

Der Kauffunger Kalkstein (Bober-Katzbach Gebirge, Polen)
- Petrographie, Fossilinventar, Stratigraphie.

Vom Fachbereich Geowissenschaften und Geographie
der Universität Hannover
zur Erlangung des Grades

DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN

Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation
von

Dipl.-Geol. Artur Skowronek

geboren am 01. August 1963, in Brieg

Referent: Prof. Dr. D. Henningsen
Koreferent: Prof. Dr. D. Michalzik

Tag der Promotion: 30. Nov. 2001

Zusammenfassung

Der Kauffunger Kalkstein ist eine karbonatische, heterogene, leicht metamorph überprägte Gesteinseinheit des Bober-Katzbach Gebirges (W-Sudeten, Polen). Der Kauffunger Kalkstein besteht aus folgenden petrographischen Lithotypen, die anhand der mineralogischen Zusammensetzung sowie unterschiedlicher Alterationsprozesse und Bildungsbedingungen ausgliedert wurden:

1. CaCO₃-reicher, massiger, metamorph weitgehend rekristallisierter **Kalzit-Marmor**.
2. Feingeschichteter, dolomitisch/kalzitischer, SiO₂-führender, durch Mikroorganismen(?) gebildeter bzw. aus diagenetischer bis regionalmetamorpher Karbonatphasenentmischung resultierender **Zebra-Kalkstein**.
3. Kompakter, diagenetisch-metamorpher **Massiger Matrix-Dolomit**.
4. Metamorpher **Dolomit-Marmor**.
5. Postorogener, vulkanogener **Hydrothermaler Dolomit**.

Alterationsvorgänge im Kauffunger Kalkstein sind diagenetische bis metamorphe sowie hydrothermale Dolomitierungen und metasomatische Verkieselungen.

Die heutige petrographische Ausbildung des Kauffunger-Kalksteins resultiert im wesentlichen aus regional-metamorpher Überprägung, die durch relativ niedrige Temperaturbedingungen (bis ca. 300°C) und zum Teil hohe Druckverhältnisse gekennzeichnet ist. Typische Gefügemerkmale des Kauffunger Kalksteins sind durch gerichteten Druck (Stress) weitgehend dynamisch rekristallisierte kalzitische Bestandteile (in der Regel Stadium eines Protomylonits), und generell wenig beanspruchte dolomitische Kristalle.

Die Differenzen in der dynamischen (rheologischen) Deformation der beiden Karbonatphasen werden auf die mineral-spezifischen Eigenschaften bei der thermischen und mechanischen (tektonischen) Beanspruchung zurückgeführt.

Die in die Karbonatgesteine injizierten rhyolithischen (bzw. dazitischen) vulkanischen Gänge werden als post-orogene, wahrscheinlich permo-karbonische Bildungen interpretiert.

Geochemische Mikrosonde-Untersuchungen ergaben die stöchiometrische Zusammensetzung gesteinsbildender karbonatischer Mineralphasen (Kalzit und Dolomit).

Dank der Untersuchung der stabilen O-, C-Isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) konnten (abgesehen von sekundären Karbonatbildungen) in der Regel erhöhte Bildungs- bzw. Rekristallisationstemperaturen der Karbonate ermittelt werden ($\delta^{18}\text{O}$ von -7,75 bis -15,78).

Das festgestellte Fossilinventar besteht aus Schwammnadeln, Vertebratenresten, Foraminiferen sowie pflanzlichen (organischen) Mikrofossilien. Diese Funde (speziell Foraminiferen und Vertebratenreste) deuten auf eine Ablagerung der Karbonatgesteine nach dem Ordovizium und widerlegen damit die bisherige Alterseinstufung des Kauffunger Kalksteins ins Kambrium. Aufgrund der neuen Datierung des Kauffunger Kalksteins wird die gesamte Abfolge einschließlich verzahnter Diabase des paläozoischen Basements im Bober-Katzbach Gebirge stratigraphisch neu interpretiert und somit die Theorie kambro-ordovizischen Riftings in den Westsudeten in Frage gestellt.

Abstract

In the Western Sudetes (Mts.) in SW Poland carbonate rocks occur which are well known in the older German literature as "Kauffung Limestone" or "Wojcieszów Limestone" in recent publications, respectively. They are intercalated in sedimentary (shales) and volcanic (greenstone) successions and are, presumed – due to the lack of index fossils – to be Cambrian in age.

These deposits occur in a variety of isolated massifs in the Bober-Katzbach Mts. where they have been mined in many quarries in the past. In a single location (Połom quarry near Wojcieszów) they are exploited up until today.

The predominantly calcitic rocks display a wide variety of different lithologies and are, consequently, subdivided into the following lithological units which differ in textural characteristics, mineral constituents, and different grades of diagenetic and metamorphic alteration:

1. **Calcite Marble:** massive, calcitic, chiefly metamorphic recrystallized.
2. **Zebra Limestone:** dolomitic-calcitic, certain content of metasomatic silica, fine bedding as a result of microbial calcite precipitation or of diagenetic to metamorphic separation of carbonate and silica constituents.
3. **Massive matrix Dolomite:** compact, of diagenetic to metamorphic origin.
4. **Dolomite Marble:** metamorphic.
5. **Hydrothermal Dolomite:** hydrothermal alteration of limestone, postdating the tectonic deformation.

The recent appearance of "Kauffung Limestone" is mainly a result of regional metamorphism at low temperature up to about 300°C and locally high pressure. The typical textural features are stress induced, mostly protomylonitic calcite recrystallisation and generally slowly or not infected dolomite crystals. The different reactions of the two carbonate phases are attributed to their mineral properties. Rhyolitic and dacitic dykes penetrating the carbonate rocks are interpreted as a result of post-orogenic, probably Carboniferous or Permian volcanism. Microprobe investigation on the carbonates revealed a stoichiometric composition of dolomite and calcite. The stable isotope content ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) reflects increased crystallisation temperature of the carbonate minerals ($\delta^{18}\text{O}$ von -7,75 bis -15,78).

A variety of fossil remains have been extracted from bulk samples, consisting of sponge needles, floral components, foraminifera, and vertebrate remains the latter two of which indicate a depositional age younger than Ordovician. Due to the stratigraphic re-attribution of the Kauffung Limestone, the hypothesis of a cambrian/ordovician rifting in the Western Sudetes should be abandoned

Danksagung

Herrn Prof. D. Henningsen danke ich für die Betreuung dieser Arbeit, hilfreiche Diskussionen und Hinweise im Gelände sowie konstruktive Korrektur des Manuskripts.

Herrn Prof. J. Bromowicz (University of Mining & Metallurgy Kraków) danke ich für die freundliche Unterstützung von Seiten der polnischen Hochschulbehörde.

Herrn Prof. D. Michalzik danke ich für die kritische Durchsicht der vorliegenden Arbeit und hilfreiche fachliche Diskussionen.

Der Firma Rheinische Kalksteinwerke GmbH (RKW) in Wülfrath danke ich für die Themenfreigabe sowie finanzielle und technische Förderung. Herrn Dr. U. Hennicke (RKW) danke ich für die engagierte Befürwortung des Promotionsvorhabens beim Vorstand von RKW. Bei Herrn Dr. T. Werner (RKW) bedanke ich mich für die großzügige Unterstützung und organisatorische Hilfe bei der Durchführung des Projektes. Der Werksleitung des Kalkwerks Wojcieszów (Herrn Dipl.-Ing. H. Demmer und Herrn Ing. Z. Skórecki) danke ich für die freundliche, umfangreiche und unbürokratische Hilfe bei der Ausführung der Geländearbeiten.

Viele weitere Personen haben mit Ihrem Fachwissen zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen.

Für die Klärung der karbonat-petrographischen und geochemischen Probleme gilt mein Dank:

Herrn Dr. C. Reinhold (Preussag Energie GmbH), Herrn Dr. H. Schulz (Univ. Hannover), Herrn Dr. D. Ziegenbein (Univ. Hannover), Herrn Prof. H.G. Machel (Univ. Alberta, Canada), Herrn Dr. H.J. Koch (BGR-Hannover), Herrn Dr. V. Lüders (GFZ-Potsdam) und Frau Dr. G. Schirrmeister (TU Berlin).

Für die Hilfe bei der Bestimmung und Auswertung des Fossilinventars danke ich:

Herrn Prof. R. Fischer (Univ. Hannover), Herrn Prof. I. Schülke (Univ. Hannover), Herrn Dipl.-Geol. J. Steffahn (Ruhr Univ. Bochum), Herrn Dr. A. Munnecke (Univ. Kiel), Herrn Dr. N. Dittert (Technopole Brest-Iroise, Frankreich), Herrn Dipl.-Geol. C. Helm (Univ. Hannover), Herrn Dipl.-Geol. A. Mudroch (Univ. Hannover), Frau Dr. D. Mehl (FU-Berlin), Herrn Dr. O. Elicki (TU Bergakademie-Freiberg), Herrn Dr. K.N. Bell (Macquarie Univ., Australia), Herrn Dr. D.B. Scott (Dalhousie Univ., Canada), Herrn Prof. P. Carls (TU Braunschweig), Herrn Prof. J. Gandl (Univ. Würzburg) und Herrn Prof. T. Gunia (Univ. Wrocław, Polen)

Herrn Dr. F. Mauthe danke ich für mehrfache, ausgesprochen angenehme und hilfreiche Begleitungen bei Geländeaufnahmen im niederschlesischen Bober-Katzbach Gebirge sowie fachkundige wissenschaftliche Unterstützung.

Mein besonderer Dank gilt meinem Freund und Partner Herrn Dr. F. Wrobel.

INHALTSVERZEICHNIS

I. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG	7
1. Lage des Arbeitsgebietes	9
2. Geologischer Rahmen	9
3. Das Bober-Katzbach Gebirge – Modelle der Stratigraphischen Gliederung	9
4. Kauffunger Kalkstein-Vorkommen in den Westsudeten	12
II. ARBEITSMETHODIK UND KARBONATPETROGRAPHISCHE NOMENKLATUR	14
1. Definitionen	16
2. Karbonatgefüge	17
3. Karbonatmineralogie	19
III. BESCHREIBUNG DER BEGLEIT-GESTEINSEINHEITEN DES KAUFFUNGER KALKSTEINS	20
1. Altenberger Schiefer (łupki radzimowickie)	20
2. Andere „Sedimentschiefer“	20
3. Grünsteine	21
4. Kalkphyllite	22
5. Oselka Rhyodazit	22
6. Vulkanische Gänge	23
7. Lithostratigraphische Beziehungen des Kauffunger Kalksteins zu seinen Nebengesteinen	25
IV. GLIEDERUNG UND PETROGRAPHISCHE AUSBILDUNG DES KAUFFUNGER KALKSTEINS	28
1. Stand der Forschung über den Kauffunger Kalkstein	29
2. Petrographische Gliederung des Kauffunger Kalksteins	30
3. Kalzit-Marmor	31
3.1. Genese und Diskussion	37
3.2. Problem der Kalzit-Paläothermometrie	38
4. Zebra-Kalksteine	40
4.1. Petrogenese und Diskussion der Zebra-Kalksteine	46
4.2. Zebra-Kalkstein von Nowe Rochowice	48
5. Massiger Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor	51
5.1. Petrogenese des Massigen Matrix-Dolomits und Dolomit-Marmors	54
6. Hydrothermaler Dolomit	55
6.1. Petrogenese des Hydrothermalen Dolomits	62
7. O- und C-Isotopie	63
7.1. Einführung	63
7.2. Probenbeschreibung (Auswahl)	64
7.3. Ergebnisse der O-, C-Isotopenuntersuchung	66
8. Verkieselungsphänomene im Kauffunger Kalkstein	70
8.1. Karbonatisiertes „Quarzgestein“	71
8.2. Quarz-Kristallisationsindex	75
9. Karbonat-Petrographie – Zusammenfassung	77
10. Genetisches Modell der petrographischen Alteration vom Kauffunger Kalkstein	78
11. Zusammenfassung der Ergebnisse für die Rohstoff – Charakterisierung	80
V. FOSSILINVENTAR DES KAUFFUNGER KALKSTEINS	81
1. Bisherige Fossilfunde im Kauffunger Kalkstein	81
2. Neue Fossilfunde im Kauffunger Kalkstein	81
2.1. Fossilfundstellen	81
3. Mikrofossilinventar	82
3.1. Vertebratenreste	82
3.2. Porifera	82
3.3. Foraminiferida	82
4. Weitere Fossilfunde im Kauffunger Kalkstein	89
4.1. Algenlaminiten (?)	89
4.2. Organische Fossilien	89
5. Diskussion des Fossilinventars aus dem Kauffunger Kalkstein	90
VI. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE	92
1. Rekonstruktion des Ablagerungsraumes	92
2. Alterseinstufung	93
3. Tektogenetische Entwicklung	94
VII. LITERATURVERZEICHNIS	95
VIII. ANLAGEN	100

I. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

Der Kauffunger Kalkstein (poln. wapienie wojcieszowskie), zusammenfassende Bezeichnung für über 50 isolierte, wenige 10er bis mio. m³ große, paläozoische Karbonatgesteinskomplexe in den W-Sudeten, ist Gegenstand dieser Untersuchung.

Fast alle seine morphologisch hervorgehobenen Ausstrichsbereiche zeigen Spuren jahrzehntelanger Kalk-Gewinnung, einige sind fast vollständig ausgebeutet. Nur in einem der großen Komplexe, dem Połom-Berg bei Kauffung (Wojcieszów), findet auch heute noch Kalksteinabbau zur Branntkalkherstellung statt (Abb. 1).

Aufschlußbedingt stammen viele der im folgenden vorgestellten Befunde von dieser Abbaustelle, die zudem eine gewisse Berühmtheit erlangte, weil hier im 18. Jh. heller Marmor für preußische Repräsentationsbauten, insbesondere in Potsdam (Marmor Palais Friedrichs des Großen) gewonnen wurde.

In den generell karbonatgesteinsarmen Westsudeten stellen und stellen die Kauffunger Kalksteine den einzigen karbonatischen Rohstoff dar und sind auch deshalb heute noch Ziel von Explorationsuntersuchungen des Betreibers der Kauffunger Kalkwerke (Firma Rheinkalk GmbH & Co. KG, Wülfrath).

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung bestand in der petrographischen Erfassung des karbonatischen Stoff-

bestandes und der Texturen („Lithotypen“) sowie des jeweiligen Reinheitsgrades (CaCO₃-Gehalte), in der Beschreibung und Deutung verschiedenartiger Alterationen (Marmorisierung, Dolomitisierung, Silifizierung) und in dem Versuch, über Beobachtung der Lagerungszusammenhänge mit Nebengesteinen und paläontologischen Datierungsmethoden zur Lösung der bislang weitgehend ungeklärten Altersfrage beizutragen.

Ergänzende geochemische Analysen sollten zur Bestimmung der Diagenese-, bzw. Metamorphosevorgänge verhelfen.

Der Begriff „Kauffunger Kalkstein“ als Sammelbezeichnung für alle Karbonatgesteinsvorkommen trifft die petrographisch vielfältigen Auftretensformen der Gesteine (Kalksteine, Dolomite, Marmore) nur unvollkommen. Als historisch eingeführter, auch von der ansässigen Steine- und Erden-Industrie verwandter Terminus, wird er in dieser Arbeit beibehalten.

Im Rahmen eines von den Rheinischen Kalksteinwerken (heute Rheinkalk) initiierten und finanziell unterstützten Projektes wurden in Zusammenarbeit mit AGH-Kraków (University of Mining and Metallurgy) petrographische, geochemische und biostratigraphische Untersuchungen des Kauffunger Kalksteins durchgeführt.



Abb. 1: Bober-Katzbach Gebirge mit im Kauffunger Kalkstein angelegten Steinbrüchen (vorne ein Teil des Tagebaus Połom, im Hintergrund der Tagebau Gruszka). Im Tal - Ort Wojcieszów (Kauffung).

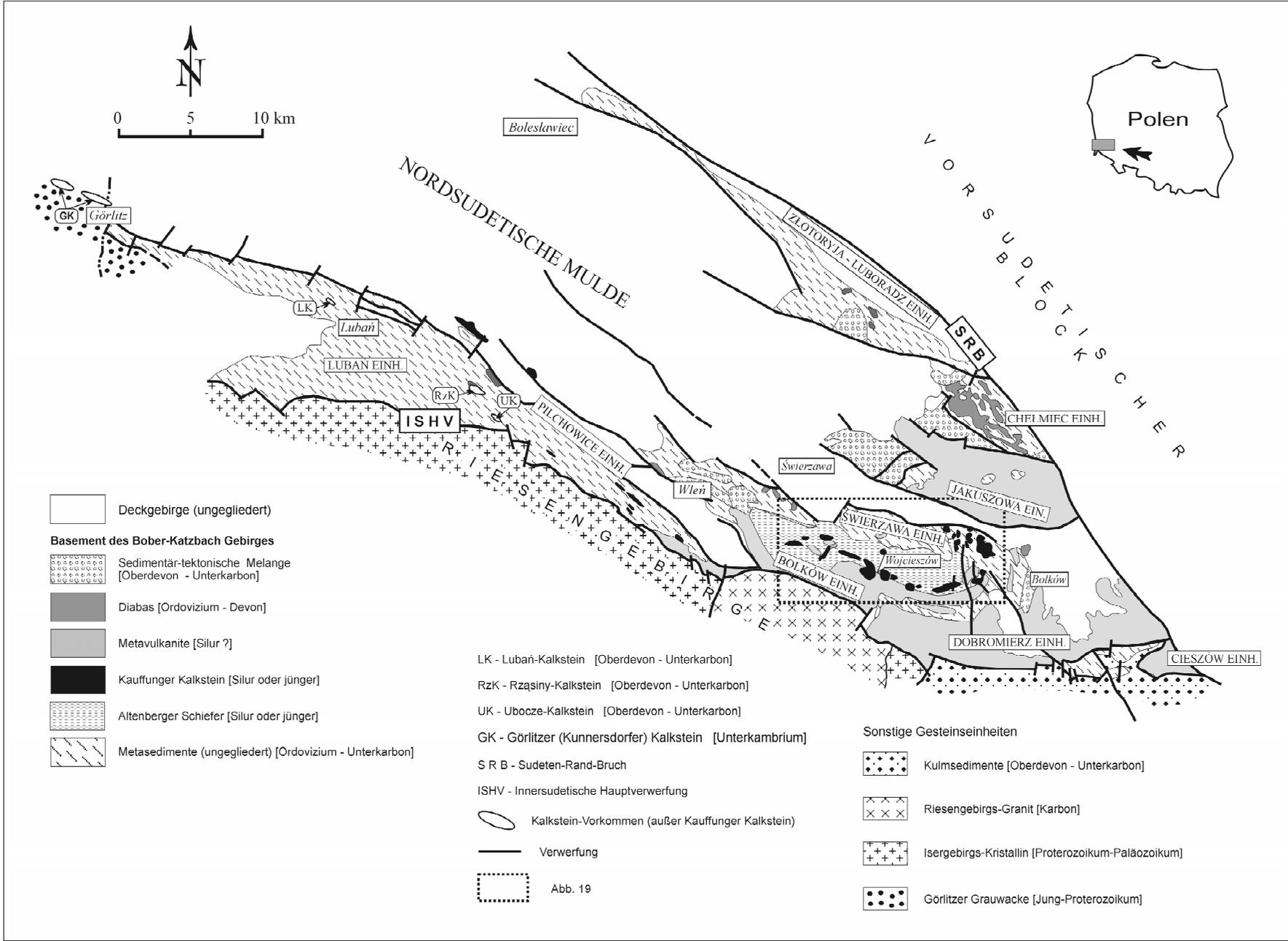


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Bober-Katzbach Gebirges. Verändert nach Baranowski et al. (1987) und Kozdrój & Skowronek (1999).

1. Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet (Abb. 2) liegt im Bober-Katzbach Gebirge (Teil der West-Sudeten) in SW-Polen und erstreckt sich zwischen der Gegend von Bolków im E und der Umgebung von Lubań im W.

Die Untersuchungen wurden schwerpunktmäßig im E-Teil des Arbeitsgebietes, etwa zwischen den Ortschaften Podgórkki und Bolków, unternommen, wo sich sowohl die letzten aktiven Steinbrüche als auch der Großteil der stillgelegten Abbaustellen befindet (Abb. 19).

2. Geologischer Rahmen

Das Bober-Katzbach Gebirge liegt am NW-Rand der Böhmisches Masse. Es wird durch den Sudeten-Randbruch im NE und die Innersudetische Hauptverwerfung im S begrenzt (Abb. 2). Zusammen mit dem Lausitzer Schiefergebirge bildet das Bober-Katzbach Gebirge die E-Verlängerung des Saxothuringikums (sog. Lugikum). Seine Gesteinseinheiten werden in zwei tektonische Stockwerke (varistisch überprägtes Grundgebirge und postvaristisches Deckgebirge) zusammengefaßt. Das grün- bis blauschieferfaziell metamorph überprägte Grundgebirge, bestehend aus Metamagmatiten, Metasedimenten und kristallinen Karbonatgesteinen (Kauffunger Kalkstein) setzt sich aus zwei tektonischen Großeinheiten zusammen (Baranowski et al., 1990). Zur ersten Einheit gehören Scherkörper und Decken, die aus verschiedenen Fragmenten einer altpaläozoischen Abfolge (einschl. Devon) bestehen. Die zweite Einheit bildet eine polygenetische Melange, die aus altpaläozoischen und unterkarbonischen Gesteinseinheiten gebildet worden sein soll. Diese strukturelle Konfiguration wird als Anordnung varistischer Akkretionskeile interpretiert (Baranowski et al., 1987). Nach NW tauchen die paläozoischen Gesteine des Bober-Katzbach

Gebirges unter mesozoische Einheiten (Deckgebirge) der Nordsudetischen Mulde sowie der Lähler Kreidemulde ab und gehen anschließend in das Lausitzer Schiefergebirge über. Durch den E-W verlaufenden, im Alttertiär eingebrochenen Schönauer Graben, in dem Oberkarbon- bis Perm-zeitliche Sedimentgesteine und Magmatite anstehen, wird das Bober-Katzbach Gebirge in einen N- und einen S-Teil getrennt. Bereits Schwarzbach (1939) nimmt einen deckenartigen tektonischen Baustil des Bober-Katzbach Gebirges an. Eine detaillierte tektonische Gliederung wurde in den 50 und 60 er Jahren entworfen (Abb. 2). Nördlich des Schönauer Grabens definiert Jerzmański (1965) drei tektonische Einheiten: Złotoryja-Luboradz-Einheit, Chełmiec-Einheit und Rzeszówek-Jakuszowa-Einheit. Südlich des Schönauer Grabens differenziert Teisseyre (1956, 1963) die Świerzawa-Einheit (möglicherweise autochthon) auf die die allochthonen Bolków-, Dobromierz- und Cieszów-Einheiten von N nach S überschoben worden sein sollen. Kryza & Muszyński (1992) gliedern im nördlichen Teil der Bolków-Einheit (im Sinne von Teisseyre, 1963) eine weitere, nach Meinung der Autoren tektonisch abgegrenzte Radziłowice- (Altenberg-) Einheit aus.

3. Das Bober-Katzbach Gebirge – Modelle der stratigraphischen Gliederung

Wegen starker tektonischer Beanspruchung und fehlender Fossilien ist eine stratigraphische Einstufung der Gesteinsserien des Grundgebirges erschwert.

In der geologischen Karte von Zimmermann & Berg (1932) werden die lithologischen Einheiten des Grundgebirges als "altpaläozoische Bildungen unbekanntes Alters" bezeichnet.

Zu den ersten Entwürfen einer stratigraphischen Gliederung des paläozoischen Sockels des Bober-Katzbach Gebirges gehört das Modell von Dahlgrün (1934) (Tab. 1). An der Basis der Abfolge befindet sich demnach der feinklastische, leicht metamorphe Altenberger Schiefer, dessen präkambrisches (algonkisches) Alter bereits von Bederke (1933) vermutet wurde.

Zum Hangenden folgt dann der unterkambrische Kauffunger Kalkstein und weiterhin der oberkambrische Grünstein, der wiederum von feinklastischen ordovizischen* Metasedimenten überlagert wird.

Die Theorie von Dahlgrün (1934) basiert im wesentlichen auf der unterkambrischen Altersannahme des Kauffunger Kalksteins. Diese Altersannahme beruht allerdings lediglich auf petrographischen Ähnlichkeiten zu biostratigraphisch datierten Kalksteinen des Görlitzer Synklinoriums. Ein weiteres Argument für die Korrelationstheorie Dahlgrün's ist die geographische Verbreitung der Karbonatgesteine in den W-Sudeten, die in Form einer unterbrochenen Kette zwischen Bolków im E und Görlitz im W anstehen.

* in der älteren Literatur, z.B.: Dahlgrün (1934), Zimmermann (1941), Block (1938) oder Schwarzbach (1939) ist der Begriff "Untersilur" als Synonym zu "Ordovizium" zu verstehen. Damaliges Obersilur (oder Gotlandium) entspricht dem gesamten Silur im heutigen Sinne.

In der Gegend von Kauffung erkennt Dahlgrün (1934) eine WNW - ESE streichende Antiklinalstruktur, den sog. Kauffunger Sattel, dessen Kern aus dem feinklastischen Altenberger Schiefer und die Flanken aus dem Kauffunger Kalkstein bestehen. Unter der Annahme, daß der Kauffunger Kalkstein dem Kambrium angehört, datiert Dahlgrün (1934) den Altenberger Schiefer als Algonkium (Präkambrium).

Block (1938) gliedert im östlichen Bober-Katzbach Gebirge die Lindenweg-Serie (-Gesteine) aus - eine Wechselfolge aus geschieferten Tonsteinen, Grünschiefern und Kalksteinen, die er als Übergangsfazies vom Altenberger Schiefer zum Kauffunger Kalkstein interpretiert. Zwischen dem Altenberger Schiefer und dem Kauffunger Kalkstein vermutet Block (1938) eine präkambrische Diskordanz.

Nach Schwarzbach (1939) sind innerhalb der oberkambrischen Grünsteinserie (bestehend aus Diabasen, Diabastuffen, Keratophyren und "Paläoporphyrten") Kalksteine und Tonsteine eingeschaltet. Nach Baranowski & Lorenc (1981) wurde der Kauffunger Kalkstein in Form von isolierten Körpern innerhalb der Grünsteinserie abgelagert.

Die Annahme des algonkischen Alters des Altenberger Schiefers von Dahlgrün (1934) wurde von Urbanek & Baranowski (1986) widerlegt. Aus Fundstellen bei Wojcieszów werden mehrere Exemplare von „Plattform-Conodonten“ beschrieben, die frühestens im Unterordovizium auftreten. Aufgrund dieser neuen Datierung und unter der Annahme, daß der Kauffunger Kalkstein kambrischen Alters ist, wurde in einigen nachfolgenden Publikationen (z.B. Baranowski et al., 1990) der Kontakt zwischen dem Altenberger Schiefer und dem Kauffunger Kalkstein als tektonisch interpretiert.

Ein komplexer Entwurf der paläozoischen Abfolge des E' Bober-Katzbach Gebirges (Bolków- und Świerzawa-Einheit) wurde von Kryza & Muszyński (1992) entworfen und später von Kryza et al. (1994) modifiziert: An der Basis des Grundgebirges befindet sich (nach diesen Autoren) eine kambro-ordovizische, vulkanogen-sedimentäre Abfolge (sog. Kaczawa Komplex) aus Metabasalten mit eingelagerten Pyroklastika, Rhyodaziten, vulkanogen geprägten klastischen Sedimenten und dem vermutlich kambrischen Kauffunger Kalkstein. Diese vulkanogen geprägte Gesteinsserie wurde nach dieser Vorstellung während einer kambro-ordovizischen Rifting-Phase abgelagert. Im Hangenden folgen ordovizische "graue Schiefer", Trachyt und schließlich silurzeitlicher Kieselschiefer. Die stratigraphische Position des Altenberger Schiefers, der nach diesem Schema eine isolierte tektonische Einheit bilden soll, bleibt unbekannt.

Kozdrój (1995) stellt in der Erläuterung zur geologischen Karte 1: 25 000, Blatt Wojcieszów (Kauffung), ein weiteres stratigraphisches Modell auf. Aufgrund fehlender Datierung werden die meisten Gesteinseinheiten ohne exakte Zuordnung als "altpaläozoisch" bezeichnet. Nach Kozdrój (1995) wird die tiefste stratigraphische Gesteinseinheit von Phylliten und sedimentären Schiefer mit Quarziteinlagerungen gebildet (glimmerreicher Tonschiefer "ps" nach Zimmermann & Berg, 1932). Diese Gesteinseinheit weist die höchste metamorphe Überprägung auf und wird nach Kozdrój (1995) der autochthonen, tektonischen Świerzawa-Einheit zugeordnet. Nach diesem Modell überlagert der kambrische Kauffunger Kalkstein die Grünsteinserie. Im Hangenden des Kauffunger Kalksteins befindet sich nach Kozdrój (1995) der kalkhaltige Serizit- bis Chlorit-Serizitschiefer (entspricht der Lindenweg-Serie von Block 1938), der zum Hangenden in den oberkambrischen bis ordovizischen Altenberger Schiefer übergeht. Nach Kozdrój (1995) wird die Faltenstruktur bei Kauffung (Kauffunger Sattel nach Dahlgrün, 1934) mit jüngeren Altenberger Schiefer im Kern und älteren Einheiten an den Flanken (Grünstein Serie und Kauffunger-Kalkstein) als eine Mulde interpretiert und Radzimowice-Falte (Altenberg-Falte) genannt. Die Muldenachse deckt sich mit der Symmetrieachse der Ausstrichfläche vom Altenberger Schiefer und erstreckt sich anfangs WNW - ESE, um in der Gegend bei Nowe Rochowice nach N und weiterhin nach NW umzubiegen. Diese Muldenachsenumbiegung der Radzimowice-Falte wird von Kozdrój (1995) durch sekundäre Verfaltung erklärt, die zur Entstehung einer übergeordneten Antiklinalstruktur führte. Diese übergeordnete, tektonische Struktur, deren Achse WNW - ESE verlaufend mittendrin in der Świerzawa-Einheit liegt, wurde als Bolków-Wojcieszów-Sattel* bezeichnet.

Lubań- Kalkstein

Bereits 1936 berichtet Schwarzbach von Crinoiden-führenden Kalksteinen bei Lubań (etwa 45 km NW' von Wojcieszów), die nach dem Autor vermutlich dem Karbon zuzuordnen sind. Ein oberdevonisches bis unterkarbonisches Alter der Kalksteine von Lubań bestätigen Chorowska & Ozonkowa (1975) und Chorowska (1978).

Die Vorstellung über einen weiträumigen Ausstrich von ausschließlich unterkambrischen Kalksteinen in den W-Sudeten wird damit definitiv widerlegt. Nach Dahlgrün (1934) sollen nämlich Karbonatgesteine des Vorkommens bei Lubań ein Bindeglied innerhalb der unterkambrischen Kalkstein-Kette zwischen Görlitz und Bolkenhain bilden (Abb. 2).

* Die Bezeichnung "Bolków-Wojcieszów-Sattel" wurde von Teisseyre (1977) als Synonym zum "Kauffunger Sattel" Dahlgrün's (1934) verwendet.

4. Kauffunger Kalkstein in den Westsudeten.

Die im Bober-Katzbach Gebirge ausstreichenden, meist isolierten Karbonatgesteinskomplexe des Kauffunger Kalksteins (Abb. 2) bilden als verwitterungsresistente "Härtlinge" meist positive Geländeformen, die vielerorts vergesellschaftet mit gleichermaßen widerstandsfähigen Magmatiten der Grünsteinserie aus der Umgebung herausragende Berge bilden. Weitere Begleitgesteine sind feinkörnige, siliziklastische Metasedimente (Altenberger Schiefer bzw. nicht näher definierbare "andere Schiefer") im Liegenden der Karbonatgesteine.

In herzynischer Richtung ausstreichend tritt der Kauffunger Kalkstein in Form einer Kette isolierter Vorkommen auf eine Strecke von ca. 50 km zutage. Die einzelnen Kalk-Komplexe variieren in erster Linie in ihrer Größe. Die kleinsten haben eine Erstreckung von wenigen 10-er m, die größten bauen ganze Berge auf, die bei manchen hunderte Höhenmeter das Umfeld inselartig überragen. Der Kalkstein-Berg Połom (Kitzelberg) bei Wojcieszów mit 667 m ü. NN weist z.B. einen relativen Höhenunterschied von etwa 270 m und einen Durchmesser von über 1 km auf.

So gut wie alle erreichbaren Karbonatgesteinsvorkommen der Westsudeten waren in der Vergangenheit Ziel bergmännischer Aktivitäten (Abb. 1 und Abb. 3), so daß ihr heutiges Erscheinungsbild von alten, vor Jahrzehnten aufgegebenen, größtenteils zugewachsenen und zugeschütteten Steinbrüchen geprägt ist. Dank dieser ehemaligen Abbaustellen sind die Aufschlußverhältnisse gut, allerdings ist infolge recht schnell fortschreitender Renaturierung und Verfalls der Abbauwände der Zugang zu vielen Bereichen erheblich erschwert. Manche der kleinen Kauffunger Kalkstein-Vorkommen, die vollständig ausgebeutet worden sind, sind heute lediglich an antropogen geschaffenen morphologischen Formen, wie flache Abbau-Vertiefungen und Halden oder an alten Kalkofen-Ruinen zu identifizieren.

Ein weiterer Unterschied zwischen den einzelnen Kalkkomplexen besteht in der petrographischen Vielfalt wie unterschiedliche CaCO_3 - und MgCO_3 -Gehalte, Anteile an siliziklastischen bzw. tuffitischen Bestandteilen oder der Intensität sekundärer Verkieselung, die zugleich die Rohstoffqualität für die industrielle Nutzung bestimmen. Darüber hinaus können die Vorkommen intern petrographische Heterogenität aufweisen, die durch das Nebeneinander verschiedener karbonatischer Lithotypen (Kap. IV) hervorgerufen wird.

Die Schichtung des Kauffunger Kalksteins ist oftmals (aufgrund der kompakten Ausbildung und/oder metamorphen Überprägung, Kap. IV) nicht feststellbar bzw. vom tektonisch aufgeprägtem Gefüge nicht zu unterscheiden.



Abb. 3: Alter, stillgelegter Steinbruch „Todesbruch“ (N' Silesia), Turmhöhe etwa 50m. Der Kalzit-Marmor wurde dort unter schwierigsten bergmännischen Bedingungen im Tiefabbauverfahren gewonnen.

Wo die Lagerung der Karbonatgesteine erkennbar ist, weist sie in der Regel eine verstellte Raumlage auf. Der Großteil der Kauffunger Kalkstein-Vorkommen ist durch ein steiles Schichteinfallen von ca. $45 - 80^\circ$ gekennzeichnet. In wenigen Fällen konnte eine söhlige Lagerung der Karbonatgesteine festgestellt werden.

Neben einheitlich schrägem Einfallen ganzer Karbonatkomplexe (z.B. Vorkommen Silesia, Sobocin, Nowe Rochowice-S) lassen sich auch gefaltete Kalksteinschichten beobachten.

Außer großräumigen Verfaltungen, die u.a. in Form von liegenden S-vergenten Falten erschlossen sind (z.B. im Steinbruch am Miłek-Berg oder am Brecher am Połom-Berg, Abb. 4), sind kleine Flexuren und Falten in Aufschluß-Dimensionen ausgebildet (z.B. im kleinen Marmor-Vorkommen etwa 1 km SW' vom Ort Podgórk).



Abb. 4: Liegende, S-vergente Falte im Zebra-Kalkstein, der auf hellen Kalzit-Marmor überschoben ist. Pfeil – Überschiebungsbahn. Steinbruch Połom (am Brecher).

Engräumige, dm-große Knickfalten sind ebenfalls erkennbar. Darüber hinaus weisen manche der verfalteten Karbonatgesteine interne Scherungen oder Überschiebungen auf (Abb. 4).

Vielerorts sind bruchhafte, tektonische Verformungen aufgeschlossen. Die meisten der Verwerfungsbahnen sind infolge Verkarstung erweitert und (von sekundären Kalzit-Mineralisationen versintert), so daß die Bestimmung des relativen Bewegungssinnes erschwert ist. Durch den Kalkabbau wurden allerdings frische Aufschlüsse mit erhaltenen Harnisch-Flächen geschaffen, die sowohl vertikale (Auf- und Abschiebungen), als auch horizontale Versätze (Blattverschiebungen) belegen. Ein Beispiel solcher tektonischer Bewegung ist eindrucksvoll im Tagebau Połom aufgeschlossen, wo ein System von parallelen, E-W streichenden, sinistralen Seitenverschiebungen mit einem Versatz von bis zu 100 m rekonstruiert werden konnte (Abb. 5).

Einige der Kauffunger Kalkstein-Vorkommen (z.B. Połom, Winnicki, Sobocin, Oselka) sind von rhyolithischen bzw. dazitischen vulkanische Gängen durchzogen. Aufgrund der geringen Verwitterungsresistenz des magmatischen Materials sind die Gänge ausschließlich in künstlich geschaffenen Aufschlüssen zu beobachten. In einer natürlichen Umgebung konnten Vulkanite lediglich als Lesesteine in lockeren Verwitterungssedimenten (Fließerde) ausgemacht werden.

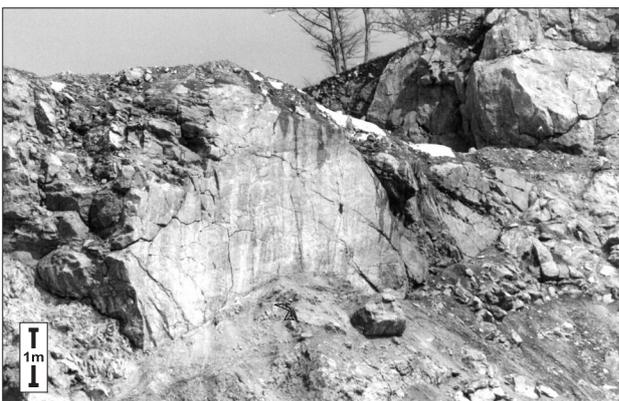


Abb. 5: Harnischfläche einer sinistralen Blattverschiebung mit ermitteltem Versatzbetrag von ca. 100 m. Tagebau Połom.

II. ARBEITSMETHODIK UND KARBONATPETROGRAPHISCHE NOMENKLATUR

Probennahme

Für die chemische und petrographische Untersuchungen der Karbonatgesteine wurden die Vorkommen von Kauffunger Kalkstein intensiv probiert. Zwecks der Dünnschliffherstellung wurden einzelne Handstücke direkt aus dem anstehenden Gestein entnommen. Für die Ermittlung der durchschnittlichen chemischen Beschaffenheiten von den einzelnen Kalkstein-Lithotypen, wurden umfangreiche Mischproben aus größeren, vorzugsweise homogenen Aufschlußbereichen (nach Möglichkeit senkrecht zum Streichen) genommen, gewaschen, zerkleinert und für anschließende chemische Analysen geviertelt.

Um die Karbonatgesteine auf ihr Mikrofossilinventar hin zu untersuchen, wurden mehrere, in der Regel sehr umfangreiche (bis 60 kg) Mischproben aus möglichst kleinen Aufschlußbereichen entnommen. Zwei von ihnen haben sich als fossilführend erwiesen (Kap. V.2). Eine große Hilfe bei der Gelände-Aufnahme waren die im Bober-Katzbach Gebirge durchgeführten, lithologisch/lagerstättenkundlichen Diplomkartierungen von Studenten der Universität Hannover: Auerbach (1995), Kracht (1995), Liedtke (1995), Vopel (1995), Conrad (1996), Radoin (1996), Sahle (1996), Schramm (1996) und Spille (1996).

Die Untersuchungen des Kauffunger Kalksteins erfolgten zum größten Teil im Rahmen der Berufsausübung des Verfassers bei der Firma Rheinische Kalksteinwerke GmbH (heute Rheinkalk GmbH & Co. KG) aus Wülfrath. Die vorliegende Veröffentlichung der Untersuchungsergebnisse erfolgt mit der Einwilligung des o.g. Unternehmens.

Makroskopische Merkmale der Karbonatgesteine

Zu den wichtigsten makroskopischen Merkmalen gehört die Farbe des Gesteins, die Hinweise auf die primäre Gesteinszusammensetzung bzw. sekundäre Alteration, wie z.B. Dolomitisierung (gelbliche Farbtöne) oder Silifizierung (grau-bläuliche Färbung) geben kann. Ein weiteres optisches Unterscheidungsmerkmal der kristallinen Karbonatgesteine ist die Durchsichtigkeit (sog. Transluzenz), die an dünnen Gesteinssplintern feststellbar ist. Die reinen Kalzit-Marmore weisen eine viel höhere Transluzenz als die "milchigen" dolomitischen bzw. verkieselten Typen auf.

Eine sehr gute Feldmethode zur Unterscheidung zwischen dolomitischen und kalzitischen Karbonatgesteinen ist der unten beschriebener Färbetest mittels p-Nitrobenzolasoresorzin-Lösung.

Verkieselte Karbonatgesteine wurden mittels eines Ritztests auf einer Glasscheibe identifiziert. Darüber hinaus kann man verkieselte Karbonatgesteine am "harten",

beinahe metallischen Klang beim Hammerschlag erkennen (reine Karbonatgesteine hören sich "stumpf" an). Zu weiteren makroskopischen Kriterien gehören Gefügemerkmale wie Schichtung bzw. Foliation, Schieferung, Klüftung, Verwitterungsform und -Grad der Gesteine und weiterhin die mit Lupe erkennbare Struktur (Kornformen und Korngrößenverhältnisse) und die Textur (Anordnung der Komponenten im Raum).

Karbonatanfärbung

Um Kalzit vom Dolomit unterscheiden zu können, wurden zwei Färbemethoden eingesetzt. Für den Mg-Karbonat-Nachweis wurde eine verdünnte alkalische p-Nitrobenzolasoresorzin-Lösung nach Müller (1964) benutzt. Bei dieser Methode wird eine mit 10%-iger Salzsäure angeätzte Gesteinsprobe mit violetter p-Nitrobenzolasoresorzin-Lösung in Kontakt gebracht. Bei Anwesenheit vom Mg-Karbonat schlägt die Farbe nach wenigen Sekunden von violett auf blau um. Um den Farbumschlag bei dunkleren Karbonatlithotypen besser zu erkennen, wurde ein Pulver (Strich) auf einer weißen Porzellanplatte erzeugt, der später angeätzt und angefärbt wurde. Verkieselte Karbonatgesteine lassen sich wegen ihrer hohen Härte auf einer Porzellanplatte nicht pulverisieren. In diesen Fällen musste man das Gesteinspulver durch kräftigen Hammerschlag direkt auf der Gesteinsoberfläche erzeugen und anschließend anfärben.

Um Ca-Karbonat nachzuweisen, wurden die Gesteinsproben mittels Alizarinrot-S-Lösung angefärbt. Die gelbe Alizarinrot-S-Lösung erzeugt eine Rotfärbung des Ca-Karbonats.

Karbonatgestein-Auflösung

Um Fossilfragmente aus dem Karbonatgestein zu isolieren, wurden 40 bis 60 kg Mischgesteinsproben in einem Backenbrecher zerkleinert und anschließend in 10 bis 12 %-iger Ameisensäure aufgelöst. Die Auflösung erfolgte in Kunststoffsieben, die in Behälter mit Säure frei aufgehängt wurden. Somit konnte der durch kontinuierliche Auflösung am Boden abgesetzte Rückstand jederzeit entnommen werden. Bei lange andauernden Lösungsvorgängen dolomitischer bzw. verkieselter Karbonatgesteine hatte dieses Verfahren den Vorteil, daß die biogenen Bestandteile nur kurz dem aggressiven Ätzvorgang ausgesetzt wurden. Der gewonnene unlösliche Rückstand wurde geschlämmt, getrocknet und schließlich unter dem Binokular auf biogene Reste hin untersucht.

Schwereretrennung

Für die Anreicherung von apatitischen (kalziumphosphatischen) biogenen Fragmenten wurden einige Rückstandsproben mittels Schwere-Trennung weiter konzentriert. Wegen der spezifischen Apatit-Dichte von $3,18 \text{ g/cm}^3$ wurde eine Schwereretrennung in Bromoform durchgeführt, dessen Dichte $2,82 \text{ g/cm}^3$ beträgt.

Polarisationsmikroskopie

Für die Untersuchung der Dünnschliffe auf Mineralbestand, Gefüge, Kristallformen und Deformationsstrukturen wurde ein EDV-gestütztes, mit digitaler Kamera ausgestattetes Polarisationsmikroskop eingesetzt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden 73 Dünnschliffe im Groß- sowie 236 im Standardformat ($28 \times 48 \text{ mm}$) untersucht.

Stereomikroskopie (Binokular)

Mit Hilfe eines Binokulars wurden zahlreiche biogene Komponenten aus dem unlöslichen Rückstand (der in Säure aufgelösten Karbonatgesteine) ausgelesen sowie natürliche Gesteinsbruchflächen und Anschliffe betrachtet. Um das manuelle Auslesen von biogenen Bestandteilen zu erleichtern, wurde zuerst das Material mittels Trockensiebung fraktioniert. Die am meisten gefundenen Mikrofossilien bestehen aus kieseliger Bausubstanz, was eine Anreicherung mittels Schwereretrennung verhindert. Um die biogenen Komponenten auszulesen, wurden ca. 2 kg unlöslichen Rückstands untersucht.

Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Rasterelektronenmikroskopie wurde für die Betrachtung und fotografische Aufnahme der Mikrofossilien und ausgewählter verkieselter Karbonatgesteine eingesetzt. Für die Aufnahmen wurden freundlicherweise REM-Anlagen des Fachgebietes Paläoozeanographie/Sedimentologie der Universität Bremen (Anregungsspannung von 10 kV) und des Institutes für Werkstoffkunde der Universität Hannover (Anregungsspannung von 5 kV) zur Verfügung gestellt.

Für eine geochemische Stoffanalyse einiger biogener Bruchstücke, deren Bausubstanz Anzeichen für Apatit aufwies, wurden mit Hilfe der an die REM-Anlage der Universität Bremen gekoppelten Mikrosonde, wellendispersive (WDX) und energiedispersive (EDX) Röntgenanalysen durchgeführt.

Mikrosondenuntersuchung (EMS)

An ausgewählten Karbonatgesteinsproben wurden am Institut für Mineralogie der Universität Hannover geochemische Messungen der Elemente Ca, Mg, Mn, Fe und Si mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde durchgeführt. Das vorrangige Ziel der Untersuchungen war die Ermittlung der stöchiometrischen Zusammensetzung

der untersuchten Karbonate. Die insgesamt 123 Einzelmessungen wurden an 15 Karbonat-Präparaten durchgeführt. Die Elementgehalte wurden mittels eines wellendispersiven Spektrometers gemessen und automatisch in Oxidform ermittelt. Da die gemessenen Elemente (abgesehen vom Si und teilweise Fe) in Karbonatverbindungen vorkommen, wurden sie in Mol % Karbonat umgerechnet.

Bei der Ermittlung der Strukturformel von Kalzit muß die Summe der Kationen 1 und die von Dolomit 2 ergeben (bezogen auf je ein Mol). Der Gerätemessfehler ist von Analyse zu Analyse nicht einheitlich, soll allerdings bei Hauptelementen $< 1\%$ liegen. Die Untersuchungen haben gezeigt, daß Messungen bestimmter Proben grundsätzlich ein wenig zu geringe Werte ergaben (die Summe der Mol% lag unter 100). Nach J. Koepke (pers. Mittl., Universität Hannover) sind für dieses Phänomen oft die physikalischen Eigenschaften der untersuchten Proben, wie z.B. Porosität oder Oberflächenbeschaffenheit der Präparate, verantwortlich. Nach Reinhold (1996) können die Mikrosondenuntersuchungen durch die leicht flüchtige fluide Phase (CO_2 , H_2O), die während des Elektronenbeschusses verdampfen kann, beeinflusst werden. Um die Ergebnisse von verschiedenen Messungen miteinander vergleichen zu können, wurden die in entsprechende Mineralphasen umgerechneten Werte auf eine theoretische Summe von jeweils 100% genormt (statt einer Summe von z.B. 98% nimmt man 100% und rechnet die jeweiligen Anteile um).

Kathodolumineszenz-Mikroskopie (KL)

Die Untersuchungen von Lumineszenz-Eigenschaften der Karbonatphasen an ausgewählten Dünnschliffproben wurden an der BGR Hannover durchgeführt. Durch die KL-Untersuchungen konnten mehrere Karbonatphasengenerationen festgestellt werden, die sich durch ein unterschiedlich farbiges Lumineszenzverhalten zu erkennen geben. Die Lumineszenz von dolomitischen Bestandteilen der untersuchten Proben ist durch intensiv rot, die der kalzitischen Kristalle (falls lumineszierend) durch gelb gekennzeichnet. Das Lumineszenzverhalten von Karbonatmineralen hängt von dem Einbau akzessorischer Atome in das karbonatische Kristallgitter ab (z.B. Reinhold, 1996, Machel et al. 1991). Die Anwesenheit von Mn^{2+} -Atomen in einem Karbonatkristallgitter fördert die Lumineszenz, Fe^{2+} -Atome wirken sich dagegen unterdrückend aus. Die Beeinflussung des Lumineszenzverhaltens durch weitere Elemente bleibt weitgehend fraglich, so daß eine Interpretation des Chemismus der Karbonate allein aufgrund des Lumineszenzverhaltens zweifelhaft ist (Neuser, 1988).

Röntgendiffraktometrie

Für die Bestimmung der Mineralzusammensetzung wurde an pulverisierten Gesteinsproben die Röntgendiffraktometrie eingesetzt.

Um den Kristallisationsgrad der kieseligen Mineralphase zu erfahren, wurde mittels der Röntgendiagramme an einigen der quarzreichen Lithotypen ein Quarz-Kristallisationsindex (C.I.) nach Murata & Norman (1976) bestimmt. Die Röntgendiffraktometrie für die C.I.-Ermittlung wurde am Institut für Mineralogie der Universität Hannover am Diffraktometer PW 1800 mit einer Cu-Röhrenanode durchgeführt.

Chemische „Nassanalysen“

Für die Ermittlung der Hauptbestandteile von beprobten Karbonatgesteinen wurden im Werkslabor von „Zakład Wapienniczy Wojcieszów“ 57 Gesteinsproben auf CaO-, MgO-, SiO₂- und Metalloxid-Gehalte mittels chem. „Nassanalytik“ untersucht.

Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA)

Exakte Elementgehalte (chemische Vollanalysen) von 27 ausgewählten Proben wurden mittels RFA an der BGR Hannover ermittelt. Die gemessenen Oxidanteile wurden bei den Karbonaten entsprechend ihrer chemischen Formeln in die karbonatischen Mineralphasen umgerechnet.

Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie

An ausgewählten Karbonat-Proben wurden Messungen der stabilen Sauerstoff- (¹⁶O, ¹⁸O) und Kohlenstoff (¹²C, ¹³C)- Isotope durchgeführt.

54 karbonatische Pulverproben wurden nach dem Verfahren von McCrea (1950) mit Phosphorsäure aufgeschlossen und ihre O- und C-Isotopenverhältnisse an dem Massenspektrometer (MAT 252, Fa. Finnigan) der Universität Erlangen gemessen.

1. Definitionen

Bei der Beschreibung der petrographischen Beschaffenheit weitgehend rekristallisierter Karbonatgesteine wird eine Nomenklatur aus der Karbonatpetrographie, Werksteinkunde oder Strukturgeologie (Mikrotektonik) benutzt. Da einige Begriffe oftmals nicht eindeutig verstanden werden können, werden sie im Folgenden erläutert:

Marmor: ein metamorphes, rekristallisiertes Karbonatgestein, das zu über 50 % aus karbonatischen Mineralen besteht. Ein überwiegend aus Kalzit gebildeter Marmor wird er als Kalzit-Marmor bezeichnet. Wenn der karbonatische Anteil im größeren Teil aus Dolomit besteht, handelt es sich um Dolomit-Marmor.

Als **Dolomit** wird ein dolomitisches Gestein bezeichnet, das entweder metamorph nicht rekristallisiert (marmorisiert) wurde, oder erst postmetamorph entstand.

Rekristallisation: Eine Umwandlung ohne wesentliche Änderung der Mineralzusammensetzung. Im Falle des metamorph überprägten Kauffunger Kalkstein handelt es sich um überwiegend tektonisch erzeugte, dynamische Rekristallisationsprodukte (Gefügeänderung).

Ersatz: Eine sukzessive (metasomatische) Umwandlung mit Änderung der mineralogischen Zusammensetzung (z.B. Dolomitisierung oder Verkieselung von CaCO₃).

Verdrängungsverkieselung (-silifizierung): Eine Verdrängung von Karbonat durch Minerale der Quarz-Gruppe (Opal, Chalzedon, Quarz).

Quarz-Imprägnation: Quarzausscheidung in Freiräumen (Quarz-Zementation).

Ausfällung: Eine direkte Mineralbildung aus der Lösung (z.B. Bildung von karbonatischen oder kieseligen Zementen).

Unter **Kristallgröße** ist in der vorliegenden Arbeit der längste Korndurchmesser eines Kristalls zu verstehen.

Um die Mineralkorngröße im Dünnschliffschnitt zu bestimmen, stehen mehrere Methoden zu Verfügung (reine Längenmessungen, Flächenberechnung der Körner, statistisch ermittelte Kornzahl bezogen auf eine Fläche, Kornzahl entlang einer Traverse u.s.w.). Alle diese Verfahren haben den Nachteil, daß bei den Dünnschliffpräparaten extrem unterschiedlich großer Kristalle nicht immer die gleiche Methode eingesetzt werden kann und damit eine direkte Vergleichbarkeit erschwert wird.

Als ein charakteristisches und vergleichbares Merkmal wird deshalb der im Dünnschliff messbare größte Korndurchmesser als maximale Korn-Größe (MKG) angegeben und nach Bedarf eine mittlere Korn-Größe geschätzt. In relevanten Fällen wird die Korngrößenverteilung ausführlicher beschrieben. Die ermittelten Korngrößenangaben weichen aufgrund der Untersuchungsmethode (Dünnschliffanalyse) von den tatsächlichen Kristallgrößen leicht nach unten ab. Der Grund für diese Abweichung liegt darin, daß in einem Schnitt in den wenigsten Fällen die maximalen Korndurchmesser in Erscheinung treten.

In vorliegender Arbeit wurde vorherrschend die Kristallgrößenklassifikation nach Folk (1959) eingesetzt:

aphanokristallin	1µm	-	4µm
sehr feinkristallin	4µm	-	16µm
feinkristallin	16µm	-	62µm
mittelkristallin	62µm	-	250µm
grobkristallin	250µm	-	1mm
sehr grobkristallin	1mm	-	4mm
extrem grobkristallin	> 4mm		

2. Karbonatgefüge

Für die Beschreibung der Textur von Karbonatgesteinen wird die Nomenklatur nach Friedman (1965) und Sibley & Gregg (1984, 1987) verwendet.

Um die Kristallformen karbonatischer Einzelkörner zu beschreiben, werden folgende Begriffe benutzt:

- euhedral - mit gut entwickelten Kristallflächen
- subhedral - teilweise mit Kristallflächen
- anhedral - ohne Kristallflächen

Das daraus resultierende Mikrogefüge des Gesteins wird wie folgt definiert:

- idiotopisch - Gefüge aus euhedralen Kristallen
- hypidiotopisch - Gefüge aus subhedralen Kristallen
- xenotopisch - Gefüge aus anhedralen Kristallen

Zusätzlich zu Bezeichnungen *idiotopisch* bzw. *xenotopisch* werden von Sibley & Gregg (1987) die Begriffe "planar" bzw. "nicht planar" eingeführt, die die Form von Kristallflächen (eben bzw. uneben) beschreiben.

Bei extrem unterschiedlichen Korngrößen werden ergänzend weitere Bezeichnungen verwendet:

- porphyrotopisch – größere Kristalle befinden sich in feinkörniger Grundmasse
- poikilotopisch – kleinere Kristalle werden von größeren Kristallen eingeschlossen

Die Kristallgrößen (naturgemäß auf die Untersuchungsfläche eines Dünnschliffs bezogen) können einheitlich oder ungleichmäßig entwickelt sein.

Etwa gleich große Kristalle ergeben eine unimodale Korngrößenverteilung (Sibley & Gregg, 1987), die von Friedman (1965) als equigranular bezeichnet wird.

Inequigranulare (Friedman, 1965), oder polymodale Kornverteilung (Sibley & Gregg, 1987) heißt dagegen, daß die Kristallgrößen stark voneinander abweichen.

Als **Zement** werden nach Bathurst (1975) ausgefallene Kristalle definiert, die auf dem Substrat im freien Raum gewachsen sind.

Alle nicht infolge Kristallisation im Hohlraum entstandene Mineralkomponenten (z.B. Lösungsrückstände) werden dagegen unter dem Begriff **Hohlraumfüllung** zusammengefasst.

Dolomittextur

Entsprechend der Kristallentwicklung von dolomitischen Karbonatgesteinen werden von Sibley & Gregg (1984 und 1987) folgende Dolomittexturen unterschieden (Abb. 6):

Planar-E (euhedral)

Fast alle Dolomitkristalle weisen eine euhedrale rhomboedrische Form auf, das Gefüge ist Kristall-gestützt mit offenen, oder durch andere Mineralkomponente verfüllte Interkristallinopen.

Planar-S (subhedral)

Subhedrale bis anhedrale Dolomitkristalle mit geraden, verzahnten Grenzflächen, geringer Porosität und/oder geringem Matrixanteil. Viele Körner weisen Kontakte Kristallfläche/-spitze ("crystal-face junctions") auf.

Planar-C (Zement)

Euhedrale Dolomitkristalle aufgewachsen in Poren oder Kavernen, bzw. Kristallanwachsungen auf anderen Mineralen wie z.B. Gips oder Kalzit.

Planar-P (porphyrotopisch)

Überwiegend Matrix-gestützte, in karbonatischer Grundmasse "schwimmende" euhedrale Dolomitkristalle.

Nicht planar-A (anhedral)

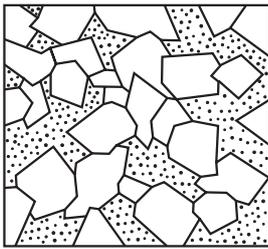
Dicht gepackte anhedrale Kristalle mit stark kurvigen, gezackten, lobenartigen oder anderen unregelmäßigen Korngrenzen. Im polarisierten Licht weisen sie eine undulöse Auslöschung und wenige "crystal-face junctions" auf.

Nicht planar-C (Zement)

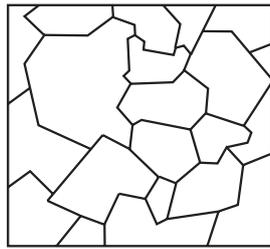
In Poren wachsende sattelförmige, Krummsäbel-artige Dolomitkristalle mit stark undulöser Auslöschung.

Nicht planar-P (porphyrotopisch)

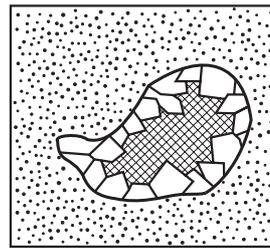
Einzelne, in kalkiger Matrix "schwimmende" anhedrale Dolomitkristalle oder -aggregate, die in der Regel durch undulöse Auslöschung im polarisierten Licht charakterisiert sind.



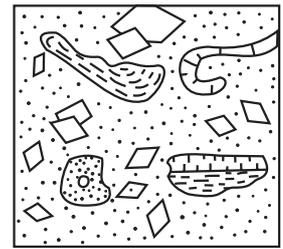
planar-E
(euhedral)



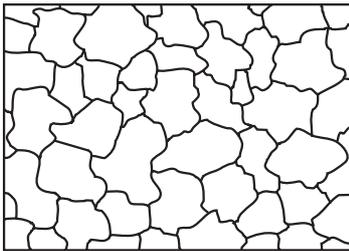
planar-S
(subhedral)



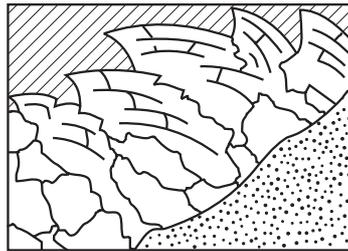
planar-C
(Zement)



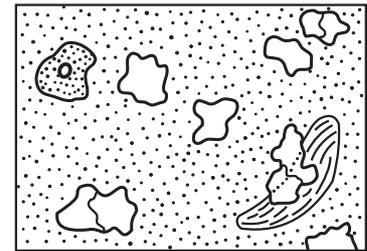
planar-P
(porphyrotopisch)



nicht planar-A
(anhedral)



nicht planar-C
(Zement)



nicht planar-P
(porphyrotopisch)

Abb. 6: Klassifikation von Dolomittexturen (verändert nach Sibley & Gregg, 1984 und 1987).

Ein Unterscheidungsmerkmal zwischen planaren (idiotropischen) und nicht planaren (xenotropischen) Dolomittexturen ist nach Sibley & Gregg (1984) die Anzahl der sog. "crystal-face junction" (Kontakten zwischen Kristallfläche und -spitze).

Als Kontakt Kristallfläche/-spitze ("crystal-face junction") wird nach Sibley & Gregg (1984) ein Bereich zwischen zwei Kristallen mit ebenen Kristallflächen bezeichnet, bei denen die Kristallspitze eines Kristalls in den benachbarten Kristall hineinragt (Abb. 7). Der Kontakt Kristallfläche/-spitze wird als Weiterwachsen idiomorpher, euhedralearer Kristalle gedeutet, die ursprünglich einen punktuellen (oder linearen) Kontakt von Kristallspitze (oder -kante) zur Kristallfläche besaßen.

Durch Weiterwachsen der beiden Kristalle wird der interkristalline Porenraum verfüllt. Die sekundäre Kristallgrenze entsteht in der Mitte der ehemaligen interkristallinen Pore.

Wenn 30 % der Dolomitkristalle Kontakte von Kristallfläche/-spitze aufweisen, wird das Gefüge als idiotropisch (planar) bezeichnet, unterhalb der 30 % - Grenze wird ein Dolomitgefüge als xenotropisch (nicht planar) klassifiziert.

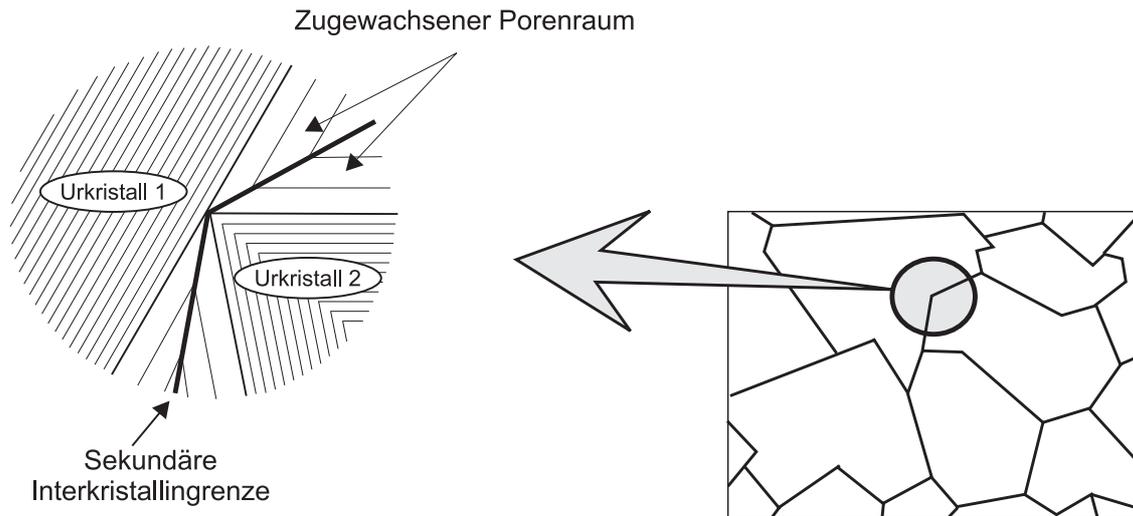


Abb. 7: Genetische Deutung eines Kontaktes Kristallfläche/-spitze („crystal-face junction“). Verändert nach Sibley & Gregg (1984).

3. Karbonatmineralogie

Bei den Karbonatmineralen handelt es sich um Salze der Kohlensäure (H_2CO_3). Alle Karbonate enthalten den Anionen-Komplex CO_3^{2-} .

Zu den wasserfreien Karbonaten gehören Monosalze der Kalzit- und Aragonit-Reihe sowie Doppelsalze der Dolomit-Reihe. Die Karbonatminerale der Kalzit-Reihe kristallisieren ditrigonal, die der Aragonit-Reihe orthorombisch.

Das Kalziumkarbonat (CaCO_3) ist dimorph, d. h. kann entweder ein trigonales (Kalzit) oder ein rhombisches (Aragonit) Kristallgitter bilden.

Aragonit kommt in biogenen Organismenschalen vor bzw. scheidet sich aus Lösungen bei erhöhter Temperatur aus (z.B. Mandelsteine vulk. Gesteine, Sinter-Kalke, Travertin). Er ist instabil und kristallisiert in stabilen Kalzit um. Die kristallographische Umwandlung von Aragonit in Kalzit geschieht bei den marinen (biogenen) Karbonaten bereits während der Frühdiagenese, so daß die Kalzium-karbonatische Mineralphase der meisten Kalksteine durch das Mineral Kalzit vertreten wird.

Bei den Doppel-Karbonaten der Dolomit-Reihe handelt es sich um eine stöchiometrische Verbindung von mindestens zwei Kationentypen mit den CO_3^{2-} Komplexen.

Bei Dolomit- $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - wechseln sich Ca- und Mg-Kationen schichtenweise im theoretischen Verhältnis 1 : 1 ab.

Im Kristallgitter von Ankerit - $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$ - sind einige Mg-Kationen durch Fe^{2+} ersetzt. Zwischen Dolomit und Ankerit besteht eine vollständige Mischungsreihe.

Zwischen Dolomit und Kalzit besteht dagegen eine Mischungslücke, die im wesentlichen von der Temperatur abhängig ist (Abb. 35a und b). Der Mg-Anteil des Kalzits, der im thermodynamischen Gleichgewicht zu Dolomit gebildet wurde, weist auf seine Bildungstemperatur hin (Geothermometrie).

Natürlich gebildeter Kalzit (CaCO_3) beinhaltet in der Regel einen gewissen Anteil an Mg^{2+} . Nach Friedman (1964) wird ein Niedrig-Mg-Kalzit ($\text{MgCO}_3 < 4 \text{ Mol}\%$) und ein Hoch-Mg-Kalzit (MgCO_3 von 4 bis 30 Mol %) unterschieden.

Ab 30 Mol% MgCO_3 handelt es sich um einen kalzitischen Dolomit - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Das Mineral Magnesit - MgCO_3 kommt im Kauffunger Kalkstein nicht vor, in Ergebnissen chemischer Analysen bzw. Mineral-Phasen-Diagrammen ist MgCO_3 als Anteil des Magnesiumkarbonats in dolomitischen Komponenten zu verstehen.

III. BESCHREIBUNG DER BEGLEIT-GESTEINSEINHEITEN DES KAUFFUNGER KALKSTEINS

Der Kauffunger Kalkstein tritt in Begleitung von feinkörnigen Metasedimenten, magmatischen Gesteinen sowie subvulkanischen Intrusionen zutage. Neben einem direkten Einfluß auf die Karbonat-Petrographie (z.B. in Form von lithofaziellen Verzahnungen) sind sie potentielle Stoff-Lieferanten für die Alterationsvorgänge der Karbonatgesteine.

Zu den wesentlichen Gesteinseinheiten, die den Kauffunger-Kalkstein begleiten, gehören feinklastische Metasedimente wie der Altenberger Schiefer, überwiegend basische Metamagmatite und Tuffite sowie saure vulkanische Injektionen. Eine Ermittlung der räumlichen und stratigraphischen Beziehungen dieser Gesteinseinheiten zueinander spielt eine Schlüsselrolle bei der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des Kauffunger Kalksteins.

1. Altenberger Schiefer (łupki radzimowickie)

Der Altenberger Schiefer (Zimmermann & Berg, 1932) streicht in Form eines etwa 2 km breiten Streifens zwischen Chrośnica (Ludwigsdorf) im W und Lipa (Leipe) bzw. Nowe Rochowice im E aus und bildet den Kern des Kauffunger Sattels (Abb. 2). Der Altenberger Schiefer besteht aus einer Abfolge von in der Regel dunkel gefärbten, meist feinklastischen, Metasedimenten. Charakteristisch ist seine relativ hohe tektonische Beanspruchung, die eine eindeutig ausgeprägte Schieferung (nicht weniger als zwei Schieferungssysteme) und engständige Faltung hervorgerufen hat.

Bei genauerer Betrachtung des Altenberger Schiefers lassen sich Quarz, Serizit, Feldspat, Fe-Oxide, Chlorit und manchmal sekundäre Kalzit-Mineralisationen (Mikrokluftzementationen) feststellen. Nicht selten sind sulfidische Erze zu finden, die genetisch im Zusammenhang mit sauren, permo-karbonzeitlichen vulkanischen Intrusionen stehen.

Im Raum Radzimowice (Altenberg) wurde bis zum Er-

sten Weltkrieg ein intensiver Erz-Bergbau (hauptsächlich Arsenopyrit-Gewinnung) betrieben. Als charakteristisches Gesteinsmerkmal des Altenberger Schiefers beschreibt Block (1938) einen relativ hohen Anteil an Feldspäten (Plagioklasen), die zum einen als primäre Sedimentkomponenten (abgerundete Feldspatklasten in Siltfraktion) und zum anderen als postkinematisch gesprossene Albit-Neubildungen auftreten.

Baranowski (1988) beschreibt den Altenberger Schiefer als eine epimetamorphe, heterogene, feldspatreiche, klastische Sedimentabfolge mit einer Mächtigkeit von mindestens 1000 m.

Die geschieferten, fein- bis groblaminierten Tonsteine bilden die Hauptmasse des Altenberger Schiefers. Sie wechsellagern mit Grauwacken, Kiesel- und Graphitschiefern, basischen Tuffen und Rutschköroern. Diese Sedimentabfolge wird von Baranowski (1988) als offenmarine Ablagerung, die unter teils anoxischen Bedingungen (distaler Flysch) gebildet wurde, interpretiert.

2. Andere „Sedimentschiefer“

Neben dem Altenberger Schiefer, dessen Verbreitung von Block (1938) und Baranowski (1988) geographisch eng definiert wurde, treten im zentralen und W' Untersuchungsgebiet undatierte, metamorph überprägte, feinklastische Gesteine unbekannter stratigraphischer Zuordnung auf. Szalamacha et al. (1995) fassen diese Metasedimente zu kambro-ordovizischen Schiefnern (Quarz-Serizit-, Quarz-Feldspat-, Chlorit-, Glimmer-Schiefer oder Phyllite) zusammen.

Die petrographische Ausbildung und metamorphe Überprägung dieser feinklastischen Gesteinseinheiten lassen große Übereinstimmung mit dem Altenberger Schiefer erkennen. Sie können (zumindest für eine Rekonstruktion des lithostratigraphischen Modells) als dessen Äquivalente gelten.

So sind zum Beispiel am S-Ende des Kauffunger Kalksteinsvorkommens bei Pilchowice, am Fluß Bober, im Liegenden des Kauffunger Kalksteins, dunkelgraue bis schwarze, stark verfaltete, muskovitreiche Tonschiefer aufgeschlossen, die dem feinkörnigen Altenberger Schiefer sehr ähnlich sind.

Unter dem Mikroskop lassen sich lagenweise eingeregelt, korngestützte, klastische Komponenten in Silt- bis Feinsandfraktion (vor allem Quarz und Feldspäte) sowie lagige bzw. faserige Hellglimmer-Anreicherungen erkennen (Abb.8). Darüber hinaus kommen flaserige, meist schichtungsparelle Graphit- und/oder Pyrit-Schlieren vor. Die Glimmeranreicherungen sind entweder parallel zur Schichtung (ss) eingeregelt oder entlang der Schieferungsflächen (sf) ausgerichtet.

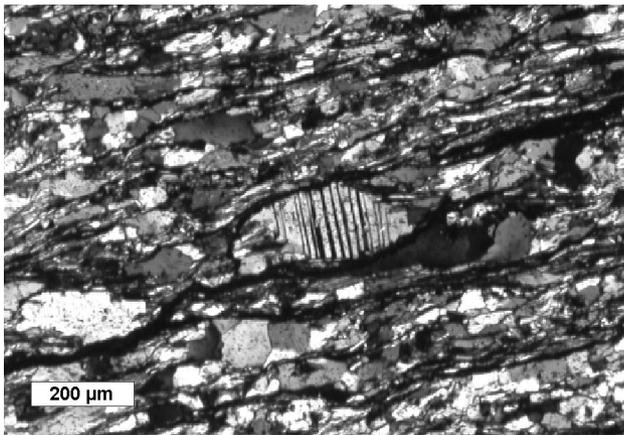


Abb. 8: Feldspatreicher Tonschiefer von Pilchowice. Probe Pil-8, Nicols x.

3. Grünsteine

Unter der Bezeichnung Grünsteine werden basische, metamorph überprägte Vulkanite zusammengefasst. Im Einzelnen handelt es sich um massige Diabase, Pillow-Laven, tuffitische Ablagerungen (Schalstein) sowie blättrig ausgebildete Grünschiefer (vermutlich Tuffite). Ihr gemeinsames Merkmal ist eine dunkelgrüne Färbung durch metamorphe Mineralneubildung von Chlorit bzw. Epidot.

Diabas (Metabasalt)

Eine ausführliche Arbeit über die basischen Metavulkanite des zentralen Bober-Katzbach Gebirges publiziert Kryza (1993). Der Autor unterscheidet den sog. "Podgórk-Vulkanit-Komplex" mit massigen Metabasalten und Pillows, die im unteren Abschnitt der Świerzawa- und Bolków-Einheit vorkommen (dazu gehören die im Raum Wojcieszów mit dem Kauffunger Kalkstein vergesellschafteten Diabase) sowie "flachgründige Metabasit-Intrusionen".

Im Hinblick auf den Chemismus der basischen Metavulkanite unterscheidet Kryza (1993) Übergangsbasalte (zwischen Alkali- und Subalkali-Basalten), Alkalibasalte und Subalkalibasalte, die genetisch eine Entwicklung von Tholeiitbasalten bis zu MORB wiedergeben und einem initialen "rifting" zuzuordnen sind.

Die Grünsteine (syn. Diabase, Metavulkanite) setzen sich nach Kryza (1993) aus folgenden Mineralen zusammen: Feldspäte (fast immer reiner Albit), Pyroxene (magm. Augit, Diopsid und metamorpher Aegirin/Augit), Amphibole (Glaukophan, Crossit, Aktinolith, Hornblende), Chlorite, Epidot, Biotit, Stilpnomelan, selten Hellglimmer.

Das Auftreten von Hochdruck-metamorphem Glaukophan wurde in den Diabasen (z.B. aus dem Silesia-Steinbruch bei Kauffung) auch im Rahmen von eigenen Dünnschliffuntersuchungen festgestellt. Dementsprechend kann man entgegen der allgemeinen Annahme von niedriggradiger regionalmetamorpher Überprägung der Grundgebirgseinheiten vom Bober-Katzbach Gebirge (z.B. Lorenc, 1982), zumindest partiell Hochdruckbedingungen annehmen.

Grünstein-Tuff

Neben den massigen, verwitterungsresistenten Diabasen lassen sich an einigen Lokalitäten (z.B. im Połom-Steinbruch) relativ weiche, poröse, mit Kalzit imprägnierte, feinerkristalline, hellgrün gefärbte (verwittert rot) Grünsteine vom Schalstein-Typ beobachten. Sie weisen manchmal eine schwach angedeutete Foliation auf, die als Schichtung interpretiert werden kann. Im Aufschluss am Połom-Berg ist ein derartiger Schalstein-Körper von 10 m Mächtigkeit in die Karbonatabfolge konkordant eingelagert.

Grünschiefer

Innerhalb der Grünsteinserie kommen relativ weiche, oft geschieferte, plattig verwitterte, tonige Grünschiefer vor, die oft in Übergangsbereichen von Metadiabasen zum Kauffunger Kalkstein eingelagert sind.

Genetisch könnten sie – wegen ihres blättrigen Gefüges – als stark geschieferte entfestigte Diabase oder als Tuff- bzw. Tuffitablagerung betrachtet werden. Für die zweite Deutung spricht die Wechsellagerung der Grünschiefer mit sedimentären Metapeliten (z.B. Lindenweg Serie), sowie eingelagerte graphithaltige Laminae und mikro-fossilführende Lagen (mit pflanzlichen Organismenresten) aus dem Steinbruch "Gruszka" bei Wojcieszów (vergl. Kap. V.4.2).

4. Kalkphyllite

Als Kalkphyllite werden karbonatreiche sedimentäre Schiefer und kalkige Grünstein-Tuffite zusammengefasst. In den alten Abbaustellen bei Lipa oder Nowe Rochowice treten die Kalkphyllite als Übergangsfazies zwischen dem metapelitischen Altenberger Schiefer (Liegendes) und dem Kauffunger Kalkstein (Hangendes) auf. Weiterhin bilden sie den faziellen Wechsel vom Grünstein (Liegendes) zum Kauffunger Kalkstein (Hangendes) am Miłek-Berg und schließlich unterlagern sie den Kauffunger Kalkstein im Vorkommen Połom. Die Kalkphyllite sind bräunlich, hellgrün, grau oder rot gefärbt. Ihr gemeinsames Merkmal ist eine gut ausgeprägte Foliation (Schichtung?) und oft Schieferung, die sowohl parallel als auch querschlägig zur Foliation vorkommen kann. Sie weisen eine rhythmische Wechsellagerung zwischen karbonatischen (kalzitischen oder dolomitischen) und silikatischen Lagen mit Mächtigkeiten im mm-Bereich auf, oder sind durch linsenförmige Karbonatkonkretionen im silikatischen Material charakterisiert (Abb. 9). Die karbonatischen Anreicherungen der Kalkphyllite sind meistens stark tektonisch beansprucht (zerrissen oder boudiniert) und treten in Form von unebenen Lagen auf. In älteren, natürlichen Aufschlüssen sind die karbonatischen Partikel oft herausgewittert, was einen löchrigen Habitus zur Folge hat (Abb. 10). Der kalkige Grünsteintuffit (Abb. 10) ist durch eine rhythmische Wechsellagerung von vulkanischen und karbonatischen Lagen im mm-Bereich gekennzeichnet. Bei einer aufgeschlossenen Mächtigkeit des kalkigen Grünsteintuffits von mindestens 5m (z.B. am Berg Miłek), handelt es sich um über 1000 vulkanische Lagen, die im Karbonatgestein eingeschaltet sind. Eine derartig regelmässige rhythmische Sedimentation des vulkanischen (pyroklastischen) und karbonatischen (biogenen) Materials, scheint unwahrscheinlich zu sein. Möglicherweise wurde dieser rhythmische Wechsel entsprechend der Schichtung durch eine diagenetische Phasentrennung hervorgerufen und schließlich metamorph überprägt. Primär könnte es sich um ein annäherungsweise homogenes, karbonatisch-silikatisches (-tuffitisches) Mischsediment handeln, das durch die Lösungs/Wiederausfallungsvorgänge von Kalzit zu einem rhythmischen Laminit umgewandelt wurde (diagenetische Schichtung, Kap. IV.4).

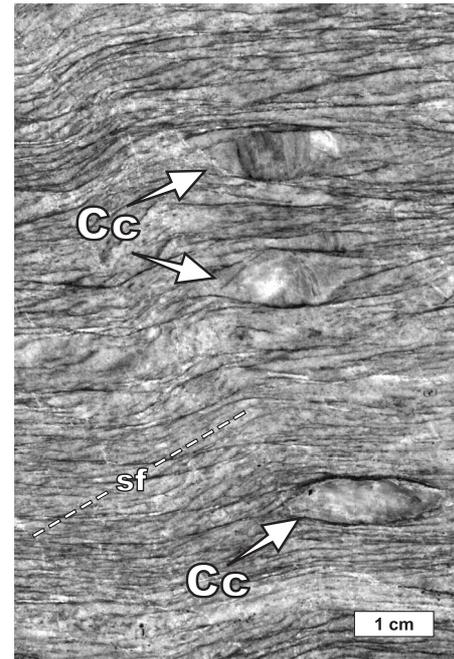


Abb. 9: Anschliff eines geschieferten, sedimentären Kalkphyllits mit kalzitischen, linsenförmigen Konkretionen. Vorkommen Połom. Cc - Kalzit, sf - Schieferungsfläche.

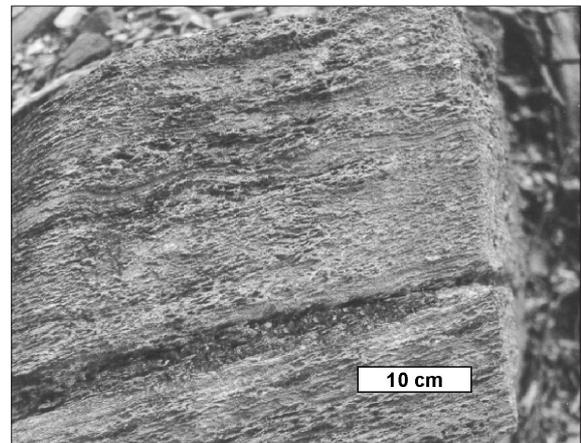


Abb. 10: Kalkiger Grünsteintuffit mit oberflächlich herausgewitterten Karbonatlagen, was ein parallel-löchriges Gefüge verursacht. Berg Miłek.

5. Oselka Rhyodazit

Neben den basischen Magmatiten tritt innerhalb der Grünsteinserie, oft in der Nachbarschaft vom Kauffunger Kalkstein, ein saures Gestein auf, das von Kryza & Muszyński (1992) als Oselka Rhyodazit bezeichnet wird. Es entspricht dem sog. Paläofelsitporphyr (pP, pPo) von Zimmermann (1913).

Dabei handelt es sich um ein kieseliges, feinkörniges, hartes, splittiges, hellbraunes bis fast weißes Gestein, das durch mm-große Quarz-Blasenfüllungen (keine Einsprenglinge) charakterisiert ist. Das Gefüge des Oselka Rhyodazits variiert zwischen massig bis schiefrig. Seine alterierte Variante ist in der Regel reich an Serizit.

6. Vulkanische Gänge

In mehreren Steinbrüchen im Raum Wojcieszów (Kaufung), wie z.B. Połom, Winnicki oder Sobocin, treten innerhalb der Karbonatgesteine querschlägige, bunt gefärbte (rot, gelb oder braun) vulkanische Ganggesteine zutage. In den meisten Fällen sind sie stark verwittert und erscheinen makroskopisch als kaum verfestigte blättrige "Schiefer". Nur relativ selten lassen sich weniger alterierte, vergleichsweise harte und massige Ganggesteine beobachten.

Neben den gradlinig durchgehenden vulkanischen Injektionen mit einer konstanten Mächtigkeit zwischen einigen dm bis zu über 2 m (Abb. 11) sind unregelmäßige Gänge von wechselnder Ausdehnung und variierendem Verlauf zu sehen. Darüber hinaus treten verzweigte Gangsysteme oder mehrere m³ große vulkanische Intrusivkörper zutage. Anstehend wurden die vulkanischen Gänge ausschließlich in Kalksteinbrüchen beobachtet. In den natürlichen Aufschlüssen bleiben sie aufgrund der geringen Verwitterungsresistenz nicht erhalten.

Mineralbestand

Der mittels Dünnschliffuntersuchungen und Röntgendiffraktometrie festgestellte Mineralbestand der vulkanischen Ganggesteine setzt sich aus Quarz, meist alterierten Kali-Feldspäten, Plagioklasen, Muskovit, Chlorit, Erzen (sekundärem Hämatit), Tonmineralen, manchmal Biotit sowie sekundären Karbonaten zusammen. Entsprechend ihres modalen Mineralbestandes werden die Ganggesteine als Rhyolith, Rhyodazit und Dazit bezeichnet.

Gefüge

Die weniger alterierten Ganggesteine weisen in den meisten Fällen ein porphyrisches Gefüge auf. In der aphanitischen Grundmasse dieser Subvulkanite, bestehend aus einem Quarz/Feldspat-Gemisch (oft mit sekundärem Serizit), befinden sich Quarz-, Kalifeldspat- oder Biotit-Einsprenglinge.

Manche Ganggesteine weisen eine sphärolithische Textur auf. Sie ist durch kugelförmige oder ovale, bis etwa 300 µm große Aggregate aus (nicht konzentrischen) serizitisierten Quarz/Feldspat-Verwachsungen charakterisiert (Abb. 12). Die einzelnen Aggregate kommen meist dicht nebeneinander vor ("korngestützt") und können eine schwache Einregelung aufweisen. Die sphärolithische Textur kann räumlich begrenzt auftreten und innerhalb eines Ganges in "normal porphyrische" Textur übergehen.

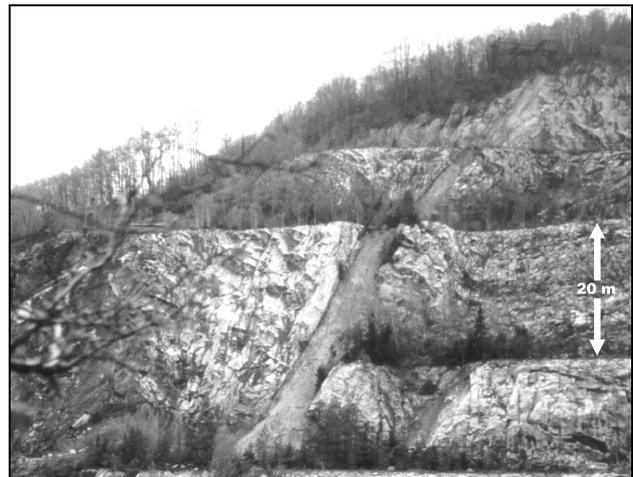


Abb. 11: Ein in den Kauffunger Kalkstein eingedrungener, über 2 m mächtiger Rhyolith-Saigergang. Berg Połom.

Ein weiteres Phänomen der Gangvulkanite stellt ihr manchmal erkennbares, gangparalleles Laminargefüge dar.

Im stillgelegten Steinbruch Winnicki (am S-Hang des Połom-Berges) ist ein verzweigtes Gangsystem aufgeschlossen, das aus wenig verwittertem, im mm-Bereich intern laminiertem Rhyolith besteht. Das Ganggestein wird aus einer Quarz-, bzw. Trydimit-reichen aphanitischen Grundmasse mit Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen zusammengesetzt. Die makroskopisch erkennbare Laminierung ist immer parallel zu den Gang-Begrenzungsflächen ausgebildet und durch einen Farbwechsel von Rot- nach Grüntönen hervorgehoben.

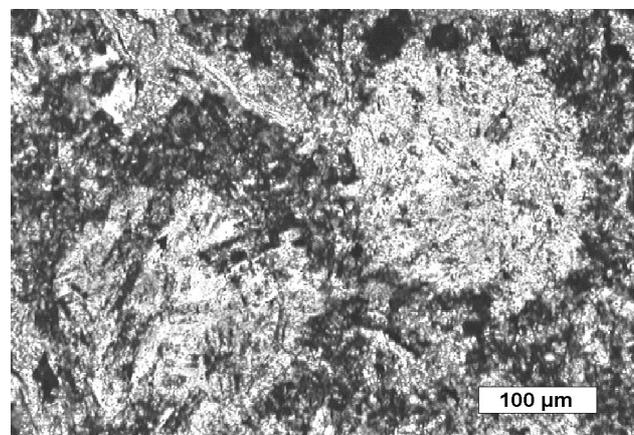


Abb. 12: Sphärolithische Textur eines Gang-Rhyolithes aus Quarz/Feldspat-Verwachsungen. Probe: P-24. Nicols x.

Die laminaire Textur des Gesteins bewirkt eine gute Spaltbarkeit, die in erster Linie an angewitterten Proben erkennbar ist. Im mikroskopischen Bild ist dieses Parallelgefüge nur eingeschränkt – als sehr schwach angedeutete farbige Bänderung der feinkristallinen Grundmasse – sichtbar. Aus der primären Laminierung des Gangmaterials hat sich möglicherweise das „schiefrige“ Gefüge der meisten im Kauffunger Kalkstein vorkommenden Gängen entwickelt. Für eine nicht tektonische Genese des blättrigen Gang-Gefüges spricht die immer gangparallele Anordnung der „Pseudoschieferung“, die in keinem Fall der im Karbonatgestein ausgeprägten Schieferung (siehe Kap. IV.4) entspricht. Die laminaire Textur der vulkanischen Ganggesteine kann als ein durch die Reibung erzeugtes Fließgefüge interpretiert werden (Abb. 13). Die hohe Viskosität der sauren, bei dem eruptiven Aufstieg in eine Spalte injizierter Lava kann sich auf ihre differente Fließgeschwindigkeiten innerhalb der Spalte auswirken. Eine hohe Reibung an den Spaltenwänden konnte den Lavastrom „bremsen“ während in den zentralen Bereichen höhere Fließgeschwindigkeiten erreicht werden konnten. Dementsprechend erzeugtes laminares Fließen konnte ein zu den Gangbegrenzungsflächen parallel angeordnetes laminares Fließgefüge hervorrufen.

Außer den rhyolithischen Gängen im Kauffunger Kalkstein wurde ein Quarz-armer, Biotit-reicher Dazit entdeckt (Steinbruch Sobocin). Diese Injektion besteht zu etwa 30% aus meist idiomorphen Biotitkristallen, die einen Durchmesser von bis zu 7 mm erreichen können. Einige der Glimmereinsprenglinge sind weitgehend alteriert oder durch eine Karbonatphase vollständig bzw. teilweise ersetzt (Abb. 14).

Eine weitere Besonderheit des biotitreichen Dazit-Ganges von Sobocin ist sein dolomitischer Kontakthof (siehe Kap. „Hydrothermaler Dolomit“) mit Einschlüssen von idiomorphen, weißen, mm-großen Chlorit-Kristallen (Röntgendiffraktometrie).

Zeitliche Zuordnung der Ganggesteine

Einen indirekten Hinweis auf das Alter einiger rhyolithischer Gänge kann man von den Dolomiten, die in Form von Kontakthöfen an die vulkanischen Gänge gebunden sind, ableiten (siehe Kap. IV.6).

Diese dolomitischen Körper bestehen aus hochtemperiertem Satteldolomit, der in vielen Fällen ein kaverno- ses Gefüge aufweist. Diese bis zu einigen cm große Hohlräume (dolomitierungsbedingte Schrumpf- bzw. Lösungskavernen) sind zum großen Teil freigeblichen, was für eine postkinematische Entstehung der Dolomite spricht (im anderen Fall müssten die Hohlräume während der Regionalmetamorphose verschlossen worden sein).

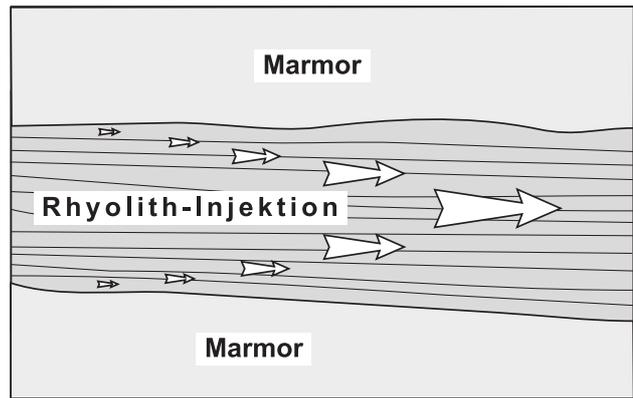


Abb. 13: Entstehungsmodell des Parallel-Gefüges der in den Kauffunger Kalkstein eingedrungenen Rhyolith-Gänge. Höhere Reibungskräfte in äußeren Spaltenbereichen verlangsamen die Fließgeschwindigkeit der injizierten Lava (laminares Fließen).

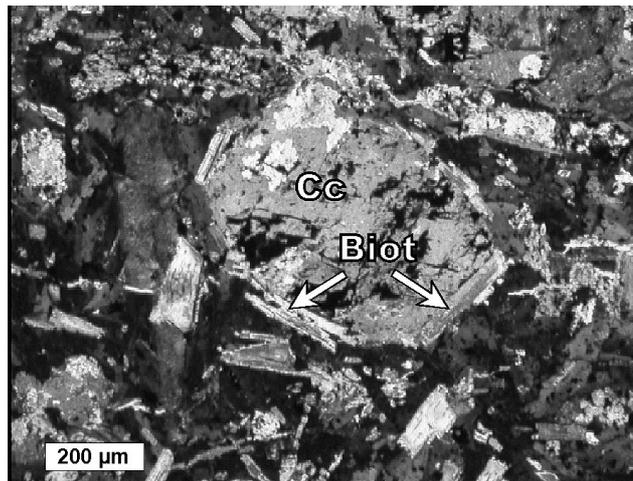


Abb. 14: Kalzitpseudomorphose nach Biotit im biotitreichen Gang-Dazit. Am Rande des ersetzten Kristalls sind noch Reste vom Glimmer erkennbar. Probe Sob-2. Biot: Biotit, Cc: Kalzit. Nicols x.

Die Hauptmetamorphose des Basements des Bober-Katzbach Gebirges hat nach Oberc (1980) in der sude- tischen Phase der variszischen Orogenese (Unter-/Ober- karbon) statt gefunden. Dementsprechend kann man die postkinematischen sauren Intrusionen als frühestens oberkarbonisch bezeichnen. Ein Permokarbon-zeitlicher, saurer Vulkanismus ist im Bober-Katzbach Gebirge weit verbreitet, so werden z.B. die Erz-führenden Intrusionen im Altenberger Schiefer oder die Vulkanite des Schönauer Grabens in diesen Zeitabschnitt der Erdgeschichte gestellt (u.a. Zimmermann, 1941).

7. Lithostratigraphische Beziehungen des Kauffunger Kalksteins zu seinen Nebengesteinen

Die Kauffunger Kalkstein-Vorkommen bilden meistens morphologisch positive Geländeformen (Härtlinge) und treten vergesellschaftet mit metamorphen feinklastischen Sedimenten (Schiefern), Kalkphylliten oder basischen Metavulkaniten (Diabasen und Tuffen) zutage. Direkte Kontakte zum Nebengestein sind selten aufgeschlossen oder stark sekundär überprägt. Dementsprechend ist die Interpretation der ursprünglichen Kontaktform (sedimentär oder tektonisch) zwischen dem Kauffunger Kalkstein und seinen Nebengesteinen erheblich erschwert. Ein weiteres Problem bei der Ermittlung der stratigraphischen Position des Kauffunger Kalksteins ist seine oft fragliche Lagerung. Die schlecht ausgebildete bzw. sekundär überprägte Schichtung ist von der tektonisch erzeugten Foliation in manchen Fällen kaum unterscheidbar.

Die meisten aufgeschlossenen Kontakte zwischen dem Grünstein und dem Kauffunger Kalkstein sind abruptscharf und in der Regel durch tektonischen Versatz überprägt. Ob es sich um primär tektonische oder sedimentäre Kontakte handelt, die nachträglich tektonisch überprägt worden sind, bleibt weitgehend ungeklärt.

Beispiele derartiger Kontakte mit sind eindrucksvoll im Steinbruch "Silesia" zu beobachten (Abb. 15), wo einige, saiger stehende, mehrere m mächtige Kauffunger Kalkstein-Bänke zwischen unregelmäßig begrenzten Grünstein-Körpern lagern (Abb. 18a). Es bleibt ungewiss, ob es sich in diesem Fall um konkordante Wechsellagerung von vulkanischen und karbonatischen Gesteinen oder um tektonisch angelegte Schuppen handelt.

Andere Kontakttypen Kauffunger Kalkstein / Grünstein sind durch kontinuierliche Übergänge zwischen den beiden lithologischen Einheiten gekennzeichnet.

Ein Beispiel hierzu ist im Bereich des SE-Gipfels vom Berg Miłek aufgeschlossen (Abb. 18b). Im Oberen Abschnitt des Altenberger Schiefers ist eine ca. 2 m mächtige Einlagerung aus Tonschiefern, Kalksteinlagen und basischen Tuffen bzw. Tuffiten (Lindenweg-Serie von Block, 1938) eingeschaltet. Die karbonatischen Lagen führen (selektiv) dolomitisierte Ooide.

Nach einer Aufschlußlücke folgt im Hangenden ein massiger Grünstein, der am Top Pillow-Strukturen aufweist. Überlagernd schließt sich eine ca. 5 m mächtige magmatisch-karbonatische Wechselfolge (aus 5 – 10 mm mächtigen Dolomitlagen und 1 – 3 mm dicken Grünschiefer-Laminae) an (siehe Abb. 10), die kontinuierlich in einen massigen Kalzit-Marmor übergeht.

Eine andere Variante des Überganges vom Grünstein in das Karbonatgestein ist durch cm-große, oft linsenförmige, zerrissene aber lagenweise angeordnete, duktil deformierte Karbonatanreicherungen im Grünstein-Tuff gekennzeichnet, eindrucksvoll in der N-Umgebung vom Steinbruch Gruszka aufgeschlossen (Abb. 16).

Die beiden Typen des faziellen Überganges von Grünstein in Kalkstein (Karbonatlinsen im Metavulkanit bzw. tuffitischer Kalkphyllit) geben vermutlich die primären Mengenverhältnisse zwischen karbonatischen und vulkanischen Gesteinsanteilen wieder. Bei einem Überschuß kalkiger Komponenten entstand infolge von Alterationsvorgängen ein Kalkphyllit, bei größerem Anteil der vulkanogenen Bestandteile ein Metatuffit mit kalkigen Einlagerungen.

In allen bekannten Aufschlüssen mit einem kontinuierlichen Übergang vom Grünstein zum Kauffunger Kalkstein folgt am Top der magmatischen die karbonatische Gesteinseinheit.



Abb. 15: Einlagerungen des weißen Kauffunger Marmors (Pfeil) im massigen Grünstein. Steinbruch Silesia.



Abb. 16: Zerrissene Marmorlagen (Pfeil) im Grünsteintuff. Etwa 200 m N' Gruszka-Steinbruchs.

Die lithostratigraphische Beziehung zwischen dem Kauffunger Kalkstein und dem Altenberger Schiefer wird von vielen Bearbeitern unterschiedlich interpretiert.

Block (1938) sieht einen kontinuierlichen Übergang vom Altenberger Schiefer im Liegenden zum Kauffunger Kalkstein im Hangenden. Am Top des Altenberger Schiefers ist nach Block (1938) eine Übergangsfazies, die sog. "Lindenweg Serie", aus Tonschiefer, Grünschiefer und Karbonatgestein ausgebildet.

Teisseyre (1977) beschreibt eine stratigraphische Verzahnung zwischen dem Altenberger Schiefer und Kauffunger Kalkstein in der Ortschaft Grudno. Von einem sedimentären Übergang vom Altenberger Schiefer zum Kauffunger Kalkstein berichten Szalámacha & Szalámacha (1993).

Die mit dem Altenberger Schiefer vergleichbaren Metapelite bei Wleń (siehe Kap.III.2), weisen nach Gorczyca-Skała (1977) am Kontakt zum Kauffunger Kalkstein (Hangendes) eine Übergangsfazies mit Kalk- und Grünschieferlagen, die an die "Lindenweg-Serie" von Block (1938) erinnern.

Teisseyre (1967) und Kozdrój (1995) nehmen einen konkordanten Übergang vom Altenberger Schiefer zum Grünschiefer an, der wiederum vom Kauffunger Kalkstein überlagert werden soll.

Baranowski (1988), Baranowski et al. (1990) und Kryza & Muszyński (1992) interpretieren den Altenberger Schiefer als separate, allochthone tektonische Einheit. Dementsprechend wird der Kontakt zum autochthonen Kauffunger Kalkstein als tektonisch gesehen.

Eigene Geländebeobachtungen belegen, daß der Kauffunger Kalkstein im Hangenden des Altenberger Schiefers ansteht. Diese lithostratigraphische Position wird an Gesteinsabfolgen mit relativ flacher Lagerung der Karbonatgesteine (Hangendes), wie z.B. am Berg Miłek oder Podgórci S eindeutig. Ein sedimentärer Fazieswechsel vom offenmarinen, feinklastischen Altenberger Schiefer zu flachmarinen Karbonaten (Lindenweg-Serie von Block, 1938) wurde bereits in diesem Kapitel am Beispiel der Abfolge vom Berg Miłek beschrieben (Abb. 18b). Kauffunger Kalkstein bei Podgórci S lagert zwischen pelitischem Altenberger Schiefer (Liegendes) und massivem Grünstein (Hangendes) (Abb. 18c). Die Karbonatabfolge beginnt nach scharfem Kontakt zum Liegenden mit einem teils verkieselten, dolomitischen, monomikten Basis-Kalkkonglomerat (bzw. Internbrekzie) (Abb.17). Die einzelnen Klaster sind scharfkantig oder kantengerundet und können Einregelung aufweisen. In der Regel "schwimmen" sie in einer dolomitisch-kalzitischen Matrix.

Zum Hangenden folgt ein dunkel gefärbter Zebra-Kalkstein, der weiterhin in einen kompakten Kalzit-Marmor übergeht. Die Karbonatserie wird an einem scharfen Kontakt von massivem Grünstein, zum Teil als Pillow-Lava ausgebildet, überlagert.

Im Steinbruch Sobocin (Abb. 18d) tritt eine Abfolge zutage, die durch einen relativ scharfen Kontakt zwischen dem Altenberger Schiefer und Kauffunger Kalkstein gekennzeichnet ist. Die basalen Karbonatlagen sind dünnbankig und durch hohe Anteile von (metamorph überprägten) feinkörnigen siliziklastischen Komponenten charakterisiert. Darüber hinaus weisen sie eine intensive Dolomitisierung und Verkieselung auf. In dem unteren Teil der karbonatischen Abfolge ist eine ca. 1 m mächtige Schicht mit Einfachoiden (oft mit Feldspat-Kristallisationskeimen) eingelagert, die Hinweis auf einen flachmarinen Ablagerungsraum der Karbonate darstellen. Zum Hangenden folgt dann der reine Kauffunger Marmor.

Zahlreiche kleinere Kauffunger Kalkstein-Vorkommen (wie z.B. der fossilreiche Aufschluß W' Lipa, Abb. 18e) sind von metapelitischem Gestein, das in der vorliegenden Arbeit als Äquivalent des Altenberger Schiefers angesehen wird, durch einen wenige m mächtigen Übergangsbereich aus Kalkphylliten mit Karbonatkonkretionen bzw. mächtiger werdenden Karbonatlagen getrennt. Zum Hangenden folgte (vermutlich) ein CaCO₃-reicher Kalkstein, der allerdings – wie W' Lipa – in vielen Fällen vollständig abgebaut wurde.

Zusammenfassend ergibt sich, daß der Altenberger Schiefer (und äquivalente Metasedimente) die Basis der Abfolge bildet, zum Hangenden folgt eine karbonatisch-magmatische Serie aus mit Diabasen verzahntem Kauffunger Kalkstein.

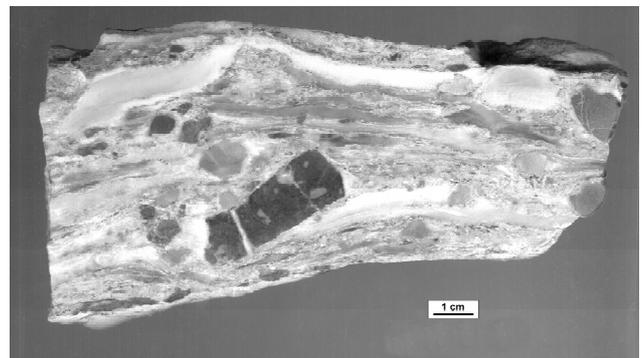


Abb. 17: Ein monomiktes, karbonatisches Konglomerat aus dem basalen Bereich des Kauffunger Kalksteins. Podgórci-S.

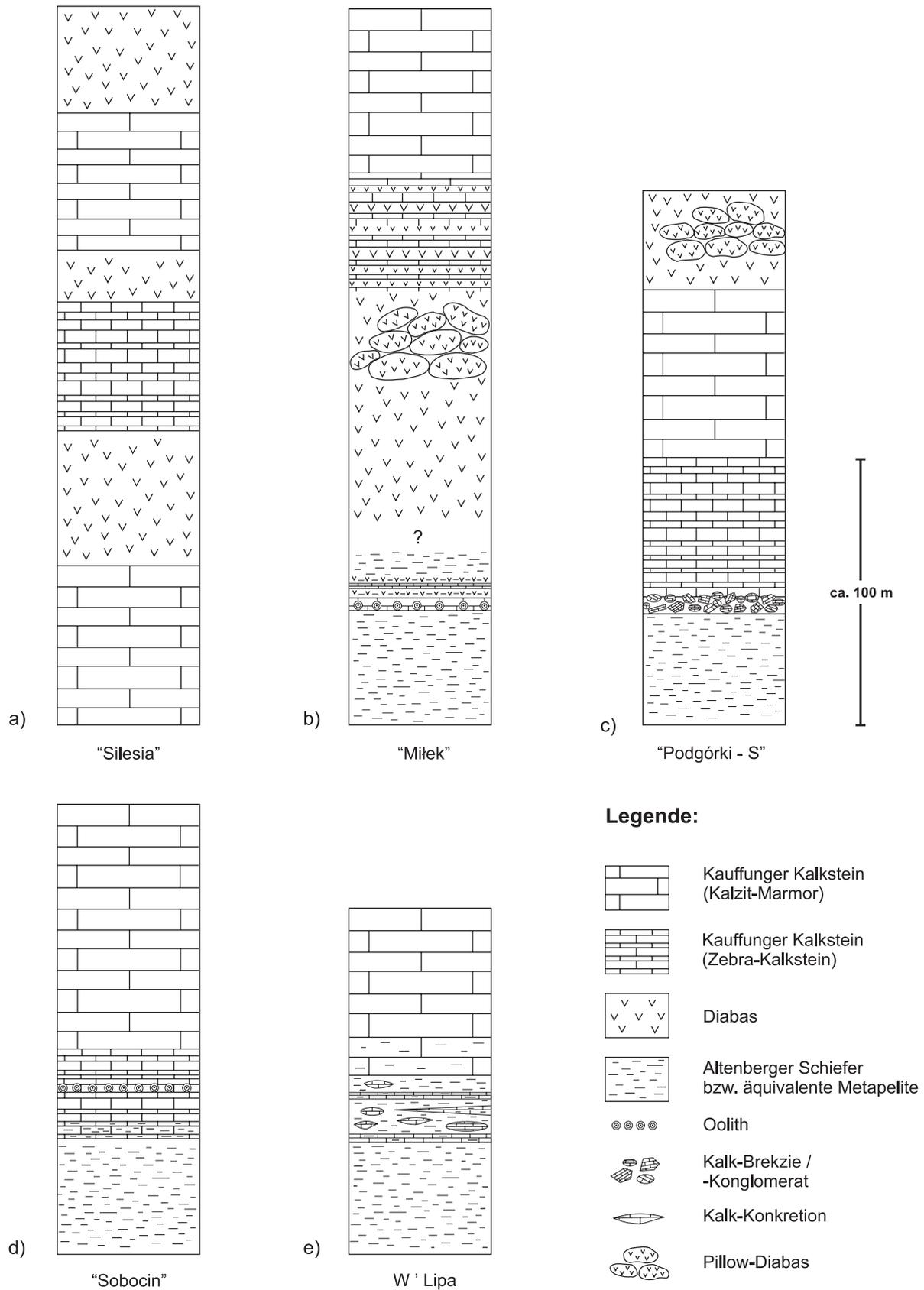


Abb. 18: Beispiele von Gesteinsabfolgen mit Einschaltungen vom Kauffunger Kalkstein. Schematische, Maßstab-un-treue Darstellung. Gesteinsgrenzen ohne genetische Deutung. Sekundäre Dolomitierungs- und Verkieselungs-erscheinungen nicht dargestellt. Erläuterungen im Text.

IV. GLIEDERUNG UND PETROGRAPHISCHE AUSBILDUNG DES KAUFFUNGER KALKSTEINS

Unter dem Sammelbegriff "Kauffunger Kalkstein" werden alle Karbonat-Gesteine zusammengefasst, die im Bober-Katzbach Gebirge zwischen Bolków im E und der (NE⁴) Gegend von Lubań im W ausstreichen (siehe Abb.2). Abgesehen von wenigen Vorkommen liegt der überwiegende Teil des Kauffunger Kalksteins im E' Abschnitt des Untersuchungsgebietes. Die Lage der einzelnen Vorkommen zeigt die Abb. 19.

Innerhalb des Kauffunger Kalksteins lassen sich zahlreiche Lithotypen ausgliedern, die durch primäre Sedimentationsmerkmale, ihre petrographische Zusammensetzung, diagenetische bis metamorphe Alterationserscheinungen (Dolomitisierung, Verkieselung, Phasenentmischung, Re- und Sammelkristallisation, Lösungsvorgänge, Mineralneubildung u.a.) und schließlich durch ihren tektonischen Beanspruchungsgrad wie Mylonitisierung oder Brekzierung differenziert werden können.

Entsprechend eigenen Kriterien festgelegte Lithotypen des Kauffunger Kalksteins (Kalzit-Marmor, Zebra-Kalksteine, Matrix-Dolomit, Dolomit-Marmor und Hydrothermaler Dolomit) werden in den folgenden Kapiteln vorgestellt und genetisch interpretiert.

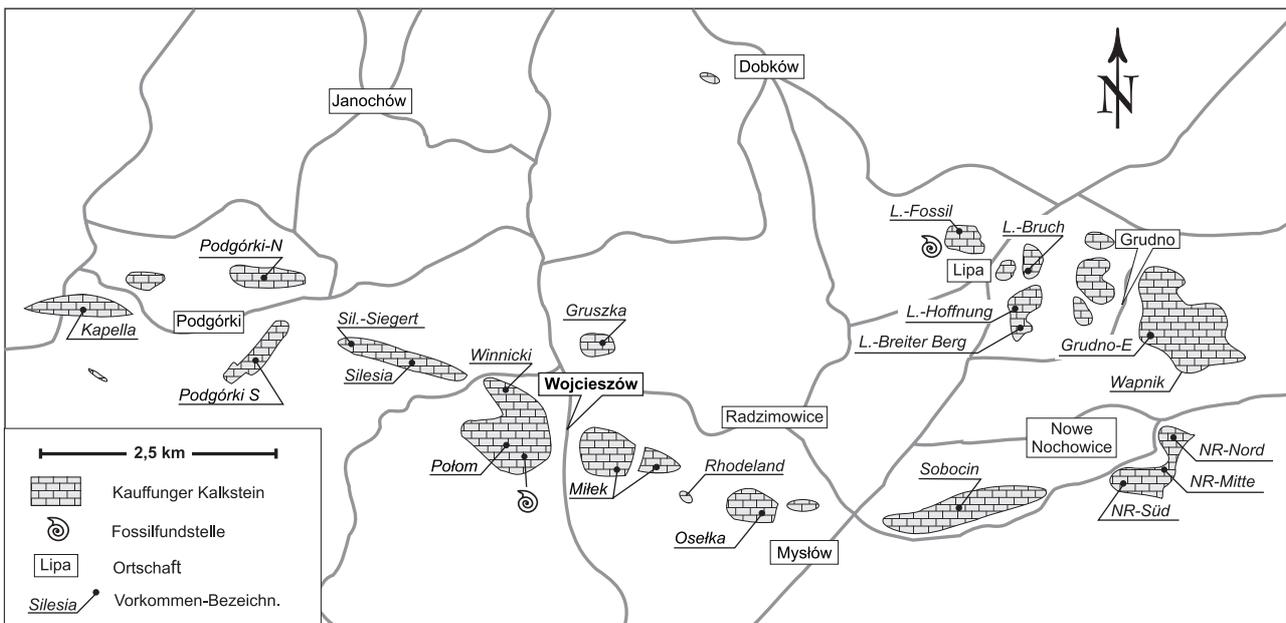


Abb. 19: Größere Kauffunger Kalkstein-Vorkommen im E' Bober-Katzbach Gebirge.

1. Stand der Forschung über den Kauffunger Kalkstein

Die erste Gliederung des Kauffunger Kalksteins wurde von Block (1938) unternommen, der vom Liegenden zum Hangenden die "Lähne-Kalk-Gruppe" und den "Kauffunger Hauptkalk" unterscheidet (Tab. 2). Diese Zweiteilung wurde auch von Teisseyre (1977) übernommen, der den Unteren Kauffunger Kalkstein als dunkelgrau, gut geschichtet mit Serizitschiefer-Einlagerungen und den Oberen Kauffunger Kalkstein als massig, weiß bis hellgrau mit Einlagerungen von rotem Schie-

fer charakterisiert. Kozdrój (1995) stimmt der Zweigliederung des Kauffunger Kalksteins nach Block (1938) ebenso zu. Allerdings entsprechend seiner Annahme, daß der Kauffunger Kalkstein im Liegenden des Altenberger Schiefers vorkommt, soll der massige Kauffunger Haupt-Kalk an der Basis und die gebankte Lähne-Kalk-Gruppe am Top der karbonatischen Abfolge stehen.

Hangendes: Grünschiefer (Mittel- bis Oberkambrium)			
U n t e r k a m b r i u m	Kauffunger Haupt-Kalk	Hangender weißer Kalk	Linienkalk mit vereinzelt Zwischenlagen von Kalkphylliten, bunter Marmor und grobkörniger weißer Marmor, Mächtigkeit ca. 100 - 200 m
		Hangender grauer Kalk	dunkelgrauer, körniger Kalk mit Dolomit und Kalkphylliten, etwa 200 m mächtig
	Lähne-Kalk- Gruppe	Liegender weißer Kalk	helle, graue und weiße tonige und Mg-reichere Kalke mit Tonschiefern, "Lindenweg-Gesteinen" und Dolomit, etwa 250 m mächtig
		Liegender grauer Kalk	meist gelbliche, selten rein graue und grüne dolomitische Kalke und Dolomite mit roten Tonschiefern und Kalkknollen mit <i>Phyllocariden</i>
Liegendes: Altenberger Schiefer (Algonkium)			

Tab. 2: Lithostratigraphische Gliederung des Kauffunger Kalksteins nach Block (1938).

Lorenc (1983) untersucht den Kauffunger Kalkstein im Hinblick auf die primären Gefügemerkmale und unterscheidet acht Karbonatlithotypen (Tab. 3), die zu zwei genetischen Komplexen zusammengefasst werden.

Die Lithotypen des ersten Komplexes sollen nach dieser Vorstellung im flachen bis supratidalen Bereich, jene des zweiten Komplexes (durch die Abtragung und Resedimentation vom Material des ersten Karbonat-Komplexes) sollen in tieferen Beckenbereichen abgelagert worden sein. Zwischen den beiden Komplexen bestehen nach dem Autor fazielle Übergänge (Abb. 20). Nach Lorenc (1983) ist der Lithotyp A (quantitativ dominant) mit B₁ vergesellschaftet, der wiederum räumliche Beziehungen zu B₂ aufweist. Mit dem Lithotyp A hängt auch der Typ C zusammen. Die Lithotypen A, B₁, B₂ und C werden zu einem genetischen Komplex I zusammengefaßt.

Den Komplex II bilden Lithotypen D₁, D₂ und D₃, die miteinander verzahnt sind. D₁ stellt das Bindeglied zu Lithotypen des Komplexes I dar.

Die Stellung vom Typ E ist aufgrund starker tektonischer Beanspruchung heute nicht mehr eindeutig erkennbar. Lorenc (1983) nimmt seine primäre Verbindung zu beiden Komplexen an.

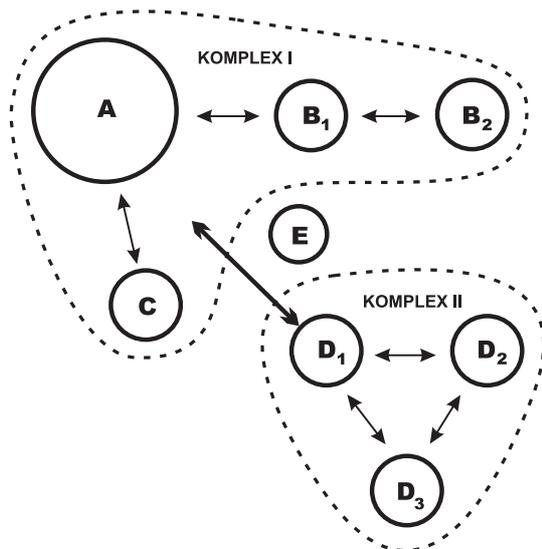


Abb. 20: Schematische Darstellung der Beziehungen zwischen den einzelnen Karbonatlithotypen von Lorenc (1983). Erläuterungen im Text.

Lithotyp A	Helle, massige, ungeschichtete bzw. dick gebankte Kalksteine und Dolomite
Lithotyp B1	Hellgraue und gelbliche, geschichtete, intern laminierte Dolomite (Algenlaminite?)
Lithotyp B2	Graue, geschichtete Dolomite mit Merkmalen eines Loferites
Lithotyp C	Dunkle, geschichtete Kalksteine und Dolomite mit einer internen, isolithischen Lamination (gleichmächtige Laminae)
Lithotyp D1	Dunkle, geschichtete Kalksteine ohne interne Lamination
Lithotyp D2	Dunkle, geschichtete Kalksteine mit interner, heterolithischer (ungleichmächtiger) Lamination (dunkelgraue, 3–8 mm mächtige Kalklaminae wechsellagern mit bräunlichen, 1-3 mm mächtigen dolomitischen Kalklaminae)
Lithotyp D3	Dunkle, geschichtete Kalksteine mit allodapischen Merkmalen
Lithotyp E	Helle, geschichtete, gebänderte Kalksteine

Tab. 3: Kauffunger Kalkstein-Karbonatlithotypen nach Lorenc (1983).

2. Petrographische Gliederung des Kauffunger Kalksteins

Wie bereits erwähnt, setzt sich der Kauffunger Kalkstein petrographisch aus unterschiedlichen Lithotypen zusammen, die zahlreichen postsedimentären, oftmals mehrphasigen Alterationsprozessen unterlagen.

Wegen der weit fortgeschrittenen Umwandlung aller Karbonatgesteine ist die Klassifizierung nach Dunham (1962) bzw. nach Folk (1959) nicht anwendbar. Die in der vorliegenden Arbeit unternommene lithologische Gliederung basiert in erster Linie auf der Mineralzusammensetzung der Karbonatgesteine. Maßgebliche Kriterien sind die Gehalte von Kalzium- und Magnesium-Karbonat (Dolomitanteil). Ergänzend werden für die Klassifikation charakteristische, petrographische Merkmale, insbesondere das Mikrogefüge der Karbonatgesteine und die räumliche Verteilung gesteinsbildender Minerale berücksichtigt. Darüber hinaus wird ein Karbonatlithotyp ausgegliedert, der offensichtlich durch besondere (vulkanogene) Bildungsprozesse entstand.

Die ausgegliederten Lithotypen des Kauffunger Kalksteins sind:

1. **Kalzit-Marmor:**
CaCO₃-reicher, massiger, weitgehend metamorph umgewandelter Kalkstein.
2. **Zebra-Kalksteine:**
Kalzitisch-dolomitische, SiO₂-führende, gebänderte, teils rekristallisierte Karbonatgesteine.
3. **Massiger Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor:**
Diagenetisch bis regionalmetamorph überprägter Dolomit.
4. **Hydrothermaler Dolomit:**
Vulkanogener, postkinematisch gebildeter Dolomit.

3. Kalzit-Marmor

Größere Vorkommen: Połom, Silesia, Miłek, Podgórkis, Sobocin, Pilchowice, Kapella (Abb. 19)

Gesteinbildende Minerale: Kalzit ($\text{Ca}_{0,99}\text{Mg}_{0,01}\text{CO}_3$)

Nebenkomponekte: Dolomit

Akzessorische Bestandteile: Quarz, Schichtsilikate

Liegendes: Zebra-Kalksteine, Grünstein

Hangendes: Grünstein, Kalkphyllit (selten aufgeschlossen)

Mächtigkeit: bis etwa 150 m

Isotopie:

$\delta^{18}\text{O}$ von -8,69 bis -13,80 ‰ (PDB)

$\delta^{13}\text{C}$ von 2,38 bis -0,37 ‰ (PDB)

Nach Lorenc (1983) gehört der Kalzit-Marmor dem Lithotyp A an (Tab. 3).

Der Kalzit-Marmor war bereits in der Vergangenheit ein begehrter Rohstoff und wurde vielerorts bergmännisch gewonnen. Deshalb sind viele kleinere Vorkommen bereits vor vielen Jahrzehnten fast vollständig ausgebeutet worden.

Die Karbonatgesteine innerhalb des Kalzit-Marmors variieren in Farbe, Schichtmächtigkeit oder die Anteil an dolomitischen bzw. siliziklastischen Beimengungen. Aufgrund des einheitlich hohen CaCO_3 -Gehaltes und der fortgeschrittenen metamorphen Rekristallisation (Marmorisierung) werden sie jedoch zu einem Lithotyp zusammengefasst.

Makroskopische Merkmale

Vorherrschendes äußeres Merkmal dieses Lithotyps ist die generell helle Färbung. Sie variiert von weiß über gelblich, rosa, bläulich bis grau. Die Färbung des Kalzit-Marmors wird durch fein verteilte Pigmente (überwiegend Fe-Oxid) bzw. Beimengungen von anderen farbigen Mineralphasen, in den meisten Fällen Dolomit, hervorgerufen.

Innerhalb der kalzitischen Hauptmasse befinden sich gelbe bis rote dolomitische Bänder, Adern oder Nester, die einen Gesteinsanteil von bis zu 5 % ausmachen können (Abb. 29). Als Mikrokluftezementationen sind sie geradlinig, oft verlaufen sie aber unregelmäßig, können sich verzweigen und in Form von ptygmatischen, entwurzelten Fältchen auftreten. Ihre laterale Erstreckung beträgt in der Regel wenige dm bei einer Dicke < 1 mm. Die dolomitischen Bänder und Adern bewirken eine farbige Maserung des Marmors.

Die Farbe des angewitterten Kalzit-Marmors weicht vom frischen Bruch kaum ab und kann lediglich auf

oberflächliche Verunreinigungen zurückgeführt werden.

Ein gutes Unterscheidungsmerkmal des Kalzit-Marmors von anderen hellen Varietäten des Kauffunger Kalksteins ist seine gut ausgeprägte Transluzenz (Durchschein) und seine vergleichsweise geringe Härte. Beim Hammerschlag bilden sich schneeweiße Flecken, die durch oberflächliche Pulverisierung (und tiefer greifende Kristallgitterdefekte) entstehen. Der gleiche Schock-Effekt wird durch Sprengungen hervorgerufen und ist für die Entstehung von schneeweißen, nicht transluzierenden Marmorbrocken verantwortlich.

Der Kalzit-Marmor ist in der Regel durch ein kompaktes, massiges Gefüge gekennzeichnet. In einigen Fällen kann man dickbankige Schichtung erkennen. In der Regel lässt sich lediglich ein undeutlich ausgeprägtes Parallelgefüge erkennen, das wegen fraglicher Genese (sedimentär oder tektonisch?) neutral als Foliation bezeichnet wird.

Gebankter Kalzit-Marmor

In einigen Vorkommen des Kauffunger Kalksteins (z.B. Silesia, Winnicki (Połom-N), Sobocin, Podgórkis, Einzelvorkommen 1 km SW' Podgórkis) ist ein weißer, im cm- bis dm-Bereich deutlich geschichteter Kalzit-Marmor aufgeschlossen. Die meisten petrographischen Merkmale entsprechen dem massigen Kalzit-Marmor, mit dem Unterschied, daß auf den Schichtoberflächen in der Regel parallel eingeregelt Hellglimmerkristalle auftreten. Dieser grob gebankte Typ wird als ehemals mergeliger Kalkstein interpretiert, bei dem es unter metamorphen Bedingungen zu einer Serizitisierung von Tonmineralen gekommen ist. Die lagige Anreicherung des Hellglimmers könnte unter Mitwirkung von sekundärer Kalzitentmischung (vergl. Kap. IV.4.1) zustande gekommen sein.

Silikatische Anteile

In Kalzit-Marmoren des Kauffunger Kalksteins sind außer Serizit manchmal weitere silikatische Bestandteile anzutreffen. In den meisten Fällen handelt es sich um freie Quarzkörner, die als weitgehend rekristallisierte, siliziklastische Komponenten interpretiert werden, bzw. um in Freiräumen auskristallisierte Quarzzemente. Vereinzelt lassen sich andere silikatische Anreicherungen feststellen, die beispielsweise in dem Kauffunger Kalksteinvorkommen "Pisarzowice" (SW' Wleń) in Form von bis zu cm-dicken gefalteten Lagen mit variierender Mächtigkeit der einzelnen Bänder vorkommen. Unter der Lupe kann man Chlorit, Hellglimmer und selten dunkle Minerale (Pyroxene oder Amphibole?) erkennen.

Mikroskopische Beschreibung

Der karbonatische Mineralbestand des Kalzit-Marmors besteht in der Regel zu über 95 % aus Kalzit. Daneben können Dolomit (bis etwa 5 Vol-%) und vereinzelt Fe-haltiges Karbonat (wahrscheinlich Ankerit) festgestellt werden.

Darüber hinaus kommen Quarz (sekundäre Verkieisungen), Fe-Oxide und Schichtsilikate vor, die in den meisten Fällen in Spuren auftreten und nur in Übergangsbereichen zu Kalkphylliten (beispielsweise im SW-Teil des Tagebaus Połom) höhere Gesteinsanteile ausmachen können.

Das Mikrogefüge des Kalzit-Marmors ist uneinheitlich und variiert in Korngröße, Korngrößenverteilung, Form von Korngrenzen und Ausbildung von Zwillingslamellen. Die meisten Kalzit-Marmor-Typen weisen miteinander verzahnte Kristalle mit unregelmäßig ausgebildeten, ausgefransten Korngrenzen auf. Die Intensität der Korn-Suturierung variiert von Probe zu Probe stark (siehe Abb. 21 und Abb. 22).

In einigen Fällen ist ein polygonales Mikrogefüge mit wenig suturierten Korngrenzen zu beobachten. Bezogen auf die Korngrenzenausbildung kann das Mikrogefüge nach Passchier & Trouw (1996) von annähernd polygonal (gerade Korngrenzen) bis stark suturiert (amöboid) bezeichnet werden. Der Kalzit-Marmor weist in der Regel eine inequigranulare (Abb. 23), untergeordnet eine equigranulare (Abb. 21) Korngrößenverteilung auf. Die Kalzit-Kristalle sind meist durch intensive, mehrphasige, intrakristalline Verzwilligungen gekennzeichnet. Die Breite der Zwillingslamellen liegt im Zehner μm -Bereich. In vielen Fällen lassen sich mehrere Zwillingsgenerationen unterscheiden. Einige von ihnen treten duktil deformiert (verbogen) auf, manche durchschneiden ältere Zwillingslamellen (siehe Abb. 28).

In wenigen Fällen sind innerhalb des Kalzit-Marmors Drucklösungserscheinungen in Form von Mikrostylolithen zu beobachten (siehe Abb. 34). Sie können einen geraden oder zackigen Verlauf aufweisen, sind durch unlösliche, meist Fe-reiche Residuate gekennzeichnet und werden von isometrischen, feinkörnigen Kalzitkristallen begleitet.

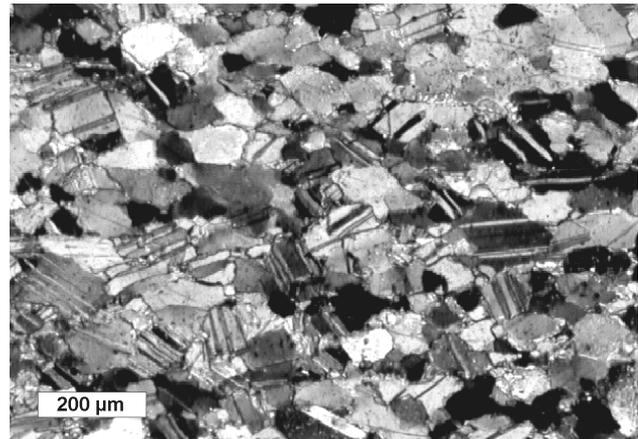


Abb. 21: Mittelkristalliner Kalzit-Marmor mit verzwilligten, horizontal schwach eingeregelten Kalzitkristallen und equigranularer Kornverteilung sowie wenig suturierten Korngrenzen. Probe P-20. Nicols x.

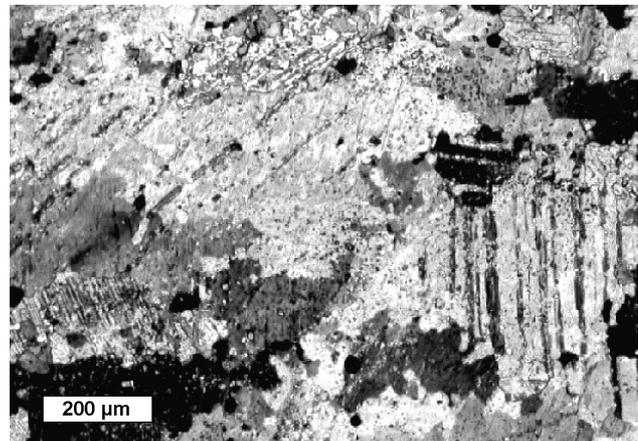


Abb. 22: Grobkristalliner Kalzit-Marmor mit stark suturierten Korngrenzen. Probe Sil -4. Nicols x.

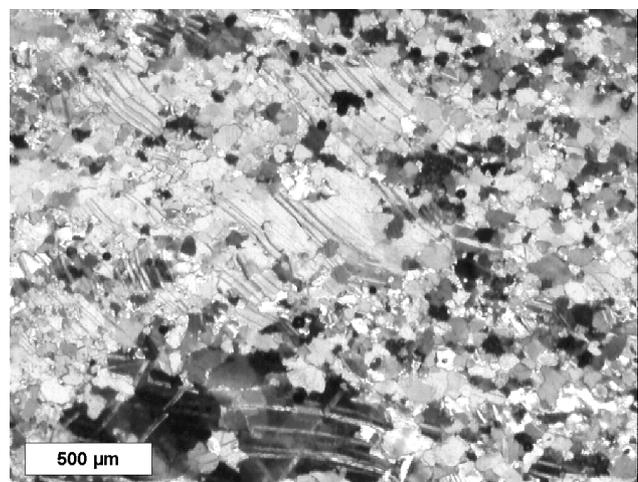


Abb. 23: Inequigranulare (ungleiche) Korngrößenverteilung im Kalzit-Marmor, Probe Sob-5, Nicols x.

Fallbeispiel Połom-Kalzit-Marmor

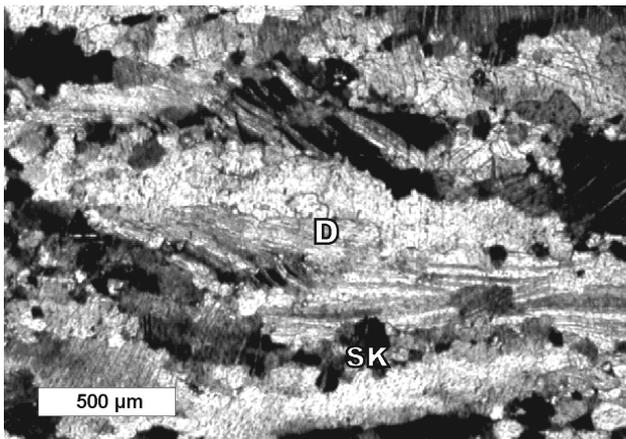
Eine allgemeingültige Dünnschliff-petrographische Charakterisierung des Kalzit-Marmors ist aufgrund seiner vielfältigen Ausprägung kaum möglich. Um ein möglichst detailliertes Bild des Mikrogefüges zu bekommen, wird im Folgenden der früher als Werkstein genutzte Kauffunger-Marmor vom Berg Połom näher betrachtet. Innerhalb des Kalzit-Marmors von Połom lassen sich zwei Mikrogefügegruppen unterscheiden.

Zur ersten Gruppe gehören Gesteine mit relativ equigranularer Kornverteilung, die aus isometrischen Kristallen mit relativ geraden Korngrenzen bestehen. Meist lässt sich eine undeutliche, parallel zur Foliation ausgeprägte Kristalleinregelung erkennen, die entweder durch die parallele Anordnung von leicht ovalen Kristallen oder durch die längliche Form von Kristallaggregaten zustande kommt (Abb. 21). Eine völlig regellose Kristallanordnung ist bei diesem Kalzit-Marmor-Typ die Ausnahme. Die equigranularen Kalzit-Marmor-Typen vom Połom (mittlere Kristallgröße von etwa 70 bis 200 μm) werden nach Folk (1959) als fein- bis mittelkristallin bezeichnet.

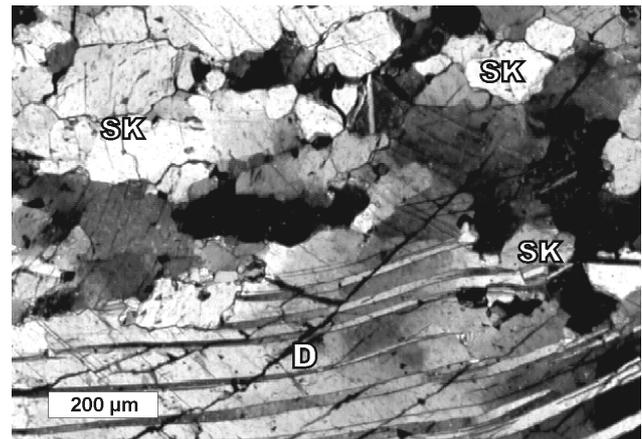
Die zweite Mikrogefügegruppe bildet ein Marmor mit inequigranularer Kristallverteilung, der durch eine Koexistenz von größeren und kleineren Körnern gekennzeichnet ist. Neben seiner feinkristallinen Grundmasse treten bis zu mehrere mm große, meist polykristalline Aggregate auf (Abb. 24). Nach Siegesmund et al. (1997) werden derartige Aggregate als Domänen bezeichnet.

Die Domänen können entweder mono- oder polykristallin aufgebaut sein und sind meistens länglich (Kalzitleisten), mit einem Verhältnis Länge zu Breite von bis zu 7 : 1. Die Domänen sind immer mit der Längsachse parallel zur Foliation orientiert und generell sehr intensiv verzwillingt, wobei die Zwillingslamellen stark verbogen auftreten. Begleitend zu den Domänen kommen kleinere, meist isometrische, orientierungslose Kalzitkristalle (Subkörner) vor, die die großen Kalzitleisten umhüllen ("core-mantle-structure" nach van der Pluijm, 1991) oder geringmächtige, lagige Anhäufungen zwischen den längsgestreckten Domänen bilden. Eine Systematik in der räumlichen Verteilung der equigranularen Marmortypen und solchen mit "core-mantle"-Gefüge lässt sich am Połom nicht feststellen. Ihr Auftreten kann auf engstem Raum stark variieren, oft wechseln sich die Typen im Bereich eines Dünnschliffs ab.

Neben dem hellen Kalzit-Marmor kommt am Połom (am Übergang zum Zebra-Kalkstein) ein etwa 20 m mächtiges Paket von geschichtetem, dunkelgrau gefärbtem, CaCO_3 -reichem Kalzit-Marmor vor. Seine dunkle Färbung ist auf eine Pigmentierung durch fein verteilte Kohle-, Pyrit- und vor allem Tonpartikeln zurückzuführen (vergl. Kap. IV.4).



A.



B.

Abb. 24: "Core-mantle"-Gefüge vom Kalzit-Marmor. A: Übersichtsbild. Probe P-19. Nicols x. B: Detailaufnahme. Probe GM-1. Nicols x. D: Domäne, SK: Subkörner.

Chemische Zusammensetzung des Kalzit-Marmors

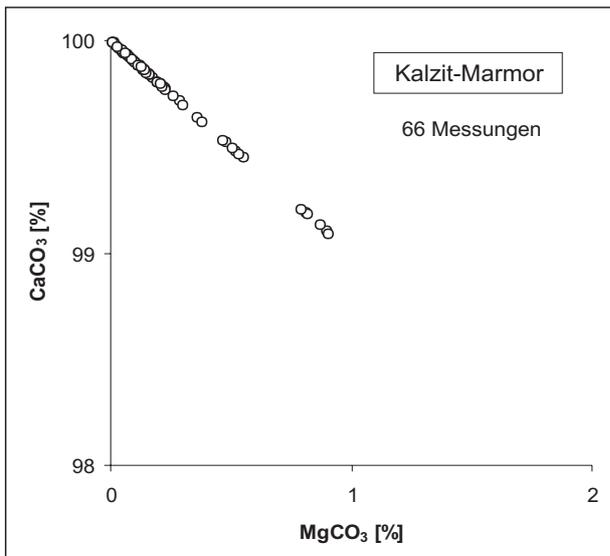


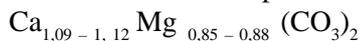
Abb. 25: Chemische Zusammensetzung von Kalzit-Kristallen des Kalzit-Marmors (Mikrosonde).

Die Gesteinshauptmasse des untersuchten Kalzit-Marmors (Mikrosonde) besteht aus Niedrig-Mg-Kalzit mit CaCO_3 -Anteilen zwischen 99,17 und 99,93 Mol% (Abb. 25). Dies entspricht einer Strukturformel:



Die in der kalzitischen Hauptmasse vorkommenden dolomitischen Anhäufungen (Adern, Nester oder Kluftfüllungen) setzen sich aus 54,75 bis 56,11 Mol% CaCO_3 und 42,57 bis 43,79 Mol% MgCO_3 zusammen (Mikrosonde) (Abb. 26) und können als Ca-Dolomit ($\text{Ca}/\text{Mg} > 1$) bezeichnet werden.

Ihre Strukturformel heißt dementsprechend:



Der CaCO_3 -Gehalt der dolomitischen Verunreinigungen ist möglicherweise etwas niedriger als die o. g. mittels Mikrosonde gemessenen Werte. Dieser Dolomit besteht in der Regel aus sehr feinkristallinen Dolomitaggregaten, die eine relativ hohe intrakristalline Porosität aufweisen. Möglicherweise befindet sich in dem Porenraum feinkristalliner Kalzitkristalle, der unter dem Mikroskop nicht erkennbar bleibt. Ein Hinweis für seine Anwesenheit ist die Alizarinrot-Anfärbung, die in manchen Fällen ein positives Ergebnis (Kalzitnachweis) gezeigt hat. Die chemische Rohsteinqualität des Kalzit-Marmors ergibt sich hauptsächlich aus dem quantitativen Verhältnis zwischen den beiden koexistierenden Karbonatphasen Kalzit und Dolomit und liegen im Bereich 95 – 98 % CaCO_3 .

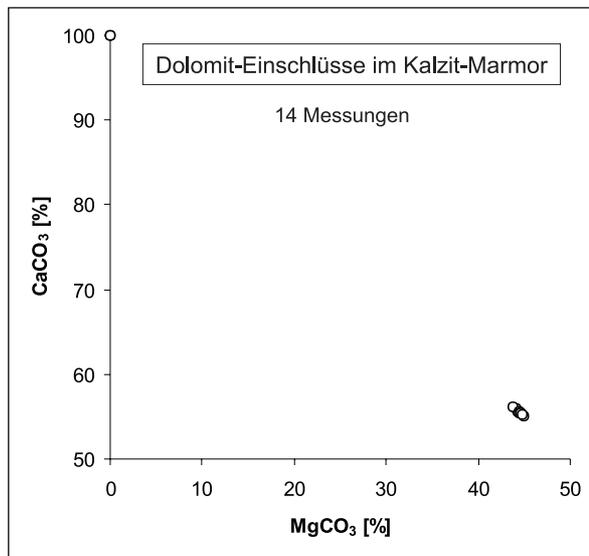


Abb. 26: Chemische Zusammensetzung der dolomitischen Einschlüsse im Kalzit-Marmor (Mikrosonde).

Neben der chemischen Zusammensetzung der gesteinsbildenden Karbonatminerale wird die Rohstoffqualität durch weitere Faktoren wie z.B. Phylliteinlagerungen, Karstschlottenfüllungen (beides SiO_2 -Anstieg) oder durch die Anwesenheit des Hydrothermalen Dolomits und selten durch Quarzzemente negativ beeinflusst.

Kathodolumineszenz

Der Kalzit-Marmor ist durch keine bis schwache Lumineszenz der gesteinsbildenden Kalzitkristalle sowie eine intensiv gelbe bis rötliche Lumineszenz der interkristallinen Porenfüllungen und der verheilten Mikrospalten gekennzeichnet (Abb. 31). Im Gegensatz zur kalzitischen Hauptmasse (fast schwarze Farbe) weisen die dolomitischen Einschlüsse (Adern und Nester) eine intensiv rote Lumineszenz auf. Die bereits unter dem Polarisationsmikroskop erkennbaren Dolomitanhäufungen zeigen beim Einsatz der heißen Kathode in der Regel orangerot leuchtende, scharf abgegrenzte Kerne, die von einer intensiv gelben, nach außen diffus abgegrenzten Aureolen umgeben sind (Abb. 32). Aus dieser Aureole nimmt ein gleichfarbig leuchtendes "Geflecht" von interkristallinen Mikrozeimenten seinen Anfang, das für den Rest der kalzitischen Hauptmasse (mit wechselnder Intensität) charakteristisch ist (Abb. 31). In den Kontakt-Bereichen zu größeren Dolomiteinschlüssen nimmt dieser Effekt zu, so daß alle Kalzitkorngrenzen (bzw. interkristalline Porenfüllungen) mit leuchtend gelber Farbe lumineszieren. Die kalzitischen Kristalle selbst können einen leicht gelblichen Farbstich annehmen.

Das unterschiedliche Lumineszenzverhalten der einzelnen Bestandteile des Kalzit-Marmors spricht für die mehrphasige Entstehung seiner Komponenten. Die gleiche Lumineszenz der interkristallinen Porenfüllungen und der Dolomiteinschlüsse weist auf ihre gemeinsame Genese hin. Da die kristallographische Ausbildung der meisten dolomitischen Beimengungen auf ihren hydrothermalen, postkinematischen Ursprung hinweist (siehe Kap. IV.6), wird die gesamte Lumineszenz des Kalzit-Marmors (bzw. interkristalliner Zemente) mit dieser, sekundärer Beanspruchung in Verbindung gebracht. Ob die lumineszierenden interkristallinen Zemente aus Dolomit oder Kalzit bestehen, konnte aufgrund der minimalen Größe dieser Kristalle nicht festgestellt werden. Möglicherweise sind unter den höher temperierten Bildungsbedingungen vom Satteldolomit (Kap. IV.6), die an akzesorischen, Lumineszenz-fördernden Atomen wie z.B. Mn^{2+} (Reinhold, 1996) angereicherte Lösungen in die interkristallinen Porenräume eingedrungen. Der farbige Unterschied zwischen dem Lumineszenzverhalten vom Dolomit (orangerot) und dem intensiver leuchtenden, interkristallinen Zement (gelb) kann auf die Lumineszenz-unterdrückende Wirkung von Fe-Ionen, deren Anwesenheit durch die natürliche gelbe Farbe der Dolomiteinschlüsse belegt wird, zurückgeführt werden.

Zwillingslamellen in Kalzitkristallen

Die im Kauffunger Kalzit-Marmor vorkommenden Zwillinge sind immer relativ schmal (Zehner μm -Bereich), allerdings oft verbogen oder durchkreuzt. Zahl und Größe von Zwillingslamellen sind im Kalzit direkt vom tektonischen Stress abhängig (Laurent et al., 1990). Kalzit neigt zu rheologischen Verformungen, d. h. verhält sich unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen "plastisch". Bereits bei Zimmertemperaturen können sich Deformationszwillinge bilden, die allerdings bei weiterer Temperaturerhöhung umgewandelt und schließlich "gelöscht" werden können (Passchier & Trouw, 1996).

Nach Passchier & Trouw (1996) kann man die Kalzit-Zwillingslamellen folgend klassifizieren (Abb. 27):

Typ I ist durch schmale ($< 5 \text{ mm}$), gerade Lamellen charakterisiert und entsteht bei Temperaturen unterhalb $200 \text{ }^\circ\text{C}$.

Typ II weist relativ breite Lamellen ($> 5 \text{ mm}$) auf und wird bei Temperaturen zwischen 150 und $300 \text{ }^\circ\text{C}$ gebildet.

Typ III zeigt infolge von Kristallgitter-Gleitungen verbogene, sich durchkreuzende Lamellen, die ab $200 \text{ }^\circ\text{C}$ vorkommen.

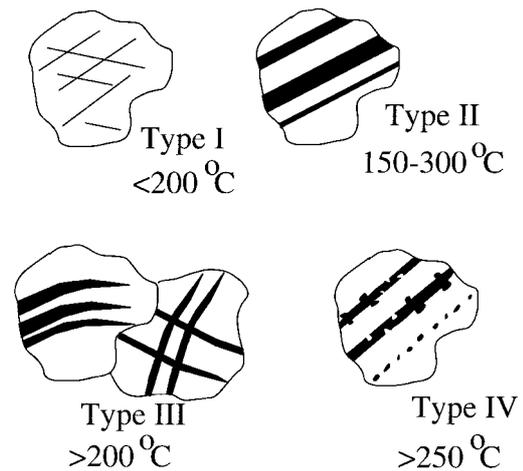


Abb. 27. Geometrie der Zwillingslamellen im Kalzit, in Abhängigkeit von der Bildungstemperatur. Aus Passchier & Trouw (1996).

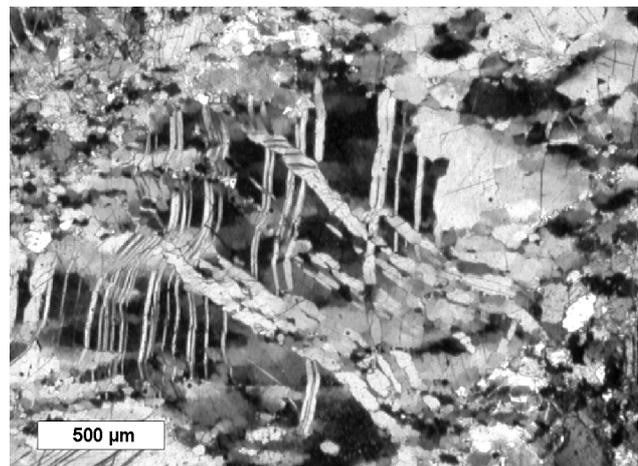


Abb. 28: Zwei Generationen duktil deformierter Zwillingslamellen von Typ III (nach Passchier & Trouw, 1996). Probe GM-1. Nicols x.

Typ IV entsteht bei Temperaturen $> 250 \text{ }^\circ\text{C}$ und ist durch unregelmäßige (ausgefranzte) Zwillingslamellenbegrenzungen charakterisiert.

Nach der Zwillingslamellen-Klassifizierung von Passchier & Trouw (1996) dürften die Zwillinge im Kalzit-Marmor (Typ II) in Temperaturbereichen etwa zwischen 150 und $300 \text{ }^\circ\text{C}$ entstanden sein (Abb. 28).

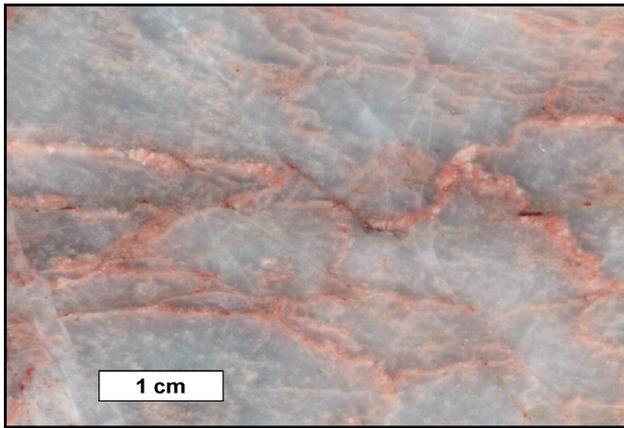


Abb. 29: Kalzit-Marmor (Anschliff) mit roten, zum Teil verfalteten Dolomitadern. Probe P-20.

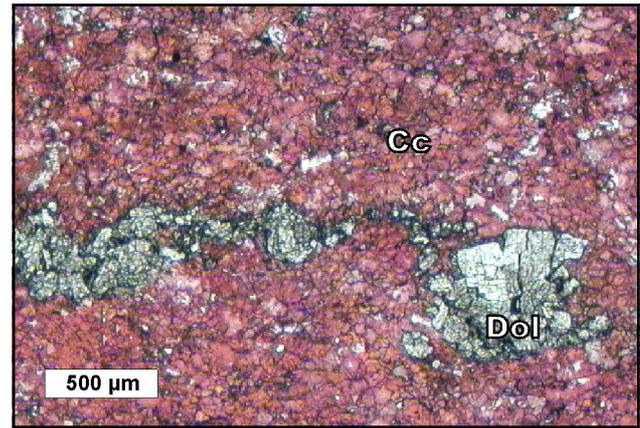


Abb. 30: Dünnschliffaufnahme eines Dolomit-Einschlusses im Kalzit-Marmor. Probe M-4, Nicols II, Alizarinrot-anfärbung des Kalzits. Cc: Kalzit, Dol: Dolomit.

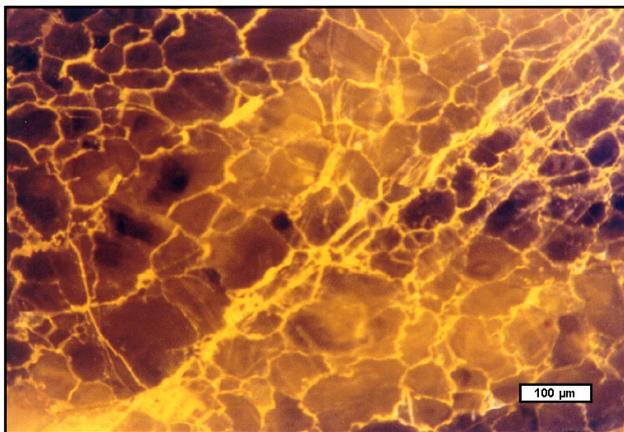


Abb. 31a: Das Lumineszenzverhalten des Kalzit-Marmors durch hellgelb leuchtende Zemente im intrakristallinen Porenraum charakterisiert. Probe P-45.

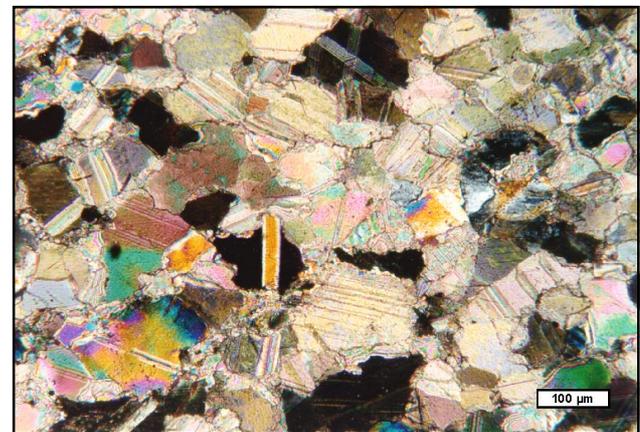


Abb. 31b: Das verzahnte Gefüge eines mittelkristallinen Kalzit-Marmors, gleiches mikroskopisches Bild wie 31a, ohne KL. Nicols x.

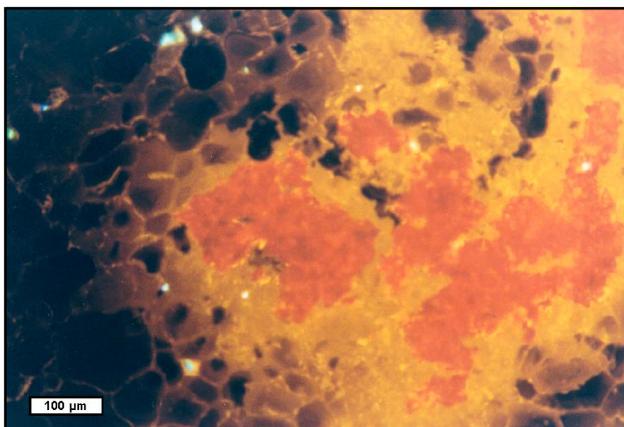


Abb. 32a: KL eines nestartigen Dolomit-Einschlusses (hydrothormaler Dolomit-Typ) im Kalzit-Marmor. Probe P-45.

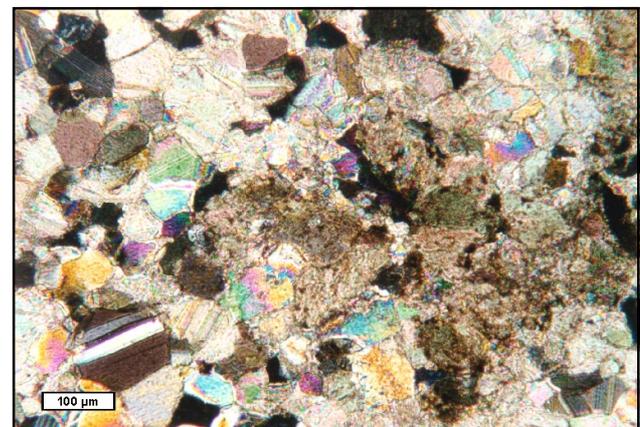


Abb. 32b: Nestförmige Dolomitanhäufung in mittelkristallinem, equigranularem Kalzit-Marmor. Mikroskopisches Bild wie 32a, ohne KL. Nicols x.

3.1. Genese und Diskussion

Die o.g. Mikrogefügemerkmale des Kalzit-Marmors weisen auf eine intensive tektonische Beanspruchung hin.

Die langgestreckten, eingeregelter Kalzitleisten können nach dem Modell von van der Pluijm (1991) als angelöste Relikt-kristalle (Domänen) eines ehemaligen, grobkristallinen Marmors interpretiert werden. Die feinkörnigen Begleitkristalle (Subkörner) kann man als dynamische Rekristallisate deuten. Diese Gefügemerkmale sind charakteristische Anzeichen eines tektonisch erzeugten Protomylonits.

Van der Pluijm (1991) beschreibt in der Bancroft-Scherzone von Kanada eine Marmor-Abfolge, die von einem tektonisch unbeeinflussten, grobkristallinen Marmor (Protolith) über einen Protomylonit (aus größeren, langgestreckten, eingeregelter Kalzitkristallen und einer Population aus kleineren, begleitenden Subkörnern, sog. "core and mantle"-Gefüge), einen feinkörnigen, equigranularen Mylonit bis zu einem extrem feinkörnigen Ultramylonit (Korngröße um 20 µm) reicht. Die um die Kalzitleisten verteilten Subkörner des Kalzit-Marmors vom Polom weisen keine kristallographischen Einregelungen auf.

Leiss (1996) beschreibt aus plastisch deformierten Karbonatgesteinen Namibias ein vergleichbares, tektonisch erzeugtes Mikrogefüge mit groben, optisch orientierten "Altkörnern", die von feinkörnigen, nicht eingeregelter Kristallen begleitet werden. Die kristallographischen Inhomogenitäten der feinkörnigen Matrix lassen sich nach Leiss (1996) genau so wie die Einregelung der groben "Altkörner" als Erzeugnis gerichteten Drucks erklären. Die relativ starren Großkristalle induzieren während einer Deformation ein heterogenes Stressfeld, aus dem letztlich ein uneinheitliches Verformungsmuster der Subkörner resultiert.

Ein Indiz für die sekundäre Kornverkleinerung des Kalzit-Marmors sind polymorphe Domänen mit Subkristall-übergreifenden Zwillingslamellen. Die optischen Eigenschaften (Auslöschung) solcher Domänen deuten auf ihre polykristalline Zusammensetzung hin. Die kornübergreifenden Zwillingslamellen zeigen die ehemalige Dimension des Großkristalls vor seiner Kornteilung (Abb. 33).

Nach Passchier & Trouw (1996) kann eine Kornverkleinerung infolge einer postdynamischen Erholung erfolgen. Die durch den gerichteten Druck erzeugten Kristallgitter-Defekte wandern während einer tektonischen Ruhephase ab und sammeln sich in bestimmten Bereichen wo sie eine "neue" Kristallgrenze bilden (statische Rekristallisation). Die unterschiedlichen optischen Eigenschaften der entstandenen Subkörner resultieren aus der Subkörner-Rotation, die durch dynamische Rekristallisation unter tektonischem Stress hervorgerufen wird. Bei der Subkörner-Rotation handelt es sich um dynamisch erzeugte Kristallgitter-Defekte, die innerhalb des "neuen" Subkorns die Lage der optischen Kristallachse verändern (keine mechanische Kristallbewegung!). Die Kornverkleinerung und die kristallographische Subkorn-Rotation werden dementsprechend als Folge eines Wechsels zwischen gerichtetem Druck (Stress) und anschließender Erholung gedeutet.

Die feinkörnigen, annähernd equigranularen Kalzit-Marmor-Varietäten des Kauffunger Marmors können entweder direkt als Produkte der metamorphen Rekristallisation (Marmorisierung) von mikritischen Kalksteinen, oder aber als mylonitisierte gröber kristalline Marmor-Altkörner (Kornverkleinerung) interpretiert werden. Da sowohl die annähernd equigranularen als auch die durch "core-mantle"-Gefüge charakterisierten Marmor-typen in vielen Fällen nebeneinander auftreten, ist ihre gemeinsame tektonische Herkunft am wahrscheinlichsten.

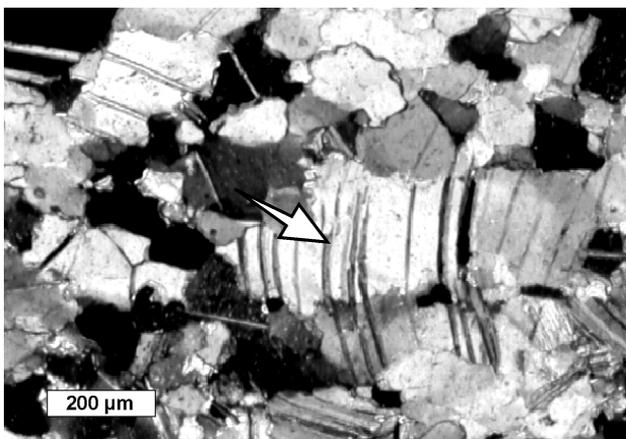


Abb. 33: Durch übergreifende Zwillingslamellen erkennbarer „Urkristall“ (Pfeil) nach der dynamischen Kornverkleinerung. Die Kristallbegrenzungen neuer Subkörner sind durch unterschiedliche Auslöschung im polarisierten Licht gekennzeichnet. Probe P-39. Nicols x.

Weitere Kornverkleinerungsphänomene innerhalb des Kalzit-Marmors treten in der Nachbarschaft von Mikrostylolithbahnen auf (Abb. 34). Sie begleiten (beid- oder einseitig, symmetrisch oder unsymmetrisch) durch unlösliche Kumulate gut erkennbare Stylolithenbahnen. Eine Zone der Kornverkleinerung an Stylolithen beträgt in der Regel einige Hundert μm . Die einzelnen, meist isometrischen Kalzitkristalle weisen generell eine inequigranulare Kornverteilung auf und können bei nahezu geraden Kristallgrenzen ein polygonales Mikrogefüge bilden. In manchen Fällen weisen die Subkörner eine Rundung auf. Aufgrund des eindeutigen Bezugs zu Mikrostylolithen wird diese Art von Kornverkleinerung als Drucklösungserscheinung interpretiert. Anders als bei punktuell Korn-gestützten Partikelkalken, ist bei verwachsenen Marmorkörnern (Consertalgefüge) ein "ganzflächiger" Kontakt zum Nachbarkorn vorhanden und damit eine "klassische" Drucklösung an punktuellen Kornkontakten nicht ausgebildet. Die Drucklösungsphänomene treten bei der Anwesenheit der fluiden Phase im intergranularen Porenraum auf (Passchier & Trouw, 1996), dementsprechend kann man auch die "Rundung" der Subkörner auf die Auswirkung der mobilen Fluide zurückführen. Vergleichbar zu Lösungsbrekzien können die Komponenten (hier Subkörner) durch den Fluidstrom oberflächlich angelöst und gerundet werden (Abb. 34).

Richter & Füchtbauer (1981) beschreiben stylolithische Anlösung von Komponenten, die mechanische Rundung vortäuschen kann (sog. Stylobrekzien im Sinne von Logan & Semeniuk, 1976).

Viele andere im Kalzit-Marmor zu beobachtende Verkleinerungsphänomene von Kalzitkristallen lassen sich nicht durch einen bestimmten Vorgang erklären und sind wahrscheinlich durch polygenetische, mehrphasige Prozesse entstanden.

Junlai (1996) beschreibt aus der Autseib-Verwerfungszone (Damara-Orogen, Namibia) kataklastische Marmore, deren Kornverkleinerung auf eine Kombination von verschiedenen Mechanismen der kataklastischen Bruchbildung und Kristallplastizität wie Zwillingsbildung, Knickung, Versetzungskriechen oder dynamische Rekristallisation zurückzuführen ist.

Angaben über das Ausgangsgestein des Kalzit-Marmors kann man aufgrund der metamorphen Überprägung nur beschränkt machen. Sein hoher CaCO_3 -Gehalt und kompakte Vorkommen mit relativ hohen Mächtigkeiten bei verhältnismäßig geringer lateraler Erstreckung, sprechen für örtlich begrenzte Kalkablagerungen von reinem, massigem Kalkstein. Wegen der mangelnden Fossilien im Kalzit-Marmor lassen sich die primären Karbonatproduzenten nicht ausmachen, denkbar ist aber eine biogene Kalkausscheidung auf einer Karbonatplattform (Bioherme?).

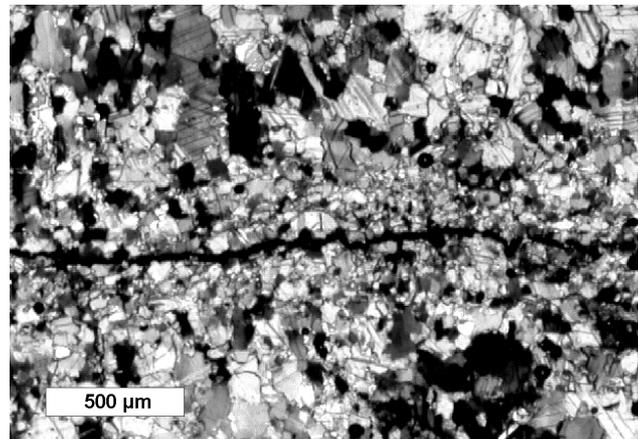


Abb. 34: Drucklösungsbedingte Kornverkleinerung von Kalzitkristallen an einer Stylolithbahn. Nicols x. Probe PS-9.

3.2. Problem der Kalzit-Paläothermometrie

Bei metamorph überprägten Kalksteinen ist es (unter Umständen) möglich anhand von chemischen Untersuchungen der beteiligten Karbonatminerale die Bildungs- bzw. Rekristallisationstemperatur herauszubekommen.

Im Zweiphasensystem $\text{MgCO}_3/\text{CaCO}_3$ hängt die Mischkristallzusammensetzung von der Bildungstemperatur ab (Goldsmith & Heard, 1961) (Abb. 35a und 35b).

Oberhalb der Solvuskurve besteht zwischen Kalzit und Dolomit eine vollständige Mischkristallbildung. Unterhalb der Solvuskurve (Mischungslücke) koexistieren ein Mg-haltiger Kalzit und ein kalzitischer Dolomit. Da die Mischkristallbildung von der Temperatur abhängig ist

(mit der Erhöhung der Kristallisationstemperatur steigt der Mg-Anteil im Kalzitgitter an) lassen sich durch die Ermittlung des Mg-Gehaltes im Kalzitkristall (z.B. mittels Mikrosonde) die Bildungstemperaturen, und bei metamorphen Karbonatgesteinen, die Metamorphosetemperatur ableiten (Abb. 35a und 35b).

Nach Goldsmith & Newton (1969) ist die Mischkristallbildung kaum vom Umgebungsdruck abhängig – eine Druckerhöhung um 10 kb bewirkt bei konstanter Temperatur eine Erhöhung des MgCO_3 -Gehaltes um lediglich 1,2 Mol-% – und muß bei der Paläotemperaturbestimmung nicht berücksichtigt werden.

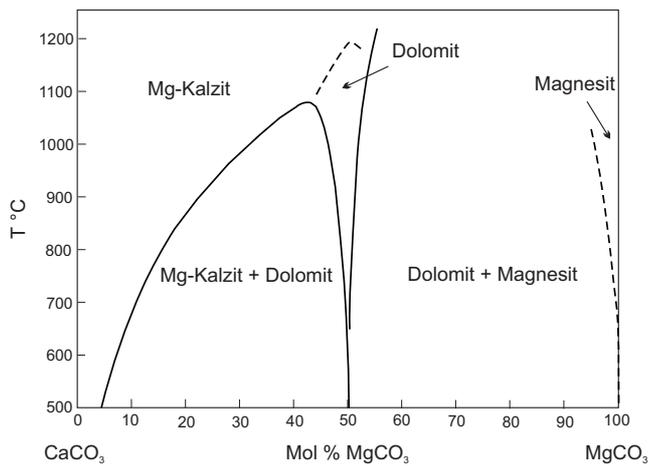


Abb. 35a: Phasendiagramm im System $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$. Verändert aus Goldsmith & Heard (1961).

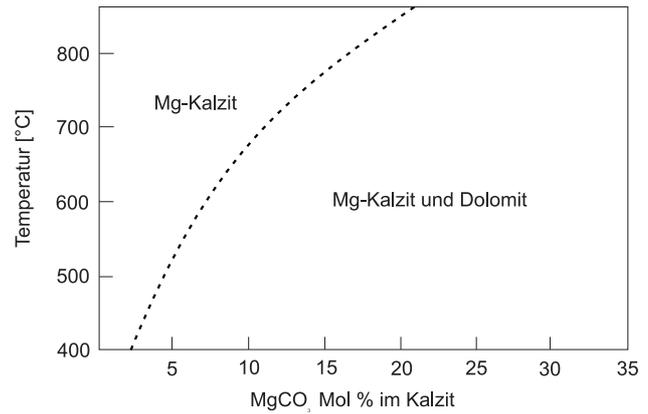


Abb. 35b: Detaildarstellung des Kalzit/Dolomit-Solvus für Temperaturbereiche bis etwa 900 °C. Verändert aus Goldsmith & Newton (1969).

Aufgrund experimenteller Untersuchungen von z.B. Goldsmith & Newton (1969) kann man relativ genau die Kalzitbildungstemperatur etwa im Bereich 400–800°C feststellen (Abb. 35b). Diese Temperatur-Spannweite entspricht den MgCO_3 -Gehalten im Kalzit von ca. 2 bis 16 Mol%.

Für den Mg-armen Kalzit-Marmor des Kauffunger Kalksteins, dessen MgCO_3 -Mol-Anteil in Kalzitkristallen < 1% beträgt, ist eine direkte Temperaturbestimmung kaum möglich.

Aufgrund von Mineralparagenesen nimmt Kryza (1993) für die mit dem Kauffunger Kalkstein vergesellschafteten Metadiabase einen Metamorphose-Temperaturbereich zwischen 300 und 450°C an. Bei Überprägungstemperaturen um 400°C könnte man etwas höhere MgCO_3 -Gehalte in den Kalzitkristallen des Kauffunger Kalksteins erwarten (Abb. 35b). Seine niedrigen Mg-Anteile sind entweder auf nicht ausreichende Metamorphosetemperatur zurückzuführen, oder die Kalzitkristalle wurden nach der Überprägung (unter tieferen Bedingungen) vollständig umkristallisiert.

Für einen temperaturgesteuerten Mg-Einbau in das Kalzitkristallgitter muß das Mg-Angebot während der Kristallisation gewährleistet sein. Die Anwesenheit von Dolomit im Kalzit-Marmor könnte ein Hinweis für Mg-Angebot darstellen. Es ist allerdings nicht gesichert, ob die heute koexistierenden Karbonatphasen gleichen Bildungsgenerationen angehören, oder die Dolomiteinschlüsse allein als Produkt einer postkinematischen, hydrothermalen Kontaktdolomitierung zu betrachten sind (vergl. Kap. IV.6.1).

Es ist möglich, daß ein zu geringes Mg-Angebot in der Lösung während der metamorphen Rekristallisation der Kalksteine die Ursache für die niedrigen MgCO_3 -Gehalte in den Kalzitkristallen darstellt.

Die heutige Textur des Kalzit-Marmors weist auf seine intensive, stressbedingte Beanspruchung hin. Den Zeitpunkt bzw. genauen Ablauf dieser tektonischen Vorgänge kann man heute nicht mehr feststellen. Zu ihren Auswirkungen zählt aber eine weitgreifende dynamische Rekristallisation der karbonatischen Mineralphase. Diese Mineralumwandlung könnte auch postmetamorph, unter tieferen Temperaturen stattgefunden haben, bei denen es zu einer Mg-Abreicherung von Kalzit-Kristallen gekommen ist. Die freigesetzten Mg-Ionen konnten dann in die dolomitische Karbonatphase übergehen, die heute in Form von interkristallinen Adern und Nestern im Kalzit-Marmor auftreten.

Eine retrograde Dolomit-Entmischung von Kalzit beschreibt Puustinen (1974). Bei der Temperaturabnahme des (unter höheren Temperaturen stabilen) Hoch-Mg-Kalzites, kommt es nach dem Autor zur Freisetzung der dolomitischen Mineralphase in Form von Lamellen, interkristallinen Porenfüllungen oder unregelmäßigen Einschlüssen im Kalzit.

Reisdorf (1983) beschreibt Dolomitentmischung im Kalzit-Dolomit-Marmor des Zentralen Damara Orogens (Namibia).

4. Zebra-Kalksteine

Vorkommen: Połom, Gruszka, Miłek, Sobocin, Podgórk-S, Nowe Rochowice, Lipa (Abb. 19)

Gesteinsbildende Minerale: Kalzit, Dolomit, Quarz.

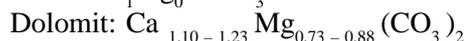
Nebenkomponten: Schichtsilikate

Liegendes: Altenberger Schiefer, andere „Sedimentschiefer“, Grünstein, Kalzit-Marmor

Hangendes: Kalzit-Marmor, Grünstein

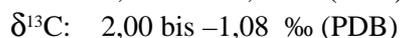
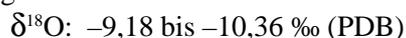
Mächtigkeit: Zehner-Meter

Strukturformel:

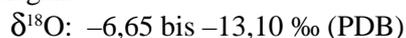


O- und C-Isotopie:

Kalzitlagen:



Dolomitlagen:



Als Zebra-Kalksteine werden gut geschichtete bis laminierte kalzitisch/dolomitische bis dolomitische, Quarzführende Karbonatlithotypen des Kauffunger Kalksteins bezeichnet. Sie sind unter allen Lithotypen des Kauffunger Kalksteins verhältnismäßig weit verbreitet und treten in fast jedem der isolierten Karbonatkomplexe regellos, mit Vulkaniten oder Kalzit-Marmoren vergesellschaftet auf (Abb. 18). Die Zebra-Kalksteine umfassen die Lithotypen: B₁, B₂, C, D₂ von Lorenc (1981) (Tab. 3).

Makroskopische Beschreibung

Das sehr gut ausgebildete Parallelgefüge der Zebra-Kalksteine (mm- bis cm-Bereich) ist durch einen Wechsel zwischen gelblichen und grauen Farbtönen gekennzeichnet. Die Mächtigkeiten der einzelnen Karbonat-Lagen bleiben in aufgeschlossenen Bereichen (laterale Erstreckung bis zu mehreren 10-er m) immer konstant. Es wurden keine Lagen-Verzweigungen oder Durchkreuzungen beobachtet. Die farbige Bänderung der Zebra-Kalksteine ist am frischen Bruch nur eingeschränkt erkennbar. Besonders deutlich dagegen ist sie an angewitterten Flächen ausgebildet, wo dank der Oxidation Fe-haltigen Dolomits die Färbung mancher Laminae von hellgrau nach graugelb umschlägt (Abb. 36).

In Allgemeinen weisen die Zebra-Kalksteine dunklere Farben als der Kalzit-Marmor auf. Die dunkle Färbung ist durch fein verteilten Pyrit, Graphit und Tonminerale verursacht (siehe Mikroskop. Beschreibung). Viele der dunklen Zebra-Kalksteine sind durch einen intensiven H₂S-Geruch beim Hammerschlag gekennzeichnet.



Abb. 36: Zebra-Kalkstein mit dunkel pigmentierten Kalzit- und hellen (original grau-gelben) Dolomitlagen. Zu erkennen ist die schrägständige Schieferung, Berg Połom.

Die Bänderung bzw. Laminierung der Zebra-Kalksteine spiegelt die Verteilung seiner Mineralphasen wider. Die hell- bis dunkelgrauen Lagen weisen einen hohen Kalzit-Gehalt auf, bei den graugelb gefärbten Schichten dominiert dagegen Dolomit. Darüber hinaus enthalten die dolomitischen Lagen in der Regel höhere Gehalte an Quarz und Muskovit (siehe mikroskopische Beschreibung).

Außer kalzitisch-dolomitischen Zebra-Kalksteinen sind manchmal monomineralische (dolomitische) Laminite aufgeschlossen. Ob diese ursprünglich aus einer Wechselfolge Kalzit/Dolomit bestanden und erst sekundär vollständig dolomitisiert wurden, lässt sich (heute) nicht feststellen.

Neben den schichtgebundenen Quarzanreicherungen sind innerhalb der Zebra-Kalksteine großräumige, schichtübergreifende bläuliche Verkieselungszonen mit erhöhter Gesteinshärte ausgebildet. Die Verkieselungen sind leicht am kurzen, fast metallischen Klang beim Hammerschlag zu identifizieren.

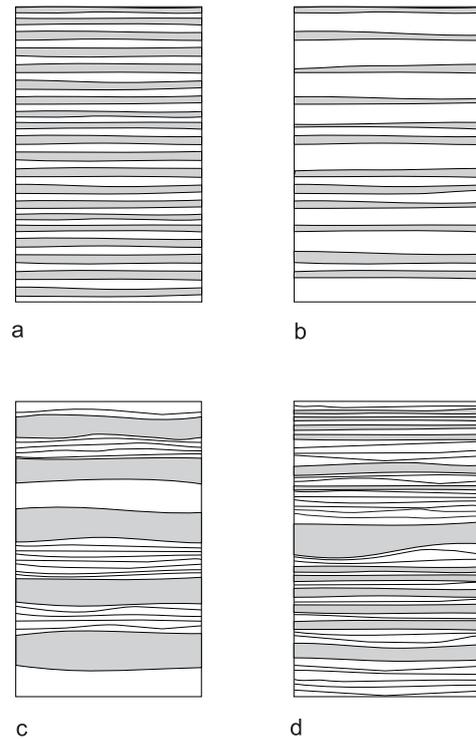
Bezüglich der Laminae-Ausbildung lassen sich innerhalb der Zebra-Kalksteine folgende lithologische Varietäten ausgliedern (Abb. 37).

a) Zebra-Kalksteine aus etwa gleichmächtigen Schichten (isometrische Laminite). Schichtmächtigkeiten: Hunderte μm bis 3 cm.

b) Zebra-Kalksteine, bei denen geringmächtige Laminae, mit vergleichsweise „dicken“ Lagern wechsellagern (heterometrische Laminite). Schichtmächtigkeiten: Hunderte μm bis einige cm.

c) Im cm-Bereich rhythmisch gebankte und zusätzlich (auf einige Karbonatlagen beschränkt) intern laminierte Karbonatgesteine.

d) Unregelmäßig feingeschichtete oder laminierte Zebra-Kalksteine, deren Lagen-Mächtigkeiten bzw. Wiederholungsmuster keine Regelmäßigkeit aufweisen.



Die Verteilung der einzelnen Laminit-Typen in einer Zebra-Kalkstein-Abfolge ist in der Regel unsystematisch.

Abb. 37: Charakterisierung von Zebra-Kalksteinen (Z. K.) aufgrund ihrer Laminae-Ausbildung und -Verteilung. a) isometrische Laminite b) heterometrische Laminite c) intern laminierte Z. K. d) unregelmäßige Z.K.

Sediment- und Deformationsstrukturen

Neben der für die Zebra-Kalksteine charakteristischen, parallelen Bänderung, deren Genese im Kap. „Petrogenese der Zebra-Kalksteine“ diskutiert wird, sind in wenigen Fällen sedimentäre Schrägschichtung bzw. synd sedimentäre Deformationsstrukturen überliefert (siehe Abb. 38).

In räumlich stark begrenzten Bereichen (wenige m^2) zeigen manche Zebra-Kalksteine Anzeichen duktiler Deformation. Im Tagebau Połom wurde z.B. eine liegende Falte mit einer Amplitude von etwa 60 cm beobachtet. Da die Faltenstrukturen auf sehr enge Bereiche begrenzt sind und sich weder in unter- noch in überlagernden Bänken wiedererkennen lassen, werden sie als synd sedimentäre Rutschfalten interpretiert.

Zu tektonisch verursachten Phänomenen gehören bruchhafte Deformationen, wie im cm-Abstand ausgeprägte Schieferung oft mit zerrissenen gegeneinander versetzten oder boudinierten Karbonatlagen (Abb. 36). In charakteristischer Weise werden ausschließlich die dolomitischen Lagen boudiniert, was auf mechanische Kompetenzunterschiede zwischen den dolomitischen und kalzitischen Lagen und auf präkinematische (frühdiagenetische?) Dolomitisierung hinweist.

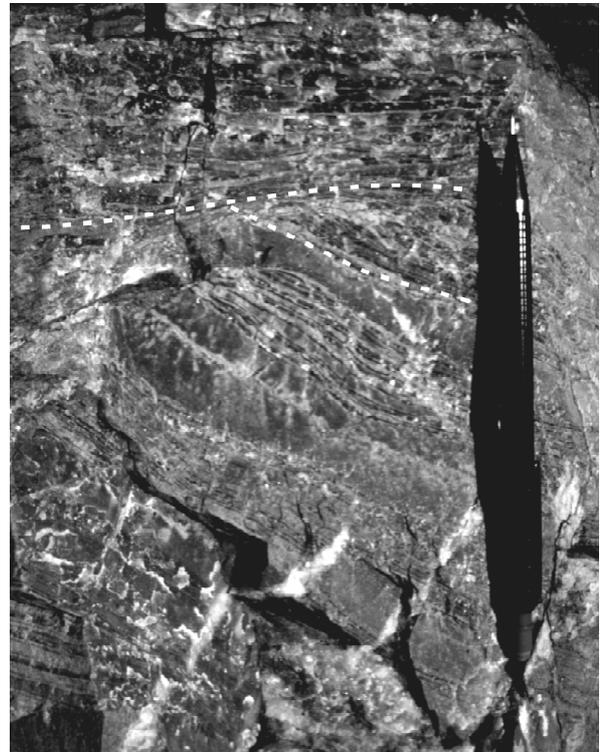


Abb. 38: Schnitt durch eine synd sedimentäre Deformationsstruktur (gravitative Gleitung?) im Zebra-Kalkstein. Über den verstellten Schichten (Bildmitte) folgen „diskordant“ söhliche Karbonatlagen. Steinbruch Gruszka.

Mikroskopische Beschreibung der Zebra-Kalksteine

Die am weitesten verbreiteten Zebra-Kalksteine bestehen aus einer Wechselfolge von kalzitischen und dolomitischen Lagen (Abb. 39).

a) Kalzitische Lagen

Das Mikrogefüge der kalzitischen Lagen der Zebra-Kalksteine ist in vielen Fällen der kristallographischen Ausbildung des Kalzit-Marmors ähnlich. Die Kristallgrößen variieren im μm - bis mm -Bereich und liegen nach der Klassifizierung von Folk (1959) im fein- bis grobkristallinen Bereich. Die Korngrößenverteilung ist meistens inequigranular. Öfter als beim Kalzit-Marmor ist allerdings auch eine equigranulare Kristallgrößenverteilung zu beobachten. Das im Kalzit-Marmor weit verbreitete "core and mantle" Gefüge kommt auch innerhalb der Zebra-Kalksteine vor. Die Kornform, die Kristallgrenzausbildung, der Einregelungsgrad und die Intensität der Verzwilligungen sind extrem variabel. Das Kornverteilungsmuster kann von Kalzit-Lage zu Kalzit-Lage stark variieren. Die Kalzitkristalle sind in der Regel mit ihrer Längsachse parallel bis subparallel zur Foliation angeordnet. Darüber hinaus treten querschlägige (ca. 40 – 60°) und senkrechte Kalzitkristallorientierungen auf (siehe Kap. IV.4.2).

Im Gegenteil zum Kalzit-Marmor sind die kalzitischen Lagen der Zebra-Kalksteine oft mit anderen Mineralphasen kontaminiert. Am häufigsten sind fein verteilte Dolomit- bzw. Quarzpartikel zu beobachten.

Die dolomitischen Anteile können in Form von feinkörnigen Aggregaten (aus hypidiotopischen bis xenotopischen Dolomitkristallen) oder idiotopischen, rhombischen, neu gebildeten Einzelkristallen vorkommen. Die Quarzpartikel bestehen in der Regel aus polymorphen, unregelmäßigen Aggregaten mit undulöser Auslöschung. Zusätzlich sind die kalzitischen Lagen in manchen Fällen von polykristallinen Quarzadern oder Mikroklutfüllungen durchzogen.

Nichtkarbonatische Gesteinsanteile

Die dunkel gefärbten Varianten der kalzitischen Lagen sind durch Pyrit, Tonminerale und kohlige Partikel pigmentiert. Diese Komponenten sind unter dem Mikroskop als sehr kleine, opake Aggregate oder unregelmäßige Kristalle, die im interkristallinen Porenraum fein verteilt sind, erkennbar. Ihre überwiegend sehr geringe Korngröße macht die Bestimmung sehr schwierig.

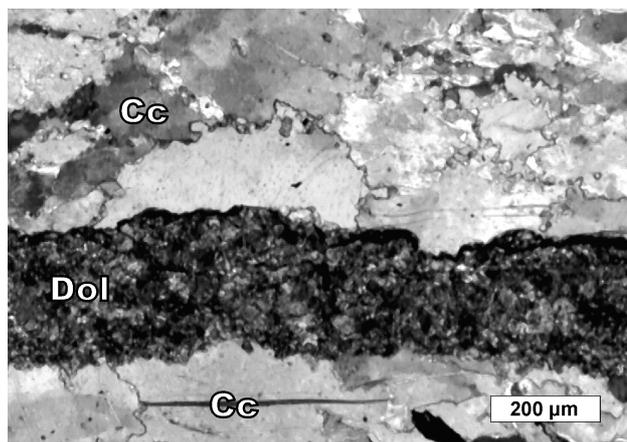


Abb. 39: Mikroskopische Aufnahme eines heterometrischen Zebra-Kalksteins. Zu beachten sind die Korngrößenunterschiede der dolomitischen und kalzitischen Karbonatanteile. Cc: Kalzit, Dol: Dolomit. Probe G-2. Nicols x.

Aus den dunklen Lithotypen der Zebra-Kalksteine wurden sie durch Karbonatauflösung in Ameisensäure als unlösliche Rückstände angereichert (Nebeneffekt der Mikrofossilgewinnung) und mittels Röntgendiffraktometrie bzw. bei kohligter Substanz durch Verglühen auf Aluminiumfolie identifiziert.

Darüber hinaus wurde der schwarze Lösungsrückstand freundlicherweise von H.J. Koch (BGR Hannover) untersucht, der viele tonige Partikel, Pyrit, wahrscheinlich Anatas (TiO_2) und nur untergeordnet eine graphitähnliche Substanz entdecken konnte. Nach H.J. Koch (pers. Mittl.) setzt sich die kohlige, graphitähnliche Substanz aus sehr kleinen (10 – $12 \mu\text{m}$), löchrigen Partikeln detritischer Herkunft zusammen. Die Schwarzfärbung des dunklen Zebra-Kalksteins wird also in erster Linie durch Pyrit und Tonminerale verursacht. Die geringe Überprägung der kohligen Substanz (kein Graphit) deutet nach H.J. Koch (pers. Mittl.) auf eine sehr niedriggradige Metamorphose hin.

b) Dolomitische Lagen

Matrix-Dolomit-Typ

Die dolomitreichen Karbonatlagen der Zebra-Kalksteine bestehen aus Dolomit mit variierendem Gehalt von Quarz, Hellglimmer, Kalzit und Fe-Oxiden.

Im Vergleich zu den Kalzitkristallen der Zebra-Kalksteine sind die Dolomitkristalle generell feinerkörnig (mittlere Kristallgröße 20 – 70 µm), weisen wenig suturierte Korngrenzen auf, sind selten verzwilligt und nur in Ausnahmefällen eingeregelt. Aufgrund ihrer weitgehend einheitlichen, pflasterartigen Ausbildung werden sie als Matrix-Dolomit-Typ bezeichnet (Abb. 40). Das Mikrogefüge der Dolomitlagen ist durch eine überwiegend inequigranulare Kornverteilung gekennzeichnet. Die Dolomitkristalle sind vorherrschend durch hypidiotopische Formen, bei denen viele der Körner Kontakte Kristallfläche/-spitze aufweisen, charakterisiert ("crystal-face junction", im Sinne von Sibley & Gregg, 1984). Nicht selten sind innerhalb des Matrix-Dolomits rhomboedrische, idiotopische Kristalle ausgebildet. Bei relativ reinen Dolomittypen entsteht durch den geraden Korngrenzenverlauf ein polygonales Kristallmuster. Die Korngrenzen haben oft einen optisch diffusen Charakter, was in der Regel auf die Anwesenheit von Fe-Hydroxiden im interkristallinen Porenraum zurückzuführen ist.

Nach der Dolomitklassifikation von Sibley & Gregg (1984) kann der in Zebra-Kalksteinen entwickelte Matrix-Dolomit-Typ als planar-s (subhedral) bezeichnet werden.

Dolomitemente

Neben dem Matrix-Dolomit treten in den Zebra-Kalksteinen dolomitische Hohlraumfüllungen auf, die nach der Definition von Bathurst (1975) als Zemente (passiv ausgefallene Kristalle, die vom Substrat aus in den freien Raum gewachsen sind) bezeichnet werden. In den meisten Fällen treten sie als hypidiotopische Blockzemente (planar-S nach Sibley & Gregg, 1984) auf und sind gegenüber dem Matrix-Dolomit durch erheblich größere Kristalle gekennzeichnet.

An den Wänden von Quarz- bzw. Kalzit-verheilten Klüften kommen dolomitische Einzelkristall-Zemente vor. Man kann dort idiotopische, ebenflächig ausgebildete Dolomitkristalle (planar-C nach Sibley & Gregg, 1984) sowie in anderen Fällen durch gekrümmte Kristallflächen charakterisierte Satteldolomite (nicht planar-C nach Sibley & Gregg, 1984) beobachten (vergl. Kap. IV.6). Nach Radke & Mathis (1980) entstehen sie unter erhöhten Temperaturbedingungen (60 bis 150°C).

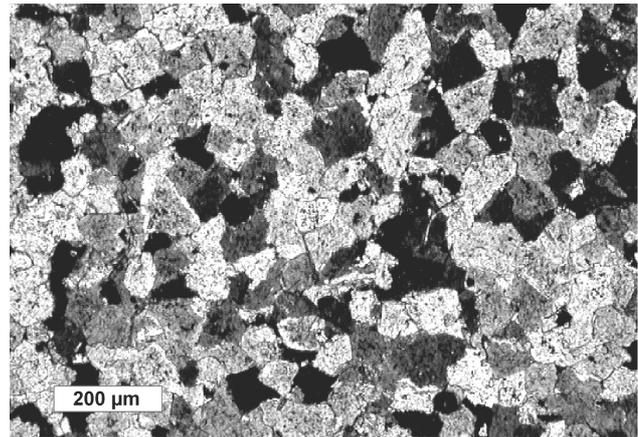


Abb. 40: Dolomitische Lage (Matrix-Dolomit-Typ) eines Zebra-Kalksteins mit typischer pflasterartiger Anordnung der hypidiomorphen Dolomitkristalle. Probe P-48. Nicols x.

Darüber hinaus sind extrem langgestreckte, zueinander parallel angeordnete Faserdolomit-Zemente mit einem Breiten/Längenverhältnis von bis zu 1 : 11 zu beobachten (Abb. 41). Sie treten senkrecht zu Klüftflächen auf und dürften jeweils synchron zu Klüfterweiterungen kristallisiert sein. Möglicherweise handelt es sich um die sog. "crack-seal" Faserzemente (Ramsay, 1980), die infolge des Wechselspiels zwischen Spalten-Aufreißen und -Heilung entstehen können (siehe auch Kap. IV.4.2). Ob es sich zuvor um kalzitische erst später dolomitisierte Zemente oder primär gebildete dolomitische Faserzemente handelt, kann nicht entschieden werden.

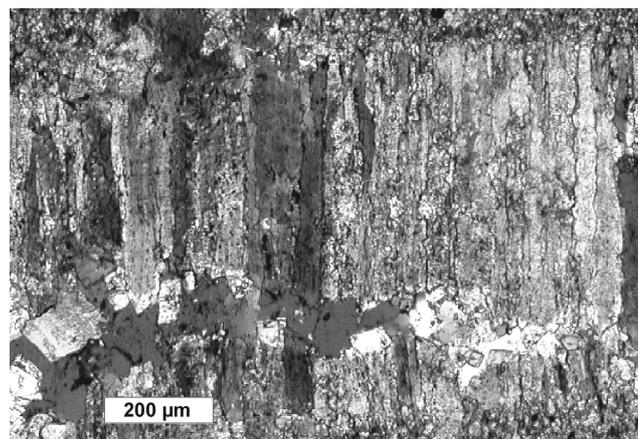


Abb. 41: Durch faserigen Dolomit zement verheilte Mikroklüft. Dolomitische Lage eines Zebra-Kalksteins. Probe P-1b. Nicols x.

Hellglimmeranteile

Assoziiert mit dem Matrix-Dolomit kommen in den Zebra-Kalksteinen Hellglimmerschuppen vor. Der Anteil an Hellglimmer, die Ausbildungsform und Verteilung variiert in den dolomitischen Lagen beträchtlich. Einzelne Hellglimmerkristalle erreichen generell eine Länge von bis zu 100 µm und können zwischen oder innerhalb der Dolomitkristalle auftreten. Neben den Glimmer-Einzelkristallen sind innerhalb des Matrix-Dolomits polymorphe Glimmeranhäufungen zu beobachten. Am häufigsten treten sie in Form von parallel zur Foliation angeordneten, welligen Glimmerlagen bzw. plattigen, subparallelen, lateral rasch aussetzenden Schuppenansammlungen auf. Etwas andere Erscheinungsformen weisen Glimmeranreicherungen auf, die an den Bahnen von Mikrostylolithen angereichert sind. Sie sind parallel bis subparallel zur Stylolithen-Sutur angeordnet, wobei die Menge der Glimmerkristalle und ihr Einregelungsgrad in Richtung auf die Stylolithen-Sutur zunimmt.

Eine weitere Form von Hellglimmeranhäufungen sind radialstrahlige, foliationsunabhängige Hellglimmeraggregate, die aus einem zentralen Punkt in den Matrix-Dolomit gesprosst sind.

Quarz

Ein weiteres innerhalb des Matrix-Dolomites vorkommendes Mineral ist Quarz. Weit verbreitet ist der sog. Ersatzquarz, dessen Kristallform, -größe und Verteilungsmuster mit den benachbarten Dolomitkristallen vergleichbar ist (Pseudomorphosen?). Der Ersatzquarz kann in Form von Einzelkristallen oder polymorphen Kristallaggregaten vorkommen. Die Quarz-Einzelkristalle weisen in der Regel die gleichen Kornformen wie hypidiotopische bis xenotopische Dolomitkristalle auf. Die polykristallinen Quarz-Aggregate zeichnen mit ihrem Verteilungsmuster das Mikrogefüge des Matrix-Dolomits in allen Details nach. Die Ersatzquarz-Kristalle löschen generell undulös aus und zeigen (rekristallisationsbedingte) Kornverkleinerung. Die Kornformen der Ersatzquarze belegen eine sekundäre "Korn für Korn-Verdrängung" von Dolomit durch Quarz. Sie ist das am weitesten verbreitete Verkieselungsphänomen innerhalb der Zebra-Kalksteine und für die großräumigen, vielfach schichtübergreifenden Silifizierungen verantwortlich. Neben dem Ersatzquarz sind in den dolomitischen Lagen der Zebra-Kalksteine Quarz-verheilte Klüfte bzw. Hohlräume (Drusen) weit verbreitet. Sie bestehen in der Regel aus polykristallinem Quarz mit undulöser Auslöschung. In einigen Fällen wurden allerdings einheitlich auslöschende Quarz-Megakristalle festgestellt.

Da die undulöse Auslöschung auf deformationsbedingte dynamische Kristallgitterdefekte zurückzuführen ist (Passchier & Trouw, 1996), deuten die kristallographischen Differenzen auf mehrphasige Quarzausscheidung hin (tektonisch gestresste Ersatzquarze und kaum beanspruchte Kluftquarz-Generationen).

Mikrogefügemerkmale der Zebra-Kalksteine

Die Schichtgrenzen zwischen den dolomitischen und kalzitischen Lagen der Zebra-Kalksteine sind unterschiedlich ausgebildet.

Der erste Typ ist durch fließenden Übergang von kalzitischen zu dolomitischen Lagen gekennzeichnet. Im Idealfall ist der Übergang durch kontinuierliche Zunahme des Dolomitanteils, die von fein verteilten Einzelkristallen bis zum kalzitifreien Matrix-Dolomit führt, charakterisiert.

Ein zweiter, die Zebra-Kalksteine kennzeichnender Typ von Schichtgrenzen ist ein abrupter Wechsel zwischen den kalzitischen und dolomitischen Laminae. Solche scharfe Laminae-Übergänge kommen oft an Mikrostylolithenbahnen vor. In solchen Fällen sind die Dolomitkristalle durch einen unlöslichen Residuatsaum (meist Fe-Hydroxid-reich) von den Kalzitkristallen getrennt. Drucklösungsphänomene sind innerhalb der Zebra-Kalksteine weit verbreitet. In der Regel sind sie innerhalb der dolomitischen Lagen ausgeprägt und durch angereicherte Residuate (vor allem Hellglimmer, Tonminerale und Fe-Hydroxide) gut zu erkennen. In der Regel sind sie durch einen relativ geraden, zur Foliation parallelen Verlauf gekennzeichnet. Selten lassen sich wenig suturierte Drucklösungsbahnen beobachten, die lediglich einen leicht welligen (niemals "zackigen") Verlauf aufweisen. Wie beim Kalzit-Marmor werden einige der Mikrostylolithen von einer Korngrößenreduzierung des Matrix-Dolomits begleitet (Abb. 42).

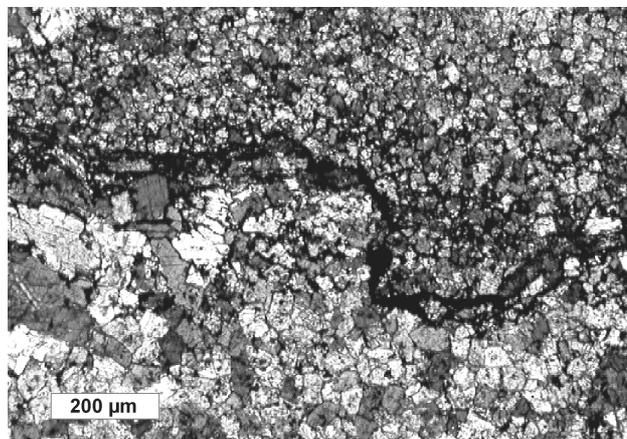


Abb. 42: Kornverkleinerung an einer Stylolithenbahn innerhalb einer Dolomitlage im Zebra-Kalkstein. Probe P-21. Nicols x.

Eine einfache petrographische Zweigliederung der Zebra-Kalksteine in kalzitische und dolomitische Lagen ist in der Realität nicht immer möglich. Häufig wurden kalzitisch-dolomitische Karbonatgesteine beobachtet, bei denen lediglich eine lagige Anreicherung von isolierten dolomitischen Komponenten festgestellt werden konnte. Manche makroskopisch farbig gebänderten Karbonatgesteine weisen im mikroskopischen Bild keinerlei lagige Texturen auf.

Geochemische Untersuchungen

Entsprechend der petrographischen Vielfältigkeit der Zebra-Kalksteine (unterschiedliche Anteile der dolomitischen Lagen im Gesteinsverband, sekundäre Verkieselungen) variieren ihre durchschnittlichen geochemischen Merkmale stark. Chemische Analysen von Mischgesteinsproben ergeben relativ niedrige CaCO_3 -Werte (etwa 85 – 92 Mol%) und hohe Anteile an MgCO_3 und SiO_2 .

Die chemische Zusammensetzung der einzelnen karbonatischen Mineralphasen (Kalzit und Dolomit) der Zebra-Kalksteine ist dagegen durch relativ konstante Werte gekennzeichnet (Mikrosondenuntersuchungen). Die untersuchten Kalzitkristalle weisen in der Regel sehr hohe CaCO_3 -Gehalte zwischen 99,73 und 99,87 Mol% CaCO_3 auf (Abb. 43).

Die Dolomitkristalle (Matrix-Dolomit-Typ) sind durch CaCO_3 -Gehalte zwischen 55,01 und 61,51 Mol% und MgCO_3 -Anteile von 36,69 bis 44,25 Mol% gekennzeichnet (Abb. 44).

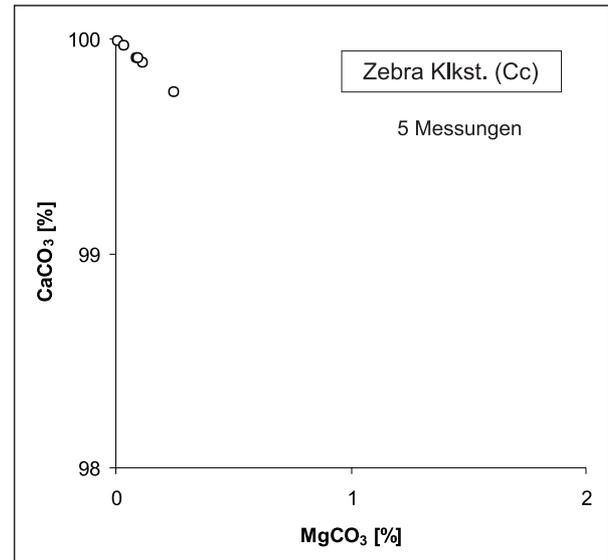


Abb. 43: Beispiel der chemischen Zusammensetzung von Kalzit-Kristallen (Cc) eines Zebra-Kalksteins (kalzitische Lagen, Mikrosonde).

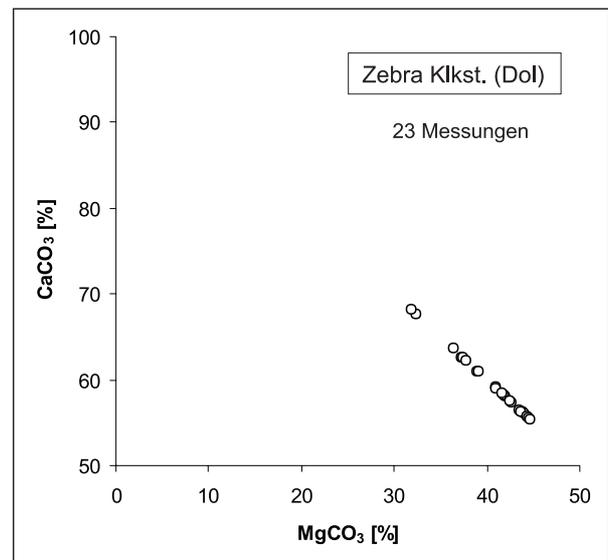


Abb. 44: Beispiel der chemischen Zusammensetzung von Dolomit-Kristallen (Dol) eines Zebra-Kalksteins (dolomitische Lagen, Mikrosonde).

4.1. Petrogenese und Diskussion der Zebra-Kalksteine

Die Bezeichnung Zebra-Kalke wird in der Literatur für etwa gleichmäßig gebänderte Karbonatgesteine verwendet, die allerdings unterschiedliche petrographische Ausbildung aufweisen können und als Produkte verschiedener Bildungsprozesse angesehen werden.

Die „klassischen“ Zebra-Kalke werden aus paläozoischen Mud-Mounds beschrieben (Wilson, 1975; Weller, 1989; Monty, 1995 oder Flajs & Hüßner, 1993). Als Mud-Mounds werden nach Wilson (1975) mikritische, matrixgestützte Kalksteine aus organischen „boundstones“ und Bioklasten bezeichnet, die als Akkumulate hydrochemischer und organischer Karbonatproduktion interpretiert werden. Monty (1995) unterscheidet in situ gebildete Microbialith-Mud-Mounds (Cyanobakterien-Matten) und aus umgelagerten Bioklasten und mikritischem „Kalkschlamm“ bestehende biodetritische Mud-Mounds.

Ein typisches Merkmal von Mud-Mounds-Ablagerungen ist das Stromataktis-Gefüge. Als Stromataktis werden im mikritischen Kalkstein gebildete längsgestreckte cm-große mit Kalkspat verfüllte Hohlräume bezeichnet. Sie weisen in der Regel eine ebene Basis und unregelmäßige, oft finger- oder girlandenförmige Oberseite. Die Genese dieser Strukturen ist nicht eindeutig und wird entweder als biogene oder physikalische Bildungen gedeutet (z.B. Monty, 1995).

Die aus „mud mounds“ beschriebenen Zebra-Kalke bestehen in der Regel aus einer Wechselfolge von dunklen mikritischen und hellen sparitischen Lagen mit Einzelmächtigkeiten im mm- bis cm-Bereich. Die mikritischen Lagen führen oft Bioklasten und weisen erhöhte Gehalte an siliziklastischen Komponenten auf (z.B. Weller, 1989). Die kalzitischen Lagen setzen sich aus faserigen (nach oben gerichteten) Kalzitcementen zusammen.

Monty (1995) beschreibt das Zebra-Gefüge („zebra-cavities“) als ein laminar-syngenetisches System von Mirlagen, die beidseitig (oben und unten) von Kalzitcementationen überwachsen sind bzw. als im mikritischen Kalkstein lagenweise angeordnete, flache kalzitische Hohlraumfüllungen. Wie Stromataktis sind solche Kalzit-Lagen durch ebene Unterseiten und unregelmäßige Dachbereiche gekennzeichnet und werden als lateral ausgedehnte Stromataktis gedeutet (Monty, 1995).

Weitere Zebra-Gefüge beschreiben Nielsen et al. (1998) aus dolomitischen, unterkarbonischen Gesteinsserien Belgiens. Es handelt sich um eine rhythmische Wechselfolge aus zwei Typen von Dolomitlagen. Der erste Typ setzt sich aus nichtplanaren (sensu Sibley & Gregg, 1987) Verdrängungsdolomitkristallen mit interkristallin eingelagerten tonigen Partikeln zusammen. Den zwei-

ten Dolomittyp bilden senkrecht zur Schichtung gerichtete Dolomit-Rasen, aus planaren Kristallen. Als Entstehungsmechanismus dieser Wechselfolge postulieren Nielsen et al. (1998) ein tektonisch bedingtes subhorizontales Schichten-Aufreißen mit darauf folgender Zementation der Hohlräume (entspricht dem „crack-seal“-Mechanismus sensu Ramsay, 1980).

Ross et al. (1975) beschreiben weitere Zebra-Kalke aus der Süd-Nevada (Mejklejohn-Mod-Mound) und diskutieren ihre Genese als: Submarine „hardgrounds“, paralleles tektonisches Aufreißen, Diagenese und Neomorphismus bzw. Hohlraumfüllungen.

Die unterkambrischen Kalkstein-Laminite des Görlitzer Synklinoriums (Kauffunger-Kalkstein-Äquivalente nach Dahlgrün, 1934) werden von Elicki & Schneider (1992) als Algenlaminite interpretiert. Schirmeister & Janssen (1993) postulieren für das laminare Gefüge dieser Karbonate eine selektive Schichten-Kalzitisierung einer bereits sedimentär angelegten Wechsellagerung. Janssen & Bons (1996) nehmen eine tektonische Genese („crack-seal“ sensu Ramsay, 1980) der faserigen Kalklaminite des Görlitzer Synklinoriums an. Die Zebra-Kalksteine des Kauffunger Kalksteins weichen mit den petrographischen Merkmalen von den typischen Mud-Mounds-Laminiten ab: Sie sind durch eine bimodale (kalzitisch-dolomitische) Mineralzusammensetzung gekennzeichnet, ihre Karbonatlagen weisen konstante Mächtigkeiten und ebene Begrenzungsflächen auf und zeigen keine Ähnlichkeiten zu Stromataktis-artigen (unten flachen und oben unregelmäßigen) Zebra-Kalken.

Im Vergleich zu tektonisch erzeugten Zebra-Dolomiten vom „crack-seal“-Typ (Nielsen et al., 1998) differenzieren die Zebra-Kalksteine des Kauffunger Kalksteins mit der (bimodalen) Mineralverteilung. Darüber hinaus lässt sich aufgrund der weit fortgeschrittener Rekristallisation die ursprüngliche Natur der kalzitischen Lagen (Kalzitcement oder Karbonatsediment?) nicht erkennen.

Demicco & Hardie (1994) beschreiben dem Kauffunger Zebra-Kalkstein ähnliche kalzitisch-dolomitische Kalklaminite aus kambrischen und paläozoischen Gesteinsserien Nordamerikas. Sie werden von den Autoren als eine unter wechselnden wasserenergetischen Bedingungen sedimentierte Karbonatabfolge gedeutet (niedrigenergetische Kalkschlamm- und strömungsbedingte Partikelkalk-Lagen). Demicco & Hardie (1994) weisen allerdings darauf hin, daß die Gefügeinterpretation solcher „tiger-striped limestones“ kontrovers ist und sekundäre Prozesse wie Kompaktion oder Dolomitierung die entgültige Gefügeausbildung mitgestalten können.

Die bimodale Mineralverteilung innerhalb der rhythmischen Karbonate wird von den Autoren nicht interpretiert.

Das Parallelgefüge von Zebra-Kalksteinen des Kauffunger Kalksteins kann in einigen Fällen mit großer Wahrscheinlichkeit als sedimentär (Schichtung) gedeutet werden. Dafür sprechen laterale Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Lagen oder selten überlieferte synsedimentäre Deformationsstrukturen (siehe Abb. 38).

Abgesehen von primären Dolomitcement-Bildungen, wird im allgemeinen eine sekundäre Herkunft von Dolomit als Umwandlung des Kalziumkarbonates angenommen (Füchtbauer, 1988). Die Bildung der Zebra-Kalksteine als eine rhythmische Sedimentation von kalzitischen (aragonitischen?) und dolomitischen Komponenten ist daher unwahrscheinlich.

Die Dolomitisierung der Zebra-Kalksteine hat mit großer Wahrscheinlichkeit einen postsedimentären Charakter und wurde vermutlich durch diagenetische Umwandlung vom Hoch-Mg-Kalzit zu Dolomit hervorgerufen. Die dolomitischen Lagen sind im Vergleich zu ihren kalzitischen Äquivalenten reicher an Quarz- und Hellglimmerkomponenten. Das heutige Erscheinungsbild der Quarzkörner kann aufgrund der weit fortgeschrittenen Alteration ihre terrigene Herkunft nicht eindeutig belegen. Trotzdem ist der primäre Silika-Anteil wahrscheinlich terrestrischen, vulkanogenen oder biogenen Ursprungs und die kieseligen Komponenten bereits sedimentär (lagig) angereichert worden sein konnten. Einige der Hellglimmerkristalle, z.B. die intrakristallinen Kristallschuppen, weisen auf eine Neubildung hin. Anzunehmen ist, daß es sich um die regionalmetamorphe Umwandlung primär abgelagerter Al-reiche Tonminerale handelt.

Die bevorzugte Dolomitisierung von Quarz- und Glimmer-reichen Lagen der Zebra-Kalksteine könnte theoretisch durch Mg-Überschuß ausgelöst worden sein, der aus der Serizitisierung Mg-haltiger Tonminerale resultiert. Darüber hinaus könnten die primär Detritus-haltigen Lagen durch eine höhere Porosität und Permeabilität gekennzeichnet gewesen sein und damit eine Zufuhr (Mg-reicher?) Fluide begünstigt haben.

Die im mm-Bereich feingeschichteten Zebra-Kalksteine des Kauffunger Kalksteins können als biogene Algenlaminite interpretiert werden. Die kalzitischen Lagen könnten nach dieser Vorstellung durch die biogene (in situ) Karbonatproduktion und die dolomitreichen Schichten als detritische, karbonatisch/siliklastische Sedimente gebildet worden sein.

Ein weiteres Modell für die Genese des lagigen und petrographisch gesehen bimodalen Gefüges der Zebra-kalksteine (vor allem für seine im cm-Bereich gebän-

derte Variante, Abb. 36) kann unter der Annahme einer postsedimentären Karbonatphasen-Entmischung entworfen werden: So könnte der abgelagerte, mergelige, Silika-haltige Kalkstein während der Frühdiagenese partiell dolomitisiert worden sein. Das kalzitisch-dolomitische Karbonatgestein, mit unregelmäßiger Verteilung der beiden Karbonatphasen, wurde im weiteren Verlauf sowohl der Versenkungsdiagenese als auch der Regionalmetamorphose ausgesetzt. Unter entsprechend erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen könnte es demnach zu einer planaren Entmischung zwischen Kalzit und Dolomit gekommen sein. Die kalzitischen Kristalle wären in diesem Fall als mobilisierte Phase und die dolomitischen Bestandteile als lagig angereicherte "Residuate" zu betrachten. Zur ersten "Umlagerung" der Mineralphasen kann es bereits unter niedriggradig metamorphen Bedingungen (im Rahmen einer Drucklösung) kommen. Passchier & Trouw (1996) beschreiben den Druck-Lösungsvorgang bei Anwesenheit von Wasser als den wichtigsten Umwandlungsmechanismus von Kalzit. Bei weiterer Steigerung von Temperatur und Druck kommt es zu plastischen Deformationen und rheologischen Bewegungen in den Kristallgittern der Karbonatminerale.

Kalzit verhält sich gegenüber Dolomit viel dynamischer und neigt bereits bei niedrigeren Temperaturen zu rheologischen Verformungen. Eine Bildung von Deformationszwillingen kann nach Passchier & Trouw (1996) sogar bei Zimmertemperatur erfolgen. Bei steigender Temperatur kommt es zur Rekristallisation in Form von Migration der Grenzflächen ("Grain-Boundary-Migration-recrystallisation"), Gleitung an der Korngrenzen ("grain boundary sliding") und bei feinkörnigen Kalzitkristallen zum "superplastischen Verhalten" (Passchier & Trouw, 1996).

Nach Leiss (1996) weist Dolomit im Vergleich zu Kalzit eine viel höhere Viskosität auf und unterliegt somit erst bei höheren Temperaturen dynamischen Deformationen. So beschreiben Passchier & Trouw (1996) niedriggradig beanspruchte Karbonatgesteine mit starren, boudinierten Dolomitlagen in einer "elastischen" kalzitischen Matrix.

Rekristallisation und Kornwachstum von Dolomitaggregaten beschreibt Neumann (1969) in Leiss (1996) aus experimentellen Untersuchungen erst bei 1000 °C (bei einem Umgebungsdruck von 15 kb). Unter natürlichen Bedingungen werden allerdings Beispiele von dynamisch rekristallisierten Dolomiten bei bekannten regionalgeologischen Temperaturen von 270°C beschrieben (Newman & Mitra, 1994, in Leiss, 1996). Leiss (1996) erklärt diese Differenzen durch die Beteiligung von Gesteinsfestigkeit-reduzierenden Fluiden.

Die thermische Beanspruchung bewirkt sowohl beim Kalzit als auch bei Dolomit eine richtungsabhängige Volumenvergrößerung. Nach Markgraf & Reeder (1985) in Leiss & Ullemeyer (1999) beträgt der Ausdehnungskoeffizient von Dolomit in Richtung der kristallographischen c-Achse $25,8 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$, und senkrecht dazu: $6,2 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$.

Bei Kalzit ist der thermische Ausdehnungskoeffizient extrem anisotrop: Parallel zur kristallographischen c-Achse zählt er nach Markgraf & Reeder (1985) in Leiss & Ullemeyer (1999) $26 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$ senkrecht dazu:

$-6 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$. Dementsprechend dehnt sich ein Kalzitkristall bei Erwärmung in eine Richtung aus (Dilatation) und zieht sich in die andere zusammen (Kontraktion). Diese extreme, thermische Anisotropie induziert Spannungen an den Korngrenzen, die neben Auswirkungen auf die Marmorverwitterung (Tschegg et al., 1999), die dynamische Rekristallisation von Kalzit unter metamorphen Bedingungen beeinflussen und somit die Mobilität des Kalzits gegenüber dem "stabileren" Dolomit noch weiter erhöhen kann.

Die Entmischungstheorie der Zebra-Kalksteine wird durch mikroskopische Untersuchungen gestützt. Die erhöhte Konzentration von unlöslichen Gesteinskomponenten wie Quarz und Glimmer innerhalb der dolomitischen Lagen kann als Hinweis für eine Kalzit-Abwanderung gedeutet werden. Weiterhin spricht für die Rekristallisation der Kalzitkristalle ihre sehr hohe chemische Reinheit (um 99% CaCO_3).

Darüber hinaus kann man nicht selten innerhalb eines Karbonatgestein-Vorkommens (z.B. "Podgórk S") eine kontinuierliche Entwicklung von dolomitischen Kalksteinen mit unregelmäßiger Verteilung der Dolomitkörner und -aggregate über zum Teil planar eingeregelt dolomitische Anreicherungen bis hin zu vollständig entmischten kalzitisch-dolomitischen Laminiten beobachten.

Eine postsedimentäre Gefüge-Organisation von Karbonatgesteinen wird von vielen Forschern angenommen (z.B. Weber, 1969; Einsele, 1982a und b; Einsele, 1992; Beiersdorf & Knitter, 1986). Munnecke & Samtleben (1996) beschreiben silurzeitliche, mikritische Mergelsteine von Gotland, deren Schichtung im großen Teil durch „Verlagerung“ (Auflösung und Wiederausfällung) des Kalziumkarbonates hervorgerufen wird.

Einige Gefügemerkmale der Kauffunger Zebra-Kalksteine wie konstante Mächtigkeiten der Laminae in (gewöhnlich) zwei Mächtigkeitsklassen oder bimodale Komponentenverteilung entsprechen den Kriterien der sog. sekundären Foliation, die von Passchier & Trouw, (1996) als ein planares, metamorph erzeugtes Entmischungsgefüge interpretiert wird.

Bei einer komplexen Überprägungsgeschichte, wie im Falle des Kauffunger Kalksteins, können mehrere Foliationsgenerationen überliefert sein. Die heutige Stoffanordnung der Zebra-Kalksteine kann dementsprechend aus polygenetischen Ablagerungs- und/oder Alterationsvorgängen resultieren.

4.2. Zebra-Kalkstein von Nowe Rochowice

Am SW-Rand eines der Karbonatkomplexe bei Nowe Rochowice-S ist am Top eines Zebra-Kalksteins mit phyllitischen Zwischenlagen ein Kalk/Dolomit-Laminit aufgeschlossen, dessen petrographische Merkmale z.T. von den übrigen Zebra-Kalksteinen abweichen.

Faserlaminite von „crack-seal“-Typ

Es handelt sich um im mm-Bereich geschichtete, heterometrische Laminite, deren dolomitische Lagen aus einem "gewöhnlichen" Quarz- bzw. Glimmer-reichen, feinkörnigen Matrix-Dolomit bestehen. Anders als bei den übrigen Zebra-Kalksteinen setzen sich die kalzitischen Laminae dieses Lithotyps aus langgestreckten Faserkristallen zusammen (Abb. 45 und Abb. 46).

Die Kalzitfaserkristalle erreichen eine Länge von bis zu 600 μm bei einem Breiten/Längen-Verhältnis von etwa 1 zu 6 und sind steil (ca. 60°) bis senkrecht zur Foliation angeordnet. Die Mächtigkeiten der kalzitischen Lagen übersteigen fast immer die der dolomitischen um das 2- bis 3-fache. Die Faserkalzit-Kristalle sind mäßig verzwilligt, enthalten in der Regel Einschlüsse von oft idiomorphen Dolomit- bzw. Quarzeinzelkristallen. Anders als bei den übrigen Zebra-Kalksteinen weisen sie

kaum Anzeichen einer metamorphen Überprägung, wie rekristallisationsbedingte Kornverkleinerung oder optische Achsenrotationen auf, was auf die postkinematische Genese (kalzitische Faserzemente) hindeuten kann. Cox & Etheridge (1982) beschreiben faserige Kristalle mit einheitlich kristallographischer Raumanordnung, die infolge kontinuierlicher Füllung immer wieder aufreißender Spalten entstehen ("crack-seal"-Mechanismus nach Ramsay, 1980). Die Faserkalzite aus Nowe Rochowice mit geraden, langgestreckten Kristallen weisen keine Naht im achsialen (zentralen) Bereich der jeweiligen kalzitischen Lage auf. Nach Passchier & Trouw (1996) entstehen solche nahtlosen Fasern infolge eines immer wiederkehrenden Aufreißen einzelner Kristalle, die an unterschiedlichen Stellen „verheilen“ können (Abb. 47). Die zur Klufffläche steil bis senkrecht angeordneten Kristalle deuten nach Passchier &

Trouw (1996) auf ein während der Rissbildung senkrecht zur Kluffläche wirkendes Dehnungsregime. Das wiederkehrende Aufreißen der Foliation-parallelen Klüfte im Zebra-Kalkstein von Nowe Rochowice kann durch tektonische Ereignisse (Deckenbewegungen) hervorgerufen sein. Eine senkrecht zur Foliation wirkende Dehnung könnte auch aus Druckentlastung (Abtragung des Hangenden) resultieren. Die petrographische Ausbildung des Zebra-Kalksteins aus Nowe Rochowice-S

mit vielen phyllitischen Zwischenlagen, die sich als mechanische Trennflächen auswirken können, begünstigt möglicherweise ein schichtparalleles Aufreißen infolge der Druckentlastung. Die faserigen Kalk/Dolomit-Laminite wurden ausschließlich am Top der Karbonatabfolge (wenige dm von der Geländeoberfläche) beobachtet, was die Entlastungstheorie gegenüber der tektonischen Deckenbewegung als wahrscheinlicher betrachten läßt.

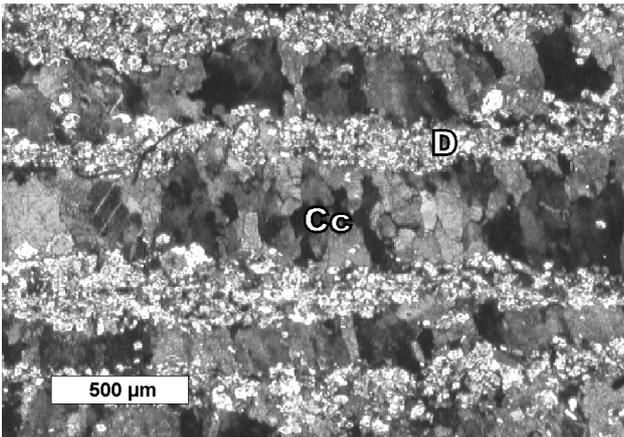


Abb. 45: Fasernlaminit („crack-seal“-Typ) von Nowe Rochowice mit senkrecht zur Foliation angeordneten faserigen Kalzitkristallen. Alicarinrot-Anfärbung. Cc: Kalzit, D: Dolomit. Probe NR-4b, Nicols x.

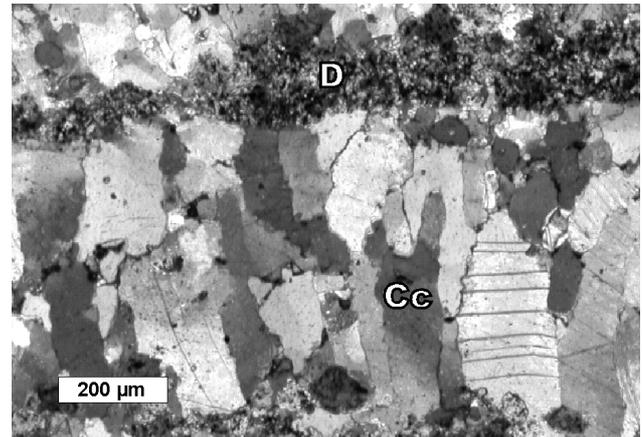


Abb. 46: Detailaufnahme des faserigen „crack-seal“ Laminites von Nowe Rochowice. Cc: Kalzit, D: Dolomit. Probe NR-4b, Nicols x.

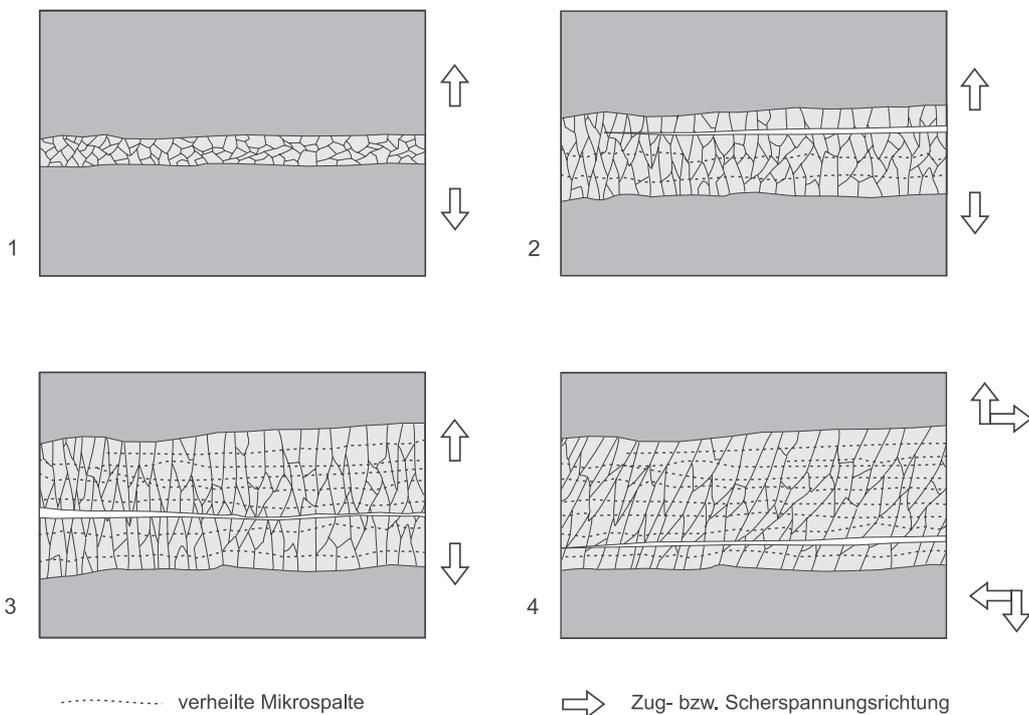


Abb. 47: Prinzip der Entstehung von faserigen, nahtlosen Kluffüllungen, die infolge wiederholten Aufreißens und Zementierens von Spalten gebildet werden (crack-seal growth sensu Passchier & Trouw, 1996).

Quarz-Pseudomorphosen nach Gips

In einer der kalzitischen Lagen des Zebra-Kalksteins von Nowe Rochowice-S, die relativ viele feinverteilte Quarzeinzelkristalle bzw. -aggregate führt, wurden mehrere kieselige, linsenförmige Einzelkörner festgestellt. Es handelt sich um bis zu 70 µm lange und bis 25 µm breite, symmetrische Quarz-Kristalle mit schwach undulöser Auslöschung, die regellos in der kalzitischen, Fe-Oxid-haltigen Grundmasse verteilt sind (Abb. 48). Ihre linsenförmige Gestalt entspricht keinem Habitus kristallographisch begrenzter Quarzkristalle, sondern ist vielmehr für idiotopische Gips-Sprossungen typisch. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um diagenetischen Gipsersatz durch Quarz (Quarzpseudomorphosen). Sprossungen von Gipseinzelkristallen im kalkigen Sediment deuten auf erhöhte Salinität während der Sedimentation hin.

Lydit-ähnliche Lage

Im Steinbruch Nowe Rochowice-S ist ein rot gefärbter Zebra-Kalkstein mit einigen mm-mächtigen phyllitischen Einlagerungen aufgeschlossen. Im Basisbereich der Abfolge ist eine harte, schwarze, boudinierte, 3 - 5 mm mächtige Lydit-artige Lage eingeschaltet. Eine mikroskopische Aufnahme dieser Schicht (Abb. 49) zeigt ein dichtes, polykristallines Mikrogefüge aus meist ovalen, etwa gleich großen (um 30 µm), durch Drucklösung leicht suturierten Quarzkörnern von equigranularer Kornverteilung. Die konkordante Einlagerung der quarzreichen Schicht im Gesteinsverband spricht für ihre sedimentäre Herkunft.

Möglicherweise stellt diese Lage eine primäre Anreicherung kieseliger Mikroorganismen (Radiolarit?) dar, deren Gehäuse sekundär umkristallisiert wurden. Ein relativ hoher Quarz-Kristallisationsindex von 7,8 (siehe Kap. IV.8.2) spricht für eine weit fortgeschrittene Rekristallisation der Silika. Wenige hundert m von der Fundstelle des Lydit-ähnlichen Gesteins steht eine Marmor/Grünschiefer-Wechselfolge an, die eine vulkanische Aktivität während der Karbonatsedimentation belegt. Das Si-Angebot im Meerwasser könnte dadurch erhöht werden, was eine biogene Umsetzung der Kieselsäure (z.B. durch Radiolarien) begünstigt hätte.

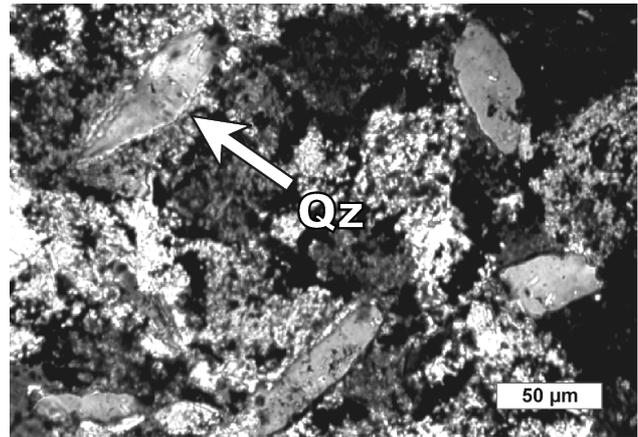


Abb. 48: Diagenetische Quarz-Pseudomorphosen nach Gips (?) in Zebra-Kalkstein von Nowe Rochowice -S. Qz: Quarz. Probe NR-3, Nicols x.

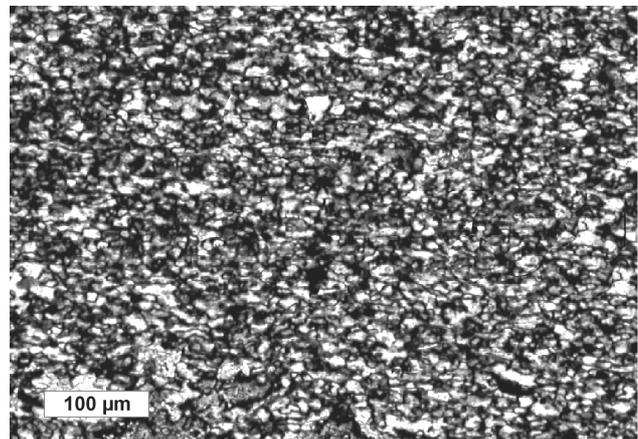


Abb. 49: Feinkörniges polykristallines Gefüge der Lydit-artigen Schicht im Zebra-Kalkstein von Nowe Rochowice-S. Probe NR-5b, Nicols x.

5. Massiger Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor

Neben den lagigen Dolomitanreicherungen in den Zebra-Kalksteinen (siehe Kap. IV.4) kommen im Kaufunger Kalkstein weitere gesteinsbildende Dolomit-Lithotypen vor. Es handelt sich um Massigen Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor.

Vorkommen: Silesia-Sigierd, Osełka, N-Teil vom Sobocin, Podgórk N, Nowe Rochowice-Nord, Grudno-E, S-Bereiche von Pilchowice, N' Rząsiny (bei Lubań) (Abb.2 und Abb.19)

Gesteinsbildende Mineralphase: Dolomit

Nebenkomponten: Kalzit, Schichtsilikate, Quarz

Liegendes: Altenberger Schiefer (oftmals nicht aufgeschlossen)

Hangendes: Kalzit-Marmor, Zebra-Kalkstein

Mächtigkeit: Zehner-Meter

Strukturformel:

Massiger Matrix-Dolomit: $\text{Ca}_{1,10-1,23} \text{Mg}_{0,77-0,89} (\text{CO}_3)_2$

Dolomit-Marmor: $\text{Ca}_{1,08-1,14} \text{Mg}_{0,85-0,91} (\text{CO}_3)_2$

O- und C-Isotopie (Massiger Matrix-Dolomit):

$\delta^{18}\text{O}$ von $-9,10$ bis $-12,77$ ‰ (PDB)

$\delta^{13}\text{C}$ von $1,94$ bis $0,12$ ‰ (PDB)

Massiger Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor gehören nach Lorenc (1983) zum Lithotyp A (Tab. 3).

Nach der Zweigliederung des Kaufunger Kalksteins von Block (1938) tritt der Massige Matrix-Dolomit innerhalb der Lähne-Kalkgruppe (Liegender grauer Kalk) zutage.

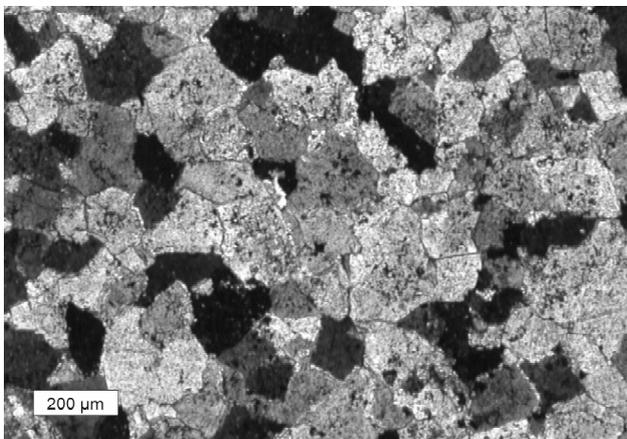


Abb. 50: Xenotopisches Gefüge eines mittelkristallinen Massigen Matrix-Dolomits. Probe PG-4.1. Nicols x.

a) Massiger Matrix-Dolomit

Makroskopische Beschreibung

Der Massige Matrix-Dolomit hat immer eine helle Farbe, die zwischen weiß, gelblich und rosarötlich variieren kann. In der Regel weist das Gestein ein massiges, oder dickbankiges Gefüge auf. Dementsprechend bilden seine Vorkommen meist kompakte, in vielen Fällen isolierte, zerklüftete Felsen oder Felsenzüge (Härtlinge). Gegenüber dem Kalzit-Marmor ist der Massige Matrix-Dolomit erheblich härter. Auf seinen rauen Bruchflächen sind feine "zuckerkörnige", im Licht glitzernde Dolomitkristalle erkennbar. Anders als der Kalzit-Marmor ist der Massige Matrix-Dolomit durch schlechte Transluzenz gekennzeichnet. Neben dem gesteinsbildenden Dolomit lassen sich Kalzit (als sekundäre Kluft- bzw. Drusenfüllungen), Quarz (Kluftfüllungen) und Erze makroskopisch erkennen.

Mikroskopische Merkmale

Der Massige Matrix-Dolomit entspricht in vielen petrographischen Details den dolomitischen Lagen der Zebra-Kalksteine (siehe Kap. IV. 4). Seine Kristallgrößen variieren zwischen wenigen μm und etwa $300 \mu\text{m}$, sind aber innerhalb einer Probe in der Regel einheitlich verteilt. Eine Ausnahme bilden nur solche Proben, die an Stylolithen-Bahnen eine drucklösungsbedingte Kornverkleinerung aufweisen, oder die durch mechanische (tektonische) Bewegungen mylonitisiert wurden (siehe Kap. IV.4). Das Mikrogefüge vom Massigen Matrix-Dolomit ist generell hypidiotopisch (planar-S nach Sibley & Gregg, 1984), selten xenotopisch (nicht planar-A). Im zweiten Fall zeigen die Dolomitkristalle kaum suturierte Korngrenzen, die oft in Tripelpunkten zusammenreffen (Abb. 50).

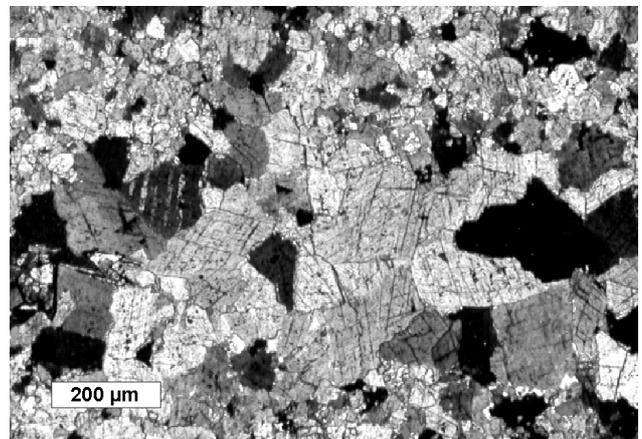


Abb. 51: Sekundärer Dolomitblockzement im feinkristallinen Massigen Matrix-Dolomit. Probe PG-2. Nicols x.

Die Dolomitmikrostrukturen des Massigen Matrix-Dolomits weisen keine Einregelungen auf, löschen schwach undulös aus und sind undeformiert. Vereinzelt kann man verzwilligte Dolomitmikrostrukturen erkennen.

Neben dem gesteinsbildenden pervasiven Dolomit kommen in diesem Lithotyp gröberkörnige, meist hypidiotopische hohlraumfüllende Dolomitblockzemente vor (Abb. 51). Als weitere sekundäre Bildungen treten untergeordnet grobspätige Kalzitkristalle auf. Sie sind ausschließlich als Kluft-, bzw. Drusenfüllungen zu finden und stellen die jüngste karbonatische Ausscheidung dar. In fast allen Fällen nehmen die Kalzitkristalle den zentralen Bereich eines Hohlraums ein, an deren Rändern idiotopische, vergleichsweise grobkristalline Dolomitkristalle (planar-C nach Sibley & Gregg, 1984) vorkommen (Abb. 52).

Zu weiteren Mineralen des Massigen Matrix-Dolomits gehören Hellglimmer-Kristalle, die, wie im Falle von Zebra-Kalksteinen, als inter- oder intrakristalline Bildungen auftreten. Die interkristallinen Hellglimmerschuppen weisen keine Einregelung auf und sind in vielen Fällen gebogen (entweder nicht planar gesprosst oder duktil deformiert).

Die intrakristallinen Glimmerschuppen sind gerade (planar) ausgebildet und in der Regel parallel zu den Grenzflächen eines Dolomithomboeders angeordnet (Abb. 53). Bei relativ kleinen dolomitischen Wirtskristallen kann man diese intrakristallinen Hellglimmer leicht mit schmalen Dolomitzwillingen verwechseln. Ein gutes Unterscheidungsmerkmal ist die laterale Erstreckung der beiden Kristalle (Abb. 54). Die dolomitischen Zwillinglamellen erstrecken sich in der Regel über den ganzen Wirtskristall, die Glimmerplättchen dagegen halten innerhalb des Dolomitkristalls nur max. 70 µm aus. Darüber hinaus laufen die intrakristallinen Glimmer spitz zu.

In Vergesellschaftung mit sekundären Quarzanreicherungen auftretende Glimmerkristalle können als radialstrahlige Aggregate oder langgestreckte, oft gebogene, subparallel angeordnete Glimmerschuppen ausgebildet sein.

Einige Vorkommen des Massigen Matrix-Dolomits sind durch die Präsenz von freiem Quarz gekennzeichnet. Das Mineral tritt als Ersatzquarz (Korn für Korn-Verdrängung) oder als Füllung von Hohlräumen (Quarzzement) auf. Die Mikrogefüge von Quarzzement weisen in manchen Fällen auf eine dynamische Rekristallisation in Form undulöser Auslöschung oder dynamischer Kornverkleinerung hin.

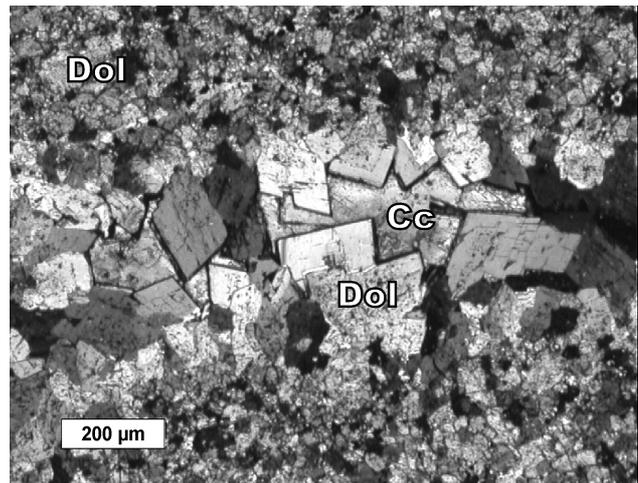


Abb. 52: Kalzitisch-dolomitische Drusenfüllung im Matrix-Dolomit, Cc: Kalzit, Dol: Dolomit. Probe Os-1. Nicols x.

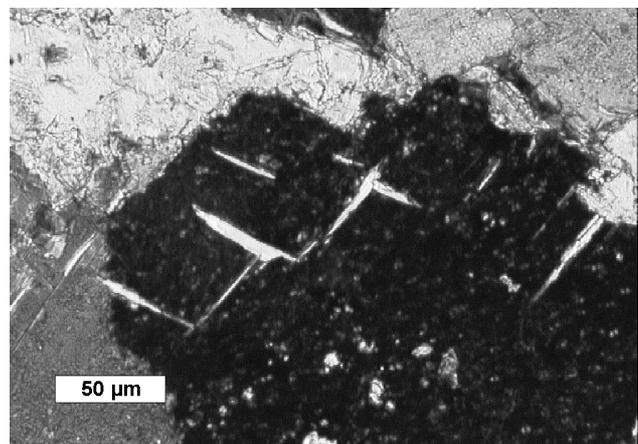


Abb. 53: Intrakristalline Hellglimmerneubildungen im Matrix-Dolomit. Probe PN-1e. Nicols x.

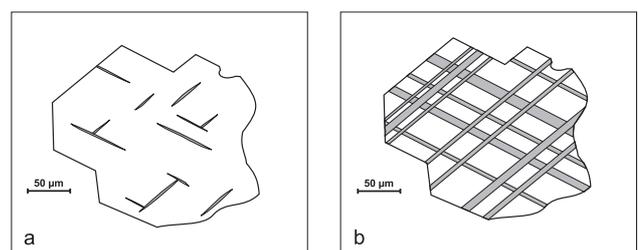


Abb. 54: Unterscheidungsmerkmale zwischen intrakristallinen Glimmerneubildungen (a) und Zwillinglamellen (b) eines Dolomitkristalls. Erläuterungen im Text.

b) Dolomit-Marmor

In einigen Lokalitäten sind im Kauffunger Kalkstein (Nowe Rochowice-Nord, Grudno-E) dolomitische Gesteine aufgeschlossen, die aufgrund ihres Mikrogefüges als Dolomit-Marmor bezeichnet werden können.

Makroskopisch hebt sich dieses Gestein vom Massigen Matrix-Dolomit durch hellere, schnee- bis gelbweiße Gesteinsfarbe ab und weist an Bruchflächen nur untergeordnet zuckerkörnige Kristallaggregate auf.

Im mikroskopischen Bild lässt sich ein dichtes, im Vergleich zum Massigen Matrix-Dolomit stärker verzahntes, hypidio- bis xenotopisches Gefüge (nicht planar-A nach Sibly & Gregg, 1984) erkennen. Im Vergleich zu anderen Dolomitlithotypen des Kauffunger Kalksteins weisen diese Dolomitkristalle generell mehr suturierte Korngrenzen und manchmal Zwillingslamellen auf (Abb. 55). Die festgestellten stockförmigen Vorkommen von Dolomit-Marmor haben eng begrenzte Dimensionen (wenige m³) und sind in der Regel mit dem Massigen Matrix-Dolomit vergesellschaftet.

Kathodolumineszenz

Sowohl der Massige Matrix-Dolomit als auch der Dolomit-Marmor weisen eine intensiv-rote, einheitliche bis leicht fleckenhafte Lumineszenz auf. Darüber hinaus sind hell rot lumineszierende Dolomitkristalle einer zweiten Generation zu erkennen, die als umkristallisierte Dolomitmente in ehemaligen Drusen und Mikroklüften auftreten (Abb. 56a).

Geochemische Merkmale

Die mittels Mikrosonde ermittelte chemische Zusammensetzung von Dolomitkristallen des Massigen Matrix-Dolomits variiert zwischen 38,41 und 44,58 Mol% MgCO₃ und 55,14 bis 61,58 Mol% CaCO₃ (Abb. 57). Der Dolomit-Marmor besteht aus Kristallen, die zwischen 42,53 und 45,30 Mol% MgCO₃, sowie 54,16 und 57,12 Mol% CaCO₃ enthalten (Abb. 57).

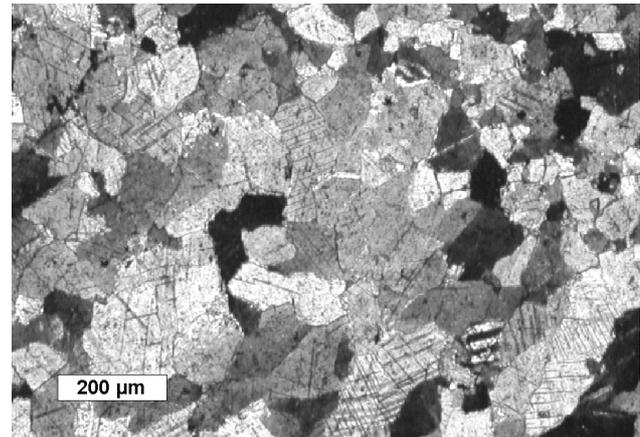


Abb. 55: Mikrogefügebeispiel eines Dolomit-Marmors mit suturierten Kristallgrenzen und Zwillingslamellen. Probe NR-6. Nicols x.

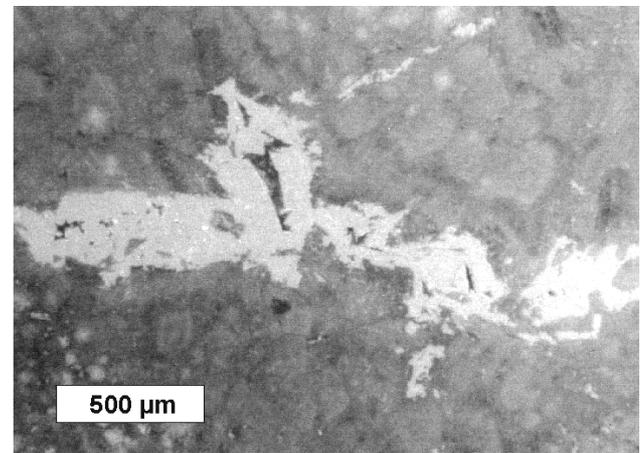


Abb. 56a: Kathodolumineszenz eines Dolomit-Marmors. Die dunkelgrauen Farbtöne entsprechen einer tief roten, die hellen einer hell roten Farbe. Zu erkennen ist eine sekundäre dolomitische Zementation (hell). Probe NR-6.

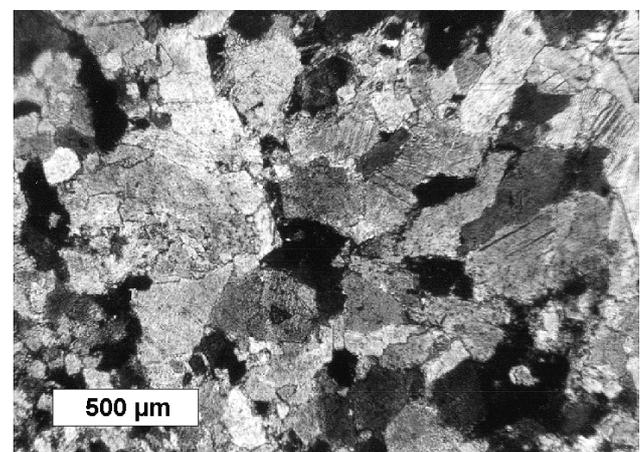
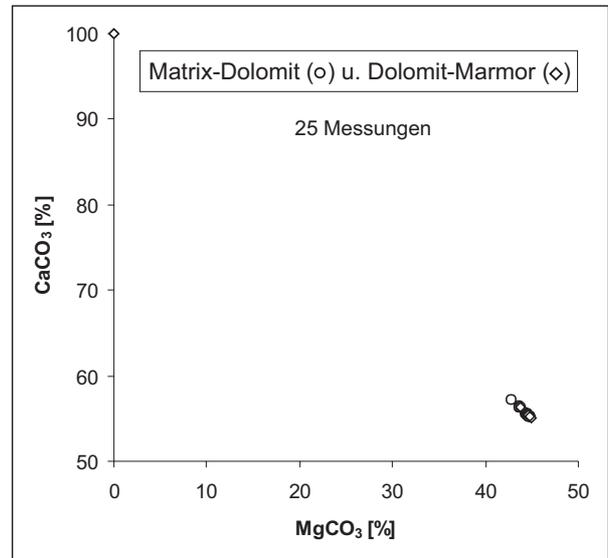


Abb. 56b: Gleiches Bild wie 56a, ohne KL, Nicols x. Probe NR-6.

Abb. 57: Chemische Zusammensetzung der Dolomitkristalle von Massigem Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor.



5.1 Petrogenese des Massigen Matrix-Dolomits und Dolomit-Marmors

Der Massige Matrix-Dolomit ist durch den kompakten Habitus, weitgehend monomineralische, dolomitische Zusammensetzung und hypidiotopisches, pflasterartiges Gefüge (planar-S nach Sibley & Gregg, 1984) gekennzeichnet.

Solche Dolomit-Mikrogefüge mit sub- bis anhedralen, mosaikartigen Kristall-Pflastern, werden generell als Folge von Versenkungsdiagenese interpretiert (z.B. Reinhold, 1998, Gregg & Sibley, 1984). Das homogene Lumineszenzverhalten spricht nach Cander et al. (1988) oder Liedmann (1992) für sekundäre Rekrystallisation der Dolomitkristalle. Fleckige, rote Lumineszenz ist nach Banner et al. (1988) Hinweis für den Ersatz von älteren Dolomitkristallen durch eine "neue Dolomitgeneration" (Ersatz-Matrix-Dolomit im Sinne von Reinhold, 1998). Dorobek et al. (1993) postulieren dagegen, daß fleckig-rotes Lumineszenzverhalten von Dolomit auf den Einfluss meteorischen Wassers zurückzuführen ist.

Der Dolomit-Marmor ist durch xenotopisches (nicht planar-A nach Sibley & Gregg, 1984) Mikrogefüge gekennzeichnet. Gregg & Sibley (1984) postulieren, daß nicht planares (xenotopisches) Dolomitgefüge bei erhöhten Temperaturen (bis etwa 100 °C) entweder direkt durch Kalzitorsatz oder durch die neomorphe Rekrystallisation eines Vorgängerdolomits entstehen kann. Entsprechend der Vorstellung von Gregg & Sibley (1984) kann man annehmen, daß der Massige Matrix-Dolomit unter "normal" temperierten Bedingungen während der frühen Versenkungsdiagenese infolge pervasiven Substanzersatzes entstand und nachträglich durch Rekrystallisation, Drucklösung, Zementierung von Hohlräumen und Neubildung von Glimmer (Tonmineralumwandlung?) nur noch relativ geringfügig verändert wurde.

Die meisten Vorkommen vom Massigen Matrix-Dolomit kommen im basalen Teil der Karbonatabfolge (am Kontakt zu unterlagernden Metapeliten) vor. Besonders eindeutig ist dies im Steinbruch Sobocin zu verfolgen, wo der Karbonatkomplex an der N-Abbauwand, am Kontakt zum Altenberger Schiefer, mit Massigem Matrix-Dolomit einsetzt und zum Hangenden in reinen Kalzit-Marmor übergeht.

In diesem Falle kann man die Mg-Quelle für den Dolomitierungsvorgang innerhalb des metapelitischen Altenberger Schiefers vermuten. Die Mg²⁺ Freisetzung könnte infolge von Tonmineralumwandlung (Montmorillonit/Illit- bzw. Smektit/Illit-Transformation nach Morrow, 1990 und Meder, 1987) stattgefunden haben.

Im Gegensatz zum Massigen Matrix-Dolomit war der Dolomit-Marmor höherer Temperatur ausgesetzt. Diese verursachte vermutlich die Rekrystallisation des ehemaligen Massigen Matrix-Dolomites und führte zur Erhöhung der MgCO₃-Gehalte der dolomitischen Kristalle. Die räumlich unregelmäßige Verteilung der verhältnismäßig kleinen Vorkommen von Dolomit-Marmor spricht für eine selektive Marmorisierung. Dementsprechend könnte sie auf lokale Phänomene (vielleicht hochtemperierte Fluid-Ströme in tektonischen Auflockerungszonen) zurückzuführen sein.

Der Zeitpunkt der Dolomit-Marmorisierung kann lediglich vermutet werden. Wahrscheinlich handelt es sich um eine synkinematische Rekrystallisation, die im Verlaufe der variszischen Orogenese stattfand.

6. Hydrothormaler Dolomit

Vorkommen: Połom, Winnicki, Silesia-Sigierd, Sobocin
 Mineralzusammensetzung: Dolomit, Kalzit (Nebenkomponente), Quarz (akzessorisch)

Vorkommensform: irreguläre Körper im Kalzit-Marmor oft als Kontakthof von rhyolithischen Gängen

Strukturformel: $\text{Ca}_{1,07 - 1,10} \text{Mg}_{0,88 - 0,92} (\text{CO}_3)_2$

O-, C- Isotopie:

$\delta^{18}\text{O}$: von $-8,3$ bis $-15,78$ ‰ (PDB)

$\delta^{13}\text{C}$: von $1,57$ bis $-4,50$ ‰ (PDB)

Eine Teilveröffentlichung über den Hydrothormalen Dolomit des Kauffunger Kalksteins publizieren Skowronek & Wrobel (im Druck).

Makroskopische Merkmale

Hydrothormaler Dolomit tritt vorzugsweise in Form von irregulären, scharf begrenzten, bis zu mehrere m^3 großen Körpern im weißen Kalzit-Marmor auf (Abb. 58). Die Kontakte zum Nebengestein (Kalzit-Marmor) sind oft durch das Auftreten von dunkelbraun gefärbten, cm-dicken Bändern aus Fe-Ox reichem Kalzit gekennzeichnet.

In der Regel kommt der Hydrothormaler Dolomit in Vergesellschaftung mit saurem, sobvulkanischem Gangmaterial vor (vergl. Kap. III.6). Manche dolomitisierte Bereiche bilden um die vulkanischen Gänge beid- oder einseitige, nicht immer symmetrische Kontakthöfe (Abb. 59). In anderen Fällen lässt sich das rotfarbige, weitgehend splittrig verwitterte und meist kaum verfestigte Gangmaterial in verzweigten Spalten innerhalb der Dolomitkörper erkennen.

Darüber hinaus weisen viele der dolomitischen Einschlüsse (Adern und Nester, vergl. Kap. IV und Abb. 29, 30) innerhalb des Kalzit-Marmors gleiche petrographische Mikrogefüge-Merkmale wie der massige Hydrothormaler Dolomit auf (Abb. 68a).

Die Verwitterungsresistenz des Hydrothormalen Dolomits ist relativ gering. Durch physikalische Verwitterung zerfällt das Gestein nach wenigen Jahren zu einem scharfkantigen sandigen Dolomitgrus, was in stillgelegten Abbaustellen am Berg Połom bei Wojcieszów erkennbar ist.

Der Hydrothormaler Dolomit ist gelb, verwittert grau-gelb und setzt sich aus makroskopisch „eckigen“ Kristallen zusammen, die ein typisches „grobzuckerkörniges“ Erscheinungsbild hervorrufen. Das Gefüge ist in der Regel massig.

Daneben lässt sich Bänderung im mm-Bereich beobachten, die aus dolomitischen „Kristallrasen“ besteht und überwiegend subparallel zu Begrenzungsflächen der Dolomitkörper angeordnet ist.

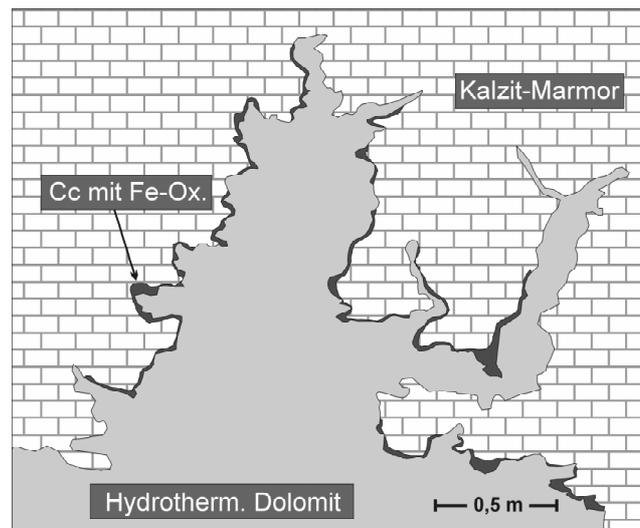


Abb. 58: Schematisierte Aufschlußskizze eines hydrothormalen Dolomitkörpers. Rhyolithischer Gang nicht abgeschlossen. Abbauwand Tagebau Połom. Verändert nach Skowronek & Wrobel (im Druck).

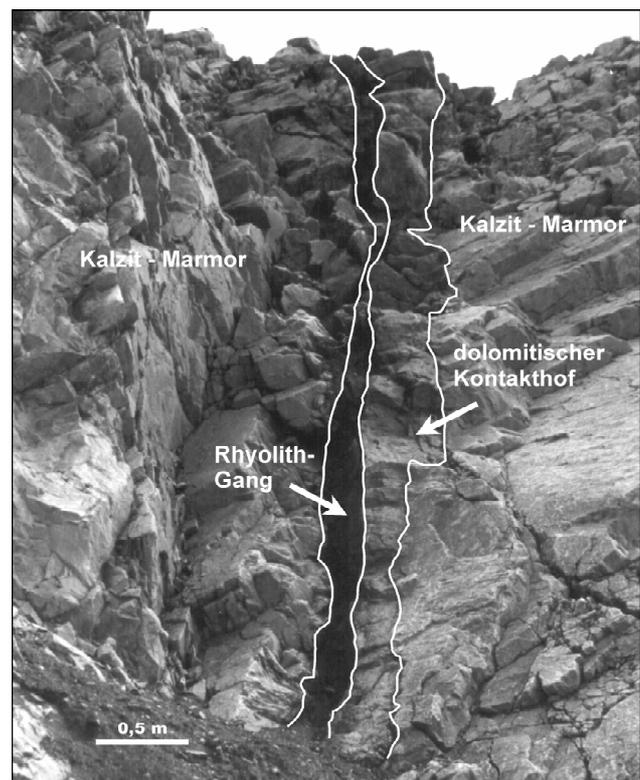


Abb. 59: Unsymmetrischer hydrothormaldolomitischer Kontakthof an einem Rhyolithgang. Tagebau Połom. Aus Skowronek & Wrobel (im Druck).

Im Gegensatz zu allen übrigen Dolomittypen vom Kaufunger Kalkstein weist der Hydrothermale Dolomit unregelmäßige, mm- bis cm-große Hohlräume auf, die nicht selten (zum Teil oder vollständig) von Kalzit- zement verschlossen sind. Diese Hohlräume werden als Dolomitierung-Schrumpfkavernen bzw. als Folge der Lösung nicht dolomitierter kalzitischer Einschlüsse interpretiert. Nach Morrow (1990) führt die Dolomitierung aufgrund des Ersatzes von Ca^{++} -Ionen (Ionenradius 1,06 Å) durch kleinere Mg^{++} -Ionen (Ionenradius 0,78 Å) zu einer Volumenreduzierung zwischen 6 und 13%. Diese Kavernen können im Gestein unregelmäßig verteilt sein oder planar, parallel zu den Begrenzungsflächen der Dolomitmöcher angeordnet auftreten. Öfter weisen die Kavernenfüllungen einen konzentrischen Zonarbau auf, der durch Ausscheidungen von dunkelbraunen Fe-Oxiden angedeutet ist (Abb. 61). Zu weiteren sekundären Gefügephänomenen des Hydrothermalen Dolomits gehört eine Trümmertextur. In meist relativ kleinen Bereichen von einigen dm² sind brekziöse Gesteine ausgebildet. Die einzelnen dolomitischen Klasten treten dann in einer oft Fe-reichen dolomitischen bzw. dolomitisch-kalzitischen Grundmasse auf und bilden eine Internbrekzie mit unterschiedlichem Grad der relativen Klastenbewegung („fitting“) zueinander. Die mm- bis cm-großen Klasten können auch kantengerundet sein. In manchen Fällen sind innerhalb der Brekzie klastenübergreifende Drucklösungsstyloolithen zu beobachten, die naturgemäß erst nach der Brekzierung und Verfestigung des Materials entstehen konnten (Abb. 62).

Eine andere sekundäre Textur aus dem Hydrothermalen Dolomit zeigt die Abb. 60. Zu erkennen ist eine Abfolge von dolomitisch-ankeritischen Kristall-Rasen, die als rhythmische Ausscheidung im Inneren eines größeren Hohlräume gedeutet wird.

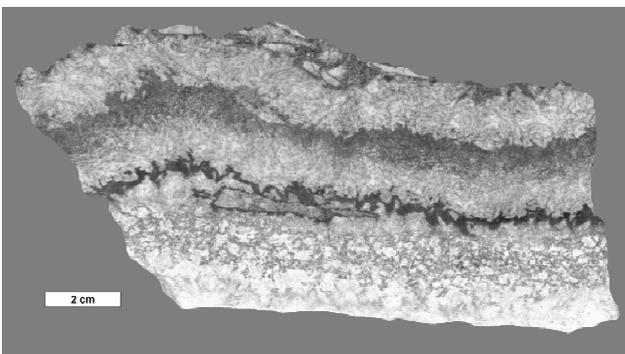


Abb. 60: Sekundäre, dolomitisch-ankeritische Zementationen (eines größeren Hohlräume?). Tagebau Połom.

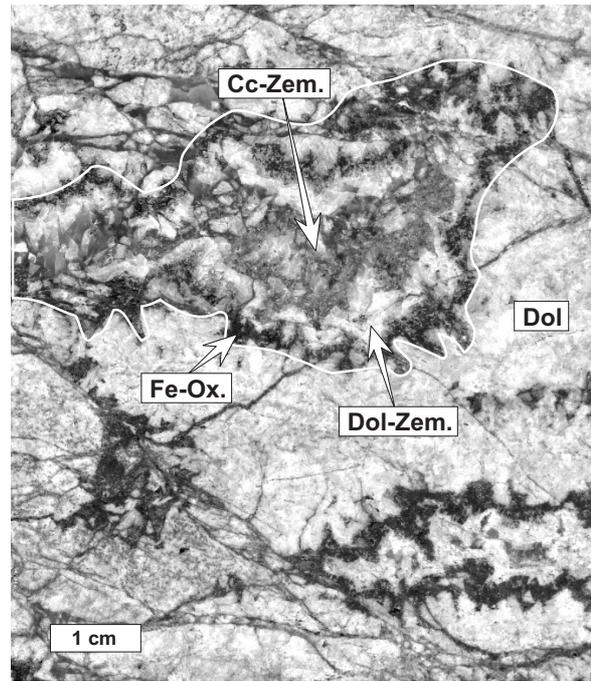


Abb. 61: Kalzitverschlossene Kavernen im Hydrothermalen Dolomit mit Säumen von braunen Fe-Ox-Verbindungen. Tagebau Połom. Cc: Kalzit, Dol: Dolomit, Zem.: Zement. Verändert nach Skowronek & Wrobel (im Druck).

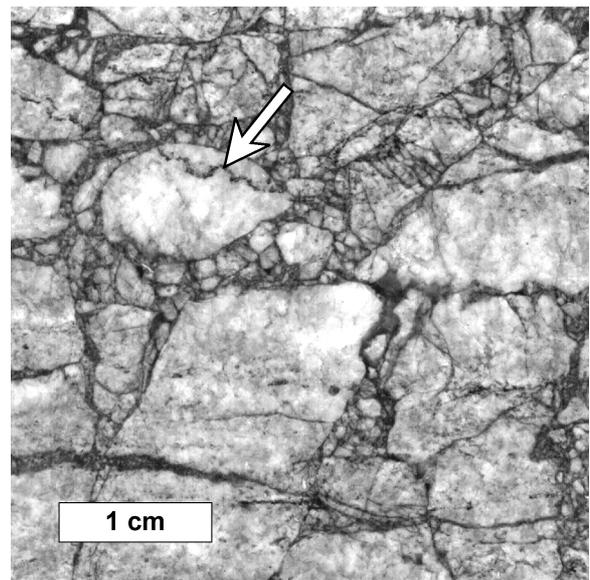


Abb. 62: Brekziöses Gefüge von Hydrothermalen Dolomit mit teilweise gerundeten Komponenten. Gut zu erkennen ist eine Stylolith-Sutur (Pfeil). Tagebau Połom.

Die Abb. 63 zeigt ein polygonales Muster aus dolomitischen „Septen“ mit dazwischen auftretenden Dolomit-, Fe-Kalzit- und Kalzit-Zementen, die in ehemaligen Freiräumen auskristallisierten (kein pervasiver Ersatz). Die dolomitischen „Septen“ besitzen in ihren achsialen Bereichen jeweils eine Mikrospalte. Da die einzelnen Dolomitkristalle aus diesen Spalten symmetrisch herausgewachsen sind, werden sie als „Initialnähte“ der Dolomitierung interpretiert. Die Initialspalten konnten nur in hartem Material (z.B. Kalzit-Marmor?) entstehen, in welchem später ein Gerüst aus dolomitischen „Septen“ gebildet werden konnte. Nach dieser Phase ist das Wirtmaterial (Kalzit-Marmor?) vermutlich vollständig gelöst worden, so daß die Lösungsfreiräume durch Zementationen von weiteren Dolomit-, Fe-Kalzit- und Kalzitgenerationen geschlossen werden konnten.

Abb. 64a zeigt eine pseudoporphyrische Textur mit mm-großen Dolomit-Komponenten, die in einer kalzitisch-sideritischen Grundmasse „schwimmen“. Die mikroskopischen Aufnahmen zeigen, daß es sich hier um dolomitische Kristallaggregate handelt, die radialstrahlig in die karbonatische Matrix gesprossen sind (Abb. 64b). Darüber hinaus findet man in der Matrix scharfkantige, bis zu 1 cm große Bruchstücke von grobkörnigen Dolomit (Hohlraumgrus).

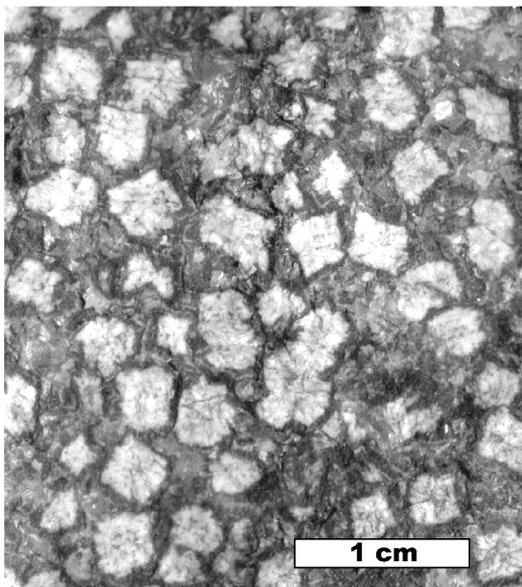


Abb. 64a: Pseudoporphyrische Textur aus mm-großen Dolomitaggregaten, eingebettet in einer kalzitisch-sideritischen Matrix. Tagebau Połom. Aus Skowronek & Wrobel (im Druck).

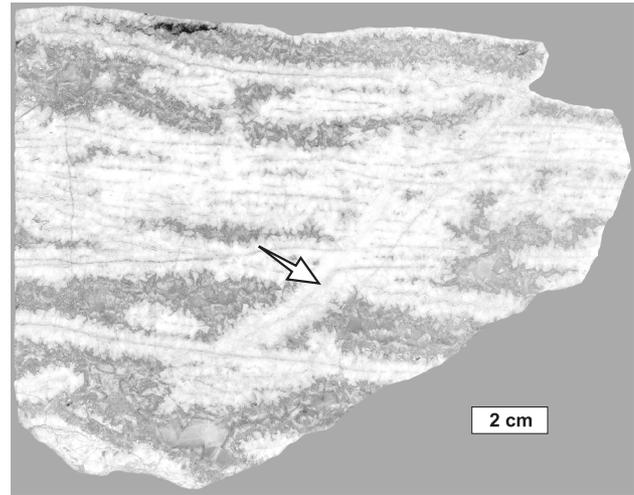


Abb. 63: Polygonale „Dolomitsepten“ (Pfeil) mit konzentrischen, kalzitisch-dolomitisch-sideritischen Zementationen von ehemaligen Freiräumen (Zellen). Tagebau Połom. Verändert nach Skowronek & Wrobel (im Druck).

Vermutlich handelt es sich bei diesem Gestein um alterierte Füllung eines Hohlraums, der zuerst mit Dolomit-Grus verfüllt und später durch Fe-reichen Kalzit zuzementiert wurde. In der letzten Phase ist es innerhalb der karbonatischen Grundmasse zur Neubildung von Dolomitaggregaten gekommen, deren Bildung unter dem Einfluß von meteorischen Lösungen (Karst-Bedingungen) durch Sauerstoff-isotopische Untersuchungen belegt wird (siehe Kap. IV. 7.3).

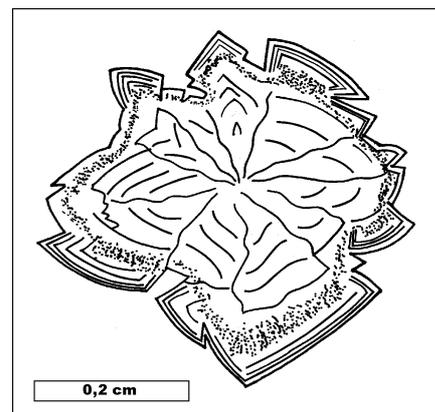


Abb. 64b: Schematisierte Detaildarstellung des radialstrahligen Dolomitaggregats (Satteldolomittyp, siehe mikroskop. Beschreibung) in einem dolomitischen Gestein mit pseudoporphyrischer Textur (Abb. 64a). Dargestellt: ein Fe-Hydroxid-Band (gepunktet) und Zonar-Aufbau von randlichen, leicht gekrümmten Kristallbereichen.

Mikroskopische Beschreibung

Der Hydrothermale Dolomit besteht überwiegend aus grob- bis sehr grobkristallinen (bis zu 7 mm großen) Dolomitmörnern (sensu Folk, 1959). Die Kristalle sind durch extrem undulöse (sog. scheibenwischerartige) Auslöschung, gebogene intrakristalline Mikrospalten und Kristallbegrenzungsflächen, die in der Regel treppenartig versetzt sind, gekennzeichnet. Radke & Mathis (1980) bezeichnen solche Dolomitmikrokristalle als Satteldolomite.

Als Synonyme für Satteldolomit ("saddle dolomite") sind folgende Bezeichnungen bekannt: "late ferroan dolomite" (Choquette, 1971), "white sparry dolomite" (Beales, 1971), "saddle-shaped dolomite" (Dunsmore, 1973), "baroque dolomite" (Folk, 1977; Friedman & Radke, 1979), "hydrothermal dolomite" (Goldberg & Bogoch, 1978) und "gangue dolomite" (Ebers & Kopp, 1979).

Satteldolomite des Kauffunger Kalksteins kommen in zwei petrographischen Varianten vor: Zum einen als gesteinsbildender, pervasiver Ersatzsatteldolomit, der die Hauptmasse der hydrothermalen Dolomitmörner bildet, und zum zweiten als in Freiräumen (Spalten und Kavernen) auskristallisierter Satteldolomit-Zement.

Der Ersatzsatteldolomit (Abb. 65) ist durch ein nicht planares, anhedrales Gefüge gekennzeichnet (nicht planar-A nach Sibley & Gregg, 1984). Der treppenartige Versatz von Kristallflächen ist oft durch braune Ausscheidungen von Fe-haltigen Mineralen im interkristallinen Porenraum hervorgehoben. Die Korngrößenver-

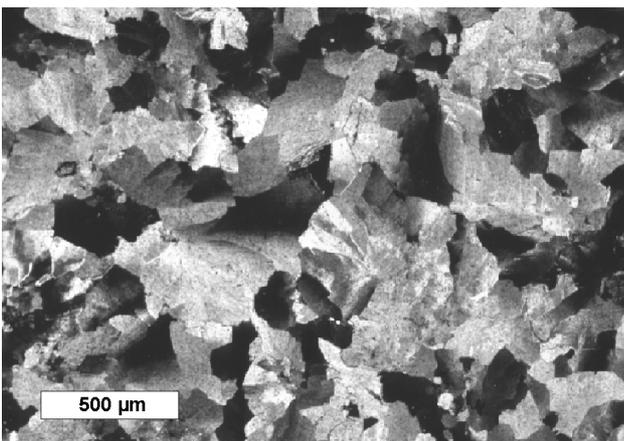


Abb. 65: Pervasiver mittelkristalliner Ersatzsatteldolomit mit gebogenen Kristallbegrenzungsflächen. Probe P-62. Nicols x.

teilung ist überwiegend equigranular. In manchen Fällen sind innerhalb des Ersatzsatteldolomites mm-große längsgestreckte, farnförmige Einzelkristalle zu beobachten. Sie weisen keine Einregelungen auf und repräsentieren wahrscheinlich vollständig zementierte Hohlräume. Die Kontaktflächen zum Nebengestein (Kalzit-Marmor) lassen sich auch im mikroskopischen Bild als geradlinige, abrupte Grenzen beobachten (Abb. 68d).

Der Satteldolomit-Zement tritt innerhalb des Ersatzsatteldolomits in offenen bzw. verheilten Hohlräumen auf. Er besteht aus nicht planaren, in der Regel euhedralen Kristallen mit gekrümmten Kristallflächen, die oft einen abgestuften Versatz aufweisen (Abb. 66).

Der treppenartige Versatz der Begrenzungsflächen von Satteldolomit-Kristallen wird von Radke & Mathis (1980) als Hinweis auf einen polykristallinen Aufbau gedeutet. Dementsprechend können sie auch als polymorphe Aggregate mit einheitlichen optischen Eigenschaften (syntaxiale Kristallausrichtung) bezeichnet werden.

Viele der mit Satteldolomitzement geschlossenen Sekretionen sind durch die Abnahme des Kristallflächenkrümmungsgrades von älteren (äußere Zemente) zu jüngeren Zementgenerationen (in Richtung Drusenzentrum) charakterisiert. Die stark undulöse, scheibenwischerartige Auslöschung dieser Zemente ist wegen der erheblichen Größe der Einzelkristalle (bis zu einigen mm) besonders gut ausgeprägt.

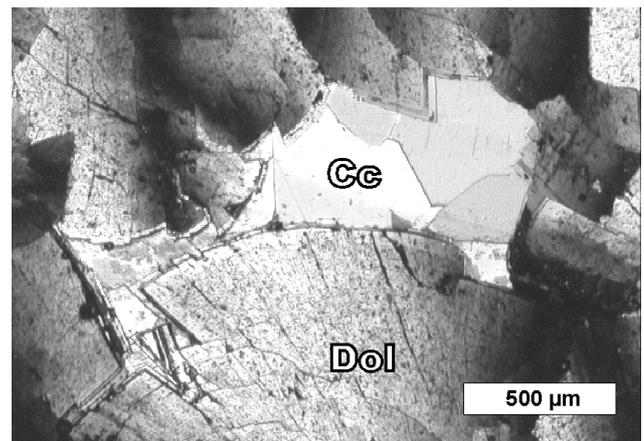


Abb. 66: Dolomitisch-kalzitische Zementation im zentralen Bereich einer Druse. Satteldolomitzemente weisen erhebliche Krümmung der äußeren Kristallflächen. Im Zentrum: Kalzitischer Blockzement. Cc: Kalzit, Dol: Dolomit. Probe P-30. Nicols x.

Viele Kavernen, an deren Rändern Satteldolomit zement vorkommt, sind in zentralen Hohlraumbereichen durch kalzitischen Blockzement verschlossen. In solchen Fällen ist Satteldolomit zement, der auch als "Palisadenzement" bezeichnet werden kann, besonders gut entwickelt bzw. erhalten (Abb. 68b, 68f). Einige der Zemente weisen einen konzentrischen Aufbau auf, der zusätzlich durch Fe-haltige Minerale hervorgehoben wird. Dank dieser braunen Bänderung kann man ehemalige dolomitische Einzelkristalle erkennen, die vollständig dedolomitisiert worden sind und heute nur noch als Schattenstrukturen im kalzitischen Blockzement auf ihre ehemaligen dolomitischen Wirtkristalle hinweisen (Abb. 67).

In vollständig Dolomit-verheilten Kavernen sind die Satteldolomit-Zemente als grob- bis sehr grobkristalline, durch den abgestuften Versatz der Kristallränder miteinander verzahnte Blockzemente ausgebildet (Abb. 68c).

Die bereits erwähnten Einschlüsse von Fe-Verbindungen kommen im Hydrothermalen Dolomit als intrakristalline, fleckenartige Anhäufungen, Anwachsäume in euhedralen Satteldolomit-Zementen (Abb. 68e) und als Mikropaltenfüllungen vor. Sie sind als opake Aggregate aus sehr feinkörnigen (an der Grenze der optischen Auflösung) und lose miteinander verbundenen Körnchen erkennbar.

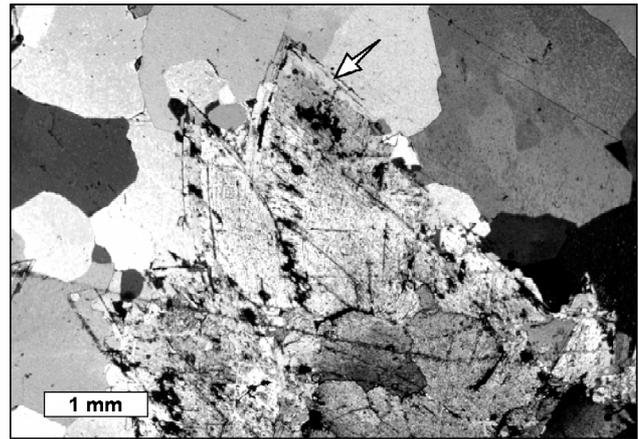
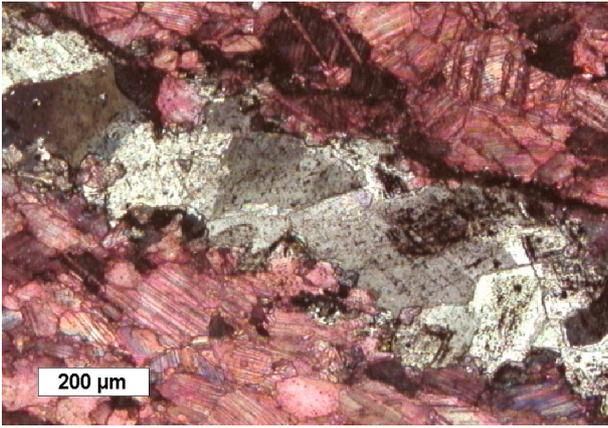
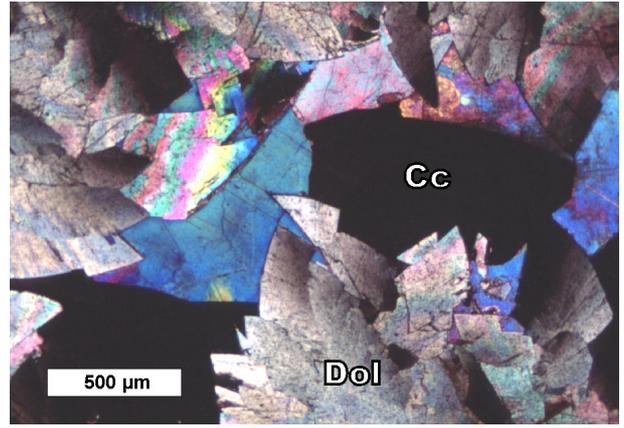


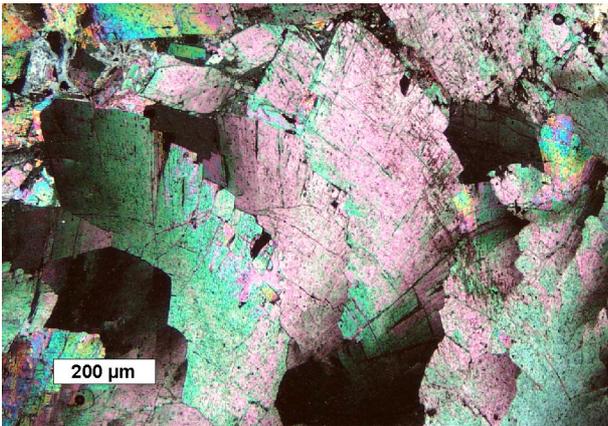
Abb. 67: Dedolomitisierter Satteldolomit zement. Die ehemaligen Kristallumrisse sind an dunklen (braunen) Fe-Oxiden erkennbar, die ursprünglich als intrakristalline Einschlüsse in den Dolomitkristallen eingebaut waren. Probe P-7, Nicols x. Erläuterungen im Text.



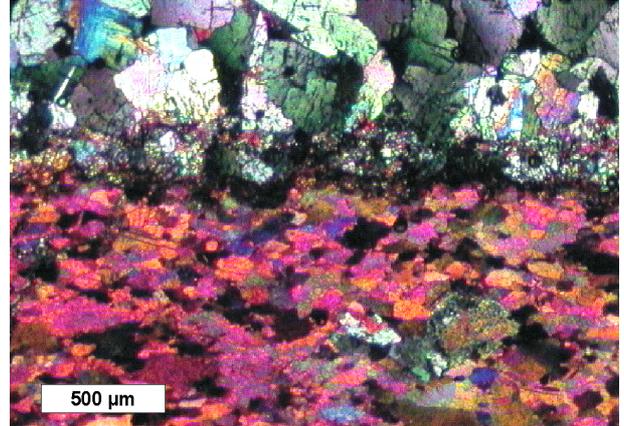
a)



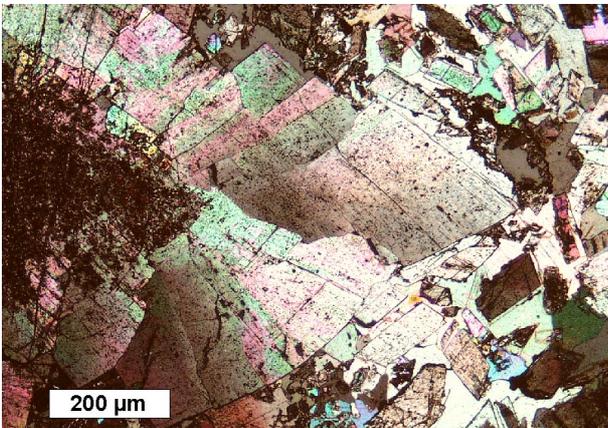
b)



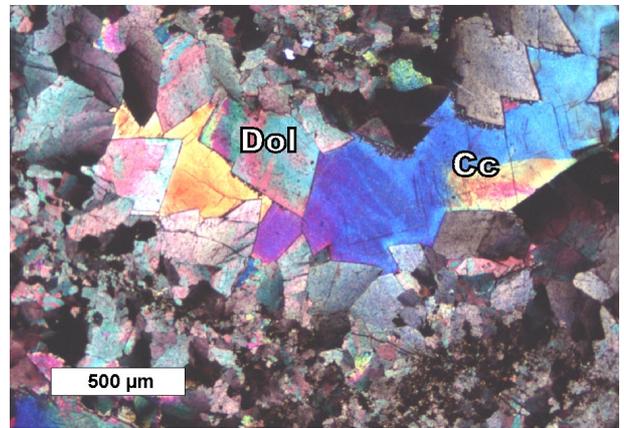
c)



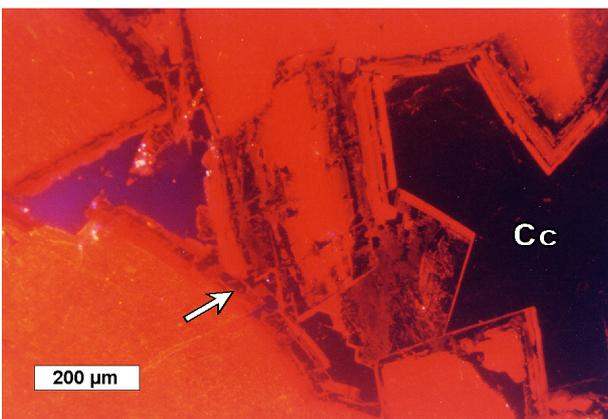
d)



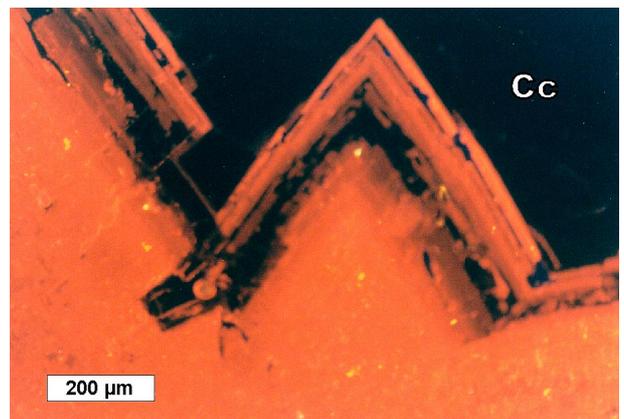
e)



f)



g)



h)

Abb. 68

Abb. 68a: Satteldolomitische Ader im Kalzit-Marmor. Probe P-39. Nicols x. Alizarinrot-Anfärbung des Kalzits.

Abb. 68b: Satteldolomitzelemente am Rande einer verheilten Kaverne. Die Dolomitzelemente sind hier durch sehr intensive Krümmung der äußeren Kristallflächen gekennzeichnet, was auf hohe Kristallisationstemperatur hindeutet. Cc: Kalzit (Blockzement), Dol: Dolomit. Probe P-64. Nicols x.

Abb. 68c: Durch Satteldolomitzelement vollständig ausgefüllter Hohlraum zeigt ein farnförmiges Wachstum von mm-großen Dolomit-Kristallen. Probe P-32. Nicols x.

Abb. 68d: Kontakt zwischen grobkörnigem Ersatzsatteldolomit und mittelkörnigem Kalzit-Marmor. Alizarinrot-Anfärbung vom Kalzit, Probe P-15 b, Nicols x.

Abb. 68e: Einzelkristall von Satteldolomitzelement mit Fe-Ox-haltigem Kern (braun). Im rechten Bildbereich mechanisch abgebrochene Kristall-Fragmente von Satteldolomitzelement in kalzitischer Grundmasse (poikilotopisches Gefüge). Cc: Kalzit, Dol: Dolomit. Probe P-33, Nicols x.

Abb. 68f: Durch Dolomit und Kalzit zuzementierte Druse mit planaren (tiefertemperierte) Dolomitzelementen am Drusenrand. Probe P-64. Nicols x.

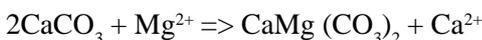
Abb. 68g: Kathodolumineszenz eines Satteldolomitzelements (intensiv rote Farbe) im Vergleich zu nicht lumineszierendem Kalzit-Blockzement. Weiterhin zu erkennen ist die Abnahme des Krümmungsgrades der Satteldolomit-Kristalle in Richtung Drusenzentrum (Pfeil: Satteldolomit-Kristall mit gekrümmter Fläche; am Kontakt zum kalzitischen Blockzement: Satteldolomite mit ebenen Kristallflächen) und zonierte Fe-haltige, dunkelrot lumineszierende Dolomitbänder. Probe P-62b.

Abb. 68h: KL-Aufnahme von rot lumineszierenden zonierten Satteldolomitzelementen mit treppenartig abgesetzten Kristalloberflächen (Rand einer Kalzit-verheilten Kaverne). Probe P-62b.

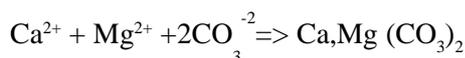
Geochemische Untersuchung

Die chemische Kristall-Zusammensetzung des Hydrothermalen Dolomits (Mikrosonde) variiert zwischen 44,13 und 45,91 Mol% MgCO_3 sowie 53,36 und 54,79 Mol% CaCO_3 (Abb. 69), bei FeCO_3 -Gehalten von 0,25 bis 0,74 Mol%.

Die Bildung des Ersatz-Satteldolomits wird als hydrothermale Dolomitisierung (Mol-für-Mol-Verdrängung des Kalzit-Marmors) gedeutet, und erfolgte nach folgender Formel (u.a. Bathurst, 1975):



Der Satteldolomitzelement wird dagegen als ein direktes Produkt einer Lösungsausfällung interpretiert und dürfte folgender chemischer Gleichung folgen:



Der Fe-haltige Kalzit vom Kontakt zwischen dem Hydrothermalen Dolomit und dem Kalzit-Marmor weist trotz der intensiven dunkelbraunen Färbung lediglich wenig erhöhte Fe_2O_3 -Gehalte (<1%) auf.

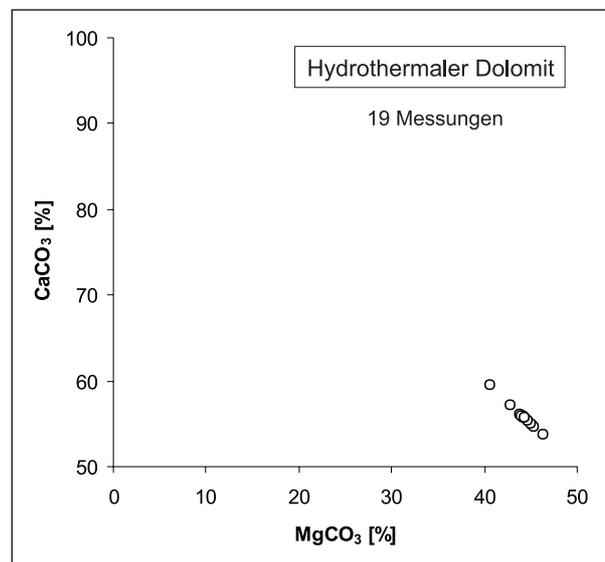


Abb. 69: Chemische Zusammensetzung des Hydrothermalen Dolomits.

Kathodolumineszenz

Die Satteldolomitzeemente sind durch intensiv rote und gelbe Lumineszenz charakterisiert (Abb. 68g und Abb. 68h). In vielen Fällen lässt sich eine Zonierung der Kristalle feststellen, die durch Bänder unterschiedlicher KL-Intensität hervorgehoben wird. Manche der Satteldolomitzeemente weisen einen intensiv gelb lumineszierenden Kern auf, der von einer rot leuchtenden Außenzone umschlossen wird.

Unter dem Polarisationsmikroskop weisen die rot lumineszierenden Bereiche, gegenüber den gelb leuchtenden, erhöhte Gehalte an Fe-Mineralen auf. Der Ersatzsatteldolomit ist in der Regel einheitlich rot lumineszierend. Der in vielen Kavernen vorkommende kalzitische Blockzement weist keine Lumineszenz auf.

6.1 Petrogenese des Hydrothermalen Dolomits

Die Bildung des Kontaktdolomits unter erhöhten (hydrothermalen) Temperaturbedingungen wird durch seine kristallographische Ausbildung als Satteldolomit (siehe unten) und die $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte (siehe Kap. IV. 7.3) belegt.

Das Bildungsalter des Hydrothermalen Dolomits kann mit Hilfe seiner petrographischen Ausbildung abgeschätzt werden. Sein löchriges, kavernoöses Gefüge (einmalig bei allen dolomitischen Lithotypen des Kauffunger Kalksteins!) spricht für relativ späte, postkinematische und somit postvaristische Dolomitbildung. Anderenfalls müßten die Hohlräume im Zuge der regionalmetamorphen Überprägung verschlossen worden sein.

Die räumliche Vergesellschaftung des offenbar hochtemperierten, metasomatischen Dolomits mit sauren rhyolithischen Gängen, die in manchen Fällen als regelrechte Kontakthöfe bezeichnet werden können (Abb. 59) spricht ebenfalls für diesen genetischen Bezug. Begleitend zur subvulkanischen Aktivität in Form von sauren Injektionen konnten Mg-reiche Lösungen mobilisiert werden, die für die Dolomitisierung des kalzitischen Kalksteins verantwortlich sind. Hinsichtlich des sauren Chemismus des mobilisierten Magmas ist die Mg-Quelle in anderen benachbarten Gesteinsformationen zu vermuten. Möglicherweise wurden die Mg-Ionen durch vulkanogene, hydrothermale Lösungen aus den Magmatiten der Grünstein-Serie bzw. aus tonigen Sedimenten des Altenberger Schiefers mobilisiert.

Ein saurer Vulkanismus im Bober-Katzbach Gebirge ist aus der permo-karbonischen Zeit bekannt (z.B. die Vulkanite des Schönauer Grabens oder die erzführenden Gänge im Altenberger Schiefer). Es kann angenommen werden, daß die vulkanischen Injektionen und die hydrothermale Kontaktdolomitisierung des Kauffunger Kalksteins dieser Periode zuzuordnen sind.

Satteldolomit kann nach Radke & Mathis (1980) erst im Temperaturbereich zwischen 60 und 150°C entstehen und weist damit auf höhere (hydrothermale) Bildungstemperaturen hin. Der Krümmungsgrad der Kristallbegrenzungsflächen der Satteldolomitzeemente scheint bei den untersuchten Proben eine direkte Abhängigkeit von der Bildungstemperatur aufzuweisen. Die älteren Zementgenerationen (Drusenrand) weisen eine stärkere Krümmung als die jüngeren (Drusenzentrum) auf (Abb. 68f und Abb. 68g). Ähnliche Hinweise auf erhöhte Bildungstemperaturen wurden mittels O-Isotopie geliefert, wo eine Fraktionierung von $\delta^{18}\text{O}$ entsprechend der Temperaturabnahme in der Reihe Ersatzsatteldolomit - Satteldolomitzeement - kalzitische Drusenfüllung festgestellt wurde (Kap. IV.7.3).

Die unregelmäßige, aber scharfe Abgrenzung der Dolomitkörper zum Nebengestein spricht für eine metasomatische Zufuhr von Mg-haltigen Lösungen. Auch die subparallel zu den Begrenzungsflächen der Dolomitkörper angeordnete Bänderung (lagiges Kristallwachstum) kann als Effekt einer progressiven Metasomatose (metasomatische Front) interpretiert werden.

7. O- und C-Isotopie

7.1. Einführung

Die Messungen der stabilen Isotope $^{18/16}\text{O}$ ($=\delta^{18}\text{O}$) und $^{13/12}\text{C}$ ($=\delta^{13}\text{C}$) wurden durchgeführt, um die Bildungs- bzw. Alterationsbedingungen von verschiedenen Kalzit- und Dolomittypen des Kauffunger Kalksteins zu charakterisieren. Beim metamorph überprägten Kauffunger Kalkstein ist die primäre Isotopenzusammensetzung mit Sicherheit durch sekundäre Prozesse beeinflusst. Ziel der Isotopenuntersuchungen war die Ermittlung von Differenzen in der Isotopenverteilung, was neben den bisher eingesetzten Methoden zusätzliche Hinweise auf die Genese der untersuchten Karbonate (speziell der dolomitischen Lithotypen) ergeben soll.

Die natürliche Häufigkeit von Sauerstoff-Isotopen liegt für ^{16}O bei 99,759%, für ^{17}O bei 0,037% und für ^{18}O bei 0,204%. Die Verteilung von Kohlenstoffisotopen beträgt für ^{12}C : 98,89% und für ^{13}C : 1,11%. Das Isotop ^{14}C kommt nur in Spuren vor.

Die Gehalte von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen in kalkigen Organismen (primäre Karbonatproduzenten) werden in erster Linie biogenspezifisch und weniger durch Umwelteinflüsse gesteuert (Veizer, 1983). Erst bei der Umwandlung von Karbonaten kann man aufgrund der Verteilung von stabilen O- und C-Isotopen Rückschlüsse auf die Herkunft von Porenwässern ziehen. Bei frühdiagenetischen Bildungen sind damit Aussagen über das Ablagerungsmilieu möglich, im Falle spät-diagenetisch oder metamorph beeinflusster Karbonate kann man ihre Alterationsbedingungen abschätzen.

Eine Ermittlung von $\delta^{18}\text{O}$ gibt in der ersten Linie Hinweise auf die Bildungs- bzw. Rekristallisationstemperatur von Karbonatmineralen. Mit zunehmender Bildungstemperatur nimmt der Anteil an schwerem ^{18}O ab.

Die Schwerisotopen-Gehalte von Meerwasser, die etwa der primären Isotopenzusammensetzung der Karbonatgesteine entsprechen (Allan & Wiggins, 1993), sind wegen der Evaporation von überwiegend leichten Isotopen gegenüber Süßwasser angereichert (Abb. 70). Der Einfluß von meteorischen Lösungen verschiebt dementsprechend die O-Isotopenfraktionierung bei alterierten Karbonatgesteinen in negative Werte. Dieser Effekt wird generell von einer leichten Abnahme von $\delta^{13}\text{C}$ begleitet (Allan & Wiggins, 1993).

Das Verhältnis von stabilen C-Isotopen ($\delta^{13}\text{C}$) kann im Idealfall die genetische Herkunft des CO_3 anzeigen (Füchtbauer & Richter, 1988). Nach Allan & Wiggins (1993) resultiert allerdings das endgültige $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis bei alterierten Karbonaten aus zahlreichen Prozessen, wie bakterieller Zersetzung organischen Materials (Oxidation), Sulfatreduktion, Fermentation, Methan-

Oxidation (Zersetzung von Erdöl und thermochemische Sulfatreduktion) sowie Dekarboxylation (Kerogen¹ => CO_2 + Kerogen²).

Da im Rahmen der vorliegenden Arbeit solche Alterationsprozesse nicht untersucht wurden, kann die Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nur unter Vorbehalt erfolgen. Sie dient in erster Linie einem empirischen Vergleich der untersuchten Karbonatlithotypen.

Die Berechnung von Verhältnissen der Sauerstoff- bzw. Kohlenstoff-Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) erfolgt mittels folgender Formeln:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18/16}\text{O} (\text{Probe}) - ^{18/16}\text{O} (\text{Standard})}{^{18/16}\text{O} (\text{Standard})} \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{^{13/12}\text{C} (\text{Probe}) - ^{13/12}\text{C} (\text{Standard})}{^{13/12}\text{C} (\text{Standard})} \times 1000$$

Der ermittelte Wert δ ist die Abweichung (in ‰) von einem gewählten Standard.

Für den Kohlenstoff und Sauerstoff wird nach McCrea (1950) der PDB-Standard (CO_2 aus *Belemnite americana*, Kreide, S-Carolina, USA) benutzt.

Für den Sauerstoff kann weiterhin das sog. SMOW (Standard of Mean Ocean Water) eingesetzt werden.

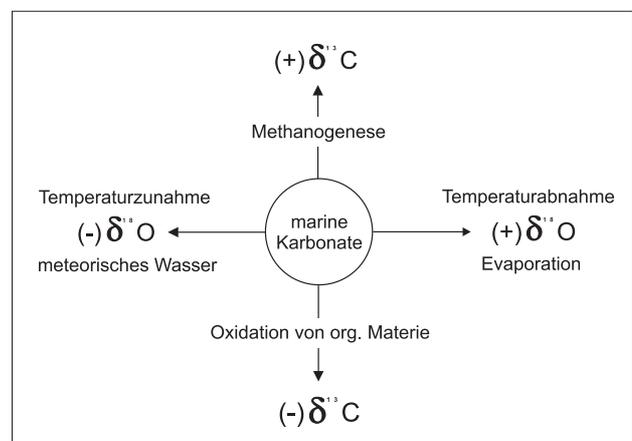


Abb. 70: Auswirkung von äußeren Umweltfaktoren auf die Veränderung der Isotopenzusammensetzung von Karbonaten. Verändert nach Allan & Wiggins (1993).

Bei der Ermittlung von $\delta^{18}\text{O}$ der dolomitischen Proben wurden die gemessenen Werte (PDB) nach Rosenbaum & Sheppard (1986) um einen Faktor von -1,6‰ korrigiert. Die theoretischen Grundlagen dieser Umrechnung gehen auf eine unterschiedliche O-Isotopen-Säurefraktionierung zurück. Der Säure-Fraktionierungsfaktor für CO_2 -Kalzit liegt bei 1,00812 und der für CO_2 -Dolomit bei 1,00976 (beides bezogen auf 75°C Umgebungstemperatur).

Aus der Umrechnungsformel:

$$\frac{(1000 + 1,00812 \times (1000 + \delta^{18}\text{O}) - 1000)}{1,00976 - 1000}$$

ergibt sich ein Korrekturfaktor von -1,6‰.

Da manche Autoren diese Korrektur nicht vornehmen bzw. einen anderen Faktor benutzen (z.B. Reinhold, 1996; Dolomitkorrektur um -0,8‰, nach Sharma & Clayton, 1965), muß der eingesetzte Korrekturfaktor beim Vergleich mit O-Isotopenergebnissen von dolomitischen Proben anderer Autoren berücksichtigt werden. Um den Korrekturfaktor für $\delta^{18}\text{O}$ -Dolomit angemessen berücksichtigen zu können, wurden für die O-, C-Isotopenuntersuchungen des Kauffunger Kalksteins nur solche Proben ausgewählt, die entweder monomineralisch zusammengesetzt sind oder bei denen eine selek-

tive Entnahme von Kalzit bzw. Dolomit technisch gewährleistet war. Die insgesamt 54 Pulverproben wurden mit einem Zahnbohrer aus den angeschliffenen Gesteinsklötzen gesondert herauspräpariert (Probenpetrographie und -herkunft siehe Tab. 4.).

Zu den kalzitischen Präparaten gehören: Die Hauptmasse des Kalzit-Marmors, kalzitische Lage eines Zebra-Kalksteins (darunter eine Probe vom "crack-seal"-Typ), Material aus kalzitverheilten Kavernen im Hydrothermalen Dolomit, Kluffüllung aus dem Zebra-Kalkstein, braun gefärbter Fe-reicher Kalkstein vom Kontakt Kalzit-Marmor / Hydrothermaler Dolomit, die subrezente Travertintapete (Karsthöhle) sowie die kalzitische Grundmasse einer dolomitischen Internbrekzie. Isotopenuntersuchungen von Dolomiten wurden an folgenden Proben durchgeführt: Eine dolomitische Ader aus dem Kalzit-Marmor, Hydrothermaler Ersatz-Satteldolomit, Kontaktdolomit aus dem Kontakthof des Dazit-Ganges, Satteldolomitzement (Drusenrand), Satteldolomitsprossung, Dolomitlage des Zebra-Kalksteins, Hauptmasse vom Matrix-Dolomit, verkieselter Matrix-Dolomit, Dolomitkomponente einer karbonatischen Brekzie, Satteldolomitsaum einer Dolomitkomponente einer karbonatischen Brekzie, Komponente und Matrix einer weiteren dolomitischen Internbrekzie.

7.2. Probenbeschreibung (Auswahl)

In folgendem Kapitel werden einige der komplex zusammengesetzten, isotopisch untersuchten Proben näher erläutert. Die vollständige Liste der untersuchten Präparate ist in Tab. 4 zusammengestellt.

Um mineralspezifische Isotopenverteilung feststellen zu können, wurden mehrere Präparate aus polymineralischen Handstücken gewonnen. Diese Vorgehensweise schließt regionale (aufschlußspezifische) Differenzierung der Isotopenverteilung aus.

Aus dem Handstück KB 11(5), das einen hellen Kalzit-Marmor repräsentiert, wurde für die Isotopenuntersuchung kalzitisches Präparat aus der Hauptmasse (Präp. 1.6) und dolomitisches Präparat (Präp. 1.5) von einer mm-dicken Dolomitader entnommen.

Aus dem Handstück P-44 (Zebra-Kalkstein) wurde eine kalzitische (Präp. 2.9) und dolomitische Lage (Präp. 2.11) beprobt sowie Material querschlägiger kalzitischen Kluffüllung entnommen (Präp. 2.10).

NR-4B (Zebra-Kalkstein von "crack-seal"-Typ) lieferte ein kalzitisches (Präp. 2.2) und ein dolomitisches (Präp. 2.3) Präparat (beide entnommen als Mischproben aus jeweils zwei monomineralischen Laminae). Handstück P-29B umfaßt einen Kontakt zwischen dem Kalzit-Marmor (Präp. 2.26) und dem Hydrothermalen

Ersatz-Satteldolomit (Präp. 2.27). Beide Präparate wurden direkt am Kontakt, 1 cm voneinander entfernt, entnommen.

Gleiche Situation repräsentiert Handstück P-31A. Der Ersatzsatteldolomit (Präp. 1.4) wurde 1 cm und weißer Kalzit-Marmor (Präp. 1.3) 3 cm von der Kontaktfläche Kalzit-Marmor / Hydrothermaler Dolomit entnommen. Handstück PN-2B besteht aus dolomitischer, matrixgestützten Brekzie. Ihre dolomitischen, hellgrauen Komponenten sind kantengerundet und erreichen einen Durchmesser von einigen cm (in der Regel liegen sie im mm-Bereich). Eine solche Komponente wurde für die Isotopenuntersuchungen beprobt (Präp. 2.4). Die gelbe, ebenfalls dolomitische Matrix dieser Brekzie lieferte Material für weiteres Präparat (Präp. 2.5).

Andere karbonatische Brekzie repräsentiert das Handstück KB-6S (Abb. 71a und 71b). Es besteht aus matrixgestützten, nicht gerundeten, bis zu einigen cm großen, grauen bis violetten dolomitischen Komponenten vom Matrix-Dolomit-Typ (Präp. 1.15), die jeweils von einem etwa 1 mm dicken Saum aus weißen, palisadenartigen Satteldolomitzementen (Präp. 1.14) umschlossen sind. Die Grundmasse dieser Brekzie besteht aus kalzitischem Blockzement (Präp. 1.15/2).

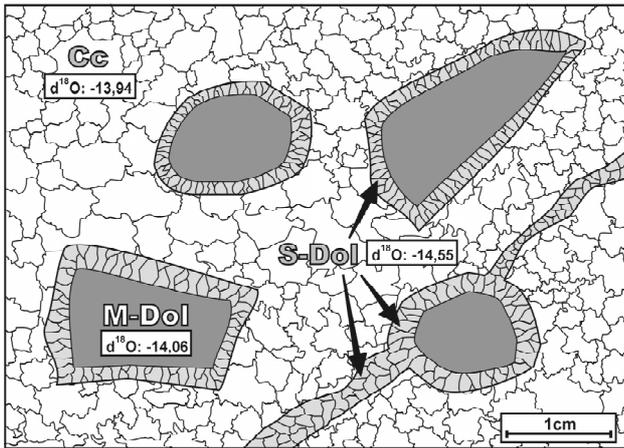


Abb. 71a: Schematische Darstellung einer kalzitisch/dolomitischen Brekzie mit ermittelten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der karbonatischen Gesteinsanteile (Probe KB-6S, Steinbruch Silesia). M-Dol: Dolomit-Klast (Matrix-Dol.-Typ), S-Dol: Satteldolomit-Zement, Cc: Kalzit.

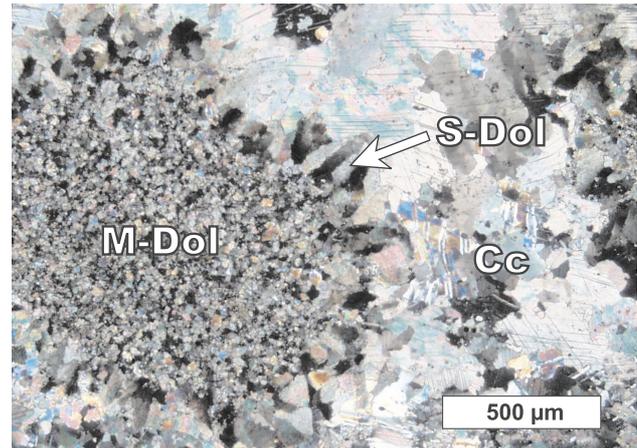


Abb. 71b: Dünnschliffaufnahme aus der isotopisch untersuchten Probe KB-6S (Vorkommen Silesia). M-Dol: Dolomit-Klast (Matrix-Dol.-Typ), S-Dol: Satteldolomit-Zement, Cc: Kalzit. Nicols x.

Das Handstück P-56 (Abb. 72) stammt aus Grenzbe- reich Kalzit-Marmor/hydrothermaler Dolomit (wenige dm schmaler Kontakthof eines rhyolitischen Ganges). Für eine Kalzit-Isotopenuntersuchungen wurden Prä-parate aus dem Kalzit-Marmor (Präp. 2.18), aus einem Fe-führenden Kalzitband vom Rand des Dolomitkörpers (Präp. 2.17) und aus einer sekundären Kavernenfüllung (Präp. 2.16) herauspräpariert.

Dolomitische Präparate entstammen der Dolomithaupt- masse vom Ersatzsatteldolomit (Präp. 2.13; 12 cm und Präp. 2.14; 6 cm vom Kontakt zum Kalzit-Marmor) sowie dem Satteldolomit zement vom Drusenrand (Präp. 2.19).

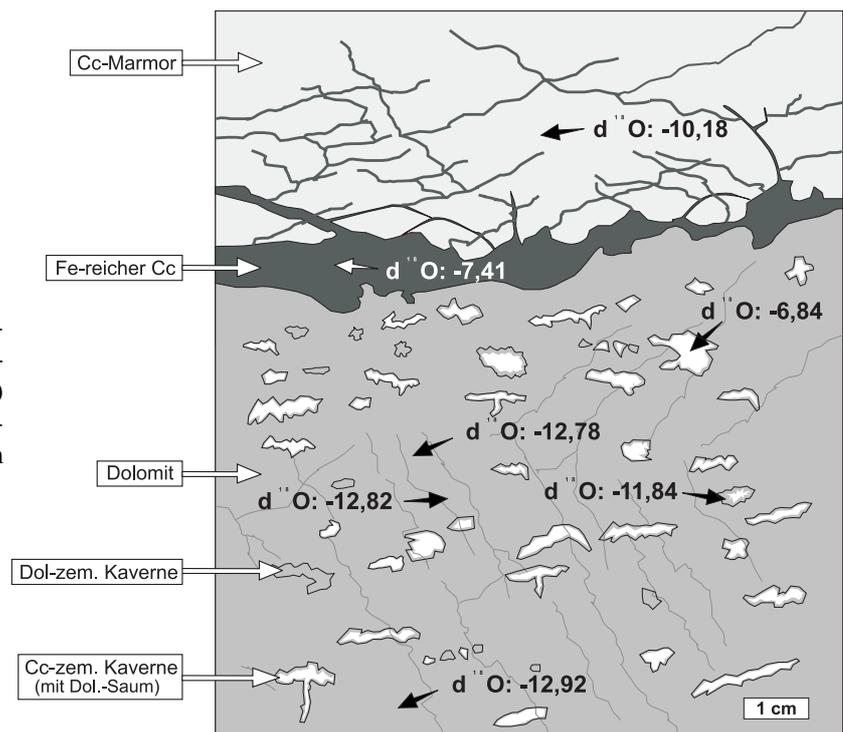


Abb. 72: Schematisierte Skizze vom Kon- takt: Hydrothermaler Dolomit/Kalzit-Mar- mor mit Probeentnahmepunkten (Pfeile) für die O-, C-Isotopie. Probe P-56. Verän- dert nach Skowronek & Wrobel (im Druck).

7.3. Ergebnisse der O-, C-Isotopenuntersuchung

Die detaillierten Untersuchungsergebnisse sind in der Tab. 4 zusammengetragen. Eine graphische Darstellung der gemessenen Werte zeigt die Abb. 73.

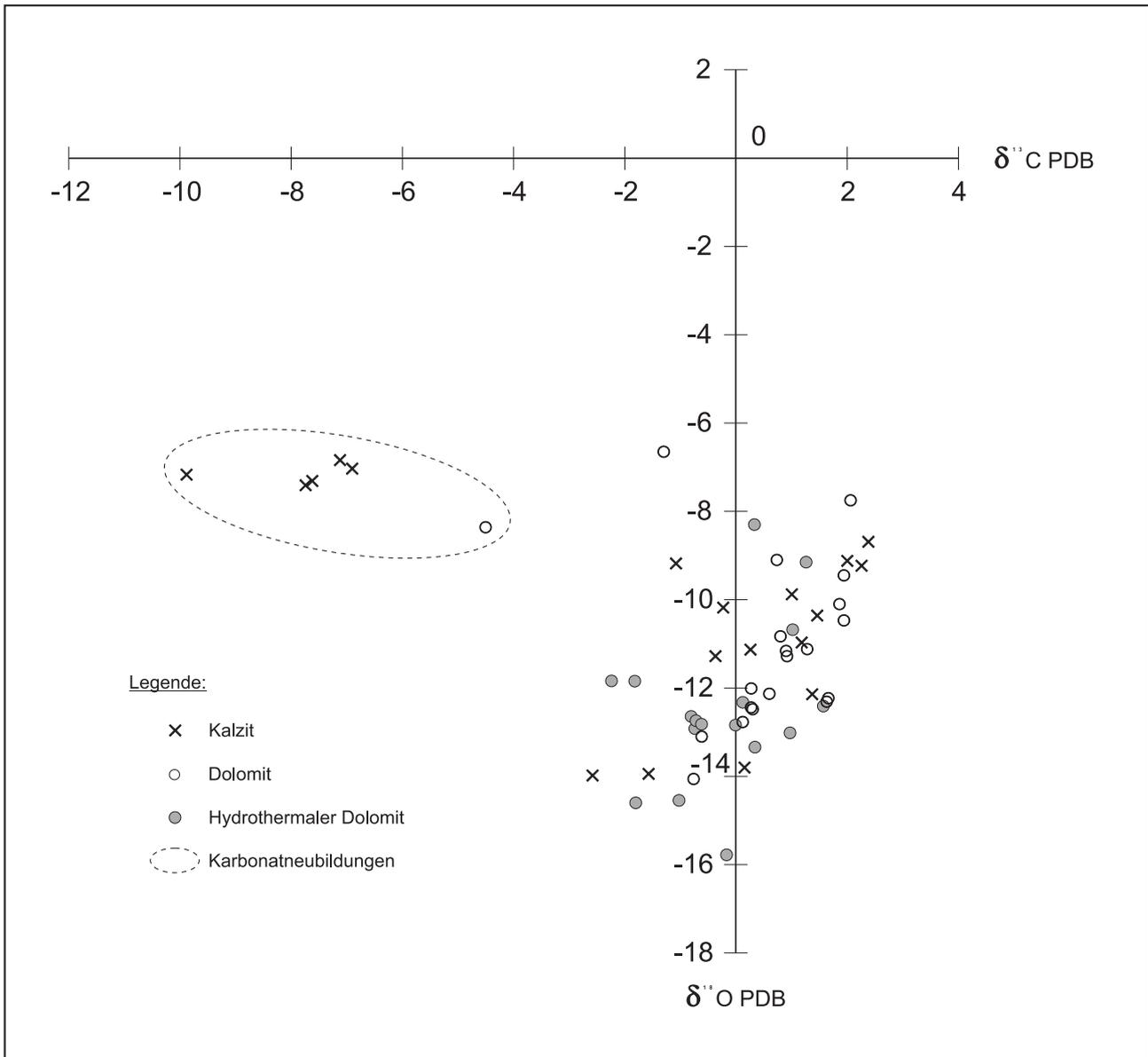


Abb. 73: Graphische Darstellung der Ergebnisse von O-, C-Isotopenuntersuchung des Kauffunger Kalksteins. Zu den „Karbonatneubildungen“ zählen: subrezente Kalzit-Travertintapete, kalzitische Drusenfüllung im Hydrothermalen Dolomit und die „Satteldolomit-Sprossung“ (Präparat 1.16).

Mineral	Handstück	Präparat	Petrographie	d ¹³ C PDB	d ¹⁸ O * PDB	
K	P-6	2.1	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	1,37	-12,14	
	P-19	2.7	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	1,18	-10,97	
	P-29b	2.26	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	-0,37	-11,28	
	P-31a	1.3	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	1,00	-9,88	
	P-43	1.2	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	2,26	-9,23	
	P-56	2.18	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	-0,23	-10,18	
	RL-2	2.25	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	2,38	-8,69	
	A	KB11(5)	1.6	Kalzit-Marmor (Hauptmasse)	0,15	-13,80
	L	P-44	2.9	Zebra-Kalkstein (Kalzit-Lage)	1,46	-10,36
	Z	NR-1	2.8	Zebra-Kalkstein, „crack-seal“ (Kalzit-Lage)	2,00	-9,12
NR-4b		2.2	Zebra-Kalkstein, „crack-seal“ (Kalzit-Lage)	-1,08	-9,18	
I	P-56	2.16	Kalzit-Druse im Hydrothermalen Dolomit	-7,12	-6,84	
	P-56b	1.7	Kalzit-Druse im Hydrothermalen Dolomit	-7,62	-7,31	
T	P-33a	1.18	Kalzit-Druse im Hydrothermalen Dolomit	-6,90	-7,03	
	P-44	2.10	Kalzit-verheilte Mikrokluft im Zebra-Kalkstein	0,26	-11,13	
	LF-5	2.6	Mit etwa 20% Dolomit verunreinigte Mischprobe	-2,58	-13,98	
	P-56	2.17	Fe-reicher Kalkstein vom Kontakt: Kalzit-Marmor /Hydrothormaler Dolomit	-7,74	-7,41	
	P-65	1.1	subrezente Travertin-Tapete	-9,98	-7,17	
	KB 6S1	1.15/2	kalzitische Grundmasse einer Karbonatbrekzie	-1,57	-13,94	
D	KB 11(5)	1.5	Dolomitader aus dem Kalzit-Marmor	-1,80	-14,6	
	P-29b	2.27	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit vom Kontakt: Kalzit-Marmor/Hydrotherm. Dol	-0,01	-12,84	
	P-31a	1.4	Hydrothormaler Dolomit	0,34	-13,34	
	P-56	2.13	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit (12 cm)	-0,74	-12,92	
	P-56	2.14	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit (6 cm)	-0,67	-12,78	
	P-56	2.15	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit (7 cm)	-0,62	-12,82	
	P-56b	1.9	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit	-0,81	-12,64	
	Sch-7	1.23	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit	0,97	-13,02	
	Sig-1	2.22	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit	1,57	-12,41	
	Sig-2	1.24	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit	1,02	-10,68	
	Sig-3	2.23	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit	1,26	-9,15	
	Sig-4	2.24	Hydrothormaler Ersatz-Satteldolomit	0,33	-8,3	
	Sob-7	1.10	Feinkrist. Kontaktdolomit am „Biotitgang“	-0,17	-15,78	
	P-56	2.19	Satteldolomitcement vom Drusenrand	-2,24	-11,84	
	P-33a	1.17	Satteldolomitcement vom Drusenrand	0,12	-12,32	
	P-23a	1.16	Satteldolomit-Sprossung	-4,50	-8,36	
	P-44	2.11	Zebra-Kalkstein (Dolomittlage, Matrix-Dol.-Typ)	0,90	-11,16	
	P-45	1.19	Zebra-Kalkstein (Dolomittlage, Matrix-Dol.-Typ)	-0,62	-13,10	
	NR-4B	2,3	Zebra-Kalkstein (Dolomittlage, „crack-seal“-Typ)	-1,30	-6,65	
	Os-1	2.21	Matrix-Dolomit	0,12	-12,77	
	Os-6	2.20	Matrix-Dolomit	1,63	-12,31	
	LH-1	1.12	Matrix-Dolomit	0,73	-9,10	
	PG-1	1.13	Matrix-Dolomit	0,80	-10,83	
	NR-10	1.20	Matrix-Dolomit	0,60	-12,13	
	PG-3	1.21	Matrix-Dolomit	0,27	-12,01	
	PN-1G	2.12	Matrix-Dolomit	1,94	-9,45	
	PN-14	1.22	verkieselter Matrix-Dolomit	1,86	-10,10	
	BB-1	1.25	verkieselter Matrix-Dolomit	0,27	-12,44	
	BB-2.1	1.26	verkieselter Matrix-Dolomit	1,28	-11,12	
	KB 6S1	1.15	Dolomit-Komponente (Karbonatbrekzie)	-0,76	-14,06	
	KB 6S1	1.14	Satteldolomitsaum einer Dol.-Komponente (karb. Internbrekzie)	-1,03	-14,55	
	PN-2b	2.4	Dolomit-Komponente einer dolomitischen Internbrekzie (Matrix-Dol.-Typ)	2,06	-7,75	
	PN-2b	2.5	Dolomit-Matrix einer dolomitischen Internbrekzie (Matrix-Dol.-Typ)	1,94	-10,47	

*d¹⁸O-Werte für Dolomit korrigiert um den Faktor -1,6 ‰

Tab. 4: O-, C-Isotopenuntersuchung der Kauffunger Kalkstein-Proben, tabellarische Zusammenstellung aller gemessenen δ¹⁸O- und δ¹³C-Werte.

Interpretation der Ergebnisse

In ihrer Gesamtheit lassen die Isotopen-Analysenwerte ($\delta^{18}\text{O}$: -8,3 bis -14 und $\delta^{13}\text{C}$: -2,6 bis + 2,4) keine signifikanten Tendenzen oder Zuordnungsbereiche (Cluster) erkennen.

Demgegenüber weisen die Datenreihen aus Messungen eines Präparates auf Isotopenfraktionierungen hin, die eine Aussage über die Bildungs- bzw. Rekristallisationstemperaturen der Karbonatminerale sowie äußere Faktoren (meteorisches Wasser, organogene Prozesse) erlauben (vergleiche Spannbreite der $\delta^{18}\text{O}$ -, $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Tab. 4).

Eine Gegenüberstellung der Isotopenwerte von Kalzit und Dolomit läßt in der Regel eine Abnahme von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ in den dolomitischen Präparaten erkennen. Dies betrifft sowohl den präkinematischen Zebra-Kalkstein (Probe P-44) mit seinen dolomitischen und kalzitischen Lagen als auch den Kalzit-Marmor, bei dem die kalzitische Hauptmasse immer höhere $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als die eingeschlossenen dolomitischen Adern (Probe P-29B) bzw. der benachbarte Hydrothermale Dolomit (Proben P-31A, P-29B, KB-11(5) und P-56) aufweist. Eine Ausnahme stellt die Probe NR-4B (Zebra-Kalkstein vom "crack-seal"-Typ) dar, bei der die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Kalzit tiefer als im Dolomit liegen. Das Dolomitpräparat aus dieser Probe weist allerdings die höchsten aller gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf ($\delta^{18}\text{O}$: -6,65), was wahrscheinlich mit der sekundären Phasentrennung zwischen Dolomit und Kalzit während mechanischen Aufreißens (vergl. Kap. IV.4.2), zusammenhängt.

Weitere Rückschlüsse der O-Isotopenverteilung liefern die Untersuchungsergebnisse der Probe P-56 (siehe Abb. 72). Der Ersatzsatteldolomit (Präparate 2.13 und 2.14) weist die tiefsten Werte auf. Der Satteldolomit vom Rand einer Druse (Präparat 2.19) ist durch etwas höhere Gehalte gekennzeichnet und die kalzitische Drusenfüllung (Präparat 2.16) ist durch den höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert gekennzeichnet. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte werden in erster Linie durch die Temperatur bzw. Einfluß von meteorischem am ^{18}O verarmten Porenwasser gesteuert (z.B. Allan & Wiggins, 1993; Anderson & Arthur, 1983). Die O-Isotopenfraktionierung in der Probe P-56 kann für eine Temperaturabnahme entsprechend der Kristallisationsreihe Ersatzsatteldolomit – Satteldolomit – kalzitische Drusenfüllung (Abb. 72) sprechen.

Eine Isotopenmessung der subrezenten Travertintape aus dem Kauffunger Kalkstein (P-65, Präp. 1.1), die zwecks eines empirischen Vergleichs durchgeführt wurde, ergab den niedrigsten gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von

-9,98 ($\delta^{18}\text{O}$: -7,17). Die Travertinbildung findet unter dem Einfluß meteorischer Wässer statt, was im Vergleich zum Meerwasser an schweren Isotopen abgereichert ist (atmosphärisches ^{13}C -armes CO_2).

Darüber hinaus kann der niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Wert auf die Fermentation/Oxidation-Prozesse zurückgeführt werden, die unter dem Einfluss von Mikroorganismen im Boden stattfinden (Allan & Wiggins, 1993).

Der Fe-führende Kalkstein aus dem Kontakt Kalzit-Marmor/Hydrothermaler Dolomit (Präparat 2.17) ist durch relativ hohe ^{18}O - und niedrige ^{13}C -Gehalte gekennzeichnet. Diese Angaben korrespondieren gut mit den Messwerten einer subrezenten Travertintape und können für eine relativ späte, tiefer temperierte Genese des Fe-führenden Kalksteins (relativ höher $\delta^{18}\text{O}$ -Wert) unter Beteiligung von meteorischem Wasser (relativ tieferes $\delta^{13}\text{C}$) sprechen.

Die Isotopenuntersuchung einer Satteldolomit-Sprossung (Präparat 1.16) ergaben für $\delta^{18}\text{O}$: -8,36 und für $\delta^{13}\text{C}$: -4,50. Im Vergleich zu den meisten übrigen Satteldolomitcementen deuten diese Messergebnisse eine niedrigere Bildungstemperatur bzw. einen wahrscheinlichen Einfluss von meteorischen, ^{13}C -armen Lösungen an. Diese Ergebnisse korrespondieren gut mit mikroskopischen Befunden, die aufgrund eines geringeren Krümmungsgrades der äußersten Kristallflächen der Satteldolomit-Sprossungen eine Temperaturabnahme während der Kristallbildung andeuten.

Die Probe KB 6S1 stammt aus einer matrixgestützten, dolomitisch-kalzitischen Brekzie. Das Gestein setzt sich aus grauen, eckigen, mm- bis cm-großen Dolomitklasten (Matrixdolomit-Typ), die jeweils einen etwa 1mm dicken Satteldolomit-Saum aufweisen und aus einer weißen kalzitischen Grundmasse zusammen (Abb. 71). Darüber hinaus ist das Karbonatgestein durch Satteldolomit-verheilte Mikrokluft durchzogen. Sie kommen ausschließlich innerhalb der kalzitischen Grundmasse vor und können in die o.g. satteldolomitische Säume übergehen. Die Isotopenmessungen der dolomitischen Komponenten (KB 6S1, Präparat 1.15) weisen für $\delta^{18}\text{O}$ -14,06 und für $\delta^{13}\text{C}$: -0,76 auf. Der Satteldolomit (KB 6S1, Präparat 1.1.14) ist durch einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -14,55 und einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -1,03 charakterisiert und die Isotopenwerte der kalzitischen Matrix liegen für $\delta^{18}\text{O}$ bei 13,94 sowie für $\delta^{13}\text{C}$ bei -1,57. Daraus lässt sich eine komplexe Bildungsgeschichte der Brekzie unter verschiedenen Temperaturen rekonstruieren: Der mechanischen Zerkleinerung des Ausgangsgesteines (Matrix-Dolomit) folgte die kalzitische Zementierung der Freiräume, die (entsprechend der „höchsten“ ^{18}O -Gehalte) bei vergleichsweise niedriger Temperatur stattgefunden haben dürfte.

Während der Ausscheidung von kalzitischem Zement befanden sich die dolomitischen Komponenten wahrscheinlich noch im Kornkontakt zueinander. Es wird angenommen, daß diese erst später, im Laufe der dynamischen Rekristallisation der kalzitischen Grundmasse auseinander drifteten. Die mechanische Beanspruchung der kalzitischen Matrix lässt sich aufgrund seiner Kristallformen mit großen Kalzitdomänen und kleineren, rundlichen Subkörnern belegen und deutet auf einen Protomylonit hin (vergl. Kap. IV.3.1). Die höher temperierten Satteldolomitkristalle sind in Form von Säumen auf den Oberflächen der dolomitischen Klasten (als Ersatzsatteldolomit) sowie in Mikroklüften (als Satteldolomitzement) ausgebildet (Abb. 71a und 71b). Dementsprechend kann man die Satteldolomite genetisch in zwei Typen differenzieren: Zum einen handelt es sich um auf Kosten der kalzitischen Grundmasse gebildete Ersatzsatteldolomitkristalle und zum anderen um in den Freiräumen ausgefallene Satteldolomitzemente. Durch die Analogie zu den kluffüllenden Satteldolomitzementen, die jünger als die kalzitische Grundmasse sind, wird auch eine relativ späte Bildung des Ersatzsatteldolomites (Säume um die matrixdolomitischen Komponenten) angenommen.

Im Vergleich zu anderen Matrix-Dolomitproben des Kauffunger Kalksteins weisen die Brekzie-Klasten etwas tiefere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf. Dieses Phänomen kann möglicherweise auf eine präparative Kontamination durch Satteldolomitmaterial bei der Probenentnahme zurückgeführt werden.

Nach Allan & Wiggins (1993) weisen die Niedrigtemperatur-Dolomite in der Regel andere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als die versenkungsdiagenetischen bzw. hydrothermalen Hochtemperatur-Dolomite auf, was eine Interpretation der Genese unbekannter Dolomite ermöglichen soll (Abb. 74). Entsprechend der Isotopenzusammensetzung werden nach Allan & Wiggins (1993) können alle der dolomitischen Proben des Kauffunger Kalksteins zu den „hoch temperierten Dolomiten“ gezählt werden.

Im Falle präkinematisch gebildeter Lithotypen (Zebra-Kalkstein, Matrix-Dolomit, Dolomit-Marmor) wurde die primäre Isotopenzusammensetzung durch metamorphe Bedingungen bei erhöhten Temperaturen beeinflusst. Der postkinematische, vulkanogene Hydrothermale Dolomit entstand bereits bei erhöhter Temperatur, so daß sein Isotopenbild als weitgehend ursprünglich betrachtet werden kann.

Die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von kalzitischen Proben des Kauffunger Kalksteins können aus regionalmetamorpher und (zu mindest in der Nähe der rhyolitischen Injektionen) aus vulkanogener Temperaturüberprägung resultieren.

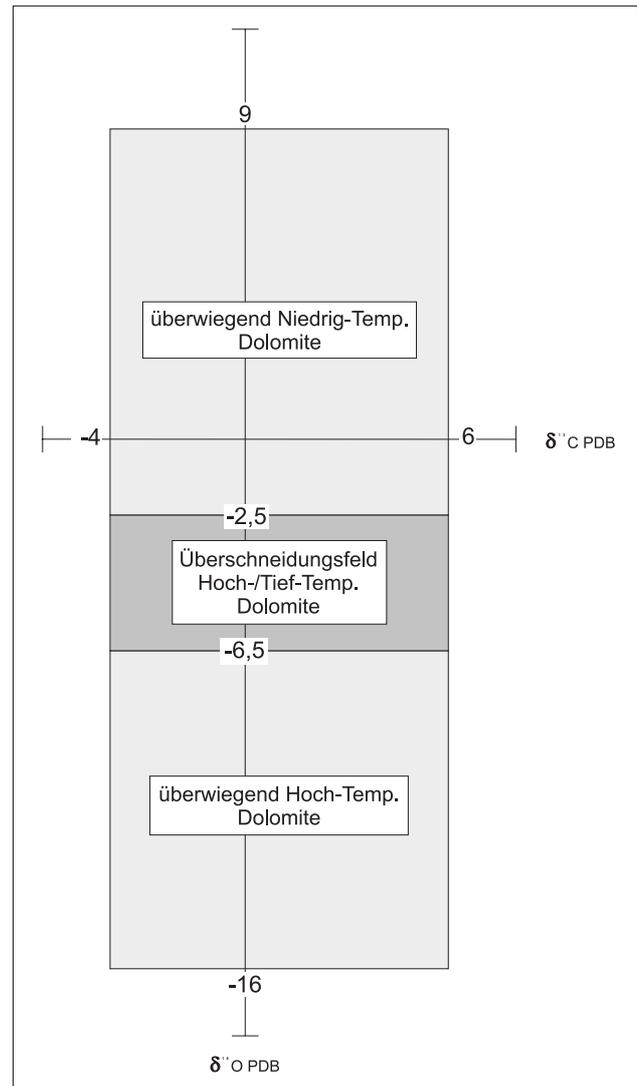


Abb. 74: Zusammenstellung der C-,O-Isotopenwerte von Dolomiten bei bekannten Bildungstemperaturen. Verändert aus Allan & Wiggins (1993).

Zu Niedrig-Temperatur-Dolomiten zählen: Supratidal-, Sabkha-, Gezeiten-, marine und marin/meteorische Mix-Dolomite. Die Hoch-Temperatur-Dolomite repräsentieren Versenkungs- und Gang-Dolomite sowie Dolomitzemente (basierend auf empirischen Literaturdaten).

8. Verkieselungsphänomene im Kauffunger Kalkstein

Die wirtschaftliche Nutzbarkeit des Kauffunger Kalksteins wird neben der Mg-Kontamination auch durch erhöhte SiO_2 -Gehalte eingeschränkt. Abgesehen von der Schotterherstellung stellen SiO_2 -Gehalte von etwa 3% bei Kalksteinen bereits die maximale zulässige Rohsteinbelastung dar (Lorenz & Gwosdz, 1998).

Eine gewisse SiO_2 -Kontamination kann praktisch in allen Lithotypen vom Kauffunger Kalkstein nachgewiesen werden. Sie wird zum einen durch das Mineral Quarz und zum anderen durch weitere Silikate (überwiegend Glimmer) hervorgerufen. In den Mischproben von reinsten Lithotypen des Kalzit-Marmors (bezogen auf CaCO_3) liegt die SiO_2 -Belastung unterhalb 1%. Die maximalen SiO_2 -Anteile sind in den Zebra-Kalksteinen sowie einigen Matrix-Dolomiten zu verzeichnen.

Die in den Zebra-Kalksteinen auftretenden Quarz-Anreicherungen (siehe Kap. IV.4) sind in der Regel an die dolomitreichen Lagen gebunden (primärer Detritus) bzw. kommen als sekundäre, großräumige, schichtübergreifende Silifizierungszonen mit einer Ausdehnung bis zu mehreren m vor. Die SiO_2 -Belastung der Zebra-Kalksteine kann durch die primäre Sedimentation von biogenen, terrigenen bzw. vulkanogenen quarzhaltigen Komponenten bzw. durch die sekundäre, metasomatische Silifizierung der Karbonatgesteine hervorgerufen werden. Ein Teil der Silika hat mit größter Wahrscheinlichkeit eine biogene Herkunft, was durch das Auftreten von kieseligen Mikrofossilien (Schwammnadeln) innerhalb der Zebra-Kalksteine belegt wird (vergl. Kap. V).

Die sekundären, schichtübergreifenden Silifizierungsphänomene, das Auftreten von kieseligen Mikrofossil-Steinkernen (siehe Kap. V) sowie Quarz-verteilte Hohlräume in den Zebra-Kalksteinen deuten auf eine metasomatische Migration (Auflösung und Wiederausfällung) der Silika hin. In den Kontaktbereichen zum Kalzit-Marmor (z.B. Połom) läßt sich beobachten, daß großräumige Silifizierungen allein innerhalb der Zebra-Kalksteine auftreten, was gegen eine externe Silikazufuhr spricht, bei welcher der Kalzit-Marmor vergleichbare Verkieselungen aufweisen sollte.

Die ursprünglichen, SiO_2 -reichen Komponenten der Zebra-Kalksteine konnten im Verlaufe der diagenetischen und metamorphen Prozesse durch Umwandlung von Mineralphasen alteriert werden. Dementsprechend kann man die im Zebra-Kalkstein häufig vorkommenden Hellglimmer als ein Umwandlungsprodukt ehemaliger Tonminerale interpretieren.

Der reine Kalzit-Marmor ist in der Regel frei von primärem detritischem Quarz. Eine Ausnahme wurde in dem Vorkommen Połom beobachtet, wo innerhalb des im dm-Bereich gebankten Kalzit-Marmors eine etwa

20 cm breite und 3 cm dicke Chert-Konkretion von heller Farbe und hoher Porosität angetroffen wurde. Analog zu anderen bekannten kieseligen Konkretionen in Kalksteinen, wird bei der Konkretionbildung eine diagenetische Umwandlung von SiO_2 -haltigen (wahrscheinlich biogenen) Komponenten angenommen (z.B. Reinhold, 1996).

Sekundäre Verkieselungen im Kalzit-Marmor wurden in den Vorkommen Silesia und Podgórk-S festgestellt, wo das Karbonatgestein von bis zu mehreren cm dicken, Quarz-verheilten Klüften durchschlagen wird. Die kalzitische Marmor-Hauptmasse weist dort nicht selten fein verteilte Quarz-Kristalle auf. Unter dem Mikroskop lassen sich Einzelkristalle bzw. relativ kleine Aggregate erkennen, die etwa die gleichen Korngrößen und -formen wie die gesteinsbildenden Kalzit-Kristalle aufweisen und deshalb als Ersatzverkieselungsprodukt nach Kalzit interpretiert werden.

Ein weiterer durch erhöhte SiO_2 -Gehalte charakterisierter Kauffunger Kalkstein-Lithotyp ist der Matrix-Dolomit. Verkieselter Matrix-Dolomit ist z.B. im N-Bereich des Steinbruchs Sobocin, in den Vorkommen Osełka, Podgórk N oder Nowe Rochowice N aufgeschlossen. Ähnlich wie bei dem Zebra-Kalkstein lassen sich im Matrix-Dolomit zahlreiche Verkieselungsformen, wie Quarz-Zemente (Kluft- und Zwickelporenfüllungen) oder Ersatzquarz nach Karbonat, feststellen.

Die einzelnen Quarzkristalle weisen unterschiedliche Anzeichen einer tektonischen Beanspruchung auf. Einige von ihnen sind durch starke undulöse Auslöschung gekennzeichnet und zeigen gut ausgebildete Deformationslamellen oder Stress-bedingte Kornverkleinerung. Alle diese Hinweise deuten auf eine dynamische Rekristallisation der Quarzkristalle, die im Zuge gerichteten Drucks entsteht (Passchier & Trouw, 1996).

Bei einigen stark verkieselten Matrix-Dolomiten (Ersatzverkieselung) kann man wiederum eine Quarzverdrängung durch Karbonat in Form von idiotopischen Dolomitsprossungen innerhalb der Quarz-Wirtkristalle beobachten.

Im Vorkommen Podgórk-N wurde eine Verkieselungsform des Matrix-Dolomits festgestellt, die von hochtemperierten Satteldolomitzementen (vergl. Kap. IV. 6) begleitet wird. Darüber hinaus ist dort eine extrem starke Zersetzung der Karbonate durch Quarz-verheilte Klüfte sowie intensive Brekziierung zu sehen. Da es keine Hinweise gibt, daß die Verkieselung und die Satteldolomit-Bildung verschiedenen Phasen angehören, wird im Allgemeinen ein hochtemperiertes Regime sowohl für die Dolomitbildung als auch für die Verkieselung angenommen.

Neben den sekundären Verkieselungen wurde im Vorkommen Podgórk N eine wahrscheinlich biogene syn-sedimentäre Quarzanreicherung in Form einer Stromatolith-ähnlichen Wechsellagerung von Karbonat- und Quarzlagen beobachtet. Diese Strukturen weisen eine Lamination im mm-Bereich auf und sind durch ein knolliges bzw. welliges Erscheinungsbild gekennzeichnet (Abb. 83). Die Karbonatphase dieser Laminiten besteht in der Regel aus Ersatzsatteldolomit, die quarzreichen Lagen setzen sich aus fein- bis mittelkristallinen Quarzkristallen zusammen (Abb. 75a).

Der verkieselte Matrix-Dolomit scheint an die Kontaktzonen zu den benachbarten siliziklastischen Gesteinseinheiten, wie z.B. Altenberger Schiefer, gebunden zu sein. Diese Tendenz lässt sich in mehreren stillgelegten Kalksteinbrüchen (z.B. Sobocin oder Nowe Rochowice-N) feststellen, wo an den Kontakten zum metapeliti-

schen Nebengestein mehrere mächtige Zonen aus verkieseltem Matrix-Dolomit wegen ihrer schlechten Qualitäten vom Abbau verschont blieben. Die Anwesenheit von verkieselten und gleichzeitig dolomitisierten Karbonatgesteinen innerhalb des Kauffunger Kalksteins lässt vermuten, daß diese beiden Alterationsprozesse parallel stattgefunden haben. Die Mg- und Si-Ionen stammen wahrscheinlich aus den benachbarten Metapeliten und wurden im Laufe der Diagenese bzw. Metamorphose durch zirkulierende Lösungen mobilisiert.

Relativ selten wurden Quarz-Einschlüsse im hydrothermalen Kontakt-Dolomit beobachtet. Sie sind immer als hohlraumfüllende Quarz-Zemente ausgebildet und werden analog zum hydrothermalen Kontakt-Dolomit als vulkanogen interpretiert. In diesem Fall ist die Herkunft vom Si^{4+} im rhyolitischen Gangmaterial zu vermuten.

8.1 Karbonatisiertes „Quarzgestein“

Etwa 1 km SSE von Grudno treten am Gipfel des Berges Wapnik, vergesellschaftet mit dem Kauffunger Kalkstein, karbonatisch-kieselige Gesteine auf. Ihre Beziehung zum benachbarten Kauffunger Kalkstein kann man aufgrund mangelnder Aufschlüsse lediglich annähernd rekonstruieren. Die Lagerung der beiden massigen Gesteinseinheiten ist nicht ermittelbar. Eine NW – SE verlaufende Abbaufont des alten Steinbruchs markiert allerdings den scharfen, geradlinigen Kontakt zwischen ihnen.

Das Karbonatgestein des Wapniks setzt sich aus mehreren Lithotypen zusammen. Neben einem Kalzit-Marmor sind dolomitische Kalksteine und grobkörnige Dolomite aufgeschlossen. Der Gipfel des Hügels besteht aus einem verwitterungsresistenten, karbonatisch-kieseligen Gesteinsmaterial. Makroskopisch kann man sein brekziöses, oft löchriges Gefüge sowie eine sehr starke, durch die Verwitterung herauspräparierte Quarzverheilte Klüftung im mm-Bereich erkennen. Das Material besteht zum größten Teil aus Quarz, der durch karbonatische Beimengungen in Form von bis zu einigen cm großen Nestern, Kluft- und Kleinkavernenfüllungen begleitet wird (Abb. 75b-h).

Der kieselige Anteil setzt sich aus fein- bis grobkristallinem (überwiegend mittelkristallinem) Quarz zusammen, der in der Regel eine annähernd equigranulare Verteilung von isometrischen Körnern aufweist. Die einzelnen Quarzkristalle haben meistens gerade, nicht gerundete, kaum suturierte Korngrenzen. Nur vereinzelt lässt sich eine Korneinregelung oder Hinweise dynamischer Rekristallisation, wie Kornverkleinerung, Deformationslamellen oder starke undulöse Auslöschung, feststellen. Darüber hinaus kann man grobkristalline, hohlraumfüllende Quarz-Zemente beobachten (Abb. 75d).

Die karbonatische Mineralphase besteht in der Regel aus einem Satteldolomit-Zement (Abb. 75b, f, g, h), Ersatzsatteldolomit und untergeordnet aus idiomorphen, neu gebildeten, rhomboedrischen Dolomit-Einzelkristallen (Abb. 75c). Der meist grobkristalline Satteldolomit-Zement (im Sinne von Folk, 1959) ist als Kluft- und Kavernenfüllungen sowie Anwachssäume um die kieseligen Rundkörper (siehe unten) ausgebildet.

Der innerhalb der Quarz-Hauptmasse vorkommende Ersatzsatteldolomit wird aus isolierten oder zusammengewachsenen Kristallen gebildet und kann das kieselige Gestein in unterschiedlichem Maße ersetzen. Im Unterschied zu den intrakristallinen, euhedralen Einzelkristallneubildungen ist der Habitus des Ersatzsatteldolomites immer sub- bis anhedral. Sein weiteres Merkmal ist eine gut ausgeprägte undulöse Auslöschung.

Die euhedralen Dolomiteinzelkristalle, die auf Kosten der Quarzkristalle gewachsen sind (Abb. 75c), resultieren aus einer Verdrängungsdolomitierung. In Einzelfällen können solche Dolomitneubildungen etwa 50 % der Gesteinsmasse ausmachen (die anderen 50 % - Quarz). Im Vergleich zum wesentlich weiter verbreiteten Satteldolomit spielen sie mengenmäßig eine eher untergeordnete Rolle.

Nur vereinzelt lässt sich eine sekundäre Kalzitcementation beobachten (Abb. 75d).

Die Übergänge zwischen Quarz und Dolomit sind generell abrupt. Manchmal deuten sie auf mechanische Trennung des Karbonat- vom Quarzgestein (Brekziierung) hin (Abb. 75e). Relativ selten lässt sich ein fließender Wechsel von kieseligen zu karbonatischen Gesteinsanteilen beobachten, der durch ein relativ homogenes Gemisch aus Quarz- und Dolomiteinzelkristallen (Dolomitneubildungen) charakterisiert ist.

Abb. 75a: Lage aus polykristallinem Quarz im Matrix-Dolomit. Stromatolith-ähnlicher Quarz/Dolomit-Laminat. Probe PN-1A. Nicols x.

Abb. 75b: Schallig aufgebauter kieselig-dolomitischer Rundkörper in dolomitischer Grundmasse, Probe BB-3, Nicols x.

Abb. 75c: Idiotope Dolomit-Neubildung (Verdrängungskarbonatisierung) innerhalb eines kieseligen Gesteins (Wapnik), Probe BB-1, Nicols x.

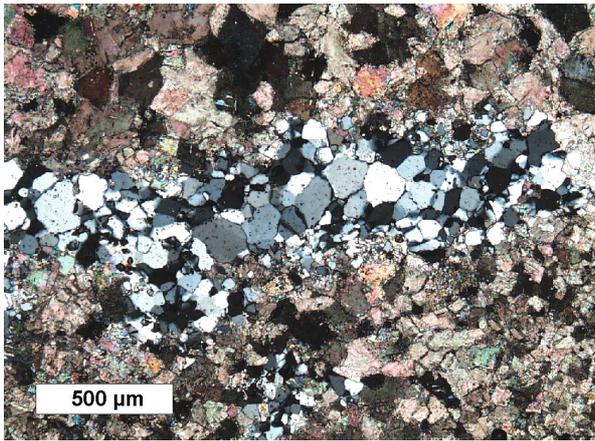
Abb. 75d: Dolomit/Quarz/Kalzit-Zementation im kieseligen Gestein, Probe BB-3A, Nicols x, Cc: Kalzit, Alizarinrot-Anfärbung des Kalzits.

Abb. 75e: Scharfkantiger kieseliger Klast in einer dolomitischen Grundmasse deutet auf eine bruchhafte, mechanische Beanspruchung (Brekziierung) des Wirtgesteins hin, Probe BB-1, Nicols x.

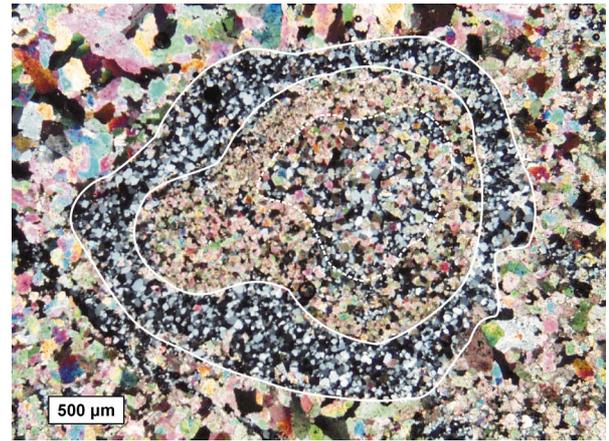
Abb. 75f: Kieseliger Rundkörper mit einer Aureole aus Satteldolomitcement, Probe BB-3A, Nicols x.

Abb. 75g: Sekundäre, querschlägige, satteldolomitisch verheilte Kluft durch einen kieseligen Rundkörper und Satteldolomite der ersten Generation, Probe BB-3B, Nicols x.

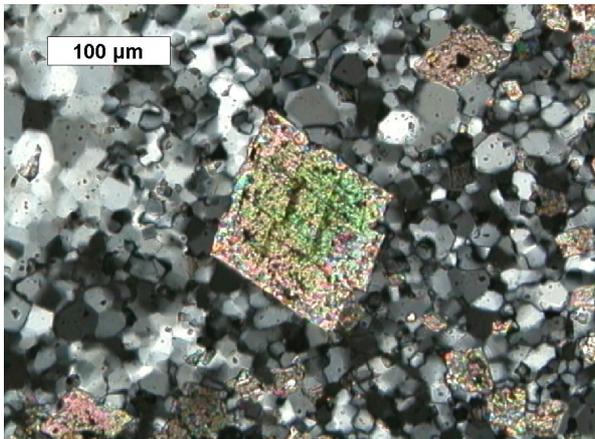
Abb. 75h: Satteldolomitisch verheilte Spalte im reinen kieseligen Gestein, Probe L-1, Nicols x.



a



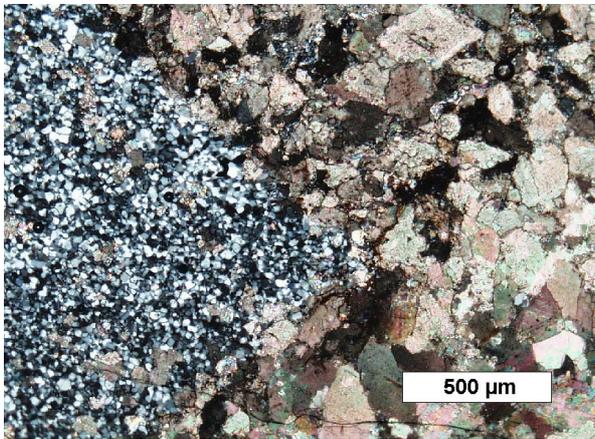
b



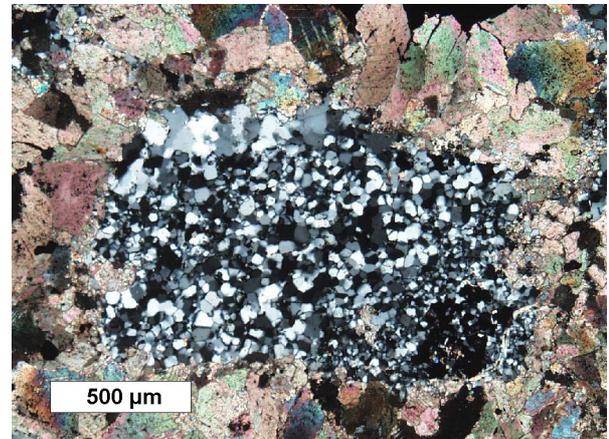
c



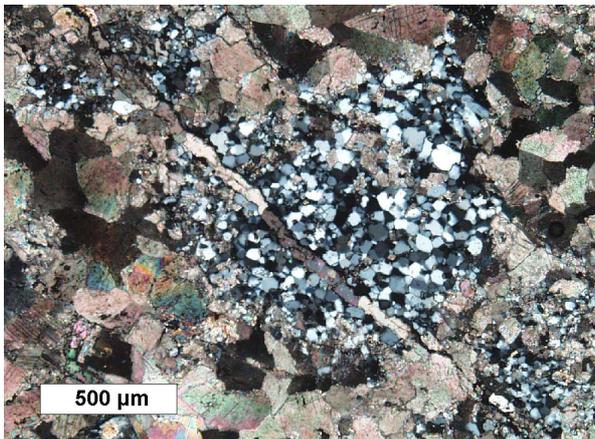
d



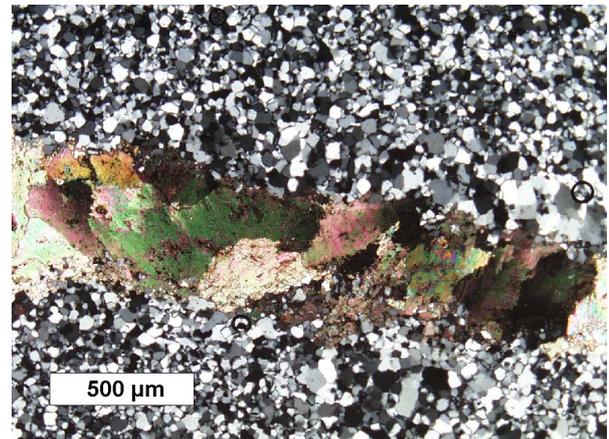
e



f



g



h

Abb. 75.

Eine Besonderheit des dolomitisch-kieseligen Gesteins vom Wapnik ist sein ungewöhnliches Rundkörper-Gefüge, das an mehreren Felsen im Gipfelbereich bereits makroskopisch in Form von mm-großen, durch die Verwitterung herauspräparierten Knoten zu erkennen ist (Abb. 76).

Unter dem Mikroskop lassen sich ovale bis kugelige Aggregate aus fein- bis mittelkristallinen Quarzkörnern erkennen, die in einer "Hauptmasse" aus Satteldolomit-zement eingebettet vorkommen (Abb. 75f). In vielen Fällen bilden die Satteldolomitkristalle um die runden, kieseligen Komponenten radialstrahlige Aureolen, die durch Kristallwachstum vom Substrat nach außen gekennzeichnet sind. Einige der Rundkörper weisen schaligen Aufbau aus kieseligen und dolomitischen (Ersatzsatteldolomit) Lagen auf (Abb. 75b).

Das bereits makroskopisch erkennbare brekziöse Gefüge des karbonatisch-kieseligen Gesteins vom Wapnik ist auch im Dünnschliffbild in Form von scharfkantigen Quarzklasten, die durch Satteldolomitkristalle voneinander isoliert werden, wieder zu erkennen (Abb. 75e).

Die Petrogenese der untersuchten karbonatisch/kieseligen Gesteine vom Wapnik ist nicht eindeutig. Zimmermann & Haack (1913) sowie Teisseyre (1976) interpretieren sie als verkieselte Karbonate und gliedern sie in den Kauffunger Kalkstein ein. Lorenc (1983) deutet das Gestein anhand der ovalen Objekte, die von ihm als umgewandelte Lapilli bzw. Blasenfüllungen interpretiert werden, als alterierte Tuffe oder Tuffite.

Den höchsten karbonatischen Anteil des karbonatisch/kieseligen Gesteins stellt der Satteldolomit-zement dar. Im Gegensatz zum Satteldolomit-zement des Hydrothermalen Dolomites (Kap. IV. 6) weisen seine Kristallbegrenzungsflächen einen geringeren Krümmungsgrad auf, was (im Vergleich zum Hydrothermalen Dolomit) für niedrigere Bildungstemperatur sprechen könnte.

Die o.g. Befunde deuten auf eine sekundäre Dolomitierung (Imprägnation) des kieseligen Gesteins, die unter erhöhten Temperaturbedingungen (Voraussetzung für die Satteldolomitbildung) und während mechanischer (tektonischer?) Beanspruchung (Brekzierung des kieseligen Wirtgesteins) stattgefunden haben dürfte. Möglicherweise hängt diese dolomitische Imprägnation mit den vulkanischen Tätigkeiten zusammen, die auch für die Bildung des Hydrothermalen Dolomits verantwortlich sein könnten.

Das Auftreten mehrerer Satteldolomit-zement-Generationen, das u.a. durch jüngere dolomitverheilte Mikroklüfte belegt ist (Abb. 75g) sowie normal temperierter euhedraler Dolomitsprossungen deuten auf einen komplexen, mehrphasigen Karbonatisierungsvorgang hin.

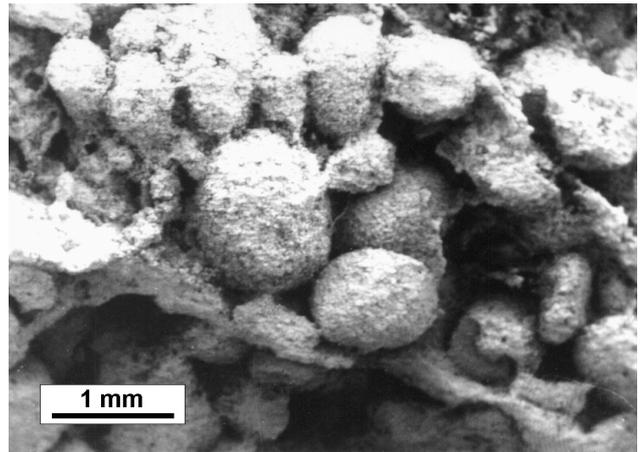


Abb. 76: REM-Aufnahme des dolomitisch/kieseligen Gesteins mit Quarz-Rundkörpern. Lokalität: Berg Wapnik.

Als mögliche Ausgangsgesteine sind zwei Lithotypen denkbar:

Die bereits erwähnten Quarz-Rundkörper können als ehemalige Blasenfüllungen eines magmatischen Gesteins gedeutet werden. Auch der schalige Aufbau einiger von ihnen (Abb. 75b) erinnert an kleine Sekretionen vom Achat-Typ. Untypisch für Mandelsteine ist allerdings ein direkter Kontakt der Rundkörper miteinander.

Eine ähnliche petrographische Ausbildung wie das kieselige Gestein vom Wapnik weisen einige blasenreiche Typen des sog. Osełka-Rhyodazits (Kryza & Muszyński, 1992) auf, der in der altpaläozoischen Abfolge im E' Bober-Katzbach Gebirge an mehreren Lokalitäten ausstreicht. Zimmermann (1935) deutet diesen Rhyodazit (Paläofelsitporphyr) allerdings als Ganggestein. Die Quarz-Rundkörper wurden sekundär durch Satteldolomit-zement umwachsen. Dementsprechend müßte ihre ehemalige Zwischenmasse zuerst weggelöst worden sein (Feldspatverwitterung der rhyolithischen Hauptmasse?). Die übriggebliebenen Rundkörper könnten dann ein lockeres, poröses "Gerüst" gebildet haben. Die Hohlräume dieses Gerüsts konnten schließlich unter hydrothermalen Bedingungen durch dolomitische Zementation ausgefüllt worden sein.

Unter der Annahme, daß die Quarz-Rundkörper ehemalige Ooide darstellen, könnte das Ausgangsmaterial als Karbonatgestein interpretiert werden.

Der ursprüngliche Kalkstein müßte dann zuerst verkieselt und schließlich wieder karbonatisiert (dolomitisiert) worden sein.

8.2. Quarz-Kristallisationsindex

Im Laufe der Alteration kommt es bei den wasserhaltigen Mineralen der SiO_2 -Gruppe (Opal CT, Chalzedon, Kryptoquarz) zur Freisetzung von Kristallwasser und letztlich zur Kristallisation vom Quarz. Um den Kristallisationsgrad der kieseligen Mineralphase zu ermitteln, wurde der Quarz-Kristallisationsindex (C.I.) nach Murata & Norman (1976) bestimmt. Anhand der Röntgendiagramme (Pulverdiffraktometrie) werden die Intensitäten der Reflexionen d (212) bei $67,74^\circ 2\theta$ ermittelt und mit der Reflexion eines euhedralen Quarzkristalls, dessen Kristallinität als vollkommen angenommen wird (C.I.=10), verglichen. Für die vorliegenden Untersuchungen wurde als Standard ein Bergkristall aus Göschenen (Schweiz) genommen, mit dessen Hilfe der Skalierungsfaktor F berechnet wurde (Abb. 77). Die Untersuchungen wurden am Institut für Mineralogie der Universität Hannover am Diffraktometer PW 1800 mit einer Cu-Röhrenanode durchgeführt. Eine Auswertung der Ergebnisse mit der Diffraktion software PC-APD ermöglichte die automatische Berechnung der sog. Hintergrundintensität, die mitbestimmend für den Wert b ist (Abb. 77).

Die Ergebnisse der Quarz-Kristallinitätsuntersuchung sind in der Tab. 5 zusammengefasst.

Fast alle untersuchten Silika-reichen Proben weisen relativ hohe und einheitliche C.I.-Werte zwischen 7,1 und 8,6 auf (Tab. 5, Abb. 77).

Vergleichbare Werte von Cherts sind nach Murata & Norman (1976) u.a. aus der spätmesozoischen Franciscan Formation in Californien (C.I. = 6,2 bis 9,0) oder dem Arkansas Novaculite (C.I. = 5,7 bis 9,8) bekannt. Nach Murata & Norman (1976) resultiert der relativ hohe C.I. dieser Proben im Vergleich zu den meisten anderen Cherts (C.I. von etwa 1 bis 3,2) aus der metamorphen Überprägung der Gesteinseinheiten. Die Abhängigkeit der Quarz-Kristallisation von der Umgebungstemperatur belegen auch die Untersuchungen von Matyszkiewicz (1987), der bei normaltemperierten, frühdiagenetischen Flinten in Oxford-Kalken aus Polen C.I.-Werte < 1 beschreibt, bei den epigenetischen, hydrothermalen Hornsteinen aus der gleichen Gesteinseinheit dagegen C.I. von 9,2 bis 9,9 nennt.

Die relativ einheitlichen C.I.-Werte (7,1 bis 8,6) fast aller untersuchten Verkieselungen resultieren offensichtlich aus gleichartiger thermischer Beanspruchung (Metamorphose).

Einen stark abweichenden Quarz-Kristallisationsindex von 2,4 weist dagegen das extrem SiO_2 -reiche Gestein des sog. "Jaspis-Gangs" aus dem ehemaligen Steinbruch Winnicki am Połom auf (siehe Kap. III.6). Unter der Annahme, daß der "Jaspis-Gang" der gleichen genetischen Gruppe wie die rhyolitischen, postkinematischen Gänge vom Połom angehört, würde sein geringer Kristallisationsgrad gut mit der niedrigen, postorogenen Beanspruchung übereinstimmen.

Probe	Petrographie	Quarz-C.I.
NR-5	Lydit-ähnliche Lage im Zebra Kalkstein	7,8
L-1	karbonatisiertes Quarzgestein	7,7
L-4	karbonatisiertes Quarzgestein	8,0
GB-1	karbonatisiertes Quarzgestein	8,2
GB-2	karbonatisiertes Quarzgestein	7,1
GB-3	karbonatisiertes Quarzgestein	8,1
PN-10	Verk. Matrixdolomit (Stromatolith?)	7,9
PN-14	Verk. Matrixdolomit (Stromatolith?)	7,9
PZ-1	Chert im Kalzitmarmor	7,6
BB-2	karbonatisiertes Quarzgestein	8,4
BB-3	karbonatisiertes Quarzgestein	8,6
Sch-2	Saurer Vulkanit „Jaspis-Gang“	2,4
Qz-1	Euhedraler Bergkristall (Göschenen, Schweiz)	10

Tab. 5: Ergebnisse der Kristallinität-Bestimmung (C.I.) von Qz-reichen Lithotypen.

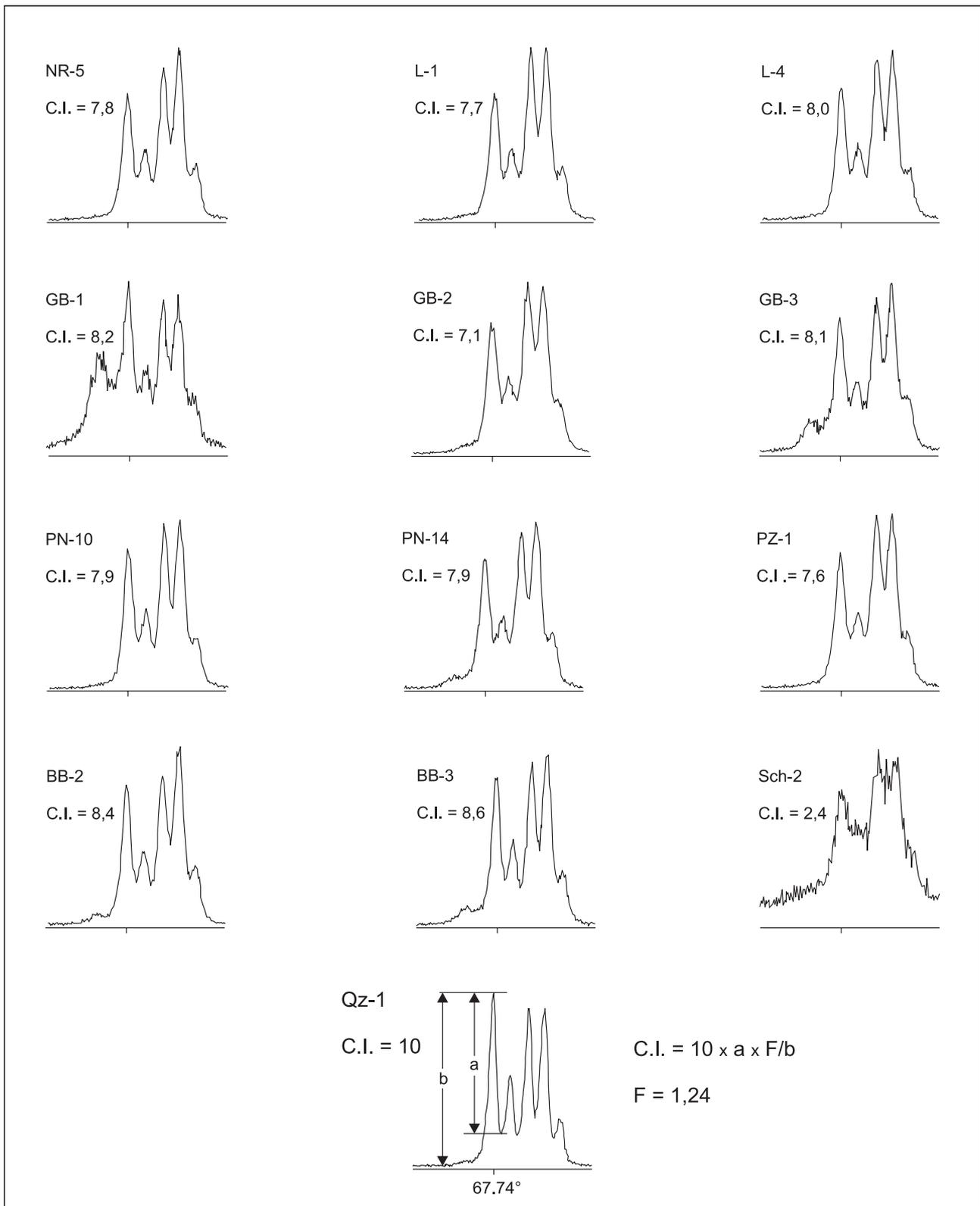


Abb. 77: Röntgendiagramme und Quarz-Kristallisationsindex (C.I.) von untersuchten Qz-reichen Lithotypen (Petrographie siehe Tab. 5). Unten: Prinzip der C.I.-Ermittlung.

9. Karbonat-Petrographie – Zusammenfassung

Die vielfältigen Karbonatgesteine vom Kauffunger Kalkstein werden aufgrund von Gefügemerkmalen, Mineralzusammensetzung und Alterationsvorgängen zu fünf Haupt-Lithotypen zusammengefasst. Zu den präkinematischen, im Verlaufe der schwachen Regionalmetamorphose überprägten Typen zählen der Kalzit-Marmor, Zebra-Kalksteine, Massiger Matrix-Dolomit und seine stärker metamorph veränderte Variante, der Dolomit-Marmor.

Darüber hinaus sind innerhalb der Karbonatgesteine (in der Regel im Kalzit-Marmor) vulkanogene, postmetamorph gebildete Kontakthöfe Hydrothermale Dolomits weit verbreitet.

Die Kauffunger Kalkstein-Lithotypen sind durch unterschiedliche Gehalte an Si-haltigen Mineralen charakterisiert, die hauptsächlich als primär detritisch, oder als sekundäre, metasomatische Verkieselung gedeutet werden können.

Darüber hinaus wurden mit dem Kauffunger Kalkstein vergesellschaftete kieselige Gesteine beobachtet, die durch Dolomit (und untergeordnet Kalzit) imprägniert und zum Teil pervasiv ersetzt wurden.

Der massige bis dick gebankte Kalzit-Marmor weist die höchsten CaCO_3 -Gehalte auf. Er ist in der Regel lediglich durch geringe Beimengungen fein verteilten Dolomits (in Form von Adern, Nester und Mikroklüften) und manchmal sekundär gebildeter Schichtsilikate (vor allem Serizit) kontaminiert. Sein Mikrogefüge ist durch sekundäre, tektonisch bedingte, dynamische Umwandlung (Rekristallisation) geprägt, so daß seine ursprüngliche sedimentär-diagenetische Textur völlig geändert wurde. Neben dem hellen Kalzit-Marmor-Lithotyp kommt in wenigen Fällen eine durch feinverteilten Pyrit, Tonminerale bzw. kohlige Substanz pigmentierte dunkelgraue Marmor-Variante vor.

Die Zebra-Kalksteine sind durch Wechsellagerung von kalzitischen und dolomitischen, Silikat-führenden Lagen im mm- bis cm-Bereich gekennzeichnet. Abgesehen von lagig angereicherten Si-reichen, terrigenen Komponenten sind die Zebra-Kalksteine von sekundären, metasomatischen, schichtübergreifenden, oft großräumigen Verkieselungen geprägt. Ihre dolomitreichen Lagen bestehen in der Regel aus hypidiotopischem Matrix-Dolomit mit eingeschlossenen umkristallisierten (z.B. Quarz) bzw. neu gebildeten Mineralphasen (Schichtsilikate). Die kalzitreichen Lagen setzen sich aus reinem, umkristallisierten Kalzit zusammen. Das gebänderte Gefüge des Zebra-Kalksteins, mit in der Regel scharfer Abgrenzung der kalzitischen von dolomitreichen Lagen resultiert wahrscheinlich aus der pri-

mären Schichtung (Karbonatausscheidung durch Mikroorganismen?) und nachträglicher Mineralphasenentmischung (sog. sekundäre Foliation). Darüber hinaus wurde ein durch faseriges, gerichtetes Wachstum von Kalzitkristallen charakterisierter Zebra-Kalkstein beobachtet, dessen Entstehung mit wiederkehrendem Aufreißen und Versiegeln von waagerechten Spalten ("crack-seal"-Mechanismus) in Verbindung gebracht wird.

Der Massige Matrix-Dolomit setzt sich überwiegend aus hypidiotopischen Dolomitkristallen zusammen und ist durch dichtes, zuckerkörniges Pflaster-Gefüge gekennzeichnet. Silikatische Mineralphasen (in der Regel Quarz und Hellglimmer) begleiten den gesteinsbildenden Dolomit und bewirken die erhöhten SiO_2 -Gehalte. Aufgrund seiner einheitlichen petrographischen Ausbildung und räumlichen Verbreitung im Gesteinsverband wird der Massige Matrix-Dolomit als metasomatische, diagenetische bis regionalmetamorphe Umwandlung eines ehemaligen kalzitischen Karbonatgesteins gedeutet.

Eine selten und kleinräumig aufgeschlossene Variante des Massigen Matrix-Dolomits, die durch ein xenotopisches, häufig gröber kristallines Gefüge gekennzeichnet ist, wird als Dolomit-Marmor bezeichnet.

Zu den postmetamorphen (postkinematischen) Mineralbildungen gehört der Hydrothermale Dolomit, der innerhalb des Kauffunger Kalksteins unregelmäßige, mehrere m^3 -große Körper (Kontakthöfe) an rhyolithischen Injektionen bildet. Er besteht aus hochtemperiertem Satteldolomit, der als pervasiver Ersatz nach Kalzit oder als hohlraumfüllender Zement vorkommt. Die Anwesenheit von freien bzw. Kalzit-verheilten Kavernen (Schrumpf-, Lösungshohlräumen) deutet auf eine junge, postkinematische Entstehung des Hydrothermalen Dolomits hin. Seine räumliche Beziehung zu den vulkanischen Gängen sowie die höhere Kristallisationstemperatur sprechen für vulkanogene, wahrscheinlich permzeitliche Bildung.

Ein weiterer karbonathaltiger Lithotyp wird durch ein Dolomit- (untergeordnet Kalzit-) imprägniertes „Quarzgestein repräsentiert. Das gesteinsbildend aus Quarz zusammengesetzte Gestein ist durch hohlraumfüllende, höher temperierte Satteldolomitzelemente und zum Teil infolge eines dolomitischen Verdrängungskristallwachstums "karbonatisiert".

10. Genetisches Modell der petrographischen Alteration vom Kauffunger Kalkstein

Unter der (nicht bewiesenen) Voraussetzung, daß die heutigen Vorkommen Kauffunger Kalksteins zeitgleich und in einem einheitlichen Ablagerungsraum entstanden, lassen sich die Beobachtungen zu einem Modell zusammenführen, welches die unterschiedlichen heute auftretenden Lithotypen genetisch zu erklären versucht. Eine Modellvorstellung der Alterationsgeschichte vom Kauffunger Kalkstein zeigt Abb. 78. Die primär abgelagerten Karbonattypen kann man in zwei große Faziesbereiche gliedern. Zum einen wurde ein reiner, massiger Kalkstein (Bioherme?) aus wahrscheinlich biogenem Mg-Kalzit und zum zweiten ein mergeliges bzw. tuffitisches Kalkstein (Algenlaminit und/oder tonreicher Kalkschlamm) abgelagert.

Während der Diagenese kam es innerhalb des reinen Kalksteins zur authigenen Dolomitisierung. Die Mg-Quelle dafür ist in dem biogenen Hoch-Mg-Kalzit zu vermuten.

Die mergelige Variante unterlag unterdessen, aufgrund des höheren Mg-Angebotes aus Tonmineralen bzw. vulkanogenen Anteilen, einer stärker ausgeprägten Dolomitisierung. Mit zunehmender Alteration (Versenkungsdiagenese, Regionalmetamorphose) kam es offenbar zur Entmischung der Karbonatphasen (Kalzit/Dolomit), die vermutlich durch die der Schichtung folgenden Kalzitverlagerung (höhere Mobilität bei Temperaturerhöhung) erfolgte.

Unter gleichen metamorphen Bedingungen könnte es bei dem massigen, dolomitarmen Kalzit-Marmor zur Absonderung der Dolomitphase in Form von Adern oder Nestern gekommen sein.

Die weitere Druck- und Temperaturzunahme führte schließlich zu großräumiger aszendenter Dolomitisierung und Verkieselung von kleineren Teilbereichen der beiden Karbonattypen (Bildung von Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor). Als Mg-Lieferant kommen die benachbarten Feinsedimente (z.B. der Altenberger Schiefer) oder basische Magmatite in Frage. Räumlich begrenzte Matrix-Dolomitvorkommen waren offenbar höheren Temperaturen ausgesetzt, was zu einer Dolomit-Marmorisierung (u.a. Sammelkristallisation, dynamische Rekristallisation) führte.

Die kalzitreichen Lithotypen (Kalzit-Marmor, kalzitische Lagen der Zebra-Kalke) unterlagen unter den metamorphen Bedingungen der varistischen Orogenese einer Kornvergrößerung (Sammelkristallisation) und rheologischen (plastischen) Kristalldeformationen (dynamischer Rekristallisation), die im Endeffekt zur Marmorisierung der Kalksteine führten.

Weitere Gefügeänderungen der beiden Haupt-Ausgangslithotypen sind auf tektonische Beanspruchung zurückzuführen. Durch den gerichteten tektonischen Druck (Stress) kam es zu gravierenden Veränderungen im Kornverband. Da Kalzit gegenüber Dolomit bereits unter geringeren Druck- und Temperaturverhältnissen zu rheologischen Verformungen neigt, sind die kalzitischen Lithotypen (bzw. Gesteinsanteile) am stärksten davon betroffen.

Wahrscheinlich während dieser Alterationsphase kam es zu fast vollständigem Umbau des Interngefüges der Karbonatgesteine (und nahezu vollkommener Zerstörung des Fossilinventars).

Nach der metamorphen und tektonischen Überprägung sind weitere, sekundäre Karbonatbildungen zu verzeichnen. Begleitend zu vulkanischen Aktivitäten, die in Form von (permischen?) rhyolithischen Injektionen innerhalb der Karbonatgesteine auftreten, kam es zu hydrothermalen, aszendenter Dolomitisierung der kalzitischen Gesteinstypen. Es wurden irreguläre, scharf abgegrenzte Dolomitkörper aus hochtemperiertem Satteldolomit gebildet. Ihre epigenetische Entstehung wird durch die Anwesenheit von offenen Schrumpfkavernen belegt. Eine sekundäre, hydrothermale satteldolomitische Imprägnierung kieseliger Gesteine, kann möglicherweise ebenso auf vulkanogene Ereignisse zurückgeführt werden.

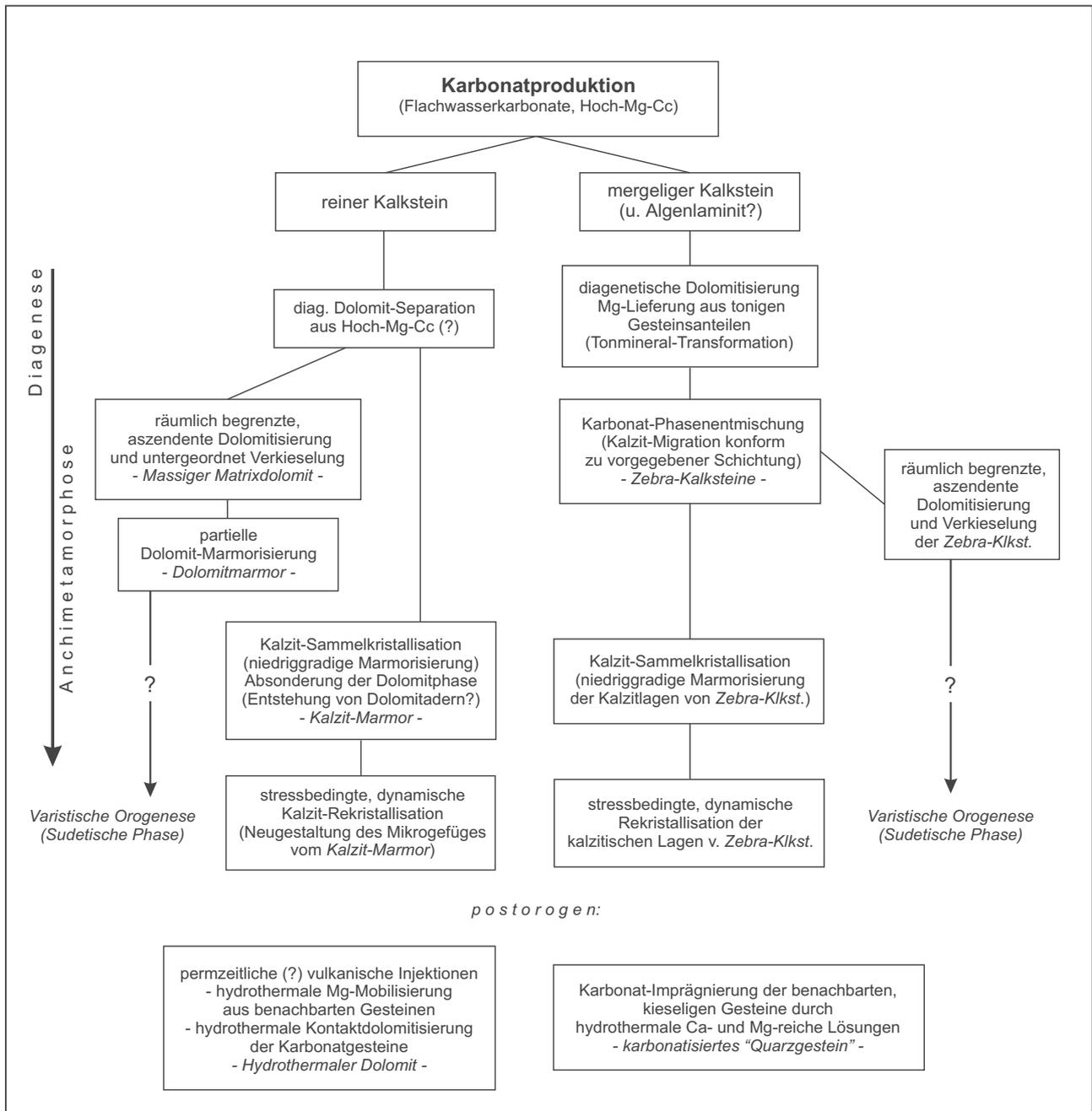


Abb. 78: Modell der Alterationsvorgänge des Kauffunger Kalksteins.

11. Zusammenfassung der Ergebnisse für die Rohstoff – Charakterisierung

Die Ermittlung von petrographischen Details der vorgestellten Kauffunger Kalkstein-Lithotypen ermöglicht es, die Zusammenhänge zwischen lithologischer Ausbildung und chemischen Parametern nachzuvollziehen und zum Teil vorauszusagen.

Die Dolomitisierung des Matrix-Dolomittyps ist großräumig verbreitet. Die hydrothermale Kontakt-Dolomitisierung ist dagegen lokal begrenzt.

Die CaCO_3 -Rohstoff-Belastungen durch Mg- und Si-Kontaminationen sind an bestimmte, bereits makroskopisch erkennbare Lithotypen gebunden. In erster Linie sind davon die Zebra-Kalksteine betroffen, die zwar Lagen von hochreinem kalzitischen Karbonaten enthalten, grundsätzlich aber durch (bezogen auf größere, abbaurelevante Bereiche) variierende Anteile von Mg- und Si-Gehalten gekennzeichnet sind. Darüber hinaus können sie aufgrund der sekundären metasomatischen, oft unregelmäßigen Verkieselung unvorhersehbare SiO_2 -Gehalte aufweisen.

Die dunkle Farbe der Zebra-Kalksteine ist dagegen kein Hinweis auf eine minderwertige Rohsteinqualität (zumindest für die Baukalkherstellung), was durch das Vorkommen von durchaus reinem, aber dunkelgrau gefärbtem Kalkstein im Tagebau Połom deutlich wird.

Bezüglich des in der Regel hochqualitativen Kalzit-Marmors sind SiO_2 -Kontaminationen durch ungewollten Abbau der vulkanischen, rhyolitischen Gänge oder Diabas-Einlagerungen zu erwarten. Diese sind aber an roter bzw. dunkelgrüner Gesteinsfarbe leicht erkennbar und können bereits im Steinbruch ausgehalten werden. Mit gewissen SiO_2 -Anteilen ist weiterhin im gebankten Kalzit-Marmor zu rechnen, dessen Trennflächen Anreicherungen von Schichtsilikaten (vor allem Serizit) aufweisen können.

Die hydrothermal-dolomitischen Einschlüsse im Kalzit-Marmor mit ihren unregelmäßigen und oft kaum voraussagbaren Formen und Ausmaßen beeinflussen den Kalkabbau erheblich. Die selektive Gewinnung wird in diesem Fall durch den deutlichen Farbunterschied zwischen gelb-grauem Dolomit und in der Regel weißem Marmor erleichtert.

Abgesehen von der (derzeit vorherrschenden) Verwertung des Kalzit-Marmors für die Baukalk-Herstellung ist die Nutzung der weiteren Kauffunger Kalkstein-Lithotypen möglich. So könnten z.B. die Zebra-Kalksteine für die Schotter-Produktion oder als Betonzuschlag verarbeitet werden. Ihre kieseligen Anteile steigern allerdings erheblich die Gesteinshärte und erhöhen damit den Verschleiß der auf "weiches" Karbonatgestein ausgelegten Aufbereitungsanlagen. Das dichte Gefüge mit

geringer interkristalliner Porosität läßt einen hohen Frostwiderstand des Materials erwarten (wichtig für die Bauindustrie). Verkieselte Kalksteine wie Cherts oder Feuersteine (im Kauffunger Kalkstein nur sporadisch vorkommend) wirken sich in der Regel negativ auf die Betonzuschlagqualität aus. Der Grund dieser schlechten Eigenschaften ist die mineralogische Zusammensetzung der meisten Quarz-Konkretionen, die aus wasserhaltigen Mineralphasen (Opal-CT, Kryptoquarz) zusammengesetzt sind. Da solche Kieselkonkretionen in Folge der Alteration bereits teilweise entwässert sein können, neigen sie zur Wasseraufnahme, was wiederum eine Volumenzunahme und damit Risse im Beton verursachen kann. Weiterhin löst das amorphe Silika das sog. „Alkalientreiben“ aus. Die verkieselten Lithotypen des Kauffunger Kalksteins enthalten in der Regel das (rekristallisierte) Mineral Quarz, was durch den hohen Kristallisationsindex (C.I.) belegt wird und dürften demnach nicht zur Wasseraufnahme neigen. Erwartungsgemäß wäre also ihre Verwertung als Betonzuschlag unproblematisch. Laboruntersuchungen der potenziellen Wasseraufnahme der verkieselten Kalksteine ist allerdings aus Sicherheit ratsam.

Eine weitere industrielle Nutzung des Kauffunger Kalksteins hat unter heutigen Anforderungen keine Perspektiven. Auch wenn seine Verwertung als Baumaterial in der Vergangenheit wahrgenommen wurde (bekannte Prachtbauten Friedrichs des Großen in Potsdam), bleibt er als Werkstein (aufgrund der schlechten materialtechnischen Eigenschaften) minderwertig. Die Kauffunger-Kalkstein-Vorkommen sind durch engständige Klüftung charakterisiert, was die Gewinnung von Blöcken (sog. „Rohblockgröße“) erheblich mindert. Die Trennflächen sind tektonisch angelegt und/oder entstehen beim Sprengen. Weiterhin weist das Mikrogefüge des Kalzit-Marmors richtungsabhängige Kristalleinregelungen auf, die durch die dynamische Rekristallisation verursacht wurden und eine ungünstige Anisotropie des Werksteins erzeugen. Die heute auftretenden Bauwerkschäden an historischen Bauten aus Kauffunger Kalkstein werden in erster Linie durch diese Gefüge-induzierte Anisotropie verursacht (Siegesmund et al., 1997).

Von lokaler Bedeutung als Werkstein ist der massive Hydrothermale Dolomit, der als farbig-attraktives und polierfähiges Gestein zu kleinen Bauelementen wie Fensterbänken oder Kacheln verarbeitet wird. Aufgrund seiner relativ geringen Festigkeit und vor allem wegen der hohen interkristallinen Porosität (Wasseraufnahmefähigkeit) sollen solche Dolomitprodukte keiner hohen mechanischen Belastung und atmosphärischen Einflüssen (z.B. als Fassaden-Verkleidung) ausgesetzt werden.

V. FOSSILINVENTAR DES KAUFFUNGER KALKSTEINS

1. Bisherige Fossilfunde im Kauffunger Kalkstein

Die bisherige Alterseinstufung des Kauffunger Kalksteins ins Kambrium basierte lediglich auf einer lithologischen Korrelation mit etwa 60 km weiter im W bei Görlitz aufgeschlossenen kambrischen Karbonatgesteinen (Dahlgrün, 1934). Für Datierung brauchbare Fossilien wurden im Kauffunger Kalkstein nicht gefunden.

Erste Fossilfunde aus dem Kauffunger Kalkstein werden von Gürich (1929) beschrieben. In der Nähe des Dorfes Lipa (Leipe) steht der Kauffunger Kalkstein in einem seit Jahrzehnten aufgelassenen Steinbruch an. Dort wurden Fragmente von phyllocariden Krebsen gefunden und als *Silesicaris nasuta* beschrieben. Die Fragmente können stratigraphisch nicht genau zugeordnet werden. Gürich (1929) stellt aber fest, daß *Silesicaris* aufgrund morphologischer Merkmale eine entwicklungsgeschichtliche Mittelstellung zu den bekannteren Phyllocariden-Gattungen *Ceraticaris* und *Aristozoe* einnimmt. Nach Gürich (1929) wäre somit das Erstauftreten von *Silesicaris nasuta* im Oberen Silur zu erwarten.

Weiterhin berichtet der Autor, daß die Occipital-Furche und der Randsaum von *Silesicaris* an die zu den Echinocaridae gehörende *Ptychocaris* erinnern und damit mit noch moderneren (jungpaläozoischen) Krebsen vergleichbar sind.

Aus dem selben Steinbruch beschreibt Gunia (1967) mehrere Exemplare tabulater Korallen als *Cambrotrypa sudetica*. Seine Funde stellt Gunia (1967) stratigraphisch in das Mittel-Kambrium. Der Autor bezieht sich auch auf morphologisch vergleichbare Korallen aus zweifelsfrei mittel-kambrischen Ablagerungen Nordamerikas. Diese unterscheiden sich aber deutlich in ihrer Biometrie von denen aus dem Bober-Katzbach-Gebirge, so daß deren stratigraphische Zuordnung weiterhin als unsicher zu bezeichnen ist. Weitere Funde von *Cambrotrypa sudetica* werden von Gorczyca-Skała (1977) aus dem Kauffunger Kalkstein bei Wleń erwähnt.

Sonstige Fossilfunde im Kauffunger Kalkstein sind unbestimmbare Trilobitenreste (Baranowski & Lorenc, 1978) aus der Nähe von Podgórci (Vorkommen "Kapella") sowie Relikte von Schwammnadeln und Algen (Lorenc, 1983).

2. Neue Mikrofossilfunde im Kauffunger Kalkstein

Aufgrund der metamorphen Überprägung und der daraus resultierenden schlechten Erhaltung und Erkennbarkeit ist der Fossilgehalt des Kauffunger Kalksteins sehr bescheiden. Dennoch konnten im Rahmen der eigenen Untersuchungen einige aussagekräftige Mikrofossilien aus dem Karbonatgestein separiert werden.

Dazu wurden über 300 kg Probenmaterial aus neun Lokalitäten zunächst mit 10%iger Ameisensäure behandelt und im folgenden naß gesiebt. Proben aus zwei Entnahmepunkten erwiesen sich als fossilhaltig und ausreichend individuenreich. Mit den Funden wird die traditionelle Alterseinstufung vom Kauffunger Kalkstein in Frage gestellt. Eine Teilauswertung dieser Funde wurde bereits von Skowronek & Steffahn (2000) publiziert. Die Beschreibung der Mikrofossilien und deren systematische Zuordnung gleicht in der vorliegenden Arbeit den Angaben von Skowronek & Steffahn (2000). Die eingeführten Abbildungen zeigen zum großen Teil die in der o.g. Publikation bereits veröffentlichte REM-Aufnahmen von gefundenen Mikrofossilien.

2.1. Fossilfundstellen

Die erste Probenahmestelle ist der stillgelegte Steinbruch bei Lipa (Abb.19) aus dem Gürich (1929) und Gunia (1967) ihre Funde beschrieben haben. Die alte Kalkgewinnungsstelle ist fast vollkommen verfüllt und zugewachsen, so daß der Kauffunger Kalkstein nur noch an zwei Stellen im westlichen Steinbruchgelände hinter dem alten Branttkalkofen ansteht (Koordinaten: R: 6559250, H: 549335). Hier ist der Kauffunger Kalkstein hauptsächlich als rötlicher Kalkphyllit mit Einschaltungen von Kalksteinbänken und Kalkkonkretionen im cm- bis dm-Bereich ausgebildet. Das Karbonatgestein ist stark siliifiziert und führt rote Eisenoxid-Verbindungen. Aus einer Gesamtgesteinsprobe dieser Abfolge konnten zahlreiche Schwammnadeln, einige apatitische Wirbeltierreste und benthonische inkrustierende Foraminiferen gewonnen werden.

Die zweite Probenahmestelle liegt in einem Steinbruch am Połom (Kitzelberg) in der Nähe von Wojcieszów (Abb. 19). In dem noch in Betrieb befindlichen Steinbruch sind zwei Lithotypen des Kauffunger Kalksteins aufgeschlossen: Ein massiver, grobkristalliner Kalzit-Marmor steht im südwestlichen Teil des Steinbruchs an. Im Nordost-Teil des Steinbruchs findet sich hinge-

gen vorherrschend der dolomitisch-kalzitische Zebra-Kalkstein mit höheren Anteilen terrigenen Materials.

Der Zebra-Kalkstein wurde im Mischprobenverfahren über der 540m Sohle im östlichsten Teil des Steinbruchs beprobt (Koordinaten: R: 6496800, H: 5457480). Diese Probe beinhaltet einkammerige/uniloculare agglutinierte Foraminiferengehäuse und wenige monaxone Schwammnadeln.

3. Mikrofossilinventar

3.1. Vertebratenreste

Die Mehrzahl der Wirbeltierreste stammt von der Probenahmelokalität Nr. 1. Es handelt sich um mm-große Fragmente aus biogenem Apatit (WD- und ED-Röntgen-Analysen). Nach pers. Mittl. von I. Schülke (Univ. Hannover) kann aufgrund ihrer biomorphologischen Merkmale wie z.B. die Anwesenheit von Kanälen (Foramen) oder Ansatzstellen für Weichgewebe eine Zugehörigkeit dieser Fragmente zu den Conodonten ausgeschlossen werden (Abb. 79a, 79b und 79c). Die o.g. Merkmale deuten mit größter Wahrscheinlichkeit auf Teile eines Dermal skeletts von Fischen (pers. Mittl. I. Schülke, Univ. Hannover; pers. Mittl. O. Elicki, TU Bergakademie Freiberg).

Abgesehen von einem wenig bekannten kieferlosen Fisch (*Anatolepsis* sp.) aus dem Kambrium Nordamerikas, Grönlands und Spitzbergens treten apatitische Skelettteile bei Fischen im Ordovizium sporadisch auf und sind erst im Silur häufig anzutreffen (Carroll, 1993).

3.2. Porifera

Die Schwammnadeln aus dem Steinbruch in Lipa bestehen aus stark rekristallisierter Kieselsäure. Der für die mm-grossen Spiculae typische zentrale Kanal ist aber an Quer-Bruchstellen einiger Nadeln noch deutlich zu erkennen (Abb. 79f). Der Erhaltungsgrad lässt eine genaue Bestimmung allerdings nicht zu (Abb. 79e und 79f). Einige der fünfstrahligen und sechsstrahligen Spiculae können lediglich der Klasse Hyalospongea zugeordnet werden. Der Einzelfund einer einseitig abgerundeten Nadel, ein sog. monactines Styl, gehört (hingegen) höchstwahrscheinlich zu einem Vertreter der Klasse Demospongea. Bei der Probenahmelokalität Połom wurden zudem einige gut erhaltene tetraxone/vierachsige Mikroskleren gefunden, die in ein Foraminiferengehäuse agglutiniert sind (Abb. 79d). Unglücklicherweise lassen die Schwammnadelndeckelungen keine biostratigraphische Einordnung des Kauffunger Kalksteins zu.

3.3. Foraminiferida

Die Fossilfundstelle 1 lieferte zwei Exemplare inkruzierender Foraminiferen der Gattung *Tolypammmina* sp*. Der Großteil der Foraminiferen wurde bei der Probenahmelokalität Nr. 2 gefunden. Es treten zahlreiche Exemplare der Gattungen *Sorosphaera*, *Psammospaera* und *Saccammina* (pers. Mittl. K. Bell, Macquarie Univ., Australia; s.a. Bell & Winchester-Seeto, 1999) sowie ein Exemplar der Gattung *Thurammmina* auf. Zudem wurden einige nicht exakt bestimmbare Foraminiferen (cf. *Nephrosphaera fissurata*; Foraminifera indet.) gefunden, die häufig in Steinkernerhaltung vorliegen. Diese Funde lassen zumindest eine verhältnismäßig differenzierte Gehäusemorphologie vermuten.

* ein Exemplar von *Tolypammmina* sp. wurde während der Präparation zerstört.

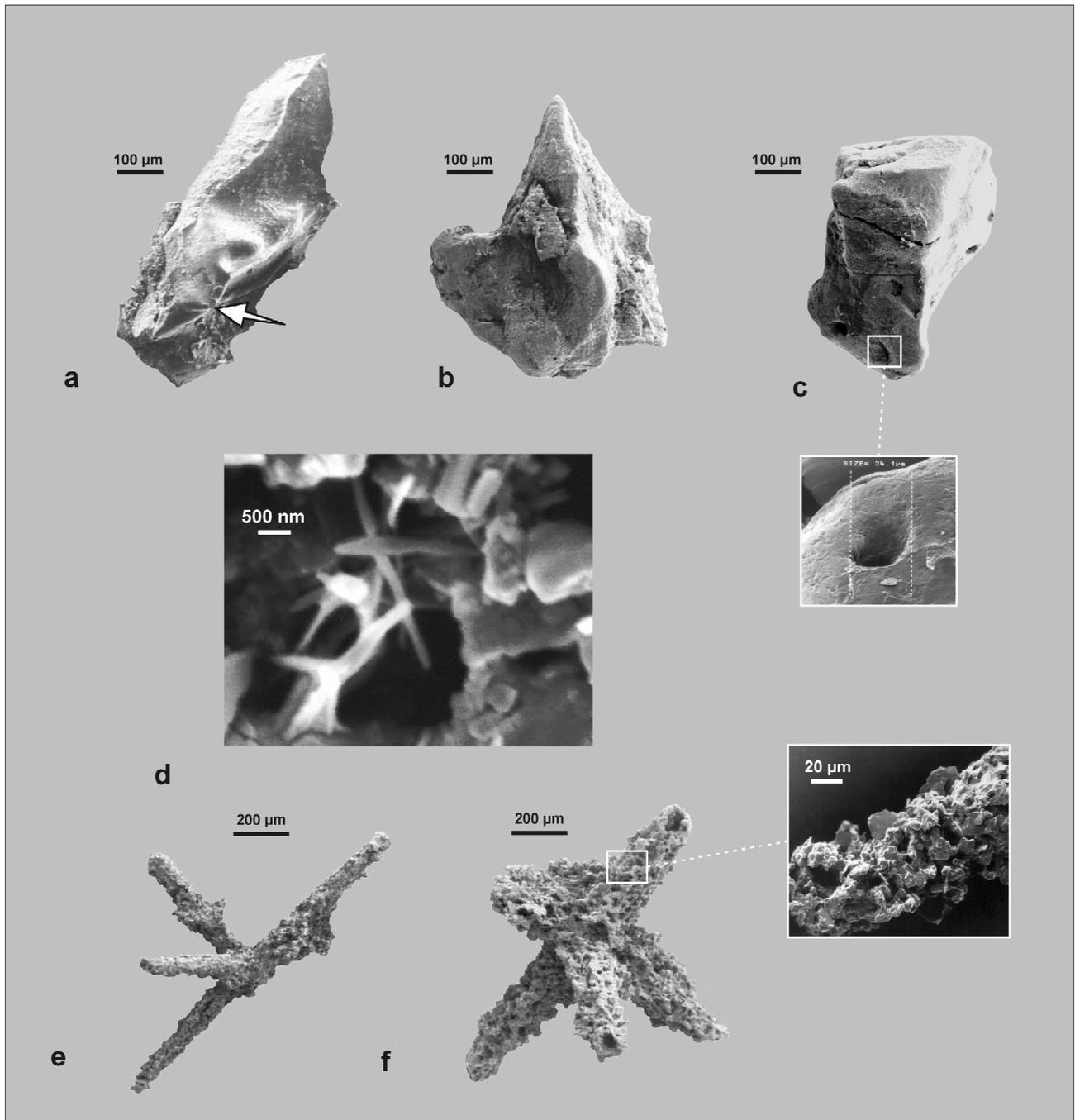


Abb. 79: Mikrofossilien des Kauffunger Kalksteins. a, b, und c: apatitische Wirbeltierreste (Dermalknochen-Fragmente von Fischen?); a-Pfeil: Weichgewebeansatzstelle; c: Foramen - Funktionskanäle zum Durchtritt von Nerven oder Blutgefäßen.

d: eine Triaxone, im Gehäuse von agglutinierter Foraminifere (siehe Abb.81f) eingebaute Mikrosklere (Schwammnadel).

e und f: sechsstrahlige, umkristallisierte Spiculae (Hyalospongea).

Verändert und ergänzt nach Skowronek & Steffahn (2000).

***Psammosphaera* spp.**

Diese Gruppe umfasst einkammerige/uniloculare Exemplare von kugelrunder Gestalt von etwa 100 µm Durchmesser ohne deutliche Apertur (Abb. 80a, 80b und 80c). Die Gehäusewandung kann aus feinkörnigen bis zu grobkörnigen Partikeln agglutiniert sein, aber bei einem Individuum gewöhnlich nur von einem Typ. Gehäuse der im Kauffunger Kalkstein gefundenen Exemplare bestehen vielfach aus limonitisch verkitteten Quarzkörnern.

Oft ist die Unterscheidung zwischen *Psammosphaeren*-Gehäusen und isolierten Kammern von *Sorosphaeren* schwierig. Letztere sollten aber abgeflachte Seiten der ehemaligen Anheftungsfläche aufweisen.

Nach pers. Mittl. von K. Bell (Macquarie Univ., Australien) gehören vermutlich alle *Psammosphaeriden*, unabhängig von der Gehäusegröße, Wandungsdicke und agglutiniertes Korngröße, zu einer Art *Psammosphaera cava*. Die Individuengröße allein scheint kein ausreichendes Unterscheidungsmerkmal für derart einfach strukturierte Organismen zu sein (Bell, 1996). Zudem läßt die Größe der agglutinierten Partikel (sofern nicht vollkommen rekristallisiert) Rückschlüsse auf die Umgebungsbedingungen und nicht auf spezifische Präferenzen zu (Kristan-Tollmann, 1971).

Nach Loeblich & Tappan (1988) erstreckt sich die stratigraphische Reichweite der *Psammosphaeriden* vom mittleren Ordovizium bis rezent.

***Saccamina* spp.**

Die Exemplare dieser Gruppe sind durch ein einkammeriges/uniloculares, agglutiniertes, kugelförmiges Gehäuse gekennzeichnet. Das Gehäuse weist eine deutlich sichtbare Apertur auf (Abb. 80d bis 80g), die gegebenenfalls auf einem kurzen Hals sitzt (vgl. Abb. 80g). Die maximale Größe der Exemplare ist 350 µm. Die Gehäusewandung ist häufig aus fein-, seltener aus grobkörnigen Partikeln agglutiniert und im vorliegenden Fall häufig durch Limonit verkittet. Eine detailliertere Be-

stimmung ist aufgrund des Erhaltungszustandes nicht möglich. Aufgrund der Morphologie (besonders die Ab- oder Anwesenheit eines aperturalen Halses) läßt sich aber vermuten, daß es sich um verschiedene Arten handelt. Lediglich das unter Abb. 80g abgebildete Exemplar weist sehr große Ähnlichkeiten zu dem Material von Bell (1996) auf, das er als *Saccamina Cumberlandia* (Conkin & Conkin, 1979) bestimmt. Das Gehäuse ist frei/nicht inkrustierend und besteht aus einer leicht seitlich abgeflachten Kammer, deren Apertur auf einem kurzen aber weiten Hals sitzt. Die Gehäusewandung ist von mittel- bis grobkörnigen Partikeln aufgebaut.

Laut Loeblich & Tappan (1988) treten Saccaminiden im mittleren Silur erstmals auf. Allerdings beschreiben Conkin & Conkin (1979) die Saccaminiden aus Ablagerungen des frühen Silur Nordamerikas.

***Thuramina foerstei*, Dunn (1942)**

Von *Thuramina foerstei* (vgl. Abb. 80h) wurde ein Exemplar gefunden. Ihr Gehäuse ist frei, nicht inkrustierend und kugelförmig. Es zeigt zwei flache Papillen (Protuberkel), die sich polseits gegenüberliegen. Die Gehäusewandung ist aus feinen und mittelkörnigen Partikeln agglutiniert. Aufgrund dieser Merkmale stimmt die Diagnose nahezu mit der der Originalbeschreibung von Dunn (1942) und späteren Beschreibungen dieser Art (z.B. Bell, 1996) überein. Allein die Aperturen, die sich als einfache Öffnungen am Ende jeder der Papillen befinden, sind im vorliegenden Exemplar nicht deutlich sichtbar. Die Größe des Gehäuses (ca. 200 µm) liegt hingegen eher im Bereich der Angaben zu Dunn's Original (290 µm) als zu Bell's Material (750 µm). Nach Loeblich & Tappan (1988) ist das Erstauftreten von *Thuramina* mit dem frühen Silur anzunehmen. Conkin & Conkin (1979) berichten dagegen schon von *Thuraminiden* aus dem späten Ordovizium Nordamerikas.

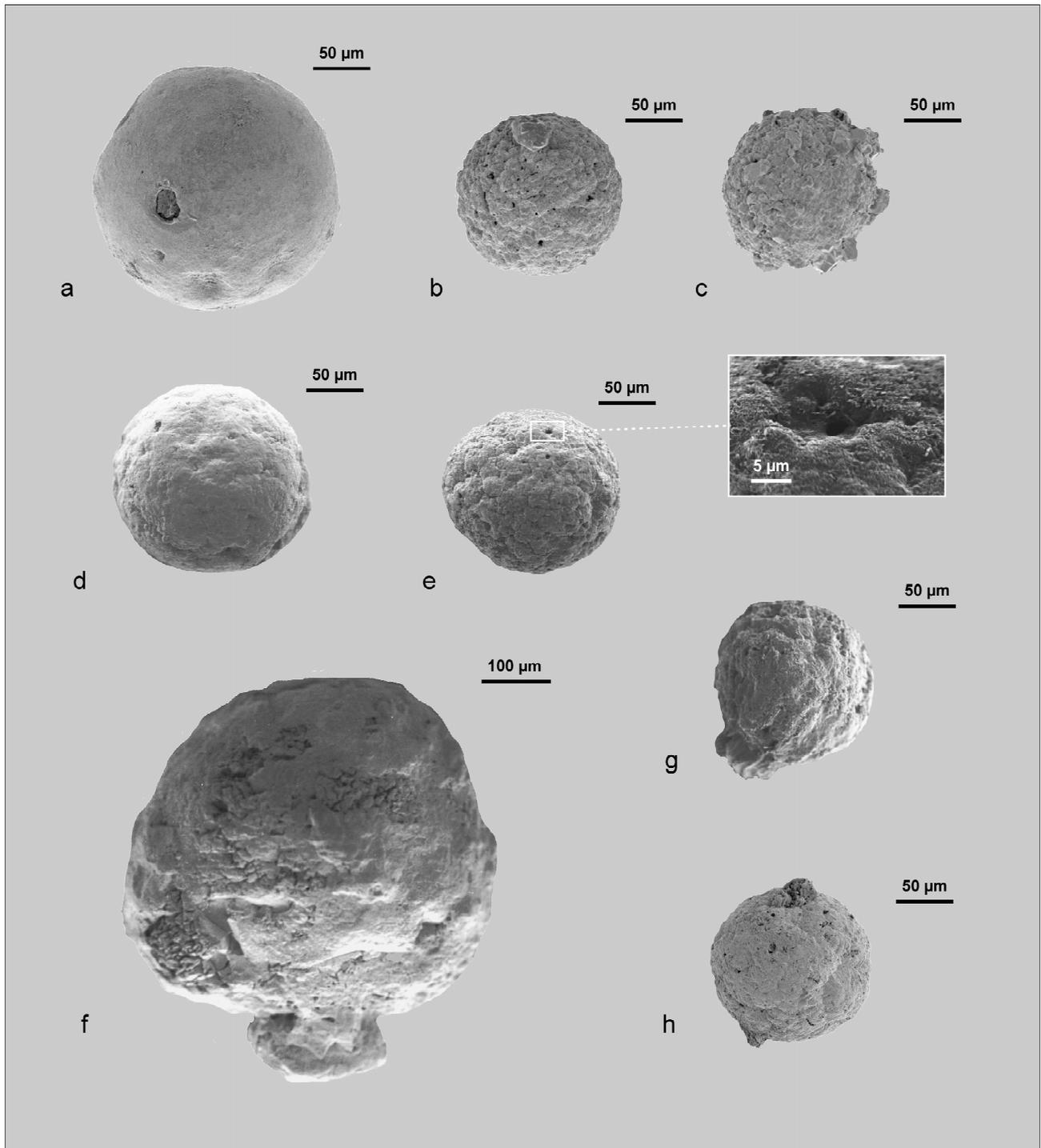


Abb. 80: Einkammerige Foraminiferen aus dem Kauffunger Kalkstein. a, b und c: *Psammosphaera cava*, Moreman (1939), a: feinagglutiniertes Exemplar. d, e, f und g: *Saccamina* sp., e: gut erkennbare Apertur (Öffnung), bei f und g sitzt die apertura auf einem Hals. h: *Thurammina foerstei*, Dunn (1942). Ergänzt und verändert nach Skowronek & Steffahn (2000).

***Sorosphaera* spp.**

Exemplare dieser Gruppe sind durch vergleichsweise grobkörnig agglutinierte Gehäuse mit verschiedenartig kugelförmigen, unregelmäßig arrangierten Kammern gekennzeichnet, die mindestens eine abgeflachte Seite, nämlich die der ehemaligen Anheftungsstelle zeigen. Der modifizierten Klassifikation für Sorosphaeriden von Kristan-Tollmann (1971) folgend sind zwei Arten zu unterscheiden:

***Sorosphaera tricella*, Moreman (1930)**

besitzt mehrere sphäroide und schwach miteinander verbundener Kammern. Diese Kammern sind immer in einer Ebene (oft in einer Reihe) angeordnet (Abb. 81a bis 81f).

***Sorosphaera confusa*, Brady (1879)**

besitzt ebenfalls schwach miteinander verbundene Kammern, die räumlich, d.h. in mehr als einer Ebene angeordnet sind (Abb. 81g und 81h).

Nach McClellan (1966) ist nicht gesichert, ob es sich bei den häufig als mehrere Arten beschriebenen Exemplaren nicht nur um verschiedene Modifikationen einer Art handelt.

Nach Loeblich & Tappan (1988) erstreckt sich die stratigraphische Reichweite von *Sorosphaera* vom Silur bis rezent. Conkin & Conkin (1979) erwähnen frühe Sorosphaeriden bereits aus dem späten Ordovizium Nordamerikas.

***Tolypamma* sp.**

An der Probenahmelokalität Nr. 1 wurde zweifelsfrei ein Exemplar von *Tolypamma* sp. gefunden, das das typische agglutinierte und inkrustierende halbröhrenförmige Gehäuse mit dem kugelrunden Proloculus (Embrialkammer) aufweist (Abb. 82a). Die maximale Länge des Gehäuses beträgt 850 µm.

Loeblich & Tappan (1988) geben das Erstauftreten von *Tolypamma* mit nicht älter als frühes Devon an, wohingegen Kircher & Brasier (1989) Tolypammien bereits aus ordovizischen Sedimentabfolgen (Ashgillium) Englands beschreiben.

cf. *Nephrosphaera fissurata* Kristan-Tollmann (1971), Abb. 82b

Auf der Außenseite des scheinbar einkammerigen Gehäuses ist eine Längsfurche ("Fissura") sichtbar. Dem äußeren Anschein eines einkammerigen Gehäuses steht hingegen eine umfassende interne Unterteilung der

Kammer durch sogenannte "Semisepten" in einzelne Abschnitte gegenüber. Diese Beobachtung ist aufgrund eines zerbrochenen Teilstücks der Außenwandung möglich. Das Gehäuse ist aus mittelkörnigen Partikeln agglutiniert und weist keine eindeutig identifizierbare Apertur auf. Aufgrund dieser Tatsachen vereinigt das Exemplar größtenteils Merkmale von *Nephrosphaera fissurata* und weicht lediglich durch eine deutlich kugelige (anstatt ovale) Gestalt ab.

Kristan-Tollmann (1971) beschreibt *Nephrosphaera fissurata* aus den Ablagerungen des späten Ashgill oder frühen Valent (Ordovizium/Silur) Österreichs.

Foraminiferida indet.

Abgesehen von den oben beschriebenen Formen enthalten die Proben einige weniger gut erhaltene Exemplare von – vermutlich – recht fortgeschrittenen Foraminiferen, die durch komplex aufgebaute, wahrscheinlich mehrkammerige Gehäuse gekennzeichnet sind. Einige von ihnen sind teils mit ursprünglichen oder leicht umgewandelten agglutinierten Gehäusewandungen erhalten und lassen eine convolute planispirale Aufrollung vermuten (Abb. 82c und 82f).

Von mehreren Exemplaren, die lediglich als Steinkerne erhalten sind, ist anzunehmen, daß sie eine differenzierte mehrkammerige Gestalt und plani- sowie trochospirale Aufrollung aufweisen. Vielfach sind diese Merkmale nur an auffällig symmetrisch angeordneten Umbilika (Nabel) vergleichbaren Vertiefungen und schwach ausgeprägten Suturen erkennbar. Unglücklicherweise unterbindet der allgemein mäßige Erhaltungsgang eine detaillierte Bestimmung. Mit einigen Vorbehalten lässt sich die Form aber als *Trochamma*-ähnlich beschreiben (Abb. 82d und 82e).

Ein Steinkern-Exemplar (Abb. 82g) mit kegelförmigem Umriß suggeriert eine trochospirale Aufrollung. Auf der mutmaßlichen Spiralseite sind aber keine Kammern bzw. Suturen sichtbar. Die Umbilikalseite lässt sich hingegen durch die Anwesenheit eines deutlich ausgeprägten und als Längsapertur gedeuteten Schlitzes als solche erkennen. Der Schlitz ist zudem noch beiderseits von einem schwachen Wulst umgeben. Der Steinkern weist damit Ähnlichkeiten zu den frühen Fusuliniden auf und erinnert an eine *Tetrataxis*-vergleichbare Form. Die stratigraphische Verbreitung von Tetrataxidaen reicht von Karbon bis Trias (Loeblich & Tapan, 1964).

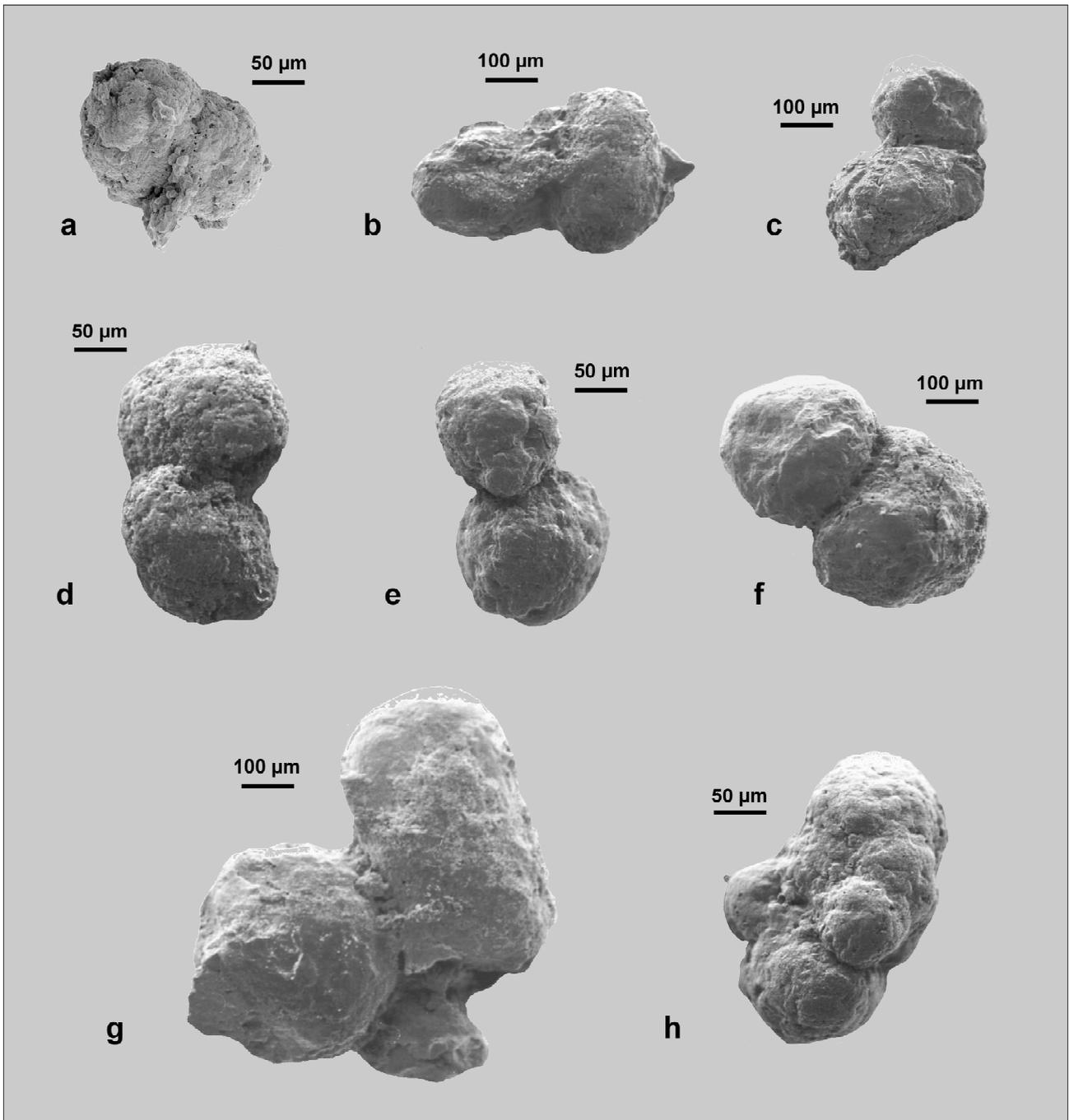


Abb. 81: Kauffunger Kalkstein – Foraminiferen der Gattung *Sorosphaera*. a, b, c, d, e und f: *Sorosphaera tricella* Moreman (1930), charakterisiert durch die Anordnung der Kammern in einer Ebene. g und h: *Sorosphaera confusa* Brady (1879) mit räumlicher Kammernanordnung. Ergänzt und verändert nach Skowronek & Steffahn (2000).

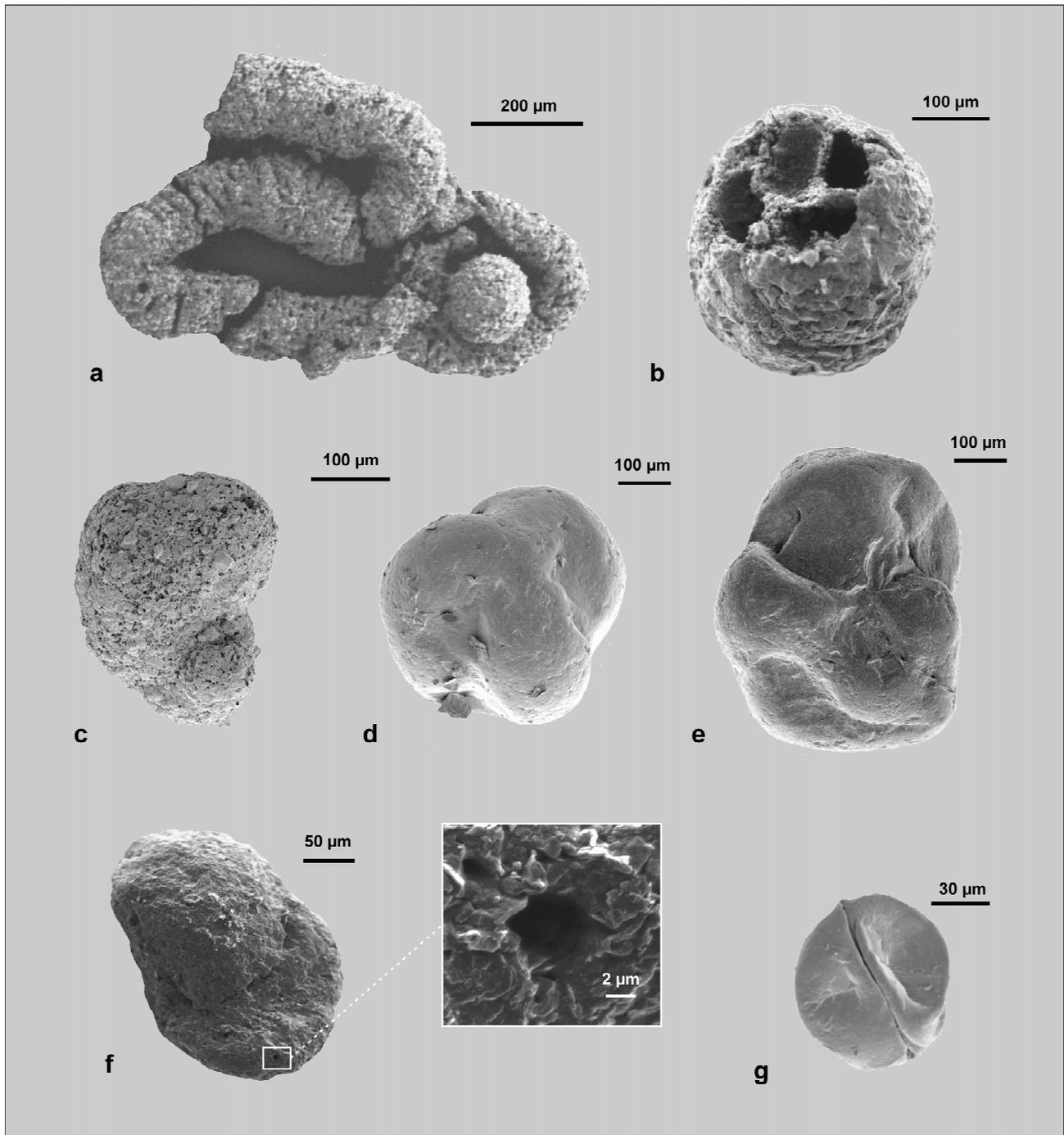


Abb. 82: Foraminiferenfauna des Kauffunger Kalksteins. a: Incrustierende *Tolypammina* sp. mit kugeliger Embryonal-kammer (Proloculus). b: cf. *Nephrosphaera fissurata* Kristan-Tollman (1971), das Gehäuse weist eine Furche (Fissura) und ist durch Semisepten in einzelne Abschnitte unterteilt. c bis g: Foraminiferida indet. c und f: Agglutiniertes Gehäuse mit planispiraler Einrollung. d und e: als Steinkerne erhaltene Spezies suggerieren eine differenzierte, mehrkammerige Gestalt und plani- bis trochospirale Aufrollung. g: Die mutmaßliche Umbilikalseite einer Foraminifere (Steinkern) mit der Längsapertur und beidseitigen Wülsten erinnert an eine *Tetrataxis*-ähnliche Fusulinidae. Ergänzt und verändert nach Skowronek & Steffahn (2000).

4. Weitere Fossilfunde im Kauffunger Kalkstein

4.1. Algenlaminiten (?)

Im Kauffunger Kalkstein-Vorkommen Podgórk Nord treten innerhalb des verkieselten Matrix-Dolomits cm- bis dm-große, unregelmäßig geformte Knollen auf. Sie bestehen aus dolomitischen und kieseligen, mm-mächtigen Laminae, die in der Regel wellig verlaufen.

Die Form dieser Körper variiert von planaren, dm²-großen "Matten" bis zu knolligen bzw. kugeligen, konzentrisch aufgebauten "Onkoiden" (Abb. 83) und läßt deren biogene Entstehung vermuten.

Sie erinnern an Algen-, bzw. Cyanophyteenmatten und -Onkoide, die unter der Bezeichnung Stromatolith zusammengefaßt werden können.

Der petrographische Aufbau dieser Laminiten zeigt eine erhebliche Alteration der beteiligten Mineralphasen. Die Karbonate sind durch den Matrix-Dolomit und Ersatzsatteldolomit (höher temperierter Dolomit) vertreten. Die kieseligen Lagen bestehen aus polykristallinem, umkristallisiertem Quarz (Abb. 75a).

Unter dem Mikroskop lassen sich keine Details zum Innenaufbau der vermutlichen Algenlaminiten erkennen.

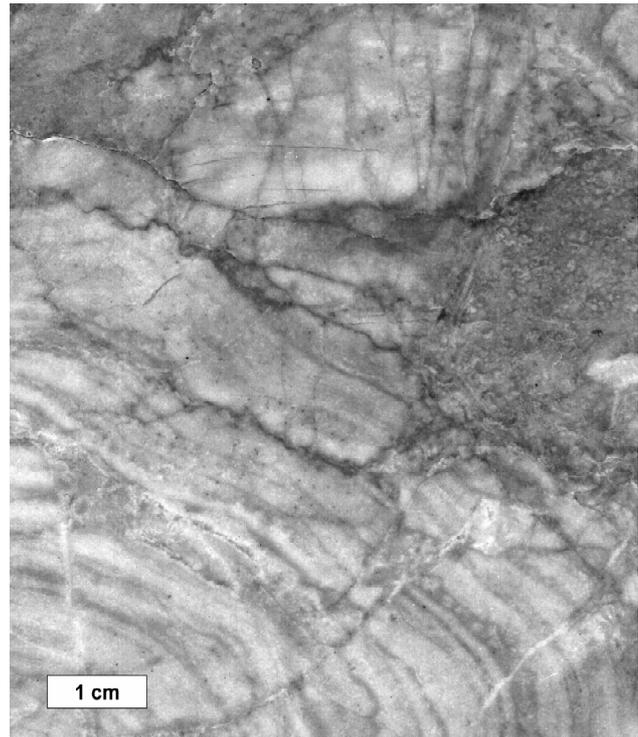


Abb. 83: Aufnahme eines laminierten Kalksteins, der als Algenlaminiten vom Stromatolith-Typ interpretiert wird. Angeschliffenes Handstück eines kugeligen, konzentrisch aufgebauten Onkoides. Lokalität Podgórk Nord.

4.2. Organische Fossilien

Bei den petrographischen Dünnschliffuntersuchungen von metabasaltischen Kalktuffiten wurden einige organische Fossilfragmente festgestellt. Lagenweise angeordnet lassen sich stark umgewandelte, kompakte, mehr-eckige Einzelkörper beobachten, deren Außenhüllen und Innenwände aus organischer Substanz bestehen (Nachweis mittels Fluoreszenz-Mikroskopie) und deren Innenräume durch Karbonat ersetzt wurden (Abb. 84). Die einzelnen Individuen erreichen Durchmesser bis etwa 70 µm. Ihr Aufbau zeigt die Unterteilung in annähernd gleich große, polygonale "Zellen". Der schlechte Erhaltungszustand dieser Mikrofossilien läßt keine Zuordnung zu, allerdings ähneln sie stark den pflanzlichen Zysten, z.B. primitiven Acritarchen (pers. Mittl. A. Munnecke, Univ. Kiel).

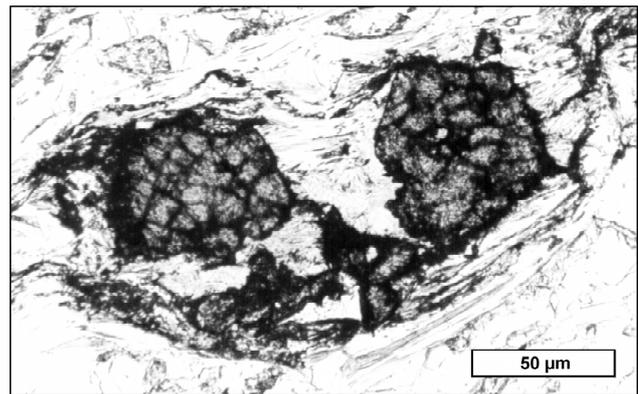


Abb. 84: Mikroskopische Aufnahme von organischen, im basischen Kalktuffit eingelagerten Acritarchia-ähnlichen Mikrofossilien. Nicols II. Probe G-7.

5. Diskussion des Fossilinventars aus dem Kauffunger Kalkstein

Die schlecht erhaltenen und stark alterierten Exemplare von *Cambrotrypa sudetica* (tabulate Koralle) weisen nach Gunia (1967) folgende biometrische Merkmale auf: Massige, cerioidale, elliptische, ovale oder discoidale Kolonien, bestehend aus vieleckigen Rörchen mit einem Durchmesser zwischen 0,2 und 1 mm, mit 0,1 bis 0,25 mm dicken Septen. Weiterhin sind die Kolonien im Querschnitt durch reguläre Septenverdickungen und im Längsschnitt durch unregelmäßigen Verlauf sowie Aufspaltung der einzelnen Rörchen gekennzeichnet. Schräge, konkave oder konvexe Karbonatleisten werden als vermutliche Tabulae interpretiert.

Diese Beschreibung der vermeintlichen Koralle *Cambrotrypa sudetica* entspricht in allen Details eher den Chaetetiden. Bei den Chaetetiden handelt es sich allerdings um eine riffbildende Fossilgruppe, die vereinzelt im Ordovizium und weit verbreitet ab Devon vorkommt (z.B. Hill, 1981; Conolly et al., 1989).

Die systematische Zuordnung von Chaetetiden war in der Vergangenheit nicht eindeutig. Sie wurden zu den Cnidarien, Bryozoen oder tabulaten Korallen gezählt (Conolly et al., 1989). Heute werden sie aufgrund der eingebauten Spiculae zu den Poriferen gestellt (z.B. Gray, 1980).

Wie bereits im Kap. I.3. erwähnt, soll der Kauffunger Kalkstein nach Dahlgrün (1934) eine zusammenhängende Einheit bilden, die sich bis in das Gebiet um Görnitz erstreckt und ausschließlich kambrischen Alters ist (Abb. 2).

Demgegenüber sind einige Kalkstein-Vorkommen in den westlichen Sudeten auch anders datiert worden: Gürich (1936) berichtet von einem dunklen Crinoiden-Kalkstein (Lubań- und Ubocze-Kalkstein) im westlichen Bober-Katzbach Gebirge in der Nähe von Lubań, den er ins untere Karbon einordnet. Chorowska & Ozonkova (1975) und Chorowska (1978) bestätigen diese Datierung durch Funde von Crinoiden, Muscheln, Gastropoden, endothyride Foraminiferen und Conodonten, die eindeutig ins Unter-Karbon zu stellen sind. Diese Beobachtungen ließen zum ersten Mal an der Behauptung Dahlgrüns (1934) zweifeln, daß alle metamorphen Kalksteine im Bober-Katzbach Gebirge zu einem einzigen kambrischen Kalkstein-Bildungsbereich gehören. Im Ubocze-Kalkstein bei Lubań, der nach Chorowska (1978) auf Oberdevon - Unterkarbon datiert wird, wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit ein koloniebildendes Fossil gefunden. Das Fundstück ist sehr schlecht

erhalten, und in cm-große Teile zerbrochen. Die Bruchstücke werden durch sekundäre Quarz-Zementation zusammengehalten. Es handelt sich um eine isolierte, 7 cm große, verkieselte karbonatische Knolle, die zum großen Teil aus zusammengewachsenen, rohrförmigen Segmenten besteht. Die einzelnen Rörchen sind durchgehend verkieselt und umkristallisiert, weisen einen unregelmäßigen bis ovalen Querschnitt von bis zu 1 mm Durchmesser bei einer Wanddicke bis etwa 0,5 mm auf. Die Länge der Rörchen reicht bis 9 mm, ist aber durch die mechanische Zerkleinerung des Fundes begrenzt.

Entsprechend dem Aufbau dieses Fossils, könnte es am besten zu den Chaetetiden gestellt werden (pers. Mittl. C. Helm, Univ. Hannover), allerdings läßt der schlechte Erhaltungszustand diese Ansprache nur unter Vorbehalt zu.

Vor dem Hintergrund der schwierigen systematischen Zuordnung des einzigen auf Kambrium datierten Fossils aus dem Kauffunger Kalkstein - *Cambrotrypa sudetica* (Gunia, 1967), liefern die neuen Mikrofossil-funde Argumente für die Altersrevision des Kauffunger Kalksteins.

Die apatitischen Wirbeltierreste des Kauffunger Kalksteins weisen mit ihren biomorphologischen Merkmalen auf eine weit fortgeschrittene evolutionäre Entwicklung hin (pers. Mittl. O. Elicki, TU Bergakademie Freiberg). Auch wenn die ersten primitiven Vertebraten bereits im Kambrium vorkommen, sind sie erst ab dem Silur höher entwickelt und weiter verbreitet (Carroll, 1993).

Die paläozoischen Foraminiferenfunde sind in der Fachliteratur generell nicht gut dokumentiert, allerdings belegen die im Kauffunger Kalkstein gefundenen Vertreter sicher sein postkambrisches Alter.

Die inkrustierende Foraminifere *Tolypammia* sp. ist aus postkambrischen Ablagerungen bekannt. Kupetz und Ullrich (1986) beschreiben röhrenförmige Foraminiferen aus altpaläozoischen (?kambroordovizischen bis unterkarbonischen) grünschieferfaziell metamorph überprägten Serien des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges (ca. 30 km W' von Dresden). Neben problematischen, nicht bestimmbareren Exemplaren ordnen Kupetz und Ullrich (1986) ihre Funde der *Tolypammia* sp. zu. Schneider (1970) berichtet über Funde von *Tolypammia*-Resten aus oberdevonischen Gesteinen des Kellerwaldes und des Harzes.

Auch Blumenstengel (1961) beschreibt *Tolypammia* sp. aus Schichten des Oberdevons Thüringens.

Abgesehen von einem Bericht über *Tolypammina*-Funde aus ordovizischen Ablagerungen (Conkin & Conkin, 1965), die allerdings nur als Fragmente (ohne Proloculus) beschrieben werden, ist diese Gattung erst ab dem Unterdevon bekannt (Loeblich & Tappan, 1988). Eine relativ sichere Alterseinstufung erlauben die beschriebenen Sorosphaeriden. Sie sprechen für ein Alter des Kauffunger Kalksteins jünger als Ordovizium.

Auch eine Reihe von nicht näher bestimmbaren Foraminiferen spricht mit ihrer recht hochentwickelten Biometrie (multiple Kammern, plani- bis trochospirale Einrollung) für ein postkambrisches Alter.

Scott (1998) berichtet von – nach seiner Meinung – frühesten, mehrkammerigen Foraminiferen aus kambrischen Ablagerungen Neu Schottlands. Die morphologischen Merkmale seiner Funde weichen allerdings stark von denen aus dem Kauffunger Kalkstein ab und sind miteinander nicht vergleichbar (pers. Mittl. D.B. Scott, Dalhousie Univ., Canada).

Mit den Funden aus dem Kauffunger Kalkstein vergleichbare Foraminiferenassoziationen sind aus den unterdevonischen Gesteinseinheiten in E-Australien bekannt (pers. Mittl. K. Bell, Macquarie Univ., Australia).

P. Carls (TU Braunschweig, pers. Mittl.) schlägt ein unterdevonisches Alter für die von Skowronek & Stefahn (2000) veröffentlichten Mikrofossilfunde aus dem Kauffunger Kalkstein vor.

Hoth (2000) zweifelt an der Aussagekraft, der neuen Mikrofossilfunde. Nach dem Autor sind kambrische und zum Teil präkambrische (?) Foraminiferen der Gattungen *Psammosphaera* und *Sorosphaera* bekannt. Da die Mitteilung von Hoth (2000) ohne Beleg durch Literaturzitate bzw. eigene Untersuchungsergebnisse erfolgt, kann sie in der vorliegenden Auswertung nicht berücksichtigt werden.

Basierend auf Literaturdaten (u.a. Conkin & Conkin, 1979; Loeblich & Tappan, 1988) werden die Psammosphaeren und Sorosphaeren in vorliegender Arbeit als frühestens Ordovizium-zeitlich angesehen.

Mit den neuen Fossilfunden läßt sich, als Resume, das bislang vermutete kambrische Alter der Vorkommen von Kauffunger Kalkstein ausschließen. Die wenn auch spärlichen, aber datierbaren Fragmente organischen Lebens lassen eher eine Einstufung in dem Zeitraum Silur bis Devon (?) zu. Aufgrund der Verzahnung bzw. Wechsellagerung der Fundschichten mit anderen Lithotypen des Kauffunger Kalksteins und der Wiederholung gleicher Lithotyp-Kombinationen im gesamten Ausstrichgebiet läßt sich derzeit die Annahme eines einheitlichen und damit zeitgleich silurisch-devonischen Bildungsraums der Karbonatgesteine postulieren. Weitere Klärung mögen Datierungsversuche an Begleitgesteinen, insbesondere den Grünsteinen, in Zukunft erbringen.

VI. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

Das heutige Erscheinungsbild der Kauffunger Kalkstein-Vorkommen ist durch sekundäre Ereignisse erheblich überprägt, so daß die Rekonstruktion des Ablagerungsraums und die Interpretation der tektonogenetischen Entwicklung erschwert sind. Es ist nicht gesichert, ob alle Karbonatvorkommen des Bober-Katzbach Gebirges einer gleichaltrigen Gesteinsformation angehören. Die heutige geographische Position der aufgeschlossenen Kalksteine bleibt, angesichts der nachgewiesenen Deckenbewegungen und der problematischen chronostratigraphischen Einstufung der begleitenden vulkano-sedimentären Gesteinseinheiten, ein schwaches Argument für eine sichere genetische Zusammengehörigkeit der einzelnen Vorkommen.

1. Rekonstruktion des Ablagerungsraumes

Betrachtet man die karbonatische Abfolge als eine lithologische Einheit, lassen sich einige Übereinstimmungen feststellen. In der Regel werden die Kalksteine von feinkörnigen Meta-Sedimenten unterlagert, deren Datierung – abgesehen von „nicht älter als silurischem“ Altenberger Schiefer (Urbanek & Baranowski, 1986) – lediglich indirekt abgeschätzt wird. Darüber hinaus sind viele Kauffunger-Kalkstein-Vorkommen mit basischen Metamagmatiten vergesellschaftet.

Die Kontakte zwischen den sedimentären Schiefen im Liegenden und dem Kauffunger Kalkstein sind zwar tektonisch stark überprägt, lassen aber Anhaltspunkte für einen Fazieswechsel von siliziklastischer in die karbonatische Ablagerung erkennen. So enthält die am Top des Altenberger Schiefers eingelagerte Lindenweg-Serie (sensu Block, 1938), unmittelbar im Liegenden des Kauffunger Kalksteins, karbonatische Lagen mit dolomitisierten Ooiden sowie basische Tuffiteinlagerungen. Ähnliche Tuffite kommen am Top des metapelitischen Schiefers als Äquivalent der Lindenweg-Serie (?) bei Wleń vor. Auch das Auftreten von Algen-Onkoiden im Vorkommen Podgórci N, wenige Meter oberhalb des Altenberger Schiefers, weist auf ein sehr flaches Sedimentationsmilieu der Karbonatgesteine hin. Gleiches belegen Quarz-Pseudomorphosen nach Gips, die in basalen Abschnitten des Kauffunger Kalksteins bei Nowe Rochowice beobachtet werden können.

Von welchen Organismen die Hauptmasse der bis zu einigen hundert Meter mächtigen Kauffunger Kalksteine produziert wurde, lässt sich nicht mehr feststellen (die scheinbare Mächtigkeit der Karbonate kann allerdings durch sekundäre Ereignisse wie Faltung oder Aufstapelung hervorgerufen worden sein!).

Interpretiert man die fein gebänderten Zebra-Kalksteine als Algenlaminite, ist ein Teil der Karbonatproduktion als Ausscheidung flachmariner Mikroben (z.B. Algen, Cyanobakterien) zu deuten. Zu weiteren Karbonatlieferanten aus den Zebra-Kalksteinen gehören Schwämme, Korallen (Gunia, 1967) bzw. Chaetetiden (?) und Foraminiferen. Die geringe Wassertiefe und hypersaline Ablagerungsbedingungen werden durch die

Quarzpseudomorphosen nach Gips belegt. Die von feinkörniger siliziklastischer Sedimentation begleitete Bildung der Zebra-Kalksteine spricht für einen niedrigerenergetischen Ablagerungsraum.

Die detritusarmen massigen bzw. dickbankigen Lithotypen des Kauffunger Kalksteins (Kalzit-Marmor, Massiger Matrix-Dolomit und Dolomit-Marmor) sind vermutlich unter anderen Bedingungen gebildet worden. Die primären karbonatischen Komponenten dieser Gesteine sind im Verlaufe der metamorphen Überprägung zerstört worden. Die kompakten Vorkommensformen mit relativ hohen Mächtigkeiten bei geringen lateralen Ausdehnungen und der hohe Karbonatgehalt deuten auf eine intensive Karbonatproduktion ohne terrigenen Sedimenteintrag, wie durch Organismen gebildete Riffe.

Die faziellen Verzahnungen der Kalksteine mit vulkanogenen Ablagerungen (in Form von Kalktuffiten oder Karbonatlinsen im Diabas) belegen die synchrone Entstehung beider Gesteinsarten. Der Tholeiit-basaltische Chemismus der Diabase spricht für die Herkunft des Magmas aus dem Bereich ozeanischer Kruste (Furnes et al., 1989).

Dementsprechend kann man für die Karbonatproduktion einen flachmarinen, niedrigerenergetischen Ablagerungsraum mit begleitender vulkanischer Aktivität (vulkanische Inselkette?) rekonstruieren, was mit der Annahme von Lorenc (1983) übereinstimmt.

2. Alterseinstufung

Die traditionelle Alterseinstufung des Kauffunger Kalksteins ins Kambrium (Dahlgrün, 1934; Gunia, 1967 und Lorenc, 1983) wurde anhand der neuen Mikrofossilfunde in Frage gestellt. Die ermittelte Faunen-Vergesellschaftung (speziell die Präsenz von Sorosphaeriden und Saccaminiden) spricht für eine Ablagerungen des Karbonatgesteins frühestens im Silur. Dies ist von grundlegender Konsequenz für die Betrachtung des paläozoischen Basements des gesamten Bober-Katzbach Gebirges.

Seit der Widerlegung der präkambrischen Alterseinstufung des Altenberger Schiefers (Urbanek & Baranowski, 1986) gilt der Kauffunger Kalkstein als die älteste Gesteinseinheit der W-Sudeten.

Um eine plausible stratigraphisch-tektonische Rekonstruktion der Grundgebirgsabfolge zu erstellen, wurden unter Annahme großtektonischer Ereignisse (Deckenbewegungen) unterschiedliche Modelle entworfen, die die isolierten Vorkommen des vermeintlich kambrischen Kauffunger Kalksteins einzuordnen versuchten (z.B. Kryza & Muszyński, 1992; Kozdrój, 1998).

Die Vergesellschaftung bzw. Verzahnung der Karbonatgesteine mit Diabasen wird von vielen Forschern angenommen (u.a. Baranowski & Lorenc, 1981; Kryza & Muszyński, 1992).

Nach der Neudatierung des Kauffunger Kalksteins lassen sich diese Magmatite mit petrographisch äquivalenten Diabasen des N' und S' Teils des Bober-Katzbach Gebirges korrelieren, die von Furnes et al. (1994) auf Ordovizium bis Silur (?) datiert werden.

Dementsprechend kann die von Pożaryski & Kotański (1978) oder Baranowski et al. (1984) postulierte Theorie einer spätproterozoischen bis altpaläozoischen Rifting-Phase nicht aufrecht erhalten werden.

Gemäß der neu gewonnenen Kenntnisse über den Kauffunger Kalkstein kann die Abfolge des paläozoischen Bober-Katzbach Gebirges neu gegliedert werden (Abb. 85):

Die ältesten, mittels Conodonten sicher datierten Gesteine des Bober-Katzbach Gebirges sind ordovizische, überwiegend feinklastische Turbidit-Ablagerungen (Baranowski & Urbanek, 1972; Froehlich et al., 1991).

Möglicherweise wurde im Laufe des Ordoviziums auch der Altenberger Schiefer sedimentiert. Urbanek & Baranowski (1986) beschreiben aus dem Altenberger Schiefer Conodonten, die erst ab dem Ordovizium vorkommen können.

Als silurisch werden magmatische Gesteine wie Tholeiit-Basalt, Tuffite und Rhyodazit (u.a. Chorowska et al., 1981; Furnes et al., 1994) sowie Graptolithen- und Kiesel-Schiefer (Gürich, 1882; Schwarzbach, 1936; Kornas, 1963) datiert.

Möglicherweise im Silur (oder später) wurde auch der Kauffunger Kalkstein abgelagert.

Im Devon folgen weitere Magmatite und Pelite (Urbanek, 1978; Haydukiewicz & Urbanek, 1986) sowie der Ubocze-Kalkstein im W' Bober-Katzbach Gebirge (Chorowska & Ozonkova, 1975).

Das jüngste biostratigraphisch datierte Gestein des Grundgebirges ist oberdevonischer bis unterkarbonischer Rząsiny-Kalkstein bei Lubań (Gürich, 1936; Chorowska & Ozonkova, 1975).

Karbon	<p>Rząsiny-Kalkstein Chorowska & Ozonkova, 1975</p> <p>Lubań-Kalkstein Gürich, 1936</p>
Devon	<p>Ubocze-Kalkstein Chorowska & Ozonkova, 1975</p> <p>Sedimentschiefer u.a. Urbanek, 1978</p> <p>basische Magmatite u.a. Haydukiewicz & Urbanek, 1986</p>
Silur	<p>↑ ?</p> <p>└─ Kauffunger Kalkstein ≧ Grünstein-Serie ─┐ Skowronek & Steffahn, 2000</p> <p>Altenberger Schiefer ─┐ Urbanek & Baranowski, 1986</p> <p>Graptolithen- und Kiesel-schiefer Gürich, 1882</p> <p>Magmatite (Tholeiit-Basalt, Tuffite, Rhyodazit) u.a. Furnes et al., 1994</p> <p>└─ ?</p>
Ordovizium	<p>Flysch-Ablagerungen "graue Schiefer" Baranowski & Urbanek, 1972</p>

Abb. 85: Stratigraphische Alterseinstufung der Basamenteinheiten im Bober-Katzbach Gebirge nach der Altersrevision des Kauffunger Kalksteins. Das vorgeschlagene Modell ist stark vereinfacht und beachtet ausschließlich datierbare Gesteinsserien.

3. Tektogenetische Entwicklung

Die Rekonstruktion der tektogenetischen Entwicklung erfolgt im wesentlichen auf der Grundlage der abgeschätzten Temperatur- und Druckverhältnisse im Kauffunger Kalkstein (geochemische und petrographische Befunde). Die Karbonatgesteine weisen eine recht niedriggradige metamorphe Überprägung auf. Zu Mineralneubildungen gehören – abgesehen von Karbonatmineralen – lediglich Chlorit und Serizit. Für eine Kalzit-Temperaturbestimmung waren die $MgCO_3$ -Gehalte in den gemessenen Kalzitkristallen zu niedrig, um Aussagen über die thermische Beanspruchung zu treffen (vergl. Kap. IV.3.2). Auch die Alteration der organischen Substanz weist nur eine niedrigtemperierte, leichte Inkohlung auf.

Der schwachen thermischen Beeinflussung stehen Anzeichen für recht intensive tektonische Einwirkungen gegenüber. Bereits das kartographische, mosaikartige Bild des Bober-Katzbach Gebirges mit nebeneinander ausstreichenden unterschiedlich alten Gesteinseinheiten läßt erhebliche tektonische Bewegungen vermuten. In manchen Aufschlüssen des Kauffunger Kalksteins sind Verfaltungen und bruchhafte Deformationen in Form von Verwerfungen oder tektonische Schuppen zu beobachten. Im Steinbruch am Połom ist ein System von sinistralen, E – W streichenden Seitenverschiebungen mit einer Schubdimension von mind. 100 m zu erkennen, deren Verwerfungsbahnen durch postorogene (wahrscheinlich permische) vulkanische Gänge durchschlagen werden.

Das Mikrogefüge des Kalzit-Marmors weist fast immer einen mylonitisierten, durch Stress hervorgerufenen Zustand auf. Diese mechanische Beanspruchung ist wahrscheinlich für die fast vollständige Zerstörung des Fossilinventars verantwortlich.

In dem mit den Karbonatgesteinen vergesellschafteten Diabas des Vorkommens Silesia wurde das Mineral Glaukophan festgestellt, das einen Hinweis für hohen Umgebungsdruck und relativ niedrige Bildungstemperaturen darstellt.

Den tektonischen Bau des Bober-Katzbach Gebirges interpretieren Baranowski et al. (1987) als Aufstapelung von Akkretionskeilen. Die vielen kleinräumig verteilten, in die herzynische Richtung ausstreichenden lithologischen Gesteinseinheiten des Grundgebirges (klastische Sedimente, basische Magmatite mit Pillows und schließlich Karbonatgesteine) unterstützen neben dem nachgewiesenen tektonischen Deckenbaustil (Schwarzbach, 1939; Jerzmanski, 1965; Teisseyre, 1963) diese Annahme. Bei der Subduktion ozeanischer Kruste wären auch die Bedingungen von hohem Druck und relativ niedrigen Temperaturen gegeben, die den Überprägungsgrad des Kauffunger Kalksteins charakterisieren. Nach Franke (1989) handelt es sich um eine Subduktion von ozeanischer Kruste des Nordsee-polnischen Ozeans (entspricht Tornquist's See von Cocks & Fortey, 1982), der sich als Abzweig vom Iapetus von der heutigen Nordsee entlang der SW Grenze der Osteuropäischen Plattform erstreckte. Als passiver Kontinentalrand diente das im S liegende Tepla-Barrandium.

Die permischen(?) Ganggesteine weisen anhand ihrer dolomitischen Kontakthöfe (siehe Kap.IV.6) einen postorogenen Charakter auf; erwartungsgemäß hat also die Metamorphose früher, wahrscheinlich während der sudetischen Phase der varistischen Orogenese, stattgefunden.

VII. LITERATURVERZEICHNIS

- Allan, J.R. und Wiggins, W. D.** (1993) Dolomite Reservoirs – Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Cont. Educ. Course Not. Ser.* **36**, 129 S, Tulsa.
- Anderson, T.F. und Arthur, M.A.** (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable isotopes in sedimentary geology* (Eds. M.I. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer und L.S. Land), Soc. econ. Paleont. Mineral. Short Course, **10 (1)**, 1-79, Dallas.
- Auerbach, S.** (1995) *Geologische Kartierung aus dem westlichen Raum Wojcieszów (SW – Polen)*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 24 S. [unveröff.]
- Banner, J.L., Hanson, G.N. und Meyers, W.J.** (1988) Water-rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk formation (Mississippian): Isotopic evidence. In: *Sedimentology and geochemistry of dolostones* (Eds. V. Shukla und P.A. Baker), Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **43**, 97–113, Tulsa.
- Baranowski, Z.** (1988) Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie): charakterystyka litofacjalna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **58**, 325–383, Kraków.
- Baranowski, Z. und Lorenc, S.** (1978) Trilobite remnants in the Wojcieszów Crystalline Limestone (Góry Kaczawskie, Sudets Mts.). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, **25**, 99–102, Warszawa.
- Baranowski, Z. und Lorenc, S.** (1981) Pozycja geologiczna wapieni wojcieszowskich względem serii zieleńcowej (spilitowo-keratofirowej) w SE części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudetica*, **11 (2)**, 49–59, Wrocław.
- Baranowski, Z. und Urbanek, Z.** (1972) Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre*, **20 (3)**, 211–16, Warszawa.
- Baranowski, Z., Haydukiewicz, A., Kryza, A., Lorenc, S., Muszyński, A. und Urbanek, Z.** (1987) Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedymentacji i wulkanizmu. *Przewodnik 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 61–73, Kraków.
- Baranowski, Z., Haydukiewicz, A., Kryza, R., Lorenc, S., Muszyński, A., Solecki, A. und Urbanek, Z.** (1990) Outline of the geology of the Gory Kaczawskie (Sudets, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **179 (2/3)**, 223–257, Stuttgart.
- Bathurst, R.G.** (1975) *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Elsevier, 657 S, Amsterdam.
- Beales, F.W.** (1971) Cementation by white sparry dolomite. - In: *Carbonate Cements* (Ed. O.P. Bricker) The Johns Hopkins Univ. Press., 330–338, Baltimore.
- Bederke, E.** (1933) Probleme der Sudetengeologie. *Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Cultur*, **105**, 191–193, Breslau.
- Bell, K. N.** (1996) Early Devonian (Emsian) agglutinated foraminiferans from Buchan and Bindi, Victoria, Australia. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, **108 (2)**, 73–106, Melbourne.
- Bell, K.N. und Winchester-Seeto, T.M.** (1999) Linings of agglutinated Foraminifera from the Devonian: taxonomic and biostratigraphic implications. *J. Micro-pal.*, **18 (1)**, 27–44, London.
- Block, W.** (1938) Das Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbachgebirges. *Geotekt. Forsch.*, **2**, 56–104, Stuttgart.
- Blumenstengel, H.** (1961) Foraminiferen aus dem Thüringer Oberdevon. *Geologica*, **10**, 316–329, Berlin.
- Brady, H.B.** (1879) Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition. *Quart. Jour. Micro. Sci., new ser.*, **19**, Part 1, On new or little-known arenaceous types, 20–63.
- Cander, H.S., Kaufman, J., Daniels, L. D. und Meyers, W. J.** (1988) Regional dolomitization of shelf carbonates in the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri: Constrains from cathodoluminescent zonal stratigraphy. In: *Sedimentology and geochemistry of dolostones* (Eds. V. Shukla und P.A. Baker) Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **43**, 129–144, Tulsa.
- Carroll, R. L.** (1993) *Paläontologie und Evolution der Wirbeltiere*. - R.L. CARROLL translated and revised by W. Maier and D. Thies, 684 S; Stuttgart, New York (Thieme).
- Choquette, P.W.** (1971) Late ferroan dolomite cement, Mississippian carbonates, Illinois Basin, U.S.A. In: *Carbonate Cements* (Ed. O.P. Bricker), The Johns Hopkins Univ. Press, 339–346, Baltimore.
- Chorowska, M. und Ozonek, H.** (1975) Pozycja stratygraficzna wapieni z rejonu Lubania Śl. *Kwart. geol.*, **19 (4)**, 929–930, Warszawa.
- Chorowska, M.** (1978) Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **48**, 245–261, Kraków.
- Chorowska, M., Radlicz, K. und Tomczyk, H.** (1981) Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). *Kwart. Geol.*, **19 (2)**, 26 –276, Warszawa.
- Cocks, L.R.M. und Fortey, R.A.** (1982) Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. *Journ. Geol. Soc. London*, **139 (4)**, 467–480, London.
- Conkin, J. E. und Conkin, B. M.** (1965) Ordovician Foraminifera from Oklahoma, Missouri, Illinois, and Kentucky. *Oklahoma geol. Not.*, **25 (8)**, 207–221, Oklahoma.

- Conkin, J. E. und Conkin, B. M.** (1979) Illustrated key to genera of paleozoic smaller foraminifera of the United States. *Univ. Louisville Stud. Paleontol. Strat.*, **11**, 21 S., Louisville.
- Conolly, W.M., Lambert, L.L. und Stanton, R.J.Jr.** (1989) Paleocology of Lower and Middle Pennsylvanian (Middle Carboniferous) Chaetaetes in North America. *Facies*, **20**, 139 – 168, Erlangen.
- Conrad, C.** (1996) *Geologisch-Lagerstättenkundliche Kartierung im südlichen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge)*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 34 S. [unveröff.]
- Cox, S. F. und Etheridge M. A.** (1982) Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics*, **92**, 147–170, Amsterdam.
- Dahlgrün, F.** (1934) Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. *Z. dt. geol. Ges.*, **86**, 385–393, Hannover.
- Demico, R.V. und Hardie, L.A.** (1994) *Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits*. SEPM Atlas Series No.1, Tulsa, 265 S.
- Dorobek, S.L., Smith, T.M. und Whitsitt, P.M.** (1993) Microfabrics and Geochemistry of Meteorically Altered Dolomite in Devonian and Mississippian Carbonates, Montana and Idaho. – In: *Carbonate Microfabrics. – Frontiers in Sedimentary Geology* (Eds. R. Rezak und D.L. Lavoie), 205–235, New York (Springer).
- Dunham, R. J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**, 108–121, Tulsa.
- Dunn, P. H.** (1942) Silurian foraminifera of the Mississippi Basin. *J. Paleontol.*, **16**, 317–342, Tulsa.
- Dunsmore, H.E.** (1973) Diagenetic processes of lead-zinc emplacement in carbonates. *Trans. Inst. Min. Metallurgy*, **82 (B)**, 168–173.
- Ebers, M.L. und Kopp, O.C.** (1979) Cathodoluminescent microstratigraphy in gangue dolomite, the Mascot-Jefferson City district, Tennessee. *Econ. Geology*, **74**, 908–918, New Haven.
- Einsele, G.** (1981a) General Remarks About the Nature, Occurrence, and Recognition of Cyclic Sequences (Periodites). In: *Cyclic and Event Stratification* (Eds. G. Einsele und A. Seilacher), 3–7, Berlin.
- Einsele, G.** (1981b) Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. In: *Cyclic and Event Stratification* (Eds. G. Einsele und A. Seilacher), 8–53, Berlin.
- Elicki, O. und Schneider, J.** (1992): Lower Cambrian (Atdabanian/Botomian) Shallow-Marine Carbonates of the Görlitz Synclinorium (Saxony/Germany). *Facies*, **26**, 55–66, Erlangen.
- Epstein, S. und Mayeda, T.** (1953) Variation of ¹⁸O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 213–224.
- Flügel, E.** (1978) *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalcken*. Springer-Verlag, Berlin, 454 S.
- Folk, R.L.** (1959) Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **43**, 1–8, Tulsa.
- Folk, R.L.** (1977) Peculiar forms of diagenetic carbonate from hypersaline and cave deposits, ancient to Recent. *Newsletter West Texas Geological Society*, November, 11 S.
- Franke, W.** (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. America, Sp. Pap.* **230**, 67–90, Boulder.
- Friedman, G.M.** (1964) Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *J. Sed. Pet.*, **34 (4)**, 777–813, Tulsa.
- Friedmann, G. M.** (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. Sed. Petrol.* **35 (3)**, 643–655, Tulsa.
- Friedmann, G. M.** (1980) Dolomite is an evaporite Mineral: Evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea. In: *Concepts and models of dolomitization* (Eds. D.H. Zenger, J.B. Dunham, und R.L. Ethington), SEPM Spec. Publ., **28**, 69–80, Tulsa.
- Friedman, G.M. und Radke, B.M.** (1979) Evidence for sabkha overprint and conditions of intermittent emergence in Cambrian-Ordovician carbonates of northeastern North America and Queensland, Australia. *Northeastern Geology*, **56**, 542–556.
- Froelich, B., Urbanek, Z. und Schneider, W.** (1991) Shallow-water carbonates in the Ordovician turbiditic slates of the Góry Kaczawskie, Sudetes (SW Poland). *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1991 (1)**, 31–47, Stuttgart.
- Füchtbauer, H. und Richter, D.K.** (1988) Karbonatgesteine. In: *Sediment-Petrologie II: Sedimente und Sedimentgesteine*. – 4. Aufl. (Ed. H. Füchtbauer), 233–434, Stuttgart (Schweizerbart).
- Furnes, H., Kryza, B. und Muszyński, A.** (1989) Geology and Geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Świerzawa Unit, Kaczawa Mts, W. Sudetea, Poland. *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1983 (3)**, 136–155, Stuttgart.
- Goldberg, M. und Bogoch, R.** (1978) Dolomitization and hydrothermal mineralisation in the Brur Calcarenite (Jurassic), Southern Coastal Plain, Israel. *Israel Jour. Earth Sciences*, **27**, 36–41, Jerusalem.
- Goldsmith, J.R. und Heard, H.C.** (1961) Subsolidus relations in the system CaCO₃ – MgCO₃. *Journ. Geol.*, **69**, 45–74, Chicago.
- Goldsmith, J.R. und Newton, R.C.** (1969) P-T-X relations in the system CaCO₃ – MgCO₃ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, **267 (A)**, 160–190, Yale.
- Gorczyca-Skała, J.** (1977) Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geologia Sudetica*, **12/1**, 71–96, Wrocław.
- Gray, D.I.** (1980) Spicule pseudomorphs in a new palaeozoic Chaetetid, and its sclerosponge affinities. *Paleontology*, **23 (4)**, 803 – 820, Oxford.
- Grimm, W.-D.** (1999) Beobachtung und Überlegungen zur Verformung von Marmorobjekten durch Gefügeauflockerung. *Z. dt. geol. Ges.*, **150 (4)**, 195–235. Stuttgart.

- Gürich, G.** (1882) Beiträge zur Kenntnis der Niederschle-sischen Thonschieferformation. *Z. dt. geol. Ges.*, **86**, 691–734, Hannover.
- Gürich, G.** (1929) Silesiacaris von Leipe und die Phyllo-cariden überhaupt. *Mitt. Mineral. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **11**, 93 S, Hamburg.
- Gunia, T.** (1967) Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **37**, 417–427, Kraków.
- Haydukiewicz, A. und Urbanek, Z.** (1986) Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części jednostki Bolkowa (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudetica*, **21** (2), 185–196, Wrocław.
- Hill, D.** (1981) Rugosa and Tabulata. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, Coelenterata, Supplement 1* (Ed. C. Teichert), 506–520, Lawrence.
- Hoth, H.** (2000) Zum Auftreten von Fischresten im Kauf-funger Kalkstein. *Z. geol. Wiss.* **28** (5), 579–580, Berlin.
- Jerzmański, J.** (1965) Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich północnego przedłużenia. *Biul. Inst. Geol.*, **185**, 109–193, Wars-zawa.
- Janssen, C. und Bons, P.D.** (1996) Replacement versus crack-seal mechanism: An alternative explanation of laminated carbonates from the Görlitzer Schiefer-gebirge, Germany. *Z. geol. Wiss.*, **24** (3/4), 377–386, Berlin.
- Junlai, L.** (1996) Mechanisms of Grain Size Reduction in calcite Rocks Deformed under the Upper Crustal Conditions. *Z. geol. Wiss.*, **24** (5/6), 679–686, Berlin.
- Kircher, J. M. & Brasier, M. D.** (1989) Cambrian to Devonian. In: *Stratigraphical atlas of fossil forami-nifera. – 2 nd ed.* (Eds. D. Jenkins und J. W. Murray), Ellis Horwood Limited. Chichester.
- Kornaś, J.** (1963) Stratygrafia syluru wschodniej części Gór Kaczawskich. *Kwart. Geol.*, **7** (4), 696–697, War-szawa.
- Kozdrój, W.** (1995) *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów. Arkusz Wojcieszów. 1 : 25000*, 61 S, PIG, Warszawa.
- Kozdrój, W.** (1998) New interpretation and lithostratigra-phy data on Kaczawskie Mts/SW Poland. *Z. geol. Wiss.*, **26** (1/2), 215–217. Berlin.
- Kozdrój, W. und Skowronek, A.** (1999) Early Paleozoic lithostratigraphy of Góry Kaczawskie (Mts.) metamor-phic complex. In: *Tagungsband zur 8. Jahrestagung in Görlitz 1999 zu Hauptthema "Westsudeten"* (Eds. H. Brause und K. Hoth) Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, **206**, 88–97, Berlin.
- Kracht, O.** (1995) *Geologische Kartierung im südlichen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge), SW-Polen.* Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 26 S. [unveröff.].
- Kristan-Tollmann, E.** (1971) Revision der altpaläozoi-schen Sorosphaeren (Foram.). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1971**, 171–180, Stuttgart.
- Kryza, R.** (1993) Zasadowe skały metawulkaniczne środ-kowej części Gór Kaczawskich – studium petrologicz-ne. *Prace geol.-mineral.*, **39**, 127 S. Wrocław.
- Kryza, R. und Muszyński, A.** (1992) Pre-Variscan volca-nic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: Outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**, 117–140, Warszawa.
- Kryza, R., Muszyński, A., Turniak, K. und Zalasiewicz, J. A.** (1994) A lower Paleozoic shallow water sequence in the eastern European Variscides (SW Poland): pro-venance and depositional history. *Geol. Rundsch.*, **83**, 5–19, Berlin Heidelberg.
- Kupetz, M. und Ullrich, B.** (1986) Problematische Mi-krofossilien (Foraminiferenreste) aus epimetamorphen Kalksteinen im Nossen-Wilsdruffer Schieferge-birge. *Z. geol. Wiss.*, **14** (6), 657–663, Berlin.
- Laurent, P., Tourneret, C. und Laborde, O.** (1990) De-termining deviatoric stress tensors from calcite twins: applications monophase synthetic and natural polycry-stals. *Tektonophysics*, **9**, 379–389, Amsterdam.
- Leiss, B.** (1996) Strukturbezogene Textur- und Korngefü-geuntersuchungen plastisch deformierter Dolomitge-steinen am Südwestrand des Damara Orogens (Nami-bia) – Mechanismen der Texturbildung und ihre kine-matische Bedeutung. *Geotekt. Forsch.*, **84**, 1–130, Stuttgart.
- Leiss, B. und Ullemeyer, K.** (1999) Texture characterisa-tion of carbonate rocks and some implications for the modeling of physical anisotropies, derived from idea-lized texture types. *Z. dt. geol. Ges.*, **150** (2), 259–274, Stuttgart.
- Liedmann, W.** (1992) *Diagenetische Entwicklung Süd-deutscher Malmkarbonate (unter Berücksichtigung lumineszenzpetrographischer, fluid inclusion und geochemischer Untersuchungsmethoden).*- Diss. Univ. Heidelbeg: 307 S., Heidelberg [unveröffentl.].
- Liedtke, M.** (1995) *Geologische Kartierung im südlichen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge), SW-Polen.* Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 31 S. [unveröff.].
- Loeblich, A. R. Jr. und Tappan, H.** (1964) Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida, in *Trea-tise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2. 2 vols* (Ed. R.C. Moore), 900 S.
- Loeblich, A. R. Jr. und Tappan, H.** (1988) *Foraminiferal Genera and their Classification.* – Van Nostrand Reinhold Co., New York. 2 vols, 2047 S.
- Logan, B. W. und Semeniuk, V.** (1976) Dynamic meta-morphism; Processes and products in Devonian car-bonate rocks; Canning Basin; Western Australia. *Geol. Soc. Australia Spec. Publ.*, **6**, 138 S, Sidney.
- Lorenc, S.** (1983) Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. *Geol. Sudetica*, **18** (1), 61–122, Wrocław.
- Lorenz, W. und Gwosdz, W.** (1998) Bewertungskriterien für Industrieminerales, Steine und Erden. *Geol. Jb.*, **4**, 3–97, Hannover.
- Machel, H-G., Mason, R.A., Mariano, A.N. und Mucci, A.** (1991) Causes and Emission of Luminescence in Kalzite and Dolomite. In: *Luminescence Microscopy and Spektroskopie: Qualitative and quantitative Applications* (Eds. Ch. E. Barker, und O.C. Kopp). Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course, **25**, 9–25, Tulsa.

- McClellan, W. A.** (1966) Arenaceous foraminifera from the Waldron Shale (Niagran) of S-E India. *Bull. Am. Paleontol.*, **50**, 444-518, Ithaca.
- McCrea, J.M.** (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journ. Chem. Phys.*, **18**, 849-857.
- McKenzie, W. S.** (1989) *Atlas der magmatischen Gesteine in Dünnschliffen* (Eds. W.S. MacKenzie, C.H. Donaldson und C. Guilford, Übers. von Gerd Hintermaier-Erhard. – Enke Verlag, Stuttgart, 147 S.
- Markgraf, S. A. und Reeder, R. J.** (1985) High-temperature strukture refinements of calcite and magnesite. *Am. Min.*, **70**, 590-600, Washington D.C.
- Matthes, S.** (1987) *Mineralogie, eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 2. Auflage*, Springer Verlag, Berlin, 444 S.
- Meder, K.** (1987) Dedolomitisierung in Oberjurassischen Karbonatsedimenten der Bohrung TB-3 Saulgau (W-Molasse, SW-Deutschland). *Fazies*, **17**, 189-196, Erlangen.
- Monty, C.L.V.** (1995) The rise and nature of carbonate mud-mounds: an introductory actualistic approach. In: *Carbonate Mud-Mounds Their Origin and Evolution* (Eds. C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges und B.R. Pratt), Spec. Publs int. Ass. Sediment., **23**, 11-48, Oxford.
- Moreman, W.L.** (1930) Arenaceous foraminifera from Ordovician and Silurian limestones of Oklahoma. *J. Paleont.*, **4**, 42-59, Tulsa.
- Morrow, D.W.** (1990) Dolomite – Part 1: The chemistry of dolomitisation and dolomite precipitation. In: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath und D.W. Morrow). Geoscience Canada, Repr. Ser., **4**, 113-124, Ottawa.
- Müller, G.** (1964) *Methoden der Sedimentuntersuchungen*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 303 S.
- Munnecke, A. und Samtleben, Ch.** (1996) The Formation of Micritic Limestones and Development of Limestone-Marl Alternations in the Silurian of Gotland, Sweden. *Facies*, **34**, 159-176, Erlangen.
- Neumann, E.-R.** (1969) Experimental recrystallization of dolomite and comparison of preferred orientations of calcite and dolomite in deformed rocks. *J. Geol.*, **77**, 426-436.
- Neuser, R. D.** (1988) Zementstratigraphie und Kathodolumineszenz des Korallenoolith (Malm) im Südniedersächsischen Bergland. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **32**, 172 S, Bochum.
- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, PH. und Keppens, E.** (1998) Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, **45**, 727-743, Oxford.
- Oberc, J.** (1980) Early to Middle development of the West Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, **30**, 27-51, Warszawa.
- Passchier, C. W. und Trouw, R. A. J.** (1996) *Microtectonics*, 289 S, Springer (Berlin).
- Požaryski, W. und Kotański, Z.** (1978) Baikalian, Caledonian and Variscan Events in the Forefield of the East-European Platform. *Z. dt. geol. Ges.*, **129**, 391-402, Hannover.
- Puhan, D.** (1976) Metamorphic temperature determined by means of the dolomite-calcite-solvus geothermometer – examples from the central Damara Orogen (SW-Africa). *Contr. Mineral. Petrol.* **58**, 23-28.
- Puustinen, K.** (1974) Dolomite exsolution textures in calcite from the Silinjärvi Carbonatite Complex, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* **46**, 151-159, Otaniemi.
- Radke, B. M. und Mathis, R. L.** (1980) On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sed. Petrol.*, **50** (4), 1149-1168.
- Ramsay, J.G.** (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, **284**, 135-139.
- Reinhold, C.** (1996) *Prozesse, Steuerung und Produkte komplexer Diagenese-Sequenzen in süddeutschen Malm-Karbonaten*. Diss. Tech. Univ. Berlin: 255 S.; Berlin. [unveröffentl.]
- Reinhold, C.** (1998) Multiple episodes of dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. *Sed. Geol.*, **121**, 71-95, New York, Amsterdam (Elsevier).
- Reisdorf, K.** (1983) *Petrologische Untersuchungen an Calcit-Dolomit Marmoriten des Zentralen Damara Orogens, Namibia (SW-Afrika)*. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 59 S. [unveröffentl.]
- Richter, D. K. und Füchtbauer, H.** (1981) Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). *Z. dt. geol. Ges.*, **132** (1), 451-501, Hannover.
- Rosenbaum, J. und Sheppard, S.M.** (1986) An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1147-1150, Oxford.
- Ross, R.J., Jannusson, V. und Friedman, J.** (1975) Lithology and Origin of Middle Ordovician calcareous mud mound of Meiklejohn Peak, South Nevada. *U.S. Geol. Surv. Prof. Papar*, **871**, 45 S, Washington.
- Sahle, D.** (1996) *Geologische Kartierung im südlichen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge), SW-Polen, Kartiergebiet "Podgórci"*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 30 S. [unveröffentl.]
- Sars, M. in Carpenter W.B.** (1869) *On the rhizopodal fauna of the deep sea: Same*, **18** (114), 59-62.
- Schirmeister, G. und Janssen, C.** (1993) Diagenese und Deformation in unterkambrischen Flachwasserkarbonatgesteinen des Görlitzer Schiefergebirges. *Geologica et Paleontologica - Sediment* **93**, 78-79.
- Schneider, J.** (1970) Foraminiferen als Eobionten auf Conodonten aus dem Oberdevon des Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge) und des Harzes. *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **5**, 89-98, Göttingen.
- Schramm, B.** (1996) *Geologische Kartierung im südlichen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge), SW-Polen, Kartiergebiet "Nowe Rochowice"*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 50 S. [unveröffentl.]
- Schulze, F.E.** (1875) *Zoologische Ergebnisse der Nord-seefahrten vom 21 Juli bis 9 September, 1872, I. Rhizopoden. II. – Komm. Untersuch. deutsch. Meere in Kiel, Jahresber.*, v. 1872-73, 99-114.

- Schwarzbach, M.** (1934) Das Cambrium der Oberlausitz. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, **32** (2), 7–54, Görlitz.
- Schwarzbach, M.** (1936) Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge – ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, **32** (3), 31–63, Görlitz.
- Schwarzbach, M.** (1939) Die Tektonik des Bober-Katzbach Gebirges. Alte und junge Gebirgsbildung in einem Teilgebiet der Sudeten. *Jahresbericht der Schles. Ges. f. Vaterl. Cult., naturwiss.-med. Reihe* **8** (113), 4–51, Breslau.
- Scott, D. B.** (1998) Earliest multichambered foraminifera from the Cambrian of Nova Scotia. *Forams '98: Int. Symp. Foram., Monterrey, Mexico, July 5-12*, 97 S.
- Sharma, T. und Clayton, R.N.** (1965) Measurement of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of total oxygen of carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 1347–1353, Oxford.
- Sibley, D.F. und Gregg, J.M.** (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sed. Petrol.*, **54** (3), 908–931, Tulsa.
- Sibley, D.F. und Gregg, J.M.** (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sed. Petrol.*, **57** (6), 967–975, Tulsa.
- Siegesmund, S., Vollbrecht, A., Ullemeyer, K., Weiss, T. und Sobott, T.** (1997) Anwendung der geologischen Gefügekunde zur Charakterisierung natürlicher Werksteine – Fallbeispiel: Kauffunger Marmor. *Int. Zt. f. Bauinstandsetzen*, **3**, 269–292, Zürich.
- Skowronek, A.** (1998) Dolomitierungserscheinungen im Kauffunger Kalkstein (Bober-Katzbach Gebirge, Polen). *Terra Nostra*, **98/3**, 175 S, Berlin.
- Skowronek, A. und Steffahn, J.** (2000) The age of the Kauffung Limestone (W Sudetes, Poland) – a revision due to new discovery of microfossils. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **2000** (2), 65–82, Stuttgart.
- Skowronek, A. und Wrobel, F.** (im Druck) Hydrothermale Dolomitisierung im Kauffunger Kalkstein (Paläozoikum - W-Sudeten, Polen). In: *Dierk Henningsen - Festschrift* (Eds. I. Schülke, R. Fischer und F. Wrobel) Geologische Beiträge Hannover, **2**, 13–22, Hannover.
- Spille, C.** (1996) *Geologische Kartierung im südlichen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge), SW-Polen, Gebiet "Oselka"*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 31 S. [unveröff.].
- Szalamacha, J. und Szalamacha, M.** (1993) *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów*. Arkusz Dziwiszów. 1 : 25000, 43 S. PIG, Warszawa.
- Szalamacha, M., Szalamacha und J., Milewicz, J.** (1995) *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski*. Arkusz Jelenia Góra. 1 : 200000, 56 S., PIG, Warszawa.
- Teisseyre, H.** (1956) Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. *Biul. Inst. Geol.*, **106**. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku **3**, 73 S, Wrocław.
- Teisseyre, H.** (1963) Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, **30** (4), 279–300, Wrocław.
- Teisseyre, H.** (1967) Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. *Przewodnik 40 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zgorzelec*, 11–30, Warszawa.
- Teisseyre, H.** (1977) *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów*. Arkusz Bolków. 1:25000 Wydawnictwa Geologiczne, 60 S., Warszawa.
- Tschegg, E. K., Widhalm, C. und Eppensteiner, W.** (1999) Ursachen mangelnder Formbeständigkeit von Marmorplatten. *Z. dt. geol. Ges.*, **150** (2), 283–297, Stuttgart.
- Urbanek, Z.** (1978) The Significance of Devonian Conodont Faunas for the stratigraphy of Epi-Metamorphic Rocks of North-Eastern Part of the GóryKaczawskie. *Geol. Sudetica*, **13** (1), 7–27, Wrocław.
- Urbanek, Z. und Baranowski, Z.** (1986) Revision of age of the Radziwiwiec slates from Góry Kaczawskie Mts. (Western Sudets, Poland) based of conodonts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **56**, 399–408, Kraków.
- Van Der Pluijm, B. A.** (1991) Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms. *J. Struct. Geol.*, **10**, 1125–1135. Oxford.
- Veizer, J.** (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: *Carbonates: Mineralogy and Chemistry* (Ed. R.J. Reeder) Reviews in Mineralogy, **11**, 265–99.
- Vopel, M.** (1995) *Geologische Kartierung im südlichen Bober-Katzbach Gebirge (Nördlich Jelenia Góra, S-Polen)*. Steinbruchgebiet "Połom N". Dipl.-Kart. Univ. Hannover. 22 S. [unveröff.].
- Weber, P.** (1969) Bildung und Regelung von Kalkknollengefügen im Oberdevon des Rheinischen Schiefergebirges. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**, 81–94, Krefeld.
- Weiss, T., Leiss, B., Oppermann, H. und Siegesmund, S.** (1999) Microfabric of fresh and weathered marbles: Implications and consequences for the reconstruction of the Marmorpalais Potsdam. *Z. dt. geol. Ges.*, **150** (2), 313–332, Stuttgart.
- Weller, H.** (1989) Das Rübeländer Mud Mound im Riffkomplex von Elbingerode (Harz) und seine sedimentologischen Eigenschaften. *Herzynia N. F.*, **26**, 321–337, Leipzig.
- Wilson, J.L.** (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. - Springer Verlag, Berlin, 471 S.
- Zimmermann, E und Berg, G.** (1932) *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25 000, Blatt Kauffung Nr. 2948 [5061]*, Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- Zimmermann, E und Haack, W.** (1913, Ausgabe 1929) *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25 000, Blatt Bolkenhein*, Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- Zimmermann, E.** (1935) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Bolkenhein Nr. 2949*, Preußische Geologische Landesanstalt, 48 S., Berlin.
- Zimmermann, E.** (1941) *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Deutschen Reiches, 1:25000, Blatt Kauffung Nr. 2948 [5061]*. - Reichsstelle für Bodenforschung, 95 S., Berlin.

VIII. ANLAGEN

Bóbr	Bober
Bolesławiec	Bunzlau
Bolków	Bolkenhein
Chełmiec	Kolbnitz
Cieszów	Frohlichsdorf
Dobków	Klein Helmsdorf
Dobromierz	Hohenfriedeberg
Góry Kaczawskie	Bober-Katzbach Gebirge
Grudno	Petersgrund
Gruszka	Röhrsberg
Jakuszowa	Jakobsdorf
Janochów	Johannisthal
Kaczawa	Katzbach
Komarno	Kammerswaldau
Lipa	Leipe
Lubań	Lauban
Luboradz	Lobris
Miłek	Mühlberg
Młynica	Kl. Mühlberg
Mysłów	Seitendorf
Nowe Rochowice	Neu Röhrsdorf
Osełka	Wetzel-Berg
Płoszczyńska	Neu Flachenseiffen
Połom	Kitzelberg
Pilchowice	Mauer
Podgórze	Tiefhartmannsdorf
Rząsiny	Welkersdorf
Rzeszów	Reichwaldau
Świerzawa	Schönau
Uboche	Schosdorf
Wapnik	Kalkberge
Winnicki	Schnaumrich
Wojcieszów	Kauffung
Złotoryja	Goldberg

Probe	Petrographie	Vorkommen	R	H
BB-1	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Wapnik	6587250	5472850
BB-2	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Wapnik	6587250	5472850
BB-2.1	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Wapnik	6587250	5472850
BB-3	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Wapnik	6587250	5472850
BB-3a	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Wapnik	6587250	5472850
BB-3b	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Wapnik	6587250	5472850
Dob-2	Zebra-Kalkstein	Dobków	6521200	5506400
Dob-2	Zebra-Kalkstein	Dobków	6521200	5506400
G-1	Zebra-Kalkstein	Gruszka	6578000	5476800
G-10	Kalklinse im Diabas	Gruszka	6569000	5476900
G-14	Zebra-Kalkstein	Gruszka	6559000	5476850
G-2	Zebra-Kalkstein	Gruszka	6578000	5476800
G-7	Diabas-Tuffit	Gruszka	6563000	5476400
GB-1	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Galgenberg	6578700	5487800
GB-2	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Galgenberg	6578700	5487800
GB-3	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Galgenberg	6578700	5487800
GM-1	Zebra-Kalkstein	Góra Młynica	6491600	5480800
KA-4	Zebra-Kalkstein	Kapella	6436500	5479400
KB-11(5)	Kalzit-Marmor	Polom	6497490	5463200
KB-6S	Karbonat-Intembrekzie	Silesia	6478840	5474420
Ko-3	verk. Kalzit-Marmor	Komarno	6461900	5448300
L-2	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Lipa Breiter-Berg	6571600	5476400
L-1	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Schafberg S' Lipa	6571350	5476700
L-4	Dol.-imprägniertes Quarz-Gestein	Schafberg S' Lipa	6571350	5476700
LB-8	verk. Kalzit-Marmor	Lipa-Bruch	6570300	5490800
LF-1	Kalkkonkretion (Kalkphyllit)	Lipa-Fossil	6559300	5492100
LF-5	Zebra-Kalkstein	Lipa Fossil.	6559250	5493350
LH-1	Matrix-Dolomit	Lipa-Hoffnung	6556970	5481900
M-11	Kalzit-Marmor	Mitek	6511400	5457500
M-12	Kalzit-Marmor	Mitek	6510700	5459600
M-4	Kalzit-Marmor	Mitek	6514500	5457050
M-7	Zebra-Kalkstein	Mitek	6509600	5445100
NR-1	Zebra-Kalkstein (crack seal)	Nowe Rochowice-S	6585750	5459385
NR-10	Dolomit-Marmor	Nowe Rochowice-N	6588250	5459050
NR-3	Zebra-Kalkstein	Nowe Rochowice-S	6577200	5451450
NR-4b	Zebra-Kalkstein	Nowe Rochowice-S	6577200	5451450
NR-5	Zebra-Kalkstein	Nowe Rochowice-S	6577750	5450200
NR-5b	Zebra-Kalkstein	Nowe Rochowice-S	6577750	5450200
NR-6	Matrix-Dolomit	Nowe Rochowice-N	6587550	5459500
Os-5	Matrix-Dolomit	Oseka	6536450	5449650
Os-1	Matrix-Dolomit	Oseka	6536450	5449650
Os-2	Matrix-Dolomit	Oseka	6536450	5449650
Os-6	Matrix-Dolomit	Oseka	6536450	5449650
Sch-2	Rhyolith ("Jaspis-Gang")	Polom (Winnicki)	6494560	5468380
Sch-7	Hydrothermaler Dolomit	Polom (Winnicki)	6493840	5469320
Sig-1	Dolomit (Matrix-Dol.-Typ)	Sigiert	6476080	5475970
Sig-2	Dolomit (Hydr. Dolomit)	Sigiert	6476080	5475970
Sig-3	Dolomit (Matrix-Dol.+ Satteldol.)	Sigiert	6476080	5475970
Sig-4	Hydrothermaler Dolomit	Sigiert	6476080	5475970
Sil-8	Kalzit-Marmor	Silesia	6481660	5473260
Sob-5	Kalzit-Marmor	Sobocin	6558340	5449440
Sob-2	Dazit (vulk. Gang)	Sobocin	6556680	5450580
Sob-7	Hydrothermaler Dolomit	Sobocin	6556680	5450580

Anl. 2a: Entnahmepunkte der im Text aufgeführten Proben (Polnisches Staatliches Koordinatensystem - 1965)

Probe	Petrographie	Vorkommen	R	H
P-11	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6495300	5457720
P-3	verk. Zebra-Kalkstein	Polom	6496940	5457320
P-4	Kalzit-Marmor	Polom	6494530	5458680
P-15b	Kontakt Kalzit-Marmor / Hydr. Dolomit	Polom	6495520	5458130
P-19	Kalzit-Marmor	Polom	6494820	5456620
P-1b	Zebra-Kalkstein	Polom	6497820	5462330
P-20	Kalzit-Marmor	Polom	6494820	5456620
P-21	verkieselter Zebra-Kalkstein	Polom	6497020	5457320
P-23a	Hydrothormaler Dolomit (Brekzie)	Polom	6495120	5456840
P-24	Rhyolith (vulk. Gang)	Polom	6494780	5460120
P-29b	Kontakt Kalzit-Marmor / Hydr. Dolomit	Polom	6495245	5456840
P-30	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6495140	5456860
P-31a	Kontakt Kalzit-Marmor / Hydr. Dolomit	Polom	6495245	5456840
P-32	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6495140	5456860
P-33	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6495140	5456860
P-33a	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6495140	5456860
P-39	Kalzit-Marmor	Polom	6495420	5456320
P-43	Kalzit-Marmor	Polom	6495420	5456320
P-44	Zebra-Kalkstein	Polom	6495420	5456320
P-45	Zebra-Kalkstein	Polom	6495580	5462320
P-48	verkieselter Zebra-Kalkstein	Polom	6495380	5462315
P-56	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6494880	5459440
P-56b	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6494880	5459440
P-6	Kalzit-Marmor	Polom	6494990	5458535
P-62	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6494875	5459580
P-62b	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6494875	5459580
P-64	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6494960	5459570
P-7	Hydrothormaler Dolomit	Polom	6495220	5457200
PG-1	Matrix-Dolomit	Grudno	6587400	5482950
PG-2	Matrix-Dolomit	Grudno	6587400	5482950
PG-3	Matrix-Dolomit	Grudno	6587400	5482950
PG-4	Matrix-Dolomit	Grudno	6587400	5482950
Pil-1	Kazit-Marmor	Pilchowice	6293610	5269000
Pil-8	Fsp-reicher Tonschiefer	Pilchowice	6306560	5515650
PI-2	verk. Zebra-Kalkstein	Płozczynka	6351800	5478200
PN-5	verk. Matrix-Dolomit	Podgórci-N	6463580	5486300
PN-10	verk. Matrixdolomit (Stromatolith?)	Podgórci-N	6464100	5486350
PN-14	verk. Matrix-Dolomit (Stromatolith?)	Podgórci-N	6464100	5486350
PN-1a	verk. Matrix-Dolomit	Podgórci-N	6463580	5486300
PN-1g	verk. Matrix-Dolomit	Podgórci-N	6463580	5486300
PN-2b	verk. Matrix-Dolomit	Podgórci-N	6463580	5486300
PNB-1	Dolomit-Brekzie	Podgórci-N	6466800	5484200
PS-1	Zebra-Kalkstein	Podgórci-S	6465850	5479750
PS-11	Dolomit-Brekzie	Podgórci-S	6463750	5479150
PS-9	Kalzit-Marmor	Podgórci-S	6464550	5479600
PZ-2	Kalzit-Marmor	Polom	6499980	5462900
PZ-1	Hornstein	Polom-Zero	6499980	5462900
RL-2	Kalzit-Marmor	Rhodeland	6524300	5448500

Anl. 2b: Entnahmepunkte der im Text aufgeführten Proben (Polnisches Staatliches Koordinatensystem - 1965)

Probe	Petrographie	R	H	CaO [%]	MgO [%]	SiO ₂ +NL [%]	R ₂ O ₃ [%]	CaCO ₃ [%]	MgCO ₃ [%]	Summe [%]
<i>Milek:</i>										
M2	Kalzit-Marmor	6515200	5457200	54,39	0,98	0,43	0,26	97,09	2,05	99,82
M3	Kalzit-Marmor	6514500	5457050	48,89	4,93	1,78	0,68	87,27	10,30	100,03
M4	Kalzit-Marmor	6514450	5456500	54,70	0,20	1,51	0,21	97,64	0,42	99,78
M5	Kalzit-Marmor	6514900	5456100	53,75	0,79	2,13	0,27	95,94	1,65	99,99
M6	Kalzit-Marmor	6515300	5455750	52,91	2,20	0,70	0,26	94,44	4,60	100,00
M7	Kalzit-Marmor	6518200	5455800	50,68	2,20	4,35	0,52	90,46	4,60	99,93
M8	Kalzit-Marmor	6510850	5460100	53,75	0,79	1,80	0,32	95,94	1,65	99,71
M9	Kalzit-Marmor	6511650	5458950	54,58	0,40	1,27	0,26	97,43	0,84	99,79
<i>Lipa-Hoffnung:</i>										
LH-1	Matrix-Dolomit	6569700	5481850	31,28	19,67	2,05	0,97	55,83	41,11	99,97
LH-2	Matrix-Dolomit	6570700	5481700	31,65	19,36	2,00	0,71	56,50	40,46	99,67
LH-3	Matrix-Dolomit	6570900	5481450	31,93	19,36	1,81	0,60	57,00	40,46	99,87
LH-4	phyll. Matrix-Dolomit	6570300	5481250	31,10	15,77	9,94	1,36	55,51	32,96	99,77
LH-5	Matrix-Dolomit	6569800	5481400	32,76	18,77	1,30	0,88	58,48	39,23	99,89
LH-6	Matrix-Dolomit	6569500	5481500	32,02	19,22	1,56	0,82	57,16	40,17	99,71
<i>Lipa-Bruch:</i>										
LB-1	phyllitischer Klkst.	6570300	5487950	32,67	14,45	8,49	2,62	58,32	30,20	99,63
LB-2	Zebra-Kalkstein	6570650	5488000	46,36	0,60	14,94	0,84	82,75	1,25	99,79
LB-3	Zebra-Kalkstein	6570750	5488600	36,02	13,36	5,68	1,10	64,30	27,92	99,00
LB-4	phyllitischer Klkst.	6570600	5488900	44,12	0,80	17,60	1,89	78,75	1,67	99,92
LB-5	phyllitischer Klkst.	6570400	5489000	34,91	4,41	26,24	2,10	62,31	9,22	99,87
LB-6	Zebra-Kalkstein	6569950	5488600	47,48	0,59	12,81	0,98	84,75	1,23	99,77
<i>Nowe Roch.- N:</i>										
NR-N-1	phyllitischer Klkst.	6586300	5457900	28,29	16,98	12,81	1,10	50,50	35,49	99,90
NR-N-2	phyllitischer Klkst.	6586800	5457800	30,76	13,63	14,73	1,54	54,91	28,49	99,66
NR-N-3	phyllitischer Klkst.	6587200	5457850	35,71	12,43	8,02	1,01	63,74	25,98	98,75
NR-N-4	Kalkphyllit	6587400	5457150	27,19	14,01	20,85	1,06	48,53	29,28	99,73
NR-N-5	dol. Kalkstein	6586800	5457050	39,28	2,36	23,84	0,92	70,11	4,93	99,81
NR-N-6	Kalkphyllit	6587200	5457800	20,05	13,81	32,46	2,82	35,79	28,86	99,93
NR-N-7	dol. Kalkstein	6587400	5457400	50,26	2,39	4,09	0,40	89,71	5,00	99,20
NR-N-8	Kalzit-Marmor	6587400	5457400	54,42	0,40	1,63	0,16	97,14	0,84	99,77
NR-N-9	Hydrotherm. Dol.	6587100	5457800	30,91	18,21	6,12	0,49	55,17	38,06	99,84
<i>NR-Mitte:</i>										
NR-M-1	Zebra-Kalkstein	6585000*	5453300*	48,49	2,36	6,69	0,94	86,55	4,93	99,12
NR-M-2	Zebra-Kalkstein	6585000*	5453300*	48,07	5,52	2,30	0,38	85,80	11,54	100,02
NR-M-3	Zebra-Kalkstein	6585000*	5453300*	48,62	3,35	5,54	0,39	86,79	7,00	99,72
NR-M-4	Zebra-Kalkstein	6585000*	5453300*	46,14	5,53	5,55	0,43	82,36	11,56	99,90

* Mittelpunkt des Aufschlusses

NL-nicht lösliche Bestandteile

R₂O₃ - Metalloxide

Anl. 3a: Ergebnisse der chemischen „Nassanalysen“ versch. Kauffunger Kalkstein-Lithotypen (Handstücke)

Probe	Petrographie	R	H	CaO [%]	MgO [%]	SiO ₂ +NL [%]	R ₂ O ₃ [%]	CaCO ₃ [%]	MgCO ₃ [%]	Summe [%]
<i>Podgórk-S:</i>										
MP1	Kalzit-Marmor	6464150	5479650	54,18	0,60	1,60	0,34	96,71	1,25	99,91
MP2	Kalzit-Marmor	6464200	5479450	54,36	0,60	0,95	0,39	97,03	1,25	99,63
MP3	Kalzit-Marmor	6464350	5479100	54,18	0,40	2,12	0,25	96,71	0,84	99,92
MP4	Kalzit-Marmor	6464800	5479600	54,74	0,40	1,16	0,30	97,71	0,84	100,01
MP5	Kalzit-Marmor	6464900	5477000	53,90	0,40	2,50	0,29	96,21	0,84	99,84
MP6	Kalzit-Marmor	6464200	5473250	55,02	0,20	1,02	0,29	98,21	0,42	99,94
MP9	Kalzit-Marmor	6459900	5471500	53,62	0,80	2,06	0,35	95,71	1,67	99,79
MP10	Kalzit-Marmor	6459800	5471350	53,34	1,40	1,27	0,30	95,21	2,93	99,71
MP11	Kalzit-Marmor	6464350	5472400	54,74	0,40	1,08	0,31	97,71	0,84	99,94
MP12	Kalzit-Marmor	6464350	5473700	54,46	0,60	1,24	0,25	97,21	1,25	99,96
MP13	Kalzit-Marmor	6464500	5474150	53,62	0,80	2,57	0,23	95,71	1,67	100,18
MP14	Kalzit-Marmor	6464550	5474800	52,78	1,20	2,97	0,33	94,21	2,51	100,02
MP15	Kalzit-Marmor	6464650	5475700	53,93	0,20	2,84	0,34	96,27	0,42	99,86
MP16	Kalzit-Marmor	6464950	5476350	54,48	0,20	2,03	0,25	97,25	0,42	99,94
MP17	Kalzit-Marmor	6464700	5476250	53,29	0,98	2,24	0,34	95,12	2,05	99,75
MP18	Kalzit-Marmor	6465400	5478500	54,66	0,38	1,00	0,43	97,57	0,79	99,79
MP19	Kalzit-Marmor	6465300	5478350	54,66	0,38	1,30	0,22	97,57	0,79	99,88
MP20	Kalzit-Marmor	6465200	5477700	54,11	0,38	2,31	0,30	96,59	0,79	99,99
MP22	Zebra-Kalkstein	6457050	5470100	45,87	5,13	6,65	0,68	81,88	10,72	99,93
MP25	Zebra-Kalkstein	6459900	5471400	45,52	6,42	4,92	0,41	81,25	13,42	100,00
MP26	Kalzit-Marmor	6464250	5478550	54,66	0,58	1,08	0,18	97,57	1,21	100,04
<i>Oselka</i>	Matrix-Dolomit	6536400	5449900	29,39	19,15	5,56	1,80	52,46	40,02	99,84
<i>Rhodeland</i>	Kalzit-Marmor	6524300	5448800	52,74	1,18	3,07	0,42	94,14	2,47	100,10

NL-nicht lösliche Bestandteile

R₂O₃ - Metalloxide

Anl. 3b: Ergebnisse der chemischen „Nassanalysen“ versch. Kauffunger Kalkstein-Lithotypen (Handstücke)

Probe	SiO ₂ [%]	TiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	MnO [%]	MgO [%]	MgCO ₃ [%]	CaO [%]	CaCO ₃ [%]	Na ₂ O [%]	K ₂ O [%]	P ₂ O ₅ [%]	(SO ₃) [%]	(Cl) [%]	(F) [%]	LOI [%]	Summe [%]
BB 3	52,93	0,009	0,17	0,15	0,025	9,32	19,48	15,42	27,52	0,04	0,03	0,007	<0,01	0,006	<0,020	21,80	99,91
Dob 2	4,90	0,032	0,81	0,36	0,065	2,41	5,04	48,06	85,79	0,24	0,14	0,020	<0,01	0,018	0,024	42,79	99,87
G 1	6,11	0,056	1,14	0,58	0,039	7,60	15,88	41,82	74,65	0,09	0,35	0,043	0,110	<0,001	<0,02	41,93	99,87
G 10	17,99	0,424	4,43	3,32	0,051	0,31	0,65	39,30	70,15	1,85	0,23	0,086	<0,01	<0,001	0,128	31,75	99,87
G 14	6,42	0,051	1,04	0,35	0,015	1,95	4,08	48,69	86,91	0,08	0,30	0,069	0,220	0,006	0,056	40,63	99,88
KA 4	19,99	0,323	6,54	1,91	0,038	13,00	27,17	22,70	40,52	0,08	2,18	0,055	<0,01	0,002	<0,02	33,04	99,86
Ko 3	11,60	0,149	3,03	1,30	0,058	0,50	1,05	44,99	80,31	0,23	0,82	0,035	0,100	<0,001	0,042	36,95	99,80
L 2	55,91	0,006	0,16	0,25	0,038	8,83	18,45	13,95	24,90	<0,01	0,02	0,012	0,040	0,005	<0,02	20,75	99,97
LB 8	6,02	0,058	1,13	0,35	0,110	0,12	0,25	51,35	91,66	0,02	0,11	0,029	0,030	<0,001	0,025	40,50	99,85
LF 1	14,66	0,041	0,82	0,63	0,095	0,43	0,90	45,88	81,90	0,03	0,28	0,118	0,030	<0,001	0,067	36,75	99,83
M 7	5,67	0,120	2,29	1,81	0,100	17,35	36,26	27,73	49,50	0,06	0,75	0,038	1,240	<0,001	0,086	42,66	99,90
M 11	0,57	0,007	0,22	0,08	0,016	1,03	2,15	54,66	97,57	0,02	0,03	0,009	<0,01	0,001	<0,02	43,26	99,90
M 12	2,09	0,024	0,54	0,19	0,007	0,33	0,69	53,29	95,12	0,03	0,11	0,010	0,060	<0,001	0,091	42,98	99,75
NR 1	7,00	0,039	0,86	0,30	0,033	1,64	3,43	49,08	87,61	0,03	0,22	0,018	0,020	<0,001	0,064	40,59	99,89
NR 6	0,95	0,027	0,35	0,31	0,122	20,45	42,74	31,16	55,62	<0,01	0,10	0,012	<0,01	0,007	<0,02	46,42	99,91
Os 5	1,94	0,026	0,53	1,24	0,135	20,37	42,57	29,77	53,14	0,05	0,10	0,013	<0,01	0,025	<0,02	45,69	99,89
P 3	14,41	0,166	3,42	0,97	0,019	0,72	1,50	41,84	74,68	0,12	1,04	0,053	0,030	<0,001	0,171	36,89	99,85
P 4	0,85	0,010	0,24	0,05	0,025	0,77	1,61	54,85	97,91	0,02	0,04	0,007	<0,01	<0,001	0,141	42,95	99,95
P 11	1,13	0,016	0,27	0,36	0,421	17,54	36,66	32,50	58,01	0,03	0,05	0,014	<0,01	0,026	<0,02	47,60	99,96
Pil 1	1,17	0,014	0,33	0,26	0,037	0,63	1,32	54,04	96,46	0,02	0,06	0,031	0,040	<0,001	0,082	43,20	99,91
PI 2	9,80	0,084	1,79	2,03	0,241	11,73	24,52	33,65	60,07	0,10	0,35	0,039	<0,01	0,007	0,023	40,03	99,87
PN 5	9,67	0,098	1,61	0,92	0,033	14,24	29,76	31,56	56,33	0,08	0,37	0,056	<0,01	0,005	<0,02	41,32	99,96
PN 10	6,24	0,015	0,24	0,32	0,041	17,27	36,09	31,99	57,10	<0,01	0,04	0,012	<0,01	0,006	<0,02	43,69	99,86
PNB 1	7,19	0,025	0,67	0,24	0,066	17,00	35,53	31,11	55,53	0,19	0,08	0,025	0,010	0,008	<0,02	43,30	99,91
PS 1	14,05	0,079	1,85	1,10	0,046	4,93	10,30	39,44	70,40	0,10	0,52	0,026	0,080	0,003	0,114	37,42	99,76
PS 11	11,75	0,067	1,54	0,96	0,042	8,81	18,41	36,53	65,21	0,05	0,47	0,027	0,070	<0,001	0,079	39,38	99,78
PZ 2	2,34	0,021	0,45	0,16	0,020	0,82	1,71	53,18	94,93	0,04	0,09	0,011	0,020	<0,001	0,086	42,59	99,83
Sig 1	3,08	0,043	0,86	0,36	0,089	19,75	41,28	30,07	53,67	0,07	0,18	0,022	<0,01	0,026	<0,02	45,36	99,91
Sil 8	0,66	0,010	0,18	0,07	0,023	0,14	0,29	55,55	99,16	0,01	0,03	0,006	<0,01	<0,001	0,116	43,16	99,96
Sob 5	2,68	0,006	0,17	0,05	0,026	0,56	1,17	54,15	96,66	0,03	0,02	0,012	<0,01	0,003	0,021	42,19	99,92
Str 1	6,89	0,068	1,49	0,66	0,067	0,47	0,98	49,15	87,73	0,47	0,21	0,040	0,020	0,008	0,056	40,23	99,83

Anl. 4a: Chemische Vollanalysen (RFA) verschiedener Kauffunger Kalkstein - Lithotypen (Petrographie und Probenentnahmepunkte siehe Anl. 2)

Probe	Ba [ppm]	Sr [ppm]	Bi [ppm]	Ce [ppm]	Co [ppm]	Cr [ppm]	Cs [ppm]	Cu [ppm]	Ga [ppm]	Hf [ppm]	La [ppm]	Mo [ppm]	Nb [ppm]	Ni [ppm]
BB 3	20	46	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	<2	4	<3
Dob 2	53	388	<3	<25	<3	<3	<5	29	<3	<5	25	16	6	<3
G 1	47	173	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	12	3	<3
G 10	41	576	<3	<25	8	42	<5	<10	3	<5	<25	16	8	<3
G 14	33	230	<3	29	<3	12	<5	<10	<3	<5	<25	19	5	<3
KA 4	139	67	<3	<25	4	42	<5	<10	9	6	36	<2	<2	<3
Ko 3	419	370	<3	<25	6	15	<5	12	<3	<5	<25	16	<2	<3
L 2	35	40	<3	<25	<3	8	<5	<10	<3	<5	<25	<2	<2	<3
LB 8	29	127	<3	<25	<3	8	<5	13	<3	<5	<25	13	5	<3
LF 1	428	378	<3	<25	<3	12	<5	<10	<3	<5	30	18	7	<3
M 7	138	138	<3	<25	<3	11	<5	<10	<3	<5	<25	<2	<2	<3
M 11	20	235	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	30	7	<2	<3
M 12	30	1658	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	11	2	<3
NR 1	40	283	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	14	4	<3
NR 6	50	69	4	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	<2	<2	<3
Os 5	31	80	<3	<25	5	8	<5	17	<3	<5	<25	4	<2	11
P 3	118	628	<3	42	<3	21	<5	11	4	<5	55	16	8	<3
P 4	21	158	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	6	<25	4	5	<3
P 11	29	28	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	3	<2	<3
Pil 1	30	225	<3	<25	<3	10	<5	<10	<3	<5	<25	10	5	<3
PI 2	79	211	<3	<25	<3	8	<5	11	<3	<5	29	14	6	<3
PN 5	97	221	<3	<25	3	5	<5	16	5	6	<25	<2	<2	4
PN 10	18	181	<3	<25	<3	8	<5	<10	<3	<5	<25	<2	<2	<3
PNB 1	27	213	<3	<25	<3	10	<5	<10	<3	<5	<25	<2	<2	<3
PS 1	362	1146	<3	<25	<3	10	7	17	<3	<5	<25	12	<2	<3
PS 11	95	1193	<3	30	<3	9	7	<10	<3	<5	<25	16	5	<3
PZ 2	33	952	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	6	<25	5	3	<3
Sig 1	54	107	<3	<25	<3	8	<5	17	<3	<5	<25	<2	<2	<3
Sil 8	22	180	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	26	10	2	<3
Sob 5	17	197	<3	<25	<3	<3	<5	<10	<3	<5	<25	11	5	<3
Str 1	413	234	<3	<25	3	7	<5	<10	<3	<5	<25	14	3	<3

Anl. 4b: Chemische Vollanalysen (RFA) verschiedener Kauffunger Kalkstein - Lithotypen (Petrographie und Probenentnahmepunkte siehe Anl. 2)

Probe	Rb [ppm]	Pb [ppm]	Sb [ppm]	Sc [ppm]	Sn [ppm]	Ta [ppm]	Th [ppm]	U	V [ppm]	W [ppm]	Y [ppm]	Zn [ppm]	Zr [ppm]
BB 3	<2	<4	22	<2	<2	<5	<5	<3	<5	3	6	30	<3
Dob 2	<2	<4	15	<2	<2	<5	<5	5	13	4	7	16	9
G 1	<2	<4	28	2	<2	<5	<5	3	12	6	6	19	15
G 10	<2	<4	22	11	<2	<5	<5	<3	24	7	16	16	32
G 14	<2	<4	13	3	<2	<5	<5	<3	19	<3	4	13	11
KA 4	45	<4	7	7	<2	<5	5	3	37	<3	12	38	74
Ko 3	22	8	15	4	<2	<5	<5	<3	22	4	12	44	38
L 2	<2	<4	10	<2	3	<5	<5	<3	<5	7	4	43	<3
LB 8	<2	110	42	4	<2	7	6	7	6	<3	8	138	18
LF 1	<2	5	29	<2	<2	<5	<5	4	15	<3	13	25	13
M 7	4	5	13	4	<2	<5	<5	3	10	4	10	47	30
M 11	<2	11	18	<2	<2	<5	<5	<3	<5	<3	6	10	<3
M 12	<2	11	43	<2	<2	<5	<5	<3	5	8	4	38	32
NR 1	<2	<4	21	4	5	<5	<5	<3	17	9	<3	22	9
NR 6	<2	<4	23	4	<2	<5	<5	<3	7	3	7	58	4
Os 5	<2	52	17	5	5	<5	<5	<3	20	<3	7	677	8
P 3	22	16	23	3	<2	<5	<5	6	25	6	7	143	49
P 4	<2	<4	13	<2	2	<5	<5	6	<5	<3	5	17	<3
P 11	<2	<4	10	<2	<2	<5	<5	<3	12	6	4	22	<3
Pil 1	<2	<4	20	<2	<2	<5	<5	<3	<5	<3	6	41	3
PI 2	<2	17	18	5	<2	<5	<5	7	31	<3	11	74	18
PN 5	5	<4	17	7	<2	<5	<5	<3	55	<3	8	51	22
PN 10	<2	<4	33	<2	<2	<5	<5	4	10	<3	5	45	<3
PNB 1	<2	34	16	3	<2	<5	<5	<3	<5	<3	6	42	<3
PS 1	<2	67	15	3	<2	<5	<5	4	19	4	6	148	31
PS 11	3	25	6	3	<2	5	<5	<3	15	5	5	77	20
PZ 2	<2	14	14	3	<2	<5	<5	<3	<5	9	7	54	19
Sig 1	<2	18	28	<2	<2	<5	<5	<3	16	6	5	55	7
Sil 8	<2	8	37	<2	<2	<5	<5	<3	9	<3	3	5	<3
Sob 5	<2	30	18	<2	<2	<5	<5	<3	<5	5	4	11	<3
Str 1	<2	22	29	<2	4	<5	<5	<3	16	<3	10	13	20

Anl. 4c: Chemische Vollanalysen (RFA) verschiedener Kauffunger Kalkstein - Lithotypen (Petrographie und Probenentnahmepunkte siehe Anl. 2)

Probe	Petrographie	Ox%(Mg)	Ox%(Ca)	Ox%(Mn)	Ox%(Fe)	Ox%(Sr)	Ox%(Si)	MgCO ₃	CaCO ₃	Mn CO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	Summe
bb5	Dolomit-Marmor	20,831	30,979	0,0016	0,0016			43,54	55,30	0,003	0,003	0,000	98,84
bb5	Dolomit-Marmor	21,102	31,029	0,0016	0,0016			44,10	55,39	0,003	0,003	0,000	99,50
bb5	Dolomit-Marmor	20,713	31,162	0,0016	0,0016			43,29	55,62	0,003	0,003	0,000	98,92
bb5	Dolomit-Marmor	21,027	30,544	0,0016	0,0016			43,95	54,52	0,003	0,003	0,000	98,47
bb5	Dolomit-Marmor	20,917	30,604	0,0016	0,0016			43,72	54,63	0,003	0,003	0,000	98,35
bb5	Dolomit-Marmor	21,106	30,812	0,0016	0,0016			44,11	55,00	0,003	0,003	0,000	99,12
g1	Zebra-Kalk. (Cc)	0,003	55,800	0,0016	0,0543		0,04	0,01	99,60	0,003	0,090	0,000	99,74
g1	Zebra-Kalk. (Cc)	0,118	55,788	0,0016	0,018		1,59	0,25	99,58	0,003	0,030	0,000	101,45
g1	Zebra-Kalk. (Cc)	0,054	56,871	0,0388	0,0016		0,01	0,11	101,51	0,063	0,003	0,000	101,70
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,260	31,927	0,0819	0,4464		0,01	42,34	56,99	0,133	0,737	0,000	100,22
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	17,834	35,131	0,0428	0,0181		0,00	37,27	62,71	0,069	0,030	0,000	100,08
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,073	32,659	0,0312	0,2162		0,06	41,95	58,30	0,051	0,357	0,000	100,72
g1	Zebra-Kalk. (Cc)	0,042	57,431	0,0016	0,0034		0,04	0,09	102,51	0,003	0,006	0,000	102,65
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,652	31,164	0,0468	0,6744		0,01	43,16	55,63	0,076	1,113	0,000	99,99
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,503	31,255	0,0467	0,5755		0,01	42,85	55,79	0,076	0,950	0,000	99,68
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	18,551	34,068	0,0663	0,3772		0,00	38,77	60,81	0,107	0,622	0,000	100,31
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,509	30,714	0,0154	0,5722		0,21	42,86	54,82	0,025	0,944	0,000	98,87
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,054	30,274	0,0232	0,4995		1,32	41,91	54,04	0,038	0,824	0,000	98,13
g1	Zebra-Kalk. (Cc)	0,015	57,426	0,0231	0,0758		0,09	0,03	102,50	0,037	0,125	0,000	102,79
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	19,077	32,334	0,0542	0,9864		0,03	39,87	57,72	0,088	1,628	0,000	99,33
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	19,184	32,471	0,0619	0,8919		0,02	40,09	57,96	0,100	1,472	0,000	99,64
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	19,422	31,822	0,0579	0,6893		0,18	40,59	56,80	0,094	1,137	0,000	98,80
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	16,831	34,519	0,0192	0,6453		1,11	35,18	61,62	0,031	1,065	0,000	99,00
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	19,404	31,899	0,0347	0,4899		0,37	40,55	56,94	0,056	0,808	0,000	98,73
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	17,580	34,508	0,2124	0,8621		0,04	36,74	61,60	0,344	1,422	0,000	100,15
g1	Zebra-Kalk. (Dol)	20,049	31,767	0,0153	0,5806		0,03	41,90	56,70	0,025	0,958	0,000	99,61

Anl. 5a: Ergebnisse der Mikrosondenanalysen (Probenpetrographie und -entnahmepunkte siehe Anl.2)

Probe	Petrographie	Ox%(Mg)	Ox%(Ca)	Ox%(Mn)	Ox%(Fe)	Ox%(Sr)	Ox%(Si)	MgCO ₃	CaCO ₃	Mn CO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	Summe
KB11	Kalzit-Marmor	0,247	55,623	0,0037	0,007		0,01	0,52	99,29	0,006	0,012	0,000	99,83
KB11	Dol-Ader	20,585	31,095	0,128	0,109		0,00	43,02	55,50	0,207	0,180	0,000	98,92
KB11	Dol-Ader	20,232	31,876	0,1396	0,0471		0,00	42,29	56,90	0,226	0,078	0,000	99,49
KB11	Dol-Ader	20,294	31,445	0,0464	0,0216		0,02	42,41	56,13	0,075	0,036	0,000	98,67
KB11	Dol-Ader	20,333	31,961	0,128	0,0107		0,01	42,50	57,05	0,207	0,018	0,000	99,78
KB11	Kalzit-Marmor	0,389	55,721	0,0037	0,0862		0,01	0,81	99,46	0,006	0,142	0,000	100,43
KB11	Kalzit-Marmor	0,430	55,695	0,0016	0,0016		0,05	0,90	99,42	0,003	0,003	0,000	100,37
KB11	Kalzit-Marmor	0,266	56,157	0,023	0,0214		0,01	0,56	100,24	0,037	0,035	0,000	100,88
KB11	Kalzit-Marmor	0,436	55,790	0,0016	0,0322		0,01	0,91	99,59	0,003	0,053	0,000	100,56
KB11	Kalzit-Marmor	0,084	56,196	0,0016	0,0286		0,00	0,18	100,31	0,003	0,047	0,000	100,54
KB11	Kalzit-Marmor	0,105	56,257	0,0016	0,0397		0,00	0,22	100,42	0,003	0,066	0,000	100,71
KB11	Kalzit-Marmor	0,231	56,481	0,0016	0,0016		0,01	0,48	100,82	0,003	0,003	0,000	101,31
LH2	Matrix-Dolomit	20,847	30,490	0,0016	0,3273		0,00	43,57	54,43	0,003	0,540	0,000	98,54
LH2	Matrix-Dolomit	21,061	30,963	0,098	0,2058		0,01	44,02	55,27	0,159	0,340	0,000	99,80
LH2	Matrix-Dolomit	20,543	31,171	0,0016	0,1838		0,01	42,93	55,64	0,003	0,303	0,000	98,89
LH2	Matrix-Dolomit	20,869	30,620	0,0016	0,0845		0,01	43,62	54,66	0,003	0,139	0,000	98,42
LH2	Matrix-Dolomit	21,234	30,761	0,0548	0,1029		0,03	44,38	54,91	0,089	0,170	0,000	99,57
LH2	Matrix-Dolomit	21,427	31,294	0,0235	0,0995		0,00	44,78	55,86	0,038	0,164	0,000	100,85
LH2	Matrix-Dolomit	21,067	30,512	0,0077	0,1586		0,00	44,03	54,46	0,012	0,262	0,000	98,77
MB1	Kalzit-Marmor	0,045	56,976	0,0428	0,0144	0,0016	0,00	0,09	101,70	0,069	0,024	0,002	101,90
MB1	Kalzit-Marmor	0,031	54,448	0,0016	0,058	0,0252	0,00	0,06	97,19	0,003	0,096	0,036	97,39
MB1	Kalzit-Marmor	0,055	55,411	0,0389	0,0016	0,0505	0,00	0,11	98,91	0,063	0,003	0,072	99,16
MB1	Kalzit-Marmor	0,031	55,940	0,0349	0,0016	0,0421	0,02	0,06	99,85	0,057	0,003	0,060	100,05
MB1	Kalzit-Marmor	0,077	55,699	0,0584	0,0216	0,0505	0,03	0,16	99,42	0,095	0,036	0,072	99,81
MB1	Kalzit-Marmor	0,092	56,030	0,0016	0,0507	0,0168	0,01	0,19	100,01	0,003	0,084	0,024	100,33
MB1	Kalzit-Marmor	0,074	55,507	0,0038	0,0144	0,0252	0,03	0,16	99,08	0,006	0,024	0,036	99,33
MB1	Kalzit-Marmor	0,072	55,721	0,0077	0,0016	0,076	0,00	0,15	99,46	0,012	0,003	0,108	99,74
MB1	Kalzit-Marmor	0,063	55,510	0,0077	0,029	0,076	0,04	0,13	99,08	0,012	0,048	0,108	99,43
NR6a	Dolomit-Marmor	20,833	29,826	0,0037	0,3602	0	0,02	43,54	53,24	0,006	0,594	0,000	97,40
NR6a	Dolomit-Marmor	20,558	29,928	0,0978	0,4887	0	0,00	42,97	53,42	0,158	0,806	0,000	97,36
NR6a	Dolomit-Marmor	20,278	29,348	0,0625	0,7751	0,008	0,03	42,38	52,39	0,101	1,279	0,011	96,19

Anl. 5b: Ergebnisse der Mikrosondenanalysen (Probenpetrographie und -entnahmepunkte siehe Anl.2)

Probe	Petrographie	Ox%(Mg)	Ox%(Ca)	Ox%(Mn)	Ox%(Fe)	Ox%(Sr)	Ox%(Si)	MgCO ₃	CaCO ₃	Mn CO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	Summe
NR8	Zebra-Kalk. (Cc)	0,043	55,608	0,0016	0,0016			0,09	99,26	0,003	0,003	0,000	99,35
NR8	Zebra-Kalk. (Dol)	17,766	32,456	0,0016	0,0016			37,13	57,93	0,003	0,003	0,000	95,07
NR8	Zebra-Kalkstein	1,863	4,584	0,0016	0,0016			3,89	8,18	0,003	0,003	0,000	12,08
NR8	Zebra-Kalk. (Dol)	12,413	31,235	0,0016	0,0016			25,94	55,75	0,003	0,003	0,000	81,70
P33c	Hydr.-Dol	21,502	30,553	0,4235	0,4519			44,94	54,54	0,686	0,746	0,000	100,91
P33c	Hydr.-Dol	21,074	30,637	0,2449	0,4091			44,04	54,69	0,397	0,675	0,000	99,80
P33c	H-D (Cc-Druse)	0,562	50,798	0,0016	0,0105			1,17	90,67	0,003	0,017	0,000	91,87
P33c	H-D (Cc-Druse)	0,515	55,606	0,0016	0,0016			1,08	99,26	0,003	0,003	0,000	100,34
P33c	Hydr.-Dol	21,620	31,062	0,2863	0,3693			45,18	55,45	0,464	0,609	0,000	101,70
P33c	Hydr. Dolomit	21,342	30,256	0,3142	0,4067			44,60	54,01	0,509	0,671	0,000	99,79
P33c	Hydr. Dolomit	20,876	31,027	0,2284	0,3982			43,63	55,38	0,370	0,657	0,000	100,04
P33c	Hydr. Dolomit	21,620	31,062	0,2863	0,3693			45,18	55,45	0,464	0,609	0,000	101,70
P39	Kalzit-Marmor	0,028	58,529	0,0272	0,0436		0,03	0,06	104,47	0,044	0,072	0,000	104,68
P39	Kalzit-Marmor	0,011	56,261	0,0037	0,0253		0,04	0,02	100,43	0,006	0,042	0,000	100,54
P39	Kalzit-Marmor	0,033	56,362	0,0016	0,0363		0,00	0,07	100,61	0,003	0,060	0,000	100,74
P39	Kalzit-Marmor	0,031	56,515	0,0016	0,0144		0,00	0,06	100,88	0,003	0,024	0,000	100,97
P39	Kalzit-Marmor	0,031	56,550	0,0389	0,0253		0,00	0,07	100,94	0,063	0,042	0,000	101,11
P39	Dol-Ader	20,333	30,976	0,1367	0,5647		0,03	42,50	55,29	0,221	0,932	0,000	98,97
P39	Kalzit-Marmor	0,256	56,117	0,0016	0,0107		0,00	0,54	100,17	0,003	0,018	0,000	100,73
P39	Dol-Ader	20,018	30,892	0,0819	0,7003		0,00	41,84	55,14	0,133	1,155	0,000	98,27
P39	Dol-Ader	20,663	30,638	0,1329	0,3007		0,03	43,19	54,69	0,215	0,496	0,000	98,61
P39	Dol-Ader	20,449	30,271	0,3241	0,8209		0,04	42,74	54,03	0,525	1,354	0,000	98,69
P40	Kalzit-Marmor	0,003	57,949	0,0081	0,0818			0,01	103,44	0,013	0,135	0,000	103,59
P40	Kalzit-Marmor	0,026	54,920	0,0081	0,0016			0,05	98,03	0,013	0,003	0,000	98,10
P40	Kalzit-Marmor	0,130	53,107	0,0016	0,0016			0,27	94,80	0,003	0,003	0,000	95,07
P40	Dol-Ader	21,080	31,415	0,1413	0,1723			44,06	56,08	0,229	0,284	0,000	100,65
P40	Dol-Ader	20,974	31,073	0,7143	0,4087			43,84	55,47	1,157	0,674	0,000	101,13
P40	Dol-Ader	21,208	32,158	0,1954	0,1435			44,32	57,40	0,317	0,237	0,000	102,28
P40	Dol-Ader	16,491	21,696	2,6431	15,5564			34,47	38,73	4,282	25,668	0,000	103,14

Anl. 5c: Ergebnisse der Mikrosondenanalysen (Probenpetrographie und -entnahmepunkte siehe Anl.2)

Probe	Petrographie	Ox%(Mg)	Ox%(Ca)	Ox%(Mn)	Ox%(Fe)	Ox%(Sr)	Ox%(Si)	MgCO ₃	CaCO ₃	Mn CO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	Summe
P47	Zebra-Kalk. (Dol)	21,231	31,331	0,133	0,6258			44,37	55,93	0,215	1,033	0,000	101,55
P47	Zebra-Kalk. (Dol)	21,177	30,980	0,0414	0,5433			44,26	55,30	0,067	0,896	0,000	100,52
P47	Zebra-Kalk. (Dol)	21,287	30,974	0,0831	0,3845			44,49	55,29	0,135	0,634	0,000	100,55
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,386	54,821	0,0016	0,0729		0,00	0,81	97,86	0,003	0,120	0,000	98,79
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,097	57,649	0,0547	0,0016		0,00	0,20	102,90	0,089	0,003	0,000	103,20
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,141	54,918	0,0195	0,0016		0,00	0,30	98,03	0,032	0,003	0,000	98,36
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,032	53,077	0,0016	0,0547		0,03	0,07	94,74	0,003	0,090	0,000	94,94
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,093	53,471	0,0016	0,0016		0,04	0,19	95,45	0,003	0,003	0,000	95,69
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,039	56,040	0,0273	0,051		0,00	0,08	100,03	0,044	0,084	0,000	100,24
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,005	54,806	0,0016	0,0016		0,00	0,01	97,83	0,003	0,003	0,000	97,85
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,025	53,479	0,0016	0,0071		0,02	0,05	95,46	0,003	0,012	0,000	95,55
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,410	54,798	0,0155	0,0108		0,00	0,86	97,81	0,025	0,018	0,000	98,72
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,092	55,320	0,0116	0,0016		0,00	0,19	98,75	0,019	0,003	0,000	98,96
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,059	58,038	0,0016	0,0253		0,07	0,12	103,60	0,003	0,042	0,000	103,83
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,045	55,199	0,0037	0,0016		0,04	0,09	98,53	0,006	0,003	0,000	98,68
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,218	54,398	0,0115	0,0945		0,02	0,45	97,10	0,019	0,156	0,000	97,75
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,068	56,661	0,0016	0,0016		0,01	0,14	101,14	0,003	0,003	0,000	101,29
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,077	56,715	0,0016	0,0016		0,02	0,16	101,24	0,003	0,003	0,000	101,42
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,072	56,631	0,0939	0,051		0,00	0,15	101,09	0,152	0,084	0,000	101,48
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,109	56,504	0,0704	0,0437		0,00	0,23	100,86	0,114	0,072	0,000	101,28
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,244	56,253	0,0016	0,0948		0,07	0,51	100,41	0,003	0,156	0,000	101,15
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,054	56,498	0,0194	0,0437		0,00	0,11	100,85	0,031	0,072	0,000	101,07
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,058	56,694	0,0016	0,0291		0,02	0,12	101,20	0,003	0,048	0,000	101,39
P-5	Kalzit-Mm (dunkel)	0,048	56,064	0,0016	0,04		0,25	0,10	100,07	0,003	0,066	0,000	100,49

Anl. 5d: Ergebnisse der Mikrosondenanalysen (Probenpetrographie und -entnahmepunkte siehe Anl.2)

Probe	Petrographie	Ox%(Mg)	Ox%(Ca)	Ox%(Mn)	Ox%(Fe)	Ox%(Sr)	Ox%(Si)	MgCO ₃	CaCO ₃	Mn CO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃	Summe
P6	Kalzit-Marmor	0,067	57,349	0,0016	0,0016		0,02	0,14	102,37	0,003	0,003	0,000	102,53
P6	Kalzit-Marmor	0,067	56,992	0,0016	0,0508		0,00	0,14	101,73	0,003	0,084	0,000	101,96
P6	Kalzit-Marmor	0,049	56,807	0,0016	0,0217		0,00	0,10	101,40	0,003	0,036	0,000	101,54
P6	Kalzit-Marmor	0,024	57,065	0,0016	0,0217		0,01	0,05	101,86	0,003	0,036	0,000	101,96
P6	Kalzit-Marmor	0,042	57,187	0,0016	0,0508		0,05	0,09	102,08	0,003	0,084	0,000	102,31
P6	Kalzit-Marmor	0,056	56,856	0,0037	0,0252		0,02	0,12	101,49	0,006	0,042	0,000	101,67
P6	Kalzit-Marmor	0,018	56,967	0,0016	0,0216		0,00	0,04	101,69	0,003	0,036	0,000	101,76
P6	Kalzit-Marmor	0,022	56,779	0,0076	0,0016		0,00	0,05	101,35	0,012	0,003	0,000	101,41
P6	Kalzit-Marmor	0,003	56,784	0,0076	0,0016		0,03	0,01	101,36	0,012	0,003	0,000	101,41
P6	Kalzit-Marmor	0,029	56,481	0,0387	0,0016		0,00	0,06	100,82	0,063	0,003	0,000	100,95
P6	Kalzit-Marmor	0,110	56,278	0,0016	0,0143		0,00	0,23	100,46	0,003	0,024	0,000	100,71
P6	Kalzit-Marmor	0,104	56,717	0,0037	0,0016		0,00	0,22	101,24	0,006	0,003	0,000	101,47
P6	Kalzit-Marmor	0,013	57,181	0,0154	0,0579		0,00	0,03	102,07	0,025	0,096	0,000	102,22
P6	Kalzit-Marmor	0,060	56,779	0,0154	0,0216		0,03	0,13	101,35	0,025	0,036	0,000	101,56
P6	Kalzit-Marmor	0,172	56,033	0,0154	0,0797		0,00	0,36	100,02	0,025	0,132	0,000	100,54
P6	Kalzit-Marmor	0,098	56,521	0,0016	0,0016		0,00	0,21	100,89	0,003	0,003	0,000	101,10
P6	Kalzit-Marmor	0,126	56,303	0,0505	0,0016		0,03	0,26	100,50	0,082	0,003	0,000	100,88
P6	Kalzit-Marmor	0,185	56,758	0,0016	0,0325		0,02	0,39	101,31	0,003	0,054	0,000	101,78
P6	Kalzit-Marmor	0,386	56,601	0,0193	0,0016		0,01	0,81	101,03	0,031	0,003	0,000	101,88
P6	Kalzit-Marmor	0,041	0,700	0,2473	83,1084		1,53	0,08	1,25	0,401	0,000	0,000	3,26
PG2	Matrix-Dolomit	21,019	30,580	0,1215	0,1617		0,00	43,93	54,59	0,197	0,267	0,000	98,98
PG2	Matrix-Dolomit	20,683	31,297	0,1372	0,1286		0,02	43,23	55,86	0,222	0,212	0,000	99,54
PG2	Matrix-Dolomit	21,201	30,647	0,1019	0,0477		0,46	44,31	54,70	0,165	0,079	0,000	99,71
PG2	Matrix-Dolomit	18,604	28,006	0,0825	0,2141		11,79	38,88	49,99	0,134	0,353	0,000	101,15
PG2	Matrix-Dolomit	20,041	31,476	0,1333	0,0513		0,07	41,89	56,19	0,216	0,085	0,000	98,44
PG2	Matrix-Dolomit	21,283	31,092	0,0195	0,125		0,00	44,48	55,50	0,032	0,206	0,000	100,22
PG2	Matrix-Dolomit	21,391	30,999	0,1294	0,0476		0,01	44,71	55,33	0,210	0,079	0,000	100,34
Sig2	Hydr. Dolomit	20,891	31,132	0,0016	0,0016			43,66	55,57	0,003	0,003	0,000	99,24
Sig2	Hydr. Dolomit	21,031	31,077	0,0016	0,0016			43,96	55,47	0,003	0,003	0,000	99,43
Sig2	Hydr. Dolomit	22,307	33,508	0,0016	0,0016			46,62	59,81	0,003	0,003	0,000	106,44
Sig2	Hydr. Dolomit	19,987	34,386	0,0016	0,0016			41,77	61,38	0,003	0,003	0,000	103,16
Sig2	Hydr. Dolomit	21,409	31,680	0,0016	0,0016			44,74	56,55	0,003	0,003	0,000	101,30
Sig2	Hydr. Dolomit	20,661	32,401	0,0016	0,0016			43,18	57,84	0,003	0,003	0,000	101,02
Sig2	Hydr. Dolomit	16,178	30,366	0,0016	0,0016			33,81	54,20	0,003	0,003	0,000	88,02
Sig2	Hydr. Dolomit	21,881	32,610	0,0016	0,0016			45,73	58,21	0,003	0,003	0,000	103,95
Sig2	Hydr. Dolomit	21,426	31,571	0,0016	0,0016			44,78	56,35	0,003	0,003	0,000	101,14

Anl. 5e: Ergebnisse der Mikrosondenanalysen (Probenpetrographie und -entnahmepunkte siehe Anl.2)