipsfibern / Keuperdaten nicht bekannt

Zusammenstellung nach Daten von BUXTORF (1916), JORDAN et al. (1990), MATTER et al. (1988a, b, c), PETERS et al. (1986, 1989a, b), WIDMER (1991), WOHLICH (1967). Bei Gips-Vorkommen unterhalb der Anhydritgruppe handelt es sich in der Regel um Kluffüllungen.

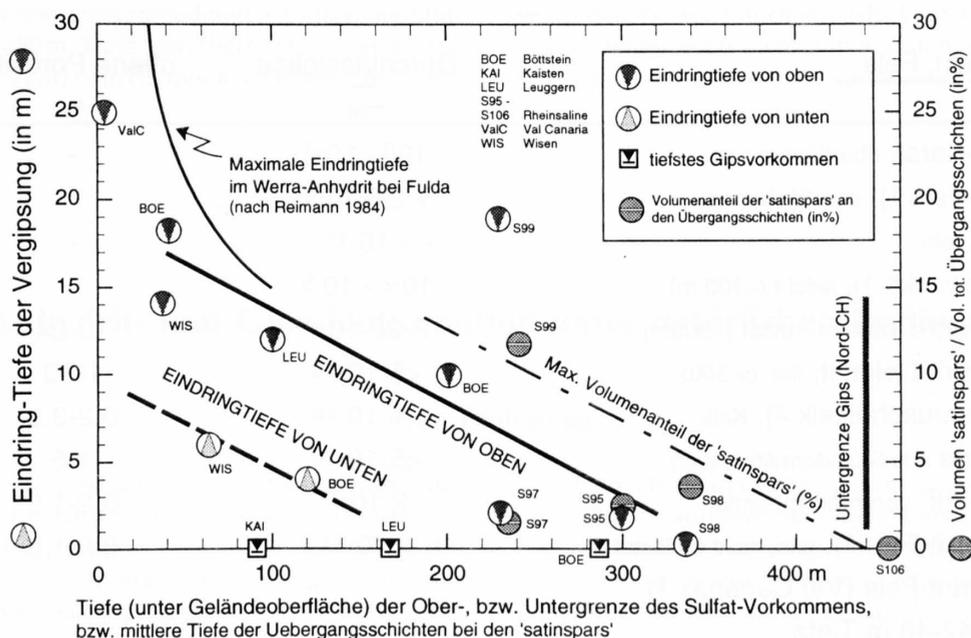


Fig. 24: Maximale Eindringtiefe der Vergipsung in den Evaporiten der Nordschweiz.

Die obere und untere Eindringtiefe ist in Abhängigkeit des Flurabstandes der Trennfläche Aquifer/ Sulfat-Lager dargestellt (linke Skala). Die Angaben zum Werra-Anhydrit (REIMANN 1984) dienen als Vergleich. Im weiteren sind die summierten Mächtigkeiten der Gips-Fibern («satinspars») in der Übergangzone (Anhydritgruppe, Member 8 nach WIDMER 1991, Fig. 8) am Hochrhein in Abhängigkeit der mittleren Tiefe der betreffenden Schichten eingetragen (rechte Skala). Diskussion im Text. Die Graphik basiert auf Angaben aus MATTER et al. (1988b), PETERS et al. (1986, 1989a, b), WIDMER (1991) und JORDAN et al. (1990).

Bei der Vergipsung unter *dynamischen (orogenen) Bedingungen* muss demgegenüber berücksichtigt werden, dass die Bildung von Gips-Venen und die Vergipsung von Anhydrit-Gestein von verschiedenen physikalischen und chemischen Faktoren abhängt, deren Grösse während tektonischer Prozesse vom oben diskutierten statischen Fall abweichen kann. Grundsätzlich wird die Vergipsung vom Lösungs-Fällungs-Gleichgewicht zwischen Anhydrit und Gips kontrolliert. Es spielen aber auch die Möglichkeit eines Wasserzutritts, die Volumenveränderungen sowie die Menge und der Chemismus des durchfliessenden Wassers eine zentrale Rolle (s. u.).

Das Lösungs-Fällungs-Gleichgewicht zwischen Anhydrit und Gips wiederum wird von der Temperatur, dem Druck und von der Aktivität des zutretenden Wassers kontrolliert (McDONALD 1953, PRIESNITZ 1969, LANGBEIN et al. 1982). In humidem Klima liegt dieses Gleichgewicht an der Erdoberfläche bei 42°C (MARSHAL & SLUSHER 1966) bzw. 57°C (HARDIE 1967). Mit zunehmendem Umgebungsdruck und abnehmender Wasseraktivität (Zunahme an gelöstem NaCl und CaSO₄) verschiebt sich das Gleichgewicht zu tieferen Temperaturen (Fig. 25). So liegt es – unter Annahme des heutigen geothermischen Gradienten der Nordschweiz – bei Zutritt von typischen Muschelkalk-Wässern in ca. 1km, beim Zutritt von Solen (aus den Salzlagern) demgegenüber in 300m Tiefe (Fig. 25).

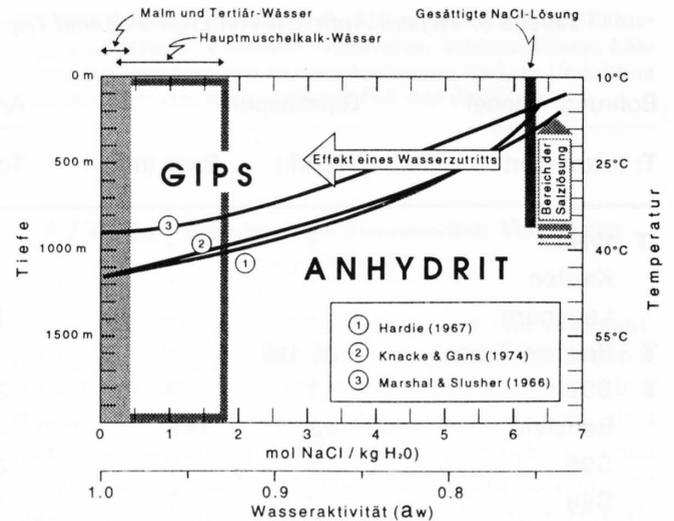


Fig. 25: Die Stabilitätsgrenze zwischen Gips und Anhydrit in Abhängigkeit der Wasser-Aktivität und der Tiefe in einem offenen System.

Die Zusammenstellung basiert auf einem geothermischen Gradienten von 30°C/24 MPa (~1km). Die Aktivitäten der wichtigsten Tiefenwässer der Nordschweiz (Malm-Tertiär-Wässer, Muschelkalk-Wässer, Solen) sind angegeben. Der Pfeil deutet den Effekt zudringender hochaktiver Wässer an (z.B. Meteorwasser, Malm-Tertiär-Schichtwässer). Stabilitäten nach den in der Figur aufgeführten Autoren; Wasseraktivitäten nach NAGRA (1988).

Tabelle 4: Durchlässigkeit und offene Porosität einiger Gesteine und Felstypen aus den Evaporit-Vorkommen des Juras und der Alpen.

Gestein, Fels	Durchlässigkeit	offene Porosität
	m/s	%
Gips-Karst, oberflächennah	10 ⁰ - 10 ⁻⁴	-
Gips-Fels 1), oberflächennah	> 2.5·10 ⁻⁶	-
Gips, rein	< 10 ⁻¹¹	-
Rauhacke 1), seicht (<100 m)	10 ⁻² - 10 ⁻⁵	-
Anhydrit-Dolomit, untief (<300m)	2-30·10 ⁻⁸	19-24
Anhydrit-Dolomit, tief (> 500)	<5·10 ⁻¹⁰	1-20
Hauptmuschelkalk 2), Kalk	<5·10 ⁻¹⁰	0.2-3.0
Brekzie aus Sulfatformation (tief)	<5·10 ⁻¹⁰	1-5
Anhydrit, verunreinigt, untief	2·10 ⁻⁷	0.2-1.5
Anhydrit-Fels 1), rein, nicht entlastet	< 10 ⁻¹¹	0.2-1.5
Anhydrit-Fels (Val Canaria) 1):		
- 42-48 m Tiefe	≤ 10 ⁻⁷	-
- 48-55 m Tiefe	≤ 10 ⁻¹¹	-

-: keine Angaben

1) Durchlässigkeit des Fels (Versickerungstests, z.T. mit Packer)

2) Geklüfteter und verkarsteter Hauptmuschelkalkfels hat eine bedeutend höhere Durchlässigkeit.

Nach PETERS et al. (1986, 1989a, b) und MATTER et al. (1988a, b, c).

Es ist eine bekannte Tatsache, dass Gips das 1,62fache Volumen des entsprechenden anhydritischen Vorgängers einnimmt. Da der aktive Quelldruck von Gips bei maximal 5 MPa liegt (SAHORES 1962, GROB 1975, MADSEN & NÜESCH 1990), kann sich der Gips dieses Zusatzvolumen unterhalb von 200 m nicht selber schaffen. Er kann deshalb nur in schon vorhandenen Kluft- und Porenraum (Entlastung, Tektonik) hineinwachsen. (Das geschlossene Modell, bei welchem das zur Vergipsung notwendige Wasser als im Anhydrit vorhanden angenommen wird, ist insofern unrealistisch, als natürliche Anhydrite kaum je mehr als 1,5% Porenvolumen Wasser enthalten (Tab. 4), für das Modell aber ein Porenvolumen von 42% notwendig wäre). Eine Alternative ist die teilweise oder vollständige Auswaschung des überschüssigen Sulfats durch zirkulierende Wässer. Hierzu sind jedoch sehr grosse Wassermengen notwendig, so z. B. 600 m³ hochaktives Wasser pro Kubikmeter Anhydrit, wenn bei vollständiger Vergipsung alles überschüssige Sulfat ausgewaschen werden soll. Das sogenannte «volume-by-volume replacement», d. h. die Vergipsung ohne Volumenzunahme, ist typisch für viele Anhydrit-Gesteine (HOLLIDAY 1970, MOSSOP & SHEARMAN 1973). Eine solche Vergipsung ist aber als Konsequenz der sehr niedrigen Permeabilität intakter Anhydrit-Felsen (Tab. 4) ein vergleichsweise langsamer Prozess. An Stellen, wo eine gewisse Volumenzunahme möglich ist (statische Entlastung), vergipst der Anhydrit-Fels ohne Volumenzunahme; das überschüssige Sulfat wird zu einem Teil in Form von Kluftfüllungen in direkter Nachbarschaft abgelagert (z. B. WIDMER 1991). Ein Blick auf die Verhältnisse in der Nordschweiz (Fig. 24) zeigt, dass es sich bei den tiefsten Gips-Vorkommen durchwegs um «satinspars» handelt, und dass das Einsetzen der Vergipsung mit dem ersten Auftreten von erosionsbedingten Entlastungsklüften in maximal 450 m Tiefe korreliert. Die in grösseren Tiefen (bis zu ca. 1 km) vom chemischen Gleichgewicht her

mögliche Vergipsung wird durch das Fehlen des für die Ausscheidung bzw. Auswaschung des überschüssigen Sulfats notwendigen Kluft- und Porenraums verhindert.

Bei orogenen Prozessen muss nun davon ausgegangen werden, dass durch kataklastische Deformation in Mergeln, Dolomiten und zum Teil auch in Anhydriten schon in grösseren Tiefen neuer Kluftraum und erhöhte Porositäten (Dilatanz) geschaffen werden. Ferner ist zu berücksichtigen, dass die Evaporite im Bereich von Aufschiebungen frühzeitig in Kontakt mit wichtigen Aquiferen kommen und somit hochaktiven und in grossen Mengen zu bzw. abströmenden Wässern ausgesetzt sind. All dies deutet darauf hin, dass das Einsetzen der Vergipsung in tektonisch beanspruchten Gesteinen in grösseren Tiefen zu erwarten ist, als es bei atektonisch entlasteten Gesteinen der Fall ist.

Für eine exakte Bestimmung des tiefstmöglichen Einsetzens der Vergipsung im Bereich von Überschiebungen muss jedoch zusätzlich berücksichtigt werden, dass das Auslaugen der Halit-Vorkommen zu einer Reduktion der Wasseraktivität und die Reibung sowie die Exothermie der Vergipsungsreaktion zu lokalen Temperaturerhöhungen führen können. Reduzierte Wasseraktivität und erhöhte Temperatur verschieben das chemische Gleichgewicht der beiden Phasen zugunsten des Anhydrits.

Eine sehr grobe Abschätzung all dieser Faktoren lässt eine Maximaltiefe von etwa 600 m für *Gips-Ausscheidungen* (Druckschatten usw.) und ca. 500 m für die *Anhydritfels-Vergipsung* als realistisch erscheinen. Im Faltenjura selber lässt sich diese Abschätzung leider nicht verifizieren, da zwischen dem Hauenstein-Basistunnel (heute ca. 350 m tief, syntektonische Vergipsung nachgewiesen) und Schafisheim (>1,1 km tief, keine syntektonische Vergipsung) eine riesige Informationslücke besteht (Tab. 3), die bislang leider auch nicht durch Daten von ausserjurassischen Evaporit-Scherzonen geschlossen werden konnte.

4. Anhydrit- und Gips-Deformation unter natürlichen Bedingungen

4.1 Einleitung

Zu Beginn der Jura-Abscherung lag das Kalziumsulfat der triassischen Evaporite durchwegs als Anhydrit vor. Während der Abscherung wurden die Evaporite im Bereich der internen und frontalen Überschiebungen unter retrograden Bedingungen deformiert. Dabei wurden die Anhydrite stellenweise synkinematisch hydratisiert. Noch vor der eigentlichen Vergipsung des Anhydrit-Fels setzte die Ausscheidung von Gips in Druckschatten und Extensionsklüften ein. Die kontrollierenden Faktoren für Ort und Rate der Gips-Neubildung waren dabei der Grad der Dilatanz, die Möglichkeit des Wasserzutritts sowie die Reduktion von Überlast und Temperatur als Folge von Anhebung und synorogener Erosion.

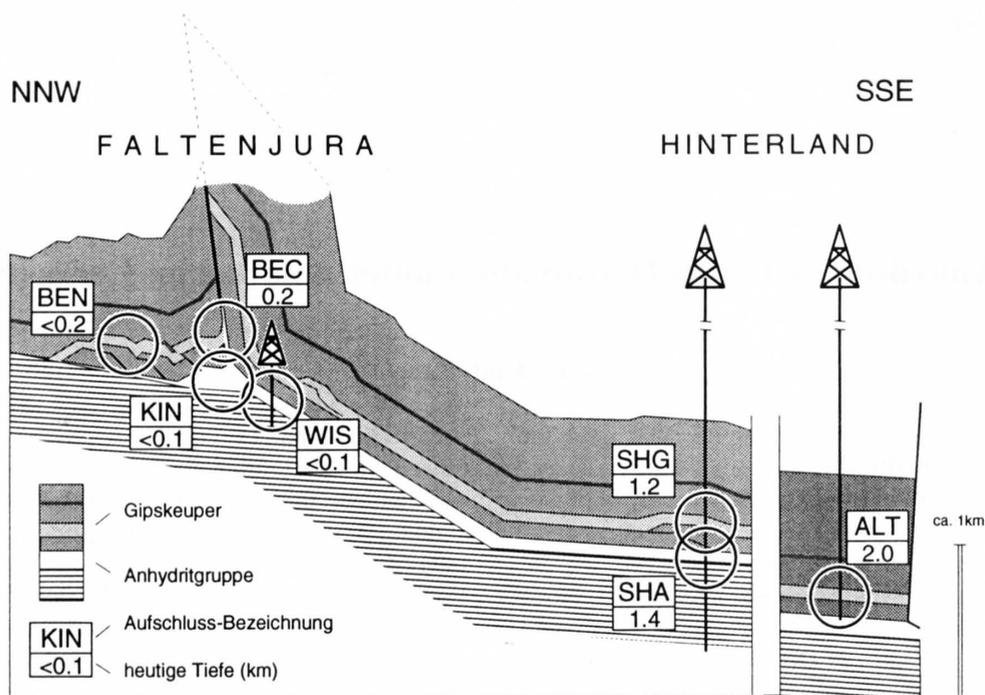
Mit abnehmender Tiefe lassen sich – in Analogie zu einer Deformationsmechanismen-Karte – drei Felder unterscheiden: Ein *Anhydritfeld*, in welchem Anhydrit die stabile Phase ist, ein *Vergipsungsfeld*, in welchem zunehmend Gips auftritt sowie ein *Gipsfeld*, in welchem praktisch aller Anhydrit zu Gips hydratisiert worden ist. Eine präzise Festlegung der kritischen Tiefe für das Einsetzen von Gips-Neubildungen ist äusserst schwierig (Kap. 3.2.3). Sie hängt von einer Vielzahl von Faktoren ab, die während der Deformation in der Zeit wie auch von Ort zu Ort stark variierten. So treten heute an einigen Lokalitäten in 30 m Tiefe noch massive Anhydrite auf, während der Anhydrit an anderen Stellen in 300 m Tiefe

schon zu bedeutenden Teilen vergipst ist. Aufgrund der Abschätzungen im Kapitel 3.2.3 kann aber mit einiger Sicherheit davon ausgegangen werden, dass das Vergipfungsfeld allerfrühestens beim Unterschreiten einer Tiefe von etwa 600 m erreicht wurde, und dass das Gipsfeld auf den seichtesten Bereich (bis ca. 50 m, an einigen exponierten Stellen vielleicht bis 200 oder gar 300 m) beschränkt war.

Im Kapitel 4.2 wird im wesentlichen auf die Prozesse eingegangen, die zu der unerwartet geringen Scherfestigkeit des Anhydrits beitragen. Die Analyse der Deformationsmechanismen im Gips gestaltete sich schwieriger, da Gips stark zu postkinematischer Rekristallisation neigt und dadurch nur selten unveränderte kinematische Gefüge aufweist. Die vorläufigen Resultate zur natürlichen Gips-Deformation sind im Kapitel 4.3 zusammengestellt. In beiden Fällen, beim Anhydrit wie auch beim Gips, beschränken sich die Ausführungen auf die Deformation annähernd reiner Aggregate im jeweiligen Stabilitätsfeld. Das Deformationsverhalten von polyphasen Evaporiten und die Prozesse beim Übergang vom Anhydritfeld ins Vergipfungs- und schliesslich ins Gipsfeld sind Thema des fünften Kapitels.

Das Mikrogefüge und die Textur der Anhydrite und Gipse wurde an sechs Lokalitäten untersucht (Fig. 26, s. a. Fig. 3), deren tektonische Position, Verformungszustand und Deformationsgeschichte hier kurz dargestellt werden sollen (für eine detaillierte Beschreibung sei auf die zitierte Literatur verwiesen).

- Die Bohrung *Altishofen* (ALT in Fig. 26) ist der südlichste und tiefste aller untersuchten Aufschlüsse. Die Proben entstammen einer kurzen Kernstrecke aus 2,1 km Tiefe, die eine Evaporit-Scherzone im basalen Gipskeuper durchörterte (FISCHER & LUTERBACHER 1963). Während der Abscherung lag die Scherzone in etwa 2,5 km Tiefe, die Paläotemperatur betrug sehr wahrscheinlich etwas über 100°C. An Probematerial liegen einzig einige von W.H. Müller, Wettingen, zur Verfügung gestellte Dünnschliffe vor.
- In der Bohrung *Schafisheim* (SHA und SHG in Fig. 26) wurden sowohl der Gipskeuper (SHG) als auch die Anhydritgruppe (SHA) vollständig gekernt, was eine gezielte Probennahme erlaubte. Die Anhydritgruppe bildet das Haupt-Décollement, das hier einen Scherbetrag von etwa 4 km repräsentiert. Trotz des Vorhandenseins eines relativ mächtigen (ca. 45 m) und zum Teil mylonitisierten Salzlagers haben sich in den darüberliegenden Sulfatdominierten Schichten, aus denen die SHA-Proben stammen, prominente Scherzonen ausgebildet. Die Anhydritgruppe bildet im weiteren die Basis einer überschobenen Schuppe, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch nicht näher untersucht wurde. An der Basis des Gipskeupers (SHG) wurde eine intensiv verscherte Zone beprobt, die wohl die hangende Überschiebung («roof thrust») einer grösseren Duplex-Zone darstellt (MATTER et al. 1988c, JORDAN & NÜESCH 1989a). Die Proben stammen aus Tiefen zwischen 1,2 km (SHG) und 1,4 km (SHA).
- Die Bohrung *Wisen* (WIS in Fig. 26) erbrachte eine vollständige Kernstrecke durch die Anhydritgruppe, die hier die Basis der Jura-Randüberschiebung bildet. Die Bohrung durchteufte diese bedeutendste aller Überschiebungen des Ostjuras (im betreffenden Querschnitt repräsentiert sie 4,8 km der insgesamt 6,2 km Verkürzung des Faltenjuras) in ihrer Rampen-Konfiguration kurz vor dem Abbiegen in die frontale Verebnung («flat») (JORDAN et al. 1990).



BEN: Belchen Nord, BEC: Belchen Central (Farisberg-Überschiebung), KIN: Kienberg, WIS: Wisen, SHG: Schafisheim Gipskeuper, SHA: Schafisheim Anhydritgruppe, ALT: Altishofen

Fig. 26: Tektonische Position und aktuelle Tiefe der im Kapitel 4 erwähnten Aufschlüsse, dargestellt anhand eines stark schematisierten Querprofils durch den östlichen Faltenjura.

- Die Evaporite, die heute in einer Tiefe von 32 bis 62 m liegen, wurden unter retrograden Bedingungen verformt (ca. 70°C in ca. 1,2 km Tiefe zu Beginn und ca. 20°C in ca. 200 m Tiefe am Ende der Deformation). Sie sind nicht nur sehr stark verschert ($\gamma_{\text{mittel}} = \text{ca. } 55$), sondern auch deutlich geplättet ($\epsilon_{\text{mittel}} = 0,2$). Die Evaporit-Scherzone kann in vier Abschnitte unterteilt werden (Kap. 5.2.2). Hier interessieren einzig die Abschnitte 2 und 3. Während die unreinen Anhydrite des Abschnitts 2 («Upper Ductile Domain», JORDAN et al. 1990) bis in das Vergipfungsfeld hinein deformiert wurden, stellen die sehr reinen Anhydrite des Abschnitts 3 («Lower Ductile Domain») eine im Anhydritfeld stark verscherte, später aber weitgehend desaktivierte Zone dar, die weder von syn- noch von postkinematischer Vergipfung überprägt wurde.
- Die Gipsgrube *Kienberg* (KIN in Fig. 26) stellt eine intensiv verfaltete und verscherte Anhäufung der Anhydritgruppe nördlich des Knicks der Jura-Randüberschiebung dar (Unterschiebungswalze, Kap. 6.1.2). Entsprechend den Evaporiten von Wisen erfuhren die Evaporite von Kienberg eine Deformation unter retrograden Bedingungen, wobei hier die Verformung bis in das Gipsfeld hinein andauerte. So bildeten sich in den vergleichsweise früh vergipften mergeligen Partien eigentliche Gips-Mylonite. Die Anhydritgruppe von Kienberg ist vorzüglich aufgeschlossen und konnte gezielt beprobt werden.
 - Im *Belchen-Tunnel* (Nationalstrasse N2) wurden in drei Abschnitten Evaporite durchfahren:
Im Norden (BEN in Fig. 26) erbrachte der Tunnelbau mit etwa 1,5 km Länge den grössten Evaporit-Aufschluss des Juras überhaupt. Der Gipskeuper bildet hier die hangende Überschiebung («roof thrust») der frontalen Duplex-Zone des Hauptmuschelkalles, der sogenannten Schuppenzone. Die Scherbeträge sind grösstenteils gering. Auffallend ist einzig die offensichtlich tektonische

Ausdünnung der Unteren und der basalen Oberen Sulfatschichten (Kap. 3.1.3). Die Deformation scheint episodisch abgelaufen zu sein; so finden sich Beispiele für alle drei Deformationsfelder wie auch für retrograde Überprägungen. Dieser Tunnelabschnitt wurde während des Baus durch WOHLICH (1967) detailliert aufgenommen und gezielt beprobt. Aus der umfangreichen und gut dokumentierten Sammlung Wohllich konnten für die vorliegende Arbeit wiederum gezielt Proben entnommen werden.

Im zentralen Bereich des Tunnels (BEC in Fig. 26) wurde über eine kurze Strecke der evaporitische basale Gleithorizont der Farisberg-Überschiebung durchfahren, der während des Tunnelbaus leider nicht detailliert aufgenommen wurde. Eine senkrechte Kernbohrung von der Tunnelsohle aus erbrachte im Jahre 1991 einen spektakulären Kern, der über 20 m parallel zur Foliation einer Sulfat-Scherzone verläuft. An der betreffenden Stelle stehen Gipskeuper der Liegendscholle (im N) und Anhydritgruppe der Hangendscholle im Kontakt (FRÖHLICHER & KEHRER 1968). Petrographische Kriterien deuten darauf hin, dass es sich bei der beprobten Scherzone eher um Anhydritgruppe- denn um Gipskeuper-Material handelt. Klar ist demgegenüber, dass die betreffende Scherzone ausschliesslich im Anhydritfeld aktiv war, und zwar in einem vergleichsweise hoch temperierten Bereich. So fehlt zum Beispiel die in Wisen (s.o.) beobachtete retrograde Überprägung durch Verzwillingung. Das heisst, dass die Farisberg-Überschiebung als Ganzes als kinematisch frühes Phänomen zu betrachten ist, oder aber, dass die Scherbewegungen den erbohrten Horizont später verlassen haben (s. a. Wisen, Kap. 5.2.2). Etwa 100 m südlich der Farisberg-Überschiebung durchörterte der Tunnel den Gipskeuper der Hangendscholle. Dieser Abschnitt wurde während des Baus wiederum intensiv beprobt. Er erwies sich als weitgehend undeformiert (PRASAD 1970).

4.2 Deformationsprozesse natürlich verformter Anhydrite

4.2.1 Frühere Arbeiten

Obwohl seit längerem bekannt ist, dass Anhydrit schon bei vergleichsweise tiefen Temperaturen als wichtiges Schmiermittel orogener Prozesse wirkt (z. B. LAUBSCHER 1975, HELMAN & SCHREIBER 1985, BORNS 1983, VAN BERKEL et al. 1986, MARCOUX et al. 1987, HARLAND et al. 1988, BAKER et al. 1988)* (s. a. Tab. 1), wurde dem Mikrogefüge und der Textur natürlich verformter Anhydrit-Gesteine bislang eher wenig Aufmerksamkeit geschenkt.

Aus der experimentellen Mineral- und Gesteinsdeformation liegen demgegenüber einige Daten zur Rheologie und zu den Deformationsprozessen des Anhydrits vor. So können Anhydrit-Einzelkristalle durch

- *Verzwillingung* nach (101) parallel zur Kante (101): (010)
- *Translationsgleiten* auf (001) in Richtung (010)
- *Translationsgleiten* auf (012)[$\bar{1}\bar{2}1$] und (012)[$\bar{1}\bar{2}\bar{1}$]

deformiert werden (z. B. KLASSEN-NEKLYUDOVA 1964, RAMEZ 1976, MÜLLER et al. 1981) (Fig. 27). Übertragen auf ein polyphasen Gestein können somit, unter der Voraussetzung, dass immer nur ein einziger Mechanismus aktiv ist, synthetische Polfiguren für die Kristall-Textur ermittelt

werden (Fig. 27c-e). Berücksichtigt sind hier ausschliesslich die Reflexe, die an den Proben aus dem Jura auch wirklich mit Hilfe von Röntgenstrahl-Texturgoniometern gemessen wurden: Der nicht weiter auftrennbare kombinierte Reflex der (020)- und (002)-Richtung, der weit schwächere (210)-Reflex und der sehr schwache (200)-Reflex, der nur bei einigen sehr reinen Anhydrit-Proben ermittelt werden konnte.

Bei allen drei Prozessen handelt es sich um intrakristalline Deformationsmechanismen, die zu Kornlängungen führen. Während aber die Translationsgleit-Prozesse bedeutende Deformationen ermöglichen, erbringt Verzwillingung eine Scherung von geringen 12,5° (KLASSEN-NEKLYUDOVA 1964). Alle Prozesse sind endlich und führen in einem polyphasen Gestein zu Verformungshärtung, sofern das Gestein nicht dynamisch rekristallisiert.

Solche dynamische Rekristallisationsprozesse werden von MÜLLER et al. (1981) und OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) aus experimentell deformierten Anhydrit-Gesteinen beschrieben. MÜLLER & BRIEGEL (1977a, 1978) und MÜLLER et al. (1981) postulieren aufgrund ihrer Experimente (bis 450°C), dass die intrakristallinen Gleit- und Verzwillingungsprozesse für die geringe Fließfestigkeit von Anhydrit verantwortlich sind und weisen auf die Bedeutung der Korngrösse hin. Die Fließfähigkeit des Anhydrits nimmt mit abnehmender Korngrösse zu. Von zentraler Bedeutung für das Einsetzen viskoser Fließprozesse ist

*) Auf die Diskussion, ob wirklich Anhydrit, oder aber Gips bzw. Bassanit das eigentliche Schmiermittel ist, wird noch eingegangen.

der Beginn der dynamischen Rekristallisation, der von diesen Autoren bei ca. 300°C beobachtet wurde, was etwa 80° bis 200° in der Natur entspricht (abhängig von Korngrösse und deviatorischer Spannung). MÜLLER et al. (1981) postulieren, dass sich die Scherfestigkeit von Anhydrit gemäss der Formel

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 \cdot \exp\left[\frac{-H}{RT}\right] \cdot \left[\sinh\frac{\sigma}{\sigma_0}\right]^n$$

berechnen lässt (Fig. 28), wobei die Konstante $\dot{\epsilon}_0 = 6 \cdot 10^3 \text{ s}^{-1}$ (feinkörniger Anhydrit) bzw. $2 \cdot 10^5 \text{ s}^{-1}$ (grobkörnig), die

Aktivierungsenergie $H = 27$ bzw. $36 \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$, die Normierungsgrösse $\sigma_0 = 170$ bzw. 80 MPa und der Faktor $n = 1,5$ bzw. 2 beträgt (R ist die universelle Gaskonstante). Übertragen auf die Rahmenbedingungen der Jura-Abscherung (Kap. 2.3) wäre Anhydrit-Fließen im Bereich der Décollements durchaus zu erwarten, während die Daten von MÜLLER et al. (1981) mit dem viskosen Verhalten von Anhydrit im kühleren Bereich der jurainternen und frontalen Überschiebungen in Widerspruch stehen. Demgegenüber stimmt das Mikrogefüge der betreffenden Proben (Kornlängung, Subkornbildung, Verzwilligung, suturierte Korngrenzen) sehr gut mit demjenigen der Proben aus den mitteltiefen Evaporiten des Juras überein.

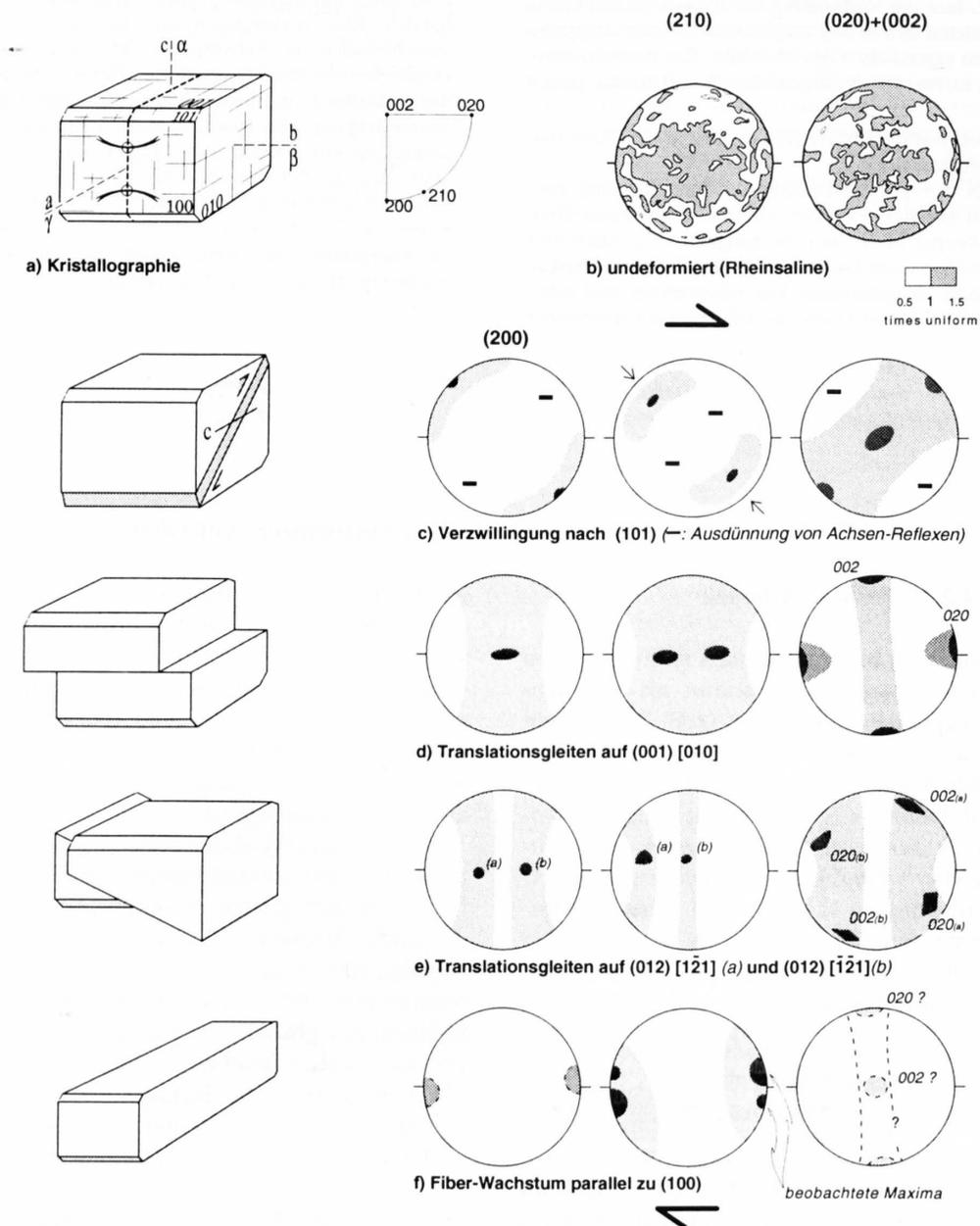


Fig. 27: Kristallographie des Anhydrits und synthetische Texturen deformierter Anhydrit-Gesteine. a) Kristallographie des Anhydrits mit Orientierung der optischen Achsen (α , β , γ); daneben Orientierung der kristallographischen Achsen in einer inversen Polfigur; b) gemessene Textur einer tektonisch nicht beanspruchten Probe aus der Rheinsaline-Bohrung S97 (WIDMER 1991); c-f) synthetische Polfiguren für polykristalline Anhydrite, bei deren Verformung jeweils nur ein Deformationssystem aktiv war (links schematisch dargestellt).

Jüngste experimentelle Arbeiten (OLGAARD & DELL'ANGELO 1991) zeigen, dass neben dem beschriebenen Verformungsverhalten von Anhydrit, das mit dem Begriff «Kristallplastizität» umschrieben werden kann, noch andere Deformationsregimes existieren. So herrscht bei tieferen Temperaturen und hohen deviatorischen Spannungen (>110 MPa) Verzwillingung (und bei grösserer Deformation Kataklase) vor, während bei geringen deviatorischen Spannungen (<60 MPa) und hohen Temperaturen intrakristallines Gleiten zugunsten diffusiver Prozesse zurücktritt. Das Mikrogefüge der Hochtemperatur-Proben wird von diesen Autoren als polygonal und auf den ersten Blick undeformiert erscheinend beschrieben. Die Anhydrit-Kristalle sind praktisch versetzungsfrei. OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) postulieren, dass hier Diffusionskriechen und Korngrenzgleiten die vorherrschenden Deformationsmechanismen sind. Das Postulat von drei Deformationsregimes (Verzwillingung, Kristallplastizität, diffusive Prozesse) deckt sich sehr gut mit den Beobachtungen aus dem Jura, wenn auch die bislang ermittelten Fliessgesetze kaum mit den Feldbeobachtungen kompatibel sind.

Neben diesen experimentellen Arbeiten existieren noch einige theoretische Überlegungen zur Anhydrit-Deformation. So weist LAUBSCHER (1984) auf die schon erwähnte Inkompatibilität der felsmechanischen Resultate von MÜLLER et al. (1981) (Anhydrit-Fliessen oberhalb ca. 80–100°C) mit den sehr tiefen Temperaturen (<<100°C) des östlichen Juras hin. Er schlägt deshalb zwei alternative Fliessmechanismen vor, die beide die Präsenz von Porenwasser voraussetzen: «Bassanit-Schmierung» und Drucklösung.

Das erste Postulat besagt, dass Bassanit, der als verformungsweicher als Anhydrit gilt – was bislang jedoch experimentell nicht erwiesen ist – als Schmiermittel beim Korngrenzgleiten im Anhydrit wirkt. Auch wenn aufgrund der Metastabilität des Bassanits keine schlüssigen Beweise aus natürlich verformten Gesteinen vorliegen, kann die «Bassanit-Schmierung» aus thermodynamischer Sicht (Bassanit ist immer löslicher als Gips oder Anhydrit, Fig. 29) als eher unwahrscheinlich gelten.

Gemäss der zweiten Hypothese (Drucklösung) werden Anhydrit-Körner durch Lösen von Kalziumsulfat an druckexponierten Stellen und Ausfällen in Form von syntaxialen Anwachssäumen im Bereich des Druckschatten gelangt. Der Ionentransport erfolgt dabei in wässriger Lösung entlang der Korngrenzen. An der Existenz solcher Prozesse ist grundsätzlich nicht zu zweifeln (vgl. z. B. URAI et al. 1986, SPIERS et al. 1988, 1990). Es ist sogar anzunehmen, dass sie bei der Anhydrit-Deformation durchaus auch eine Rolle spielen. Die vorgefundenen Mikrostrukturen (Gittereinregelung, Subkörner, Verzwillingung) zeigen jedoch deutlich, dass die Drucklösung gegenüber den von MÜLLER et al. (1981) und OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) postulierten Prozessen an Bedeutung zurücktritt. Auf die vermutlich zentrale Bedeutung der wässrigen Lösungen bei der Anhydrit-Deformation soll in der Folge eingegangen werden.

NÜESCH & BAUMANN (1989) schliesslich postulieren, dass die Sulfate als Gips deformiert wurden, und dass der

heute zu beobachtende Anhydrit während der Deformation durch die Entwässerung des Gipses unter hohen deviatorischen Spannungen entstanden sei. Das überschüssige Kristallwasser des ursprünglichen Gipses ist nach diesen Autoren vom benachbarten Tongestein absorbiert worden und hat dieses entfestigt (Kap. 5.1.3). Dementsprechend würde die Gesamtrheologie der Evaporite nicht vom vergleichsweise fließresistenten Anhydrit, sondern von den weitaus verformungsweicherer Komponenten Ton und Gips (Kap. 5.1.2) kontrolliert. So attraktiv diese Hypothese auch sein mag – es sprechen dennoch die Gesamtheit der Fakten zum Zustand der Evaporite vor der Deformation und zur Gips-Stabilität (Kap. 3.2.3) wie auch die Feldbeobachtungen an deformierten Evaporit-Vorkommen gegen sie. Letztere zeigen, allen voran die Bohrung Wisen, dass die Vergipsung und allfällige Gips-Verformungen eindeutig jünger sind als das Fliessen des Anhydrits (Kap. 5.2.2).

4.2.2 Neue Felddaten

4.2.2.1 Überblick

Auf den ersten Blick bieten die Anhydrit-Scherzonen des Juras in mikrostruktureller Sicht ein verwirrend vielfältiges und scheinbar konzeptloses Bild. Berücksichtigt man aber die bedeutenden Unterschiede im ursprünglichen sedimentären Gefüge, in der finiten Verformung, der kinematischen Geschichte sowie im Grade der retrograden Überprägung und der postkinematischen Temperung der einzelnen Proben, so lässt sich sehr wohl eine Tendenz erkennen, die etwa den experimentellen Befunden von OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) entspricht. Im wesentlichen lassen sich drei Deformationsregimes ausscheiden (Fig. 30):

- Das *Regime 1* beschreibt den Niedertemperaturbereich (bis ca. 35°C), in welchem Verzwillingung dominiert und intrakristallines Gleiten nur in einigen grossen, günstig gelegenen Kristallen zu beobachten ist. Die Kornlänge ist gering, Korngrenzwandern tritt nur sehr beschränkt auf.
- Das *Regime 2* beschreibt den mittleren Temperaturbereich (ca. 35 bis 90°C), in welchem intrakristallines Gleiten dominiert und synkinematische Rekristallisation vor allem durch Korngrenzwandern geschieht. Es lassen sich zwei Unterregimes unterscheiden. Dabei beschreibt *Regime 2a* die Verformung im unteren Bereich des Temperaturintervalls, wo neben den beschriebenen Deformationsprozessen noch Verzwillingung auftritt. Diese fehlt im *Regime 2b*. Hier, im seichtesten Bereich der basalen Abscherungen, sind eine verstärkte Korngrößenverkleinerung und Ansätze zur Polygonisation («foam structure») der Körner beobachtbar.
- Das *Regime 3* wird in Analogie zu den experimentellen Befunden von OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) postuliert. Es umfasst diffusive Prozesse und Korngrenzgleiten. In den Evaporit-Scherzonen des Décollement-Bereichs der Jura-Abscherung sind einzig Übergänge zwischen *Regime 2* und *3* beobachtbar.

Als Folge der Deformation unter retrograden Bedingungen sind in den Evaporit-Scherzonen der internen und frontalen Überschiebungen häufig Überprägungen des *Regimes 2* durch das *Regime 1* beobachtbar (*Regime 2/1* in Fig. 30).

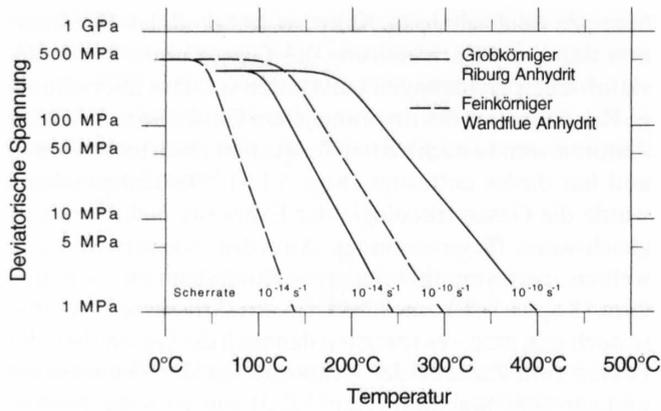


Fig. 28: Fließfestigkeit von polykristallinem Anhydrit-Gestein in Abhängigkeit der Temperatur; nach MÜLLER et al. (1981).

Angegeben sind die Daten für eine feinkörnige (Wandflue, durchschnittliche Korngröße 70 µm) und eine grobkörnige Anhydrit-Varietät (Riburg, 120 µm), und zwar jeweils für zwei Deformationsgeschwindigkeiten. Die Anhydrite der Jura-Scherzonen wurden bei $\dot{\gamma} = 5 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ bis $1 \cdot 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ deformiert.

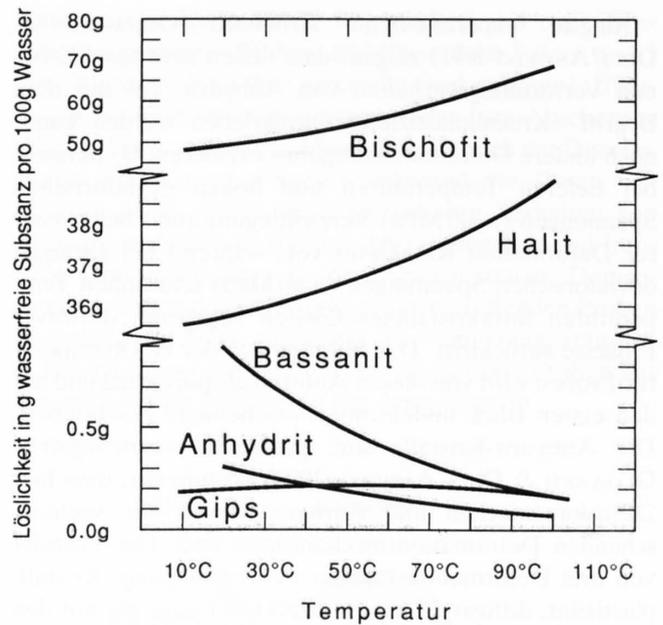


Fig. 29: Löslichkeit typischer Evaporit-Mineralen in Abhängigkeit der Temperatur bei 0,1MPa Umgebungsdruck und $a_w=1$ (salzfreies Wasser) nach VON VOGEL (1966).

Tektonische Position	Ungefähre Temperatur während der Verformung	Deformations-Regime	dominierender Deformations-Prozess	Zwillinge	Subkörner	Korn- und Zwillings-grenz-wandern	Korn-längung	Korn-größenver-kleinerung	"Foam structure"	typische Textur mit Lokalisationsangabe	
										(210)	(020)+(002)
		undeformiert						 0.5 1 1.5 2 4 times uniform	 Schafisheim Anhydritgr. A8	 Belchen Nord 4B	
Rampe	< 35 °C	1	Verzwilligung							 Belchen Nord 4B	
	80 → 25 °C	2/1	Retrograde Überprägung von Regime 2							 Wisen 9a	
	35-60 °C	2a (untief)	Kristallplastizität							 Belchen Central W 191	
Décollement	60-90 °C	2b (tief)	Kristallplastizität							 Schafisheim Gipskeuper AG 11A	
	> 90 °C	2/3	Kristallplastizität und diffusive Prozesse							 Schafisheim Anhydritgr. A5A	

Fig. 30: Deformationsregimes der Anhydrit-Gesteine aufgrund von Feldbeobachtungen im Ostjura.

Dargestellt sind die typischen Texturen und Mikrostrukturen der jeweiligen Regimes, wobei die Symbolgröße proportional zur relativen Bedeutung der jeweiligen Mikrostruktur ist. Diskussion im Text.

Undeformierte Anhydrite zeigen in der Regel keine bevorzugte kristallographische Einregelung (Textur, «crystallographic preferred orientation», CPO). Solche «texturfreie» Anhydrite finden sich einerseits im undeformierten Vorland des Juras (Fig. 27b), andererseits aber auch in undeformierten Zwischenlagen der Evaporit-Scherzonen selber (Fig. 30, oben rechts). Die Anhydrit-Tektonite haben eine recht einheitliche, vor allem durch das intrakristalline Gleiten geprägte Textur, die zwischen Regime 2/1 und 2/3 nur graduelle Unterschiede zeigt (Fig. 30). Eine Ausnahme bilden einzig die überwiegend durch Verzwillingung deformierten Anhydrite, die eine charakteristische Textur aufweisen, welche sich von den Texturen der übrigen Anhydrit-Tektonite deutlich abhebt (Fig. 30).

Anhydrit-Tektonite haben fast durchwegs ein granoblastisches Korngefüge, das durch Umkristallisation aus dem ursprünglichen sedimentären oder diagenetischen Gefüge (Fig. 31a) bzw. aus Anhydrit-Fasern entstanden ist. Die Umkristallisation erfolgt überwiegend durch Korngrenz wandern, vereinzelt auch durch Überwachsen und Subkorn-Rotation. In stark verunreinigten Anhydriten ist eine Rekristallisation praktisch nicht möglich, ursprüngliche sedimentäre Gefüge bleiben auch bei stärkerer Deformation erhalten (Fig. 31b). Der Anteil an Verunreinigungen kontrolliert somit die Rekristallisationsrate des Anhydrits und dadurch dessen Deformationsverhalten und Festigkeit.

4.2.2.2 Deformation bei niedriger Temperatur ($< ca. 35^{\circ}C$): Regimes 1 und 2/1

Mikrogefüge, die einzig auf Verformungen im niedrigsten Temperaturbereich zurückzuführen sind, kommen wie erwähnt selten vor. Sie finden sich in bestimmten Gesteinskörpern im frontalen Faltenjura, die aus unterschiedlichen Gründen erst sehr spät von der Deformation erfasst wurden, wie zum Beispiel einige Abschnitte des Gipskeupers im Nordteil des Belchen-Tunnels (BEN). Dort treten in nur schwach rekristallisierten Gesteinen, die noch Relikte des ursprünglichen präkinematischen Gefüges zeigen, Verzwillingung und erste Ansätze von intrakristallinem Gleiten auf.

Bei der Verzwillingung (Fig. 32) handelt es sich um die schon aus experimentell deformierten Anhydriten bekannte negative $12,5^{\circ}$ -Scherung auf (101) parallel zur Kante (101):(010) (Fig. 27) (KLASSEN-NEKLYUDOVA 1964, RAMEZ 1976, MÜLLER et al. 1981). Die Zwillinge sind in der Regel dünn bis mässig dick, was auf Druck-Verzwillingung schliessen lässt. Nicht selten sind die Zwillinge durch Zwillingsgrenz wandern gewachsen oder vom Wirt wieder konsumiert worden (Fig. 32). Die Tatsache, dass Zwillingsgrenz wachsen schon bei so geringen Temperaturen ($\leq 35^{\circ}C$) auftritt, ist bemerkenswert und für die nachfolgende Diskussion des mechanischen Verhaltens des Anhydrits von zentraler Bedeutung. Verzwillingte Proben zeigen eine typische Textur mit einem (210)-Maximum subparallel und einem (020)(002)-Maximum normal zur Einengungsrichtung (Fig. 30).

In einigen Proben aus dem Nordabschnitt des Belchen-Tunnels tritt neben oder anstelle der Verzwillingung auch intrakristallines Gleiten auf. Betroffen sind praktisch ausschliesslich vergleichsweise grosse, orogen nicht rekristallisierte Anhydrit-Garben (Fig. 33). Diese Garben wachsen bei der diagenetischen Umwandlung des ursprünglichen Gipses parallel zur b-Achse (010) des Anhydrits. Bezüglich des orogenen Kräftefeldes günstig gelegene Garben sind dadurch aufgrund ihrer kristallographischen Orientierung und ihrer Längenausdehnung für Druckgleiten auf (001)[010] prädestiniert (Fig. 27, 30). Die Ausrichtung der Versetzungen normal zur b-Achse führt zur Subkornbildung und somit – im Zusammenspiel mit der radialen Anordnung der b-Achsen der einzelnen Anhydrit-Fasern innerhalb der Garben – zu einem für die betreffenden Anhydrite charakteristischen, undulös auslöschenden Schachbrettmuster (Fig. 33). Das intrakristalline Gleiten auf (001) – nun aber thermisch aktiviert – ist der dominierende Deformationsmechanismus im Deformationsregime 2.

Die erwähnten Garben (Fig. 33) sind im weiteren auch ein gutes Beispiel für die synorogene Umkristallisation des ursprünglichen diagenetischen Gefüges zu blockigem Anhydrit durch Korngrenz wandern und – im betreffenden Fall – durch Subkorn-Rotation.

Verzwillingung und, in beschränkterem Masse, druckinduziertes intrakristallines Gleiten – hier vor allem manifestiert durch undulöses Auslöschern – treten auch in den unter retrograden Bedingungen verscherten Anhydrit-Tektoniten der frontalsten und somit seichtesten Bereiche der Überschiebungen im Jura selber, so zum Beispiel in der Jura-Randüberschiebung von Wisen, auf (Fig. 32b, c und Fig. 34d). Die beiden Niedertemperatur-Prozesse überprägen hier ein intensiv foliiertes Gestein mit deutlich gelängtem Korngefüge, das eindeutig nicht auf die beschriebenen Prozesse zurückzuführen ist. Die Textur der betreffenden Proben zeigt beim (210)-Reflex neben dem für das Regime 2 typischen Gürtel parallel zur Foliation ein schwaches Maximum subparallel zu σ_1 , wie es für Verzwillingung typisch ist (Regime 2/1 in Fig. 30).

4.2.2.3 Deformation im mittleren Temperaturbereich ($ca. 35$ bis $90^{\circ}C$): Regime 2

Stark gelängte, zum Teil undulös auslöschende Körner, Subkörner, stark verschlungene Korngrenzen (Korngrenz wandern) und das fast vollständige Fehlen von Zwillingen sind charakteristisch für Anhydrit-Tektonite, die im mittleren Temperaturbereich entstanden sind. Im weiteren ist in verschiedenen Proben Korngrößenverkleinerung zu beobachten, wobei diese in der Regel auf Korngrenz wandern, seltener auf Subkorn-Rotation zurückzuführen ist. In der Bohrung Wisen lässt sich in der Hauptscherzone der initialen Deformation, der «Lower Ductile Domain» (s.o.), eine generelle Abnahme der Korngrösse vom Rand zum Zentrum der Scherzone beobachten (Fig. 35). Die Anhydrit-Tektonite des Regimes 2 zeigen eine ausgeprägte Foliation durch Mineralsegregation (Bänderung Anhydrit/Verunreinigungen), häufig aber

auch durch Korngrössensegregation (Bänderung feinkörniger/grobkörniger Anhydrit). Die Dicke der einzelnen Bänder liegt im μm - bis mm-Bereich.

Regime 2-Tektonite wurden an drei Lokalitäten angetroffen, die wie folgt zu charakterisieren sind: 1) Farisberg-Überschiebung im Belchen-Tunnel (BEC) (Fig. 36): mittelstarke Kornlängung, stark verschlungene Korngrenzen, mässige Korngrössenverkleinerung. 2) Jura-Randüberschiebung in Wisen (WIS): bei vergleichbaren Temperaturen weit stärker deformiert als BEC, jedoch später mehr oder weniger stark durch Regime 1-Prozesse überprägt. 3) Basale Abscherung im Gipskeuper von Schafisheim (SHG): deutlich grobkörniger als BEC, geringere Kornlängung, weniger undulierende Korngrenzen (Ansätze zur Polygonisation, «foam structure»), demgegenüber aber deutlichere Korngrössenverkleinerungen in bestimmten Scherzonen. Die SHG-Proben sind, obschon sehr viele mikrostrukturelle Parallelen zu BEC und WIS bestehen, eindeutig in einem höheren Temperaturbereich deformiert worden, wo synkinematische Rekristallisationsprozesse, wie Kornwachstum und Korngrenzen-Equilibrierung, den eigentlichen Deformationsprozessen (Kornlängung, Kornverkleinerung) etwa die Waage hielten.

In den Anhydrit-Tektoniten der Farisberg-Überschiebung (BEC) variiert die Korngrösse zwischen 5 und 15 μm in den feinkörnigen und 15 und 30 μm in den grobkörnigen Lagen (Fig. 36). Die Körner sind durchwegs deutlich gelängt und zeigen eine hervorragende kristallographische Einregelung mit der optischen langen Achse parallel zur Lineation. Die entsprechenden Texturmessungen (Fig. 30, vgl. auch Fig. 37b) legen nahe, dass zwei Deformationsmechanismen aktiv waren. Der eine bringt die (001)-Achse (optische β -Achse, Fig. 27) parallel zur Lineation und die (001)-Achse (α -Achse) normal zur Foliation. Der zweite bringt die (100)-Achse (optische γ -Achse) parallel bzw. die (210)-Achse subparallel zur Lineation und die (010)-Achse normal zur Foliation. Nur durch diese Aufteilung lassen sich die gleichzeitigen Maxima des (210)- und des kombinierten (020)(002) - Reflexes parallel zur Lineation erklären. Die Aufteilung wird zudem durch eine ODF («orientation-distribution function»)-Analyse an einem Anhydrit-Tektoniten von der Wandflue (Mettauer Überschiebung) erhärtet (Fig. 37a).

Beim ersten Deformationssystem handelt es sich zweifelsfrei um das von MÜLLER et al. (1981) beschriebene intrakristalline Gleiten auf (001) [010], welches – als druckinduziertes Gleiten – auch im Regime 1 auftritt (s. a. Fig. 27d). Der andere Anteil an der Gesamttextur könnte dem von RAMEZ (1976) beschriebenen Gleiten auf (012) [$\bar{1}\bar{2}1$] und (012) [$\bar{1}\bar{2}\bar{1}$] zugeordnet werden. Für diese Hypothese sprechen die einzelnen (210)-Maxima in einem Gürtel parallel zur Foliation, wie sie zum Beispiel in einigen Proben von Wisen zu beobachten sind (Proben 8, 9d und 11 in Fig. 35) (vgl. Fig. 27e). Dagegen sprechen aber die deutlichen (210)-Maxima praktisch parallel zur Lineation, wie sie in verschiedenen Proben von Wisen und Belchen-BEC (und vor allem in Fig. 37b) zu erkennen sind. Diese Maxima lassen sich viel eher durch Anhydrit-Fibern erklären, die in Druckschatten und Extensionsklüften mit der a-Achse parallel zur Streckungsrichtung ge-

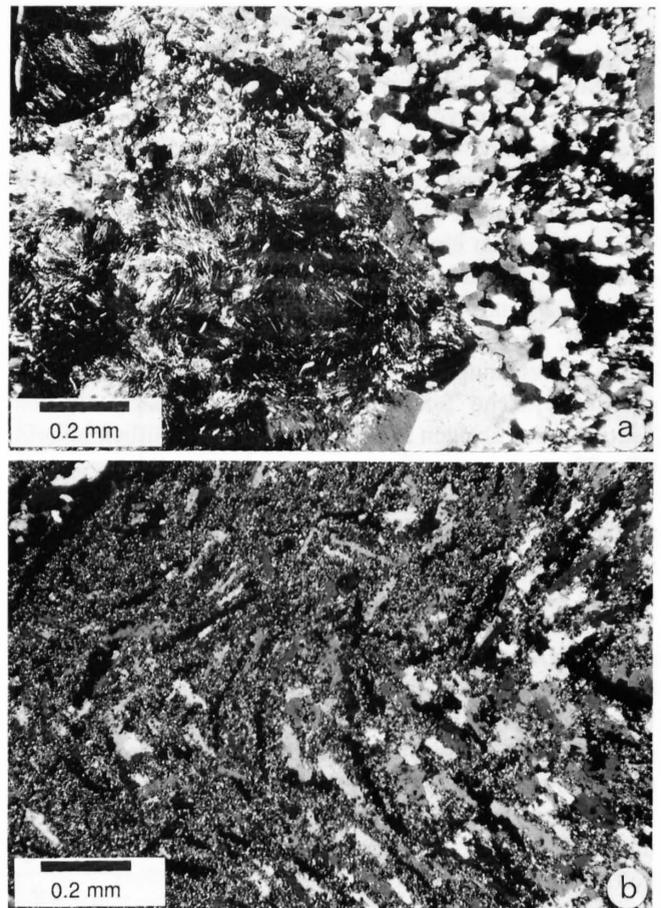


Fig. 31: Unterschiedliche Rekristallisation des Anhydrits.

a) Relikte filzigen Anhydrits in prä-orogener Verkieselung (links); der Anhydrit ausserhalb der Verkieselung ist synrogen zur granoblastischen Varietät umkristallisiert; b) tangentiales Umbiegen von leistenförmigem Anhydrit (in Anhydrit-Mergel-Mischgestein) um die Achse einer Kleinfalte (Dünnschliff-Bilder, polarisiertes Licht, Belchen-BEN).

wachsen sind (Fig. 27f). Solche Fibern sind durchaus keine Seltenheit in den Anhydrit-Tektoniten (Fig. 38). Das charakteristische (210)-Maximum parallel zur Foliation kann konsequenterweise auch in allen Proben vom Regime 2/1 bis 2/3 beobachtet werden (Fig. 30). Es ist interessant festzustellen, dass diese meist grobkörnigen Anhydrit-Fibern kompetenter als die umgebende Matrix sind und so häufig als isolierte linsenförmige Körper auftreten (Fig. 38).

In grossen Zügen entsprechen die mikrostrukturellen und textuellen Beobachtungen in Wisen (WIS) denjenigen der Farisberg-Überschiebung (BEC). Es muss jedoch auf einige Besonderheiten hingewiesen werden: a) Die Anhydrit-Körner von Wisen sind im Schnitt etwas gröber, aber stärker elongiert (bis zu 10:1:1) als diejenigen von BEC; b) das typische Regime 2- Gefüge ist durch Verzwilligung überprägt, wobei die Zwillinge vor allem in Körnern mit der (100)-Achse parallel zur Lineation auftreten (Fig. 34d); c) die Foliation von Wisen wird nicht nur durch Mineral-Segregation und Korngrössenvariationen gebildet (5–30 μm in den feinkörnigen und 25–50 μm in den grobkörnigen Lagen), vielmehr zeichnen sich auch lagenweise Unterschiede in der Textur und im Mikrogefüge ab.

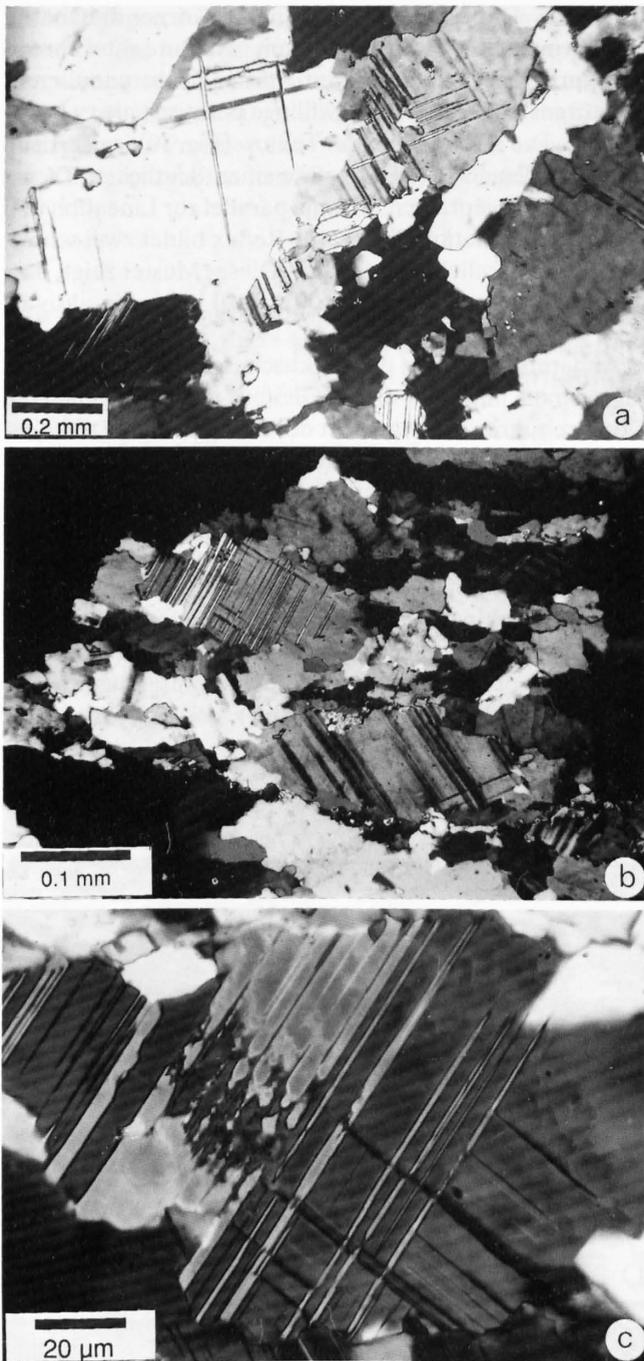


Fig. 32: Verzwillingung auf (101) in Anhydrit.

a) Verzwillingung und Zwillingsgrenzwandern im Deformationsregime 1 (Belchen-BEN); b) Verzwillingung überprägt typisches Regime 2-Gefüge mit stark gelängten Körnern (Regime 2/1, Wisen); c) Zwillingsgrenzwandern in einer Probe aus Wisen (Dünnschliff-Bilder, polarisiertes Licht).

Feinkörniger Anhydrit dominiert in den unreineren Lagen (Fig. 34c). Die betreffenden Anhydrit-Körner sind verhältnismässig stärker elongiert als die der benachbarten grobkörnigen Lagen. Es überwiegen Anhydrit-Körner mit der (100)-Achse parallel zur Lineation, was darauf hinweist, dass in diesen verunreinigten Lagen bevorzugt Neubildungen in Druckschatten entstehen; d) eine Besonderheit ist die Probe II. Hier handelt es sich nicht um einen eigentlichen Anhydrit-Fels, sondern um eine gestreckte, vergleichsweise grobkörnige Anhydrit-Knolle. Ihre ausge-

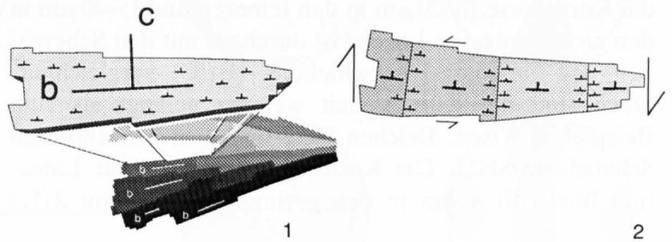
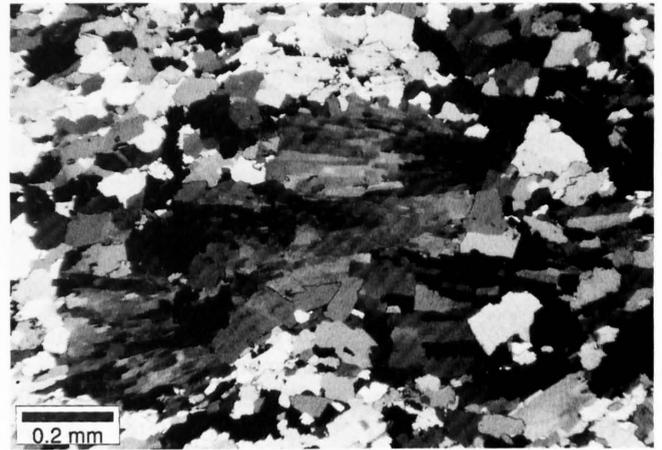


Fig. 33: Subkorn-Rotation durch Druckgleiten auf (001)[010] im Regime 1.

Die grossen Kristalle einer im Bezug zum Deformationsfeld günstig gelegenen Anhydrit-Garbe (vgl. Fig. 21c) werden durch intrakristallines Gleiten (Skizze) zu einem schachbrettartigen Subkorn-Mosaik zerlegt (Dünnschliff-Bild, polarisiertes Licht, Belchen-BEN).

walzten Enden zeigen eine deutliche Korngrössenverkleinerung durch Korngrenz wandern und Subkorn-Rotation. Die grösseren, reliktschen Körner sind verzwillingt. Die entsprechende Textur (Fig. 35) unterscheidet sich von den übrigen Texturen. Ausgeprägt ist das (020)(002)-Maximum normal zur Foliation, schwach sind dagegen sowohl das Maximum des kombinierten wie auch des (210)-Reflexes parallel zur Lineation. Offensichtlich fehlt das Fiberwachstum. Die Knolle ist ausschliesslich durch intrakristallines Gleiten deformiert, und zwar mit einer deutlichen Plattungskomponente.

Schliesslich fällt sowohl in Wisen als auch bei der Farisberg-Überschiebung (BEC) auf, dass die Anhydrit-Körner zwar stark gelängt sind, dass aber eine Deformationsanalyse einzig aufgrund der Kornlängen im Vergleich zu Profilkonstruktionen zu geringe Deformationsbeträge ergibt. Konsequenterweise ist das Korngefüge synkinematisch, und zwar vor allem durch Korngrenz wandern sehr stark rekristallisiert worden, so dass die heute beobachtbare Kornlänge nur die letzten Deformationsinkremente dokumentiert.

Auf Unterschiede und Ähnlichkeiten zwischen den Anhydrit-Tektoniten des Gipskeupers von Schafisheim (SHG) (Regime 2b) und den beschriebenen Tektoniten des Regimes 2a wurde weiter oben schon kurz eingegangen. Zu erwähnen ist hier noch, dass die SHG-Tektonite deutlich gelängte Körner aufweisen (bis 8:1) (Fig. 39) und

sich so eindeutig von den kaum 200 m tiefer gelegenen Anhydritgruppe-Tektoniten (SHA) unterscheiden (Fig. 40 und 41 a). Die Textur der SHG-Tektonite ähnelt sehr den eben beschriebenen, einzig beim (210)-Reflex fehlt der Gürtel parallel zur Foliation (Fig. 37).

4.2.2.4 Deformation im höheren Temperaturbereich ($\geq ca. 90^{\circ}C$): Regime 3

Die Scherzonen in der Anhydritgruppe von Schafisheim, die hier das Haupt-Décollement bilden, unterscheiden sich sowohl in textueller als auch in mikrostruktureller Hinsicht deutlich von den bisher betrachteten Tektoniten. Es handelt sich zwar wiederum um stark foliierte Mylonite mit Mineral- und Korngrössensegregation. Auch die Korngrösse (8–20 μm in den feineren und 15–40 μm in den grobkörnigeren Lagen) ist durchaus mit den Scherzonen der Farisberg-Überschiebung (BEC) vergleichbar. Doch sind die Körner weit weniger gelängt als zum Beispiel in Wisen, Belchen-BEC und dem benachbarten Schafisheim-SHG. Die Kornlängung parallel zur Lineation übertrifft kaum je den geringen Faktor von 2:1:1

(Fig. 41 a). Dabei zeigen die größeren Körner annähernd equilibrierte Korngrenzen («foam structure»), während die Korngrenzen der feineren Körner leicht undulieren. Subkörner sind selten und Zwillinge praktisch nie zu beobachten. Die entsprechende Textur (Fig. 30) zeigt beim kombinierten (020)(002)-Reflex einen deutlichen Kreuzgürtel mit ausgeprägten Maxima parallel zur Lineation und normal zur Foliation. Der (210)-Reflex bildet zwei schwache Gürtel parallel zur Foliation. Dieses Muster zeigt, dass intrakristallines Gleiten auf (001) [010] weiterhin aktiv ist (vgl. Fig. 27).

Andererseits deutet das praktisch isometrische Korngefüge darauf hin, dass dieses Gleiten, das ja zu gelängten Körnern führen müsste, nicht der einzige aktive Deformationsprozess war. Das isometrische Korngefüge könnte zwar auf eine postkinematische Temperung zurückgeführt werden, die sicherlich auch bis zu einem gewissen Grade stattgefunden hat, doch zeigen Vergleiche mit den nur 200 m weniger tief gelegenen SHG-Proben (bei denen eine allfällige postkinematische Temperung nicht zu einem isometrischen Korngefüge geführt hat; Fig. 39) und den experimentell produzierten Hochtemperaturgefügen von OLGAARD und DELL'ANGELO (1991), dass es sich bei den

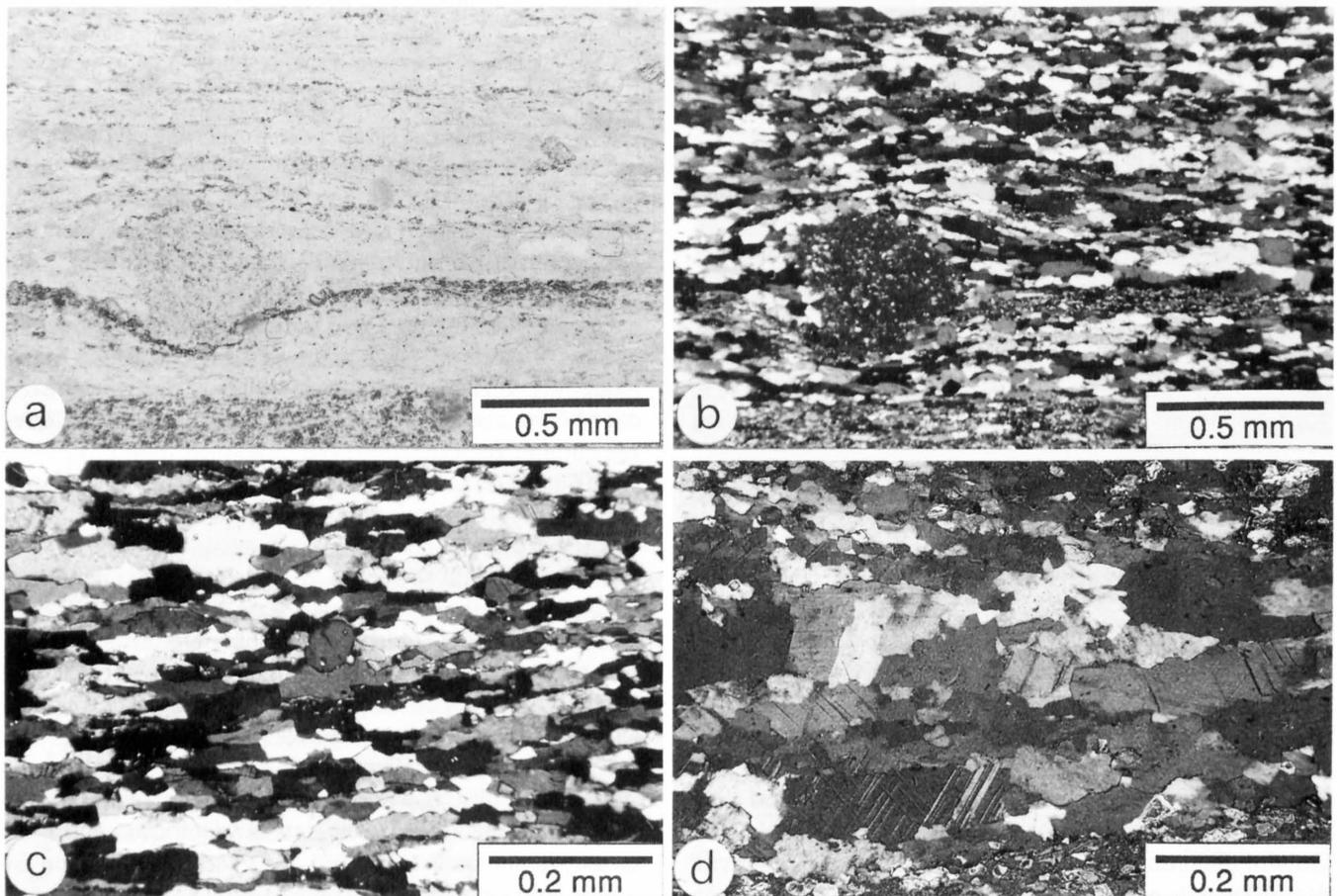


Fig. 34: Typische Mikrogefüge der Anhydrit-Mylonite von Wisen (Regime 2/1) (Dünnschliff-Bilder).

a und b) (Unpolarisiertes bzw. polarisiertes Licht): Übersicht mit praktisch reinem Anhydrit (oben) (die wenigen Verunreinigungen sind auf einzelne Horizonte konzentriert; Segregation), Anhydrit-Fibern im Druckschatten eines Dolomits (Mitte) und stark verunreinigtem und dadurch sehr feinkörnigem Anhydrit (ganz unten); c) der Ausschnitt aus dem leicht verunreinigten Anhydrit zeigt ausgeprägte Kornlängung und s-schieferung (pol. Licht); d) vergleichsweise starke Verzwilligung in grobkörniger Lage (pol. Licht).

SHA-Gefügen durchaus um kaum getemperte synkinematische Gefüge handeln muss. Vor allem Vergleiche mit den letztgenannten Experimenten lassen die Vermutung zu, dass nebst dem intrakristallinen Gleiten in Schafisheim auch diffusive Prozesse aktiv waren. Wie weit es sich dabei um Korngrenzgleiten handelte, bleibt zukünftigen Abklärungen vorbehalten. Es muss jedoch betont werden, dass sowohl die SHA-Mylonite als auch die experimentell produzierten Anhydrit-Tektonite weit grobkörniger sind (5–45 μm) als dies bei anderen durch interkristallines Gleiten verformten Myloniten der Fall ist (z.B. 3–8 μm in Kalk-Myloniten, SCHMID 1982).

rungen vorbehalten. Es muss jedoch betont werden, dass sowohl die SHA-Mylonite als auch die experimentell produzierten Anhydrit-Tektonite weit grobkörniger sind (5–45 μm) als dies bei anderen durch interkristallines Gleiten verformten Myloniten der Fall ist (z.B. 3–8 μm in Kalk-Myloniten, SCHMID 1982).

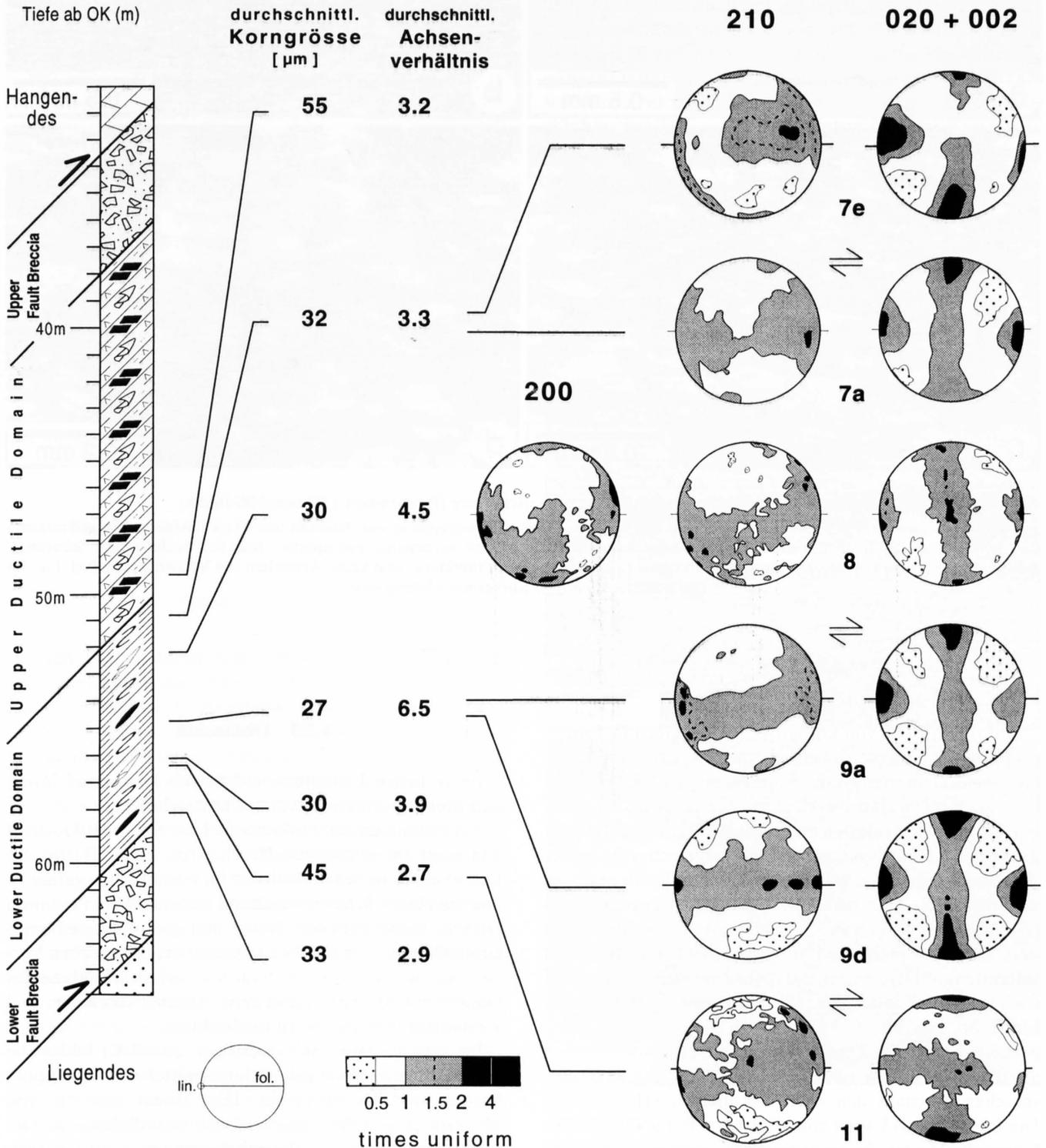


Fig. 35: Textur, durchschnittliche Korngrösse und Kornlänge der Anhydrit-Mylonite im Bereich der «Lower Ductile Domain» der Bohrung Wisen.

Die «Lower Ductile Domain» bildete während der Hauptdauer der Aufschiebung die eigentliche Scherzone der Jura-Randüberschiebung. Beachte die Zunahme von Kornlänge und Ausprägung der Textur sowie die Abnahme der Korngrösse gegen das Zentrum der Scherzone.

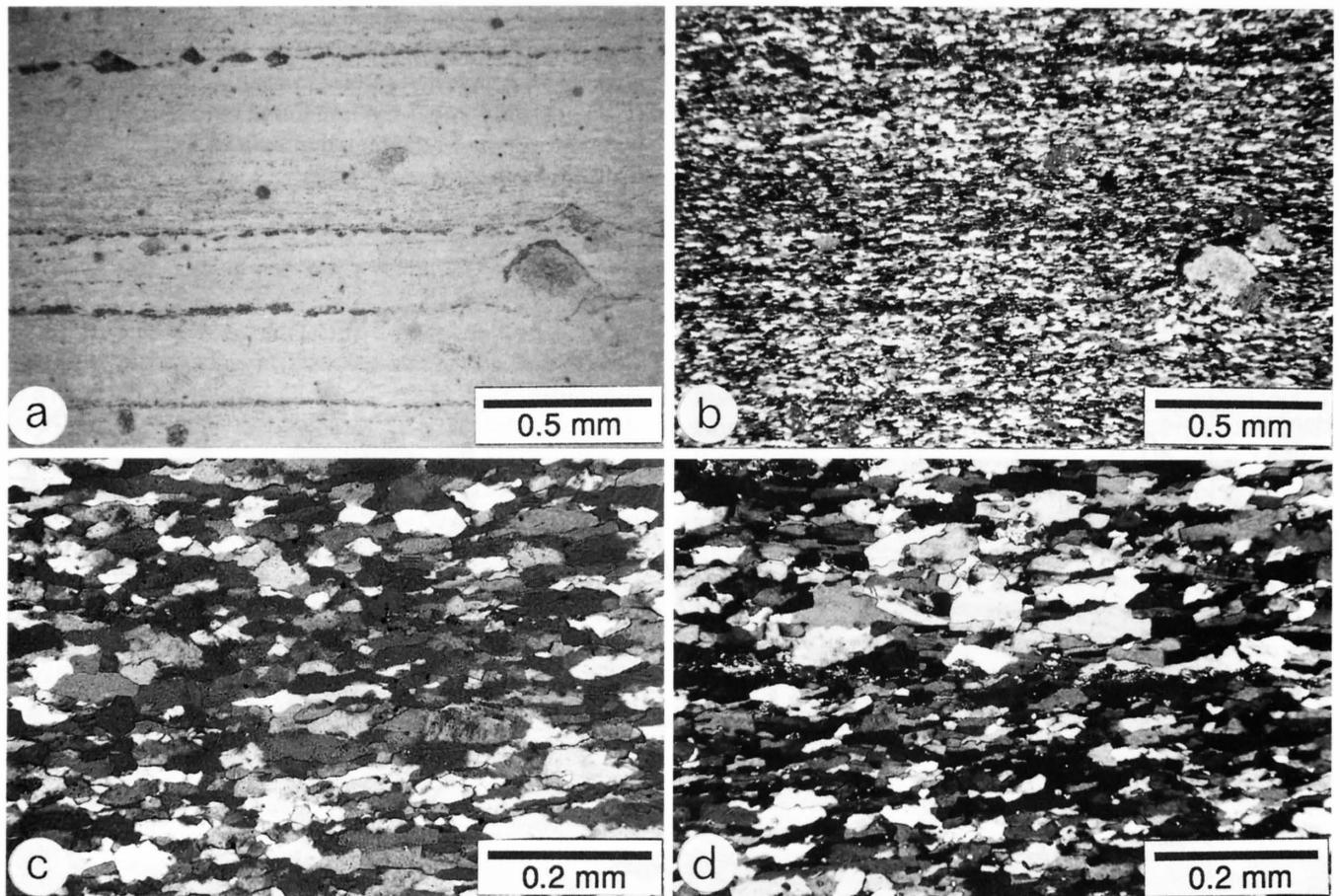


Fig. 36: Anhydrit-Mylonite der Farisberg-Überschiebung (Belchen-BEC) (Dünnschliff-Bilder).

a und b) (Unpolarisiertes bzw. polarisiertes Licht): Übersicht mit deutlicher Segregation von Anhydrit und Verunreinigung. Mergelhorizonte sind teilweise in charakteristischer Weise boudiniert («antithetically rotated asymmetric pull-aparts», Kap. 6.3, rechtssinnige Scherung); c) Detailbild zeigt stark gelängte Körner, verschlungene Korngrenzen, Subkornbildung, aber keine Anzeichen von Verzwillingung (vgl. Fig. 34) (polarisiertes Licht); d) Korngrößen-Segregation.

Auf die Präsenz von korngrößenabhängigen Deformationsprozessen deuten ebenfalls die ausgeprägten Korngrößenverkleinerungen in Scherzonen hin. Sehr schön lassen sich solche Kornverkleinerungen in später verscherten Anhydrit-Zerrklüften beobachten (Fig. 40). Zu diesen Zerrklüften ist im weiteren zu bemerken, dass sie in der Anhydritgruppe von Schafisheim praktisch nur noch in stark verunreinigten Anhydriten (Fig. 38b) sowie in Mergeln auftreten. In den äusserst reinen Anhydrit-Myloniten sind sie, im Unterschied zu Wisen, Belchen-BEC und Schafisheim-SHG, weder mikrostrukturell noch texturell nachweisbar (Fehlen des (210)-Maximums parallel zur Lineation; Fig. 30).

Die aus bedeutend grösserer Tiefe stammenden Proben aus dem Gipskeuper von Altshofen (ALT; Fig. 41b) entsprechen durchaus den eben diskutierten SHA-Proben. Die feinkörnigen Lagen enthalten zum Teil noch kleinere Körner ($5\text{--}14\ \mu\text{m}$), die grobkörnigeren aber etwas grössere ($15\text{--}50\ \mu\text{m}$). Auffallend ist, dass die feinkörnige Varietät an leicht verunreinigte Lagen gebunden ist, wie dies schon in Wisen beobachtet werden konnte (Behinderung der Rekristallisation durch Fremdeinschlüsse).

4.2.3 Diskussion

Im östlichen Faltenjura und dessen Hinterland lassen sich drei Deformationsregimes unterscheiden:

Verzwillingung auf (101) parallel zur Kante (101) : (010) dominiert im seichtesten Bereich (ca. $\leq 35^\circ\text{C}$), wo die Deformation in den Anhydriten im wesentlichen gering ist und die Haupt-Scherbewegungen mehrheitlich in viskosen Gipsen, kataklastischen Tonen und diskreten, reibungskontrollierten Scherflächen konzentriert sind. Neben Verzwillingung sind in den Anhydriten auch druckinduziertes Gleiten auf (001)[010] und erste Ansätze von Korn- und Zwillingsgrenzwandern zu beobachten.

Im nächsttieferen Stockwerk (ca. $35\text{--}90^\circ\text{C}$) bilden die Anhydrite das wichtigste Schmiermittel der Überschiebungen und Décollements. Hier findet sich die von MÜLLER et al. (1981) beschriebene kristallplastische Deformation (Regime 2): Thermisch aktiviertes intrakristallines Gleiten auf (001)[010], untergeordnet auch auf (012)[$\bar{1}\bar{2}1$] und (012)[$\bar{1}\bar{2}1$], begleitet von sehr aktivem Korngrenzwandern. Reine Anhydrite rekristallisieren leichter als verunreinigte Partien. Verzwillingung, bei

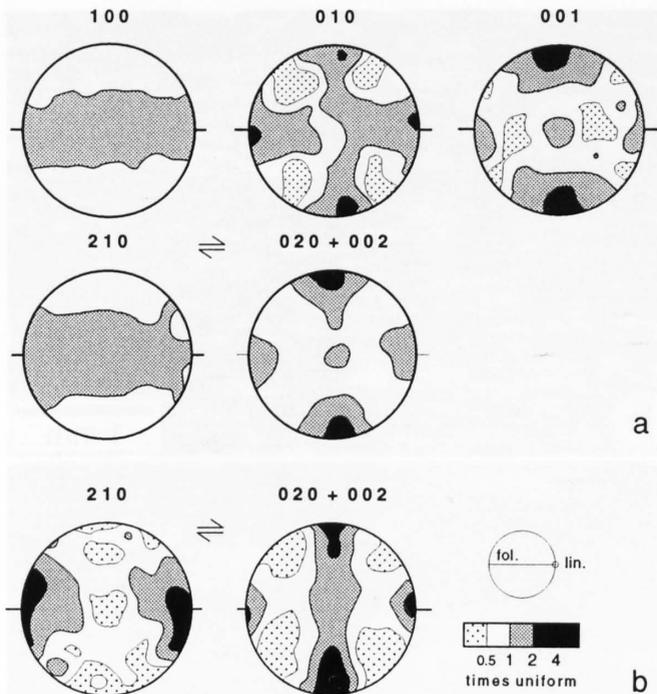


Fig. 37: Texturen des Deformationsregimes 2.

a) Synthetische Polfiguren, generiert aus der «orientation-distribution function» (ODF) eines Anhydrit-Mylonits der Bohrung Wandflue (Mettauer Überschiebung, Ausgangsmaterial der Experimente von MÜLLER et al. 1981); b) gemessene Textur eines Anhydrit-Mylonits aus dem Gipskeuper der Bohrung Schafisheim.

tiefere Temperaturen noch vergleichsweise häufig, verschwindet gegen das obere Ende der Temperaturskala. Die Körner sind in der Regel stark gelängt. Stark verscherte Zonen zeigen Mineral- und Korngrössensegregation und können nach der Terminologie von SCHMID & HANDY (1991) durchaus als Mylonite bezeichnet werden.

Im tiefsten der untersuchten Stockwerke (ca. 90–110°C) lässt sich ein Übergang von intrakristallinem Gleiten auf (001)[010] zu diffusiven, Korngrössenempfindlichen Deformationsprozessen («grain-size sensitive flow»; Korngrenzgleiten?) beobachten (Regime 3). Korngrössenverkleinerung ist häufig. Die Anhydrit-Mylonite zeigen ein vergleichsweise grobkörniges (5–50 μm) und annähernd isometrisches Gefüge.

Eine entsprechende Unterteilung in drei Deformationsregimes sowie vergleichbare Mikrogefüge sind aus experimentellen Arbeiten bekannt (MÜLLER et al. 1981, OLGAARD & DELL'ANGELO 1991). Zwischen den von diesen Experimentatoren ermittelten Daten und den für die Jura-Abscherung relevanten Umgebungsbedingungen besteht jedoch eine grosse Diskrepanz. Letztere sind dank jüngsten umfassenden Arbeiten (z.B. VOLLMAYR 1983, DIEBOLD & MÜLLER 1985, NAEF et al. 1985, NAGRA 1985, MULLIS 1987, MATTER et al. 1988c) recht gut bekannt. Sie können mit den schon genannten Temperaturen, mit de-

viatorischen Spannungen von $\Delta\sigma \leq 50$ MPa, lokal eventuell $\Delta\sigma \leq 100$ MPa, und Scherraten $\epsilon \leq 10^{-12}$ s⁻¹ umrissen werden (s. a. Kap. 2). Diesen Daten und den experimentell ermittelten Fließgesetzen zufolge sollten die Anhydrit-Scherzonen des Juras im Regime 1, allerhöchstens in einem Übergangsbereich Regime 1/2 deformiert worden sein.

Eine für die Erklärung der im Jura vorgefundenen Mikrostrukturen (und Deformationsprozesse) zentrale Diskrepanz besteht in der Lokalisierung des Beginns des Korngrenzwanderns. Diese wird von MÜLLER et al. (1981) zwischen 80 und 200°C (extrapoliert auf natürliche Bedingungen) festgelegt. Im Jura ist Zwillings- und Korngrenzwandern aber schon bei erstaunlich geringen 30°C beobachtbar, was $T/T_{m \text{ Anhydrit}} \approx 0,18$ entspricht. Das heisst, dass im Anhydrit diffusive Prozesse (Korngrenzwandern, Korngrenzgleiten, Versetzungsklettern usw.) bei weit geringeren relativen Temperaturen einsetzen als zum Beispiel im Kalzit, wo sie erst ab $T/T_{m \text{ Kalzit}} \approx 0,37$ auftreten (RUTTER 1976, SCHMID et al. 1980).

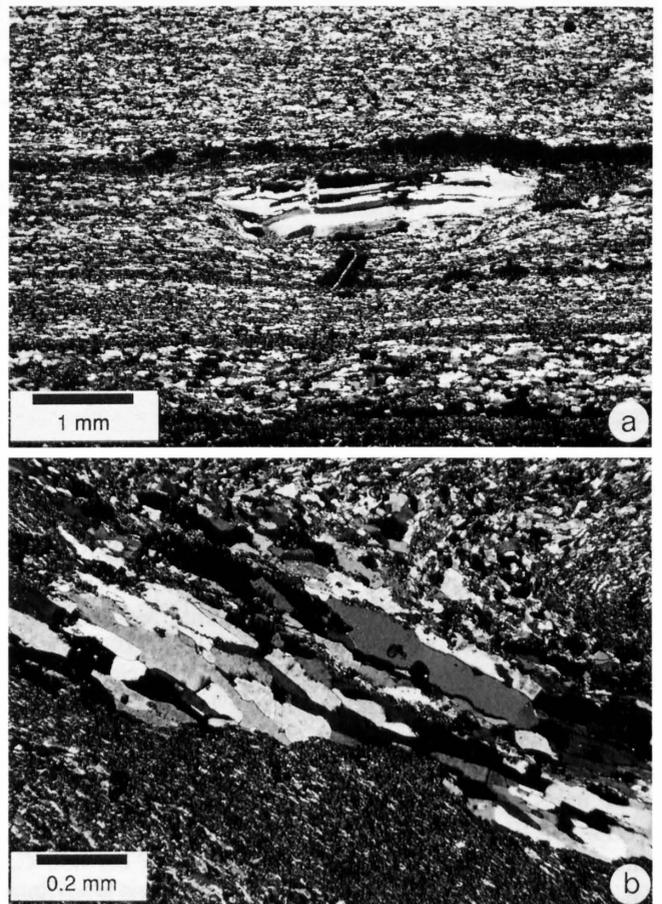


Fig. 38: Synorogene Anhydrit-Fibern.

a) In «pinch-and-swell»-Manier boudinierte Druckschattenfüllung in inkompetenterer, feinkörnigerer Anhydrit-Matrix (Dünnschliff-Bild, polarisiertes Licht, Wisen); b) Anhydrit-Fibern in kompetentem, stark verunreinigtem Anhydrit (Scherzone). Die Fibern sind ansatzweise zu granoblastischem Anhydrit umkristallisiert (Dünnschliff-Bild, polarisiertes Licht, Anhydritgruppe, Schafisheim).

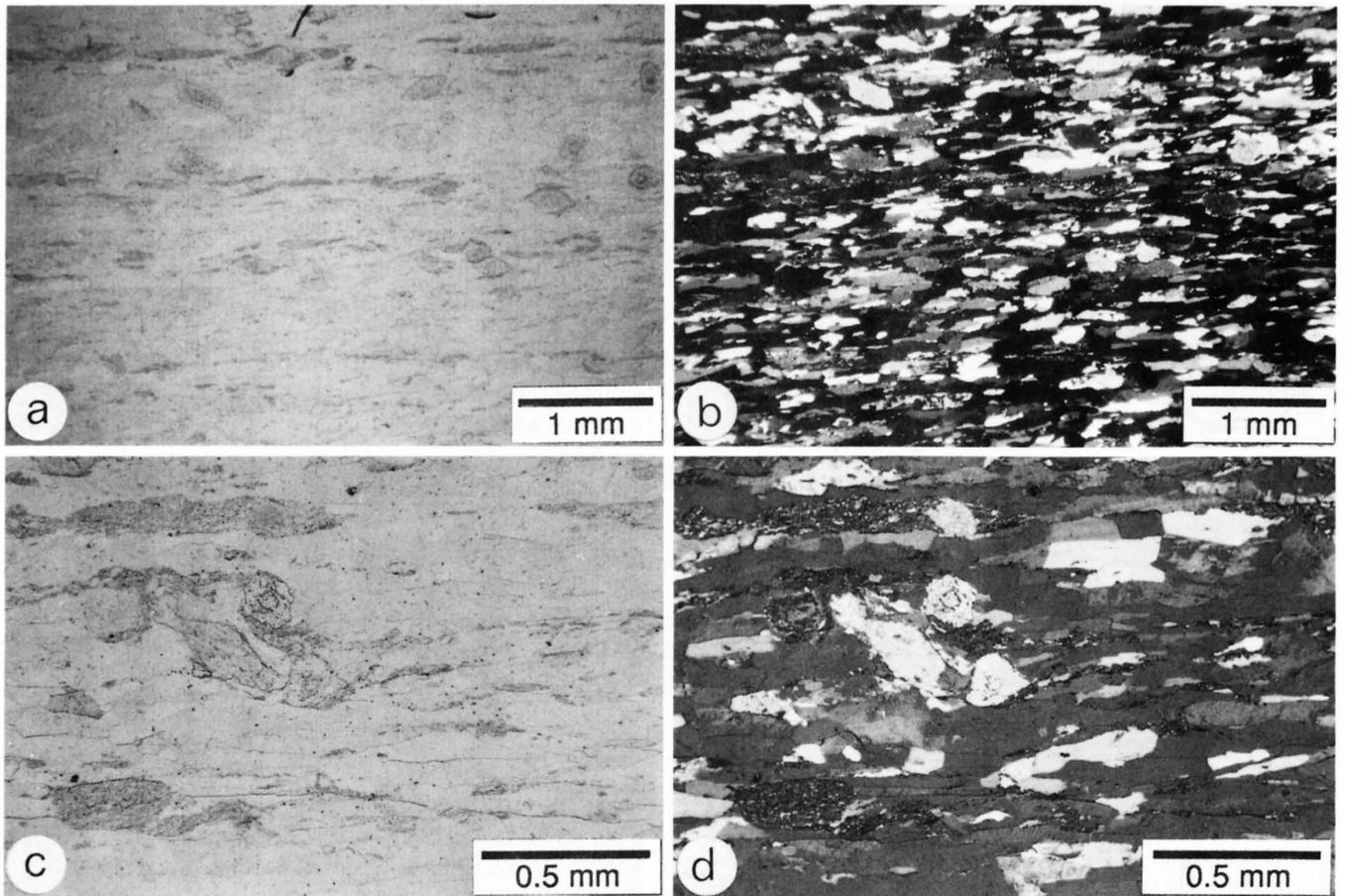


Fig. 39: Anhydrit-Mylonite im Gipskeuper von Schafisheim.

a und b) Übersicht. Stark gelängte, relativ grobe Anhydrit-Körner und teilweise rotierte, zonierte Dolomit-Idioblasten (dunkler in a); c und d) Detail mit rotierten δ -Typ Dolomit-Idioblasten (rechtssinnige Scherung). Im Druckschatten von Dolomiten und Mergelfetzen haben sich Anhydrit-Fibern gebildet. Die Anhydrit-Körner zeigen vergleichsweise gerade Korngrenzen (Dünnschliff-Bilder; a und c: unpolarisiertes, b und d: polarisiertes Licht).

Es ist naheliegend, dieses Phänomen auf Weichungseffekte durch Porenwasser («fluid assisted diffusional creep», «fluid enhanced flow», URAI 1983) zurückzuführen, wie sie zum Beispiel vom Halit bekannt sind (URAI et al. 1986, BORNS 1987, SPIERS et al. 1988). Dort erleichtern kleinste Mengen von dispers verteilten wässrigen Lösungen das Korngrenz wandern und Korngrenzgleiten. Im Anhydrit sind solche Effekte bislang noch nicht belegt. Verschiedene Eigenheiten der experimentellen Daten sprechen aber für die Präsenz dieser Prozesse.

So muss einerseits berücksichtigt werden, dass die betreffenden Experimente bei sehr hohen Temperaturen durchgeführt wurden (MÜLLER et al. 1981: bis 450°C; OLGAARD & DELL'ANGELO 1991: bis 800°C). Die Löslichkeit des Anhydrits nimmt aber mit zunehmender Temperatur rapide ab (VON VOGEL 1966) (Fig. 29). Beim Erhöhen der Temperatur werden somit allfällige Lösungs-/Fällungs-Prozesse zunehmend unterdrückt. Dies könnte die von D. L. Olgaard und L. N. Dell'Angelo (mündl. Mitt. 1991) beobachtete Abnahme des Weichungsgradienten ($d\Delta\sigma/dT$) mit zunehmender Temperatur erklären. Im

weiteren ist festzuhalten, dass bei der Herstellung der Proben (Trocknen) wie auch bei den hohen Temperaturen des Experiments selber allfälliges Porenwasser sehr wahrscheinlich zu einem grossen Teil ausgetrieben wurde (die betreffenden Autoren haben keine Bestimmungen des vor und nach dem Experiment vorhandenen Porenwassers durchgeführt).

Andererseits ist zu berücksichtigen, dass Lösungs-/Fällungs-Prozesse weit stärker zeitabhängig sind als Festkörper-Deformationsprozesse (z. B. LAUBSCHER 1975, RUTTER 1976, BORNS 1987). Konsequenterweise können sie in den schnell durchgeführten Experimenten nicht oder nur sehr untergeordnet auftreten.

Dies sind natürlich alles nur Hypothesen und Negativbeispiele. Fest steht aber, dass eine bedeutende Diskrepanz zwischen den bislang ermittelten Fließgesetzen und den Beobachtungen aus dem Jura besteht. Ob diese nun durch Weichungseffekte durch Porenwasser oder andere Prozesse bedingt ist, muss der zukünftigen Forschung überlassen werden.

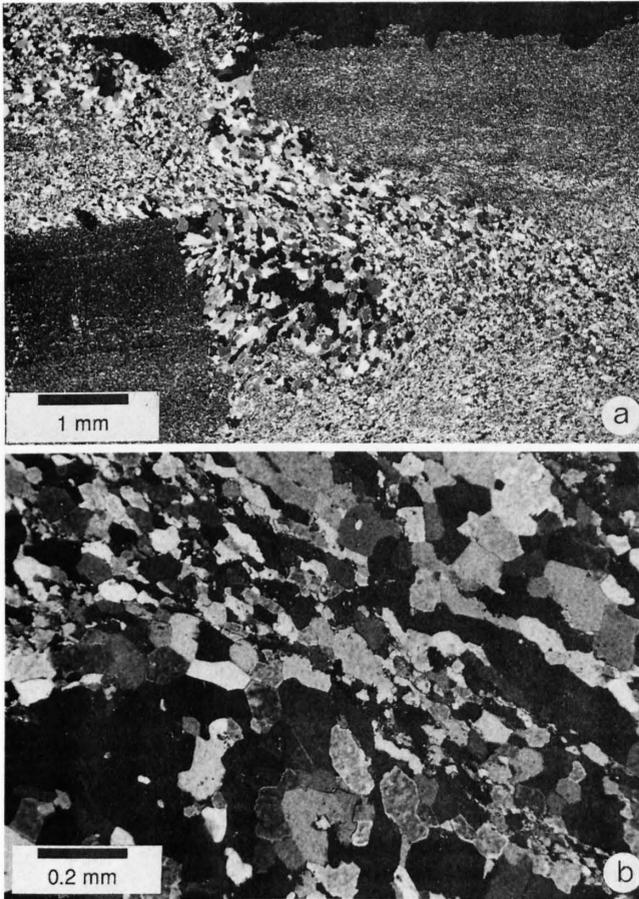


Fig. 40: Korngrößen-Verkleinerung in der Anhydritgruppe von Schafisheim.

a) Übersicht. Ursprünglich fibröse Boudinhals-Füllung wurde bei der Imbrikation der Boudins verschert. Der zur granoblastischen Varietät umkristallisierte Anhydrit zeigt eine deutliche Abnahme der Korngrösse vom Rand zum Zentrum der Mikroscherzone; b) Detail aus dem Zentrum der Scherzone (Dünnschliff-Bilder, polarisiertes Licht).

In diesem Zusammenhang muss nochmals auf die von LAUBSCHER (1984) postulierte Deformation der Anhydrite durch Drucklösung eingegangen werden (s. o.). Falls das Korngrenz wandern (und das Korngrenzgleiten) in den betrachteten Anhydriten wirklich durch die Präsenz wässriger Lösungen erleichtert wurde, muss aus thermodynamischen Gründen auch Drucklösung aktiv gewesen sein. Es ist jedoch in den untersuchten Anhydriten äusserst

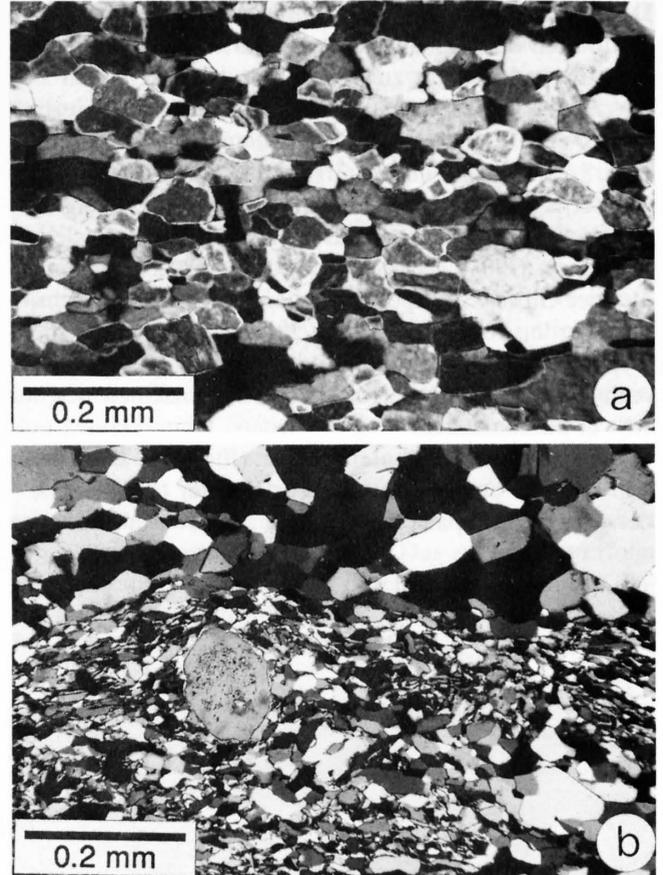


Fig. 41: Anhydrit-Mylonite aus dem Regime 2/3.

a) Praktisch isometrisches (durchschnittliche Längung etwa 2:1) polygonales Korngefüge («foam structure») aus einer der Hauptscherzonen in den Sulfatdominierten Schichten (Anhydritgruppe) von Schafisheim. Diese Probe stammt aus einer etwa 200 m tieferen Lage als diejenigen in Fig. 39; b) Anhydrit-Mylonit aus dem Gipskeuper von Altshofen mit deutlicher Korngrößen-Segregation. Die feinkörnigen Anhydrite sind an Lagen mit grossen, leicht korrodierten Dolomit-Idioblasten gebunden.

schwierig, Drucklösung nachzuweisen, da «neuer», d. h. in Kluffibern oder eben in Anwachssäumen gebildeter Anhydrit keine nachweisbaren chemischen Unterschiede (Einschlüsse, Fremdionen) zu «altem» Anhydrit zeigt. Hinweise auf Sulfat-Transport in Lösung (z. B. Anhydrit- und Gips-Fibern in mergeligen Anhydriten und benachbarten Nicht-Sulfaten) sind aber praktisch überall zu finden.

4.3 Beobachtungen zur Gips-Deformation

Bei der viskosen Gips-Deformation muss grundsätzlich zwischen zwei Phänomenen unterschieden werden: der Ausbildung und subsequenten Deformation von Gips-Fibern einerseits, und der Deformation vergipster Anhydrit-Gesteine andererseits. Nachhaltig verscherte Gips-Gesteine konnten bislang einzig im Bereich der Jura-

Randüberschiebung, und auch dort nur am direkten Kontakt zwischen Anhydritgruppe und wichtigen Aquiferen (Anhydritdolomit bzw. Hauptmuschelkalk, Hauptrogenstein, Malmkalk und Molasse-Sandsteine der Liegend-scholle [«foot wall»]), beobachtet werden. Offensichtlich ist eine frühe Vergipsung und eine nachfolgende intensive

Deformation Voraussetzung für die Ausbildung von Gips-Tektoniten oder gar -Myloniten. Die Gips-Mylonite, wie sie z. B. in Kienberg zu beobachten sind, zeichnen sich durch eine ausgesprochen intensive Foliation (ererbte?, s. u.), eine Längung der Gips-Superindividuen (vgl. Kap. 3.2.3.2), eine charakteristische Art des Korngrenzwanderns (Fig. 42a) sowie eine ausgeprägte Kristallgittereinregelung (Textur, s. u.) aus. Verzwilligung, wie sie von BAUMANN (1984) als wichtigster Deformationsmechanismus des Gipses bei experimenteller Deformation beschrieben wurde, konnte bislang nicht nachgewiesen werden. Wie weit die Foliation – zumindest teilweise – von älteren Anhydrit-Myloniten ererbt ist, ist im einzelnen oft nur schwer auszumachen.

Bei der oben erwähnten Textur (Fig. 42b) handelt es sich um eine ausgeprägte Einregelung der (010)-Ebene – der wichtigsten Spalt- und der einzigen Translationsebene

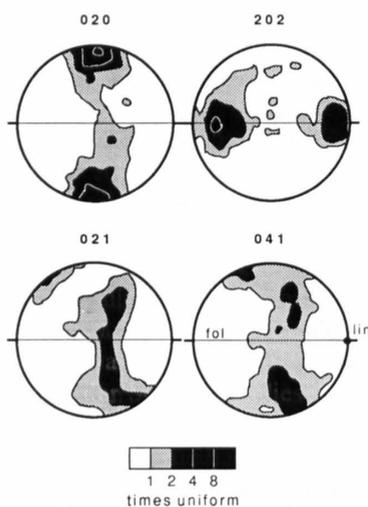
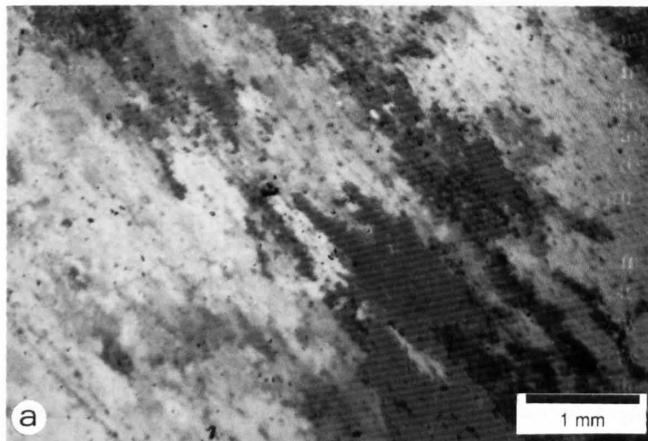


Fig. 42: Gips-Mylonit aus der Grube Kienberg.

a) Das Dünnschliff-Bild (polarisiertes Licht) zeigt eine ausgeprägte Längung der Gips-Individuen und eine intensive Verschlingung der Korngrenzen (Korngrenzwandern), welche in dieser Form in statisch vergipsten Anhydriten nicht auftritt; b) die Gefügeregelung weist auf intrakristallines Gleiten auf (010) (001) hin.

– parallel zur Foliation, sowie um eine Einregelung der γ -Richtung des Gipses (= Bisectrix, welche 14° mit der [101]-Achse einschliesst) parallel zur Lineation. Die Einregelung der γ -Richtung parallel zur Streckungslineation entspricht den Verhältnissen beim Anhydrit, wo die

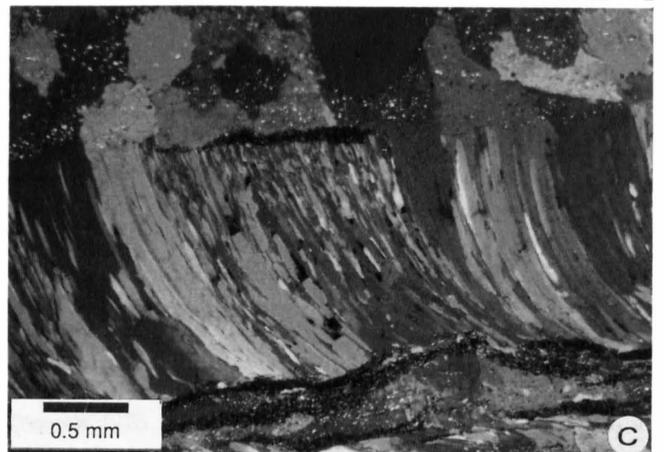
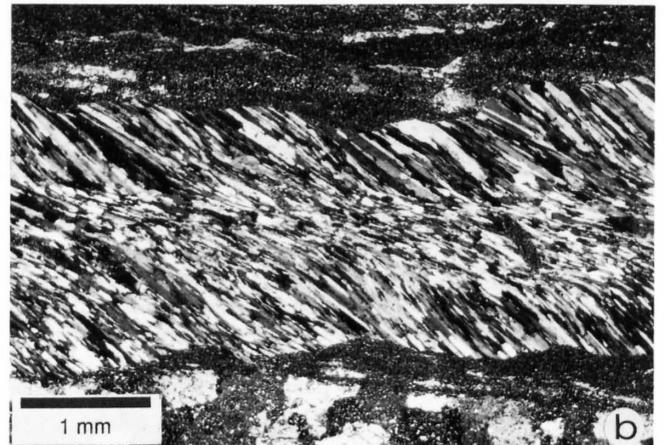
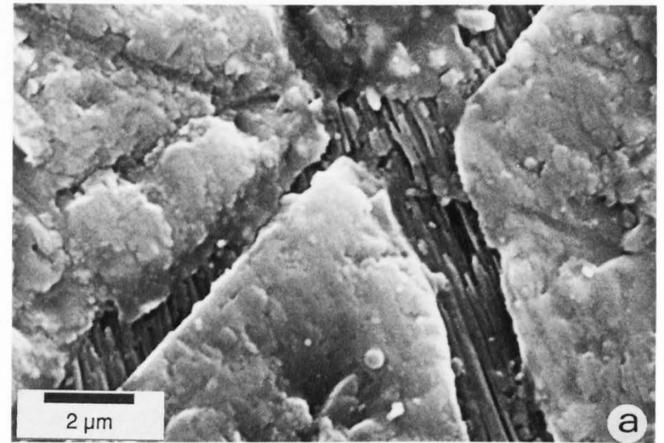


Fig. 43: Synorogene Gips-Fibern.

a) Gips-Fibern (dunkel) zwischen Anhydrit-Fragmenten (hell) dokumentieren Deformation im Sprödbereich des Anhydrits (REM-BSE-Aufnahme, Gipsgrube Kienberg); b) geschwungene Gips-Venen weisen auf eine komplexe Deformationsgeschichte im «Vergipsungsfeld». Die Haupt-Transportrichtung im «Anhydritfeld» verläuft senkrecht zur Bildebene! (Dünnschliff-Bild, polarisiertes Licht, Wisen); c) Gips-Fibern (Bildmitte) und Gips-Neoblasten im Wirtsgestein wuchsen etwa zeitgleich (Dünnschliff-Bild, polarisiertes Licht, Wisen).

γ -Richtung jedoch kristallographisch parallel zur a-Achse liegt (Fig. 27). Das beobachtete Gefüge lässt sich unter bestimmten Annahmen mit einem Gleiten auf (010) nach [001] (KERN & RICHTER 1985) in Verbindung bringen. Sein Ursprung kann jedoch keinesfalls auf ein Fiberwachstum nach [001] (z. B. «satinspars», DEER et al. 1966) oder gar eine Verzwilligung parallel zu (100) zurückgeführt werden.

Weit häufiger als Gips-Tektonite sind syntektonische Gips-Fibern zu beobachten, die oberhalb etwa 600 m Tiefe zunehmend anstelle von Anhydrit-Venen erscheinen (Kap. 3.2.3). Sie treten sowohl im überwiegend anhydritischen Gestein in Zerrklüften und Druckschatten als auch in ursprünglich sulfatarmen Tonen auf. Im letzteren Fall tragen diese Gips-Venen – zusammen mit der ebenfalls durch Wasserzutritt bedingten Entfestigung der Tone – nachhaltig zur Bildung der Ton-Gips-Tektonite, dem inkompetentesten Gestein des seichtesten Bereiches, bei (Kap. 5.2).

Auch in überwiegend anhydritischen Gesteinen bilden sich Gips-Venen bevorzugt entlang von Tonhorizonten

bzw. in den Druckschatten von Tonfragmenten («pull-aparts») aus. Im seichteren Bereich treten sie zudem in Zerr- und Scherklüften im hier spröden Anhydrit auf (Fig. 43 a). Seltener sind Gips-Venen im Druckschatten von grösseren Dolomit-Idioblasten und Pyriten. An einigen Stellen ist ein direkter Übergang von Anhydrit- zu Gips-Venen beobachtbar.

Die tektonisch induzierten Gips-Venen sind in der Regel mehr oder weniger harmonisch geschwungen (Fig. 43 b) oder verlaufen gar subparallel zur Scherfläche. Die einzelnen Gips-Fasern stehen häufig in optischer Kontinuität zu benachbarten Gips-Superindividuen des vergipsten Nachbargesteins. Diese Fibern und Superindividuen sind meist von gemeinsamen Nuclei aus gewachsen und somit etwa gleich alt (Fig. 43 c).

Gips-Venen und Druckschattenfüllungen werden oft tektonisch überprägt und nicht selten stark ausgewalzt («gypsum ribbons») (Kap. 5.2.2). Das Auswalzen erfolgt dabei ebenfalls überwiegend durch intrakristallines Gleiten und Korngrenz wandern.

5. Zur Rheologie evaporitischer Serien

5.1 Deformationsmechanismen der einzelnen Minerale

Der Wissensstand zur Rheologie und zu den Deformationsmechanismen evaporitischer Minerale zu Beginn der achtziger Jahre wird von KERN & RICHTER (1985) zusammenfassend dargestellt. Im vorliegenden Kapitel wird diese Darstellung durch jüngere Erkenntnisse ergänzt und mit den im Jura gewonnenen Felddaten verglichen.

5.1.1 Chloride: Halit

Das Verformungsverhalten des Halits ist in den letzten fünfzig Jahren ausführlich untersucht worden und darf als weitgehend bekannt bezeichnet werden (ALBRECHT & HUNSCH 1980, CARTER & HANSEN 1983, KERN & RICHTER 1985, SPIERS et al. 1990). Bei hohen deviatorischen Spannungen herrscht Gleiten auf (110)[$\bar{1}\bar{0}$] und {100}[110] vor. Letzteres ist nur bei höheren Temperaturen zu beobachten. Bei niedrigen Spannungen dominieren demgegenüber, abhängig von der deviatorischen Spannung, «cross slip» ($\Delta\sigma \leq$ ca. 20 MPa) oder Drucklösung. Im Jura und seinem Hinterland sind prinzipiell alle drei Mechanismen zu erwarten (Fig. 44 a). Die Korngrösse sowie Fremdioneneinschlüsse («solid solution hardening», HEARD & RYERSON 1986) haben einen signifikanten Einfluss auf die Dominanz der einzelnen Prozesse und somit auch auf die Kriechfestigkeit. Für die vorliegende Arbeit ist es von besonderem Interesse, dass auch recht grobkörniges Steinsalz (Fig. 44 a), wie es für die Salztekonite im Hinterland

des Juras typisch ist (z. B. Schafisheim, MATTER et al. 1988c), sehr geringe Festigkeiten hat.

Der Drucklösung (Korngrenz-Lösungsdiffusion) kommt beim Halit eine zentrale Bedeutung zu (MEANS & WILLIAMS 1974, URAI et al. 1986, BORNS 1987, SPIERS et al. 1988). Schon kleinste Mengen von Porenwasser führen zu signifikanten Festigkeitsreduktionen. Es wird angenommen, dass das Wasser während der Deformation in Form dünner Filme im Bereich der migrierenden Korngrenzen verteilt ist. Postkinematisch zieht es sich zu typischen, oft verästelten Vakuolen zusammen, wie sie auch in den Salzlagerstätten der Nordwestschweiz nachgewiesen wurden (PFIRTER 1982).

Im Salzlager der Bohrung Schafisheim können zwei stärker deformierte Partien (1400–1408 m bzw. 1423–1434 m) ausgeschieden werden, die durch einen kaum verscherten Abschnitt aus unreinem, anhydrit- und mergelführendem Halit getrennt werden (MATTER et al. 1988c). Vor allem der tiefste Abschnitt ist durchaus als Halit-Mylonit zu bezeichnen. Die mittlere Korngrösse dieser äusserst homogenen Sequenz beträgt etwa 2 mm. Die Körner sind deutlich gelängt. Die beobachteten Achsenverhältnisse ($\leq 1:10$) sind kleiner als die hier zu erwartende Deformation ($\gamma > 50$) und entsprechen nicht dem mesoskopischen Gefüge (Stoffbänderung, wurzellose Anhydrit-Falten usw.). Dies kann mit synkinematischer Rekristallisation oder mit Korngrenzgleiten erklärt werden. Eingehendere mikrostrukturelle und texturale Untersuchungen wurden bislang an den Salztekoniten der Jura-Abscherung nicht durchgeführt.

5.1.2 Sulfate: Gips und Anhydrit

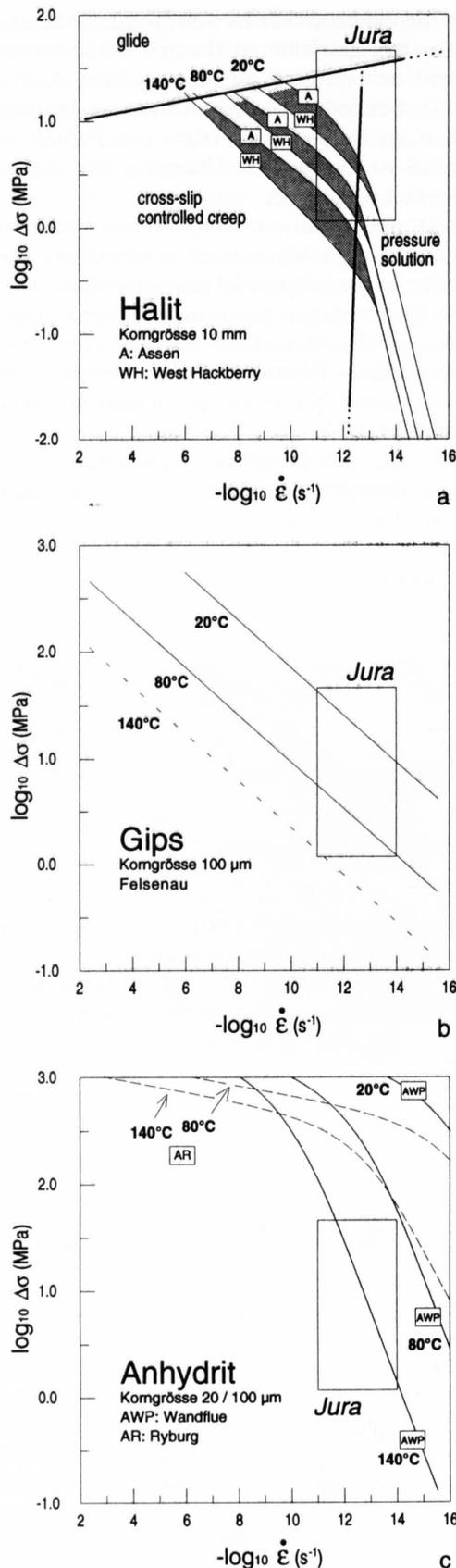


Fig. 44: Fließfestigkeitsdiagramme

(doppelt-logarithmische Skala) für Halit, Gips und Anhydrit.

- a) Deformationsmechanismen-Karte nach SPIERS et al. (1990);
 b) Gips-Festigkeit nach BAUMANN (1984); c) Anhydrit-Festigkeit nach MÜLLER et al. (1981). Die differentielle Scherspannung bei 20, 80 und 140°C ist jeweils gegen die Scherrate aufgetragen. Das Rechteck markiert die für die Jura-Abscherung relevanten Spannungen und Scherraten.

Die Felddaten zur Gips-Deformation wurden im Kapitel 4.3 diskutiert. Zwischen diesen Beobachtungen und den experimentellen Befunden von BAUMANN (1984) lassen sich im mikrostrukturellen Bereich leider nur beschränkt Parallelen ziehen. So beschreibt BAUMANN (1984) Verzwillingung und vermutet Korngrenz wandern und Versetzungsgleiten. In natürlich verformten Proben hingegen dominieren Korngrenz wandern und intrakristallines Gleiten, während Verzwillingung nicht auftritt oder zumindest bislang nicht nachgewiesen werden konnte.

In diesem Zusammenhang muss jedoch festgehalten werden, dass die experimentelle Simulation natürlicher Deformationsprozesse in Gips äusserst schwierig ist, da die üblicherweise angewandte Strategie, Temperatur gegen Verformungsrate aufzuwiegen (es wird weit schneller, dafür aber bei höheren Temperaturen als in der Natur deformiert; vgl. PATERSON 1987), versagt, weil Gips bei Temperaturen $>90^{\circ}C$ schon nach kurzer Experimentdauer zu Bassanit dehydriert. So sind BAUMANN'S (1984) Experimente alle bei vergleichsweise tiefen Temperaturen ($\leq 63^{\circ}C$) und hohen Deformationsraten ($\geq 10^{-6} s^{-1}$) durchgeführt worden (Fig. 44b). Es erscheint somit durchaus plausibel, dass in der Natur intrakristallines Gleiten und synkinematische Rekristallisation eine wichtigere, Verzwillingung hingegen eine unwichtigere Rolle als im Experiment spielen. Unbestritten und durch Felddaten eindeutig belegt ist jedoch die äusserst geringe Scherfestigkeit des Gipses (Fig. 44b).

Die reibungskontrollierte Deformation von Gips ist durch vergleichsweise geringe «innere» und «äussere Reibungswinkel» charakterisiert. Die Kohäsion entspricht jedoch durchaus derjenigen anderer Sedimentgesteine (Tab. 5). Kataklastische Deformation von Gips-Gesteinen – vorwiegend Spröbruch und Kinking – kann im seichtesten Bereich der Randüberschiebung, in Kienberg und Zeglingen, beobachtet werden, wo sie eine sehr späte Deformationsphase repräsentiert. Im weiteren können einige Kakirite und Kataklastite im Belchen und im Riepel mit Vorbehalten der kataklastischen Gips-Deformation zugeordnet werden.

Die Evaporit-Scherzonen des Juras zeigen, dass sich Anhydrit auch noch bei vergleichsweise tiefen Temperaturen ($<35^{\circ}C$) viskos verhalten kann (Kap. 4.2). Seine Scherfestigkeit ist deutlich geringer als dies bislang aufgrund der experimentellen Daten von MÜLLER et al. (1981) (Fig. 44c) und OLGAARD & DELL'ANGELO (1991) angenommen wurde. Es können verschiedene Deformationsregimes unterschieden werden: verzwillingungsdominierte Deformation, «Kristallplastizität» im Sinne MÜLLERS et al. (1981) und diffusionsdominierte Deformation (OLGAARD & DELL'ANGELO 1991) (Kap. 4.2).

Im reibungskontrollierten Bereich entspricht die Festigkeit von reinem Anhydrit (Tab. 5) derjenigen anderer sedimentärer Gesteine (BYERLEE 1978), während tonführender Anhydrit eine deutlich geringere Festigkeit aufweist (HANDIN & HAGER 1957, MÜLLER & BRIEGEL 1977a, NAGRA 1985). Spröbruch und Kakirite in Anhydrit-Ge-

stein lassen sich in der Bohrung Wisen und im Belchen-Tunnel eindeutig nachweisen, während sie in den Gipsgruben Riepel und Kienberg aufgrund der späteren Vergipung nur vermutet werden können.

5.1.3 Tonminerale: Illit, Smektit, Chlorit und «Mixed Layers»

Das mechanische Verhalten von Tonmineralen und -gesteinen ist in den letzten dreissig Jahren von verschiedenen Autoren ausführlich untersucht worden (z. B. HANDIN et al. 1963, CHAPPEL 1974, SUMMERS & BYERLEE 1977, BYERLEE 1978, RUTTER & WHITE 1979, WANG et al. 1980, LOGAN et al. 1981, RUTTER et al. 1986, MALTMAN 1987, NÜESCH 1991). Diese Untersuchungen zeigen, dass Tongesteine unter «trockenen» Bedingungen durchwegs kataklastisch verformt werden. Die innere Reibung («Höchstfestigkeit» in Tab. 5) ist jedoch deutlich geringer als diejenige der meisten Nicht-Schichtsilikate (BYERLEE 1978, NÜESCH 1991). Diese Tatsache ist sehr wahrscheinlich auf ein inter-, eventuell auch intrakristallines Gleiten parallel zur {001}-Fläche zurückzuführen. Tone zeigen eine ausgeprägte Dilatanz (z. B. NÜESCH 1991). In stark verscherten Zonen tritt zudem Kornverkleinerung und Kompaktion durch scherzonenparallele Einregelung der {001}-Plättchen auf (JORDAN & NÜESCH 1989b). In Tongesteinen entwickeln sich häufig eine P-Schieferung sowie R₁- und Y-Scherflächen (RUTTER et al. 1986, JORDAN & NÜESCH

1989b). Mit zunehmender Temperatur tritt bei Tonen eine Versprödung ein. Ein Übergang zu viskoser Deformation konnte bislang nicht beobachtet werden (MALTMAN 1987, NÜESCH 1991).

Unter Porendruck verhalten sich Tone grundsätzlich wie andere Gesteine. Gemäss der Formel

$$\tau = \tau_0 + \tan \Phi \cdot \sigma_n (1 - \lambda)$$

nimmt die Festigkeit mit zunehmendem relativem Porendruck $\lambda = P_p / \sigma_n$ ab. Zwei wichtige Abweichungen von diesem «konventionellen» Verhalten sind bei der Deformation evaporitischer Serien von zentraler Bedeutung. Sie betreffen einerseits das Fliessverhalten der Tone bei sehr geringen Überlasten, die sogenannte Ton-Plastizität (NÜESCH 1991), und andererseits das mechanische Verhalten der Tone im feuchten Zustand, d. h. bei Porendruck $P_p \ll$ hydrostatischer Druck P_{hydr} . Beide Male ist das divergente Verhalten in der Fähigkeit bestimmter Tonminerale, Wasser in besonderem Masse zu absorbieren, begründet. Tonminerale, die diese Fähigkeit sehr ausgeprägt zeigen, sind der Smektit (Montmorillonit) sowie – in geringerem Masse – die «mixed layers» Corrensit und Illit/Smektit (MADSEN 1976, MADSEN & MÜLLER-VONMOOS 1985). Ursache für die unterschiedliche Quellfähigkeit ist die für das Wasser zugängliche Oberfläche, die zwischen 10 und 800 m²/g variieren kann (MADSEN & NÜESCH 1989). Die mineralspezifische Absorptionsfähigkeit wird zusätzlich durch die Wertigkeit der Kationen im Porenwasser kontrolliert. Sie ist bei einwertigen Kationen (z. B. Natrium aus den Salzlagern!) am grössten (MADSEN 1979). Um einmal als Zwischenschicht eingebautes Wasser wieder zu entfernen, sind – zumindest bei vergleichsweise kurzen Laboruntersuchungen – entweder hohe Drucke (5 bis 500 MPa, MADSEN 1976) oder hohe Temperaturen (>200°C, NÜESCH 1991) notwendig.

Aus felsmechanischer Sicht ist nun die Tatsache relevant, dass Tone Wasser festhalten und unter bestimmten Voraussetzungen auch anziehen können. Tone können daher auch bei – auf das gesamte Felsvolumen bezogen – geringen Porendrücken Wasser enthalten, das seinerseits lokal bedeutende Porendrucke aufbauen und so die Festigkeit der Tone erheblich reduzieren kann. Oberflächennah bilden Tonminerale und Wasser regelrechte Suspensionen äusserst geringer Fliessfestigkeit (Ton-Plastizität) (z. B. LAGALY 1988, MÜLLER-VONMOOS & LØKEN 1988, NÜESCH 1991). Aber auch in grösseren Tiefen (maximal bis ca. 800 m) kann der Absorptionseffekt unter bestimmten Umständen den für diese Tiefen erwarteten normalen Porendruckeffekt übersteigen. Es ist jedoch – zumindest bei Exhumierungen von Tonvorkommen – mit einer weiten Übergangszone zu rechnen, bei der Suspensionsfliessen von konventionellem kataklastischem Verhalten bei erhöhtem Porendruck kaum zu unterscheiden ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Zusammenspiel von Dilatanz, welche einen Wasserzutritt erst ermöglicht, und Absorptionsfähigkeit die Tone im seichteren Bereich von Orogenen zu bedeutenden Abscherhori-

Tabelle 5: Mechanische Kennwerte für Sprödrbruch («Höchstfestigkeit») und Reibung auf Bruchflächen («Restfestigkeit») von Anhydrit, Gips und Ton.

		Φ	τ_0
Anhydrit	Höchstfestigkeit ^{a)}	30 - 40°	30 - 40 MPa
	Restfestigkeit	45 - 60°	-
Gips	Höchstfestigkeit	19°	38 MPa
	Restfestigkeit	33°	-
Ton	Höchstfestigkeit ^{b)}	15 - 20°	20 - 40 MPa
	Restfestigkeit	50°	-

a): mit zunehmendem Tongehalt bedeutende Reduktion von τ_0 , bei schwacher Reduktion von Φ .

b): starke Streuung der Werte abhängig von der Orientierung der Anisotropie bezügl. Spannungsachsen und vom Umgebungsdruck.

Angegeben sind der Winkel der «inneren» bzw. «äusseren Reibung» Φ und die Kohäsion τ_0 . Wenn (bei hohen Umgebungsdrücken) die Höchstfestigkeit kleiner als die Restfestigkeit ist, so tritt kataklastisches Fliessen auf. Angaben nach BAUMANN (1984), HANDIN (1969), HANDIN & HAGER 1957, MÜLLER & BRIEGEL (1977a, b), NAGRA (1985) und NÜESCH (1991).

zonen macht. Die Auswirkung des Wasserzutrittes und der Wasserabsorption wird zudem bei Tonlagen innerhalb oder in der Nachbarschaft von Sulfat-Lagern zusätzlich durch die Einlagerung von Gips in Tonen verstärkt (Kap. 5.2.2).

5.1.4 Karbonate: Magnesit, Dolomit und Kalk

In den eigentlichen Evaporiten treten Karbonate praktisch ausschliesslich als Dolomit, in einzelnen Lagen auch als Magnesit auf. Kalke finden sich in einigen Evaporit-Scherzonen als vom Liegenden der Überschiebung aufgeschürfte Blöcke, so zum Beispiel in Wisen (JORDAN et al. 1990), wo der Kalzit eines solchen Schürflings zur Paläostressbestimmung beigezogen werden konnte.

In diesem Kalkblock sind praktisch *alle* Kalzit-Körner $\geq 100 \mu\text{m}$ und ein Grossteil der Körner $\geq 50 \mu\text{m}$ intensiv verzwillingt. Das heisst, dass der «critical resolved shear stress» von $\geq 10 \text{MPa}$ (TULLIS 1980, LAURENT 1984) mit Bestimmtheit erreicht, wenn nicht gar deutlich überschritten wurde, da bei weitem nicht alle verzwillingten Körner in einer optimalen Position bezüglich des Spannungsfeldes liegen (vgl. LAURENT & TOURNERET 1990). ROWE & RUTTER (1990) präsentieren eine Kalibrierung von Zwi-

lingsereignissen, -häufigkeit und -volumen in Abhängigkeit von der Korngrösse einerseits und dem Paläostress andererseits. Aufgrund ihrer Kalibrierung lässt sich für Wisen ein Paläostress von ca. 300 MPa ermitteln. Dieser Wert scheint aber etwas zu hoch, da die Kalibrierung von ROWE & RUTTER (1990) überwiegend auf Experimenten bei Temperaturen $\geq 300^\circ\text{C}$ basiert, wo auch im Experiment Verzwillingung zunehmend durch andere Prozesse überprägt wird.

Über das Verformungsverhalten von Dolomit ist wenig, über dasjenige von Magnesit gar nichts bekannt. Dolomit gilt als äusserst verformungsresistent. Der von HANDIN (1969) untersuchte «Blair Dolomite» scheint aufgrund einer vergleichsweise geringen «äusseren Reibung» bei einer relativ hohen «inneren Reibung» gar nie in den Bereich des kataklastischen Fliessens einzutreten (Tab. 5). Dementsprechend wurden im Jura bislang auch weder kataklastische noch druckinduzierte Duktilität (z.B. Verzwillingung) von Dolomit oder Magnesit beobachtet.

Dolomit und Magnesit haben aber, wie auch Quarz und Pyrit, durchaus einen Einfluss auf die Rheologie der Evaporite und im speziellen auf die der Sulfate, wirken sie doch als mechanische Hindernisse für den Scherprozess (vgl. JORDAN 1988b, SCHMID & HANDY 1991) und als Hemmnisse für synkinematische Rekristallisationsprozesse.

5.2 Evaporite als Mehrphasengesteine

Evaporite sind in der Regel sowohl im Mikrobereich (z.B. durch Dolomit verunreinigter Anhydrit) wie auch im Makrobereich (z.B. Wechsellagerungen von Halit, Anhydrit und Mergel) polyphase Gesteine (bzw. Fels). Dabei treten gradierte Abfolgen, scharfe Übergänge, aber auch besondere Konfigurationen, wie linsenförmige Einlagerungen und Knollen, auf. Bei Verscherung reagieren die einzelnen Lithologien sehr unterschiedlich auf Spannung und Deformation. Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die Gefüge-Entwicklung und über die Gesamtrheologie der Evaporite. Es wird dabei zwischen Deformation im Anhydritfeld, d.h. unter chemisch stabilen Bedingungen, und im Vergipsungsfeld, d.h. bei synorogener Gips-Neubildung, unterschieden.

5.2.1 Deformationsverhalten im Anhydritfeld

5.2.1.1 Meso- bis Makrobereich

In geschichteten Mehrphasengesteinen verteilt sich die Gesamtdeformation in Abhängigkeit der jeweiligen Fließfähigkeit unterschiedlich auf die einzelnen Lithologien («strain partitioning») (CHEN & ARGON 1979, JORDAN 1988b, HANDY 1990). In den Evaporiten des Juras ist dieses Aufteilen der Verformung sehr ausgeprägt. So übernehmen Halite, Anhydrite, Tone und Dolomite in absteigender Folge immer geringere Scherbeträge. Zusätzlich ist in

den einzelnen Lithologien eine Abnahme des Verformungsgrades mit zunehmender Verunreinigung durch kompetentere Fremdminerale feststellbar.

Auf die einzelnen rheologischen Einheiten bezogen heisst das, dass die Salzlager – sofern vorhanden – die grösste Verscherung aufweisen. In Schafisheim zeigt das Salzlager seinerseits, bedingt durch einen erhöhten Anhydrit- und Mergelgehalt im mittleren Abschnitt, eine rheologische Zonierung (Kap. 5.1.1). Die anhydritreichen Schichten (Sulfatdominierte Schichten der Anhydritgruppe und Sulfatschichten des Gipskeupers) bilden dort, wo die Salzlager fehlen, die Haupt-Abscherhorizonte. In den Anhydriten selber ist wiederum eine Abnahme des Verscherungsgrades mit zunehmendem Mergelgehalt feststellbar (Fig. 45). In Schafisheim sind Anhydrite mit mehr als 20% Mergelanteil praktisch nicht verschert (Fig. 13). Andererseits wurden die inkompetenteren Salz-Idioblasten im Anhydrit zu Mullion-artigen Gebilden verformt (JORDAN & NÜESCH 1989a). Mergel- und Dolomitlagen wurden praktisch durchwegs kataklastisch deformiert. Ihr Anteil an der Gesamtverformung ist gering.

5.2.1.2 Mikrobereich

Die oben beschriebene Härtung des Anhydrits (und des Halits) durch rigide Verunreinigungen ist auf zwei unterschiedliche Prozesse zurückzuführen. Zum einen stellen

die verformungshärteren Einschlüsse ein mechanisches Hindernis dar, da sie den relativen Anteil an viskosen Komponenten mindern. Somit müsste sich die Scherrate innerhalb der viskosen Phase erhöhen, um dieser Lage eine dem umliegenden, reinen Anhydrit-Gestein entsprechende Verformungsgeschwindigkeit zu ermöglichen, was aber zwangsläufig mit einer Erhöhung der Anhydrit-Festigkeit einhergeht (JORDAN 1987b, 1988b, HANDY 1990). Konsequenterweise werden die betreffenden Lagen boudiniert, sofern die Unreinheiten nicht mechanisch (JORDAN 1987a), eventuell auch chemisch (Lösung) eliminiert werden. Solche mechanische Elimination ist in den Evaporit-Scherzonen durchaus häufig. Sie führt zu einer Mineral-Segregation und schliesslich zur Stoffbänderung (JORDAN 1987a, SCHMID & HANDY 1991), wie sie z.B. in Wisen, Belchen-BEC und Schafisheim zu beobachten sind. Die mechanischen Eigenschaften während der Segregation werden von JORDAN (1988b) und HANDY (1990) diskutiert.

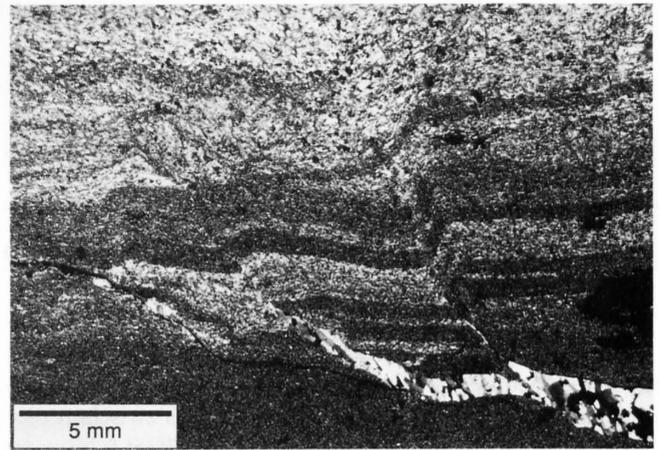


Fig. 45: Abhängigkeit der Viskosität vom Verunreinigungsgrad. Mit zunehmendem Dolomit-Gehalt (zunehmend dunkler) wird eine gradierte Anhydritlage zunehmend spröder deformiert (Dünnschliff-Bild, Anhydritgruppe, Schafisheim).

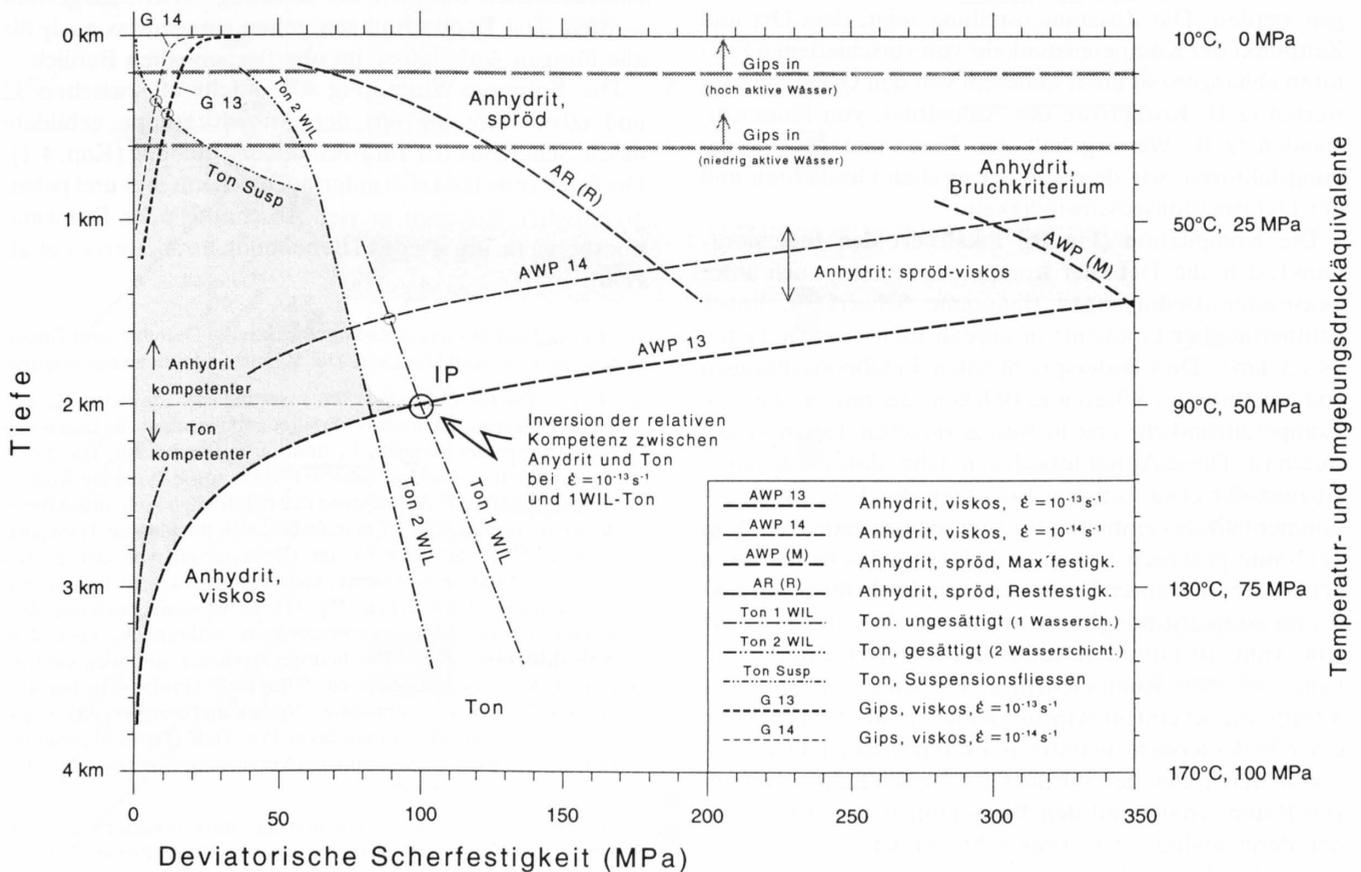


Fig. 46: Inversion der relativen Kompetenz zwischen Anhydrit und Ton.

Kompilation der mechanischen Daten von Ton, Anhydrit und Gips (nach NÜESCH 1991, MÜLLER & BRIEGEL 1978, MÜLLER et al. 1981 und BAUMANN 1984) für Deformationsraten von 10^{-13} und 10^{-14} s^{-1} bei einem für die Jura-Abscherung relevanten Temperatur-Gradienten von $40^\circ\text{C}/\text{km}$ (DIEBOLD & MÜLLER 1985). Für das Deformationsverhalten von Ton sind verschiedene Varianten angegeben. Beim Anhydrit ist jeweils die verformungsweichste Variante vermerkt. Die Festigkeitswerte gelten für koaxiale Deformation. Eine Übertragung auf Scherfestigkeiten (einfache Scherung) ergäbe eine Änderung der absoluten Festigkeiten. Die relativen Kompetenzunterschiede und die Tiefe der Kurvenschnittpunkte bleiben aber gleich. Die Zusammenstellung gibt eine qualitative Erklärung für die Kompetenzumkehr zwischen Anhydrit und Ton, setzt sie aber in einer zu grossen Tiefe an (Diskussion im Text, siehe auch JORDAN & NÜESCH 1989b).

Das zweite Phänomen, das zu einer Härtung des verunreinigten Anhydrits führt, ist die Behinderung der synkinematischen Rekrystallisation durch Fremdeinschlüsse, die schon in Kapitel 4.2.2.1 diskutiert wurde.

5.2.1.3 Kompetenzumkehr zwischen Anhydrit und Ton

Im Kapitel 5.2.1.1 wurde davon ausgegangen, dass Mergel und Tone kompetenter sind als Anhydrit. Dies trifft aber nur bedingt zu. Oberhalb einer kritischen Tiefe ändert sich nämlich das Kompetenzverhältnis zwischen diesen beiden Lithologien (JORDAN 1987b, JORDAN & NÜESCH 1989b). Ursachen für diese Kompetenzumkehr (Inversion) sind die Abnahme der viskosen Fließfähigkeit des Anhydrits mit abnehmender Temperatur sowie die im Vergleich zum Anhydrit sehr geringe Scherfestigkeit des Tons im spröden Bereich (Tab. 5). So wird der durchwegs kataklatisch fließende Ton inkompetenter als Anhydrit, noch bevor dieser versprödet.

Diese Kompetenzumkehr wird von einer Kompilation der im Labor gewonnenen felsmechanischen Daten vorausgesagt. Die betreffende Kompilation (Fig. 46) soll hier für die Erklärung und Diskussion des Phänomens beigezogen werden. Die Zusammenstellung zeigt, dass Ort und Zeitpunkt der Kompetenzumkehr von verschiedenen Faktoren abhängen, so unter anderem von den Gesteinskennwerten (z. B. Korngröße des Anhydrits), von Phasenzuständen (z. B. Wassergehalt der Tone) und von Umgebungsfaktoren, wie dem geothermischen Gradienten und der Deformationsgeschwindigkeit.

Die Kompilation (Fig. 46) lokalisiert den Inversionspunkt, d. h. die Tiefe der Kompetenzumkehr, auch unter günstigsten Bedingungen (langsame Scherraten, hoher geothermischer Gradient) in unrealistisch grossen Tiefen (<1,5 km). Dies widerspricht allen Feldbeobachtungen von Schafisheim, Wisen und Belchen, die zeigen, dass die Kompetenzumkehr erst in weit geringeren Tiefen eingetreten ist. Diese Aufschlüsse legen nahe, dass die Kompetenzumkehr etwa mit dem Einsetzen der Vergipsung zusammenfällt. So enthalten die nun inkompetenteren Ton-Tektonite praktisch ausschliesslich Gips-Fibern auf ihren Scherflächen, während die unterhalb des Inversionspunktes im Anhydrit boudinierten Tonhorizonte in der Regel aus Anhydrit-Fibern getrennt werden. Der Zusammenhang zwischen Kompetenzinversion und Einsetzen der Vergipsung scheint auch insofern logisch, als das Einsetzen einer bedeutenden dilatativen kataklatischen Deformation in den Tonen den für die Gips-Neubildung notwendigen Raum schafft und den Wasserzutritt durch Erhöhen der Permeabilität erst ermöglicht. Andererseits mindert der in den Tonen abgelagerte Gips deren Scherfestigkeit und akzentuiert so die Verlagerung der Hauptscherbewegungen von den noch unvergipsten reinen Anhydriten in die Tonzwischenlagen.

Die Kompilation der Labordaten (Fig. 46) ist demzufolge aufgrund der vorliegenden, noch recht lückenhaften Daten wie folgt zu korrigieren: Die Scherfestigkeit des Anhydrits ist, wie weiter oben diskutiert, weit geringer als

bislang angenommen. Dadurch verschiebt sich die Schnittstelle zwischen Anhydrit- und Tonkurve, der Inversionspunkt also, und der viskos/spröd-Übergang im Anhydrit selber in bedeutend geringere Tiefen von vielleicht 600–700 m bzw. 500–600 m. Inversionspunkt und Einsetzen der Vergipsung bei hoch aktiven Wässern fallen nun etwa zusammen, was den Feldbeobachtungen entspricht. Es ist aber zu berücksichtigen, dass lokale Besonderheiten den Inversionspunkt in geringere, eventuell auch in grössere Tiefen verschieben können.

5.2.2 Deformationsverhalten bei syntektonischer Vergipsung

Ein wichtiger Aspekt der Evaporit-Deformation im unteren Bereich ist das Einsetzen der Gips-Neubildungen oberhalb von etwa 450 bis 600 m Tiefe (Kap. 3.2.4). Die Phänomene der synkinematischen Vergipsung wurden schon an anderer Stelle ausführlich diskutiert (JORDAN 1988a, JORDAN et al. 1990, s. a. WOHLNICH 1967, LAUBSCHER 1984). Sie sollen daher hier einzig mit einem eindrücklichen Beispiel, der Bohrung Wisen, dargestellt werden. Die Beobachtungen gelten sinngemäss auch für alle übrigen Aufschlüsse im oberflächennahen Bereich.

Die Bohrung Wisen (Fig. 47) durchteuft zwischen 32 und 60 m Tiefe die aus der Anhydritgruppe gebildete basale Scherzone der Jura-Randüberschiebung (Kap. 4.1). Die Scherzone lässt sich aufgrund mechanischer und petrographischer Kriterien in vier Abschnitte oder Deformationsbereiche unterteilen (Benennung nach JORDAN et al. 1990):

1. «Upper Fault Breccia»: Bedingt durch hohe Dolomit- und Tonanteile herrscht Kataklastik vor. Die Sulfate sind durchwegs vergipst.
2. «Upper Ductile Domain»: Die ursprüngliche Anhydrit-Mergel-Wechsellagerung ist intensiv verfaltet und verschert. Es lassen sich zwei Transportrichtungen, L₁ und L₂, unterscheiden. Die ältere (L₁) ist durch s-c-Gefüge, rotierte Klasten sowie durch die Auslängung und textuelle Ausrichtung der reliktschen Anhydrit-Körner definiert. Demgegenüber manifestiert sich die jüngere Transportrichtung (L₂), die etwa 45° im Uhrzeigersinn von der älteren abweicht, durch spröde Striae, Gips-Fibern auf Scherflächen und geschwungene Gips-Venen (Fig. 47). L₂ ist somit eindeutig dem Vergipsungsfeld (Kap. 4.1) zuzuordnen, während L₁ noch dem Anhydritfeld zugehört. Die heutige Front der von oben eindringenden Vergipsung liegt in ca. 50 m Tiefe (Probe 6 in Fig. 47). Spuren der Gips-Deformation (Venen und eingeregelt Gips-Kristalle) finden sich aber nur bis in 45 m Tiefe (Probe 4), was eine Lokalisierung der syntektonischen Vergipsungsfront zwischen diesen Grenzwerten erlaubt.
3. «Lower Ductile Domain»: Die massive, stark verscherte und verfaltete Abfolge ist nur in ihrem untersten Teil (Probe 12) leicht vergipst (Gips-Idioblasten). Auch hier lassen sich die beiden Transportrichtungen erkennen, wobei aber L₁ dominiert, während L₂ einzig durch feine Striae auf dünnen tonigen Zwischenlagen manifestiert ist.
4. «Lower Fault Breccia»: Dieser Abschnitt, der den «aufgeschürften Massen» MÜHLBERGS (1908) entspricht, stellt ein tektonisches Mélange aus Elementen der Anhydritgruppe und verschiedenen Formationen des Liegenden der Jura-Randüberschiebung dar. Die Sulfate sind hier wiederum praktisch vollständig vergipst.

Dank des Wechsels der Transportrichtung kann in Wisen zweifelsfrei dargelegt werden, dass während der älteren Deformationsphase (die L_1 verursachte) einzig Anhydrit stabil war, und dass die Vergipsung während der jüngeren Deformationsphase (L_2) synkinematisch einsetzte (vgl. Diskussion in Kap. 4.2.1). Die Vergipsung drang dabei sowohl vom Hangenden (Anhydritdolomit) als auch vom Liegenden der Überschiebung («foot wall», Tafeljura) in die Sulfat-Scherzone ein. Dabei verlagerten sich die Scherbewegungen als Folge der niedrigen Festigkeit des Gipses zunehmend in den Randbereich der Scherzone, was sich unter anderem durch die intensive Verscherung der «Upper Ductile Domain» in L_2 -Richtung belegen lässt. Diese Richtung tritt in der «Lower Ductile Domain» nur sehr untergeordnet auf.

In der «Upper Ductile Domain» lässt sich im weiteren die initiale Phase der Bildung von Ton-Gips-Tektoniten (JORDAN & NÜESCH 1989b) beobachten. In den kataklastisch deformierten Tonen und Mergeln wird zunehmend Gips in Form von Druckschatten-Füllungen, Venen und Scherflächen-Belägen abgelagert. Dies führt mit der Zeit zu einer intensiven Vermischung der beiden Komponenten Ton und Gips. Die niedrige viskose Scherfestigkeit des Gipses (Kap. 5.1.2) und die äusserst geringe kataklastische Scherfestigkeit des Tons bei Wassereinlagerung (Kap. 5.1.3) machen diese Mischgesteine zu bevorzugten Gleithorizonten im frontalen, seichten Bereich der Jura-Randüberschiebung. So finden sich Ton-Gips-Tektonite in fast allen Aufschlüssen entlang des Jura-Nordrandes, so z. B. in Kienberg (Fig. 48) und Zeglingen.

5.2.3 Folgerungen

Evaporite sind in praktisch allen Masstäben als poly-phase Gesteine zu bezeichnen. Konsequenterweise kontrolliert nicht eine, sondern eine Vielzahl von Lithologien das Deformationsverhalten und somit die Rheologie der Evaporit-Scherzonen. Verschiedene dieser Komponenten

verhielten sich während der Jura-Abscherung durchwegs spröde, so z. B. Karbonate und Tone. Letztere weisen eine sehr geringe Scherfestigkeit auf. Andere Komponenten verhielten sich demgegenüber überwiegend viskos, so der sehr fließfähige Halit, der etwas fließresistentere Gips und der noch etwas verformungshärtere Anhydrit. Der Gips tritt jedoch ausschliesslich im oberflächennahen Bereich auf. Halit-Vorkommen sind andererseits auf Tiefen unterhalb des syntektonischen Salzspiegels beschränkt. So bilden sich Scherzonen in grösseren Tiefen bevorzugt im Halit und – sofern dieser primär fehlt oder synorogen weggelöst wurde – im Anhydrit, in geringeren Tiefen aber im Gips und im Ton aus, der dort inkompetenter als Anhydrit ist.

Makroskopisch manifestiert sich dies im Ostjura durch einen Wechsel der Haupt-Scherbewegungen von den Salzlagern und Sulfatdominierten Schichten in die Mergeldominierten Schichten (Anhydritgruppe) bzw. von den Sulfatschichten in die Bunten Schichten (Gipskeuper). Die geringe Scherfestigkeit von Halit und Anhydrit in der Tiefe, die Möglichkeit eines Wechsels der Scherbewegungen in die benachbarten Anhydrite bei Fehlen oder Weglösen der Salzlager sowie das Aufkommen von sehr fließfähigen Ton-Gips-Tektoniten und Gips-Myloniten bei der zunehmenden Versprödung der Anhydrite sind die Ursache der andauernden Lokalisierung der Haupt-Scherbewegungen des Juras in den Trias-Evaporiten vom tiefsten Bereich des Hinterlandes bis zu den Ausbisslinien der Überschiebungen im frontalen Bereich des Faltegürtels.

Im mikroskopischen Bereich haben kompetente Fremdminerale einen unterschiedlichen Einfluss auf das Deformationsverhalten des Wirts. Einerseits führen sie, wie z. B. Tone und Karbonate in Anhydrit, zu einer Erhöhung der Viskosität (wenn nicht gar zu einer Versprödung) durch Reduktion des niedrigviskosen Volumenanteils und durch Behinderung der Rekristallisation. Andererseits sind solche Mergelinschlüsse im Anhydrit auch Nukleationsort der Vergipsung und Gips-Ausscheidung und tragen so im oberflächennahen Bereich zur Entfestigung des Gesteins bei.

6. Geometrie und Strukturen evaporitischer Scherzonen

6.1 Veränderungen der Geometrie: Anhäufungen und Ausdünnungen

6.1.1 Einleitung

Über die Mächtigkeit der basalen Abscherhorizonte (Décollements, «sole thrusts») und über die Geometrie der von diesen Abscherhorizonten nukleierenden Überschiebungen und Falten bestehen sehr unterschiedliche Ansichten (z. B. SUPPE 1983, MITRA 1986, JAMISON 1987, MITRA & NAMSON 1989, MOSAR & SUPPE 1992).

Dies gilt insbesondere auch für den Jura, wo ältere Ansichten, die von Scherzonen ausgehen, welche prak-

tisch die gesamte Mächtigkeit der triassischen Evaporite umfassen, jüngeren Modellen gegenüberstehen, die in den Décollements und den von ihnen abzweigenden Überschiebungen messerscharfe Trennflächen sehen. Die ältere Ansicht wird erstmals von BUXTORF (1907, 1916) vertreten. Er sieht in den Evaporiten äusserst mobile Massen, deren Volumen zwar lokal und zeitlich bedeutend zu- und abnehmen kann, im regionalen Rahmen aber konstant bleibt (s. a. SUTER 1981). Spätere Autoren sind von dieser Volumenkonstanz abgewichen und haben z. T. explizit (z. B.



Fig. 48: Ton-Gips-Tektonit aus der Gipsgrube Kienberg. Der Kern (Durchmesser 4 cm) einer Handbohrung zeigt verformte und z.T. extrem gelängte Gips-Ausscheidungen («gypsum ribbons», weiss) im Druckschatten von Sulfat-Knollen und dolomitreichen Fragmenten (Kontaktaufnahme mit Photokopierapparat).

«Gipsquellen»), mehrheitlich aber implizit (im Rahmen ihrer jeweiligen Profilkonstruktionen) bedeutende Volumen-Vermehrungen und riesige Anhäufungen der evaporitischen Abscherhorizonte postuliert (z.B. HEIM 1921, GSELL 1968, BITTERLI 1972, NAGRA 1981, 1983). Spätere Untersuchungen zeigten, dass Evaporit-Akkumulationen in dem Umfang, wie sie zum Teil als Kernfüllungen grosser Antiklinalen postuliert wurden, nicht existieren (NAGRA 1988). Vielmehr steht das Volumen der tatsächlich vorhandenen Evaporit-Akkumulationen (z.B. Kienberg, Riepel) in direktem Zusammenhang mit dem örtlichen Zusammenschub und allfälligen benachbarten Ausdünnungen (s.u.). Im weiteren bestätigen die vorliegenden Untersuchungen, dass grosse Teile der – wenn nicht die gesamten – Evaporit-Abfolgen in die Abscherungen und Überschiebungen miteinbezogen wurden.

Diese Feldbeobachtungen widerlegen somit die in jüngster Zeit weit verbreitete Ansicht, dass es sich bei den basalen Abscherungen und bei den von ihnen aufsteigenden Überschiebungen um scharfe, praktisch volumenfreie Schnitte handelt (z.B. GÜRLER et al. 1987, NOACK 1989, BITTERLI 1990). Die betreffenden Autoren, inspiriert durch streng geometrische Falten- und Überschiebungsmodelle (SUPPE 1983, GROSHONG & UDANSKY 1988 und SUPPE & MEDWEDEFF 1990), nehmen bei ihren Profilkonstruktionen zudem an, dass sich allfällig in die Abscherung einbezogene Evaporite geometrisch (und somit auch mechanisch) den darüber liegenden Karbonaten und Klastika entsprechend verhalten, was nicht den Tatsachen entspricht.

6.1.2 Einbezug viskoser Abschermassen in Überschiebungen – Modelle und Feldevidenzen

Bei den basalen Abscherhorizonten handelt es sich um meter- bis dekameterdicke Scheiben, die während der Deformation unter Beibehaltung der regionalen Massenbilanz ausgedünnt oder verdickt werden können (s.a. Kap. 3.1, 4.1 und 6.3). Mittels geometrisch-kinematischer Modelle, die unter anderem anhand von Beobachtungen in den Gipsgruben Kienberg und Riepel entwickelt wurden, soll im folgenden gezeigt werden, wie weit Akkumulationen und Ausdünnungen möglich sind, und wie weit diese – zum Beispiel für Profilkonstruktionen – geometrisch erfassbar sind. Es soll dabei gezeigt werden, dass die Geometrie der Hangendscholle («hanging wall») einer Überschiebung, die viskose Evaporit-Horizonte mit einbezieht, nicht mehr in einem so unmittelbaren Zusammenhang mit der Rampen-Geometrie steht, wie dies z.B. SUPPE (1983), JAMISON (1987) und MITRA & NAMSON (1989), die durchwegs von einer scharfen Überschiebungsfäche ausgehen, postulieren.

Geometrische Modelle für Überschiebungen, welche verscherte basale Lagen mit einbeziehen, werden von SUTER (1981), TABOADA et al. (1990), SUPPE & MEDWEDEFF (1990) und MOSAR & SUPPE (1992) vorgestellt. Die praktisch unendliche Zahl natürlicher Konfigurationen von Décollements und Überschiebungen (Fig. 49e) geht im Prinzip aus Kombinationen von vier ver-

schiedenen Grundtypen (Fig. 49a–d) hervor. Diese unterscheiden sich in der Positionierung der basalen Abscherung und der Art, wie die darüberliegenden Sedimente verschert werden (JORDAN & NOACK 1992):

- 1) Die *Typ 1-Überschiebung* ist mit einem *Supra-Décollement* (Fig. 49a) verbunden, das durch eine hauchdünne Scherfläche über den inkompetenten basalen Lagen charakterisiert ist. Konsequenterweise wird kein viskoses Material in die Überschiebung einbezogen. Das Hangende der Überschiebung lässt sich nach den geometrischen Regeln von SUPPE (1983) konstruieren. Als Beispiele für Typ 1-Überschiebungen wären z. B. die Strukturen der frontalen Schuppenzone im Raume Bretzwil (BITTERLI 1988) zu nennen.
- 2) Die *Typ 2-Überschiebungen* sind mit einem *Décollement* mit einfacher Scherung («simple shear»-Décollement) (Fig. 49b) verbunden, das durch den Einbezug einer dickeren Scherzone charakterisiert ist, welche hier, im einfachsten Fall, homogen verformt wird (MALAVIEILLE & RITZ 1989). Das viskose Material der basalen Scherzone wird in die Überschiebung, d. h. zwischen das undeformierte Liegende («footwall») und den rigiden Teil des rückwärtigen Schenkels («backlimb») hineingepresst. Als Folge davon fällt der rückwärtige Schenkel bedeutend sanfter ein als die Rampe. Dessen ungeachtet hängt die Geometrie der Kretenregion und des vorwärtigen Schenkels («forelimb») im Sinne von SUPPE (1983) mit dem Rampenwinkel zusammen. Das Modell, von MALAVIEILLE & RITZ (1989) am Beispiel der Arc de Digne-Decke in Südfrankreich entwickelt, entspricht verschiedenen Faltenstrukturen im Jura.
- 3) Die *Typ 3-Überschiebungen* sind mit einem *Infra-Décollement* (Fig. 49c) verbunden, das durch den Einbezug der gesamten inkompetenten basalen Schichten charakterisiert ist (SUTER 1981). Im Unterschied zu einer Typ 1-Überschiebung folgen die untersten in die Faltung einbezogenen Schichten nicht einer «dip-domain-geometry», sondern vielmehr – ähnlich wie bei der Typ 2-Überschiebung – keilförmig zwischen dem Liegenden und dem rückwärtigen Schenkel eingepresst. Daraus ergibt sich ein noch sanfteres Einfallen des rückwärtigen Schenkels (bezüg-

lich der Rampe), als dies schon beim Typ 2 der Fall ist. Die schichtnormale Einengung der viskosen Massen – eine mikrostrukturell messbare Größe (Kap. 6.3) – ist demgegenüber geringer als bei Typ 2-Überschiebungen. Die Geometrie von Kretenregion und vorwärtigem Schenkel ist wiederum eine Funktion des Rampenwinkels. SUTER (1981) hat ein vergleichbares Modell für die Mt. Terri-Überschiebung (Fig. 50a) entwickelt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass bei einem vorgegebenen Rampenwinkel und Überschiebungsbetrag die Länge des rückwärtigen Schenkels von Typ 1 zu Typ 3 zunimmt, sein Einfallswinkel jedoch abnimmt.

- 4) Die *Typ 4-Überschiebungen* werden von einem *Unterschiebungswalzen-Décollement* (Fig. 49d) gebildet, das durch zwei «basale» Abscherungen innerhalb der inkompetenten basalen Schichten gebildet wird («delamination», GEISER 1988). Das Material zwischen diesen zwei Abscherhorizonten wird zu grossen Walzen akkumuliert, während die darüberliegenden Strukturen durch Überschiebungen verkürzt werden. Im gezeigten Beispiel liegt die obere der zwei Abscherflächen an der Basis der rigiden Sedimente. Diese werden um den gleichen Betrag verkürzt wie die liegenden viskosen Schichten. Die resultierende Akkumulationsstruktur wird hier als uhrglasförmig und symmetrisch angenommen. (Natürlich ist in der Natur mit einer sehr grossen Variabilität der Form der Walze wie auch der Lokalisierung der zwei Abscherhorizonte und dem Verhältnis der Verkürzungen zwischen den beiden Stockwerken zu rechnen). Als Konsequenz der Unterschiebung der viskosen Walze ist der gleichzeitige Erhalt von Schichtmächtigkeiten und -längen im darüberliegenden rigiden Segment nicht mehr gewährleistet. Es offerieren sich verschiedene Wege der Verformung. In Figur 49d wird eine vertikale einfache Scherung angenommen. Ein eindrückliches Beispiel für ein Unterschiebungswalzen-Décollement und die damit verbundenen Typ 1-Überschiebungen ist im Bereich der Kienberger Gipsgrube zu beobachten (Fig. 50b). Entsprechende Strukturen sind unter anderem auch im Bereich der Gipsgrube von Zeglingen sowie unter dem Wisenberg und dem Bucktener Homberg (Fig. 50c) anzunehmen.

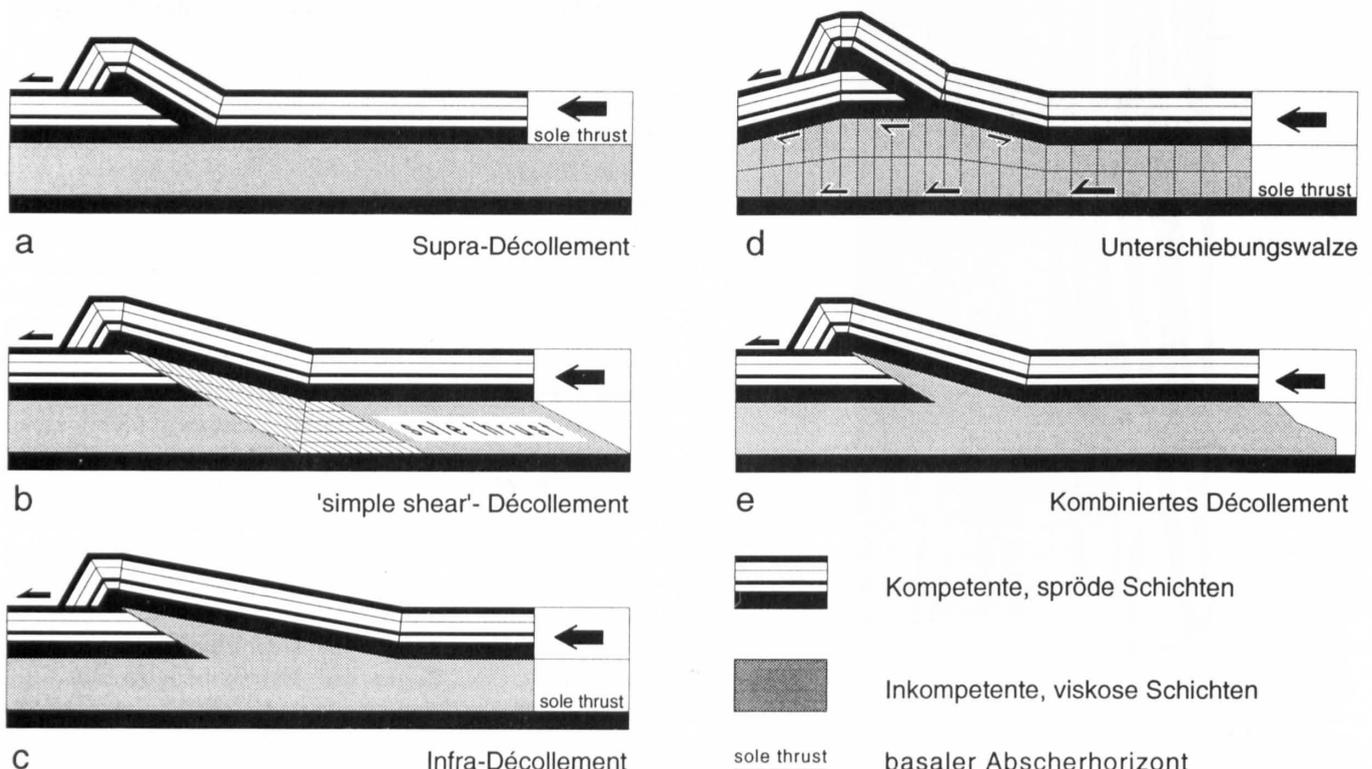


Fig. 49: Geometrische Modelle für Überschiebungen, die von unterschiedlichen Décollement-Typen nukleieren (nach JORDAN & NOACK 1992) (Diskussion im Text).

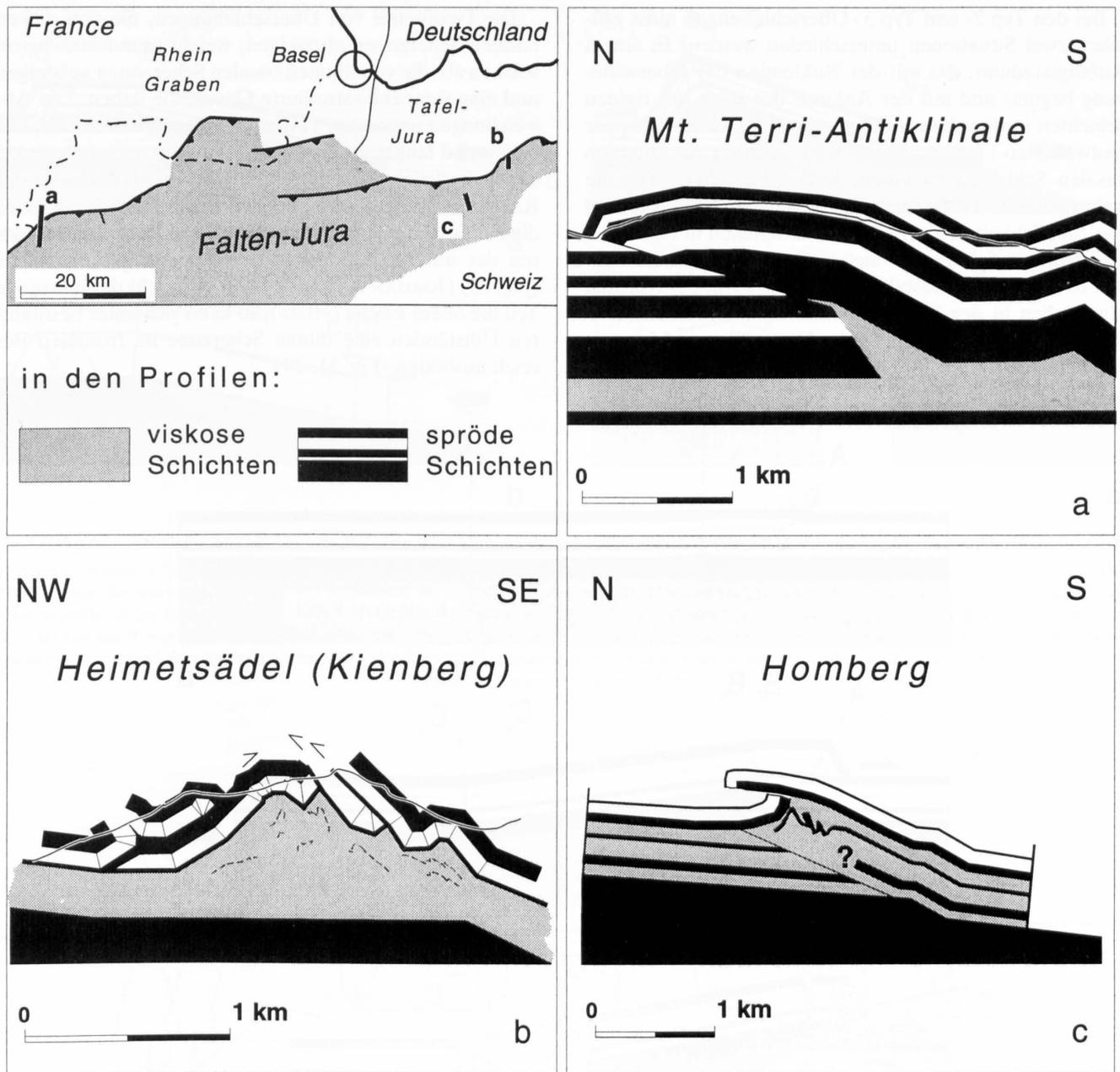


Fig. 50: Beispiele aus dem Jura für Rampenfalten, die durch keil- oder walzenförmigen Einbezug der basalen Evaporite entstanden sind. a) Mont Terri-Überschiebung (nach SUTER 1981); b) Heimetsädel-Antiklinale, in deren Kern die Gipsgrube Kienberg liegt (nach JORDAN & NOACK 1992); c) Homberg-Antiklinale (nach NOACK 1989).

In der Regel finden sich in der Natur aber meist nicht «reine» Konfigurationen, sondern Kombinationen aus den vier beschriebenen Décollement-Typen («kombinierte Décollements»). Folglich handelt es sich dann auch bei den Überschiebungen, die von ihnen aufsteigen, um Mischtypen. Eine mögliche Kombination der Typen 1–3 ist in Figur 49e dargestellt. Es wird hier – entsprechend den Verhältnissen in Gipskeuper und Anhydritgruppe (Kap. 3.1 und 5.2) – eine heterogene Scherung innerhalb der inkompetenten basalen (Evaporit-)Schichten angenommen.

Die verschiedenen Strukturen sind in unterschiedlichem Masse modellierbar. Beim Typ 1 handelt es sich um die von SUPPE (1983) erschöpfend beschriebenen und modellierten Überschiebungsknick-Falten («fault-bend folds»). Die Rahmenbedingungen von Überschiebungswalzen-Décollements sind geometrisch zu variabel, um in einem sinnvollen Modell analysiert zu werden. Hier ist die Volumenerhaltung die einzige wirklich kontrollierende Größe. Anders sieht es bei den Typ 2- und Typ 3-Überschiebungen (inkl. Kombinationen) aus, wo eine geometrisch-kinematische Modellierung durchaus sinnvoll ist (JORDAN & NOACK 1992).

Bei den Typ 2- und Typ 3-Überschiebungen muss zwischen zwei Situationen unterschieden werden. In einem Anfangsstadium, das mit der Nukleation der Überschiebung beginnt und mit der Ankunft der Basis der rigiden Schichten in der oberen «Ebene des Liegenden» («upper footwall flat») endet (Fig. 51a-c), werden die duktilen basalen Schichten zu einem Keil akkumuliert. Für die weitergehende Überschiebung bieten sich eine Vielzahl von Möglichkeiten an (Fig. 52), aus welchen in Figur 51d die «frontale Scherzone» ausgewählt wurde. Dabei handelt es sich um die Ausbildung einer dünnen, bei viskosen Materialien in der Regel mylonitartigen Scherzone zwischen dem frontalen Bereich des Hangenden und Liegenden (Fig. 53, 54).

Die Geometrie von Überschiebungen, die von dicken basalen Scherzonen abzuweichen, weicht grundsätzlich von solchen ab, die von dünnen basalen Scherzonen aufsteigen und eine rampenkontrollierte Geometrie haben. Die Abweichungen umfassen: 1) den rückwärtigen Schenkel, der bedeutend länger als die Rampe ist; 2) den Einfallswinkel des rückwärtigen Schenkels, der geringer als derjenige der Rampe ist; 3) die Rotation des rückwärtigen Schenkels; 4) die Rotation der Scharniere sowie 5) das Rückwärtsmigrieren des unteren Scharniers des rückwärtigen Schenkels (Fig. 52) (JORDAN & NOACK 1992). Erreicht der hangende Teil die obere Ebene («flat»), so kann sich unter bestimmten Umständen eine dünne Scherzone im frontalen Bereich ausbilden (Fig. 51, 54).

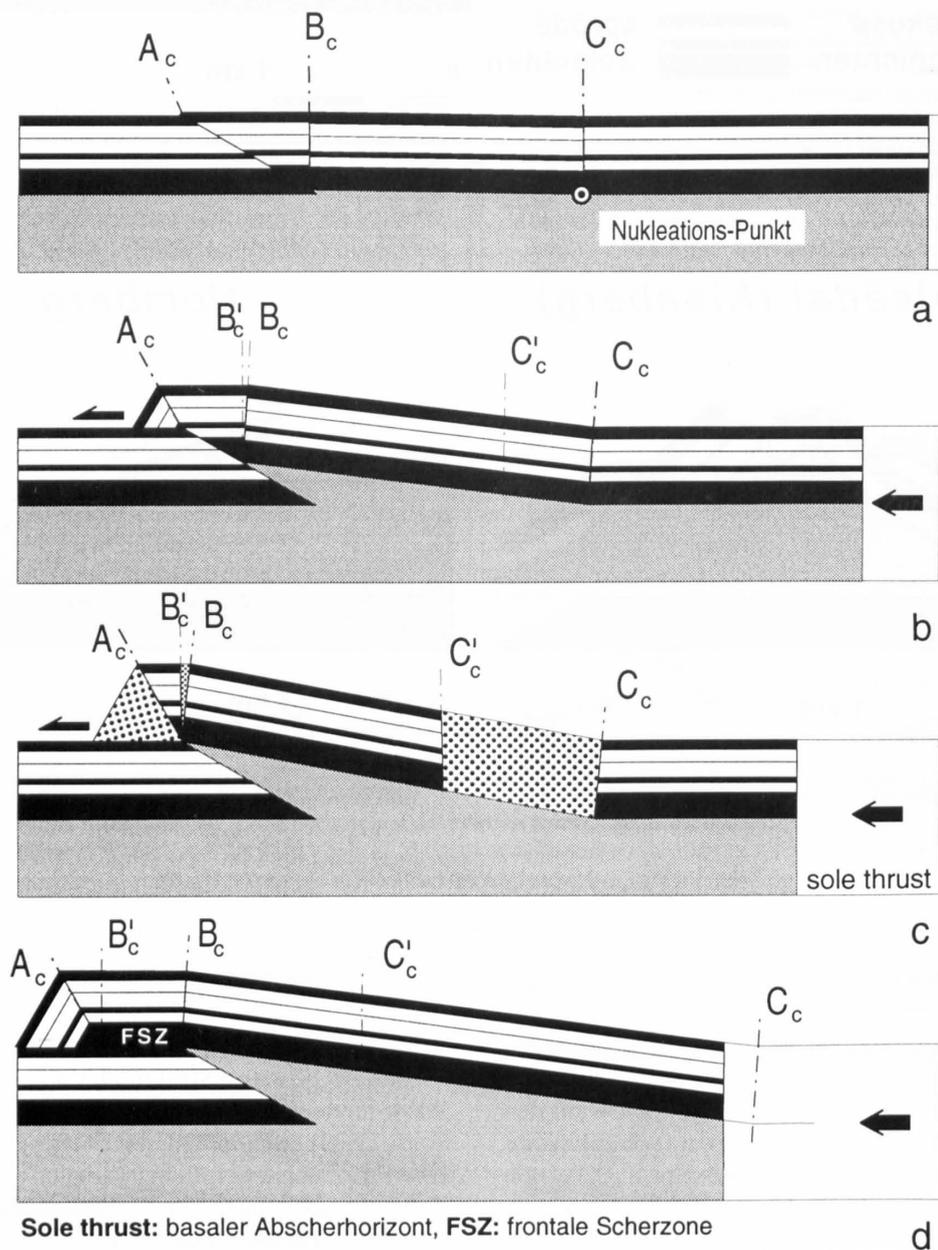


Fig. 51: Kinematische Sequenz einer Typ 3-Überschiebung, die von einem Infra-Décollement nukleiert.

Situation a) nach der Nukleation, b) in einer Rampensituation, c) beim Erreichen der oberen Ebene («flat») (die gepunkteten Bereiche sind durch Faltscharniere gewandert, die übrigen Bereiche sind hingegen nur rotiert oder angehoben worden). d) Weiterentwicklung als Typ mit scharfer frontaler Überschiebungszone (vgl. Fig. 52) (nach JORDAN & NOACK 1992).

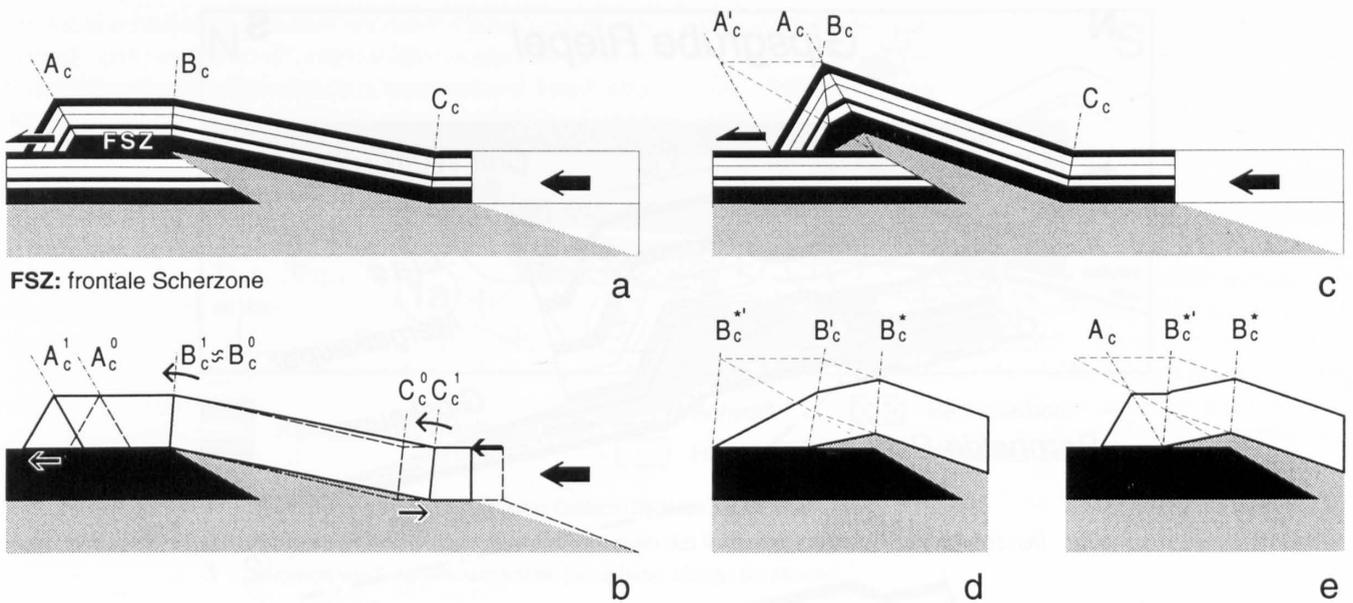


Fig. 52: Mögliche Modelle für die Weiterentwicklung einer Überschiebung nach Erreichen der oberen Ebene («upper flat»).

a) Scharfe frontale Überschiebungszone; b) Geometrie von a) mit kinematischer Sequenz von Schritt 0 (C_c^0 usw.) zu Schritt 1 (C_c^1 usw.). Die Pfeile geben die Vorwärts-Rotation der Scharniere B_c und C_c an. Beachte die Rückwärts-Migration des Scharniers C_c . c-e) verschiedene Schermodelle: c) der Hangendbereich wandert durch das fix gehaltene Scharnier A_c ; d) der Hangendbereich wandert durch das neue Scharnier B_c^* , das sich aus B_c entwickelt (nach TABOADA et al. 1990); e) die Front des Hangendbereiches entspricht der Situation beim Erreichen der oberen Ebene (entsprechend dem Typ von SUPPE 1983), der Rest des Hangendbereiches wandert durch das neue Scharnier B_c^* , das sich aus B_c entwickelt (nach MALAVIEILLE & RITZ 1989).

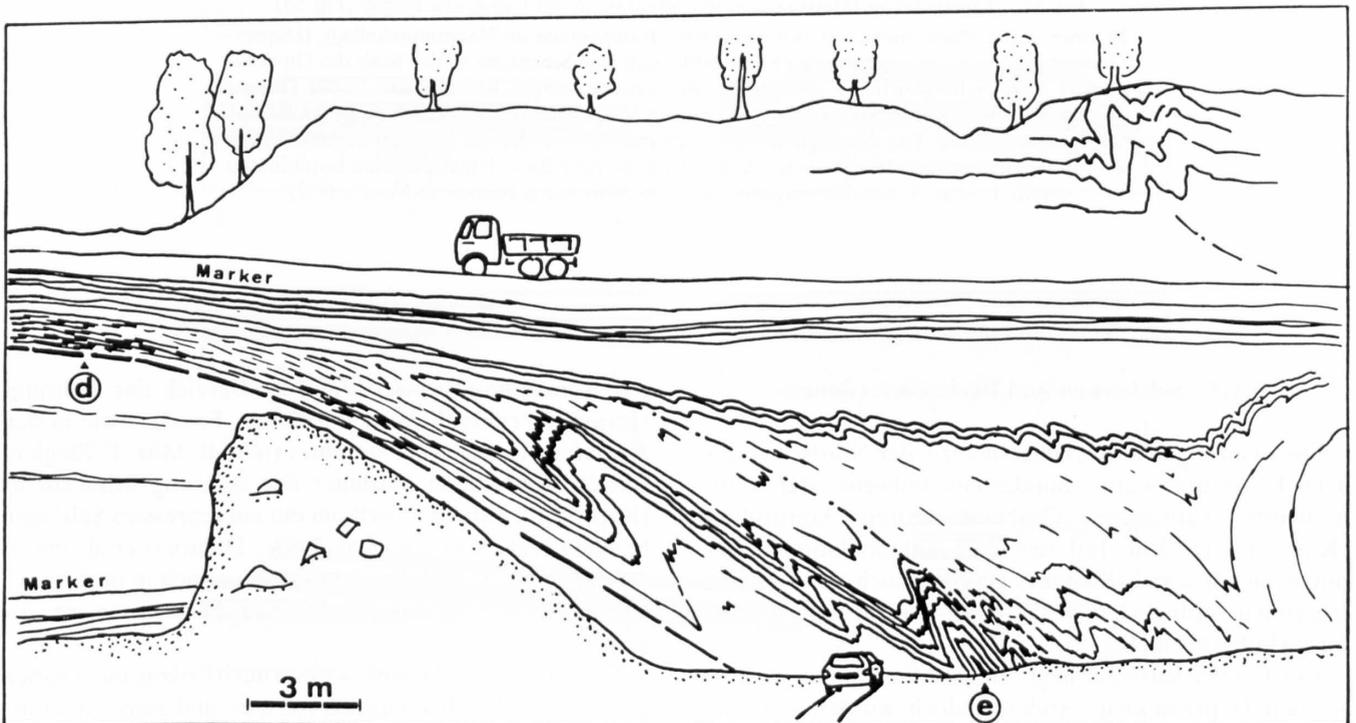


Fig. 53: Keilförmige Sulfat-Akkumulation und Sulfat-Mylonit in der Gipsgrube Riepel.

Beim Überwinden einer Rampe (gestrichelte Linie) werden die Sulfate im frontalen Bereich durch Faltung akkumuliert (Zentrum, e) oberhalb der Rampe (links, d. h. im Norden, d) zu einem Mylonit ausgewalzt (Typ mit scharfer frontaler Überschiebungszone, Fig. 52a) (s. a. Fig. 54).

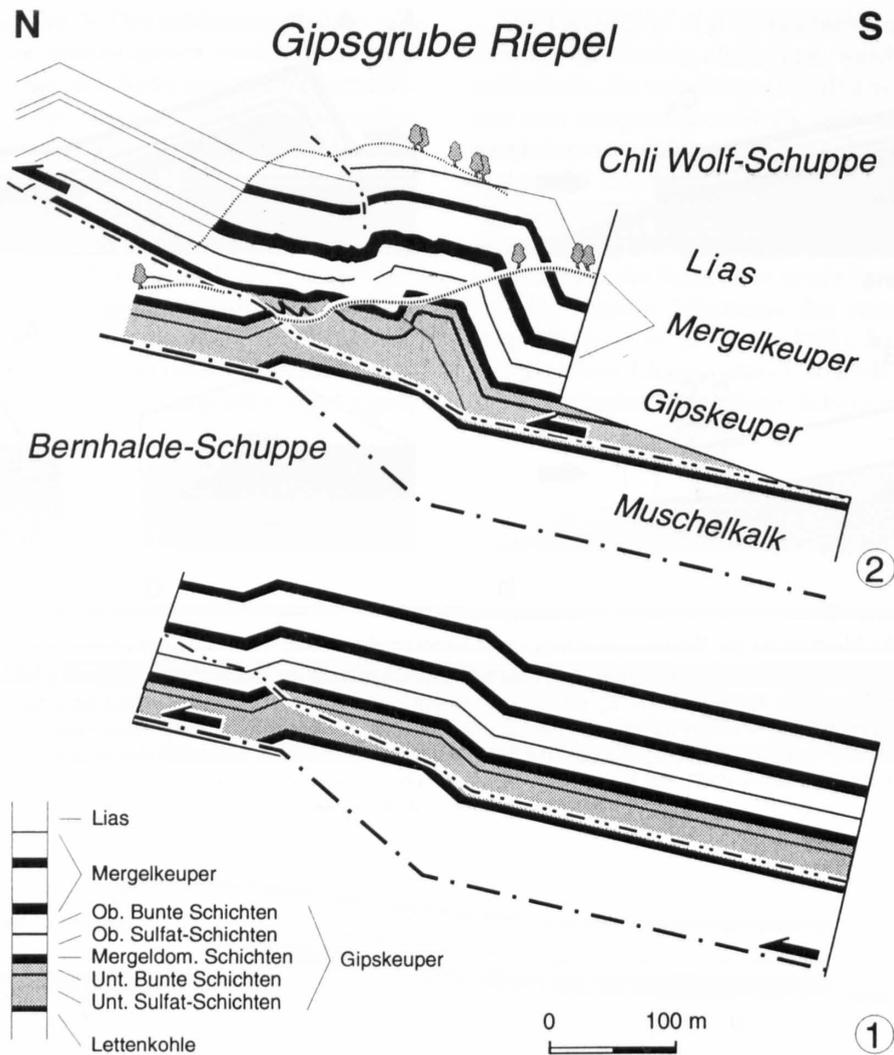


Fig. 54: Kinematische Interpretation der Situation in der Gipsgrube Riepel (Fig. 53).

In einer ersten Phase entwickelt sich eine kleine Rampenfalte im Hauptmuschelkalk (Duplex-Geometrie, unten). In einer zweiten Phase bildet sich eine Scherzone an der Basis des Gipskeupers (Untere Sulfatschichten) aus, die im Bereich der älteren Rampenfalte in die Oberen Sulfatschichten rampt. In den dazwischenliegenden Mergeldominierten Schichten ist die Rampe vergleichsweise steil. Um dieses Hindernis zu überwinden, werden die Unteren Sulfatschichten keilförmig akkumuliert. In der oberen Verflachung («upper flat») bildet sich eine mylonitische scharfe frontale Überschiebungszone aus (Fig. 59b) (nach JORDAN & NOACK 1992).

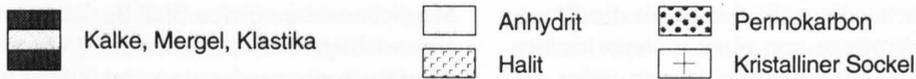
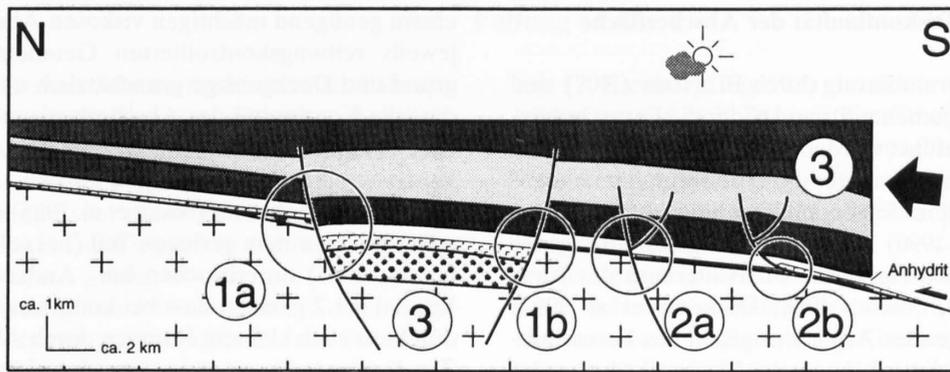
6.1.3 Salzbecken und Beckeninversionen

Die ursprüngliche Beckengeometrie der Nordschweizer Trias-Evaporite wurde mindestens teilweise durch reaktivierte variszische Grabenstrukturen kontrolliert (Kap. 3.1.2.1). Ein Teil der Salz-Akkumulationen des mittleren Muschelkalks und eventuell auch des Keupers lagerten ursprünglich in WSW-ENE-streichenden Gräben oder Halbgräben (Fig. 55).

Ein Teil der Salzlager liegt offensichtlich immer noch in solchen Depressionen. Andere jedoch wurden während der Vorland-Kompression durch Beckeninversion aus diesen Gräben hinausgedrückt und subsequent in die Deformation miteinbezogen (Fig. 56). Sie bilden heute uhrglas- bis diapirförmige Strukturen. Solche Strukturen werden in

der Romandie (RIGASSI 1977), im Bereich der Bohrung Hermrigen (mündl. Mitt. L. Hauber, Basel) sowie in der zentralen Nordschweiz vermutet (mündl. Mitt. P. Ziegler, Basel). Auch beim Salzlager der Bohrung Schafisheim (Kap. 5.1.1) könnte es sich um ein ausgepresstes Salzlager handeln (vgl. MATTER et al. 1988c, DIEBOLD et al. 1992). Auffallend ist jedenfalls, dass sich hier auch in den Anhydriten über dem Salzlager bedeutende Scherzonen entwickelt haben.

Es ist durchaus plausibel – wenn auch bislang nicht näher untersucht – dass Inversionen von salz- und anhydritgefüllten Depressionen für verschiedene «out-of-sequence»-Strukturen (z. B. das Sprüsel-Gewölbe, NOACK 1989) und überdimensionierte Faltenkerne im Zentraljura verantwortlich sind (Fig. 56).



- 1 Reaktivierung permokarbonischer Gräben (Oligozän bis Miozän)
- 2 Normalbrüche, verursacht durch das Abbiegen des Vorlandes ("orogenic loading") (Miozän)
- 3 Inversion von Extensionsstrukturen (Juraphase, Miozän bis Pliozän)

Fig. 55: Schematische Zusammenstellung der Hindernisse im Bereich des alpinen Vorlandes, die eine basale Abscherung in den Evaporiten erschweren könnten.

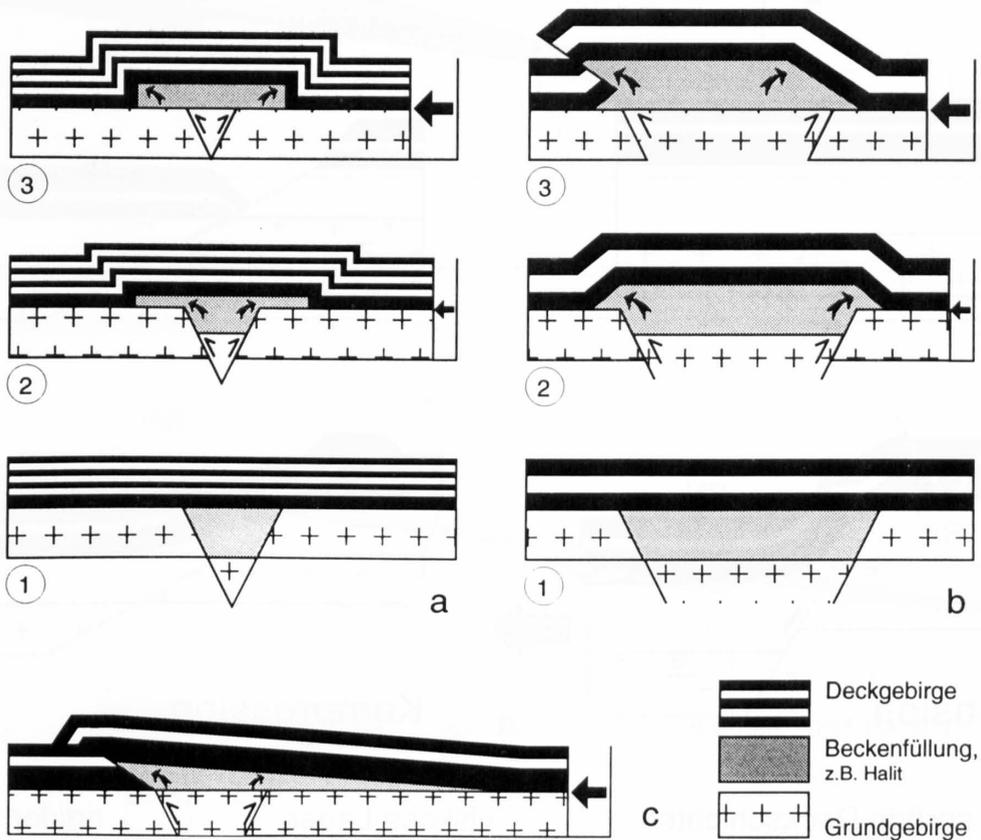


Fig. 56: Faltungs- und Überschiebungsstrukturen im Zusammenhang mit der Auspressung der in permo-triadischen Becken gelagerten Sedimente, v.a. der Salzlager des mittleren Muschelkalkes (schematisiert und hypothetisch).

- a) Kinkband-Antiklinale (1 bis 3: sukzessive Stadien); b) Falte mit Überschiebung; c) reine Überschiebung mit Evaporit-Keil.

6.1.4 Zur Diskontinuität der Abscherfläche

Seit ihrer Erstformulierung durch BUXTORF (1907) sind verschiedenste Argumente für und wider die Fernschubhypothese ins Feld geführt worden (Kap. 2.2). Eines der vermeintlichen Gegenargumente, die Diskontinuität des Abscherhorizonts, soll im folgenden kurz beleuchtet werden.

ZIEGLER (1982, 1990) sieht in der Segmentierung der triassischen Evaporit-Horizonte im Hinterland des Juras (NAEF et al. 1985, NAGRA 1988, DIEBOLD et al. 1992) (Fig. 55) ein zwingendes Argument gegen das Fernschubmodell und für die Autochthonie des Mesozoikums bezüglich der Sockeloberfläche. Es stellt sich somit die Frage, wie weit diese Sockelsprünge von einem evaporitischen Abscherhorizont überwunden werden können, oder anders gesagt, wie weit sie wirklich ein zwingendes Argument gegen das Fernschubkonzept sind.

Zur Beantwortung der Frage muss berücksichtigt werden, dass Evaporite sowohl bei Kompression als auch bei Extension als Entkoppelungshorizonte funktionieren können. So konnte VENDEVILLE (1988) zeigen, dass sich bei

einem genügend mächtigen viskosen Abscherhorizont die jeweils reibungskontrollierten Geometrien von Untergrund und Deckgebirge grundsätzlich unterscheiden, und dass die Kontinuität des Abscherhorizonts erhalten bleibt (Fig. 57) (s. a. LAUBSCHER 1982, BERGERAT et al. 1990). Es kann somit davon ausgegangen werden, dass die oligo- bis miozäne Zerrtektonik (NAEF et al. 1985) die Evaporithorizonte nur zu einem geringen Teil (bei sehr hohen Sprunghöhen, z. B.) unterbrochen hat. Andererseits wurde im Kapitel 6.1.2 gezeigt, dass bei kompressiven Bewegungen durchaus auch kleinere Rampen durch Akkumulation und Ausdünnung überwunden werden können (Fig. 57b). Möglicherweise spielen hier Beckeninversionen ebenfalls eine wichtige Rolle, können sie doch unterbrochene Abscherhorizonte wieder zusammenfügen und zusätzlich viskoses Material unter den Abscherhorizont hineinpressen (Fig. 58). So darf mit einiger Bestimmtheit davon ausgegangen werden, dass sich ein Abscherhorizont in den triassischen Evaporiten trotz Normalverwerfungen mechanisch gesehen durchaus entwickeln kann und auch entwickelt hat.

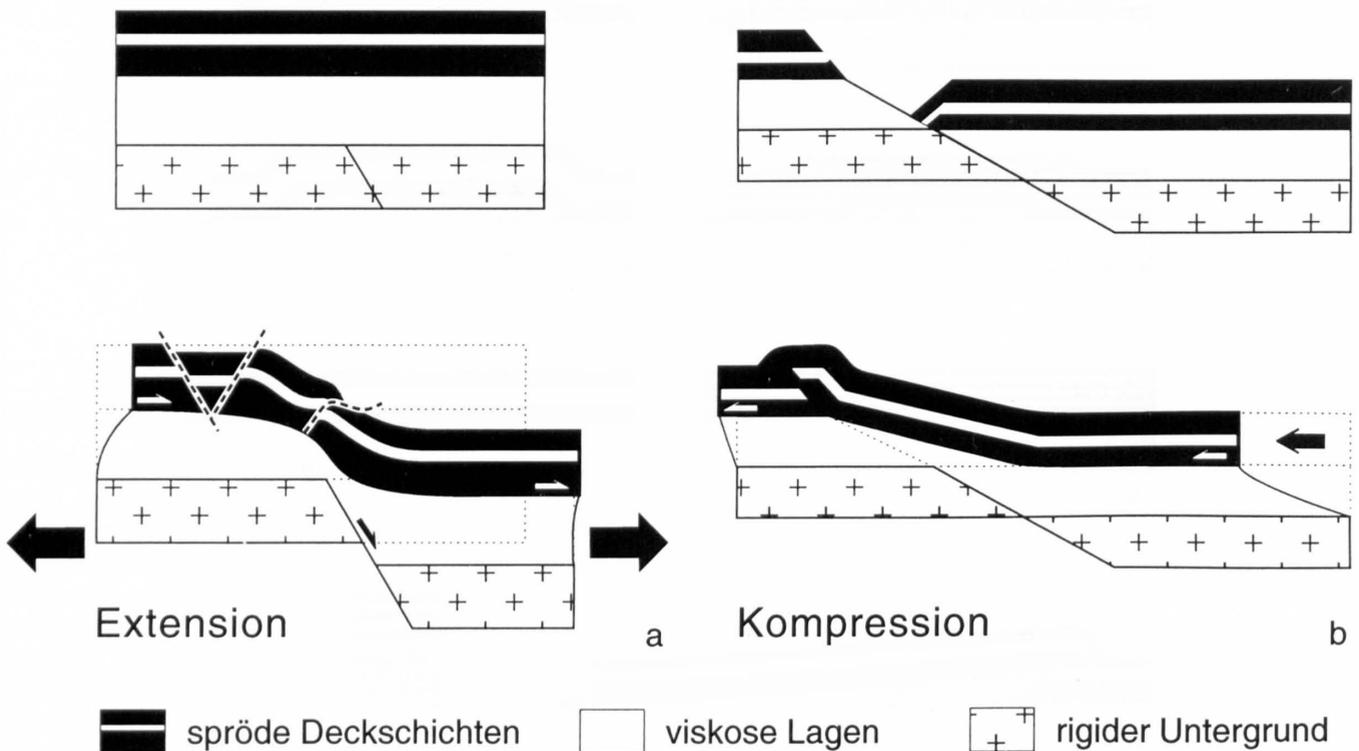


Fig. 57: Kontinuität einer viskosen Zwischenschicht (z. B. Evaporite) im Bereich von Sockelverwerfungen durch Entkoppelung von Hangend- und Liegend-Geometrie.

a) Beibehaltung einer kontinuierlichen Zwischenschicht bei Extension (vereinfacht nach VENDEVILLE 1988); b) Restauration einer kontinuierlichen Zwischenschicht bei Kompression durch Akkumulation und Ausdünnung der viskosen Schicht (die Verwerfung hat ursprünglich alles, d. h. Sockel, Zwischenschicht und Hangendbereich durchschnitten).

6.2 Faltung

In den evaporitischen Abscherhorizonten des Faltenjuras lässt sich eine weite Palette von viskosen und semiviskosen Faltungsstrukturen beobachten (Tab. 6). Die viskose Faltung ist mehrheitlich dem Anhydritfeld (Kap. 4.1) zuzuordnen, während (vor allem in den mergelreicheren Partien) spröde Kink- und Biegefalten z. T. noch bis in das Vergipsungsfeld hinein gebildet wurden.

Die spektakulärsten Fließfalten finden sich erwartungsgemäss in den überwiegend anhydritischen Schichten: den Sulfatdominierten Schichten der Anhydritgruppe (Fig. 59a) und den Unteren Sulfatschichten des Gipskeupers (Fig. 59b). Die engen bis isoklinalen Fließfalten treten dabei sowohl in Akkumulationszonen (z. B. Riepel,

Fig. 53, Kienberg, Fig. 59a) als auch in stark ausgedünnten Myloniten auf (z. B. Riepel, Fig. 59b, Wisen, Fig. 60). In diesen Myloniten sind die Faltenachsen von isoklinalen liegenden Falten und von offenen überkippten Falten nicht selten in Richtung der Streckungslineation rotiert (Fig. 59b, 60).

Die komplexe Deformationsgeschichte der evaporitischen Scherzonen manifestiert sich durch verfaltete Falten, wie sie zum Beispiel in Kienberg und im Belchen festgestellt werden können. In der Gipsgrube Riepel, wo die Unteren Sulfatschichten zuerst vor einer Rampe akkumuliert und dann in einer oberen Verebnung («flat») ausgedünnt wurden (Fig. 53, 54), kann im letzteren, mylo-

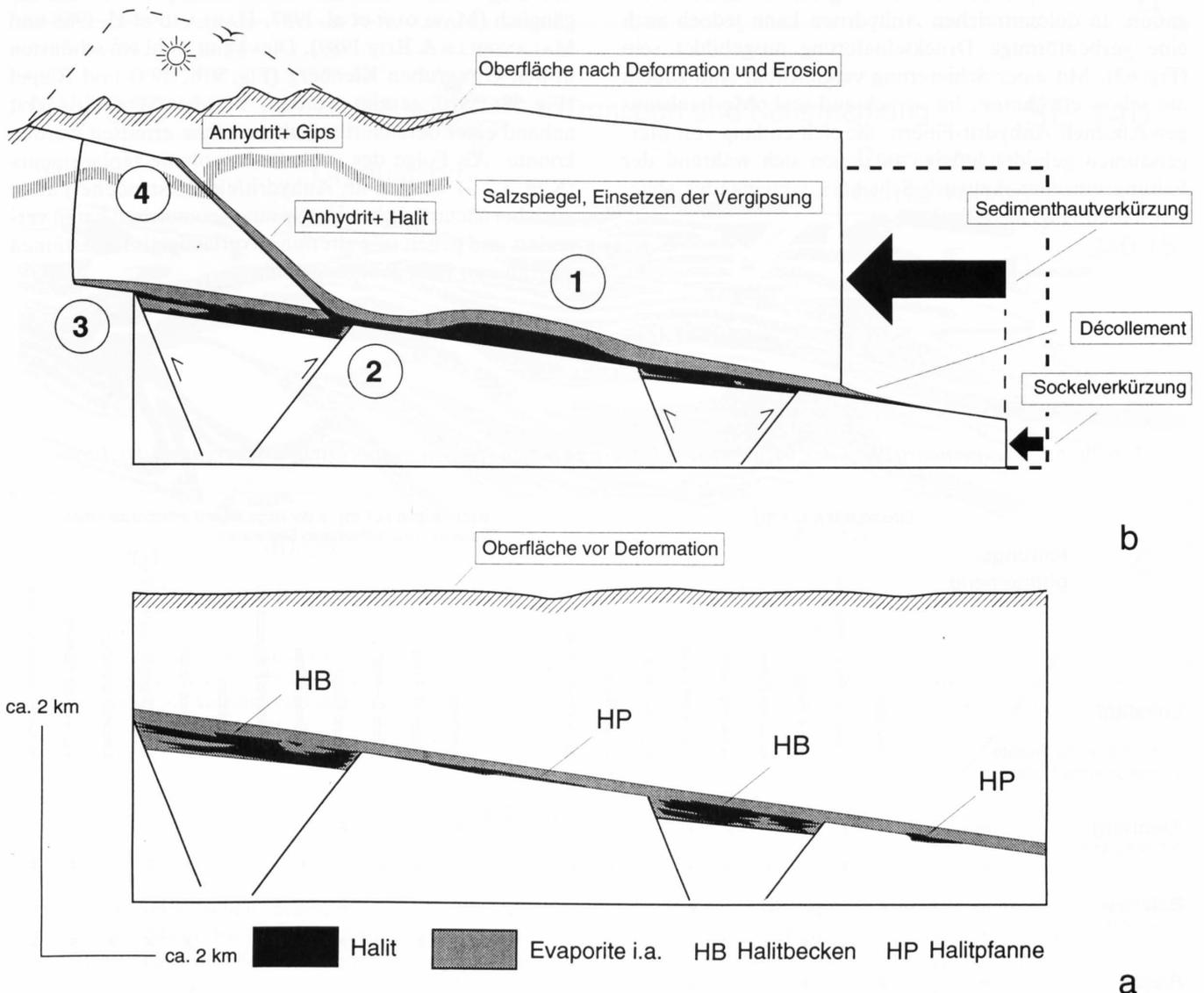


Fig. 58: Verschmierung ursprünglich getrennter Halit-Pfannen (HP) und Halit-Becken (HB, in permo-triadischen Gräben) zu einem kontinuierlichen Halit-Abscherhorizont (hypothetisch, schematisch und überhöht).

a) Ausgangslage; b) Situation nach einer gewissen Deformation; 1) uhrglasförmige Halit-Linse, entstanden durch Auspressen und anschliessendes Abscheren eines Halit-Beckens; 2) Verschmieren isolierter Salzpfannen und -linsen durch Fokussierung der Scherbewegungen (vgl. JORDAN 1986, 1987a); 3) das Auspressen distaler Halit-Becken ermöglicht die Propagation der Scherbewegung in das Vorland hinaus (hier spielen natürlich noch weitere mechanische Gründe, wie z. B. die Erhöhung der Überlast, eine Rolle, vgl. LAUBSCHER 1986); 4) im Bereich des Salzspiegels in ca. 600 m Tiefe werden die Salzlager weggelöst.

nitischen Abschnitt eine Krenulation und Verfaltung der aus der Akkumulation hineingeschleppten und nun liegenden Fließfalten beobachtet werden (Fig. 59b).

Die Faltengeometrie zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Petrographie (und somit der Viskosität) der einzelnen Lagen. So bilden reine Anhydrite meist «class 1C – class 3-folds» (RAMSAY 1967), während dolomitreiche Anhydrite in «class 1B-folds» (mit Zerrklüften im Aussenscharnier) gelegt sind (Fig. 61). In seichten Bereichen, wo die Tone inkompetenter als der Anhydrit sind (z. B. im Belchen), bilden sie meist «class 3-folds», während der Anhydrit in «class 1C»-Manier verfault ist. Sulfat-Mergel-Wechselagerungen neigen zur Kinkfaltung (Fig. 45, 59a), können aber unter bestimmten Umständen auch überkippte Biegefalten mit z. T. in Transportrichtung deflektierten Faltenachsen bilden (Fig. 60).

Die viskosen Fließfalten zeigen meist garbenförmige bis Achsenebenen-parallele Schieferung durch Mineral-Elongation. In dolomitreichen Anhydriten kann jedoch auch eine garbenförmige Druckschieferung ausgebildet sein (Fig. 62). Mit einer Schieferung vergleichbar sind zudem die schon erwähnten, im «crack-and-seal»-Mechanismus gewachsenen Anhydrit-Fibern, die sich entlang von Mergelsäumen gebildet haben, an denen sich während der Faltung einzelne Anhydrit-Schichten voneinander abgelöst haben (Fig. 22, 62).

Ein besonderes Phänomen ist die vor allem im Belchen-BEN, aber auch in Kienberg und Zeglingen (und unter etwas abweichenden geometrischen Randbedingungen in Wisen) beobachtbare Achsenebenen-normale Ausdünnung von Falten, die im viskosen Deformationsregime einsetzt und zum Teil bis in das späte spröde Regime andauert (Fig. 63).

Abgesehen von einigen zweifelhaften Strukturen, die auf die Überprägung sedimentärer Falten zurückzuführen sind, kann zusammenfassend gesagt werden, dass die evaporitischen Scherzonen des Juras durchwegs eine systematische Faltenentwicklung und eine wohlgeordnete Scherzonen-Geometrie aufweisen und somit mit kalkigen oder granitischen Scherzonen in höher metamorphen Gebieten verglichen werden können. Die Deformation in Evaporiten ist also keinesfalls chaotisch – auch wenn das in einigen verwitterten Aufschlüssen auf den ersten Blick so aussehen mag – und somit einer Strukturanalyse durchaus zugänglich (MARCOUX et al. 1987, HARLAND et al. 1988 und MALAVIEILLE & RITZ 1989). Dies kann wohl am schönsten in den Gipsgruben Kienberg (Fig. 50b, 59a) und Riepel (Fig. 53, 59b) gezeigt werden, wo die Geometrie erst anhand einer detaillierten Faltenanalyse ermittelt werden konnte. Als Folge des «volume-by-volume replacement» (Kap. 3.2.3) werden im Anhydritfeld entstandene Falten auch bei nachträglicher Vergipsung geometrisch kaum verändert und geben so weiterhin zuverlässige Informationen zu früheren Faltenvorgängen ab.

Tabelle 6: Zusammenstellung der wichtigsten Faltungsphänomene in den evaporitischen Scherzonen des Juras.

Faltungsphänomene		Grossfalten (>1 m)								Kleinfalten (<1 m), in der Regel liegend in bezug auf Grossfalten-AE, bzw. Scherzonen-Begrenzung													
		Kinkfalten	Class 1C- bis 2-Fließfalten	offene Falten	isoklinale Falten	aufrechte Falten	überkippte Falten	liegende Falten	Parasitärfrachten	AE-normale Plättung	Kinkfalten	"Class 1C-Folds"	"Class 2-Folds"	offene Falten	isoklinale Falten	deflektierte Faltenachsen	Krenulation	Verfaltete Falten	Mineralelongationsschieferung	Druckschieferung	AE-normale Plättung	Isolierte Faltscharniere	
Kienberg Anhydritgruppe	m	x	x	x		x	x			x			x										
	s		x		x	x	x		x	x			x	x				x	?		x	x	
Belchen Gipskeuper	m	x		x		x				x			x										
	s		x	x	x	x	x		x	x			x	x				x	x	x	x	x	
Riepel Gipskeuper	m	x		x		x				x													
	s		x	x	x		x	x	x	x			x		x	x	x		?	x	x		
Wisen Anhydritgruppe	m									x	x		x		x				x		x		
	s									x	x		x	x	x				x				
Schafisheim Anhydritgruppe	m	x	x	x		x				x													
	s		x	x	x	x	x		x	x			x		x				x				x

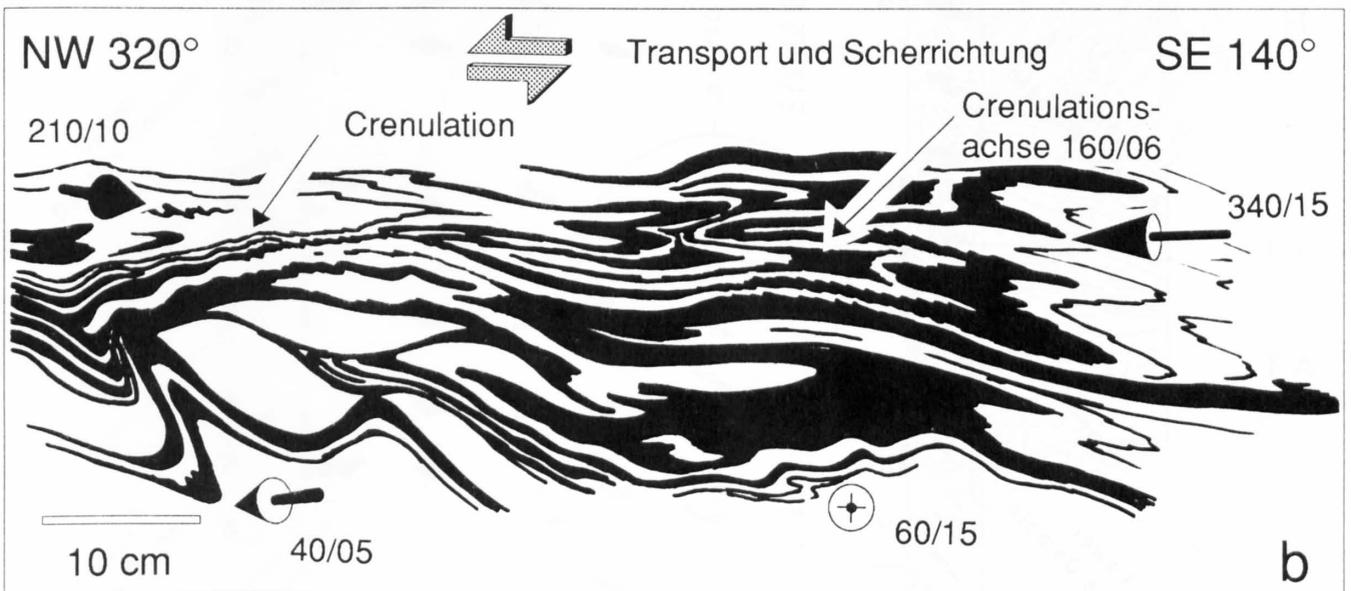
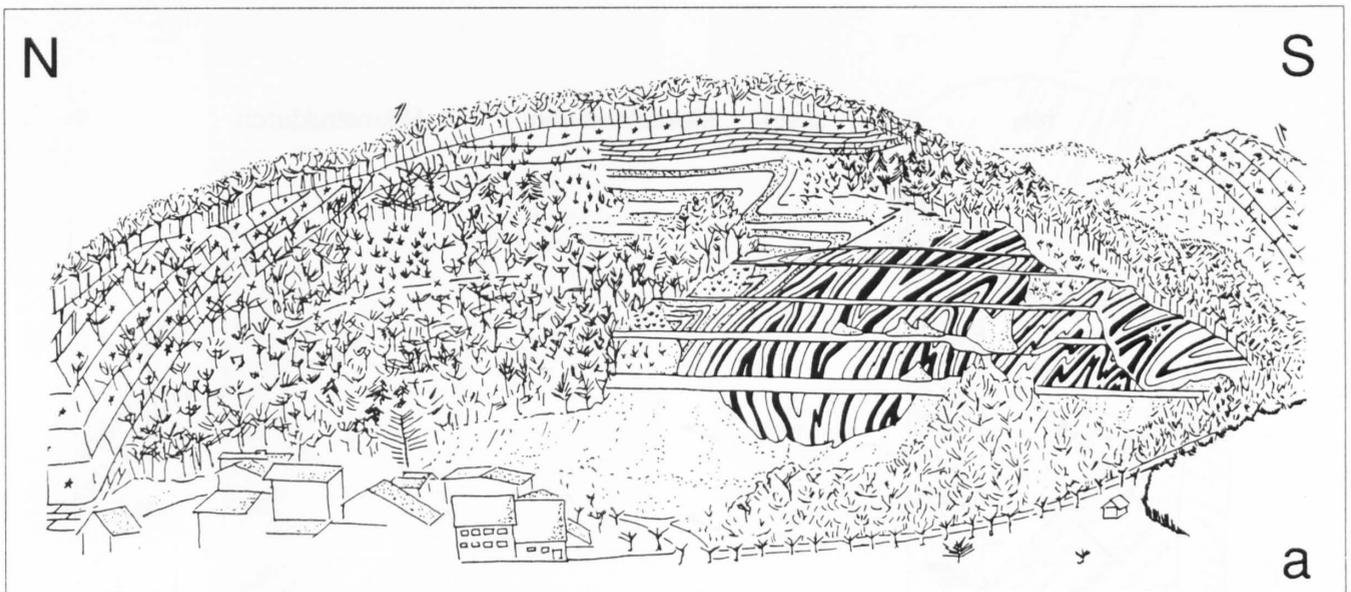


Fig. 59: Akkumulation und Ausdünnung der Evaporite.

a) Leicht schematisierte Ansicht der Gipsgrube Kienberg (vgl. Fig. 50b). Bei der Akkumulation des Wulstes wurden die Mergeldominierten Schichten (gepunktet/weiss) von den Sulfatdominierten Schichten (schwarz/weiss) abgeschert. Erstere wurden vorwiegend verschuppt, letztere isoklinal verfalltet; b) Ausschnitt aus dem Sulfat-Mylonit der Gipsgrube Riepel (Fig. 53) mit verfalltetten Falten und Krenulationen. Pfeile geben Faltenachsen an.

6.3 Kinematische Indikatoren

In den evaporitischen Scherzonen des Juras können verschiedene Meso- bis Mikrostrukturen zur Analyse der Transportrichtung und des Deformationsbetrages verwendet werden (Fig. 60a).

Die Möglichkeit, mit Hilfe von *Streckungslineationen* (hervorgerufen durch Kornlängungen oder Striae) verschiedene Deformationsphasen auszuscheiden, wurde schon bei der Analyse der Bohrung Wisen erörtert (Kap. 5.2.2, Fig. 47, 60b). Häufig geben Streckungslineationen nur eine Richtung, nicht aber den Bewegungssinn an. Auf einigen spiegelblank polierten tonigen Rutschhar-

nischen lässt sich jedoch unter dem Raster-Elektronen-Mikroskop mit Hilfe von Abriss-, Gips- und Anhydrit-Stufen sowie feinen Striae, die durch Feldspäte und andere harte Minerale eingekerbt wurden, sehr wohl auch der Schersinn angeben (JORDAN & NÜESCH 1989b).

Sehr gute Schersinn-Indikatoren sind die vor allem in Sulfat-Mergel-Wechsellagerungen nicht seltenen *Y-R₁-Gefüge* (LOGAN et al. 1979) (Fig. 60b). Genetisch verwandt mit den Y-R₁-Gefügen sind die «*extension crenulation*»-ähnlichen Strukturen in feinsten Sulfat-Mergel-Wechsellagerungen (JORDAN 1991).

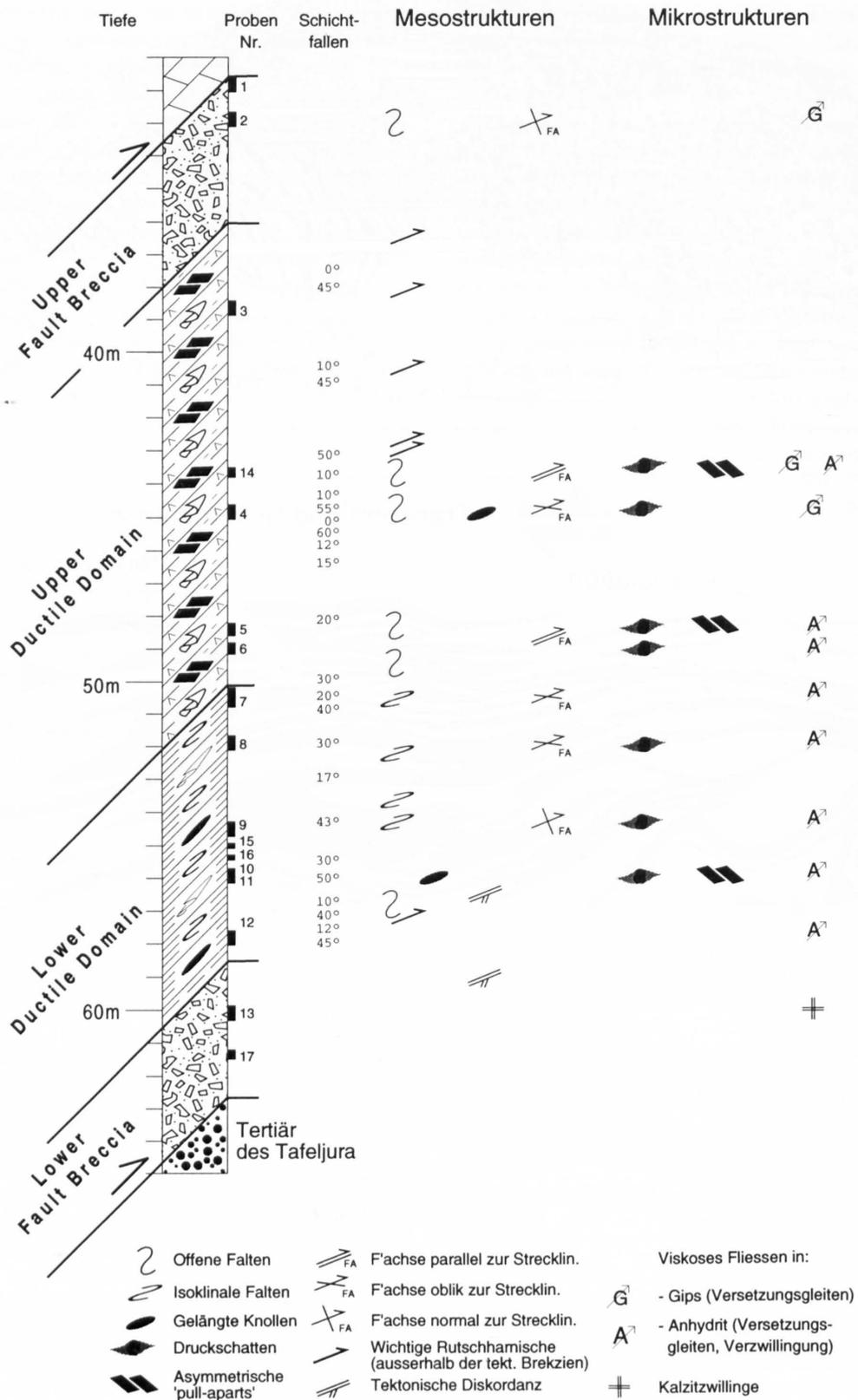


Fig. 60a: Deformationsstrukturen in der Evaporit-Scherzone (Anhydritgruppe) der Jura-Randüberschiebung in Wisen. Meso- und Mikrostrukturen.

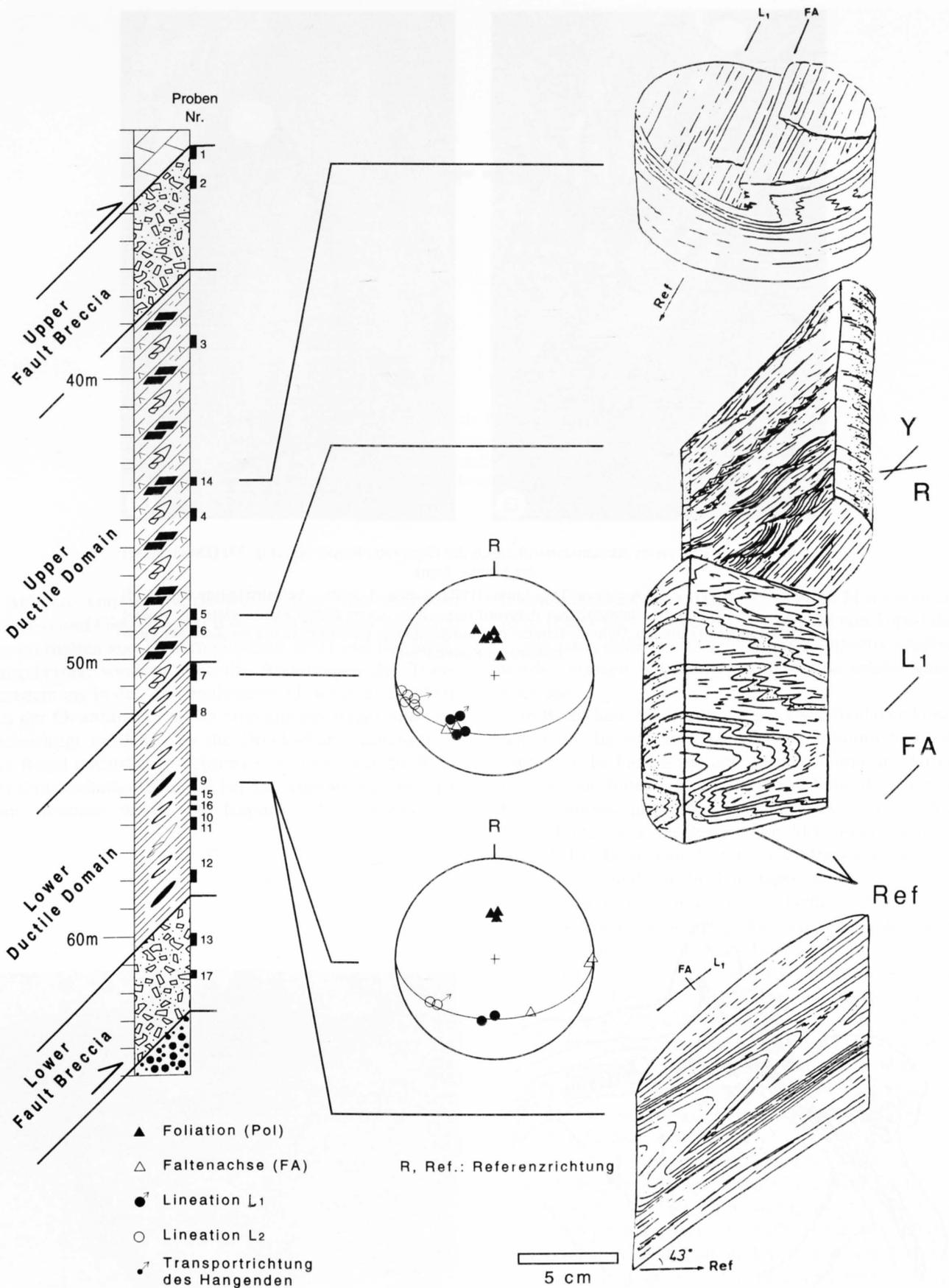


Fig. 60b: Deformationsstrukturen in ausgewählten Kernabschnitten.

Die Polfiguren (untere Halbkugel) zeigen die geometrischen Beziehungen zwischen Faltenachsen und Streckungslineation L_1 bzw. zwischen L_1 und der jüngeren spröden Lineation L_2 (Striae). In der Kernprobe 7 verlaufen die Faltenachsen parallel zu L_1 , in der Probe 9 senkrecht dazu. Die drei Kernskizzen zeigen: (oben) eine offene überkippte Falte in einer Anhydrit-Mergel-Wechsellagerung mit der FA parallel zu L_1 ; (mitte) «zweigesichtiger» Kern einer ebensolchen Wechsellagerung mit der FA parallel zu L_1 (sichtbar im Schnitt senkrecht zu L_1 ; unterer Teil) und Y-R₁-Gefüge (sichtbar im Schnitt parallel zu L_1 ; oberer Teil); (unten) isoklinale Fließfalte in reinem Anhydrit.

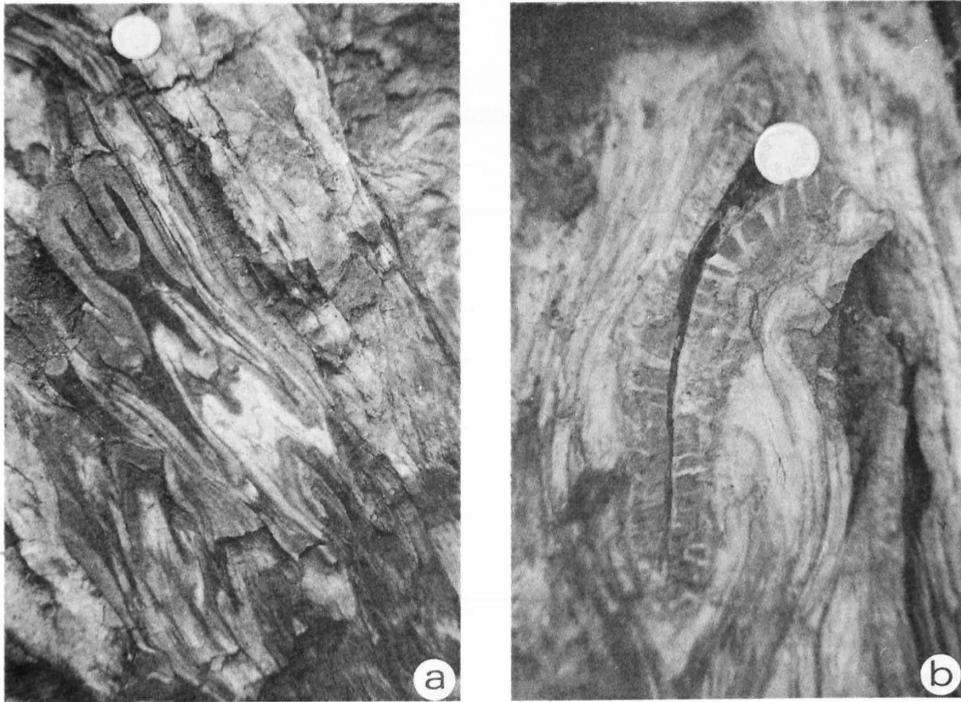


Fig. 61: Parasitärfa­lten im Akkumulationsbereich der Gipsgrube Riepel (vgl. Fig. 53) (Durchmesser der Münze: 2 cm).

- a) M-Falten im Kern einer Antiform: Tone (dunkel) bilden «class 3-folds», Anhydrit (heute Gips, hell) «class 2-class 1C-folds», dolomitischer Anhydrit (graues, ca. 1,5 cm dickes Band) «class 1B-folds»;
 b) Detail eines verfalteten Dolomit-Bandes mit sulfatgefüllten Extensionsrissen im Zentrum einer isoklinalen Parasitärfa­lte.

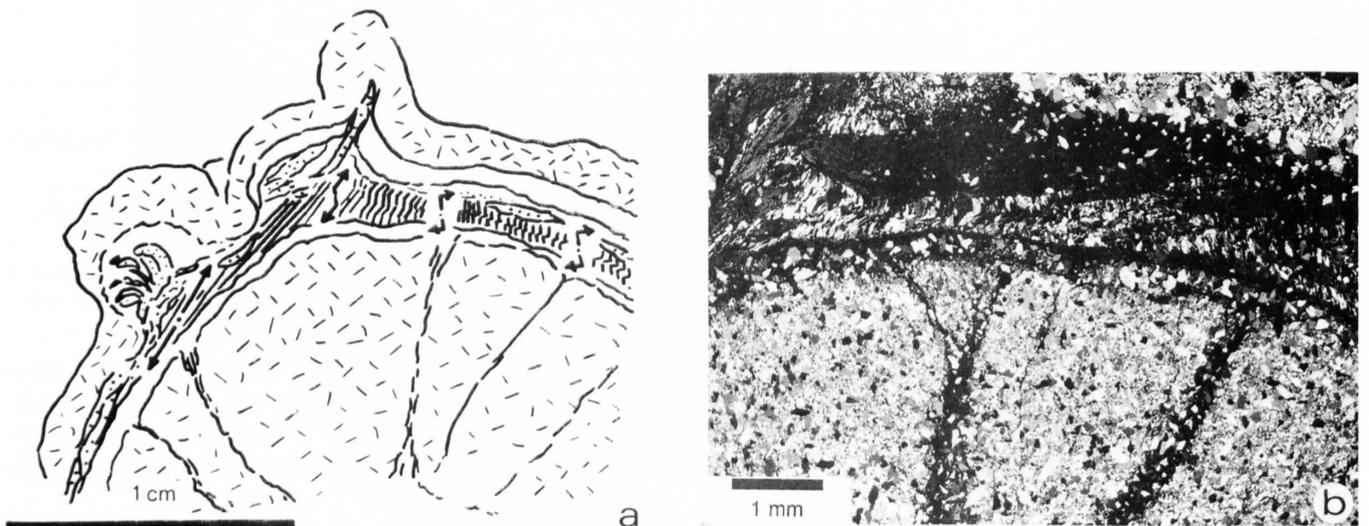


Fig. 62: Kleinfalte in dolomitführendem Anhydrit aus dem Belchen-Tunnel.

- a) Zwei Schichten aus dolomitführendem Anhydrit (Nadelmuster) haben sich während der Faltung entlang eines Mergelhorizonts (gepunktet) abgelöst. Dazwischen hat sich im «crack-and-seal»-Mechanismus eine Anhydrit-Vene gebildet, welche die Deformationsgeschichte abbildet (Pfeile) (Fig. 22 zeigt einen Ausschnitt dieser Kluft aus der Kretzenregion). Im unteren Anhydrit-Band hat sich eine Druckschieferung ausgebildet, die heute durch postkinematische Vergipsung schön nachgezeichnet wird; b) Dünnschliff-Bild, polarisiertes Licht.

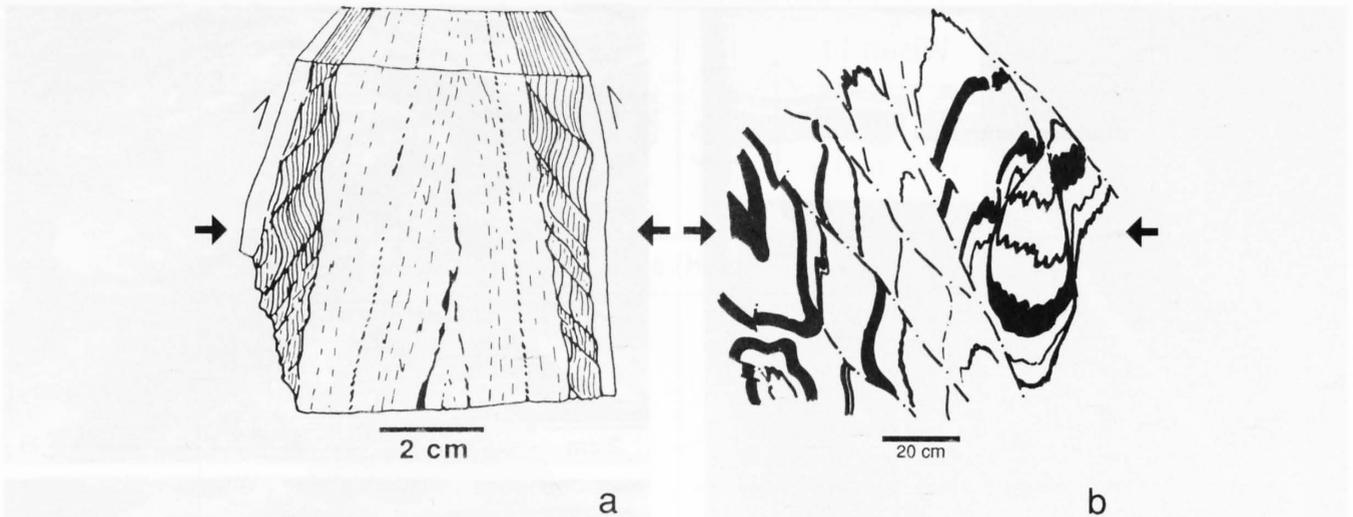


Fig. 63: Beispiele für Achsenebenen-normale Plättung von Falten aus dem Belchen-Tunnel.
 a) Leichte Plättung, dokumentiert durch mergelige «antithetically rotated asymmetric pull-aparts» (Kap. 6.3); b) wurzellose Faltenscharniere, entstanden durch viskose Plättung und spröde Verscherung (Anhydrit: weiss; Mergel bzw. mergelreicher Anhydrit: schraffiert und schwarz).

Anhand von *Druckschattenfüllungen* aus Anhydrit (Fig. 64) und Gips (Fig. 48) lassen sich nicht nur das Rotationsverhalten von Klusten (JORDAN 1991) und der Streckungsbetrag, sondern auch die Änderungen der Transportrichtung in der Zeit analysieren (JORDAN et al. 1990). Bei der Quantifizierung des Streckungsbetrages muss berücksichtigt werden, dass die Druckschattenfüllungen in der Regel nachträglich deformiert wurden (auf die Rolle der Druckschattenfüllungen bei der Ausbildung von «gypsum ribbons» wurde im Kapitel 5.2.2 eingetreten).

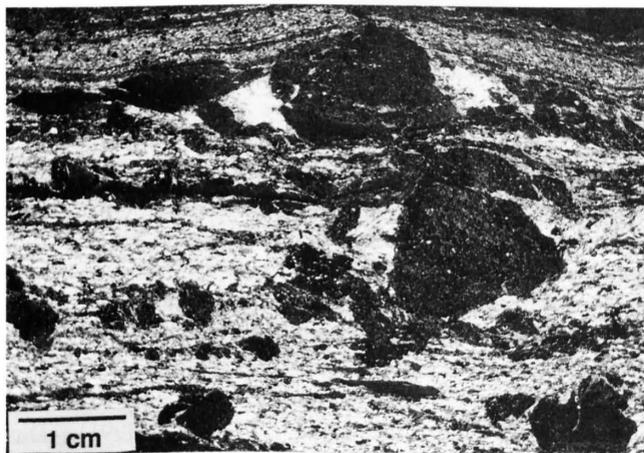


Fig. 64: Regellose mergelige «pull-aparts» mit Anhydrit-Druckschattenfüllungen in viskosem, feinkörnigem Anhydrit (Dünnschliff-Bild, Wisen).

ETCHECOPAR & MALAVIEILLE (1987) und MALAVIEILLE & RITZ (1989) zeigen – letztere gar anhand von Gips-Fibern –, wie auch deformierte Füllungen quantitativ analysiert werden können. Für den Jura steht eine solche Analyse noch aus.

In Bereichen, wo die mergeligen Zwischenlagen kompetenter als die viskosen Anhydrite und somit boudiniert sind, gibt die Geometrie der *Zerrklüfte* und die Ausrichtung der sie füllenden Sulfat-Fibern Aufschluss über das Deformationsregime. So lässt sich zeigen, dass in einigen Sulfat-Falten, v. a. im Bereich von Akkumulationen (z. B. Riepel, Belchen), eine bedeutende Streckung parallel zu den hier normal zur Verkürzungsrichtung verlaufenden Faltenachsen stattgefunden hat. Demgegenüber ist die Streckungsrichtung in Sulfat-Myloniten (z. B. Wisen, Riepel) grösstenteils parallel zur Transportrichtung.

Deformierte *Sulfat-Knollen* treten an verschiedenen Stellen auf. Besonders in Wisen sind sie extrem stark gelängt (Achsenverhältnis z. T. über 1:20) (Fig. 65, 60a). Da die Ausgangsgeometrie der Knollen nicht bekannt ist, ist eine quantitative Verformungsanalyse nur mittels eines statistischen Verfahrens möglich (VAN BERKEL et al. 1986), das aber hier aufgrund der beschränkten Anzahl an Knollen nicht durchgeführt wurde.

In den evaporitischen Scherzonen des Juras treten zwei verschiedene Typen von *asymmetrischen «pull-aparts»* (ekige Boudins) auf: Die synthetisch rotierten «type 1 asymmetrical pull-aparts» (HANMER 1986) (Fig. 66a, 67a) entstehen durch Verscherung und Verfaltung länglicher präexistenter «pull-aparts». Bei diesen präexistenteren «pull-aparts» kann es sich sowohl um blockige (d. h. rechteckig unterteilte) Tonhorizonte, wie sie in grösseren Tiefen (STRÖMGÅRD 1973, JORDAN 1991) entstehen, als auch um wurzellose Faltenscharniere (Fig. 66a) und andere Strukturen handeln, die nachträglich durch einfache Scherung verformt wurden.

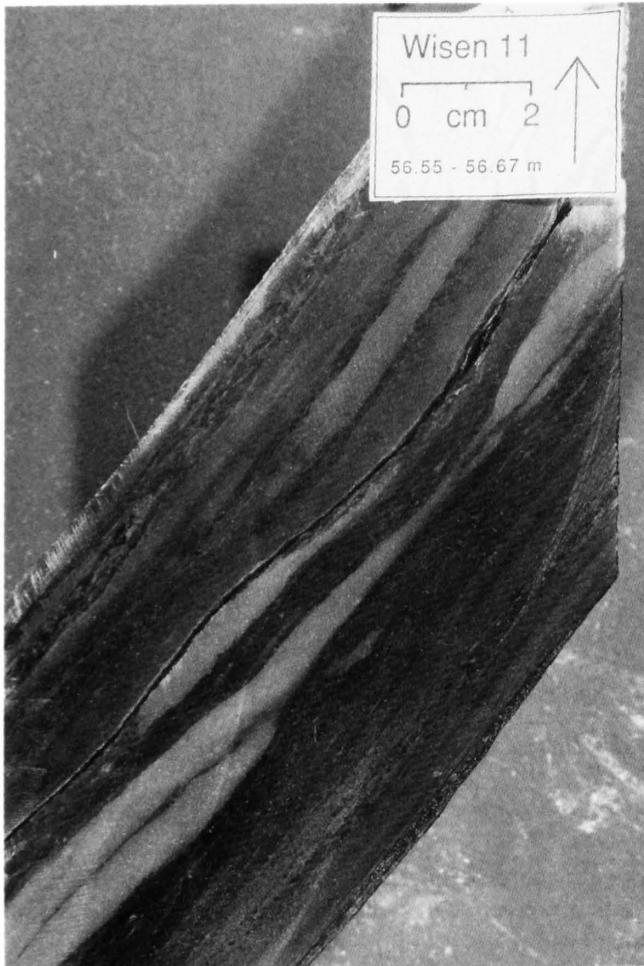


Fig. 65: Gelängte Anhydrit-Knollen aus der «Lower Ductile Domain» der Bohrung Wisen.

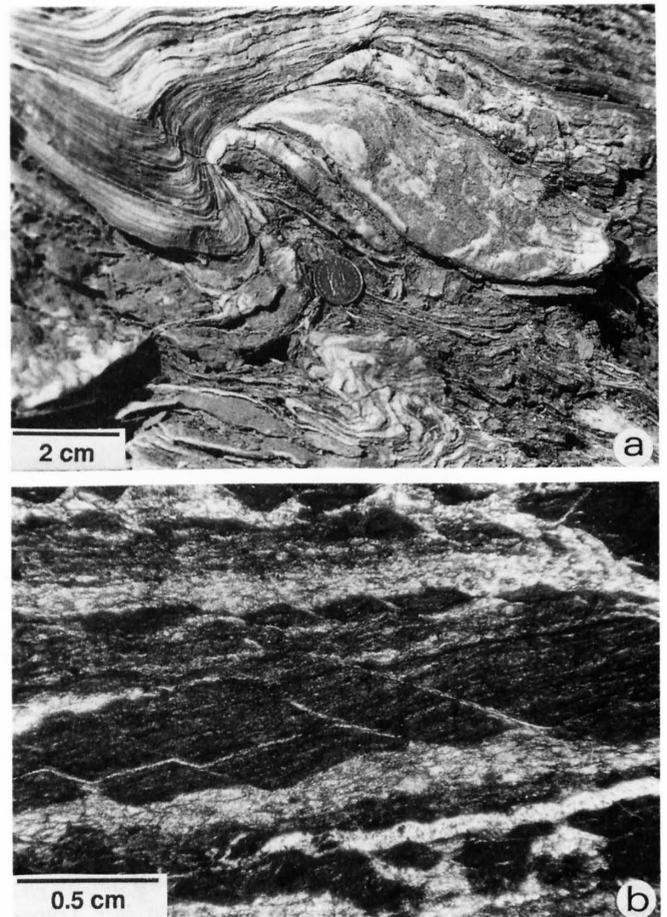


Fig. 66: Asymmetrische «pull-aparts».

a) «Type 1 asymmetrical pull-apart» (ursprünglich ein wurzelloses Anhydrit-Faltenscharnier) im Mylonit der Gipsgrube Riepel (links-sinnige Scherung); b) «antithetically rotated asymmetric pull-aparts» (aus einer feinen Anhydrit-Mergel-Wechsellagerung) mit deutlichen Schleppfalten entlang der trennenden Scherzone (rechtssinnige Scherung) (Dünnschliff-Bild, Wisen).

Demgegenüber entstehen die «antithetically rotated asymmetric pull-aparts» (JORDAN 1991) (Fig. 66b, 67b) in einem transpressiven Milieu. Die antithetische Rotation beginnt dabei unmittelbar nach der Zergliederung der kompetenten Horizonte in rhombenförmige Körper. Die Winkel der Rhomben sowie die Rotationsgeschwindigkeit stehen dabei in einem genetischen Verhältnis zum Transpressionsfaktor (Scherzonen-normale Plattung vs. einfache Scherung, GHOSH & RAMBERG 1976, JORDAN 1991). Abhängig von diesem Transpressionfaktor bleiben die Rhomben in gegenseitigem Kontakt oder (was häufiger der Fall ist) trennen sich voneinander (Fig. 66a), wobei in den «Boudin-Hälsen» Sulfat-Fibern ausgeschieden wer-

den, welche die Öffnungs- und Rotationsgeschichte nachzeichnen. Einige dieser ursprünglich rhombenförmigen «pull-aparts» weisen entlang den trennenden Scherflächen Schleppfalten auf (Fig. 66b).

Die «antithetically rotated asymmetric pull-aparts» sind nicht nur gute Schersinn-Indikatoren, sondern auch wertvolle Anzeiger für ein transpressives Deformationsmilieu (unter bestimmten Voraussetzungen lässt sich sogar der Transpressionsfaktor bestimmen, JORDAN 1991). Das transpressive Milieu, das zu ihrer Bildung führt, kann sowohl durch Scherzonen-normale Einengung als auch durch eine ursprünglich geneigte Orientierung der zergliederten Lage zur Scherzone bedingt sein (Fig. 68).

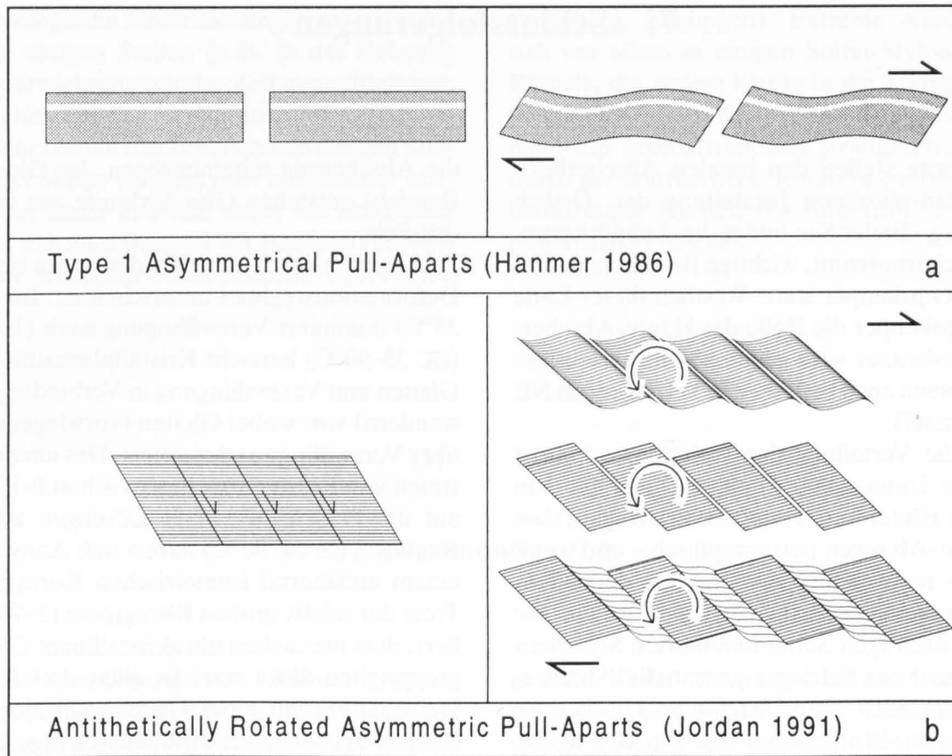


Fig. 67: Asymmetrische «pull-aparts» (initiales und finales Stadium, schematisch).
a) «Type 1 asymmetrical pull-aparts»; b) «antithetically rotated asymmetric pull-aparts».

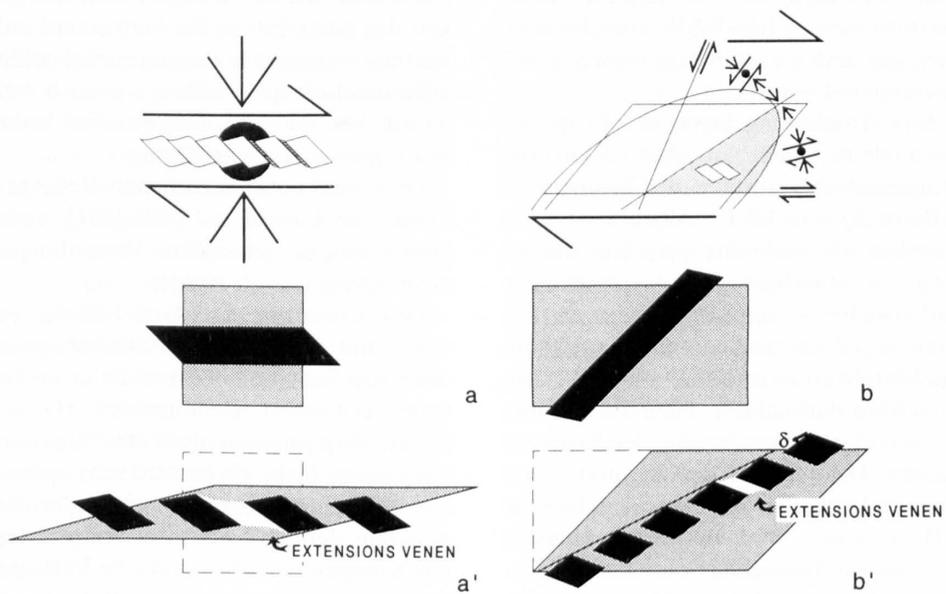


Fig. 68: Auftreten von antithetisch rotierten «pull-aparts»,
a) in transpressiven Décollement-artigen Scherzonen und b) in Scherzonen, die schief zur betreffenden Lage verlaufen (Mitte: initiales Stadium, unten: finales Stadium).

7. Schlussfolgerungen

Die Trias-Evaporite stellen den basalen Abscherhorizont der spätmiozän-pliozänen Jurafaltung dar. Östlich einer Linie Fribourg – Bieler See bildet die Anhydritgruppe den Haupt-Abscherhorizont; wichtige Bewegungen finden aber auch im Gipskeuper statt. Westlich dieser Linie übernimmt der Gipskeuper die Rolle des Haupt-Abscherhorizonts. Der Gipskeuper wird gegen SW hin mächtiger und enthält zunehmend auch bedeutende Salzlager (im NE ist er praktisch salzfrei).

Bedingt durch die Verteilung der Aufschlüsse befasst sich die vorliegende Untersuchung hauptsächlich mit dem Ostjura und dessen Hinterland. Hier lässt sich zeigen, dass die beiden Evaporit-Abfolgen petrographisch – und somit auch rheologisch – recht heterogene Gebilde darstellen. Bei der 60–160 m mächtigen Anhydritgruppe stellen vor allem die 10–25 m mächtigen Sulfatdominierten Schichten und das 0–100 m mächtige Salzlager potentielle Abscherhorizonte dar. Beim etwa 120 m mächtigen Gipskeuper sind es die Unteren (10–25 m) und im beschränkten Masse die Oberen Sulfatschichten (10–40 m), die äusserst fließfähig sind. Die übrigen Schichtglieder der Evaporit-Abfolgen sind mehr oder weniger mergelig und spielen erst im seichtesten Bereich, wo sie zunehmend vergipsen, rheologisch eine bedeutendere Rolle. Das Salzlager der Anhydritgruppe, das seine grössten Mächtigkeiten entlang einer Achse Hochrhein – Bieler See aufweist, zeigt lokal starke Mächtigkeitsschwankungen und scheint nicht kontinuierlich ausgebildet zu sein. Möglicherweise liegt es in mehr oder weniger isolierten, etwa ENE–WSW streichenden Mulden und Gräben, aus denen es teilweise während der Jura-Abscherung ausgepresst wurde.

Zu Beginn der Jura-Abscherung lagen die Evaporitvorkommen grösstenteils in Tiefen von über 1,5 km. Im engeren Untersuchungsgebiet variierten die Temperaturen zwischen 80° (Belchen) und 110°C (Altshofen). Das Sulfat lag ausschliesslich als Anhydrit vor. Die durchschnittliche Scherrate $\dot{\gamma}$ innerhalb der evaporitischen Scherzonen kann auf etwa 10^{-13} s^{-1} geschätzt werden, in den einzelnen Horizonten ist jedoch mit bedeutenden Abweichungen von diesem Mittelwert zu rechnen ($\dot{\gamma} = 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ bis 10^{-12} s^{-1}). Alle untersuchten Aufschlüsse, auch die im Hinterland, zeigen eine sehr starke Verscherung der Evaporite, was als eindeutiger Hinweis auf die Realität einer Abscherung des alpinen Vorlandes und somit als Beweis für die Fernschub-Hypothese verstanden werden kann.

Der Halit zeigt – soweit feststellbar (Schafisheim) – praktisch durchwegs viskoses Verhalten. Die natürliche Halit-Deformation wurde im Rahmen dieser Arbeit jedoch nur oberflächlich gestreift und bedarf noch weitergehender Studien. Im Bereich der Aufschiebungen ist der Halit offensichtlich synkinematisch weggelöst worden.

Bei den Sulfaten kann zwischen drei Deformationsfeldern unterschieden werden. Im Anhydritfeld verhält sich (reiner) Anhydrit viskos. Im Vergipsungsfeld (oberhalb 450 bis 600 m) versprödet und vergipst der Anhydrit zusehends, Kluftgips wird als niedrigviskoses Schmiermittel in

die Abscherung miteinbezogen. Im Gipsfeld (seichtester Bereich) entstehen Gips-Mylonite aus vergipstem Anhydrit-Fels.

Innerhalb des Anhydritfeldes lassen sich wiederum drei Deformationsregimes unterscheiden. Im Regime 1 (\leq ca. 35°C) dominiert Verzwillingung nach (101). Im Regime 2 (ca. 35–90°C) herrscht Kristallplastizität (intrakristallines Gleiten und Verzwillingung in Verbindung mit Korngrenz wandern) vor, wobei Gleiten (vorwiegend auf (001)[010]) über Verzwillingung dominiert. Das unerwartet frühe Auftreten von Korngrenz wandern schon bei $T/T_m \approx 0,18$ wird auf die Präsenz wässriger Lösungen zurückgeführt. Im Regime 3 (\geq ca. 90°C) haben sich Anhydrit-Mylonite mit einem annähernd isometrischen Korngefüge entwickelt. Trotz der relativ groben Korngrösse (3–70 μm) wird postuliert, dass hier neben intrakristallinem Gleiten auch Korngrenzgleiten aktiv war. In allen drei Regimes geht die Deformation mit einer Umkristallisation der ursprünglichen, diagenetischen Anhydrit-Gefüge zu praktisch reinem, granoblastischem Anhydrit einher.

Anhydrit ist bedeutend verformungsweicher als bislang aufgrund felsmechanischer Experimente angenommen wurde. Dies zeigt ein Vergleich der experimentellen Daten mit den recht genau rekonstruierbaren Rahmenbedingungen der Jurafaltung (Scherraten, Temperatur, Überlast, Korngrösse usw.) sowie eine Analyse der Kompetenzverhältnisse zwischen Anhydrit und spröde deformierenden Gesteinen, wie zum Beispiel Ton. Die geringe Scherfestigkeit des Anhydrits in der Natur wird auf den weichenden Einfluss wässriger Lösungen zurückgeführt («fluid assisted diffusional creep»). Dieses wie auch weitere Themen der natürlichen Anhydrit-Deformation bedürfen jedoch einer weitergehenden Bearbeitung.

Gips wird unter natürlichen Bedingungen durch intrakristallines Gleiten auf (010)[001], verbunden mit Korngrenz wandern, deformiert. Verzwillingung konnte bislang nicht nachgewiesen werden.

Das Einsetzen der Gips-Fällung (in Druckschatten usw.) und der Gesamtgesteinsvergipsung erfolgt im Bereich von Scherzonen etwas tiefer als bei der Vergipsung unter statischen Bedingungen (Gips-Venen oberhalb 450 m, Vergipsungen oberhalb 350 m), und zwar oberhalb etwa 600 m Tiefe. Es besteht sehr wahrscheinlich ein kausaler Zusammenhang zwischen der Kompetenzumkehr zwischen Anhydrit und Ton und der frühen Vergipsung. Die Kompetenzumkehr hat eine Verlagerung der Scherbewegungen in die mergeligen Partien zur Folge, die durch Dilatanz permeabel werden. Neben Gips-Myloniten entwickeln sich in den Mergeln die sehr fließfähigen Ton-Gips-Tektonite.

Die Evaporit-Tektonite des Juras weisen eine systematische und konsistente Geometrie auf und sind einer struktureologischen Analyse zugänglich. Die Scherzonen-Geometrie wird auch bei einer nachträglichen statischen Vergipsung nicht signifikant gestört. Einzig die textuellen Informationen zur Anhydrit-Deformation werden ver-

wischt. Strukturgeologische Untersuchungen zeigen unter anderem, dass an einigen Stellen (z. B. in der Bohrung Wisen) die Transportrichtung mit der Zeit gewechselt hat. Faltenanalysen helfen bei der Profilkonstruktion.

Die Evaporit-Scherzonen des Juras sind an einigen Stellen in bedeutendem Masse verdickt oder ausgedünnt worden. Verdickungen, meist in Form enger bis isoklinaler Verfaltung, lassen sich zum Beispiel vor Rampen (Riepel) und unterhalb der frontalen Schuppenzone beobachten

(Kienberg, Zeglingen). Extreme Ausdünnungen finden sich vor allem in einigen Sulfat-Myloniten (z. B. Wisen, Riepel), die zudem häufig in die Transportrichtung abgelenkte Faltenachsen aufweisen. Die Ausdünnung lässt sich nicht nur geometrisch und stratigraphisch, sondern auch durch die antithetische Rotation charakteristischer rhombenförmiger Klasten («antithetically rotated asymmetric pull-aparts») belegen.

Zusammenfassung

Die Evaporit-Abfolgen der mittleren (Anhydritgruppe) und jüngeren Trias (Gipskeuper) werden in ihrer Rolle als Entkoppelungshorizonte der mio-pliozänen Jura-Abscherung hinsichtlich Ausgangsgeometrie, Deformationsverhalten, Scherzonen-Geometrie und Rheologie, insbesondere auch bei synkinematischer Vergipsung, untersucht.

Der Haupt-Abscherhorizont wird östlich einer Linie Fribourg–Bieler See von der Anhydritgruppe, westlich davon vom Gipskeuper gebildet. Die beiden Evaporit-Abfolgen sind petrographisch und somit auch rheologisch sehr heterogene Gebilde. Sie können in jeweils fünf rheologische Einheiten unterteilt werden. Im Décollement-Bereich des Ostjuras spielen vor allem das Salzlager und die Sulfatdominierten Schichten der Anhydritgruppe sowie die Unteren (lokal auch die Oberen) Sulfatschichten des Gipskeupers eine herausragende tektonische Rolle. Die Bedeutung der Sulfat-Abschnitte (hier ausschliesslich anhydritisch) nimmt zu, wenn das Salzlager primär oder sekundär (synorogene Auslaugung im Bereich der Überschiebungen) fehlt. Im frontalsten Bereich der Jura-Überschiebungen versprödet und vergipst der Anhydrit. Die Tone werden inkompetenter als der Anhydrit. Die Scherbewegungen wechseln deshalb bevorzugt in die Mergel-Sulfat-Wechselagerungen (Mergeldominierte Schichten der Anhydritgruppe, Untere und Obere Bunte Schichten des Gipskeupers), wo der Anhydrit sehr früh hydratisiert wird. Dies ist vor allem durch bevorzugten Wasserzutritt entlang dilatativ deformierender, spröder Mergelhorizonte bedingt. In den Mergeln werden grosse Mengen von Gips ausgeschieden. Zudem entfestigen die zutretenden Wässer die Tonhorizonte. Die Vermischung von Ton und Gips führt zu den sehr fließfähigen Ton-Gips-Tektoniten. Im weiteren bilden sich bei sehr früher Hydratisierung der Anhydrite auch Gips-Mylonite aus. Bezüglich der Sulfate kann zwischen einem Anhydritfeld, einem Vergipsungsfeld und einem Gipsfeld unterschieden werden. Eine genaue Festlegung der Tiefenlage der Grenzen zwischen diesen Feldern ist schwierig. Sie hängt von sehr vielen lokalen Besonderheiten ab. Es ist jedoch offensichtlich, dass die Vergipsung während der Orogenese in bedeutend

grössere Tiefen vordringen konnte (stellenweise bis über 600 m) als dies heute in der Nordschweiz der Fall ist (Hydratisierung des Anhydrit-Fels bis maximal 350 m, Gips-Neubildungen bis maximal 450 m Tiefe).

Auch innerhalb der beschriebenen rheologischen Einheiten sind bedeutende Unterschiede im Fließverhalten feststellbar. So nimmt die Viskosität des Anhydrits mit zunehmendem Mergelgehalt drastisch zu. Diese Unreinheiten werden mechanisch (zum Teil auch chemisch) eliminiert (Segregation). Es entstehen intensiv laminierte Mylonite. Ist der Grad der Verunreinigung zu gross (etwa ab 20%), werden die Anhydrite nicht mehr verschert, sondern boudiniert. So sind in den Anhydrit-Scherzonen des Juras, oft in unmittelbarer Nachbarschaft zu Myloniten, praktisch unversehrte sedimentäre Gefüge erhalten geblieben. Im oberflächennahen Bereich haben die Verunreinigungen demgegenüber einen weichenden Einfluss, da sie eine frühe Vergipsung ermöglichen.

In den Evaporiten haben sich wohlgeordnete, geometrisch konsistente Scherzonen entwickelt, die einer strukturgeologischen Analyse durchaus zugänglich sind. So bezeugen ihre Meso- und Mikrostrukturen unter anderem signifikante Änderungen der Transportrichtung in Raum und Zeit, unterschiedliche Intensitäten der Verscherung sowie bedeutende Ausdünnungen und Verdickungen der betreffenden Scherzonen. Dass solche lokalen Volumenänderungen unter Wahrung der regionalen Massenbilanz möglich sind, wird anhand geometrisch-kinematischer Modelle dargelegt.

Das natürliche Deformationsverhalten von Anhydrit wurde in sechs Aufschlüssen untersucht: Altshofen, Schafisheim (Anhydritgruppe und Gipskeuper), Wisen und Belchen-Tunnel (Farisberg-Überschiebung und Nord-Abschnitt). Die durchschnittliche Scherrate betrug etwa $\dot{\gamma} = 10^{-13} \text{ s}^{-1}$, sie konnte aber zeitlich und räumlich auch bedeutend von diesem Mittelwert abweichen. Es können drei charakteristische Mikrogefüge unterschieden werden, die jedoch häufig durch retrograde Überprägung und lokale Besonderheiten verwischt sind. Diese Mikrogefüge werden drei Deformationsregimes zugeordnet: Im Regime 1

(Temperatur \leq ca. 35°C) dominiert Verzwillingung nach (101), begleitet von Korngrenzwandern. Im Regime 2 (ca. 35–90°C) dominiert intrakristallines Gleiten (vorwiegend nach (001)[010]), begleitet von intensivem Korngrenzwandern und teilweise auch von Verzwillingung. Die Anhydrit-Körner sind stark gelängt. Im Regime 3 (\geq 90°C) schliesslich treten neben intrakristallinem Gleiten auch diffusive Prozesse (Korngrenzgleiten?) auf. Das Korngefüge ist annähernd isometrisch.

Das frühe Auftreten von Korngrenzwandern schon bei $T/T_m \approx 0,18$ und die sehr niedrige Viskosität von Anhydrit (er ist offensichtlich weit fließfähiger als bislang aufgrund von Experimenten angenommen) wird auf die Präsenz wässriger Lösungen zurückgeführt («fluid assisted diffusional creep»).

Der Gips, der eine noch geringere Viskosität als Anhydrit hat, wird unter natürlichen Bedingungen durch intrakristallines Gleiten auf (010)[001] in Verbindung mit Korngrenzwandern verformt.

Summary

The evaporite series of middle and late Triassic age (Anhydritgruppe and Gipskeuper, respectively), in which the sole thrusts of the late Miocene to Pliocene Jura décollement are located, are analyzed with regard to the initial basin geometry, the shear zone geometry, their deformational behaviour, and the rheology of their different lithologies. Special attention is given to the kinematic onset of gypsification.

To the NE of the line Fribourg–Bieler See, the major sole thrust of the Jura décollement is located in the Anhydritgruppe, whereas to the SE it is situated in the Gipskeuper. The two evaporite series are quite heterogeneous both petrologically and rheologically. Each of them can be subdivided into five rheological members. In the NE, the Sulphate-Dominated Member and the discontinuous Halite Member of the Anhydritgruppe, as well as the anhydrite Lower Sulphate Member of the Gipskeuper are the main loci of ramp and sole thrust formation.

Wherever halite deposits are missing, either primarily or secondarily through synorogenic leaching, tectonic movements occur in anhydrite-bearing lithologies. In the frontal domain of the Jura overthrust, anhydrite becomes brittle, whereas shales become less competent. Anhydrite is preferentially hydrated in shale-anhydrite intercalations. Hence, the major shear zones shift to the Marl-Dominated Member of the Anhydritgruppe and the Lower and Upper Variegated Beds of the Gipskeuper. Here, anhydrite is hydrated very early due to the preferential influx of water along the dilatatively deforming brittle shale beds, where large quantities of gypsum are precipitated. In addition, the influx of water mechanically weakens the shale beds. Mixing of shale and gypsum leads to the formation of very low viscosity shale-gypsum tectonites. Furthermore, gypsum mylonites are formed by early hydration of anhydrite.

Each of the rheological members mentioned above is quite heterogeneous in itself. The viscosity of anhydrite, for instance, increases with increasing impurity content. In most cases, impurities are mechanically eliminated by

segregation, leading to the formation of strongly foliated mylonites. With an high impurity content, the rocks are boudinaged rather than sheared. For this reason, anhydrites with nearly unaltered sedimentary features may be preserved adjacent to highly sheared anhydrite mylonites. In the subsurface domain, however, shale impurities have a weakening effect on anhydrite as they act as nuclei for early gypsification.

The evaporite shear zones in the Jura sole and ramp thrusts demonstrate that viscous deformation in evaporites is not chaotic, but is well organized and consistent with the overall deformation history. The kinematic indicators in various outcrops document, for instance, significant changes of transport direction in time and space, variations in the amount and nature of deformation, as well as important changes of the initial shear zone thickness (thinning and thickening).

For the viscous flow of anhydrite under natural conditions (strain rates $\dot{\gamma}_{\text{mean}} \text{ c. } 10^{-13} \text{ s}^{-1}$, with significant local variations), three deformation regimes may be discerned. In regime 1 ($T \leq \text{c. } 35^\circ\text{C}$), twinning on (010) dominates, accompanied by twin boundary migration. In regime 2 (c. 35–90°C), intracrystalline glide on (001)[010] dominates, accompanied by grain boundary migration. The grains are distinctly elongated. In regime 3 ($T \geq \text{c. } 90^\circ\text{C}$), diffusive processes (grain boundary sliding?) are thought to be active in addition to intracrystalline glide. The grains are nearly isometric.

Grain boundary migration at $T/T_m \approx 0,18$ is suggested to be triggered by the presence of pore fluids. These fluids may also be responsible for the very low shear strength of anhydrite (fluid assisted diffusional creep), which must be considerably lower than hitherto supposed by extrapolation of data from laboratory experiments.

Gypsum has a very low shear strength. Under natural conditions, it is deformed by intracrystalline glide on (010)[001] in combination with grain boundary migration.

Literaturverzeichnis

- ALBERTI, F. VON (1864): Übersicht über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. – Schweizerbart, Stuttgart.
- ALBRECHT, H. & HUNSCH, U. (1980): Gebirgsmechanische Aspekte bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle in Salzdiapiren unter besonderer Berücksichtigung des Fließverhaltens von Steinsalz. – Fortschr. Mineral. 58, 212–247.
- AUBERT, D. (1945): Le Jura et la tectonique d'écoulement. – Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 83.
- BAKER, D. M., LILLIE, R. J., YEATS, R. S., JOHNSON, G. D., YOUSUF M. & ZAMIN, A. S. H. (1988): Development of the Himalayan frontal thrust zone: Salt Range, Pakistan. – *Geology* 16, 3–7.
- BAUMANN, W. (1984): Stratigraphische und rheologische Untersuchungen sowie Kluftrmessungen an Evaporiten der mittleren Trias in der Nordschweiz (Bergwerk Felsenau). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 245.
- BECKER, A., BLÜMLING, P. & MÜLLER, W. H. (1987): Recent stress field and neotectonics in the Eastern Jura Mountains, Switzerland. – *Tectonophysics* 135, 277–288.
- BELOUSSOV, V. V. (1961): The origin of folding in the earth crust. – *J. geophys. Res.* 66, 2241–2254.
- BERGERAT, F., MUGNIER, J.-L., GUELLEC, S., TUFFERET, C., CAZES, M., DAMOT, B. & ROURE, F. (1990): Extensional tectonics and subsidence of Bresse basin: an interpretation from ECORS data. – *Mém. Soc. géol. France* 156, 145–156.
- BERKEL, J. T. VAN, TORRANCE, J. G. & SCHWERDTNER, W. M. (1986): Deformed anhydrite nodules: A new type of finite strain gauge in sedimentary rocks. – *Tectonophysics* 124, 309–323.
- BITTERLI, P. (1972): Erdölgeologische Forschungen im Jura. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 39/95, 13–28.
- BITTERLI, T. (1988): Die dreidimensionale Massenbilanz – ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der regionalen Kinematik (Schuppenzone von Reigoldswil, Faltenjura). – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 415–431.
- (1990): The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 493–511.
- BLONDEL, T., CHARROLAIS, J., SAMBETH, U. & PAVONI, N. (1988): La faille du Vuache (Jura meridional): un exemple de faille à caractère polyphase. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 79, 13–28.
- BONS, A.-J. (1988): Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees. – *Geologica ultraiect.* 56.
- BORNS, D. J. (1983): Petrographic study of evaporite deformation near the waste isolation pilot plant (WIPP). – Sandia Nat. Lab. Rep. SAND 83-166.
- (1987): Rates of Evaporite Deformation: The role of pressure solution. – Sandia Nat. Lab. Rep. SAND 85-1599.
- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): Geologische Ergebnisse der Erdölexplorationsbohrungen auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 32/82, 7–38.
- BURKHARD, M. (1990): Aspects of large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 559–584.
- BUXTORF, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – *Ber. Versamml. oberth. geol. Ver.* 40, 1–10.
- (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – *Verh. natf. Ges. Basel.* 27, 184–254.
- BYERLEE, J. D. (1978): Friction of rocks. – *Pure and appl. Geophys.* 116, 615–633.
- CARTER, N. L. & HANSEN, F. D. (1983): Creep of Rocksalt. – *Tectonophysics* 92, 275–333.
- CHAPPEL, B. A. (1974): Deformational response of differently shaped and sized test pieces of shale rocks. – *Int. J. Rock Mech., Min. Sci., Geomech. Abstr.* 11, 21–25.
- CHAUVE, P. (1975): Jura. Guides géologiques régionaux. – Masson, Paris.
- CHAUVE, P., ENAY, R., CAMPY, Y. et al. (1980): Jura Franco-Suisse, Excursion 024, Congr. géol. int. Paris. – *Ann. sci. Univ. Besançon Géol.* 4/1, 81–114.
- CHEN, I. W. & ARGON, A. S. (1979): Steady state power law creep in heterogenous alloys with coarse microstructures. – *Acta metall.* 27, 785–791.
- CHESTER, F. M. (1988): The brittle–ductile transition in a deformation mechanism map for halite. – *Tectonophysics* 154, 125–136.
- DAVIS, D. M. & ENGELDER, T. (1985): The role of salt in fold-and-thrust belts. – *Tectonophysics* 119, 67–88.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1966): An introduction to the rock forming minerals. – Longman, London.
- DEICHMANN, N. (1987): Seismizität der Nordschweiz 1983–1986. – *Nagra tech. Ber.* 87-05.
- DIEBOLD, P. (1990): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Nagra informiert* 12/2, 47–55.
- DIEBOLD, P. & MÜLLER, W. H. (1985): Szenarien geologischer Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle in der Nordschweiz. – *Nagra tech. Ber.* 84-26.
- DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. (1992): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 14.
- DRONKERT, H. (1985): Evaporite models and the sedimentology of Messinian and recent evaporites. – *Diss. Univ. Amsterdam, GUA papers* (1), 24.
- (1987): Diagenesis of Triassic evaporites in northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 397–414.
- DRONKERT, H., BLÄSI, H.-R. & MATTER, A. (1990): Facies and Origin of Triassic Evaporites from the NAGRA Boreholes, Northern Switzerland. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 12.
- DROXLER, A. & SCHAER, J.-P. (1979): Déformation cataclastique plastique lors du plissement, sous faible couverture, de strates calcaires. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 551–570.
- DUNHAM, K. C. (1948): A contribution to the petrology of the Permian evaporite deposits of Northeastern England. – *Proc. geol. Soc. Yorkshire* 27, 217–227.
- EISBACHER, G. H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINKSI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 711–725.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 2.
- ETHECOPAR, A. & MALAVIEILLE, J. (1987): Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. – *J. struct. Geol.* 9, 667–677.
- FISCHER, H. & LUTERBACHER, H. (1963): Das Mesozoikum der Bohrung Courton 1 und Altishofen 1. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 115.
- FROHLICHER, H. & KEHRER, L. (1968): Öl- und Gasindikationen in der Trias des Belchentunnels. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 35/87, 49–53.
- GEISER, P. A. (1988): The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross sections in deformed terranes. In: MITRA, G. & WOJTAŁ, S. (Ed.): *Geometries and mechanisms of thrusting with special reference to the Appalachians* (p. 47–76). – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.* 222.

- GHOSH, S. K. & RAMBERG, H. (1976): Reorientation of inclusions by combination of pure and simple shear. – *Tectonophysics* 34, 1–70.
- GLANGEAUD, L. (1950): Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. – *Ann. Soc. géol. Belg.* 73, 57–94.
- GROB, H. (1975): Swelling and heave in Swiss tunnels. – *Bull. int. Assoc. eng. Geol.* 13, 55–60.
- GROSHONG, R. H. & UDANSKY, S. I. (1988): Kinematic models of plane-roofed duplex styles. In: MITRA, G. & WOJTAŁ, S. (Ed.): Geometries and mechanisms of thrusting with special reference to the Appalachians (p. 197–206). – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.* 222.
- GSELL, F. J. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – *Diss. Univ. Zürich.*
- GUELLEC, S., MUGNIER, J. L., TRADY, M. & ROURE, F. (1990): Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS-data and balanced cross sections. – *Mém. Soc. géol. Suisse* 1, 165–184.
- GÜRLER, B., HAUBER, L. & SCHWANDER, M. (1987): Die Geologie der Umgebung von Basel mit Hinweisen über die Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 160.
- HAENEL, R. & STAROSTE, E. (1988): Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland. – Schaefer, Hannover.
- HANDIN, J. (1969): On the Mohr-Coulomb-Failure-Criterion. – *J. geophys. Res.* 74, 5343–5348.
- HANDIN, J. & HAGER, R. V. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Test at room temperature on dry samples. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 41, 1–50.
- HANDIN, J., HAGER, R. V., FRIEDMAN, M. & FEATHER, J. N. (1963): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 47, 717–748.
- HANDY, M. R. (1990): The solid-state flow of polymineralic rocks. – *J. geophys. Res.* 95, 8647–8661.
- HANMER, S. (1986): Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. – *J. struct. Geol.* 8, 111–122.
- HARDIE, L. A. (1967): The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. – *Amer. Mineralogist* 52, 171–200.
- HARLAND, W. B., MANN, A. & TOWNSEND, C. (1988): Deformation of anhydrite-gypsum rocks in central Spitsbergen. – *Geol. Mag.* 125, 103–116.
- HAUBER, L. (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle-Zingibrunn (Kt. Baselland). – *Ecolgae geol. Helv.* 64/1, 163–183.
- (1980): Geology of the salt field Rheinfelden-Riburg, Switzerland. In: COOGAN, A. H. & HAUBER, L. (Ed.): 5th Symposium on Salt, Proceedings vol. 1 (p. 83–90). – North. Ohio geol. Soc., Cleveland.
- HEARD, H. C. (1972): Steady-state flow in polycrystalline halite at pressure of 2 kilobars. – *Amer. Geophys. Union Monogr.* 16, 191–209.
- HEARD, H. C. & RYERSON, F. J. (1986): Effect of cation impurities on steady-state flow of salt. – *Geophys. Monogr.* 36, 99–115.
- HEIM, A. (1921): Geologie der Schweiz. – Tauchnitz, Leipzig.
- HELMAN, M. R. & SCHREIBER, B. C. (1985): Permian evaporite deposits of the Italian Alps (Dolomites): The development of unusual and significant fabrics. In: SCHREIBER, B. C. & HARNER, H. L. (Ed.): 6th Symposium on Salt, Proceedings vol. 1 (p. 57–66). – Salt Inst., Alexandria, Virginia.
- HOLLIDAY, D. W. (1970): The petrology of secondary gypsum rocks: a review. – *J. sediment. Petrol.* 40, 734–244.
- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. (1986): External shape, strain rate and dynamics of salt structures. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 97, 305–325.
- JAMISON, W. R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. – *J. struct. Geol.* 9, 207–219.
- JORDAN, P. (1986): Gefügeentwicklung und mechanische Eigenschaften von Zweiphasen-Aggregaten (Kalk-Halit) bei experimenteller Deformation. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 256.
- (1987a): The deformational behaviour of biminerale limestone-halite aggregates. – *Tectonophysics* 135, 185–197.
- (1987b): Eine Methode zur Abschätzung tektonischer Scherraten aufgrund mikrostruktureller Beobachtungen. – *Ecolgae geol. Helv.* 80/2, 491–508.
- (1988a): Deformationsverhalten der Keuper Evaporite des Belchen-Tunnels (Faltenjura, Schweiz). – *Erlanger Beitr. Geol.* 116, 53–66.
- (1988b): The rheology of polymineralic rocks – an approach. – *Geol. Rdsch.* 77, 285–294.
- (1991): Development of asymmetric shale pull-aparts in evaporite shear zones. – *J. struct. Geol.* 13, 399–409.
- JORDAN, P. & NOACK, T. (1992): Hangingwall geometry of overthrusts emanating from ductile décollements. In: McCCLAY, K. (Ed.): Thrust Tectonics (p. 311–318). – Chapman & Hall, London.
- JORDAN, P., NOACK, T. & WIDMER, T. (1990): The evaporite shear zones of the Jura Boundary Thrust – New evidence from Wisenwell (Switzerland). – *Ecolgae geol. Helv.* 83/3, 525–542.
- JORDAN, P. & NÜESCH, R. (1989a): Deformation structures in the Muschelkalk Anhydrites of the Schafisheim Well (Jura Overthrust, Northern Switzerland). – *Ecolgae geol. Helv.* 82/2, 429–454.
- (1989b): Deformational behaviour of shale interlayers in evaporite detachment horizons (Jura Overthrust, Switzerland). – *J. struct. Geol.* 11, 859–871.
- KERN, H. & RICHTER, A. (1985): Microstructures and textures in evaporites. In: WENK, H. R. (Ed.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis (p. 317–333). – Academic Press, London.
- KLASSEN-NEKLYUDOVA, M. V. (1964): Mechanical twinning of crystals. – Consultants Bureau, New York.
- KNACKE, G. & GANS, W. (1974): The thermodynamics of the system CaSO₄-H₂O. – *Z. phys. Chem. [N.F.]* 104, 41–48.
- LACOMBE, O. & DUPIN, J. M. (1991): Paleostress evolution and kinematics of the Rhine-Saone continental «transform zone». – *Terra Abstr.* 3, 370.
- LAGALY, G. (1988): Grundzüge des rheologischen Verhaltens wässriger Tonmineraldispersionen. In: MÜLLER-VONMOOS, M. (Ed.): Tonmineralogie und Bodenmechanik (p. 7–22). – Mitt. Inst. Grundbau Bodenmech. eid. tech. Hochsch. 133.
- LANGBEIN, R., PETER, H. & SCHWAHN, H. J. (1982): Karbonat- und Sulfatgesteine. – VEB dtsh. Verl. f. Grundstoffind., Berlin.
- LARROQUE, J. M. & LAURENT, P. (1988): Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present. – *Tectonophysics* 148, 41–58.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – *Ecolgae geol. Helv.* 54/1, 221–282.
- (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Ecolgae geol. Helv.* 58/1, 232–318.
- (1975): Viscous components in Jura folding. – *Tectonophysics* 27, 239–254.
- (1979): Elements of Jura kinematics and dynamics. – *Ecolgae geol. Helv.* 72/2, 467–483.
- (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras – Daten und Vorstellungen. – *N.Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 160, 289–320.
- (1982): Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. – *Ecolgae geol. Helv.* 75/1, 101–116.
- (1984): Sulfate deformation in the upper Triassic of the Belchen tunnel (Jura Mountains, Switzerland). – *Ecolgae geol. Helv.* 77/2, 249–259.
- (1986): The eastern Jura: Relations between thin skinned and basement tectonics, local and regional. – *Geol. Rdsch.* 75, 535–553.
- (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 80/2, 287–303.

- LAURENT, P. (1984): Les macles de calcite en tectonique. – Thèse d'Etat Univ. Montpellier.
- LAURENT, P. & TOURNERET, CH. (1990): Determining deviatoric stress tensors from calcite twins: applications to monophased synthetic and natural polycrystals. – *Tectonics* 9, 379–389.
- LOGAN, J. M., FRIEDMAN, M., HIGGS, N., DENG, C. & SHIMAMOTO, T. (1979): Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. – U.S. geol. Surv. Open-File Rep. 79-1239, 305–343.
- LOGAN, J. L., HIGGS, N. G. & FRIEDMAN, M. (1981): Laboratory Studies on Natural Gouge From the U.S. Geological Survey Dry Lake Valley No. 1 Well, San Andreas Fault Zone. – *Geophys. Monogr.* 24, 121–134.
- MADSEN, F. T. (1976): Quelldruckmessungen an Tongesteinen und Berechnungen des Quelldruckes nach der DLVO-Methode. – *Mitt. Inst. Grundbau Bodenmech. eidg. tech. Hochsch.* 108.
- (1979): Determination of the swelling-pressure of claystones and marlstones using mineralogical data. – *Proc. 4th int. Conf. Rock Mech.*, Montreux.
- MADSEN, F. T. & MÜLLER-VONMOOS, M. (1985): Swelling Pressure Calculated from Mineralogical Properties of a Jurassic Opalinum Shale, Switzerland. – *Clays and Clay Miner.* 33, 501–509.
- MADSEN, F. T. & NÜESCH, R. (1989): Quellende Gesteine, Quellmechanismen und die Bestimmung massgebender Quellparameter im Labor. In: *Juradurchquerungen – aktuelle Tunnelprojekte im Jura.* – Schweiz. Ing.- u. Arch.-Ver. (SIA)-Dok. 037, 31–42.
- (1990): Langzeitverhalten von Tongesteinen und tonigen Sulfatgesteinen. – *Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt.* 85.
- MALAVIEILLE, J. & RITZ, J. F. (1989): Mylonitic deformation of evaporites in décollements: examples from the Southern Alps, France. – *J. struct. Geol.* 11, 583–590.
- MALTMAN, A. J. (1987): Shear Zones in argillaceous sediments – an experimental study. – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 29, 77–87.
- MARCOUX, J., BRUN, J. P., BURG, J.-P. & RICOU, L. E. (1987): Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalya, Southern Turkey). – *J. struct. geol.* 9, 555–561.
- MARSHAL, W. L. & SLUSHER, R. (1966): Thermodynamics of the Calcium sulfate dihydrate in aqueous Sodium chloride solution, 0–110°C. – *J. phys. Chem.* 70, 4015.
- MATTER, A., PETERS, T. J., BLÄSI, H.-R., MEYER, J., ISCHI, H. & MEYER, C. (1988a): Sondierbohrung Weiach, Geologie. – *Nagra tech. Ber.* 86-01.
- MATTER, A., PETERS, T. J., BLÄSI, H.-R., SCHENKER, F. & WEISS, H.-P. (1988c): Sondierbohrung Schafisheim, Geologie. – *Nagra tech. Ber.* 86-03.
- MATTER, A., PETERS, T. J., ISENCHMID, CH., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. (1988b): Sondierbohrung Riniken, Geologie. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 5.
- MCDONALD, G. J. F. (1953): Anhydrite-gypsum equilibrium relations. – *Amer. J. Sci.* 251, 884–898.
- MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1974): Compositional differentiation in an experimentally deformed salt-mica specimen. – *J. Geol.* 82, 15–16.
- MEIER, D. (1984): Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjuras (regionale und lokale Strukturen, Klüftung, Bruch- und Faltenmektonik, Drucklösung). – *Geowiss. Diss. Univ. Claus-thal* 14.
- MITRA, S. (1986): Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 70/9, 1087–1112.
- MITRA, S. & NAMSON, J. (1989): Equal-area balancing. – *Amer. J. Sci.* 289, 563–599.
- MOSAR, J. & SUPPE, J. (1992): Role of shear in fault-propagation folding. In: *McCLAY, K. (Ed.): Thrust Tectonics* (p. 123–130). – Chapman & Hall, London.
- MOSSOP, G. D. & SHEARMAN, D. J. (1973): Origin of secondary gypsum rocks. – *Trans. Instn. Min. Metall. (B)*, 82, 147–154.
- MUGNIER, J. L. (1984): Déplacement et déformation de l'avant-pays d'une chaîne de collision. – Exemple du Jura. – Thèse Univ. Grenoble.
- MUGNIER, J. L. & VIALON, P. (1986): Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. – *J. struct. Geol.* 8, 373–387.
- MÜHLBERG, F. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau (Spezialkarte Nr. 45). – *Schweiz. geol. Komm.*
- MÜLLER, P. & SIEMES, H. (1974): Festigkeit, Verformbarkeit und Gefügeregelung von Anhydrit. – *Tectonophysics* 23, 105–127.
- MÜLLER, W. H. & BRIEGEL, U. (1977a): Experimentelle Untersuchungen an Anhydrit aus der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 70/3, 685–699.
- (1977b): Experimentelle Untersuchungen an Anhydrit. – *Ber. Lab. exper. Geol. eidg. tech. Hochsch. Zürich* 2.
- (1978): The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite. – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 397–407.
- MÜLLER, W. H. & HSÜ, K. J. (1980): Stress distribution in overthrusting slabs and mechanics of Jura deformation. – *Rock Mech. Suppl.* 9, 219–232.
- MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:10000. – *Nagra tech. Ber.* 84-25.
- MÜLLER, W. H., SCHMID, S. M. & BRIEGEL, U. (1981): Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain size: rheology and microfabric. – *Tectonophysics* 78, 527–543.
- MÜLLER-VONMOOS, M. & LØKEN, T. (1988): Das Scherverhalten der Tone. In: *MÜLLER-VONMOOS, M. (Ed.): Tonmineralogie und Bodenmechanik* (p. 23–38). – *Mitt. Inst. Grundbau Bodenmech. eidg. tech. Hochschule* 133.
- MULLIS, J. (1987): Fluideinschluss-Untersuchungen in den Nagra-Bohrungen der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 553–568.
- MULLIS, J. & STALDER, H. A. (1987): Salt-poor and salt-rich fluid inclusions from two boreholes in Northern Switzerland. – *Chem. Geol.* 61, 263–272.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – *Nagra tech. Ber.* 85-14.
- NAGRA (1981): Die Endlagerung schwach- und mittelradioaktiver Abfälle in der Schweiz: potentielle Standortgebiete für ein Endlager Typ B. – *Nagra tech. Ber.* 81-04.
- (1983): Die Endlagerung schwach- und mittelradioaktiver Abfälle in der Schweiz: Evaluation der potentiellen Standortgebiete. – *Nagra tech. Ber.* 83-15.
- (1985): Projekt Gewähr 1985. Endlager für hochaktive Abfälle: Das System der Sicherheitsbarrieren. – *Nagra Gewähr Ber. (NGB)* 85-04.
- (1988): Sedimentstudie – Zwischenbericht 1988. – *Nagra tech. Ber.* 88-25.
- NOACK, T. (1989): Computergestützte Modellierung geologischer Strukturen im östlichen Jura: Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseismik. – *Diss. Univ. Basel.*
- NÜESCH, R. (1991): Das mechanische Verhalten von Opalinuston. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 293.
- NÜESCH, R. & BAUMANN, W. (1989): Ton- und Sulfatgesteine in Wechselwirkung bei Deformation – Eine Interpretation von Deformationsstrukturen in Sulfatgesteinen durch das rheologische Verhalten einer evaporitischen Abfolge im Niedertemperaturbereich. – *Geol. Rdsch.* 78, 443–457.
- OGNIBEN, L. (1957): Secondary gypsum in the Sulphur Series, Sicily, and the so-called integration. – *J. sediment. Petrol.* 27, 64–79.
- OLGAARD, D. L. & DELL'ANGELO, L. N. (1991): Rheology of fine-grained anhydrite at high temperatures. – *Terra Abstr.* 3, 81.
- PATERSON, M. S. (1987): Problems in the extrapolation of laboratory rheological data. – *Tectonophysics* 133, 33–43.

- PAVONI, N. (1961): Faltung durch Horizontalverschiebung. – *Ecolgae geol. Helv.* 54/2, 515–534.
- PETERS, T.J., MATTER, A., BLÄSI, H.-R. & GAUTSCHI, A. (1986): Sondierbohrung Böttstein, Geologie. – *Nagra tech. Ber.* 85-01.
- PETERS, T.J., MATTER, A., BLÄSI, H.-R., ISENSCHMID, CH., KLEBOTH, P., MEYER, CH. & MEYER, J. (1989b): Sondierbohrung Leuggern, Geologie. – *Nagra tech. Ber.* 86-05.
- PETERS, T.J., MATTER, A., ISENSCHMID, CH., MEYER, J. & ZIEGLER, H.J. (1989a): Sondierbohrung Kaisten, Geologie. – *Nagra tech. Ber.* 86-04.
- PIFFNER, O. A. (1990): Kinematics and intra-bed strain in mesoscopically folded limestone layers: examples from the Jura and the Helvetic zone of the Alps. – *Ecolgae geol. Helv.* 83/3, 585–602.
- PIRTER, U. (1982): Zwischenbericht Bearbeitung Bohrung S84 (Projekt Adlerhof). – *Intern. Ber. geol. paläont. Inst. Basel.*
- PLESSMANN, W. (1972): Horizontalstylolithen im französisch-schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. – *Geol. Rdsch.* 61, 332–347.
- PRASAD, N. (1970): Sedimentology of Keuper from the Belchen tunnel – Eastern Swiss Jura. – *Diss. Univ. Basel.*
- PRIESNITZ, K. (1969): Das Karstrelief des südlichen Harzvorlandes im Lichte neuerer Arbeiten zum System $\text{CaSO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. – *Abh. 5. int. Kongr. Speläol. Stuttgart, Kurzf.*
- RAMEZ, M. R. H. (1976): Mechanisms of intragranular gliding in experimentally deformed anhydrite. – *N. Jb. Mineral. [Abh.]* 127, 311–329.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* – McGraw Hill, New York.
- REIMANN, M. (1984): Die unterschiedliche Vergipsungsbereitschaft permischer und triadischer Sulfatvorkommen – dargestellt an ausgewählten Beispielen mit neuen Hinweisen auf die Lagerstättenprospektion. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 135, 437–460.
- RICK, B. (1990): Geotechnische und hydrochemische Folgen der Verwitterung sulfathaltiger Gesteine (Gipskeuper des Schweizer Jura). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 289.
- RIGASSI, D. A. (1977): Genèse tectonique du Jura: Une nouvelle hypothèse. – *Paleolab News, Bull. Paleolab* 2, Genève.
- ROSS, J. V., BAUER, S. J. & HANSEN, F. D. (1987): Textures and rheologies of synthetic anhydrite/halite mylonites. – *Tectonophysics* 140, 307–326.
- ROWE, K. J. & RUTTER, E. H. (1990): Paleostress estimations using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. – *J. struct. Geol.* 12, 1–17.
- RUTTER, E. H. (1976): The kinetics of rock deformation by pressure solution. – *Phil. Trans. r. Soc. London (A)*, 283, 203–209.
- RUTTER, E. H., MADDOCK, R. H., HALL, S. H. & WHITE, S. H. (1986): Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. – *Pure and appl. Geophys.* 124, 3–30.
- RUTTER, E. H. & WHITE, S. H. (1979): The microstructures and rheology of fault gouges produced experimentally under wet and dry conditions at temperatures up to 400°C. – *Bull. Mineral.* 102, 101–109.
- RYBACH, L. (1981): Nutzungsmöglichkeiten geothermischer Energie in der Region Basel. – *Verh. natf. Ges. Basel* 92, 55–62.
- SAHORES, J. (1962): Contribution à l'étude des phénomènes mécaniques accompagnant l'hydratation de l'anhydrite. – *Thèse Fac. Sci. Univ. Toulouse.*
- SAMBETH, U. & PAVONI, N. (1988): A seismotectonic investigation in the Geneva Basin, southern Jura Mountains. – *Ecolgae geol. Helv.* 81/2, 433–440.
- SAUER, M. (1987): Die Evaporite der Bellerophonschichten bei Lozzo di Cadore (Oberperm, Italien, Südalpen, Cadore). – *Dipl.-Arbeit Inst. Geol. Mineralog. Univ. Erlangen-Nürnberg.*
- SCHACHL, E. (1954): Das Muschelkalksalz in Südwestdeutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 98, 309–394.
- SCHINDLER, C. (1962): Gipsvorkommen zwischen Riepel und Stafflegg AG. – *Unpubl. Gutachten Geotech. Büro Dr. A. von Moos z. H. v. Jura-Cementfabriken Aarau-Wildegg.*
- (1966): Gipsgrube Riepel. – *Unpubl. Gutachten Geotech. Büro Dr. A. von Moos z. H. v. Jura-Cementfabriken Aarau-Wildegg.*
- SCHMASSMANN, H. (1977): Die Mineral- und Thermalwässer von Bad Lostorf. – *Mitt. natf. Ges. Kt. Solothurn* 27, 149–290.
- SCHMID, S. M. (1982): Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 241.
- SCHMID, S. M. & HANDY, M. R. (1991): Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonic implications. In: MÜLLER, D. W., MCKENZIE, J. A. & WEISSERT, D. (Ed.): *Controversies of Modern Geology* (p. 339–361). – Academic Press, London.
- SCHMID, S. M., PATERSON, M. S. & BOLAND, J. N. (1980): High temperature flow and dynamic recrystallization of Carrara marble. – *Tectonophysics* 65, 245–280.
- SCHMIDT, C., BRAUN, L., PALTZER, G., MÜHLBERG, M., CHRIST, P. & JACOB, F. (1924): Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 10.
- 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. – *Soc. econ. Paleont. Mineral. core workshop* 3, 1–32.
- SHEARMAN, D. J. (1985): Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. In: SCHREIBER, B. C. & HARNER, H. L. (Ed.): *6th Symposium on Salt, Proceedings vol. 1* (p. 41–50). – Salt Inst., Alexandria, Virginia.
- SONNENFELD, P. (1984): *Brines and Evaporites.* – Academic Press, Orlando, San Diego, New York.
- SPIERS, C. J., SCHUTJENS, P. M. T. M., BRZESOWSKY, R. H., PEACH, C. J., LIEZENBERG, J. L. & ZWART, H. J. (1990): Experimental determination of constitutive parameters governing creep of rock-salt by pressure solution. – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 54, 215–228.
- SPIERS, C. J., URAI, J. L. & LISTER, G. S. (1988): The effect of brine (inherent or added) on rheology and deformation mechanisms in salt rocks. In: HARDY, H. R. & LANGER, M. (Ed.): *The Mechanical Behaviour of Salt: Proceeding of the second Conference* (p. 89–102). – *Trans. tech. Publ., Clausthal-Zellerfeld.*
- SPRECHER, C. & MÜLLER, W. H. (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. – *Nagra tech. Ber.* 84-15.
- STRÖMGÅRD, K. E. (1973): Stress distribution during deformation of boudinage and pressure shadows. – *Tectonophysics* 16, 215–248.
- SUMMERS, R. & BYERLEE, J. (1977): A note on the effect of fault gouge composition on the stability of frictional sliding. – *Int. J. Rock Mech., Min. Sci., Geomech. Abstr.* 14, 155–160.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend-folding. – *Amer. J. Sci.* 283, 684–721.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – *Ecolgae geol. Helv.* 83/3, 409–454.
- SUTER, M. (1981): Strukturelles Querprofil durch den nordwestlichen Faltenjura, Mt-Terri-Randüberschiebung – Freiberge. – *Ecolgae geol. Helv.* 74/1, 255–275.
- TABOADA, A., RITZ, J. F. & MALAVIEILLE, J. (1990): Effect of ramp geometry on deformation in a ductile décollement level. – *J. struct. Geol.* 12, 297–303.
- TARKA, R. (1988): The axial-plane cleavage in thin anhydrite layers. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 12, 735–742.

- TRÜMPY, R. (1959): Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des Schweizerischen Molassebeckens. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 435–448.
- (1980): *Geology of Switzerland – a guide book.* – Wepf, Basel.
- TSCHANZ, X. (1990): Analyse de la déformation du Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 543–588.
- TULLIS, T. E. (1980): The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitude. – *J. geophys. Res.* 85, 6263–6268.
- UMBROVE, J. H. F. (1948): Origin of the Jura Mountains. – *Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch.* 51, 1049–1062.
- URAI, J. L. (1983): Deformation of wet salt rocks. – *Diss. Univ. Utrecht.*
- URAI, J. L., SPIERS, C. J., ZWART, H. J. & LISTER, G. S. (1986): Weakening of rocksalt by water during long-term creep. – *Nature (London)* 324/6097, 554–557.
- VENDEVILLE, B. (1988): Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlée par des failles normales dans le socle. – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 307, 1013–1019.
- VOGEL, H. U. VON (1966): *Chemiker-Kalender.* – Springer, Berlin.
- VOLLMAYR, T. (1983): Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Schweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 49/116, 15–27.
- VOLLMAYR, T. & WENDT, A. (1987): Die Erdgasbohrung Entlebuch 1, ein Tiefenausschluss am Alpennordrand. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 53/125, 67–69.
- WANG, C., MAO, N. & WU, F. T. (1980): Mechanical properties of clays at high pressure. – *J. geophys. Res.* 85, 1462–1468.
- WAWERSIK, W. R. & ZEUCH, D. H. (1986): Modelling and mechanistic interpretation of creep of rocksalt below 200°C. – *Tectonophysics* 2/2, 125–152.
- WEGMANN, E. (1963): Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. – *Mém. Soc. géol. France* 2, 99–104.
- WIDMER, T. (1991): Stratigraphie und Sedimentologie der Evaporite des Muschelkalkes im Basler Tafeljura. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 79.
- WILDI, W. (1975): Die Mettauer Überschiebung im Aargauer Tafeljura (Nordschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 68/3, 483–489.
- WILDI, W., BLONDEL, T., CHAROLLAIS, J., JAQUET, J.-M. & WERNLI, R. (1991): Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la Haute-Chaîne du Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 84/1, 265–273.
- WILDI, W., FUNK, H. P., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. (1989): Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the Alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 817–840.
- WILDI, W. & HUGGENBERGER, P. (1993): Reconstitution de la plateforme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines; éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). – *Eclogae geol. Helv.* 86/1, 47–64.
- WOHNICH, H. M. (1967): Kleintektonische Bruch- und Fließdeformation im Faltenjura. – *Diss. Univ. Basel.*
- ZIEGLER, P. A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe.* – Shell int. Petroleum Maatsch., Den Haag.
- (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe (2nd edition).* – Shell int. Petroleum Maatsch., Den Haag, and geol. Soc. London.