

# **Diagenesemuster in oberladinischen Sabkhadolomiten des Jaggl am Reschensee (W'Zentralalpen)**

## **Diagenetic pattern in Upper Ladinian sabkha dolomites from the Jaggl- mountain near Lake Reschen (W'Centralalps)**

Von

JANA ZORLU, THOMAS GÖTTE & DETLEV K. RICHTER

mit 8 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel  
with 8 figures, 1 table and 1 plate

Schlüsselworte:  
*Sabkhadolomit*  
*zentralalpine Trias*  
*Dolomitdiagenese*  
*Kathodolumineszenz*  
*C/O/Sr-Isotopie*  
*Mikrothermometrie*

Key words:  
*sabkha dolomite*  
*Central Alpine Triassic*  
*dolomite diagenesis*  
*cathodoluminescence*  
*C/O/Sr-isotopes*  
*microthermometry*

Anschrift der Verfasser, addresses of the authors:  
Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik  
Ruhr-Universität Bochum  
Universitätsstr. 150  
D-44801 Bochum  
Deutschland

<b>Journal of Alpine Geology</b> (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.)	<b>48</b>	<b>S. 7-22</b>	<b>Wien 2007</b>
---	-----------	----------------	------------------

## Inhalt

Kurzfassung.....	8
Abstract.....	8
1. Einleitung.....	9
2. Probenmaterial.....	9
3. Methodik.....	11
4. Ergebnisse.....	12
4.1. Mikrofazies und Diageneseüberblick.....	12
4.2. Kathodolumineszenz (KL) der Karbonat- und Quarzphasen.....	12
4.3. Geochemische Daten.....	15
4.4. Mikrothermometrische Daten.....	17
5. Zusammenfassende Diskussion.....	17
5.1. Diagenese der Sabkhadolomite.....	17
5.2. Mesogenetische bis telogenetische Zementphasen.....	18
Danksagung.....	19
Literatur.....	19

## Contents

Kurzfassung.....	8
Abstract.....	8
1. Introduction.....	9
2. Material.....	9
3. Methods.....	11
4. Results.....	12
4.1. Microfacies and diagenetic overview.....	12
4.2. Carbonate and quartz cathodoluminescence.....	12
4.3. Geochemical data.....	15
4.4. Microthermometrical data.....	17
5. Discussion.....	17
5.1. Diagenesis of sabkha dolomites.....	17
5.2. Mesogenetic and telogenetic cement generations.....	18
Acknowledgements.....	19
References.....	19

### Kurzfassung

In oberladinischen „chicken wire“-Dolomiten des Jaggl (SE´ des Dreiländerecks Schweiz-Österreich-Italien) kann eine mehrphasige Mineralisation rekonstruiert werden, wobei ein Diagenesepfad von einem Karbonatwatt über die Versenkungsdiagenese bis zu den heutigen Oberflächenbedingungen nachgezeichnet wird. Die Reifung der Sabkhadolomite wird mit petrographisch/geochemischen Kennwerten diskutiert und in die meso- bis telogenetische Mineralisationsabfolge mit Satteldolomit-, Quarz- und Calcitgenerationen eingefügt.

Die algenbetonten frühdiagenetischen Dolomite sind trotz höhergradig diagenetischer bis niedrigmetamorpher Überprägung strukturell bestens erhalten. Ein guter Ordnungsgrad der stöchiometrisch zusammengesetzten Dolomite belegt allerdings eine Umkristallisation.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Dolomite von 1,1 bis 2,1 ‰ V-PDB sind zwar im Rahmen der marinen Triaskarbonate, ein Einfluß von Evaporation und bakterieller Oxidation organischen Materials ist aber anzunehmen. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -2,31 bis -5,1 ‰ V-PDB sind aufgrund der Temperatur bei der

Frühdigenese leicht verschoben gegenüber den marinen Karbonaten der Trias und sind somit nur annähernd im Gleichgewicht mit dem kontemporären Meerwasser. Die Fe/Mn-reicheren sowie Sr-ärmeren spät-diagenetischen Dolomite weisen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -0,8 bis 1,0 ‰ V-PDB und deutlich negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -7,2 bis -11,6 ‰ V-PDB auf, wobei letzteres mit erhöhten Bildungstemperaturen in Verbindung gebracht werden kann. In die Zeit maximaler Temperatur (Oberkreide) ist wohl auch eine Quarz-Fluorit-Dolomit-Paragenese mit Bildungstemperaturen von mindestens 270-320°C einzuordnen. Eine nachfolgende niedriger temperierte (100-120°C) Dolomitphase dürfte im Tertiär erfolgt sein, während die beiden jüngsten kluftbezogenen Calcitphasen dem telogenetischen Pfad zugeordnet werden.

### Abstract

Upper Ladinian dolomites with „chicken wire“-structures from the Jaggl (SE´ of the border triangle Switzerland-Austria-Italy) exhibit several generations of diagenetic and

hydrothermal minerals. The diagenetic path starts in the sedimentary environment of Triassic carbonate tidal flat and proceeds under burial diagenetic and recently under surface conditions. Four early to late diagenetic dolomite generations as well as two quartz generations, calcite and fluorite can be recognised by means of cathodoluminescence microscopy.

The early diagenetic dolomites are dominated by calcareous algae. Several facies types can be recognised and they are best preserved despite an overprint at high diagenetic to low metamorphic conditions. But the good ordering of the stoichiometrically composed dolomites are an indicator for recrystallisation.

The  $\delta^{13}\text{C}$ -values of the early diagenetic dolomites are between 1,1 to 2,1 ‰ V-PDB and are suggested to be affected by the evaporation and the oxidation of organic matter. The  $\delta^{18}\text{O}$ -values of -2,3 to -5,1 ‰ V-PDB are only slightly shifted compared to marine Triassic carbonates due to a temperature effect during the early diagenesis and seem to be only nearly in equilibrium with the contemporary seawater. The late diagenetic dolomites are enriched in Mn and Fe but depleted in Sr. They have  $\delta^{13}\text{C}$ -values of -0,8 to 1,0 ‰ V-PDB and  $\delta^{18}\text{O}$ -values of -7,2 to -11,6 ‰ V-PDB which can be explained by a higher formation temperature. The time of maximal burial was in the Upper Cretaceous. A hydrothermal quartz-fluorit-dolomite-mineralization was formed at least at 270-320°C and probably took place in the time of the maximal burial. A younger dolomite generation has a lower formation temperature of 100-120°C and was probably formed in the Tertiary. Most recently two different calcite generations crystallised under telogenetic conditions.

## 1. Einleitung

Die lagenweise Verbreitung von Sulfatknollen in frühdiagenetischen Dolomiten gilt generell als typisch für Küstensabkhas mit ihrem warmtrockenen Klima. Rezent bilden sich derartige „chicken wire“-Strukturen weitverbreitet am südwestlichen Küstenstreifen des persischen Golfs (u. a. PURSER 1973, MCKENZIE 1981) sowie in der Shark Bay in Australien (WARREN 1991). Nach Literaturzusammenstellungen des letztgenannten Autors kommen gezeitenbezogene Salinarablagerungen durch die gesamte Erdgeschichte vor, wobei die Sulfatknollen zumeist anhydritisch vorliegen. In Einzelfällen wurden die Sulfatknollen durch Calcit (LUCIA 1972, FÜCHTBAUER 1980), Dolomit (EICHENBERGER 1986) oder  $\text{SiO}_2$ -Minerale (SIEDLECKA 1976, TUCKER 1976) ersetzt.

Ersten Kathodolumineszenz-Untersuchungen an verquarzten Anhydritknollen aus dem Unterkarbon Belgiens und dem Oberladin des Jaggl zufolge weisen die Quarze braunviolette Lumineszenzfarben auf (NEUSER et al. 1989). Die letztgenannten Autoren führen diese gegenüber normalerweise dunkelblau lumineszierenden authigenen Quarzen abweichende KL-Eigenschaft auf ein relativ schnelles Kristallwachstum in einem sulfatischen Milieu und dadurch bedingte schlechtere Gitterordnung zurück. In der vorliegenden Studie soll die Diagenese-geschichte der verquarzten „chicken wire“-Strukturen führenden

oberladinischen Sabkhadolomite des Jaggl (zentralalpines Mesozoikum östlich der Unterengadiner Dolomiten) über den Einsatz petrographischer und geochemischer Methoden unter besonderer Berücksichtigung der Kathodolumineszenzmikroskopie entschlüsselt werden. Dieses Vorhaben hat einen besonderen Reiz, da die Gesteine in der Oberkreidezeit (ca. 80 Ma nach THÖNI 1980) bis zur Gradation des Anchi/Epizonen-Übergangs (RICHTER & ZINKERNAGEL 1975, KÜRSMANN 1993) überprägt worden sind.

## 2. Probenmaterial

Die Gesteinsproben wurden der über 600m mächtigen Permotriasabfolge der Jaggl-Plawen-Einheit östlich des Reschensees (SE des Dreiländerecks Schweiz/Österreich/Italien) entnommen (vgl. Abb. 1). Das schematische Säulenprofil von Abb. 2 beruht auf Annahmen und Beschreibungen etlicher Detailprofile der tektonisch intensiv verschuppten

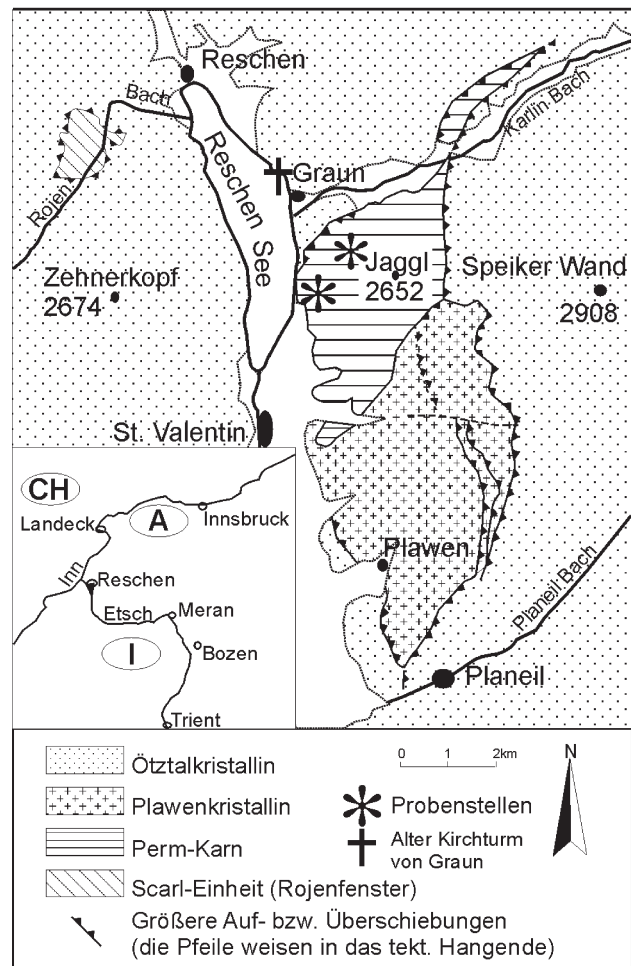


Abb. 1: Vereinfachte tektonische Karte mit den im Text erwähnten Lokalitäten der Umgebung des Reschensees (E Zentralalpen, Italien – geändert nach RICHTER & ZINKERNAGEL 1975).

Fig. 1: Simplified tectonic map from the Reschensee-area (E Central Alps, Italy) and the localities mentioned in text (modified after RICHTER & ZINKERNAGEL 1975).

Jaggl-Plawen-Einheit (RICHTER 1971, RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975). Die nach unseren Untersuchungen besten Aufschlüsse des partiell verkieselten Oberladindolomits (Altein-Formation sensu FURRER 1985) befinden sich nordwestlich des Jagglgipfels an der Ostflanke

des Marbeltals sowie in den Grauner Wänden südöstlich des Reschensees oberhalb der Straßengalerien. Der beprobte Abschnitt gehört zum Basalbereich des dritten und mächtigsten Salinarniveaus innerhalb der Triasabfolge (vgl. Abb. 2: 1. Skyth/Anis-Übergang, 2. Anis/Ladin-Übergang, 3. Oberladin/Karn). Auch ohne Salinargesteine lassen sich die Niveaus belegen, da authigene Quarze aus diesen Niveaus Anhydriteinschlüsse führen (RICHTER 1971). Insgesamt ergeben sich für die Permtriasabfolge der Jaggl-Plawen-Einheit gute fazielle Korrelationsmöglichkeiten mit

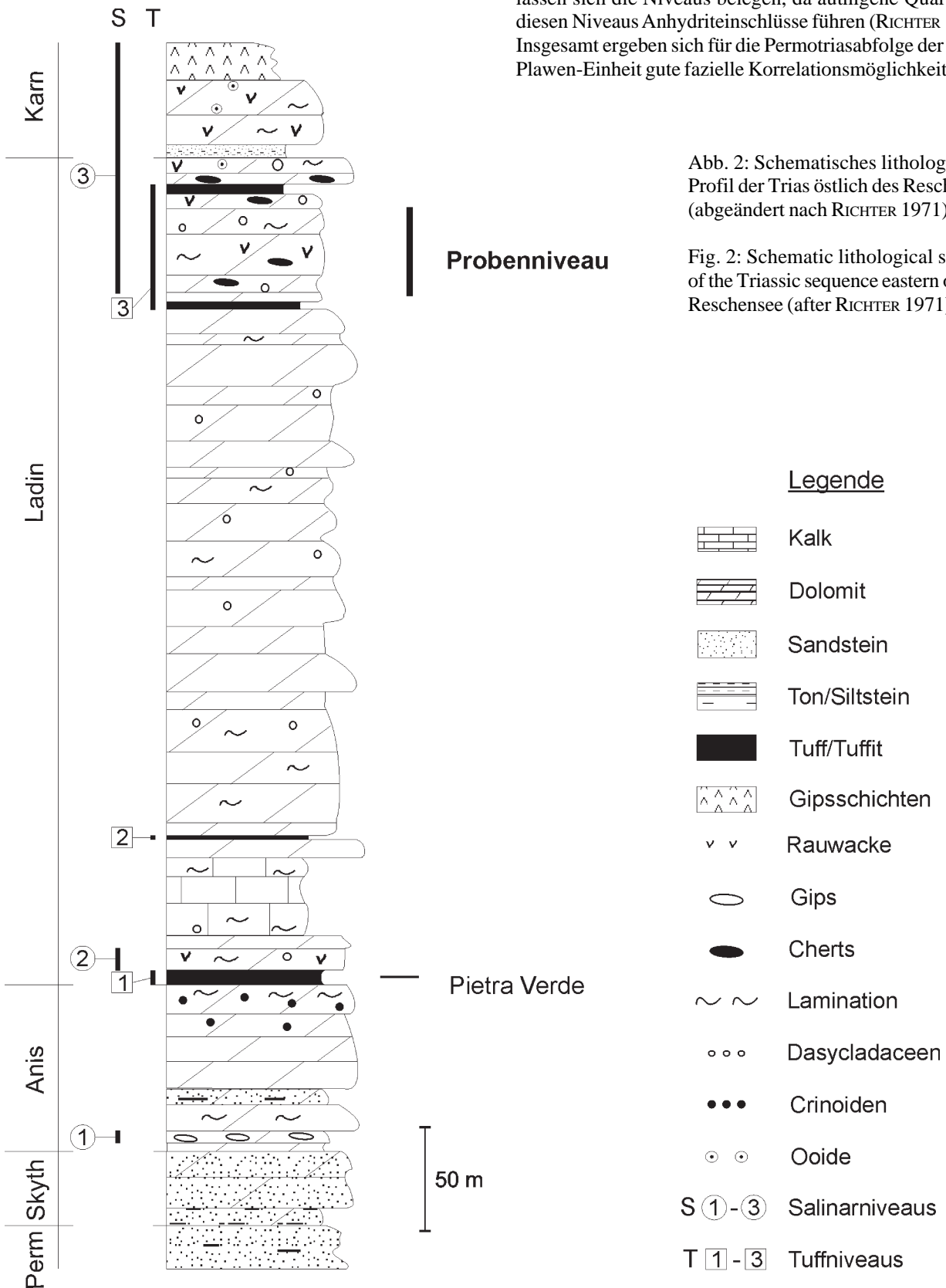


Abb. 2: Schematisches lithologisches Profil der Trias östlich des Reschenses (abgeändert nach RICHTER 1971).

Fig. 2: Schematic lithological section of the Triassic sequence eastern of lake Reschensee (after RICHTER 1971).

den Abfolgen der sich westlich anschließenden Unterengadiner Dolomiten. So entsprechen die Ladindolomite des Jaggl der Valatscha-Formation und der Altein-Formation (FURRER 1985).

Die beiden zuvor erwähnten Oberladindolomit-Profile sind über pyroklastische Lagen des dritten Tuffniveaus (vgl. Abb. 2: 1. Pietra Verde an der Anis/Ladin-Wende, 2. Tuffniveau im unteren Ladin oberhalb einer 40m mächtigen Kalkfolge, 3. Tuffniveau im oberen Ladin unterhalb der ersten karnischen Siliziklastika), den Einsatz der Verkieselungen und ausgeprägte Quarzknollenlagen gut miteinander korrelierbar. Aus dem in Abb. 2 markierten Abschnitt wurden die Proben entnommen, um die sedimentär/diagenetische Geschichte der Sabkhadolomite mit „chicken wire“-Strukturen über Dünnschliff- und Labormethoden zu rekonstruieren. Die vorgestellten Untersuchungen wurden auf sieben Proben fokussiert, da Detailbeprobung und Analytik mit hoher Ortsauflösung (s. PIXE) nur unter enormem Zeitaufwand zu bewältigen sind. Umfangreichere Bearbeitungen an Dolomitproben des Gesamtprofils der Jaggl-Plawen-Einheit werden zur Zeit von Jana Zorlu durchgeführt.

### 3. Methodik

Von den Gesteinsproben wurden beidseitig polierte Dünnschliffe zur mikroskopisch/mineralogischen Ansprache des Materials, zur Mikrofaziesanalyse (Nomenklatur: DUNHAM 1962) und für die Kathodolumineszenz-

Mikroskopie hergestellt.

Die 1992 entwickelte Bochumer Kathodolumineszenz (KL)-Apparatur HC1-LM (NEUSER 1995) diente in Kombination mit einem hochauflösenden Spektroskop zur genaueren Charakterisierung der Karbonat- und Quarzphasen (HRS-CL = High-Resolution-Spectroscopy of Cathodo-Luminescence Emission; NEUSER et al. 1996).

Für ortsauflösende Spurenelementanalysen einzelner Kristallzonen mit der Protonenmikrosonde des Dynamitron Tandem Laboratoriums (Ruhr Universität Bochum – RUB) wurden 70-100 µm dicke, beidseitig polierte Dünnschliffe angefertigt (MEIJER et al. 1994). Es wurde eine Protonen-Energie von 3 MeV angewendet. Die Auswertung der charakteristischen Röntgenlinien von Ca und der Spurenelemente Sr, Fe und Mn erfolgte mit dem Software-Programm GUPIX (MAXWELL et al. 1995). Die Standardabweichungen der Spurenelementbestimmungen werden von dem Fehler aus der Strommessung dominiert und liegen zwischen 1 und 5 %. Die Nachweisgrenzen betragen für Sr 5 ppm sowie für Mn und Fe 10-15 ppm.

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen (XRD) wurden an achatgemörsertem Probenmaterial durchgeführt, wobei reinen Dolomitproben Quarzpulver als Standard beigegeben wurde. Die Cu-Röhre des Bochumer Philips Pulverdiffraktometers lieferte CuK $\alpha$ -Strahlung (Betriebsbedingungen: 45 kV, 30 mA).

Die Präparate konnten nach der XRD-Untersuchung zu isotopengeochemischen ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) Messungen verwendet werden. Reine Dolomitgesteine und große Einzelkristalle konnten unter Einsatz eines Zahnarztbohrers ortsauflösend beprobt werden. Zur Analyse der stabilen

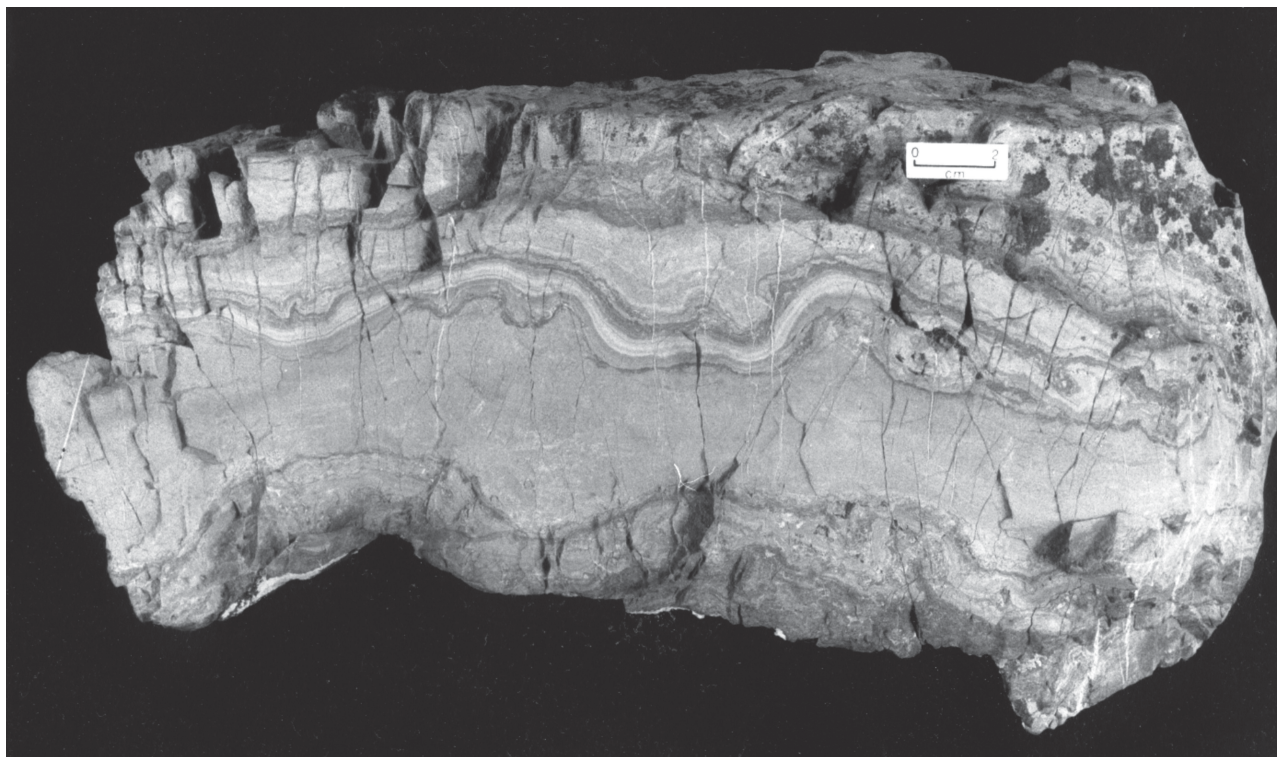


Abb. 3: Typischer Oberladindolomit mit stromatolithischer Kräuselschichtung.

Fig. 3: Upper Ladinian dolomite with stromatolite structure.

Isotopenverhältnisse (C/O) wurde mit Hilfe einer Thermo Finnigan Gasbench gekoppelt an ein ThermoFinnigan Delta S Massenspektrometer durchgeführt. Die „Online“ gemessenen  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind gegen V-PDB (CRAIG 1957) geeicht. Als Standards dienten ein internationaler Standard (NBS-19) sowie ein interner RUB-Standard. Die C/O-Isotopenwerte sind in „ $\delta^{\circ}$ “-Notierung, d. h. im Verhältnis zum Standard V-PDB (Peedee-Belemnit) angegeben. Die Standardabweichung (1s) wurde durch Mehrfachmessungen ermittelt und liegt bei maximal 0,05 ‰ für  $\delta^{13}\text{C}$  und 0,1 ‰ für  $\delta^{18}\text{O}$ .

Für  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Messung wurde reines Dolomitpulver mit 2,5 n HCl suprapur Säure aufgeschlossen. Das Strontium ist in Kationenaustauschharz gefüllten Quarzglaszylinder abgetrennt, mit einer Emitterlösung auf ein Rh-Bändchen aufgedampft und in einem Massenspektrometer des Typs Finnigan MAT 262 gemessen worden. Die Messwerte wurden auf den NBS Standard für den Wert 0,71024 korrigiert. Die Strontiumisotopenmessungen weisen eine Genauigkeit von  $8 \cdot 10^{-6}$  und eine interne Reproduzierbarkeit von  $10^{-5}$  auf.

Die mikrothermometrischen Untersuchungen wurden an 100-200  $\mu\text{m}$  dicken, beidseitig polierten, freitragenden Schlifflinien mit Hilfe eines Heiz-/Kühl-Tisches THM 600 der Firma Linkham durchgeführt. Der Tisch ist auf ein petrologisches Polarisationsmikroskop der Firma Olympus montiert, das mit einem Objektiv mit 40x Vergrößerung ausgestattet ist. Die Messungen erfolgten bei steigender Temperatur zwischen  $-120^{\circ}\text{C}$  und der jeweiligen vollständigen Homogenisierungstemperatur, wobei nahe der Temperatur der Phasenübergänge mit niedrigen Heizraten (0,5  $^{\circ}\text{C}/\text{min}$ ) erwärmt wurde.

## 4. Ergebnisse

### 4.1. Mikrofazies und Diageneseüberblick

Die plattigen bis gebankten grauen Ladindolomite zeichnen sich häufig durch eine mm-Lamination aus, wobei eine Kräuselschichtung (Abb.3) eine Stromatolithfazies verdeutlichen dürfte. In Dünnschliffen dominieren Mud/Wackestones mit Algenresten (Cyanobakterien und Grünalgen) und Peloiden, wobei keine scharfe Grenze zu Bindstones (Abb. 4c) gezogen werden kann. Zusammen mit Dasycladaceen- (besonders *Diplopora annulata*) (Abb. 4a, b), Peloid- (Abb. 4c), Onkoid- (Abb. 4f) sowie feinen Intraklastlagen (Pack/Grainstones; Abb. 4d) und sporadisch verbreiteten Trockenrissen spiegelt die Ausbildung eine lagunäre bis gezeitenbeeinflusste Fazies wieder. Die ausgezeichnete Strukturierung unterstreicht das Bild einer frühdiagenetischen Dolomitierung.

Die zuvor skizzierte Fazies dominiert den gesamten, etwa 360 m mächtigen Ladindolomit. Im oberen Abschnitt (vgl. Abb. 2) treten zudem unregelmäßig ausgebildete, cm-große, weiße Quarzknollen auf, die bevorzugt lagig angeordnet vorliegen (Abb. 5). Diese Quarze führen Anhydriteinschlüsse, die mitunter in ihrer Anordnung Relikte ehemaliger Fächer darstellen. Insgesamt unterstreichen die Quarz/Anhydrit-Knollen des Oberladinabschnitts das Bild

einer Sabkhafazies in einem warmtrockenen Klima – vergleichbar mit der heutigen Emiratküste am persischen Golf (u. a. MCKENZIE 1981).

Die dolomit- und sulfatbetonte Sabkhafazies wird post-sedimentär von mehreren Mineralisationsphasen überprägt (vgl. Tafel 1 und Abb. 6). So bestehen die ehemaligen Sulfatknollen nicht nur aus einer frühen Quarzgeneration mit Anhydriteinschlüssen (RICHTER 1971), sondern aus einer weiteren homoachsal angewachsenen, einschussfreien späten Quarzgeneration sowie jeweils zwei Dolomit- und Calcitgenerationen und einer Fluoritgeneration. Die späteren Generationen (ab Quarz 2) sind sowohl in den Knollen als auch in Klüften zu finden. Bei den späten Dolomitgenerationen lassen sich Dolomitzemente mit planaren Kristallgrenzen von Satteldolomiten unterscheiden, wie es auch von ZEEH (1998, 2000) bei seinen Untersuchungen über Zementabfolgen in den Ost- und Südalpen beobachtet werden konnte.

### 4.2. Kathodolumineszenz (KL) der Karbonat- und Quarzphasen

Mit Hilfe der Kathodolumineszenzmikroskopie konnten mehrere Dolomitphasen entschlüsselt werden (Abb. 6). Der erste frühdiagenetische Ca(?)-reiche Dolomit (Dolomit 1), der wahrscheinlich nicht stöchiometrisch und schlecht geordnet war (vgl. Kap. 5.1.), liegt nicht mehr in Originalzusammensetzung vor, sondern wurde bei der Versenkungsdiagenese strukturerhaltend umkristallisiert und somit stabilisiert. Dolomit 2 ist krypto- bis mikrokristallin und häufig stark pigmentiert. Die Lumineszenzfarbe variiert von braunroten-gelblichroten Farbtönen bis zu einer verwaschen roten Farbe. Mit dieser zweiten Phase ist auch die Bildung von erstem Dolomitzement verbunden. Die Zementkristalle sind dunkel oder zeigen eine verwaschen rote Farbe. Dieser Zement verheilt oft kleine Risse und füllt den Porenraum nach der Lösung von Aragonit teilweise auf. In den Bereichen des Dolomits 2 treten auch rundliche bis polyedrische Pyritkristalle ( $\phi$  meist  $<100 \mu\text{m}$ ) auf.

Nach der Bildung von Dolomit 2 kam es während der Versenkung zur Verdrängung von Anhydrit durch Quarz 1, der reich an Anhydriteinschlüssen ist und initial eine dunkelblaue und final eine braunviolette KL-Farbe hat (Tafel 1a, b). Nach diesen Phasen der frühen Mesogenese kam es während der weiteren Versenkung zur Bildung von mehreren spät-diagenetischen Phasen, die überwiegend der späten Mesogenese und untergeordnet der Telogenese zuzuordnen sind (Abb. 6).

Der spät-diagenetische Dolomit 3 hat eine scharlachrote Farbe und zementiert das zweite Klufsystem (vgl. Tafel 1c, d). Die Bildung dieser Phase verlief wahrscheinlich mehrphasig. In großen Poren bildet der Dolomit rhombische, oft zonierte Kristalle, die teilweise als Satteldolomite entwickelt sind. Der Dolomit 3 korreliert mit einer hydrothermalen Dolomit-Quarz-Fluorit-Kluffüllung. Der zugehörige zweite Quarztyp weist initial keine oder eine sehr dunkelblaue und final eine dunkelbraunviolette Lumineszenzfarbe auf. In den KL-Spektren der Quarze erkennt man initial Emissionsbanden bei 570 und 650 nm, während final die 650 nm Bande dominiert (Abb. 7a). Die

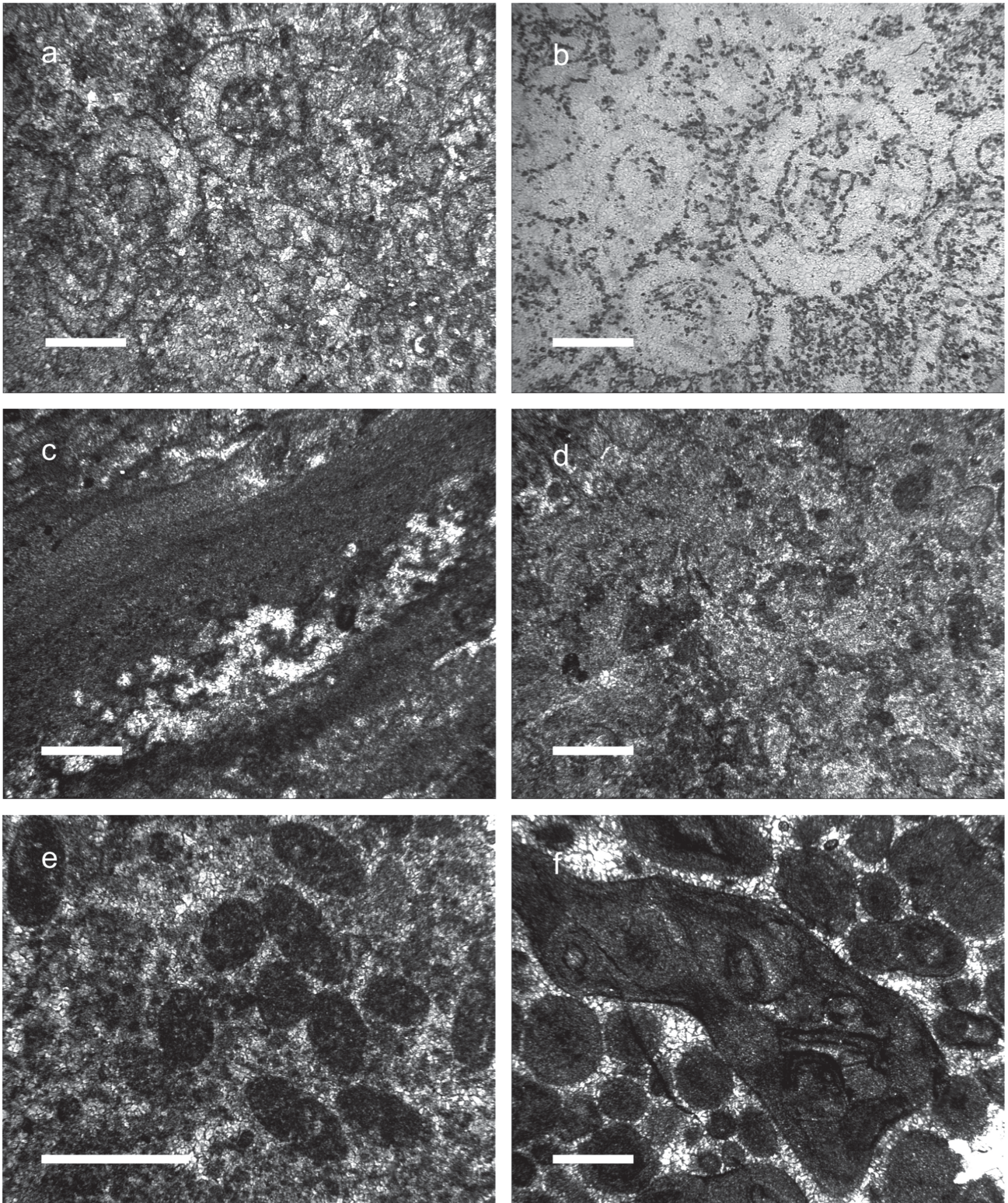


Abb. 4: Mikrofazies (Maßstab = 200 µm). – a. Dasycladaceen (*Diplopora annulata*)-Packstone; b. verkieselter Dasycladaceen-Dolomit, Biogenstrukturen durch Teildolomitierung der "micritic envelopes" nachgezeichnet; c. Dolomitstromatolith mit pelsparitischen Lagen; d. dolomitischer Intraclast-Wackestone mit vielen Mikrobiolithklasten; e. dolomitischer Packstone mit größeren Kotpillen und kleineren Peloiden; f. Dolomitonkolith.

Fig. 4: Microfacies (scale bar = 200 µm). - a. Packstone with dasycladaceae (*Diplopora annulata*); b. silicified dolomite with dasycladaceae; partially dolomitised "micritic envelopes" indicate the biogenic structures; c. dolomitic stromatolite with pelsparitic layers; d. dolomitic intraclast-wackestone with numerous microbiolite clasts; e. dolomitic packstone with large pellets and smaller peloids; f. dolomitic onkolite.

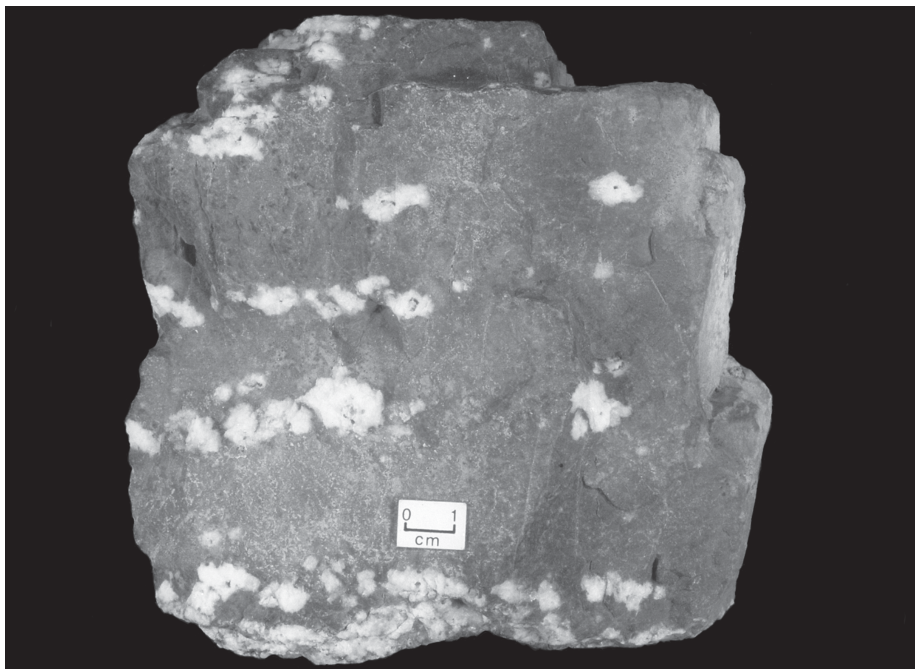


Abb. 5: Oberladindolomit mit lagiger Anordnung von Quarzknollen (verkieselte "chicken wire"-Strukturen).

Fig. 5: Upper Ladinian dolomite with quartz nodules orientated parallel to the bedding ("chicken wire"-structure).

Fluorite der zuvor genannten Hydrothermalmineralisation sind makroskopisch farblos, bekommen aber durch die Wirkung der Elektronenstrahlen eine intensive violette Farbe, die mit der Zeit nicht verblasst.

Der einschlussreiche Dolomit 4 ist als der letzte Dolomit an

seiner rotvioletten bis weinroten Farbe (Tafel 1a, b) in Bereichen ehemaliger Sulfatknollen und in den neu entstandenen Klüften zu erkennen. Diese nicht selten als Satteldolomit auftretende Dolomitphase deutet eine weitere hydrothermale Aktivität an.

Proben-Nr.	Generation	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Sr	Fe	Mn	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	d(104)	I(015/110)
		[‰ V-PDB]	[‰ V-PDB]	[ppm]	[ppm]	[ppm]			
38	D2	-2,31	1,54	80	178	445	0,708038	2,890	0,69
m1	D2	-3,83	1,78				0,707985	2,887	0,75
m2	D2	-4,45	2,06				0,708046	2,887	0,67
39	D2	-5,1	1,73	141	375	128	0,708088	2,887	0,84
ola2	D2	-4,81	1,13				0,707950	2,889	0,88
jm40	D2	-4,53	1,05				0,708253	2,889	0,91
ola	D2			105	168	79			
38	D4	-9,45	0,93						
38	D3	-7,16	1,02	76	1372	822			
m1	D4	-10,51	0,49						
m2	D3-4	-10,11	-0,54						
39	D4	-11,61	-0,83	121	n.n.	545			
ola	D3			31	455	103			
ola	D3			22	n.n.	56			

Tabelle 1: Geochemische und röntgendiffraktometrische Daten der früh- und spätdiagenetischen Dolomitgenerationen. D2= frühdiaagenetische, D3-4= spätdiagenetische Dolomitgenerationen; d(104)= Hauptreflex und I(015/110)= Ordnungsgrad von Dolomit.

Table 1: Geochemical and x-ray-data from early to late diagenetic dolomites. D2= early, D3-4= late diagenetic dolomite generations; d(104)= main reflex, I(015/110)= ordering of dolomite crystals.



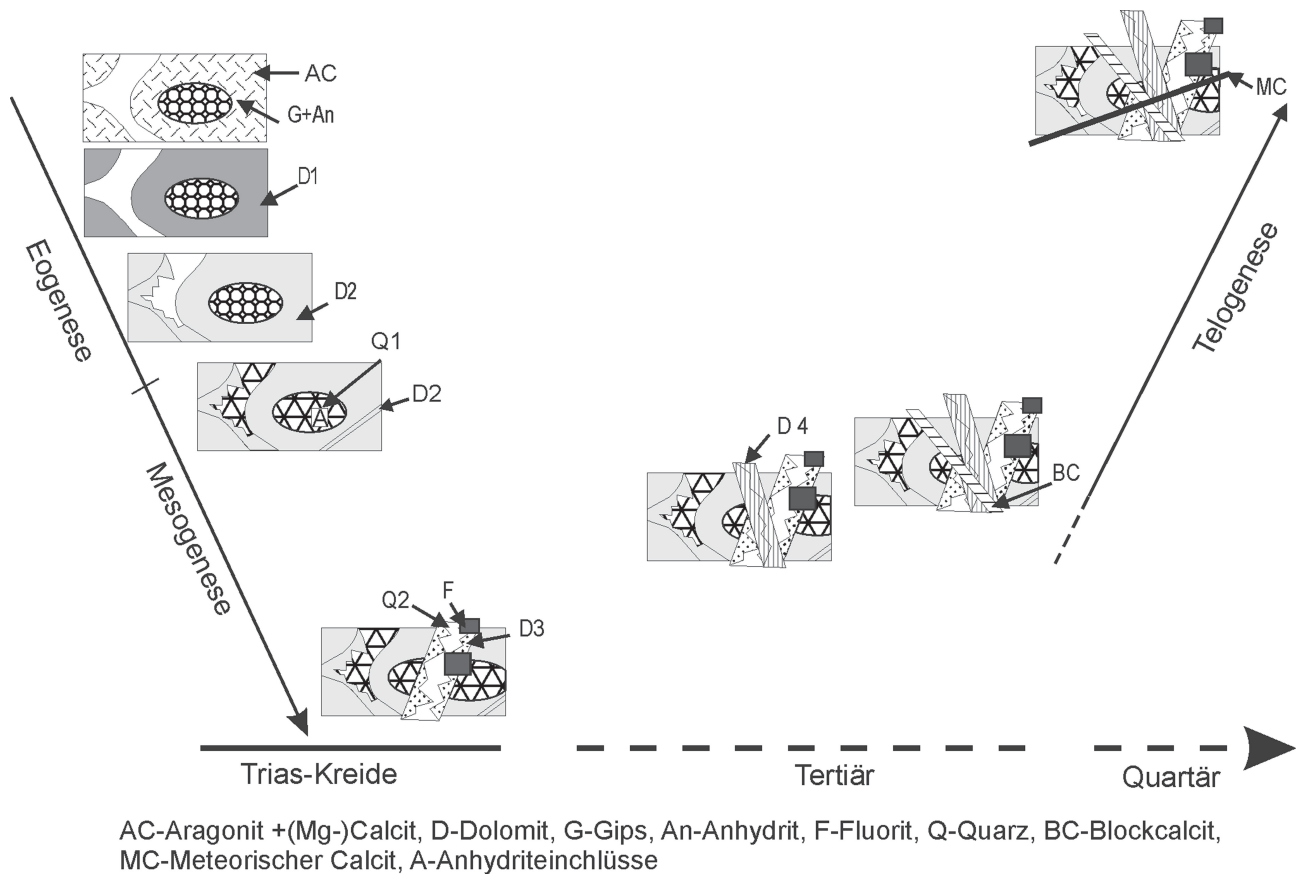


Abb. 6: Schematische Abbildung des Diageneseverlaufs im Sulfatknollen-führenden Oberladindolomit. (D = Dolomit, Q = Quarz, BC = Blockcalcit, MC = Meteorischer Calcit, An = Anhydrit, G = Gips, F = Fluorit; AC = Aragonit + Mg-Calcit).

Fig. 6: Simplified sketch of mineral succession from Upper Ladinian dolomite with sulphate nodules. (D = dolomite, Q = quartz, BC = calcite cement, MC = meteoric calcite, An = anhydrite, G = gypsum, F = fluorite, AC = aragonite + Mg-calcite).

In den KL-Spektren der Dolomite ist nur die Emissionsbande von  $Mn^{2+}$  auf der Mg-Position mit Maxima zwischen 657 und 660 nm zu erkennen (Abb. 7b), während die Bande von  $Mn^{2+}$  auf der Ca-Position höchstens sehr untergeordnet ausgebildet ist (vgl. RICHTER et al. 2003). Die erhöhte Intensität der Mn-Banden in Dolomit 3 und 4 belegt eine höhere Mn-Konzentration gegenüber Dolomit 2.

Nach der letzten Dolomitphase wurden in den Klüften zwei Calcitgenerationen gebildet. Die erste Calcitphase ist durch einen zonierten, gelb-braun lumineszierenden Blockcalcit vertreten (Tafel 1e, f). Diese Calcitphase füllt häufig den gesamten Porenraum der Klüfte. Die Maxima der gemessenen KL-Banden dieser Calcite liegen für Sm-Banden bei 605 und 645 nm, während die Dy-Bande bei 580 nm und die durchweg dominante Mn-Bande bei 620 nm positioniert sind (Abb. 7c). Die zweite und letzte Calcitphase ist ein dunkelblau lumineszierender Calcit in den jüngsten Klüften sowie in neu entstandenen Porenräumen und spiegelt wohl den jüngsten Abschnitt der Telogenese wieder (vgl. Abb. 6).

Die KL-Banden der Karbonate entsprechen einer Aktivierung durch  $Mn^{2+}$ ,  $Sm^{3+}$ - und  $Dy^{3+}$ -Ionen (vgl. MARSHALL 1988, PAGEL et al. 2000). Die zwei auftretenden  $Mn^{2+}$ -Banden beim Dolomit sind auf den Einbau von  $Mn^{2+}$  in die Ca- (bei 575 nm), und in die Mg-Position (bei 660 nm)

in den Dolomitekristall zurückzuführen (RICHTER et al. 2003). Die blau lumineszierenden Quarze (Tafel 1a, b) zeigen überwiegend ein intrinsisches Spektrum (Abb. 7). Solche intrinsischen Spektren werden auf Strukturdefekte im Quarz zurückgeführt (u. a. HABERMANN et al. 1999; STEVENS KALCEFF et al. 2000; GÖTZE et al. 2001).

#### 4.3. Geochemische Daten

##### Spurenelemente

Die Sr-, Fe- und Mn-Gehalte konnten nur bei den drei erhaltenen Dolomitphasen quantitativ erfasst werden. Bei den unterschiedlichen Dolomittypen ist deutlich eine Abnahme des Sr-Gehalts mit zunehmender Diagenesebildung zu beobachten (Tab. 1). Die Sr-Werte der mikritisch bis feinkristallinen frühdiaogenetischen Dolomite liegen zwischen 80 und 141 ppm. Der Sr-Gehalt der spätdiaogenetischen, teilweise grobkristallinen Dolomitphasen liegt im Bereich von 31 bis 76 ppm für Dolomit 3 und bei 22 bis 121 ppm für Dolomit 4.

Die Fe- und Mn-Gehalte zeigen dagegen eine leichte Anreicherung in den spätdiaogenetischen Dolomiten (Tab. 1). Im frühdiaogenetischen Dolomit 2 liegen die Fe-Gehalte zwischen 168 und 375 ppm und die Mn-Gehalte zwischen

79 und 445 ppm. Die spätdiagenetischen Dolomite (3 und 4) zeigen Fe-Werte von 445 bis zu 1372 ppm und Mn-Werte von 56 und 822 ppm. Bei den angegebenen Gehalten handelt es sich ausschließlich um Daten, die jeweils an einzelnen Dolomitekristallen gewonnen worden sind, so dass sich die Werte auf karbonatisch gebundene, zweiwertige Fe- /Mn-Anteile beziehen. Zum besseren Verständnis der Fe-Anteile in den Dolomiten muß hier darauf aufmerksam gemacht werden, daß es außerdem sulfidisch gebundenes Fe gibt, da die Bereiche des Dolomit 2 feinverteilt, aber häufig in Gruppen angereichert rundlich erscheinende Pyritkristalle (meist <20 µm) enthalten. Neben diesen framboidalen Pyriten treten in einzelnen Lagen polyedrische Pyrite (wahrscheinlich Pentagondodekaeder) bis über 100 µm im Durchmesser auf. Insgesamt ergibt sich somit keine Fe-Anreicherung von Bereichen des Dolomits 2 zu Dolomit 3-4.

**Isotopenwerte**

Die Bestimmung der C/O-Isotopenverhältnisse erfolgte an

sechs frühdiaagenetischen Dolomiten (Dolomit 2) und an fünf spätdiaagenetischen Dolomiten (Dolomit 3 und 4; Tabelle 1). Die gewonnenen Isotopenwerte bei dem Dolomit 2 liegen für δ<sup>13</sup>C im Bereich von 1,1 bis 2,1 ‰ PDB und für den δ<sup>18</sup>O-Wert zwischen -5,1 und -2,3 ‰. Die ermittelten Kohlenstoffwerte der frühdiaagenetischen Dolomite (Dolomit 2) stimmen im Gegensatz zu den Sauerstoffwerten isotopengeochemisch mit dem kontemporären triassischen Meerwasser überein (Abb. 8).

Die spätdiaagenetischen Generationen (Dolomit 3 und 4) sind zusammen untersucht worden. Die δ<sup>13</sup>C-Werte liegen zwischen -0,8 und 1,0 ‰ V-PDB und für δ<sup>18</sup>O zwischen -11,6 und -7,2 ‰ V-PDB. In den spätdiaagenetischen Dolomiten 3 und 4 spiegelt sich wohl in den δ<sup>13</sup>C-Werten die Isotopie des Nebengesteins wieder. Die δ<sup>18</sup>O-Werte sind dagegen deutlich leichter, was auf eine Bildung während der späteren Versenkungsdiagenese unter erhöhter Temperatur hindeutet.

Die ermittelten <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-Werte der sechs frühdiaagenetischen

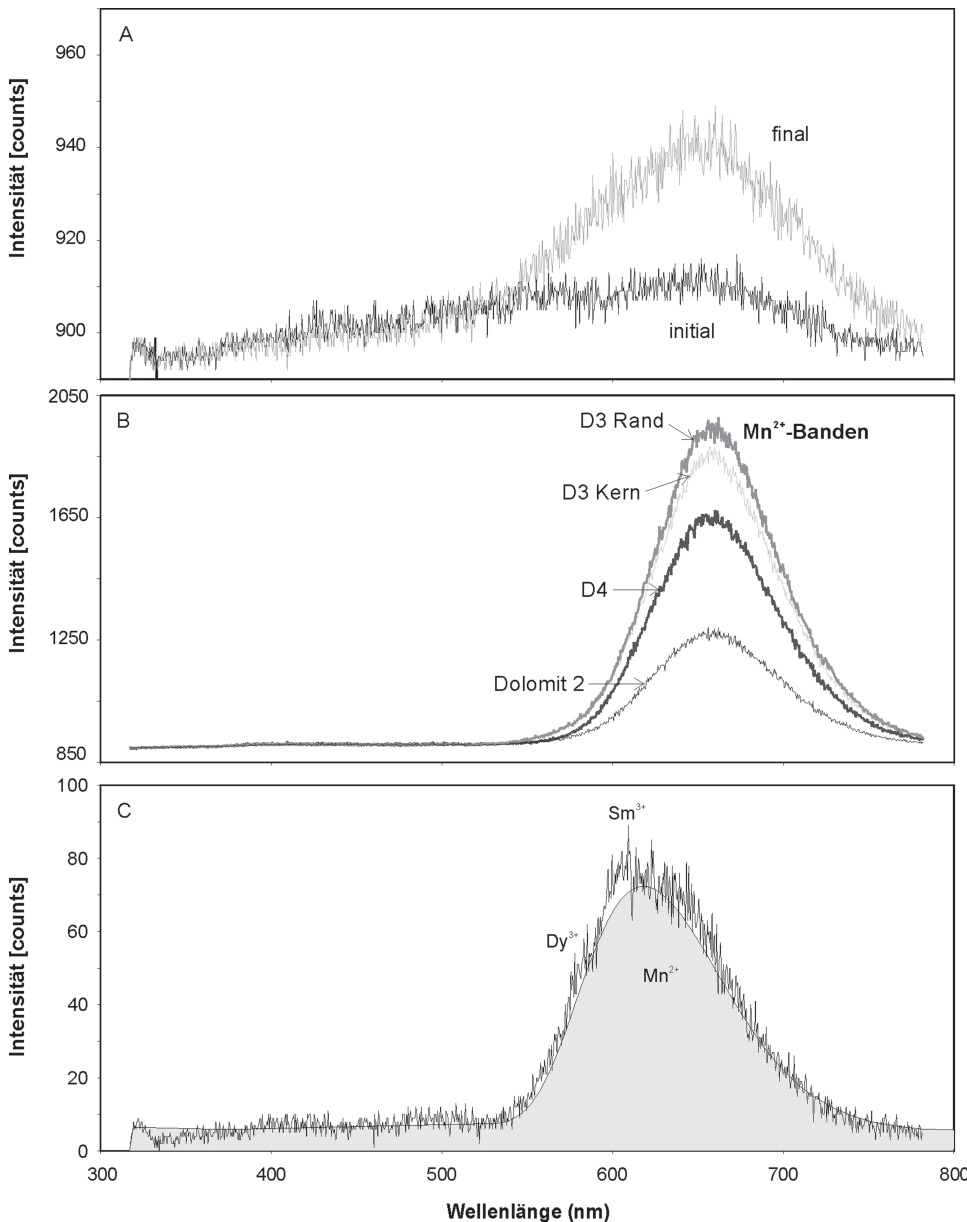


Abb. 7: KL-Spektren der auftretenden Minerale: a – Quarz (Q1) initiales und finales Spektrum; b – Dolomit (D2-4) mit unterschiedlich hohen Mn-Banden; c – Blockcalcit (BC) mit berechneter Mn-Bande (graus Feld).

Fig. 7: CL-spectra: a – quartz (Q1); b – dolomite (2-4); c – calcite cement (BC) with calculated Mn-band (grey field).

Dolomite liegen im Bereich zwischen 0,707950 bis 0,708253 und sind somit leicht erhöht gegenüber dem von VEIZER et al. (1999) angegebenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis für mitteltriassische marine Karbonate (0,7076-0,7081). Da die Isotope relativ schwerer Elemente wie Strontium beim Einbau in Karbonate aufgrund der geringen Massenunterschiede nicht fraktioniert werden, weisen marine, diagenetisch nicht überprägte Karbonate die Sr-Isotopie des kontemporären Meerwassers auf (BURKE et al. 1982, LAND 1992, VEIZER et al. 1999), sodaß in unserem Fall eine – wenn auch geringe – diagenetische Überprägung vorliegt.

#### 4.4. Mikrothermometrische Daten

Während in den frühdiagenetisch gebildeten Mineralen keine Flüssigkeitseinschlüsse analysiert werden konnten, war es in der hydrothermalen Quarz-Fluorit-Dolomit-Paragenese und in der vierten Dolomitgeneration möglich, die Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen zu bestimmen. In Dolomit 3, Quarz 2 und Fluorit treten  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ -reiche Fluideinschlüsse auf, die nur im Fluorit die Größe von 5  $\mu\text{m}$  überschreiten. In diesen relativ großen Einschlüssen ist erkennbar, dass bei Raumtemperaturen drei Phasen vorliegen, bei denen es sich um eine Gasphase, eine  $\text{CO}_2$ -reiche Flüssigkeit sowie eine wässrige Lösung handelt. Entsprechend der Phasenbeziehungen in  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{CO}_2$ -reichen Fluiden konnten die Schmelztemperatur eines Klathrats, die Homogenisierungstemperatur der  $\text{CO}_2$ -reichen Flüssigkeit mit der Gasphase und die Temperatur der totalen Homogenisierung gemessen werden. Die Schmelztemperaturen der Klathrate liegen zwischen 2 und 4°C und sind damit gegenüber den Bedingungen für ein reines  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{CO}_2$ -Gemisch deutlich zu tieferen Temperaturen verschoben (DIAMOND 1996). Grund für diese Verschiebung ist wahrscheinlich die Lösung von Elektrolyten, die sich nach der Gleichung von DIAMOND (1996) auf 14 Gew.-%  $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$  bestimmen läßt. Die

erste Homogenisierung konnte aufgrund des geringen Anteils an der Gasphase nur in den relativ großen Einschlüssen im Fluorit gemessen werden. Sie erfolgte bei Temperaturen zwischen 23 und 28°C in die flüssige Phase. Die vollständige Homogenisierung zwischen der  $\text{CO}_2$ - und der  $\text{H}_2\text{O}$ -reichen Phase begann bei 270°C im Fluorit, bzw. lag zwischen 270 und 320°C im Quarz. In den meisten Fällen konnte sie weder im Fluorit noch im Dolomit ermittelt werden, da die Einschlüsse vor der Homogenisierung bei Temperaturen zwischen 290 und 310°C dekrepitierten.

Die spätere hydrothermale Dolomitgeneration (Dolomit 4) weist überwiegend sehr kleine, meist sekundäre Einschlüsse auf, die mit einer wässrigen Lösung gefüllt und bei Raumtemperaturen zweiphasig sind. Die Homogenisierungstemperaturen liegen zwischen 100 und 120°C, wobei die Homogenisierung in die flüssige Phase erfolgte.

### 5. Zusammenfassende Diskussion

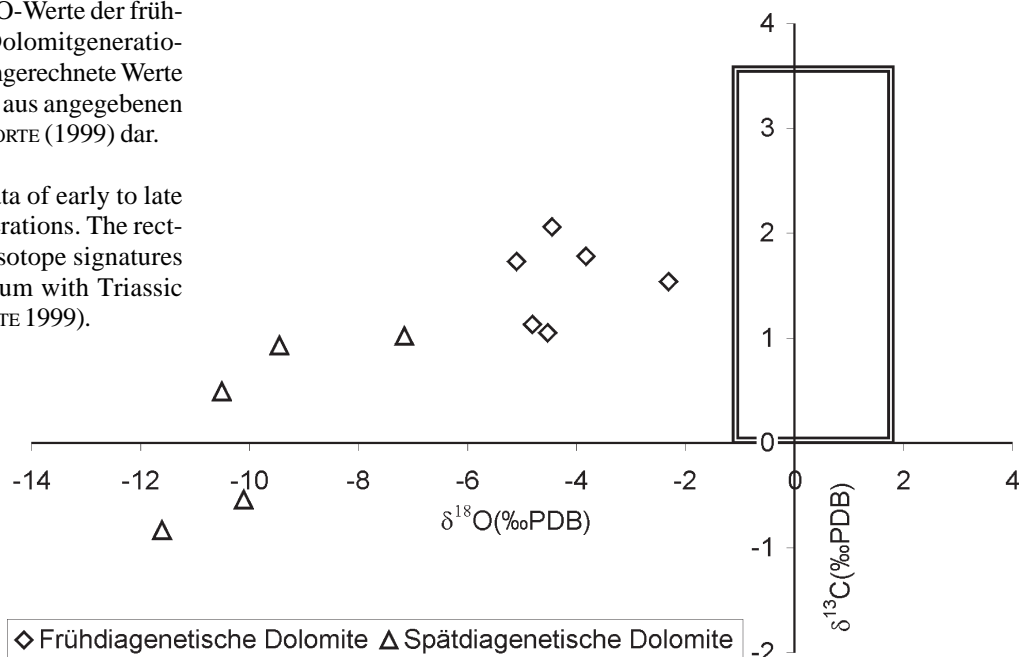
Die oberladinischen Dolomite des Jaggl (östlich des Reschensees) mit ihren verkieselten „chicken wire“-Strukturen entsprechen strukturell und in ihrer Zusammensetzung einer diagenetisch überprägten Sabkhafazies mit einem nachweisbaren mehrphasigen Diageneseverlauf. Somit haben sich die Untersuchungen einerseits auf die Entschlüsselung der Reifung der Sabkhadolomite und andererseits auf die Mineralisationsabfolge konzentriert.

#### 5.1. Diagenese der Sabkhadolomite

Die früheste erhaltene Dolomitphase (Dolomit 2) resultiert aus einer Umkristallisation und Stabilisierung schlecht geordneter syndesimentärer Dolomite (Dolomit 1). Diese

Abb. 8: Die  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der früh- bis spätdiagenetischen Dolomitgenerationen. Das Viereck stellt umgerechnete Werte für marine Triasdolomite aus angegebenen Werten für Calcit nach KORTE (1999) dar.

Fig. 8:  $\delta^{13}\text{C}$ - and  $\delta^{18}\text{O}$ -data of early to late diagenetic dolomite generations. The rectangle shows calculated isotope signatures of dolomites in equilibrium with Triassic marine calcites (from KORTE 1999).



erste Umkristallisation von „Protodolomiten“ war strukturerhaltend, so dass sie nach den mikroskopischen Untersuchungen den von MACHEL (1997, 2004) postulierten „nicht signifikant“ umkristallisierten Dolomiten entsprechen. XRD-Daten und die Geochemie zeigen aber einen signifikanten Unterschied zu oberflächennah entstandenen rezenten Sabkha-Dolomiten. So sind beispielsweise die Oberladindolomite gut geordnet und stöchiometrisch zusammengesetzt (Tab.1), während vergleichbare holozäne Dolomite nicht stöchiometrisch und schlecht geordnet sind (MCKENZIE 1981, MAZZULLO et al. 1987).

Die Sr-Gehalte der frühdiagenetischen Dolomite (D2) von 80 bis 141 ppm deuten auf einen marinen Ursprung hin. Im Vergleich mit rezenten marinen Dolomiten (300-700 ppm nach WARREN 2000) sind sie allerdings zu niedrigeren Werten verschoben. LAND (1980) führt ähnliche Konzentrationen auf eine diagenetische Überprägung zurück, aber nach VAHRENKAMP & SWART (1990) können derart geringe Sr-Gehalte (60-290 ppm) durchaus Originalwerte darstellen. Die geringeren Sr-Werte korrespondieren mit der Beobachtung von KUPECZ & LAND (1994). Sie fanden eine Beziehung zwischen der Zunahme u.a. der Kristallgröße und der Stöchiometrie und der Abnahme des Sr-Gehalts. Diese Autoren führen ihre Beobachtungen auf Faktoren wie z. B. Lösung und Reprazipitation zurück. In diesem Sinn entsprechen unsere eigenen Messungen der Entwicklung während der Versenkungsdiagenese.

Die zwar relativ niedrigen Fe-Gehalte von 168 und 375 ppm der frühdiagenetischen Dolomite deuten bereits eine Bildung unter reduzierenden Bedingungen an, was mit der Verteilung framboidalen bis polyedrischen Pyrits in Bereichen des Dolomits 2 im Einklang steht. Die Mn-Gehalte von 79 bis 445 ppm sind im Gegensatz zum Fe-Gehalt der Dolomite etwas angereichert, was einer partiellen Anreicherung während der Spätdiagenese, wie es von WARREN (2000) beobachtet wurde, entsprechen mag.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (1,1 bis 2,1 ‰ V-PDB) stehen scheinbar im Einklang mit der Signatur des Meerwassers (vgl. Abb. 8). Die frühdiagenetische Dolomitierung verlief aber offensichtlich nicht nur über Evaporationsprozesse (z. B. evaporitive pumping), sondern auch unter Begleitung mikrobieller Umsätze (z. B. sulfatreduzierende Bakterien) ab, worauf die in den Bereichen des Dolomit 2 sowie in den verquarzten Anhydritknollen auftretenden Pyritkristalle hindeuten. Die zuvor erwähnten Daten entsprechen somit eher einer Mischung von mehreren Kohlenstoffquellen, vor allem aus bakterieller Degradation des organischen Materials und aus evaporiertem Meerwassers. Aber nach dem Vergleich mit den Untersuchungen von PERKINS et al. (1994) an organogen gebildeten Dolomiten sind die von uns gewonnenen C-Werte deutlich schwerer, was mit der dominanten Rolle der Evaporation des Meerwassers bei der Bildung der Dolomite in Zusammenhang stehen mag.

Die Sauerstoffisotope weisen mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von -5,1 und -2,3 ‰ deutliche Abweichungen von „virtuellen“ frühdiagenetischen Triasdolomiten (Abb. 8) auf. Die Berechnungen der Zusammensetzung der „virtuellen“ Dolomite beruht auf dem von LAND (1980) beobachteten Faktum, daß Dolomite 2-4 ‰ höhere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als kogenetische marine Calcite (mittleres  $\delta^{18}\text{O} \approx -2,7$  ‰ für marine Calcite der Trias sensu KORTE 1999) haben. Die

Veränderung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur ist wahrscheinlich auf eine Umkristallisation unter erhöhter Temperatur während der Versenkungsdiagenese zurückzuführen (vgl. KUPECZ & LAND 1994).

Diese Interpretation stimmt mit der im zentralen Ostalpin beobachteten Aufheizung während der alpidischen Orogenese überein. Die von THÖNI (1980) und KRÁLIK et al. (1987) auf ca. 80 Ma datierte Erwärmung der Gesteine reicht nach KÜRSMANN (1993) u. a. in der Jagglregion bis zum Übergang der anchi- zur epizonalen Metamorphose (300°C), was auch mit den von LEIN & GAWLICK (2003) angegebenen CAI-Werten (Conodont Alteration Index) von 5,5 übereinstimmt.

Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte von 0,707950 bis 0,708253 von Dolomit 2 gleichen den von KORTE et al. (2003) angegebenen Werten von 0,7076 bis 0,7081 für marine mitteltriassische Karbonate und bestätigen somit die marine Bildung dieser Dolomitphase. Die leichte Abweichung deutet im Sinne von VEIZER (1992) und KUPECZ & LAND (1994) auf einen diagenetischen Effekt unter dem Einfluß von Formationswässern der benachbarten Siliziklastika und/oder der Tuffzwischenlagen hin.

## 5.2. Mesogenetische bis telogenetische Zementphasen

Die erste spätdiagenetische hydrothermale Dolomitphase (Dolomit 3) tritt in Klüften der zweiten Generation, zusammen mit Quarz und Fluorit, als klarer (einschlussarmer) Satteldolomit auf (Abb. 5). Diese Phase könnte dem klaren Satteldolomit (KDS) von ZEEH (1998) entsprechen, dessen Genese in die Zeitspanne zwischen Jura und Oberkreide eingeordnet wurde. Dolomit 4 (wolkiger Satteldolomit – WDS sensu ZEEH 1998) und der spätere Blockcalcit stellen Füllungen des dritten und vierten Kluftsystems dar. Sie sind wahrscheinlich mit hydrothermalen Aktivitäten bei der alpidischen Trennflächenbildung im Tertiär (< 36 Ma) (vgl. ZEEH 1998, 2000) verbunden.

Die Sr-Gehalte von 31 bis 76 ppm (Dolomit 3) und von 22 bis 121 ppm (Dolomit 4) sind relativ gering. Unter der Voraussetzung, dass die umgebenden Karbonate als Sr-Quelle gedient haben, können solche Sr-Konzentrationen durchaus Originalwerte darstellen. Die Fe-Werte von 455 bis zu 1372 ppm und Mn-Werte von 56 und 822 ppm der Dolomitphasen 3 und 4 entsprechen dem von WARREN (2000) beobachteten Trend einer Anreicherung von Fe und Mn während einer spätdiagenetischen Dolomitierung.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ( $\delta^{13}\text{C} = -0,8$  bis 1,0 ‰ V-PDB) liegen nahe bei den Daten der frühdiagenetischen Dolomite (1,1 bis 2,1 ‰), die wohl auch die Hauptkohlenstoffquelle für die Bildung der Dolomitamente darstellen. Die beiden spätdiagenetischen Dolomitgenerationen aus den Klüften sind im  $\delta^{18}\text{O}$  deutlich leichter als die frühdiagenetischen Dolomite (s. Abb. 8). Die an den spätdiagenetischen Dolomiten ermittelten O-Isotopenwerte stimmen mit den von ZEEH (1998) für Dolomitamente in dem Alpenraum gemessenen Werten ( $\delta^{18}\text{O} = -12,6$  bis  $-5$  ‰ V-PDB) überein. Ein Trend zu immer leichteren C/O-Isotopenwerten während der Diagenese ist in vielen Karbonatgesteinen beobachtet worden (z. B. MORSE & MACKENZIE 1990).

GÖKDAG (1974) hat geringere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Proben aus

den Nördlichen Kalkalpen beschrieben und durch eine zunehmende Temperatur erklärt. Da die von RICHTER & ZINKERNAGEL (1975), KÜRMANN (1993) und HENRICHS & RICHTER (1993) gemessene maximale Aufheizung (~ 300°C) der Gesteine in die Oberkreide fällt (u. a. THÖNI 1980; KRALIK et al. 1987), stimmt die Bildung der Dolomit 3-Quarz-Fluorit-Generation mit der von FERREIRO-MÄHLMANN (1994) postulierten 2. Aufheizungsphase (Oberkreide/Tertiär) überein. Die spätere Bildung von Dolomit 4 dürfte in die Zeitspanne < 36 Ma fallen und somit der 3. Aufheizungsphase im Sinne FERREIRO-MÄHLMANN (1994) entsprechen, was mit den Beobachtungen von ZEEH (1998) übereinstimmt.

Mikrothermometrische Untersuchungen haben die hydrothermale Herkunft dieser spät-diagenetischen Dolomitphasen bestätigt. Die Temperaturen der vollständigen Homogenisierung in den CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-reichen Flüssigkeits-einschlüssen der Dolomit 3-Quarz 2-Fluorit-Mineralisation liegen mit 270-320°C in der Nähe der Temperaturen der maximalen Versenkung. Ähnliche Temperaturen wurden von FERREIRO-MÄHLMANN (1994) in angrenzenden Bereichen ermittelt (z. B. in der Ducan-Mulde). Auffallend ist der erhöhte CO<sub>2</sub>-Gehalt, der von anderen Autoren in den Alpen nicht beobachtet wurde (vgl. ZEEH 1998). Die für die hydrothermale vierte Dolomitgeneration ermittelten Homogenisierungstemperaturen von 100-120°C entsprechen weitgehend den von ZEEH (1998) für den wolkgigen Satteldolomit aus dem Alpenraum angegebenen Werten. Zwei calcitische Zementphasen beschließen die Mineralisationsabfolge am Jaggl und werden von uns somit dem telogenetischen Diagenese-pfad zugeordnet. Die letzte Zementgeneration, die durch einen meteorischen, dunkel lumineszierenden Calcit vertreten ist, repräsentiert ein relativ junges Phänomen, das wahrscheinlich mit der quartären Morphogenese und der damit verbundenen hydrologischen Situation im Zusammenhang steht. Nach BRUCKSCHEN & RICHTER (1994) ist eine derartige letzte Zementation typisch für Karbonatfolgen, die den Diagenese-pfad Eo-, Meso- und Telogenese durchlaufen haben.

## Danksagung

Die Untersuchungen beinhalten einen Teilaspekt des Dolomitforschungsprojektes Ri216/21, das dankenswerterweise durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert worden ist. Für technische Unterstützung danken wir M. Born, D. Buhl, Th. Reinecke, U. Schulte und A. Schulz (Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik der Ruhr-Universität Bochum). Konstruktiv kritische Anmerkungen der Reviewer J. Joachimski und E. Samankassou haben zu einer Verbesserung des Manuskripts beigetragen.

## Literaturverzeichnis

BRUCKSCHEN, P. & RICHTER, D.K. (1994): Zementstratigraphische Grundmuster in marinen Karbonatablagerungen des

- Phanerozoikums - ein Abbild der normalen Beckenentwicklung. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I., **1993**: 959-972, Stuttgart.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F. & OTTO, J.B. (1982): Variation of seawater <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr throughout Phanerozoic time. – *Geology*, **10**: 516-519, Boulder.
- CRAIG, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**: 133-149, Oxford.
- DIAMOND, L.W. (1996): Isochoric paths in immiscible fluids and the interpretation of multicomponent fluid inclusion. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 3825-3839, New York.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – (In: HAM, W.E. (Ed.): classification of carbonate rocks), *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, **1**: 108-121, Tulsa.
- EICHENBERGER, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducanette und Landwassertal, Ostalpin). – *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F.* **252**: 209 S., Zürich.
- FERREIRO-MÄHLMANN, R. (1994): Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose – Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums im Vorarlberg und Mittelbünden. – *Frankfurter geowiss. Arb. Ser.C*, **14**: 498 S, Frankfurt.
- FÜCHTBAUER, H. (1980): Composition and diagenesis of stromatolite bryozoan bioherm in the Zechstein 1 (northwest Germany). – (In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T. (Eds.): *The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences*), *Contrib. Sed.*, **9**: 233-251, Stuttgart.
- FURRER, H. (ed.) (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. – *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F.* **248**: 81 S., Zürich.
- GÖKDG, H. (1974): Sedimentpetrographische und isotopenchemische (<sup>18</sup>O, <sup>13</sup>C) Untersuchungen im Dachsteinkalk (Oberror-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. – *Diss. Univ. Marburg*, 156 S., Marburg.
- GÖTZE, J., PLÖTZE, M. & HABERMANN, D. (2001): Cathodoluminescence of quartz: origin, spectral characteristics and practical applications. – *Mineral. Petrol.*, **141**: 225-250, Wien.
- HABERMANN, D., GÖTZE, J., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1999): The phenomenon of intrinsic cathodoluminescence: Case studies of quartz, calcite and apatite. – *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, **1997**: 1275-1284, Stuttgart.
- HENRICHS, C. & RICHTER, D.K. (1993): Hochdiagenesemuster für Triasabfolgen der Regionen Rätikon, Mittelbünden und Engadiner Dolomiten (westliche Ostalpen). – *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, **1992**: 684-703, Stuttgart.
- KORTE, CH. (1999): <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-, δ<sup>18</sup>O- und δ<sup>13</sup>C-Evolution des triassischen Meerwassers: Geochemische und stratigraphische Untersuchungen an Conodonten und Brachiopoden. – *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **52**: 171 S., Bochum.
- KORTE, CH., KOZUR, H.W., BRUCKSCHEN, P. & VEIZER, J. (2003): Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**: 47-62, New York.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke-Zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.) *Geodynamics of Eastern Alps*), 164-178, Wien (Deuticke).
- KUPECZ, J.A. & LAND, L. S. (1994): Progressive recrystallisation and stabilisation of early-stage dolomite: Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas. – (In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (Eds.): *Dolomites – A volume in honour of Dolomieu*), *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **21**: 255-279, Oxford.
- KÜRMANN, H. (1993): Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permotrias – Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. – *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **41**: 328 S., Bochum.
- LAND, L.S. (1980): The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of art. – (In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.B.

- & ETHINGTON, R.L. (Eds.): Concepts and models of dolomitisation), Spec. Publ. Soc. Econ. Palaeont. and Mineral., **28**: 87-110, Tulsa.
- LAND, L.S. (1992): The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues. – (In: CLAUER, N. & CHAUDHURI, S. (Eds): Isotopic signatures and sedimentary records), Lecture Notes in Earth Sciences, **48**: 49-68, Berlin.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2003): Zur tektonischen Stellung der Basalschuppen der Kalkkögel (Brenner-Mesozoikum) auf der Basis von Conodont-Colour-Alteration-Index (CAI)-Untersuchungen. – Geologische Bundesanstalt – Arbeitstagung 2003: Blatt 148 Brenner: 111-116, Wien.
- LUCIA, F.J. (1972): Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. – (In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (Eds.): Recognition of ancient sedimentary environments), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. and Mineral., **16**: 160-191, Tulsa.
- MACHEL, H.G. (1997): Recrystallization versus neomorphism, and the concept of “significant recrystallization” in dolomite research. – Sed. Geol., **113**: 161-168, Amsterdam.
- MACHEL, H.G. (2004): Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. – (In: BRAITHWAITE, C.J.R, RIZZI, G. & DARKE, G. (Eds.): The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs), Geol. Soc. Spec. Publ., **235**: 7-63, London.
- MARSHALL, J.D. (1988): Cathodoluminescence of geological materials. – 146 S., Unwin Hyman Boston.
- MAXWELL, J.A., TEESDALE, W.J. & CAMPBELL, J.L. (1995): The Guelph PIXE software package II. – Nucl. Instr. Meth., **B95**: 407-421, Amsterdam.
- MAZZULLO, S.J., REID, A.M. & GREGG, J.M. (1987): Dolomitization of Holocene Mg-calcite supratidal deposits, Ambergris cay, Belize. – Geol. Soc. Am. Bull., **28**: 224-231, Boulder.
- McKENZIE, J.A. (1981): Holocene dolomitisation of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: A stable isotope study. – J. Geol., **89**: 185-198, Chicago.
- MEIJER, J., STEPHAN, A., ADAMCZEWSKI, J., BUKOW, H.H., ROLFS, C., PICKART, T., BRUHN, F. & VEIZER, J. (1994): PIXE microprobe for geoscience applications. – Nucl. Instr. Meth., **B89**, 229-232, Amsterdam.
- MORSE, J.W. & MACKENZIE, F.T. (1990): Geochemistry of Sedimentary Carbonates. – Dev. Sedimentology, **48**: 707 S., Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo (Elsevier).
- NEUSER, R.D. (1995): A new high-intensity cathodoluminescence microscope and its application to weakly luminescing minerals. – Bochumer geol. und geotechn. Arb., **44**: 116-118, Bochum.
- NEUSER, R.D., RICHTER, D.K. & VOLLBRECHT, A. (1989): Natural quartz with brown/violett cathodoluminescence – Genetic aspects from spectral analysis. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1988**: 919-930, Stuttgart.
- NEUSER, R.D., BRUHN, F., GÖTZE, J., HABERMANN, D. & RICHTER, D.K. (1996): Kathodolumineszenz: Methodik und Anwendung. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1995**: 287-306, Stuttgart.
- PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, P. & OHNENSTETTER, D. (eds.) (2000): Cathodoluminescence in geosciences. – 514 S., Springer, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
- PERKINS, R.D., DWYER, G.S., ROSOFF, D.B., FULLER, J., BAKER, P.A. & LLOYD, R.M. (1994): Salina sedimentation and diagenesis: West Caicos Island, British West Indies. – (In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (Eds.): Dolomites – A volume in honour of Dolomieu), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **21**: 37-54, Oxford.
- PURSER, B.H. (1973): The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. – 471 S., Springer, Berlin.
- RICHTER, D.K. (1971): Fazies- und Diagenesehinweise durch Einschlüsse in authigenen Quarzen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. **1971**: 604-622, Stuttgart.
- RICHTER, D.K. & ZINKERNAGEL, U. (1975): Petrographie des „Permoskyth“ der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. – Geol. Rdsch., **64**: 783-807, Stuttgart.
- RICHTER, D.K., GÖTTE, Th., GÖTZE, J. & NEUSER, R.D. (2003): Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. – Min. and Petrol., **79**: 127-166, Wien.
- SIEDLECKA, A. (1976): Silicified Precambrian evaporite nodules from Northern Norway: a preliminary report. – Sed. Geol., **16**: 162-175, Amsterdam.
- STEVENS KALCEFF, M.A., PHILLIPS, M.R., MOON, A.R. & KALCEFF, W. (2000): Cathodoluminescence microcharacterisation of silicon dioxide polymorphs. – (In: PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, P. & OHNENSTETTER, D. (Eds.) (2000): Cathodoluminescence in geosciences), 514 S., Springer, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism in the Southern Ötztal Mass and Scarl Unit, based on K/Ar-age determinations. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**: 139-165, Wien.
- TUCKER, M.E. (1976): Quartz replaced anhydrite nodules (“Bristol Diamonds”) from the Triassic of the Bristol District. – Geol. Mag., **113**: 569-574, London.
- VAHRENKAMP, V.C. & SWART, P.K. (1990): New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. – Geology, **18**: 387-391, Boulder.
- VEIZER, J. (1992): Depositional and diagenetic history of limestones: stable and radiogenic isotopes. – (In: CLAUER, N. & CHAUDHURI, S. (eds.): Isotopic signatures and sedimentary records), Lecture Notes in Earth Sciences, **48**: 13-48, Berlin.
- VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G.A.F., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, C., PAWELLEK, T., PODLAHA, O.G. & STRAUSS, H. (1999):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. – Chem. Geol., **161**: 59-88, Amsterdam.
- WARREN, J. (1991): Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings. – (In: MELVIN, J.L. (Ed.): Evaporites, Petroleum and Mineral Resources), Dev. Sedimentol., **50**: 477-533, Elsevier, Amsterdam.
- WARREN, J. (2000): Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. – Earth Sci. Reviews **52**: 1-81, Amsterdam.
- ZEEH, S. (1998): Karbonatzemente als Indikatoren des Fluid-Flow während der alpinen Orogenese in den Ost- und Südalpen. – Gaea heidelbergensis, **5**: 168 S., Heidelberg.
- ZEEH, S. (2000): Timing of cement precipitation and fault activity in the Eastern and Southern Alps (Austria, Germany, Italy and Slovenia). – J. Geochem. Exploration, **69-70**: 585-588, Amsterdam-New York.

## **Tafel 1**

Mikroskopische Aufnahmen der auftretenden Minerale (Maßstab = 500 µm): a, b – initiales (a) und finales (b) KL-Bild der Quarz 1-Generation (Q1) mit Dolomit- (D4, weinrot) und Calcitkristallen (gelb), Probe 39; c, d – Dolomitprobe mit frühdiagenetischem Dolomit 2 (D2), zwei spät-diagenetischen Dolomitphasen (3 und 4; D3, 4) und violetter Fluorit (F), Probe ola 2 (c – Kathodolumineszenz, d – polarisiertes Licht); e, f – spät-diagenetischer Blockcalcit (BC) als Restfüllung einer verkieselten Knolle (Q1) im Dolomit 2 (D2), Probe JM 40 (e – Kathodolumineszenz, f – polarisiertes Licht).

## **Plate 1**

Photomicrographs of mineral generations (scale bar = 500 µm): a, b – initial (a) and final (b) cathodoluminescence colours of quartz 1 (Q1) with dolomite (D4, red) and calcite (yellow), sample 39; c, d – Dolomite sample with early diagenetic dolomite 2 (D2), two late diagenetic dolomite generations (3 and 4; D3-4) and with violet fluorite (F), sample ola 2 (c – cathodoluminescence, d – plane polarised light); e, f – late diagenetic calcite (BC) cements the remnant pore space in a quartz nodule (Q1) within a dolomite matrix (D2), sample JM40 2 (e – cathodoluminescence, f – plane polarised light).

